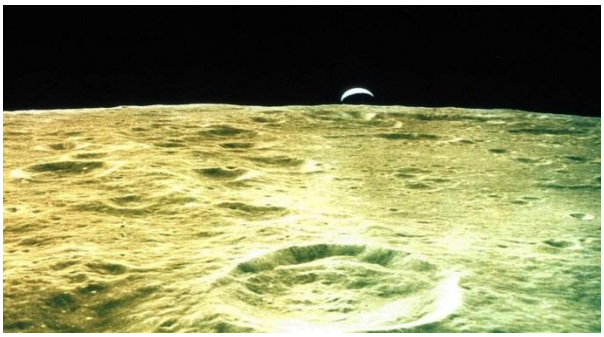
A talajtakaró geonómiája

A pedoszféra mint a Föld sajátos fázishatára

Az MTA X. Földtudományok Osztálya,
Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottság
Geonómiai és Planetológiai Albizottságának a konferenciája
2013. szeptember 26. és 27.



Szerkesztette:
Kubovics Imre, Póka Teréz és Weidinger Tamás

Budapest, 2017

Egyetemi Meteorológiai Füzetek No. 28.

A talajtakaró geonómiája

A pedoszféra mint a Föld sajátos fázishatára

Az MTA X. Földtudományok Osztálya,
Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottság,
Geonómiai és Planetológiai Albizottságának
kétnapos konferenciája, 2013. szeptember 26. és 27.

A kiadványt szerkesztette:
Kubovics Imre, Póka Teréz és Weidinger Tamás

Technikai szerkesztő: Kis Anna

A Szerkesztők köszönetet mondanak az OTKA K116788 és NN109679 programnak
a kiadvány megjelentetéséhez nyújtott segítségért.

ISSN 0865-7920
ISBN 978-963-284-918-8 (online)

Kiadja az ELTE Meteorológiai Tanszéke
Kiadásért felel: Dr. Bartholy Judit, egyetemi tanár

TARTALOMJEGYZÉK

Kubovics Imre:
Elnöki köszöntő: a pedoszféra – kölcsönhatásban a Föld szféráival 5

A konferencia meghívója és programja 8

Póka Teréz:
A geonómia klasszikus alapvetése a földi szférák kölcsönhatásáról és a pedoszféra meghatározó szerepéről 12

Várallyay György:
A víz szerepe a talaj anyag- és energiaforgalmi folyamataiban (képződés, átalakulás, degradáció) 21

Várallyay György:
A szélsőséges vízháztartási helyzetek (árvíz, belvíz – aszály) talajtani okai és következményei 41

Kátai János és Zsuposné Oláh Ágnes:
Az élővilág szerepe a talajképződésben 61

Nemecz Ernő és Hartyáni Zsuzsanna:
Talajok korszerű ásványtani és geokémiai vizsgálata 71

Szendrei Géza:
Agyagásványok szikes talajokban 85

Viczián István:
Összefüggés a plio-pleisztocén vörösagyagok ásványos összetétele és képződési körülményei között a DK-Dunántúlon 107

Mindszenty Andrea:
A sekélytengeri karbonátos rétegsorokban megjelenő paleotalajok ellentmondásos karakteréről 134

Illés Erzsébet:
Az összehasonlító planetológia haszna a földtudományok számára. Bevezetés 167

Füleky György:
Az elsődleges talajtakaró kialakulásának feltételei és folyamata a Földön 170

Bérczi Szaniszló:
Az anyagszerveződési szintek a planetáris pedoszférák áttekintéséhez 184

Polgári Márta:
Extraterresztrikuspaleo-pedoszférák kimutatásának a lehetőségei földi tapasztalatok alapján 192

Petrovai Kristóf:
A klímaváltozások csillagászati összefüggései 205

Bartholy Judit és Pongrácz Rita:
Rövidtávú klímaváltozások és előrejelzésük *217*

Ács Ferenc, Rajkai Kálmán, Breuer Hajnalka, Horváth Ákos és Mona Tamás:
A talaj hatása a légkörre: a hazai numerikus vizsgálatok áttekintése *230*

Jolánkai Márton, Tarnawa Ákos, Kassai M. Katalin, Nyárai H. Ferenc és Birkás Márta:
Növénytermesztés, földhasználat és klímaváltozás *249*

Kordos László
Elmélkedés a pedoszféráról *257*

További beérkezett publikáció *261*

Gyollai Ildikó, Kereszturi Ákos, Szabó Máté, Elias Chatzitheodoridis és Bérczi Szaniszló:
Másodlagos ásványok keletkezési viszonyainak vizsgálata a Nakhla, Yamato, Lafayette és Governador Valadares marsi meteoritokban *262*

Függelék *270*

Az MTA X. Osztály, Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottság Geonómiai és Planetológiai Albizottságának és jogelődjének az MTA Planetológiai Tudományos Bizottság kiadványai (1991-től) és a Bizottság által szervezett konferenciák programja (2007-től) *271*

Az Egyetemi Meteorológiai Füzetek korábbi kiadványai *282*

ELNÖKI KÖSZÖNTŐ:
A PEDOSZFÉRA – KÖLCSÖNHATÁSBAN A FÖLD SZFÉRÁIVAL

Kubovics Imre

ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Kőzettan-Geokémiai Tanszék
1117 Budapest Pázmány Péter s. 1/C.

Salutation from President of Subcommittee:
Pedosphere – interacting with the spheres of the Earth

A szoláris köd kondenzációjával és akkréciójával kezdődő anyagkoncentráció (anyagtömörödés) okozta differenciált gravitációnövekedés hatására végbemenő kozmikustest-képződési, adott esetben Föld-képződési folyamat, s ezzel egyidejűleg a belső és a külső földövek* kialakulása és állandó változása egységes, összefüggő folyamat.

E bonyolult rendszer tanulmányozása több tudományágat, a tudományok differenciációjával pedig egyre több tudományszakot érintett, ami sok esetben az egyébként is laza kapcsolatok teljes megszűnését eredményezte. Mindez a kutatási eredmények értékelésében is jelentős problémákat okozott. Ezt meggyőzően tükrözi *Gauser Károly – Sztrókay Kálmán*** meteoritokkal kapcsolatos megállapítása, amely szerint „A Földön talált «*vasdarabok*» kémiai, fizikai, ásványtani és krisztallográfiai vizsgálata a felsorolt tudományok szakemberei szerint azt mutatja, hogy ezek a testek valaha roppant nagy nyomásnak és magas hőmérsékletnek voltak kitéve. *Sajnos a csillagászok éppoly kevéssé értenek a krisztallográfiához, mint ahogy általában az ásványtani szakemberek sem jártasak a csillagászatban*. Így kénytelenek elfogadni azt az állítást, hogy …” [*Gauser–Sztrókay*: Az ember és a csillagok. Tankönyvkiadó, Budapest, 1963, 142. oldal]

A tudományos kapcsolat és az együttműködés hiánya téves szakmai megállapításokat, következtetéseket eredményezhet. Álljon itt erre is egy példa: *Kozirjev N. A.* szovjet csillagász 1958-ban – részben *D. Alter* – Hold-kutatásai alapján – a 112 km átmérőjű, jellegzetesen meteoritkráter-szerkezetű Alphonsus-kráter 1200 m magasságú központi csúcsa „mellett kisebb vulkáni kitörés”-t észlelt. „A kitörés először hatalmas porfelhőt dobott fel.” … (*Kozirjev* „megállapításait” számos Hold-kutató is „megerősítette”, s ezzel az érintett szakemberek között tévesen általánossá vált a jelenkori holdi vulkáni tevékenység elismerése.) A holdi kráterek eredetéről (vulkáni, vagy becsapódásos) egyébként több száz éve folyik a vita. A téma iránti érdeklődés most sem lankad, bár a kérdés eldőlt a becsapódásos elmélet javára (Fremlin, 1959; Kozyrev, 1959; Koeberl, 2001; Spuris et al., 2013).

---

*A vasmag, a mezoszféra, az asztenoszféra és a litoszféra alkotja a belső földöveket, míg a hidroszféra, az atmoszféra, a pedoszféra – a talaj – valamint a bioszféra a külső földöveket.

**A szerző, *Sztrókay Kálmán* csillagász nem azonos az ELTE Ásványtani Tanszék volt tanszékvezető professzorával, *Sztrókay Kálmán Imrével*.

Fremlin, J. H., 1959: Volcanoes on the Moon. *Nature,* 183(4656): 239.

Koeberl, C., 2001: Craters on the Moon from Galileo to Wegener: A short history of the impact hypothesis and implications for the study of terrestrial impact craters. *Earth, Moon and Planets,* 85–86: 209–224.

Kozyrev, N. A. , Priroda **3**, 84–87, March 1959, Moscow. A translation in full is given in Information on Soviet Bloc International Geophysical Cooperation, p. 2, April 24, 1959, *U.S. Dept. of Commerce, Office of Technical Services, Washington 25, D.C.* (*b*).

Spuris, P. D., McGovern, P. J., Kiefer, W. A., 2013: Large shield volcanoes on the Moon. *Journal of Geophysical Research: Planets,* 118: 1063–1081.

A hasonló tévedések kiküszöbölését, a kapcsolatok, az együttműködés megerősítését szolgáló – *Szádeczky-Kardoss Elemér professzor által 1976-ban létrehozott – Geonómiai Tudományos Bizottság*ot különböző tudományágakban tevékenykedő szakemberegyüttes alkotta. Az MTA keretében működő Bizottság a kezdetektől interdiszciplináris jellegű volt, időközben pedig valóban interdiszciplinárissá is vált.

Az űrkutatásnak számos földtudományi vonatkozása is van. Ezáltal a csillagászattal egyre szorosabb együttműködés vált szükségessé. Ennek megfelelően a Bizottságon belül létrehoztuk – többek között – a Planetológiai Albizottságot. Az átszervezés, vagyis az interdiszciplináris akadémiai bizottságok megszüntetése (2011) után az *MTA X. Földtudományok Osztály Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottság* keretében, mint *Geonómiai és Planetológiai Albizottság* dolgozunk. A geonómia és a planetológia összekapcsolására vonatkozó korábbi kezdeményezésünket, ezt követően a *Geonómiai és Planetológiai Albizottság* létrehozásának szükségességét, aktualitását az akadémiai csillagászati és földtudományi kutatóintézetek (kutatóhelyek) összevonásával 2011 decemberében létrehozott MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont (MTA CSFK) is igazolja.

Az „elsődleges", primer talaj a különböző kőzetek aprózódásával és kémiai mállásával keletkezett képződmény. Ennek megfelelően az anyakőzet alapvetően meghatározza a talaj kémiai és ásványi összetételét, valamint típusát. A folyamatokat az éghajlati viszonyok is erősen befolyásolják. A fagy például elősegíti az aprózódást; a hőmérséklet, a csapadék – pontosabban a víz – pedig befolyásolja a kémiai mállás intenzitását, az ezzel összefüggő elemmigrációt, valamint a primer talaj további átalakulását, fejlődését meghatározó élőlények megjelenését és elterjedését. Így tehát a talajok kémiai és ásványi összetételét, a különböző talajtípusok kialakulását – emberi beavatkozás nélkül – az éghajlati viszonyok és az éghajlati övek (az anyakőzettől függően) erősen befolyásolják. A talajképződés, -fejlődés bonyolult, komplex folyamat. Ennek megfelelően tanulmányozása (kutatása) több tudományterületet, tudományágat (-szakot) érintő feladat. A pedoszféra folyamatainak rendszerszemléletű elemzése tudományos tevékenységünk szerves része. Ez a komplexitás a kiadványban közzétett tanulmányokban is tükröződik.

A primer talajt, mint a legfelső szilárd földöv, a különböző összetételű földkéregalkotók átalakulási termékét, hosszú ideig az üledékes kőzetek szerves részének tekintették. Részben ennek tulajdonítható, hogy a rendszeres geológusképzés[*] bevezetésének első két évtizedében – az 1960-as évek közepéig – a talajtan a geológushallgatók önálló, kötelező tantárgyaként szerepelt. (Például az évfolyamunk előadója volt – a ma már talán általában ismeretlen – *Ballenegger Róbert*[**] az 1951/1952-es tanévben.)

A talajtan (talajföldrajz, talajtérképezés, talajfizika-talajkémia) 1964-től 1984-ig a földrajzhallgatók tantervében is szerepelt. A tananyag iránti érdeklődés – mindenekelőtt c. egyetemi docens (1964 – 1970, illetve 1971-től meghívott „vendégprofesszor" *Stefanovics Pál*[***] előadásainak hatására – folyamatosan növekedett.

---

[*] 1947-től *Vadász Elemér* szervezte meg a rendszeres geológusképzést (addig vegyész, természetrajzi- és földrajz szakosok doktorálhattak geológiából).

[**] *Ballenegger Róbert* (Temesvár, 1882. november 11. – Budapest, 1969. november 13.) Kossuth-díjas (1957) talajvegyész, a mezőgazdasági tudományok doktora (1959), egyetemi tanár. Országos agrogeológiai vizsgálataival és a gyümölcsfák legalkalmasabb termőhelyeinek megállapítására vonatkozó kutatásaival úttörő munkát végzett (A talajművelés és talajjavítás, 1929; A termőföld hibái, 1933).

[***] *Stefanovits Pál* (Kassa, 1920. november 24. − 2016. augusztus 4.) vegyészmérnök, egyetemi tanár, a Magyar Tudományos Akadémia rendes tagja. A talajtérképezés, a talajképződési folyamatok és a mezőgazdasági környezetvédelem neves tudósa. 1969 és 1975 között a Gödöllői Agrártudományi Egyetem (ma: Szent István Egyetem) rektorhelyettese.

(A talajtan oktatásában – *Stefanovics Pál* professzor mellett más neves szakemberek – többek között *Szabolcs István*[*] egyetemi tanár és Gerei László[**] is részt vett). Mindezek alapján 1976-ban az ELTE Természettudományi Kar részéről a talajtani oktatás szervezője (és egyetemi előadója) az ELTE Természetföldrajzi Tanszék egyetemi docense, *Nagy Józsefné,* valamint a Gödöllői Agrártudományi Egyetem tanszékvezető egyetemi tanára *Stefanovics Pál* javaslatot tettek talajtanos szakemberek önálló közös képzésére. Az ELTE Természettudományi Karán 1976 – 1982 között – *Stefanovics Pál* tanszékvezető egyetemi tanár és munkatársai hathatós közreműködésével – a teljes képzési program elkészült, a képzés bevezetése azonban közbejött akadályok (részben személyi változások) miatt elmaradt. Jelenleg a talajtan mind az agrár, mind a műszaki és természettudományi képzésben kiemelt helyen szerepel. Talajtani szakmérnökképzés a Szent István Egyetemen folyik.

Az előzőekből egyértelműen következik, hogy hagyományosan a rendszeres, szervezett talajtankutatások a Magyar Állami Földtani Intézetben (MÁFI) kezdődtek. Ez lehetővé tette a talajkutatók, és a különböző földtani, ezen belől az ásvány- és kőzettani, valamint a vegyész szakemberek szoros, gyümölcsöző együttműködését. Ebből adódóan a részben eltérő végzettségű szakemberek széles látókörű talajtanosokká váltak. Többek között a talajtan kiemelkedő, nemzetközileg elismert művelője a vegyészmérnök végzettségű *Stefanovics Pál* is a MÁFI Talajtani Osztályán (1942 – 1949) kezdte szakmai tevékenységét. Ez – legalábbis ismereteim szerint – munkásságában mindvégig éreztette hatását. A geológiai alapról induló talajtani kutatások mellett kezdetektől fogva meghatározók az agrártudományiak. Az önálló talajtani kutatóintézet létrehozására irányuló több évtizedes törekvések 1949 nyarán vezettek eredményre. Ekkor alakult meg az Agrokémiai Intézet, mégpedig több intézmény talajtan-agrokémia tudományterületet művelő osztályaiból. Ebből fejlődött ki a Magyar Tudományos Akadémia Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézete (MTA TAKI) az 1950-es években. Az MTA kutatóhálózatának átszervezésével 2011 végén jött létre az MTA Agrártudományi Kutatóközpont (MTA AK). 2012. január elsejétől ennek keretében az MTA AK Talajtani és Agrokémiai Intézetekében folytatódik a kutatómunka[***].

A gyökerek, a geológia, ezen belül az ásvány- és kőzettan, valamint a talajtan szoros kapcsolata a kiadvány több tanulmányában is kifejeződik. Remélem, hogy a kiadvány tovább erősíti az együttműködést, a tudományterületek közötti kapcsolatokat.

---

[*] *Szabolcs István* (1924 – 1997) – Tudományos és tudományszervező tevékenységéből kiemelkedő jelentőségű az MTA Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet (TAKI) vezetése. Igazgatói tevékenységének 21 éve alatt (1959 –1980) vált az intézet ténylegesen a talajtani-agrokémiai-talajbiológiai kutatások elismert hazai és nemzetközi tudományos központjává. (*Szabó. L.,* 2009: Jubileumi ülés a Magyar Tudományos Akadémia Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet alapításának 60. évfordulóján. *Agrokémia és Talajtan,* 58(2): 387–392.)

[**] *Gerei László* – az Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézet volt igazgatója, az MTA Földrajztudományi Kutatóintézet nyugalmazott tudományos osztályvezetője, az Agrokémia és Talajtan Szerkesztőbizottságának volt tagja. (*Szendrei G.,* 2009: Gerei László 80 éves. *Agrokámia és Talajtan,* 58(1): 5–6.

[***] Lásd részletesebben az MTA AK Talajtani és Agrokémiai Intézet történetét http://mta-taki.hu/hu/intezet/tortenet

A talajtakaró geonómiája

A pedoszféra, mint a Föld sajátos fázishatára

Az MTA X. Földtudományok Osztálya,
Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottság
Geonómiai és Planetológiai Albizottságának
kétnapos konferenciája, 2013. szeptember 26. és 27.

Helye: MTA Kutatóház.
MTA CsFK Földtani és Geokémiai Intézet, Nagy előadóterem
Budapest, 1112 Budaörsi út. 45.

Levezető elnök *Dr. Kubovics Imre* professor emeritus, az Albizottság elnöke
ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet,
Kőzettan-Geokémiai Tanszék

Szeptember 26.

Délelőtt (10 – 13 óra)

Elnöki köszöntő:
A pedoszféra – kölcsönhatásban a Föld szféráival

Dr. Póka Teréz, ny. tudományos főmunkatárs,
MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont (CsFK), Földtani és Geokémiai Intézet:

A geonómia klasszikus alapvetése a földi szférák kölcsönhatásáról
és a pedoszféra meghatározó szerepéről

A recens pedoszféra jellemzése

Dr. Szalai Zoltán, tszv. egyetemi docens
ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék:

A Föld recens talajtípusai különböző klimatikus zónákban

Dr. Nemecz Ernő, professor emeritus, akadémikus,
Dr. Hartyányi Zsuzsa, egyetemi docens,
Pannon Egyetem, Mérnöki Kar, Környezettudományi Intézet,
Föld- és Környezettudományi Intézeti Tanszék:

A talajok korszerű ásványtani-geokémiai vizsgálata

Felkért hozzászólások, hazai kutatási eredmények

Dr. Madarász Balázs, egyetemi adjunktus,
Budapesti Corvinus Egyetem, Kertészettudományi Kar, Talajtan és Vízgazdálkodás Tanszék,
Dr. Németh Tibor, tudományos főmunkatárs,
MTA CsFK, Földtani és Geokémiai Intézet, Geokémiai Kutatólaboratórium:

Agyagásványok hazai erubáz talajokban
Dr. Németh Tibor, tudományos főmunkatárs,

Dr. Sipos Péter, tudományos főmunkatárs,
Balázs Réka Brigitta, tudományos segédmunkatárs,
MTA CsFK, Földtani és Geokémiai Intézet, Geokémiai Kutatólaboratórium:

A Cserhát jellegzetes talajtársulásaiban végbemenő tipikus agyagásvány átalakulások

Balázs Réka Brigitta, tudományos segédmunkatárs,
Dr. Németh Tibor, tudományos főmunkatárs,
MTA CsFK, Földtani és Geokémiai Intézet, Geokémiai Kutatólaboratórium:

Agyagásványok hidromorf talajokban

Dr. Szendrei Géza, ny. tárigazgató-helyettes,
Magyar Természettudományi Múzeum, Ásvány- és Kőzettár:

Agyagásványok szikes talajokban

A bioszféra, hidroszféra és az atmoszféra kölcsönhatása a pedoszférával

Dr. Kátai János, egyetemi tanár,
Debreceni Egyetem Agrár és Gazdálkodástudományi Centrum, Mezőgazdaság,-Élelmiszertudományi és Környezetgazdálkodási Kar, Agrokémiai és Talajtani Intézet:

Az élővilág szerepe a talajképződésben

Dr. Várallyay György, kutató professor emeritus, akadémikus,
MTA Agrártudományi Kutatóközpont Talajtani és Agrokémiai Intézet:

A víz szerepe a talaj anyag-és energiaforgalmi folyamataiban (képződés, átalakulás, degradáció)

Dr. Ács Ferenc, egyetemi docens,
ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Meteorológiai Tanszék:

A talaj hatása a légkörre: a hazai numerikus vizsgálatok áttekintése

Ebédszünet (13 –14 óra)

Délután (14 – 17 óra)

Pedoszféra a Föld múltjában

Dr. Kordos László, egyetemi tanár
NYME Savaria Egyetemi Központ, Földtan Intézeti Tanszék:

Klíma- és környezetváltozás földtörténeti kölcsönhatása, paleotalaj kutatások Magyarországon

Dr. Mindszenty Andrea, egyetemi tanár
ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék:

A sekélytengeri karbonátos rétegsorokban megjelenő paleotalajok ellentmondásos karakteréről

Dr. Marsi István, tudományos főmunkatárs,
Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Földtani Kutatási Osztály:

Talajfejlődési törvényszerűségek a jégkorszak magyarországi üledékeiben

Dr. Viczián István, tudományos munkatárs,
MTA CsFK, Földrajztudományi Intézet:

Összefüggés a plio-pleisztocén vörösagyagok ásványos összetétele és képződési körülményei között

Hozzászólások

Szeptember 27.

Délelőtt (10 – 12 óra)

Planetáris pedoszférák és esetleges létük kimutathatósága

Dr. Illés Erzsébet, ny. kutató
MTA CsFK, Konkoly Thege Miklós Csillagászati Intézet,
Dr. Füleky György, egyetemi tanár,
Szent István Egyetem, Mezőgazdaság- és Környezettudományi Kar, Környezettudományi Intézet, Talajtani és Agrokémiai Tanszék

Az elsődleges talajtakaró kialakulásának feltételei és folyamata a Földön

Dr. Bérczi Szaniszló, ny. egyetemi docens,
ELTE TTK Fizikai Intézet, Anyagfizikai Tanszék:

Mi az, ami rendelkezésre áll a talajtakaró kialakulásához a Naprendszer szilárd-kérgű bolygótestjein?

Dr. Polgári Márta, tudományos tanácsadó,
MTA CsFK, Földtani és Geokémiai Intézet, Geokémiai Kutatólaboratórium:

Extraterresztrikus paleo-pedoszférák kimutatásának lehetőségei földi tapasztalatok alapján.

A földi légkör extrém változásainak hatása a talajok állapotára

Dr. Petrovay Kristóf, tszv. egyetemi tanár,
ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Csillagászati Tanszék:

A klímaváltozások csillagászati összefüggései

Dr. Bartholy Judit, tszv. egyetemi tanár,
ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Meteorológiai Tanszék:

Rövidtávú klímaváltozások és előrejelzésük

Ebédszünet (12 – 13 óra)

Délután (13 – 16 óra)

A talajok átalakulása, klímaváltozások az emberi tevékenység hatására

Dr. Bidló András, egyetemi docens,
NyME, Erdőmérnöki Kar, Környezet és Földtudományi Intézet,
Termőhelyismerettani Intézeti Tanszék

A különböző talajok várható átalakulása klímaváltozásra és humán hatásokra

Dr. Balogh Kadosa, ny. tudományos főmunkatárs
MTA Atommagkutató Intézet, Környezet- és Földtudományi Osztály
Dr. Kádár Imre, kutató professor emeritus
MTA Agrártudományi Kutatóközpont Talajtani és Agrokémiai Intézet,
Agrokémiai és Növénytáplálási Osztály:

A talajok agyagásványainak átalakulása a trágyázás és a növényzet hatására, és ennek kimutatása az agyagásványok formális K-Ar korának mérésével

Dr. Várallyay György, kutató professor emeritus, akadémikus,
MTA Agrártudományi Kutatóközpont Talajtani és Agrokémiai Intézet:

A szélsőséges vízháztartási helyzetek (árvíz, belvíz, aszály) talajtani okai és következményei

Dr. Jolánkai Márton, egyetemi tanár,
Szent István Egyetem, Mezőgazdaság- és Környezettudományi Kar, Növénytermesztési Intézet, Növénytermesztéstani Tanszék:

Növénytermesztés, földhasználat és klímaváltozás

Hozzászólások

Dr. Kubovics Imre professor emeritus, az Albizottság elnöke
ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék

Szakmai összefoglaló, zárszó

A GEONÓMIA KLASSZIKUS ALAPVETÉSE A FÖLDI SZFÉRÁK KÖLCSÖNHATÁSÁRÓL ÉS A PEDOSZFÉRA MEGHATÁROZÓ SZEREPÉRŐL

Póka Teréz

MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földtani és Geokémiai Intézete,
1112 Budapest, Budaörsi út 45.
E-mail: poka@geochem.hu

The classical foundation of Geonomy on the interactions of the geospheres and about the determinative role of the pedosphere

Abstract

This paper overviews the role of Elemér Szádeczky-Kardoss in the foundation of the concept, its classical disciplines and the program of Geonomy. More details are given on the interactions between several subdisciplines of geonomy. Finally exhibits the role of this interdisciplinary science field in studies of pedosphere, which was the main topic of the last conference of the Geonomy and Planetology Subcommittee of the HAS.

Keywords: geonomy, planetology, interdisciplinary, geospheres, interactions, pedosphere.

Összefoglalás

A cikk áttekinti Szádeczky-Kardoss Elemér szerepét a geonómia fogalmának, klasszikus területeinek és programjának megalapozásánál. Kitér néhány részterületének kölcsönhatásaira, majd részletesen bemutatja a geonómia jelentőségét az MTA Geonómiai és Planetológiai Albizottság pedoszféra konferenciájának szemszögéből is.

Tárgyszavak: geonómia, planetológia, interdiszciplináris, geoszférák, kölcsönhatások, pedoszféra.

Bevezetés

A geonómia tudományelméleti definíciója: integrált, multidiszciplináris, globális földtudomány, amely a Föld-bolygó, mint rendszer egészének működési törvényeit kutatja. Tárgya a Föld, mint viszonylag zárt rendszer – *a jelenleg legmagasabb rendűnek tartott anyagi formát, az élő anyagot kifejlesztő és fenntartó égitest* – struktúrájának és funkcionális mozgásainak a kutatása. Módszerét tekintve teoretikus diszciplína, amely a többi földtudományi diszciplína, a planetológia és az összes természettudomány által feltárt tudományos ismeretek feldolgozásával magasabb szintű ismereteket fejleszt, és azokat visszacsatolja a többi diszciplína keretébe (Póka, 1975).

A geonómia rövid története, a kutatás jelenlegi szervezete

Az 1965–70-es években az óceánok mélyszerkezetének megismerésével forradalmi gyorsasággal olyan új felismerések keletkeztek bolygónkról amelyek paradigma váltást hoztak A globális (lemez)tektonikának nevezett átfogó elmélet hamarosan az összes földtudományi diszciplínát átalakította és egyben elindította a korábbi túlsúlyban levő

differenciációs tudományfejlődési folyamatot az integráció irányába. Ezt az új globális integrált szemléletet nevezte el elsőként *T. Wilson* (1908–2003) amerikai kutató geonómiának. *Wilson* definíciója szerint „*a geonómia a mozgó, egymással összeütköző kontinensek jegyében átértékelt és a geofizikával összekapcsolt történeti és szerkezeti földtan következtében alapjaiban megváltozott földtudományok oknyomozó együttes*e" (Wilson, 1968).

Wilson elvi alapvetését megismerve, *Szádeczky-Kardoss Elemér* akadémikus (1903–1984) nemzetközi vonatkozásban elsőként javasolta 1975-ben az MTA X. Osztályában Geonómiai Tudományos Bizottság létrehozását (*1. ábra*).

Mellszobor az ELTE TTK aulájában

1. ábra. Szádeczky-Kardoss Elemér Kolozsvár, 1903. – Budapest, 1984.
A geonómia önálló diszciplínaként történő fölfogásának lelkes hazai patrónusa.

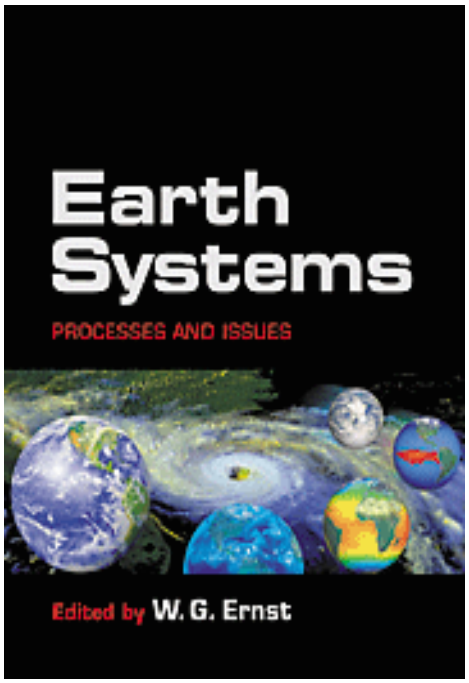
Figure 1. Szádeczky-Kardoss Elemér, Kolozsvár, 1903. – Budapest, 1984.
He was an enthusiastic patron of the Geonomy as an individual discipline.

Szádeczky-Kardoss Elemér geonómia definíciója: „A Föld a többi bolygótól főképpen abban különbözik, hogy kialakulásában a kezdeti anorganikus tényezők mellett később mindinkább szerepet játszanak az organikus paleobiológiai tényezők is. Így a geonómia nemcsak a földtudományok oknyomozó egysége, de elválaszthatatlanul hozzátartozik az élet keletkezésének, anorganikus meghatározottságának alapvetően biológiai témaköre is" (Szádeczky-Kardoss, 1974). Ennek megfelelően a Geonómiai Tudományos Bizottságban – addig szokatlan módon – a földtudományok fő szakágainak művelői (geológusok, geográfusok, geofizikusok és meteorológusok) mellett csillagászok, fizikusok, biológusok, sőt filozófusok is együttműködtek a Föld rendszerszemléletű kutatásában, valamint az akkoriban már gyors ütemben fejlődő planetológiai ismeretek növekedésével a Naprendszer bolygóinak kutatásában is. A kezdeti eredményeket évente „A Föld anyag- és energiaáramlásai" című ankétokon és több kötetes kiadványokban mutatták be. Hamarosan elkészült *Szádeczky-Kardoss Elemér* ***Geonómia*** című könyve (Szádeczky-Kardoss, 1974), korát messze megelőző szemlélettel, amelyet „közös lektorálásra" szánt a hazai szakembereknek. A könyv új

szemléletmódjával, közérthető stílusával segítette az egyetemi és a középiskolai oktatás korszerűsítését, a középiskolai tanárok szakmai továbbképzését.

Szádeczky-Kardoss Elemér 1984-ben bekövetkezett halála után a Geonómiai Tudományos Bizottság töretlenül folytatta munkáját. 1984 és 1996 között *Barta György* akadémikus, majd *Stegena Lajos* professor emeritus vezette a Bizottságot. Ezt követően 1996 végétől 2011 novemberéig az akadémiai bizottságok átszervezéséig, az interdiszciplináris bizottságok megszüntetéséig Kubovics Imre professzor emeritus volt az elnök. (Időközben, 2005 novemberétől, megközelítőleg egy évig, hirtelen bekövetkezett haláláig *Szöőr Gyula* a Debreceni Egyetem professzora volt a Bizottság elnöke.) A 2011-től kezdődő új akadémiai ciklusban (2011 – 2014, majd az ezt követőben (2014 – 2017) ismét Kubovics Imre professzor emeritus irányítja a most már albizottsági keretekben folyó munkát. (Pontos megnevezésünk: *MTA X. Földtudományok Osztály, Geokémiai, Ásvány-és Kőzettani Tudományos Bizottság* keretében működő *Geonómiai és Planetológiai Albizottság*.)

A geonómiai szemléletről, az Alapító geonómiai eredményeiről és a Bizottság munkájáról *Szádeczky-Kardoss* akadémikus úr 100. születési évfordulójára (2003) *Dudich Endre* kritikai értelmezésével és szerkesztésével készült el a „***Geonómiai az ezredforduló után***” című magyar nyelvű tanulmánykötet, majd ennek rövidebb angol nyelvű változata (Dudich, 2003a,b).



2. ábra: Tankönyv a Föld-rendszer folyamatairól.

Figure 2. Textbook about the Earth system processes.

W.G. Ernst: Earth System: processes and issues. 2000. Cambridge University press.

Jelenleg a geonómia elnevezés helyett egyre elterjedtebben a ***Föld-rendszer-tudomány*** (*Earth System Science*) elnevezést használják (*2. ábra*), és alapvetően a Föld egészét érintő, globális jelenségek kutatására (leírására) tartják alkalmasnak. (pl. a klímaváltozás okainak kutatása és annak előrejelzése, a földmágnesség változás következményeinek elemzése, a földi katasztrófák előrejelzése, stb.). Elsősorban az USA-ban – a NASA kezdeményezésére – a is felsőoktatásban elterjedten alkalmazzák az ESSE (Earth and Space Science and Engineering) szemléletmódot, ami integrálja a földtudományok, továbbá a csillagászat és a planetológia ismereteit (Ernst, 2000). Ilyen szemléletmóddal tanítják az első éves bevezető tárgyakat számos egyetem földtudományi, illetve környezettudományi szakán, mint például Cambridge-ben.

Jelenleg a földtudományok területén az MTA X. Osztály keretében folytatódik ez geonómiai szemléletmódú kutatásszervezés *Kubovics Imre* az ELTE professzor emeritusa vezetésével a Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottság Geonómiai és Planetológiai Albizottságában. Az Albizottság mind struktúrájában, mind tudományos koncepciójában megőrizte az eredeti célkitűzést, a legújabb tudományos eredmények értelmezésével és alkalmazásával továbbfejleszteni a tudományterületet. Ezt szolgálják az Albizottság által szervezett műhelybeszélgetések, tudományos konferenciák is.

Az Albizottság három jelentős konferenciát szervezett az ezredforduló után.. Az MTA Veszprémi Területi Bizottságával együttműködve a Földbolygó Nemzetközi éve (2007–2009) alkalmából tartott kétnapos rendezvényen, 2008-ban a Föld geoszféráinak legújabb geonómiai szemléletű áttekintését mutattuk be, különös tekintettel azok társadalmi jelentőségére.

A bioszféra geonómiája című egy napos konferenciát 2010-ben rendeztük meg a Magyar Tudományos Akadémia székházában. Ezen a földi élet keletkezésének és fejlődésének kérdéseivel foglalkoztunk, de vizsgáltuk a Föld fejlődéstörténetét és több előadás foglalkozott a Földön kívüli élő anyag lehetőségével is.

2013-ban rendeztük meg „*A talajtakaró geonómiája. A pedoszféra mint a Föld sajátos fázishatára*” című kétnapos konferenciát az MTA Kutatóházban (1112 Budapest, Budaörsi út 45.), amelynek az anyagát a jelen kiadványunkban adjuk közre. A konferencia két fő témakört ölelt fel. Az első részben „a pedoszféra és a Föld más szféráinak a kölcsönhatásával”foglalkoztunk. Itt kerültek bemutatásra a bolygókutatásban szerzett új ismeretek is. A második rész „a földi légkör, az éghajlat és a talaj kölcsönhatásrendszerét” tárgyalta a talaj kialakulásától a jelenlegi állapotán át egészen az agronómiai vonatkozásokig.

A pedoszféra, mint a Föld egyik jellemző kölcsönhatási-zónája

A bolygókra jellemző a különböző mértékű és jellegű öves felépítés, ami egyben a szilárd, a folyékony (fluid) és a gáznemű fázisok elkülönülését is jelenti. Az övek határfelülete azonban sokszor elmosódott, annak következtében, hogy a fázisok érintkezésekor különböző mértékű fizikai és kémiai elegyedés jön létre. (*Egyes övek élesen elhatárolódnak, máshol folyamatos az átmenet.*) Az itt lejátszódó kölcsönhatások nagyban meghatározzák a bolygók dinamikáját, végül is a rendszer fennmaradását, változását, illetve fejlődését.

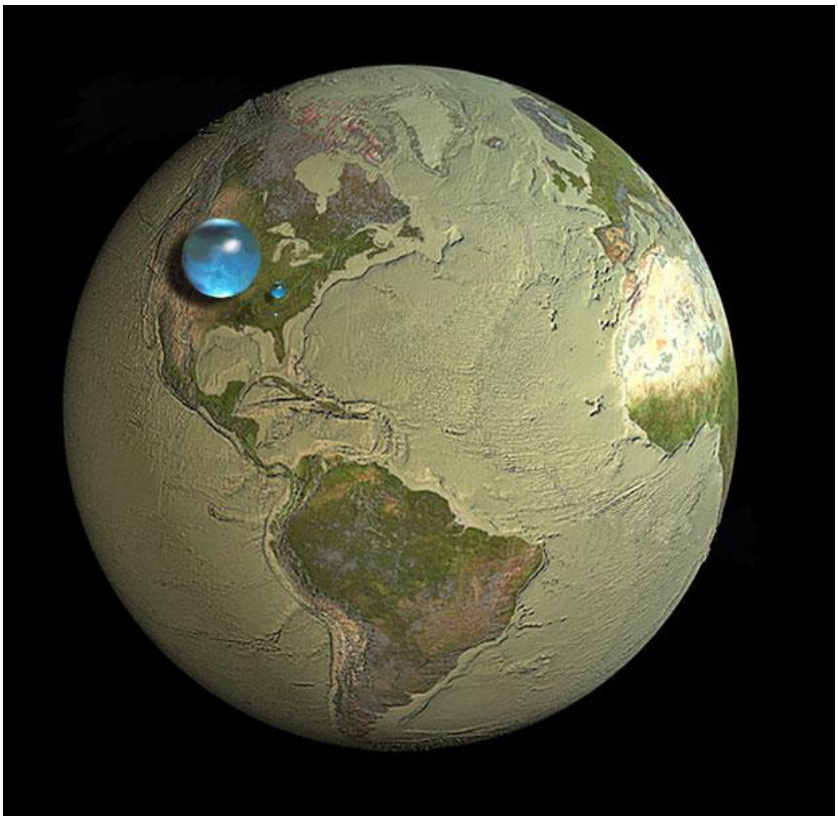
A Földnek – a kölcsönhatások szempontjából – két jelentős határterülete van, amelyek megszabják bolygónk különleges, planetáris tulajdonságait.

- A Földmag határáról indulva az alsó köpenyben lezajló jelentős hő- és anyagáramlások hatására a felsőköpeny és a litoszféra határán hatalmas kétdimenziós (főleg horizontális) lemezmozgás jön létre, miközben a köpeny és litoszféra anyaga és erőterei kölcsönhatásba lépnek. Ez a kölcsönhatás-rendszer az egész litoszférán áthatolva a felszínig terjed és a Föld felszínét, anyagi felépítését és struktúráját igen változatossá teszi.
- A Föld szilárd részének, a litoszféra felszínének és a felette levő néhány 10 km-es rétegnek (hidroszféra, atmoszféra) a kölcsönhatásai. Ezek közül a két legfontosabb anyag, geológiai szempontból:
  - A **víz** (H_2O), ami mint i) reagens, ii) oldószer, iii) nagy mobilitású anyag sajátos szerkezettel rendelkezik és alakítja, formálja a felszínt, befolyásolja a légköri folyamatokat, s az élet fenntartásának egyik alapja (*3. ábra*).
  - A földtörténeti korok során növekvő **oxigén** (O_2), ami hozzájárul a szilárd fázis (litoszféra) felszíni átalakulásaihoz, s nélkülözhetetlen az élet fenntartásához.

Kölcsönhatás-rendszerek a szilárd Föld felszínén (a litoszféra, hidroszféra, atmoszféra, bioszféra és a nooszféra sajátos határán)

A litoszféra felső peremén a kölcsönhatásba lépő fázisok speciális összetétele hozza létre a kémiai mállásnak nevezett kölcsönhatás-folyamatot. A kémiai mállás különböző mértékben mobilizálja az elemeket, miközben a szilárd fázis átalakul, illetve olyan új fázisok jönnek létre, amelyek a szilárd- és fluid-fázis egyesülésével átmeneti fázist hoznak létre (víztartalmú ásványfázisok). A kémiai mállás következtében jönnek létre a rétegszilikátok, amelyek kristályszerkezete számos olyan fizikai és kémiai sajátsággal rendelkezik, amelyek a földi folyamatokat jelentősen befolyásolják és az élő világ fenntartásához is szükségesek. Ezek az ásványok a felszíni üledékekben és a talajokban jelentős koncentrációban jelentkeznek. Ugyanakkor a litoszféra mélyebb részein fokozatosan átalakulva a tektonikai mozgások és a komplex kőzetkeletkezés folyamatában is alapvető szerepük van.

A folyóvizek a szilárd fázis és az oldott anyag mobilitását biztosítják, a tengervízben pedig jelentős elemdúsulás, majd kiválás történik. Ez az oldási és szállítási folyamat időben és térben jelentősen változik és tovább növeli a Föld felszínének változatosságát. Az újra leülepedő szilárd fázis a megfelelő elemtársasággal alkotja a Föld üledékes takaróját.



3. ábra: A sérülékeny vízkészlet. A Föld teljes vízkészlete elférne egy 700 km sugarú gömbben, ennél nagyságrendekkel kisebb az édesvíz-készlet, s az öntözésre, emberi tevékenységre felhasználható vízkészlet (3. kis gömb). (*Jack Cook, Woods Hole Oceanographic Institution, Howard Perlman, USGS alapján.)*

Figure 3. Vulnerable water resources. The total water resources of the Earth could fit in a sphere with 700 km radius, the total amount of freshwater and water resources for irrigation and human activity can be used shown in the third small sphere. (*After Jack Cook, Woods Hole Oceanographic Institution, Howard Perlman, USGS).*

A litoszférából i) a korábban a felszínről mélybe került, majd „újra feldolgozott" illó anyagok, ii) a vulkáni kitörések során a felszínre kerülő gázok és gőzök, iii) egyéb kőzetgázok kiáramlás formájában, iv) valamint a mikronos méretű szilád anyagrészek (aeroszolok) nagy mennyisége is a légkörbe kerül. E folyamatok kutatása csak az utóbbi évtizedekben indult el és jelenleg „nagy iramban" fejlődik.

Az emberi tevékenység során keletkező „szennyezések" összességében a nagy földi dinamizmus mellett elenyészők, azonban a gyors és lokálisan koncentrált szennyezések komoly veszélyt jelentenek az élővilág számára. Olyan globális környezeti szennyezésnek vagyunk ma már kitéve (főleg a legsérülékenyebb hidroszféra, atmoszféra és bioszféra vonatkozásában), ami már meghaladhatja a földi dinamizmus korrekciós lehetőségeit.

A globális geonómiai szemlélet feltétlenül szükséges e kérdések kezeléséhez, de legalább a veszélyhelyzet reális felméréséhez. Ezeket a problémákat ugyanis egy-egy természettudományos diszciplína nem képes feldolgozni a földi rendszer ismerete nélkül.

A filloszilikátok jelentősége a talajképződésben és a pedoszféra dinamizmusában

Geokémiai mobilitás a pedoszférában

Tekintsük át a geokémiai mobilitás főbb alakítóit, tulajdonságait!

- A csillámok, kloritok, szerpentinek és agyagásványok sajátos szerkezete (*az SiO_4 rétegsíkokban igen erős a kötés, a rétegeket viszont – változatos távolságban – laza kötés tartja össze, amely ionok és molekulák, főleg fluidumok cserélhető megkötődését teszi lehetővé*) változatos ion-és molekuláris megkötést, illetve cserélő képességet tesz lehetővé, ugyanakkor a kristálysíkok mentén könnyen jönnek létre mikroelmozdulások is.
- A filloszilikátok ion-megkötő és -cserélő képessége, továbbá nagy illótartalma szerepet játszik a litoszférán belüli anyagáramlásokban, az újraolvadási és kőzetkeletkezési folyamatokban. A legtöbb agyagásvány stabilitása felszíni körülmények között a legnagyobb, majd a diagenezis során, a metamorfózis különböző fokozataiban ezek átalakulnak a következő módon:

→ degradáció →

csillámszerkezet → illit → vermikulit → szmektit → klorit

← aggradáció ←

- A Föld felszínén az aljzat kőzetösszetétele mellett főként a klímaviszonyok, a domborzati viszonyok és a biológiai aktivitás (valamint az emberi tevékenység) határozza meg, hogy milyen talajtípusok fejlődnek ki, illetve azokban milyen csillámszerkezetek léteznek.

Fontos megjegyezni, hogy csillámszerkezetek a litoszférán belül is keletkezhetnek, főként magmás oldatok hatására (hidrotermális hatások). Így a felszín jelentős kémiai mállásának létrejötte előtt is keletkezhettek a Földön agyagásványok, sőt olyan speciális rétegszilikát szerkezetek is kialakulhattak, amelyek ma már nem léteznek. Így az az elképzelés, hogy a földi élő anyagok kialakulásában az agyagásványok polimerizációs szerepe jelentős lehetett, ma sem kizárt, bár bizonyítása még várat magára.

A filloszilikátok a földi vízkészlet 4 – 10%-át tartalmazzák, amelyből kb. 60% csak 500 – 600 °C felett szabadulhat ki a kristályrácsból. Ez pedig a földi víz megőrzését és litoszférikus körforgalmát biztosítja.

Organikus anyagok is kapcsolódhatnak bizonyos agyagásvány szerkezetekhez (organo komplexek). Ma már nagyműszeres analitikával bizonyított tény ezek megléte. Főként a talajok szerves anyagainak megkötésében, illetve tartósításában jelentős a szerepük. A kutatások igazolták az agyagásványok polimerizációs folyamatokban betöltött katalitikus szerepét (lásd a szénhidrogének keletkezését is).

1. táblázat. A különböző talajnemek agyagásványai.
(Szádeczky-Kardoss íE. Geoómia, 1984).
Table 1. Clay minerals in different soil forms.

A talajnemek agyagásványai.

Talajnem	kaolinit	Illit	Klorit	Vermikulit	Montmorillonit
Laterit	főásvány gibbsittel bőhmittel	-	-	-	-
Trópusi vörös talaj	főásvány	előfordul	-	-	előfordul
Mediterrán vörös talaj	-	főásvány	-	-	-
Talaj karbonátokon: rendzina	előfordul /1o %/	főásvány /60-80 %/	előfordul /1o %/	-	-
Barna /erdei/ talaj	-	főásvány /3o-8o %/	főásvány /4o-75 %/	előfordul /2o %/	előfordul /4o %/
Podzol	-	főásvány /1o-1oo%/	előfordul /1o-2o %/	/fő/ásvány /0-8o %/	
Csernoszjom	-	-	-	-	főásvány
Általános képződési körülmények	Gyors kimosás, savanyu közeg, kontinentális mállás	Gyengébb kimosás, kationgazdag oldat, főleg diagenetikusan	Gyengébb kimosás, főleg diagenetikusan	Gyengébb kimosás, főleg degredációs mállás	Gyenge kimosás, kationgazdag lugos oldat, bepárolgásos üledékképződés

A Föld pedoszférájában az agyagásványok jelentőségét (*lásd az 1. táblázatit is*) alábbi tulajdonságaik határozzák meg (Velde, 1995):

- átmeneti fázisok a szilárd és fluid állapot között;
- átmenetet képeznek az élő és élettelen anyagok között;
- a Földre jellemző legsajátosabb anyagi formák és
- jelenlétük elengedhetetlen az élet keletkezésében és fenntartásában, valamint a litoszféra nagy dinamizmusában is.

E kérdéskör elméleti és gyakorlati jelentőségét alátámasztja az a fejlődés, amit az elmúlt évtizedben mutatott föl a tudomány ennek az „ásványtársaságnak" a kutatásában. Az agyagásványok szerkezetkutatása és ezzel együtt rendszerének bővülése mellett a kevert szerkezetek fölismerése, a rácshibák, az inhomogenitások és a genetikai kérdések vizsgálata jelenleg az ásványtan vezető alapkutatási témái közé tartoznak. Az új nagyműszeres analitikai eljárások (a röntgen diffraktometriás mérések fejlesztése, a scanning elektron mikroszkópia, a szinkrotronok alkalmazása, a röntgen fotoelektron-spektroszkópia), amelyek segítségével megoldódott a felületi folyamatok mikro vizsgálata, az agyagásványok keletkezésének és átalakulásának in situ észlelése és mérése, mind-mind közelebb visz az agyagásványok sajátos világának megismeréséhez.

Az emberi gyakorlat – főleg a mezőgazdaság forradalmi átalakításának igénye és a környezeti problémák sokaságának jelentkezése miatt – egyaránt igényli e kutatások elmélyítését. Ma már olyan önállóvá vált diszciplínák, mint a környezeti geokémia és a környezeti ásványtan méltó helyre emelték az agyagásványok kutatását (Voughan-Roy & Wogelius, 2000). Ezeknek az eredményeknek a sokirányú hasznosításához, illetve a nagy földi dinamizmus megismerésébe történő visszacsatolásához azonban szükséges a globális, integrált földtudományi szemlélet. Ugyanakkor a Naprendszer többi bolygójának kutatásához is nélkülözhetetlenek ezek az ismeretek. Mindez jól mutatja a pedoszféra kutatások fontosságát, geológiai megalapozottságát.

Összefoglalás: a pedoszféra geonómiája, a konferencia konklúziója

A ***pedoszféra*** elnevezés mellett a magyar nyelvben a ***talajtakaró*** elnevezés is elterjedten használt. Valóban vitatható, hogy a Föld szilárd felszínén, a kontinenseken, szigeteken, selfeken megjelenő „képződményt" ***tekinthetjük-e önálló földi szférának***. Kétségtelen, hogy tér- és időbeli dimenziója (néhány cm-től több m-es vastagságig, néhány éves időtartománytól néhány 100 000 éves időhorizontig) jelentéktelen a szilárd, fluid, valamint gáznemű szférákhoz képest, valamint stabilitása emberi léptékkel mérve is kismérvű. ***Mégis az élő anyaggal és a Föld fő jellegzetességével, a nooszféra megjelenésével, az emberi társadalom egészét átható jelentősége miatt szféraként történő vizsgálata szükségszerű.***

Geonómiai szemlélettel tárgyalva: a talajok i) szervetlen ásványi anyagokból, ii) talajlakó élőlényekből, iii) fosszilis szerves anyagokból, valamint iv) jelentős mennyiségű fluid- és gázanyagokból (főleg jelentős mennyiségű kötött és kötetlen vízből) álló különleges szerkezetű képződmények, amelyeknek keletkezése és kölcsönhatás-folyamatai emberi dimenziókban is gyorsak. ***Genetikailag a pedoszféra a bioszféra terméke és kölcsönös éltetője***. A planetológiában és az űrkutatásban éppen ezért fontos célkitűzés a bolygók és holdak felszíni képződményeinek összehasonlítása a földi talajokkal.

A földi talajokra jellemző az igen nagyfokú ***inhomogenitás*** és ***instabilitás***. Ez nagyban nehezíti kutatásukat és általános következtetések levonását. ***A talajtakaró érzékenyen reagál a klimatikus változásokra és a környezetszennyezésre***. Gyakran katasztrofális jelenségek alakítják át, illetve pusztítják el a talajtakarót. Ugyanakkor szemünk láttára, az emberi élethez mérhetően is gyorsan újrafejlődhet és regenerálódhat a talaj.

Fontos, hogy tovább fejlődjék a nemzetközileg koordinált és támogatott talajvédelem. A növénytermesztés, az ember- és állategészség fenntartásának egyik meghatározó tényezője a talaj összetétele. Újabban a talajok fő- és nyomelem tartalmának számos egészségügyi vonatkozását ismerjük föl, amellyel endemikus megbetegedéseket előzhetünk meg.

A talajjal történő rablógazdálkodás és a környezetszennyezés fenyegető veszélyt jelent az élő világra. A mentés lehetősége az utolsó óráiban van. Éppen ezért a nemzetközileg

koordinált átfogó alapkutatások és a szervezett talajgazdálkodás mellett**,** *elsőrendű feladat kell, hogy legyen a pedoszféra ismeretek és a tudatos talajvédelem magas színvonalú oktatása a teljes iskolai rendszerben, az adott korosztálynak megfelelően.*

Köszönetnyilvánítás

A *Pedoszféra geonómiája* konferencia létrejöttéért köszönet illeti az „MTA X. Osztály Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottság Geonómiai és Planetológiai Albizottság" tagjait, akik az albizottsági értekezleteken kidolgozták és véleményezték a konferencia tematikáját, elméleti alapvetéseit. A konferencián számos témában olyan kiemelkedő szaktekintélyek is vállaltak előadást, akik nem tagjai az Albizottságnak, de fontosnak tartották a témát. Köszönjük önzetlen közreműködésüket.

Legnagyobb sajnálatunkra az Albizottság egyik legaktívabb tagját, aki az elvi előkészítésben és a konkrét szervezésben is kiemelkedő teljesítményt nyújtott, a hazai talajásványtan szakág kiemelkedő művelőjét, ***Szendrei Gézát, a földtudományok doktorát*** 2015-ben alkotóereje teljében hirtelen elveszítettük. Beküldött előadását most közreadjuk. Emlékét megőrizzük!

Hivatkozások

Dudich, E. (ed.), 2003a: Geonómia az ezredforduló után. – Az MTA Geonómiai Bizottság kiadványa. Uniconstant Kiadó. Püspökladány. (Angol nyelvű változat 2005-ben.)

Dudich, E., Poka, T., Bérczi, Sz., 2003b: „Geonomy" by E. Szádeczky-Kardoss: New Auxiliary Studies Update the Pioneering Book in Space and Earth Science Education in Hungary. – *In Lunar and Planetary Science* XXXIV, Abstract #1555, Lunar Planet. Institute, Houston (CD-ROM).

Ernst, W. G., 2000: Earth System: processes and issues. – Cambridge University Press.

Póka, T., 1975: Some epistemological Problems of Earth Sciences. *Acta Geologica Hungarica: a Quarterly of the Hungarian Academy of Sciences.* 19 (1–2): l09–130.

Wilson, T., 1968: Revolution in the Earth Sciences. – *Canadian Mining and Metallurgical Bulletin,* 2: 67–82.

Szádeczky-Kardoss, E., 1974 : Geonómia. – Budapest, Akadémia Kiadó.

Velde, B. (ed.), 1995: Origin and Mineralogy of clays. – Springer.

Voughan-Roy, D. J,. Wogelius A. (eds.), (2000): Environmental Mineralogy. Eötvös University Press, Budapest.

A VÍZ SZEREPE A TALAJ ANYAG- ÉS ENERGIAFORGALMI FOLYAMATAIBAN (KÉPZŐDÉS, ÁTALAKULÁS, DEGRADÁCIÓ)

Várallyay György

MTA Agrártudományi Kutatóközpont, Talajtani és Agrokémiai Intézet,
1022 Budapest, Herman Ottó út 15.
E-mail: g.varallyay@rissac.hu

The role of water in the mass and energy regimes of soil

Abstract

Water as reactant, solvent and transporting agent plays an important (sometimes decisive) role in physical, chemical and biological weathering processes producing „parent material" for soil formation and in the mass and energy regimes of the [geological strata–soil–water–biota–plant–near surface atmosphere] continuum. **Soil** is a conditionally renewable natural resource with three specific and unique properties: multifunctionality, resilience and fertility. In the present paper the significance of water (never H_2O in various ecosystems, but a solution with certain concentration and chemical composition) is summarized and discussed

- in the *soil forming factors* (geology, climate/weather, hydrology, biota and vegetation, human activity);
- in the elemental *soil processes*;
- in the *formation* and *mass regimes* (abiotic and biotic transport, translocation and transformation processes) of various soil types and characteristic properties can be arranged into various *sequences*;
- in the limiting factors of soil fertility and soil *degradation processes*.

Hungarian soils were classified into 13 **substance regime** categories, which are briefly characterized and the map of these categories is presented. The most important limiting factors of soil fertility and the main soil **degradation processes** are summarized, the sensitivity/susceptibility/vulnerability of soils to these stresses is also analysed. The final conclusion was drawn: the regulation/control of soil water (moisture regime) is a key task of sustainable soil management and environment protection.

Keywords: soil forming factors; soil processes; mass and energy regimes; substance regime of soils; soil degradation processes; soil moisture control.

Összefoglalás

A **víz**, mint oldószer, reagens és szállító közeg fontos (gyakran meghatározó) szerepet játszik a talajképző „anyakőzetet" előállító fizikai, kémiai és biológiai mállás folyamataiban, valamint a [geológiai felépítés–talaj–víz–bióta–növény–felszín közeli atmoszféra] kontinuum anyag- és energiaforgalmi folyamataiban. A **talaj** feltételesen megújuló természeti erőforrás, egy négyfázisú, négydimenziós, polidiszperz rendszer, három specifikus, unikális tulajdonsággal: multifunkcionalitás, természetes megújuló képesség (reziliencia), termékenység. Jelen közleményben összefoglalva bemutatjuk és elemezzük a víz (a természetben soha nem H_2O, hanem különböző koncentrációjú és ionösszetételű oldat) jelentőségét:

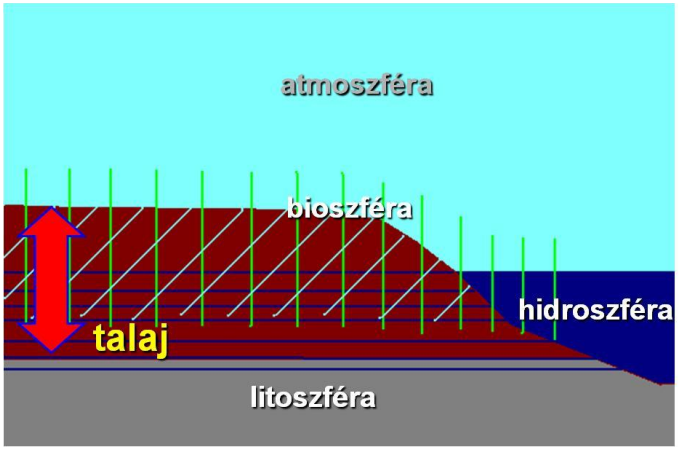
- a *talajképződési tényezőkben* (geológiai felépítés, klíma/időjárás, hidrológiai viszonyok, bióta, növényzet, emberi tevékenység);
- az elemi *talajképződési folyamatokban*;
- a különböző *talajok* és tulajdonságaik *kialakulásában, anyagforgalmában* (abiotikus és biotikus transzport, transzlokáció, transzformáció), amelyek szerint azok különböző „talaj-sorokba" rendezhetőek;
- a talaj termékenységét gátló tényezőkben és a különböző *talajdegradációs folyamatokban.*

Ezen tényezők szerint Magyarország talajait 13 *anyagforgalmi típusba* soroltuk, amelyeket röviden jellemeztünk és térképes formában szemléltettünk. Összefoglaltuk a talaj termékenységét gátló tényezőket és a talajdegradációs folyamatokat, elemezve azok okait és következményeit, valamint a talajok ezen stresszhatásokkal szembeni érzékenységét/ sérülékenységét, amelyekben kivétel nélkül megkülönböztetett szerepet játszik a víz. Mindezek alapján vontuk le azt a végkövetkeztetést, hogy a talaj vízháztartásának-nedvességforgalmának szabályozása a fenntartható mezőgazdaság-fejlesztés és a racionális talaj/területhasználat nélkülözhetetlen eleme és prioritást érdemlő kulcsfeladata.

Tárgyszavak: talajképződési tényezők; talajképződési folyamatok; talaj anyagforgalma; talajdegradációs folyamatok; talajnedvesség-szabályozás.

Bevezetés

A **talaj** a Föld legkülső, mállott szilárd kérge, amely a talajképződés tényezőinek (alapkőzet, éghajlat, élővilág, emberi tevékenység, idő) együttes hatására végbemenő anyag- és energiaforgalmi folyamatok eredményeképpen jön létre a litoszféra, az atmoszféra, a hidroszféra és a bioszféra kölcsönhatásának zónájában (*1. ábra*) (Schroeder,1984; Stefanovits, 1992; Brady & Weil, 1999; Lal, 2002; Várallyay, 2011b).



1. ábra: Talaj a szférák kölcsönhatási zónájában.

Figure 1. Soil in the zone of sphere interactions.

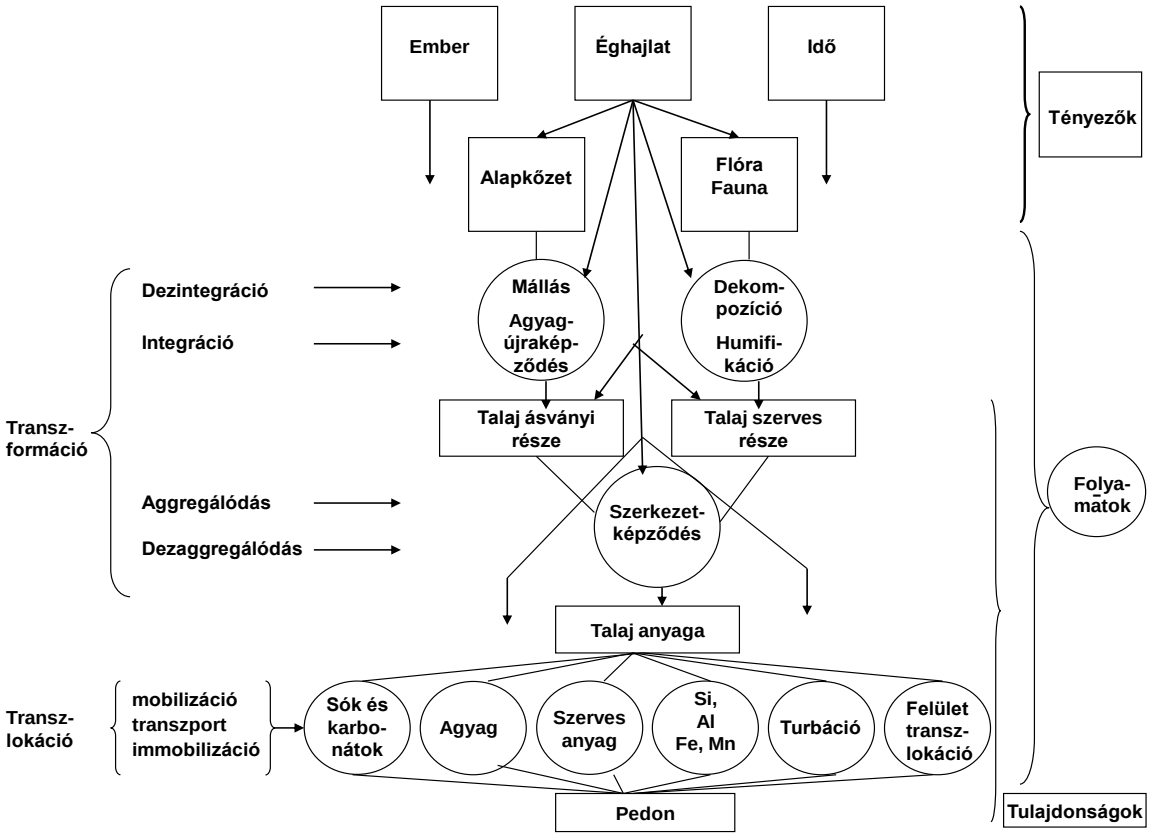
A **talaj feltételesen megújuló természeti erőforrás** (Várallyay, 2010). Egy négyfázisú, négydimenziós, polidiszperz rendszer. Elemi szemcsékből, aggregátumokból és különböző méretű, alakú és térbeli elrendezésű szerkezeti elemekből álló szilárd fázisának pórusterét részben levegő (talajlevegő), részben víz (talajoldat), részben a talajlakó élőlények (bióta) és a növényi gyökérzet biomasszája tölti ki. A talaj heterogén térben: horizontálisan foltos,

vertikálisan rétegezett és változik időben is. A talaj három specifikus, unikális tulajdonsággal rendelkezik: *multifunkcionalitás* (Várallyay, 2006a), *reziliencia* (természetes megújuló képesség) (Greenland & Szabolcs, 1993), *termékenység* (képes a talajban, a talajon, vagy a talajjal kapcsolatban lévő élővilág alapvető igényeit kielégíteni, levegő-, víz- és tápanyagellátását többé vagy kevésbé biztosítani) (Láng et al., 1983).

A **víz,** mint oldószer, reagens, szállító közeg és életfeltétel jelentős, gyakran meghatározó szerepet játszik a Föld [geológiai rétegösszlet–talaj–víz–bióta–növény–felszín közeli atmoszféra] kontinuumának anyagforgalmában, transzport- és transzformációs folyamataiban, így a talaj képződésében, sajátságainak/tulajdonságainak (ki)alakulásában, változásaiban és degradációjában is (Várallyay et al., 1979, 1980a; Várallyay, 2003b).

A víz szerepe a talajképződésben

A **víz** szerepe már a talajképződés alapanyagául szolgáló „anyakőzetet" létrehozó fizikai, kémiai és biológiai **mállási folyamatokban** (aprózódás, oldódás, áthalmozás) is jelentős.



2. ábra: Talajképződési tényezők és folyamatok.

Figure 2. Soil forming factors and soil processes.

A létrejött „geológiai alapanyagon" a **víz** (a legritkább esetben H_2O, többnyire különböző kémiai összetételű, koncentrációjú és ionösszetételű oldat) – különböző mértékű – „közreműködésével" indulhat meg a **talajképződés**, s mennek végbe annak

– *elemi részfolyamatai*: benedvesedés–kiszáradás; oxidáció–redukció; oldódás–kicsapódás; diszperzió–flokkuláció, koaguláció, aggregálódás; kilúgzás–felhalmozódás;

- *komplex biogeokémiai (kör)folyamatai*: képződés–lebomlás; fázisátalakulások (fagyás–olvadás, párolgás–kicsapódás); fáziskölcsönhatások (adszorpció–deszorpció, fixáció–mobilizáció, ioncsere); elemek és anyagok biogeokémiai körforgalma (áthalmozódás, fluviatilis, alluviális, eolikus, kolluviális transzport; transzlokáció; elnyelés–kibocsátás);
- *specifikus talaj folyamatai*: szervesanyag-képződés és -lebomlás; humuszréteg kialakulása és fogyása; N-kötés–nitrifikáció–denitrifikáció; talajszerkezet képződése és leromlása; agyagosodás, ásványok bomlása, szétesése, illetve újraképződése; agyagbemosódás, podzolosodás; sófelhalmozódás–szikesedés, szolonyecesedés, szologyosodás; hidromorfizmus; láposodás–mocsarasodás; kovárványképződés (Stefanovits, 1963, 1992; Brady & Weil, 1999; Lal, 2002).

Ezek közül mutatunk be néhány legfontosabbat a *2. ábrán* (Schroeder, 1984). A *3. ábrán* pedig azt foglaltuk össze, hogy ezekben milyen szerepet játszik a víz. Az ábrák alapján egyértelműen megállapítható, hogy a **víz** jelentős mértékben befolyásolja, sok esetben – jellegzetesen – meghatározza a talajban végbemenő abiotikus és biotikus transzport, a transzlokációs és transzformációs folyamatok irányát, mechanizmusát, reverzibilitását, sebességét, környezeti érzékenységét, szabályozhatóságát, szabályozásának lehetőségeit és korlátait, illetve ezek hatását, következményeit (Várallyay, 2006a, 2010, 2011a).

Beszivárgás	Kapilláris vízmozgás	Felszíni lefolyás	Pangó víz
Kilúgzódás: oldható sók karbonátok szerves anyag agyag	Felhalmozódás: oldható sók karbonátok	Erózió Kolluviális tevékenység	Hidromorfizmus Redox folyamatok Szervesanyag-felhalmozódás

3. ábra: A víz szerepe a talaj anyagforgalmi folyamataiban.

Figure 3. The role of water in soil processes.

A víz szerepe Magyarország talajképződési tényezőiben

A Kárpát-medence legmélyebb fekvésű részét képező Magyarországon a **talajképződési tényezők** mindegyikében jelentős, sokszor meghatározó szerepe volt (és van) a **víznek**. A legfontosabb talajképződési tényezők a következők (Stefanovits, 1963; Várallyay, 2003b):

(1) A talajképződés alapanyagául szolgáló **geológiai rétegösszlet.** Ezt Magyarország túlnyomó hányadán viszonylag „fiatal" geológiai képződmények jelentik:
   - a Pannon-tenger, majd a lefűződő és kiédesedő bel-tó üledékeit a későbbi korokban lefedő, szárazföldi területekre hulló eolikus; vagy vízbe, illetve időszakosan vízborította területekre hulló infúziós/alföldi *Negyedkori lösz*; illetve
   - a *Holocén*ban ezekre települő eolikus homok, a fluviatilis tevékenységből származó alluviális *üledékek*, valamint a laterális erózió kolluviális üledékei, köztük a gyakran többszörösen áttelepített lösz.

(2) A Kárpát-medence három klímahatás (a domináns atlanti, a szélsőséges kontinentális, és a mérsékelt mediterrán) alatt álló, térben és időben egyaránt roppant változatos, szeszélyes (s így nehezen kiszámítható, modellezhető, előrejelezhető) **éghajlat/időjárás.**

(3) A Kárpát-medence **hidrológiailag és hidrogeológiailag** gyakorlatilag **zárt medence jellege**, ahol a mélyebb fekvésű, rossz természetes drénviszonyokkal rendelkező alföldek

negatív vízmérlegét [légköri csapadék (Cs) + hozzáfolyások < evapotranszspiráció (ET) + elfolyások] a peremi betáplálások (felszíni lefolyás, szivárgás a háromfázisú zónában, talajvíz-áramlás) tartja egyensúlyban. Ez az anyagforgalomban *felhalmozódási folyamatokat* eredményez, hisz a mélyebb fekvésű területek felé irányuló folyadék-mozgás szállított anyagai nem távoznak el a vízmérleget egyensúlyban tartó párolgás (ET) H_2O veszteségei során.

(4) A mára gyakorlatilag már eltűnt (legalábbis nehezen fellelhető) **természetes növényzet:** változatos habitusú, összetételű és állapotú, különböző felszín-fedettséget biztosító és biomassza-hozamot produkáló erdő, gyep és vizes élőhelyek, amelyek különböző irányú és mértékű szerepe még tükröződik ugyan az ezek hatása alatt kialakuló talajokban, de jelenkori hatásuk mérsékelt és a sokoldalú emberi tevékenység hatására eltűnt, gyengült, vagy erősen módosult. Hajdani hatásukra remekül utalnak viszont a magyar talajosztályozási rendszer találó elnevezései: *erdőtalaj; mezőségi talaj; réti talaj; láptalaj; mocsári erdők* talaja. [Amelyek feláldozása ezért kár lenne a nemzetközi összehasonlíthatóság érdekében létrehozott idegen nyelvű diagnosztikai megjelölésekkel.]

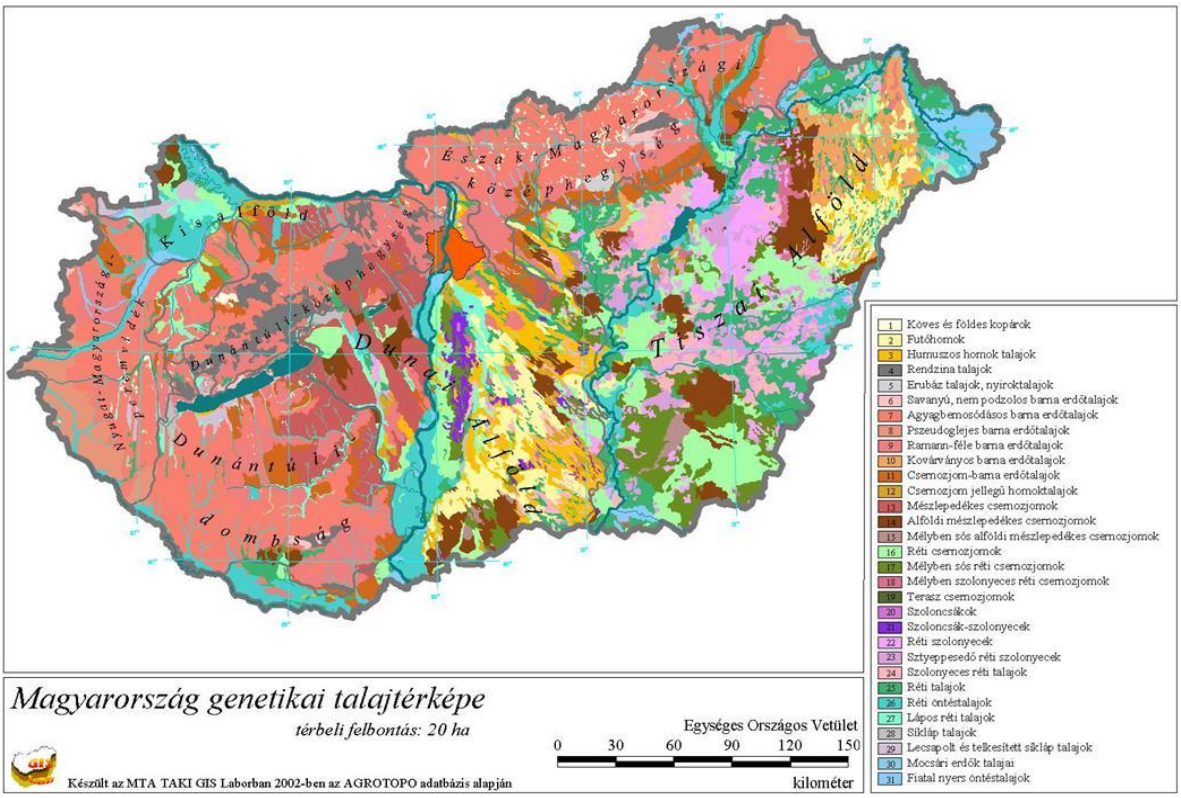
(5) A sokoldalú **emberi tevékenység.** Az *erdők kivágása,* a különböző célú fa-szükséglet biztosítása, illetve a művelésbe vont terület kiterjesztése érdekében; természetes *gyepek feltörése* a szántóföldi célú területnyerés érdekében, túl-legeltetés a fennmaradó gyepterületeken; *folyószabályozás, lecsapolás, felszíni és felszín alatti vízrendezés* a sokoldalú biomassza-termelésre használt egyre növekvő területek vízmentesítése érdekében (árvíz- és belvízvédelem); *öntözés* a természetes növényzet és a termesztett kultúrák optimális vízellátása érdekében; egyre erősebb és sokoldalúbb *agrotechnikai beavatkozások* (vetésszerkezet, vetésforgó, talajművelés, szerves- és műtrágyázás, kemizáció, komplex gépesítés), szükséges esetekben *talajjavítás, melioráció* az intenzív biomassza-termelés hozamának növelése érdekében.

A felsorolt tényezők mindegyike nagy tér- és időbeni variabilitást mutat, amelyről Magyarországon – az elmúlt másfél évszázad hatalmas, összefogott, átgondolt, elismert és támogatott munkálatainak eredményeképpen – páratlanul gazdag, nemzetközi színvonalú **információs anyag** (térképek, atlaszok, monográfiák, adatbázisok) áll rendelkezésre (Stefanovits, 1963; Szabó et al., 1999; Várallyay et al., 1979, 1980a, 2002; Várallyay, 2012).

A víz szerepe Magyarország talajképződési folyamataiban

Az előbbiekben – vázlatosan – bemutatott talajképződési tényezők *együttes* hatására végbemenő **talajképződési folyamatok** egy változatos, gyakran mozaikosan tarka **talajtakaró** kialakulását eredményezték. Jól szemlélteti ezt a *4. ábrán* bemutatott genetikus talajtérkép.

A tarka kép természetesen nemcsak a genetikai talajtípusok, hanem az egyes talajtulajdonságok gazdag variabilitásában is megmutatkozik. Sőt, gyakran fokozott mértékben, hisz egy-egy talajtípus nem (mindig) jelent egyöntetű talajtulajdonság-együttest, hanem széles variációs spektrumot mutat (pl. mezőségi, réti, vagy öntéstalajok esetében). Ennek szemléltetésére mutatjuk be a talajok fizikai féleségének és agyagásvány társulásainak tematikus térképeit az *5.* és *6. ábrán*. A változatosság nemcsak a bemutatott térképek eredeti 1:500 000 méretarányában, hanem egy-egy mezőgazdasági tábla néhány hektáros területének léptékében is megfigyelhető (Láng et al., 1983; Várallyay et al., 1979, 1980a, 2002).



4. ábra: Magyarország genetikus talajtérképe.

Figure 4. Genetic soil map of Hungary.

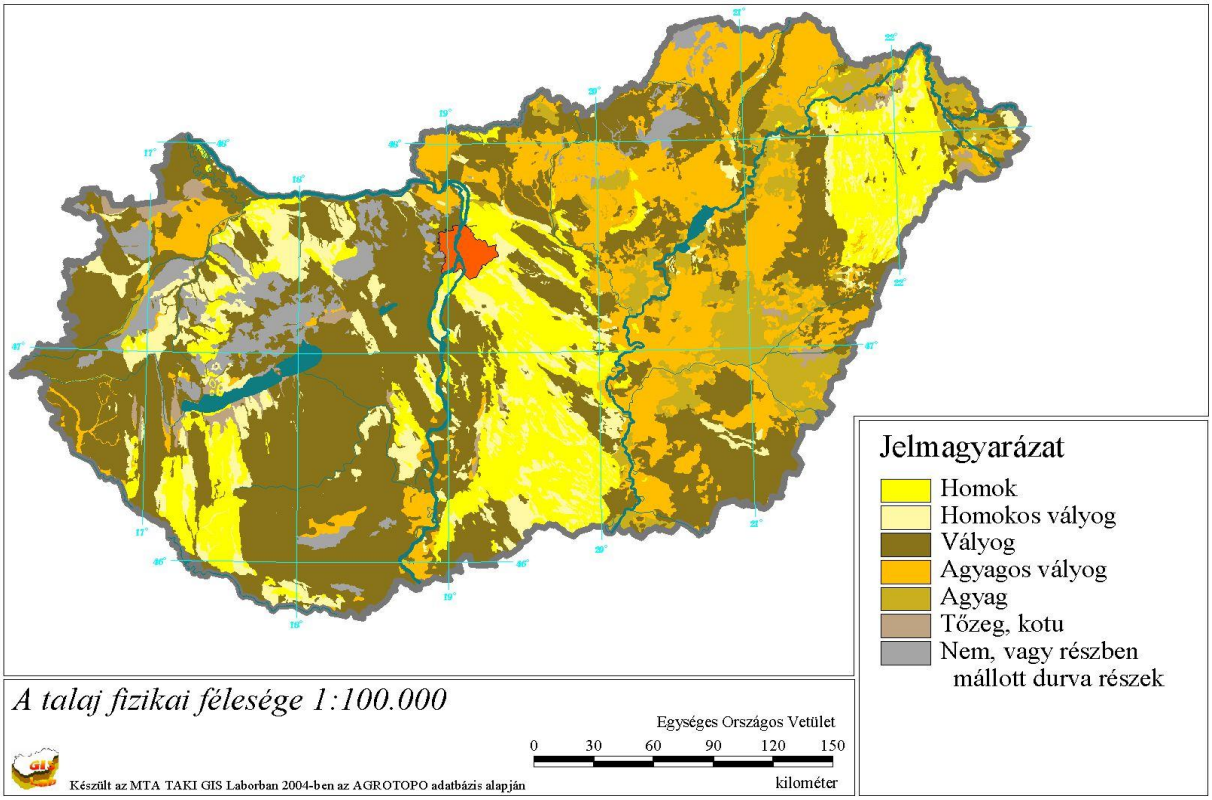
Legend: 1. Stony soils. 2. Blown sand. 3. Humous sandy soils. 4. Rendzinas. 5. Erubase soils. 6. Acidic, non-podzolic brown forest soils. 7. Brown forest soils with clay illuviation. 8. Pseudogleys. 9. Ramann brown forest soils. 10. „Kovárvány" brown forest soils. 11. Chernozem brown forest soils. 12. Chernozem-type sandy soils. 13. Pseudomyceliar chernozems. 14. Lowland chernozems. 15. Lowland chernozems with salt accumulation in deeper layers. 16. Meadow chernozems. 17. Meadow chernozems with salt accumulation in deeper layers. 18. Solonetzic meadow chernozems. 19 Terrace chernozems. 20. Solonchaks. 21. Solonchak-solonetzes. 22. Meadow solonetzes. 23. Meadow solonetzes turning into steppe formation. 24. Solonetzic meadow soils. 25. Meadow soils. 26. Meadow alluvial soils and alluvial meadow soils. 27. Peaty meadow soils. 28. Peats. 29. Ameliorated peats. 30. Soils of swampy forests. 31. Alluvial soils.

A változatos talajtakarót kialakító legfontosabb **talajképződési folyamatok**, s azok jellemzői a következők (Várallyay, 2003b):

(1) **Erdőtalaj-képződés**

Feltételei:

- hűvösebb klíma: viszonylag nagymennyiségű csapadék, hűvösebb nyár → mérsékelt párolgás → „+" vízmérleg: CS > ET;
- mélyen elhelyezkedő talajvíz (→ elhanyagolható hatás a talajképződési folyamatokra).



5. ábra: Magyarország talajainak fizikai félesége.

Figure 5. Map of soil texture.

Legend (from top to bottom): Sand; Sandy loam; Loam; Clay loam; Clay; Organic soils (peat, partly decomposed peat); Coarse fragments (gravel, non- or partly weathered rocks).

Jellemzői:
- lefelé irányuló vízmozgás dominanciája a talajszelvényben;
- kilúgzódási folyamatok; amelyek mértéke elsősorban a lehullott csapadék, a talajba szivárgó, illetve a talajszelvényen átszivárgó víz mennyiségének függvénye;
- jellegzetes A („kilúgzódási szint") – B (felhalmozódási szint) – C (alapkőzet) tagozódású talajszelvény, enyhébben vagy erősebben kifejezett A–B textúra differenciálódással.

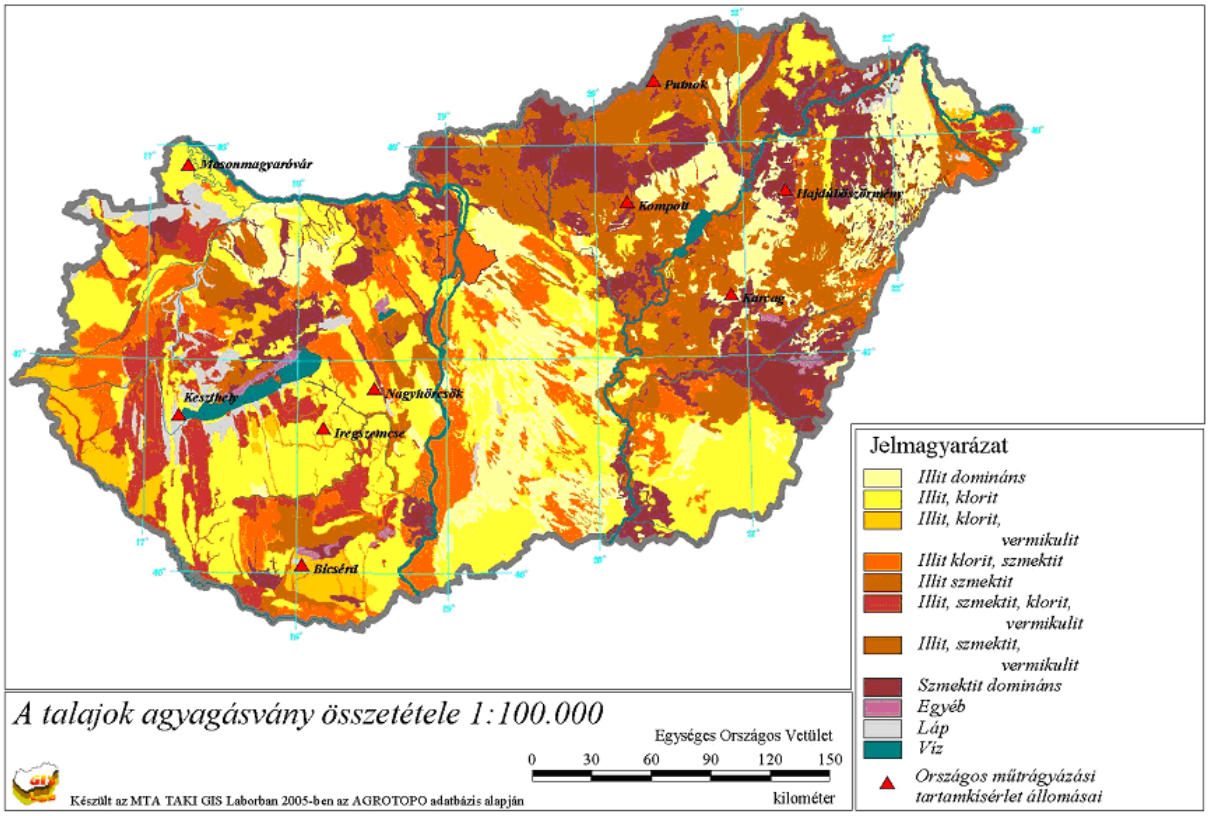
Előfordulás: hűvösebb klímájú, csapadékosabb hegy-dombvidéki területeken.

(2) **Mezőségi talajképződés (csernozjomképződés, sztyeppesedés)**

Feltételei:
- kontinentális klíma (meleg, száraz nyár – hideg tél: két biológiai „stop" a szervesanyag-körforgalomban);
- mélyen elhelyezkedő talajvíz (→ elhanyagolható hatás a talajképződési folyamatokra).

Jellemzői:
- egyensúlyban lévő víz- és anyagmérleg (a talajszelvény egészére vonatkozóan);
- periodikus víz- és anyagmigráció a talajszelvényben, illetve a gyökérzónában;
- vastag és fokozatosan elvégződő humuszréteg (az eredeti sztyep-vegetáció gyökérzet-jellegének megfelelően).

Előfordulás: mély talajvizű löszhátak területén.



6. ábra: Magyarországi talajok agyagásvány társulásai.

Figure 6. Clay mineral associations in soils of Hungary.

Legend (from top to bottom): Clay mineral associations formed by: illite; illite and chlorite; illite, chlorite and vermiculite; illite, chlorite and smectite; illite, smectite, chlorite and vermiculite; illite, smectite and vermiculite; smectite; other; peat; rivers and lakes.

(3) **Réti talajképződés**

Feltételei: felszín közeli, kis sótartalmú talajvíz folyamatos hatása → hidromorf folyamatok.

Jellemzői:

– oldalirányú betáplálással egyensúlyban tartott vízmérleg;
– uralkodóan felfelé irányuló víz- és anyagmozgás a talajszelvényben;
– oldott anyagok (például karbonátok, stb.) felhalmozódása a talajszelvényben.

Előfordulás: mélyebb fekvésű, felszín közeli talajvízszintű, de jó drénviszonyokkal rendelkező, nem „pangó” talajvizű területeken, ahol a talajvíz kis sótartalmú és kedvező ionösszetételű, mert horizontális mozgása során ismételten felhígul(hat).

(4) **Sófelhalmozódás, szikesedés.**

Feltételei: felszín közeli, „pangó”, sós talajvizek folyamatos hatása.

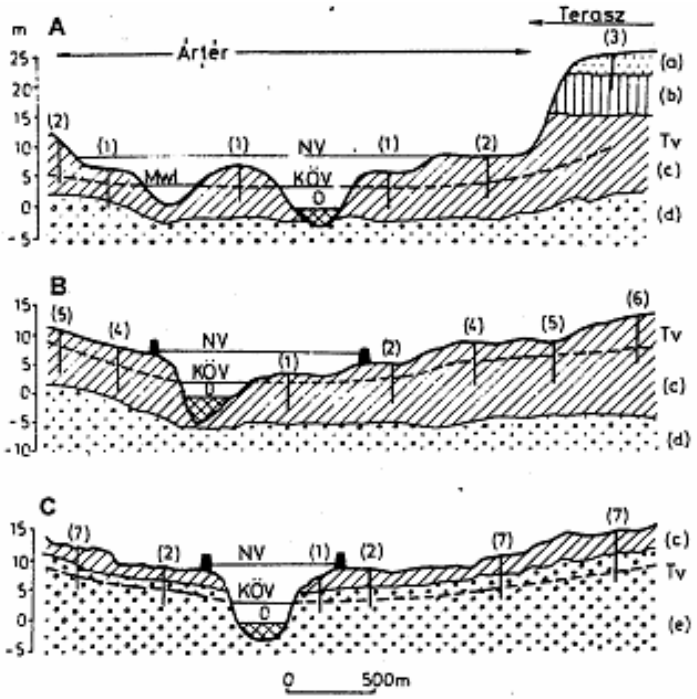
Jellemzői:

- ugyanaz, mint az előbbi (3) esetben;
- vízoldható sók felhalmozódása a talajszelvényben.

Előfordulás: mélyebb fekvésű, felszín közeli talajvízszintű, rossz természetes drénviszonyokkal rendelkező, pangó, sós talajvizű területeken.

A különböző talajképződési folyamatok hatására az alábbi „**talajképződési sorok"** (szekvenszek), illetve azok kombinációi figyelhetők meg (Várallyay, 2003b):

(1) **Idősor (kronoszekvensz)**: a zavartalan talajképződés megindulása (például árvizek és iszapborítások; eolikus (szél által telepített) és kolluviális (környező lejtős felszínekről származó üledék-lerakódások megszűnése, stb.) óta eltelt idő függvényében (*7. ábra*).



7. ábra: A talajképződés „idősora" különböző geológiai felépítésű folyóvölgyekben, különböző talajvízhatás alatt. Jelmagyarázat: A: ármentesítés előtt; B–C: ármentesítés után; Tv: talajvízszint; NV: árvízszint; KÖV: közepes vízszint; 0: kisvízi-szint; 1: öntéstalaj; 2: humuszos öntéstalaj; 3: mészlepedékes csernozjom; 4: öntés réti talaj; 5: réti talaj; 6: réti csernozjom; 7: terasz csernozjom; a: eolikus homok; b: lösz; c: finom szemcseösszetételű öntésanyag (agyag, iszap, finom homok); d: durva szemcseösszetételű öntésanyag (durva homok, kavics); e: kavics.

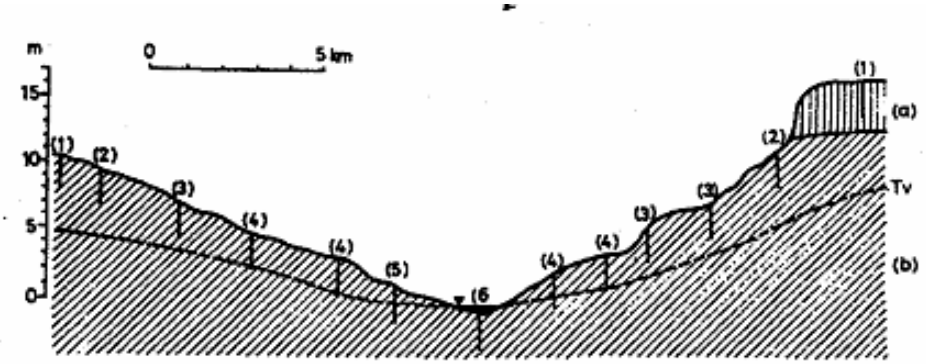
Figure 7. Chronosequence of soil formation. Schematic cross section: A: before water regulation; B–C: after water regulation. Tv: groundwater table; NV: flood level; KÖV: moderate water level; 0: low water level; 1: Alluvial soil; 2: Humous allulvial soil; 3. Pseudomyceliar chernozem; 4. Alluvial meadow soil; 5. Meadow soil; 6: Meadow chernozem; 7: Terrace chernozem; a: aeolian sand; b: loess; c: fine-textured alluvium (clay, silt, fine sand); d: coarse-textured alluvium (coarse sand, gravel); e: gravel.

(2) **Hidromorf sor (toposzekvensz, catena):** Közel azonos talajképző kőzeten és éghajlati viszonyok között kialakult közel azonos korú talajok sora, amelyek képződésében a térszíni fekvésből (toposzekvensz) adódó nedvességviszonyok okoznak különbségeket (*8. ábra*).

(3) **Kilúgzási sor (leaching sequence): A** sok csapadék vagy felszíni odafolyás miatti víztöbblet lefelé irányuló szivárgás, illetve az ennek hatására végbemenő kilúgzás, agyagbemosódás, illetve talajszelvény-differenciálódás mértékének függvényében.

(4) **Szikesedési sor (salinity sequence):** Az oldható sók mennyisége és szelvénybeli eloszlása; a talajszelvény differenciálódásának mértéke; a B-szint felszín alatti mélysége, kicserélhető Na^+-tartalma; valamint a talaj hidromorf jellegének erőssége függvényében.

(5) **Eróziós sor (erosion sequence):** a víz- vagy szélerózió okozta talajlepusztulás mértékének függvényében.



8. ábra: A talajok domborzatot követő „hidromorf" sora. Jelmagyarázat: 1: mészlepedékes csernozjom; 2: alföldi mészlepedékes csernozjom; 3: réti csernozjom; 4: réti talaj; 5: lápos réti talaj; 6: láptalaj; a: eolikus lösz; b: fluviatilis-eolikus löszszerű üledékek; Tv: talajvízszint.

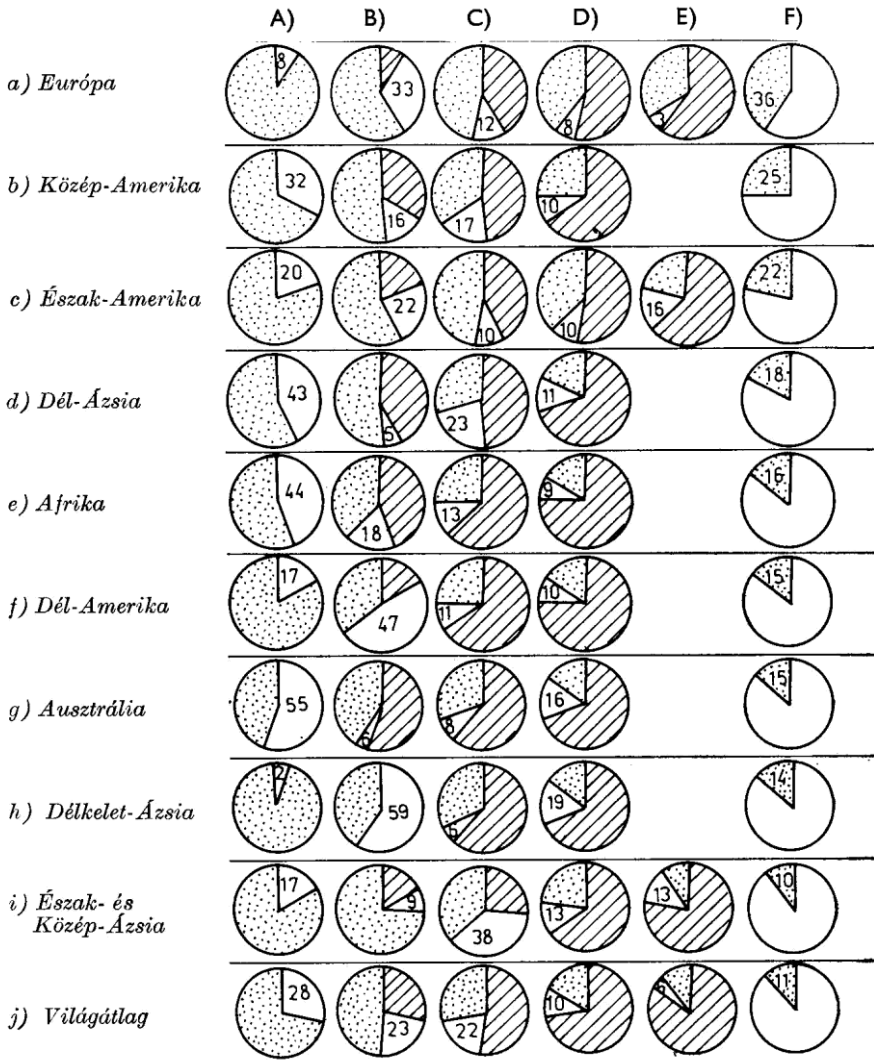
Figure 8. Toposequence of soil formation (catena). Legend: 1: Pseudomyceliar chernozem; 2: Lowland chernozem; 3: Meadow chernozem; 4: Meadow soil; 5: Peaty meadow soil; 6: Peat; a: aeolian loess; b: fluviatile-aeolian loess-like deposits; Tv: groundwater table.

Valamennyi talajképződési folyamat megindulásában, alakulásában meghatározó szerepet játszik a **víz.** Közvetlenül, mint oldószer, reagens és/vagy szállító közeg, közvetve pedig, mint a talajképződésben jelentős szerepet játszó ökoszisztémák (bióta, természetes növényzet, termesztett kultúrák) nélkülözhetetlen életfeltétele.

A talaj vízháztartásának és anyagforgalmának kölcsönhatása, összefüggései

A Föld korlátozott, s emiatt keresett, egyre inkább felértékelődő hiánycikké váló édesvíz-készletei stratégiai jelentőségűek. Globálisan, regionálisan és lokálisan egyaránt. Nemcsak a társadalom egyre fokozódó és egyre sokoldalúbbá váló közvetlen vízigényének zavartalan kielégítése érdekében, hanem a sokcélú biomassza-termelés (élelmiszer, takarmány, ipari nyersanyag, alternatív energia), valamint a környezetvédelem szempontjából is. Hisz a megfelelő mennyiségű víz hiánya nemcsak szomjúságot okoz, hanem éhínséget is. Térben és időben szélsőséges eloszlása pedig környezeti károsodásokat, nem ritkán katasztrófákat eredményezhet. Jól szemléleti ezt a *9. ábra*, amelyen – a FAO adatai alapján – azt mutatjuk be, hogy az agroökológiai potenciált, illetve a talaj termékenységét mely fő tényezők korlátozzák az egyes szubkontinenseken. Könnyen belátható, hogy a tényezők mindegyike (közvetlenül vagy közvetve) a vízzel kapcsolatos, a vízforgalom oka vagy következménye (Brady & Weil, 1999; Lal, 2002; Németh et al., 2005).

Hasonló a helyzet Magyarországon is, hisz ökoszisztémáink anyagforgalmának, az elemek (növényi tápelemek és szennyező anyagok) biogeokémiai ciklusának, a talaj multifunkcionalitásának, megújulását biztosító rezilienciájának és termékenységének szempontjából egyaránt fontos, gyakran meghatározó jelentőségű tényezője a **víz,** illetve a **talaj vízháztartása** (Szabolcs & Várallyay, 1978; Várallyay, 2003b; Láng et al., 2004).



9. ábra: Az ökológiai potenciált gátló főbb tényezők a Földön (az összes terület %-ában). A) Szárazság. B) Tápanyag-stressz (hiány vagy károsító többlet). C) Sekély termőréteg. D) Túl bő nedvesség. E) Állandó fagy. F) Nem gátolt.

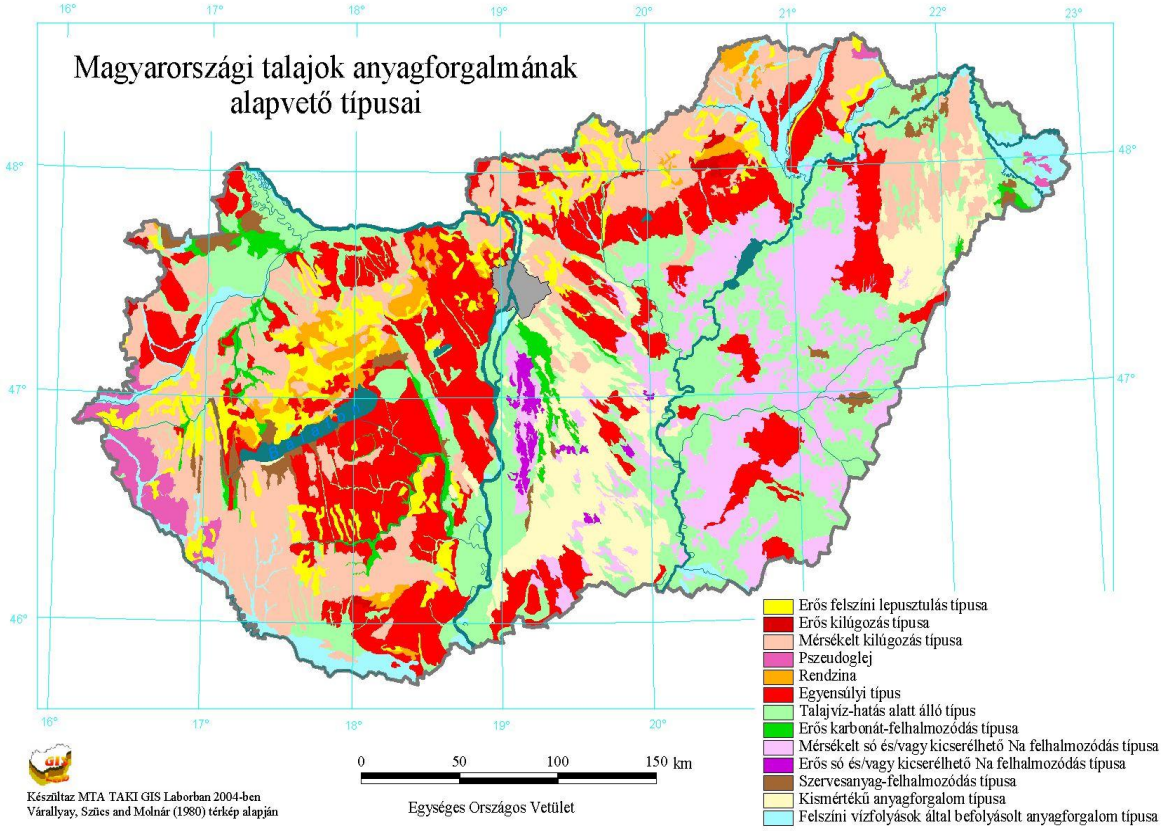
Figure 9. Limiting factors of the agro-ecological potential in the World (as a percentage of the total area). A) Drought. B) Mineral stress. C) Shallow depth. D) Water excess. E) Permafrost. F) Not limited.

A talaj vízgazdálkodási tulajdonságainak jellemzésére sokéves munkánk során számszerű határértékekkel pontosan definiált kategória-rendszert dolgoztunk ki és ábrázoltunk térképszerűen. Ebben az adatbázisban a fizikai talajféleség; a talaj teljes (pF0) és szabadföldi vízkapacitása (pF2,5), holtvíztartalma (pF4,2) és hasznosítható vízkészlete (pF2,5 – pF4,2); a beszivárgás sebessége (IR), valamint a kétfázisú talaj hidraulikus vezetőképessége (K) és kapilláris vezetőképessége (k – φ) voltak a megkülönböztetett kilenc fő kategória meghatározó paraméterei; a talaj rétegezettségét, illetve a talaj kedvezőtlen vízgazdálkodásának okait kifejező értékek pedig a megkülönböztetett alkategóriák jellemzői. Valamennyi ez irányú információ az MTA ATK Talajtani és Agrokémiai Intézetének AGROTOPO adatbázisában került rögzítésre és térképszerű ábrázolásra (Várallyay et al., 1980b).

Ezzel párhuzamosan a területi vízmérlegre vonatkozó valamennyi kvantitatív–szemi-kvantitatív–kvalitatív információ alapján megalkottuk hazai talajaink 11 főbb **vízháztartási**

típusának kategória-rendszerét és megszerkesztettük e kategóriák 1:100 000 méretarányú térképét (Várallyay, 1985). E munkáinkról jelen kötet egy másik közleményében számolunk be részletesen.

A talaj vízháztartása és anyagforgalma közötti – előbbiekben kifejtett – szoros összefüggés alapján kidolgoztuk és jellemeztük hazai talajaink **anyagforgalmi típusainak** kategória-rendszerét. A rendszerben megkülönböztetett 13 kategória vázlatos térképét mutatjuk be a *10. ábrán* (Várallyay, 1985).



10. ábra: Magyarország talajainak főbb anyagforgalmi típusai.

Figure 10. The main substance regime types of Hungarian soils.

Legend (from top to bottom): Severe surface erosion; Heavy leaching; Moderate leaching; Pseudogley; Rendzinas; Equilibrium-type; Permanent influence of groundwater; Heavy carbonate accumulation; Moderate accumulation of soluble salts; Organic matter accumulation; Negligible substance regime; Influence of rivers and surface streams.

A 13 kategória jellemzése röviden az alábbiakban foglalható össze (Várallyay, 2003b):

1. **Az erős felszíni lepusztulás típusa.**
   E területek lejtős térszínein a felszínre hulló csapadékvíz jelentős része a felszínen elfolyik, az anyagforgalomra ezért az erős felszíni lehordás, súlyos talajlepusztulás, nagymértékű vízeróziós károk a jellemzőek.
2. **Az erős kilúgzás típusa.**
   E területek talajainak anyagforgalmára az erős kilúgzás a jellemző. A nagy mennyiségű csapadék s a hűvös, nedves éghajlat miatt szinte állandóan lefelé irányuló függőleges vízmozgás az esetek nagy részében nemcsak a vízben jól oldódó mállástermékeket lúgozza ki a talajszelvényből, hanem többnyire a felső talajrétegek eredeti szénsavas

mésztartalmát, sőt gyakran a megbomlatlan kolloid- és agyagrészecskéket vagy a megbomlott organominerális komplexus másfélszeres oxidjait is.

3. **A mérsékelt kilúgzás típusa.**
   Ezeken a területeken az előbbi típushoz viszonyítva kevesebb a csapadék, a háromfázisú zóna vízmérlege azonban még így is pozitív. Az év nagy részében lefelé irányuló függőleges vízmozgás még elég erős a vízben jól oldódó mállástermékek talajszelvényből való teljes eltávolítására, a karbonátok mérsékeltebb (a talajszelvény felső részének karbonát-mentességében, vagy csupán a karbonátprofil átrendeződésében megnyilvánuló) kilúgzására, sőt a megbomlatlan kolloid- és agyagrészecskék mérsékelt lefelé mozdítására is.

4. **A talajszelvényben csapadéktöbblet miatt megjelenő „pangó víz" hatása alatt álló típus.**
   Az ide sorolt területek talajainak anyagforgalma tulajdonképpen a 2. típus speciális esetét képviseli. A nagy mennyiségű csapadék hatására végbemenő intenzív lefelé irányuló vízmozgás következtében a talajszelvényben kialakuló jellegzetes textúra differenciálódás itt olyan kifejezett, hogy az illuviális, nagy agyag- és kolloidtartalmú B-szintek a víz lefelé szivárgását – legalábbis időszakosan – nagyon lelassítják, gyakorlatilag szinte teljesen megakadályozzák. Ennek következménye azután az időszakos pangó víz és következményeinek (anaerob körülmények, redukciós viszonyok – glejesedés, erős tápanyag-megkötődés, aerációs problémák – gyenge termékenység) megjelenése a talajszelvényben.

5. **A sekély termőréteg miatti szélsőséges nedvességviszonyok okozta szervesanyag-felhalmozódás típusa.**
   E területeken a tömör vagy csak gyengén mállott talajképző kőzetet viszonylag vékony, finom-szemcséjű mállott üledékréteg fedi, amelynek nedvességforgalma – éppen csekély talajnedvesség-tározó tere miatt – szélsőséges. A többnyire sűrű gyökérzetű sziklagyepekkel (mélyebb termőréteg esetén esetleg gyér cserjével vagy erdővel) fedett területeken a képződött szerves anyag lebontását két – a szélsőséges vízháztartás miatt egymással időben gyakran változó – ún. „biológiai stop" akadályozza: az időszakosan túl bő nedvességviszonyok, illetve az erős kiszáradás. Ennek következménye a talajok jelentős szervesanyag-felhalmozódása.

6. **Egyensúlyi típus.**
   E területek talajainak anyagforgalmára az éves vagy hosszabb periódusra vonatkoztatott globális vízháztartási egyensúly, a szelvényen belüli periodikus anyagmozgás, a *migráció* jellemző. Az év folyamán időszakosan hol a kilúgzódási, hol a felhalmozódási folyamatok kerülnek túlsúlyba, e hatások azonban hosszabb távon kiegyensúlyozzák egymást. Ennek megfelelően a talajszelvényben esetleg csak reliktumként figyelhető meg mérsékelt textúra differenciálódás, nincs sófelhalmozódás; előfordulhat viszont mérsékelt biogén karbonát-felhalmozódás a gyökérzóna alsó határán; vagy mérsékelt, illetve múltbeli talajvízhatásra utaló enyhe Mg^{2+}-felhalmozódás a mélyebb rétegekben.

7. **A talajvíz hatása alatt álló típus.**
   Az e típusba sorolt talajok anyagforgalmára a nem mélyen elhelyezkedő, de kis sótartalmú talajvizek a jelenben is állandó hatást gyakorolnak. Mivel a talajfelszín és a talajvízszín közötti talajszelvényben végbemenő vízmozgás eredője felfelé mutat, a talaj vízmérlegét az odafolyással (odaszivárgással) szemben éppen az evapotranszspirációs „megcsapolás" tartja egyensúlyban. Az ide tartozó talajok anyagforgalmára a *felhalmozódás* a jellemző. Hogy ez végeredményben miben nyilvánul meg, az elsősorban a talajképző kőzet anyagi minőségétől, a talajvíz hatásának intenzitásától, e hatás időtartamától, valamint a talajvíz kémiai összetételétől függ. A felhalmozódás

leggyakrabban a nagyobb szervesanyag-tartalomban, valamint a jellegzetes mészakkumulációs szintek („függő mészprofilok") kialakulásában jelentkezik. A talajvíz-hatásra pedig a talajszelvényben megfigyelhető hidromorf bélyegek (rozsdás vas-színeződés, szabálytalan alakú mészgöbecsek, vas- és mangán-kiválások, glejesedés) utalnak.

8. Az erős karbonát-felhalmozódás típusa.

Az anyagforgalomra itt a felszín közeli, de nem nagy sótartalmú talajvíz permanens hatása jellemző. Az előző típushoz viszonyítva a döntő különbséget az erősebb hidromorf vonások, mindenekelőtt a kifejezett, gyakran mészgöbecsekből álló „atkás" réteget vagy tömör réteggé cementálódott mészkőpadot alkotó mészakkumulációs szintek kialakulása, illetve az erősebb szervesanyag-felhalmozódás jelentik.

9. A mérsékelt só- és/vagy kicserélhető Na^+-felhalmozódás típusa.

Az anyagforgalomra itt is a felhalmozódás jellemző, amely azonban nemcsak a karbonátokra, hanem a vízoldható Na-sókra és/vagy a talaj kicserélhető Na^+-tartalmára is kiterjed. A felszín közeli, „pangó" jellegű, nagy sótartalmú, gyakran erősen lúgos kémhatású talajvizekből a kapilláris oldattranszport jelentős mennyiségű vízoldható Na-sót szállít a talajvízszint feletti talajrétegekbe, és azok felhalmozódását idézi elő a talaj mélyebb rétegeiben, illetve a Na-sókkal telített, lúgos talajoldat migrációját a talajszelvényben. Ennek egyik következménye a talaj adszorpciós komplexusának Na^+-telítődése, a szolonyecesedés, s ennek hatására a talaj fizikai és vízgazdálkodási tulajdonságainak leromlása, a talaj vízháztartásának szélsőségessé, szélsőség-érzékennyé válása.

10. Az erős só- és/vagy kicserélhető Na^+-felhalmozódás típusa.

E talajok anyagforgalmában a felszín közeli (gyakran a talaj felszínéig emelkedő), pangó, sós talajvizek hatása még erősebben érvényesül, s nagymértékű felszíni vagy felszín közeli sófelhalmozódást és/vagy Na^+-telítődést okoz.

11. A szervesanyag-felhalmozódás típusa.

Az e típusba sorolt, állandóan sekély (mocsár-, lápi növényzet megtelepedésére alkalmas) vízborítás alatt álló, vagy évről évre rendszeresen vízborítás alá kerülő területek anyagforgalmára a láposodási, mocsarasodási folyamatok (szervesanyag-felhalmozódás, gyakran mészakkumulációs szintek kialakulása) a jellemzők. A szervesanyag-felhalmozódás alapvető oka, hogy a mocsári, lápi, lápréti vegetáció területen maradó biomassza-produktuma nagyobb, mint az azonos idő alatt (a vízborítás, illetve a túl bő nedvességviszonyok miatt túlnyomórészt anaerob körülmények között) lebomló szervesanyag-mennyiség. Gyakran kíséri a folyamatot mészakkumulációs szintek kialakulása is biológiai és talajtani okok együttes hatására.

12. A kismértékű anyagforgalom típusa.

Az e típusba sorolt területek homoktalajainak anyagforgalmát a talajok kis szerves- és ásványi-kolloid-tartalma határozza meg. A talajképződési folyamatok bélyegei csak helyenként felismerhetők, de ott sem kifejezettek. Nem felszín közeli talajvízszint esetén e talajok vízháztartására a lefelé irányuló vízmozgás jellemző. Mivel ez a vízmozgás gyors, s a talaj anyagát durva szemcséjű, kis fajlagos felületű, nem vagy gyengén oldható alkotórészek képezik, a lefelé irányuló vízmozgás anyagforgalmi következményei csak a talajszelvény kis sótartalmában, valamint – karbonátos talajképző kőzet esetén – a gyökérzóna alsó határán kialakuló enyhe mészakkumulációs szintek formájában figyelhetők meg.

13. A felszíni vízfolyások által befolyásolt anyagforgalom típusa.

Ezek a területek még jelenleg is a felszíni vízfolyások közvetlen hatása alatt állnak, ahol a meg-megismétlődő elöntések és üledéklerakódások megakadályozzák a talajképződési folyamatok megindulását, illetve csak az áradások közti – viszonylag rövid – periódusokra korlátozzák azokat (fiatal, nyers öntéstalajok).

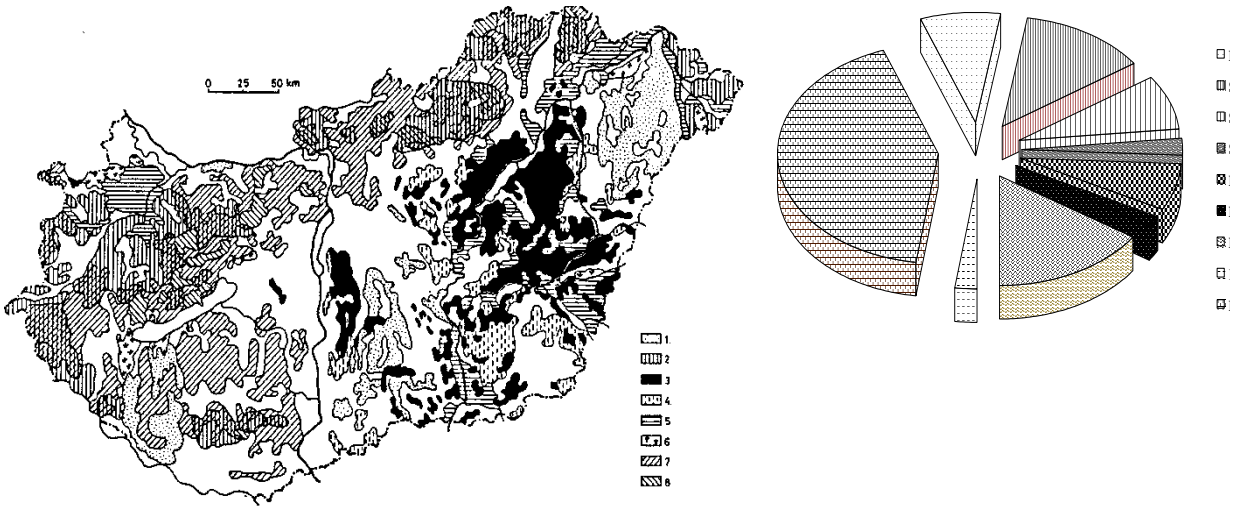
Az ismétlődő árvizek, elöntések, felszíni iszapborítások megszűnése után e területeken meginduló talajképződési folyamatok alapvető irányát a talaj átnedvesedési viszonyai szabják meg, ami pedig a területre hulló csapadék mennyiségén kívül elsősorban a talajvízhatásnak a függvénye.

A víz jelentősége a talaj termékenységében és a talajdegradációs folyamatokban

Magyarország *általában és viszonylag* kedvező termőhelyi adottságokkal rendelkezik a sokcélú biomassza előállítására. Ezek a kedvező adottságok azonban igen nagy tér- és időbeli variabilitást mutatnak, szeszélyesek, hajlamosak szélsőségekre, és érzékenyen reagálnak bizonyos természeti okok miatti, vagy az emberi tevékenység hatására bekövetkező pozitív vagy negatív stresszhatásokra. A gátló tényezők közül a három legfontosabb:

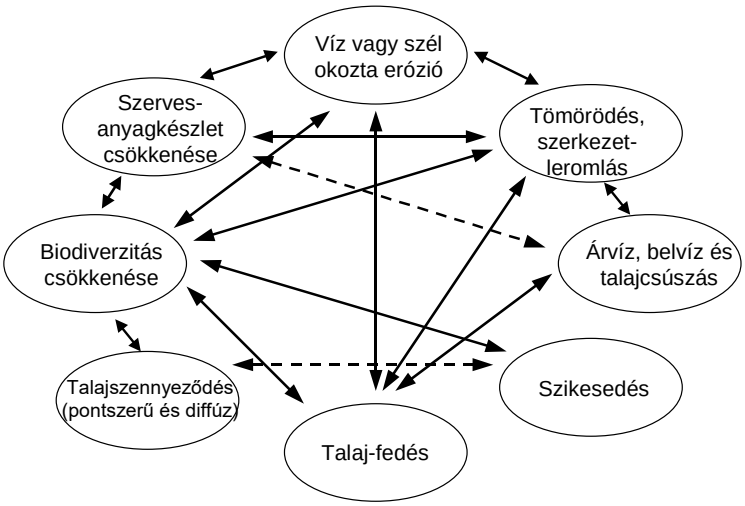
- a talaj termékenységét gátló vagy csökkentő, káros **talajdegradációs folyamatok**;
- a **szélsőséges vízháztartási helyzetek** (árvíz, belvíz, túlnedvesedés – aszály);
- a talajban jelenlévő **anyagok** (növényi tápanyagok és szennyező anyagok) **kedvezőtlen biogeokémiai körforgalma.**

A legfontosabb **talajtermékenységet gátló tényezőket** foglaltuk össze a *11. ábrán* (Szabolcs & Várallyay, 1978; Várallyay, 2006b, 2011b).



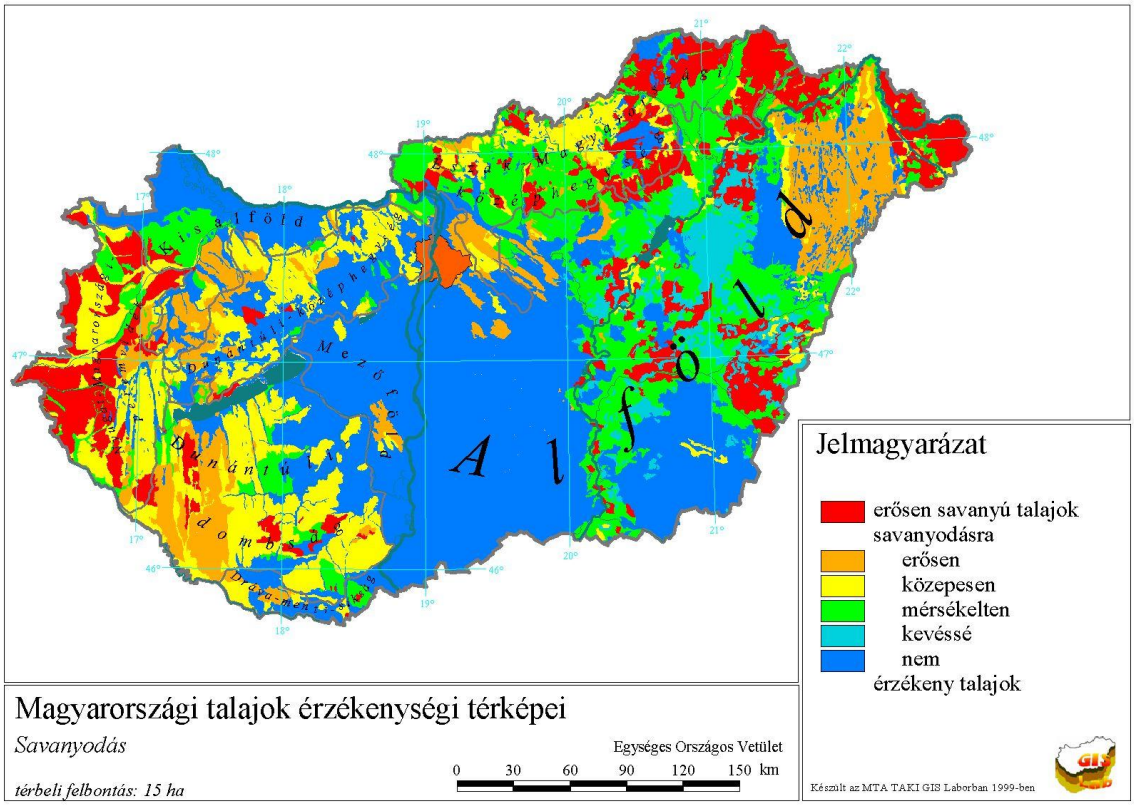
11. ábra: A talajok termékenységét gátló tényezők Magyarországon. 1. Nagy homoktartalom (Magyarország területének 8%-a). 2. Savanyú kémhatás (12,8%). 3. Szikesedés (8,1%). 4. Szikesedés mélyebb talaj-rétegekben (2,6%). 5. Nagy agyagtartalom (6,8%). 6. Láposodás, mocsarasodás (1,7%). 7. Erózió (15,6%). 8. Felszín közeli tömör kőzet (2,3%). Nem gátolt (42,1%).

Figure 11. Limiting factors of soil fertility in Hungary. 1. Extremely coarse texture (8% of the total area of Hungary). 2. Acidity (12.8%). 3. Salinity and/or alkalinity (8.1%). 4. Salinity and/or alkalinity in the deeper layers (2.6%). 5. Extremely heavy texture (6.8%). 6. Waterlogging or peat formation (1.7%). 7. Erosion (15.6%). 8. Shallow depth (2.3%). Not limited (42.1%).



12. ábra: Talajdegradációs folyamatok Európában.

Figure 12. Soil degradation processes in Europe. Clockwise: Erosion; Compaction, Structure destruction; Floods and landslides; Salinization; Sealing; Contamination (local and diffuse); Decline in biodiversity; Decrease in organic matter.

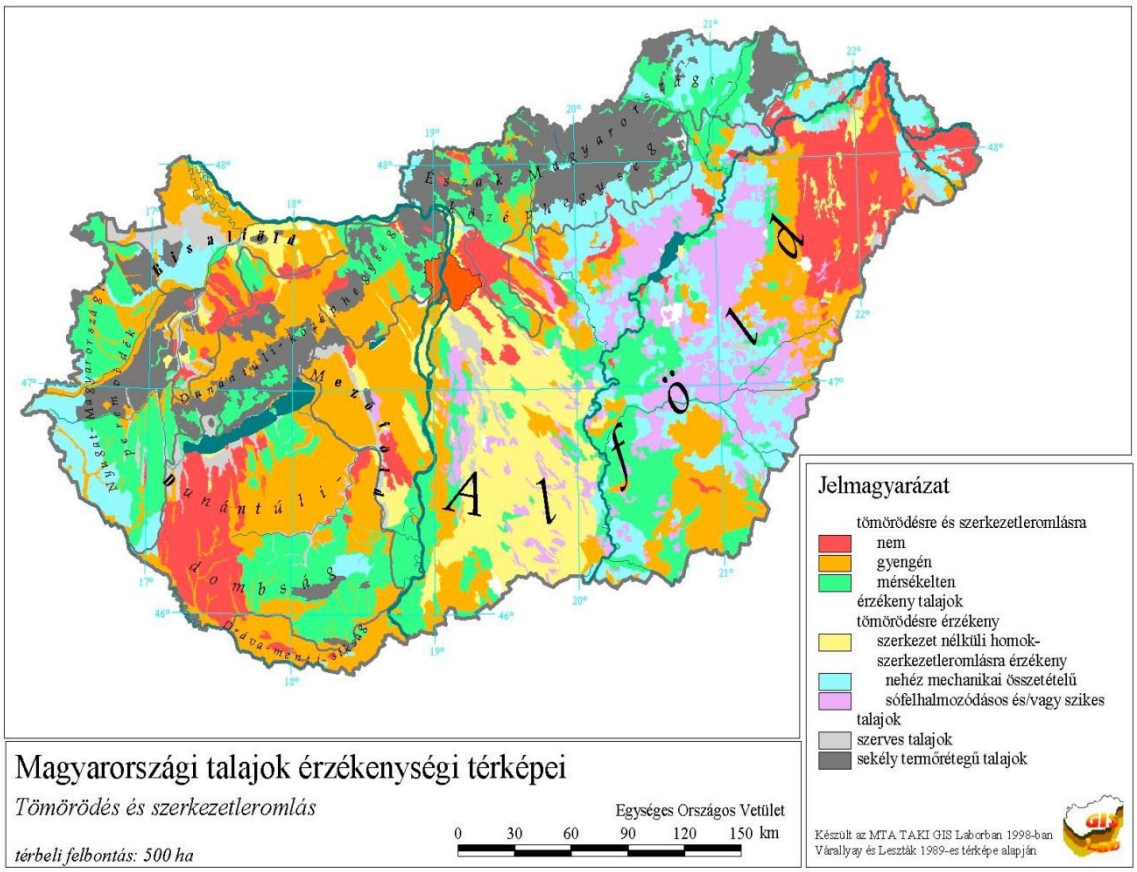


13. ábra: Magyarország talajainak érzékenysége savanyodásra.

Figure 13. Susceptibility of soils to acidification in Hungary. Legend (from top to bottom): Strongly acidic soils; Highly, Medium, Moderately, Slightly, Non susceptible soils.

A **talajdegradációs folyamatok** egyaránt kedvezőtlenül befolyásolják a talaj multifunkcionalitását, rezilienciáját és termékenységét. Előfordulásuk világprobléma, mint ezt

a GLASOD (GLobal Assessment of SOil Degradation) Program felmérései egyértelműen igazolták. A degradációs folyamatok terjedését az ennek megakadályozására irányuló védelmi intézkedések (prevenció, melioráció, racionális földhasználat) nem, vagy csak nehezen tudják megelőzni, kiküszöbölni, vagy mérsékelni. Pedig erre a különböző szintű Talajvédelmi Stratégiák keretében hatalmas erőfeszítések történnek. Európa Talajvédelmi Stratégiájában (Várallyay, 2010) a talaj kívánatos anyagforgalmi folyamatait fenyegető nyolc veszély került megfogalmazásra, amelyeket a *12. ábrán* mutatunk be.



14. ábra: Magyarország talajainak érzékenysége szerkezetleromlásra és tömörödésre.

Figure 14. Susceptibility of soils to structure destruction and compaction in Hungary. Legend (from top to bottom): Non susceptible; Slightly, Moderately susceptible soils to compaction and structure destruction; Highly susceptible soils to compaction: Structureless sand; Highly susceptible soils to structure destruction: heavy textured soils, salt-affected soils; Organic soils; Shallow soils.

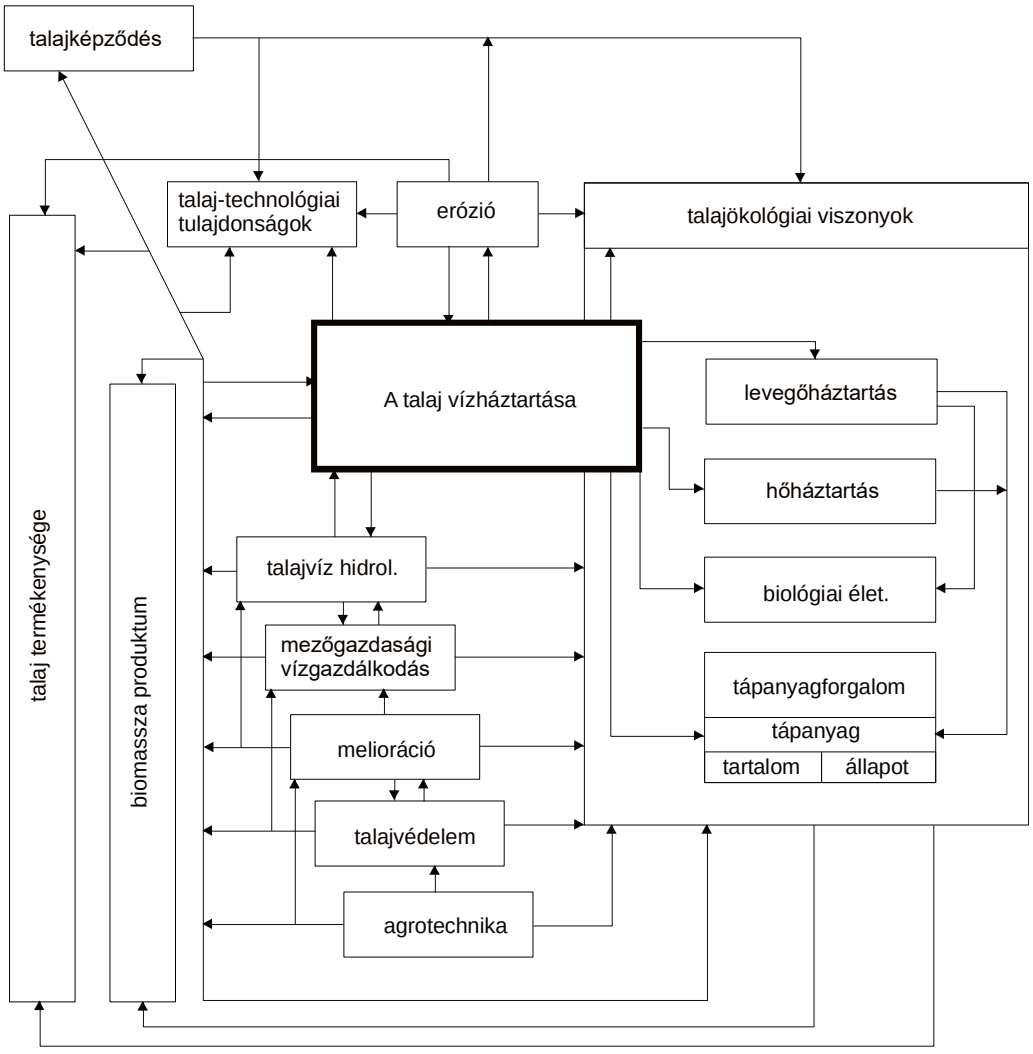
Sajnos, ezek a **talajdegradációs folyamatok** – kivétel nélkül – előfordulnak Magyarországon is és korlátozzák kedvező agroökológiai adottságainkat. Az előforduló talajdegradációs folyamatok közül a legfontosabbak a következők (Várallyay, 1989, 2006b; Szabó et al., 1999):

1. Víz vagy szél okozta erózió.
2. Savanyodás.
3. Sófelhalmozódás, szikesedés.
4. Fizikai degradáció: talajszerkezet leromlása, tömörödés, cserepesedés.
5. A talaj vízháztartásának szélsőségessé válása: egyidejűleg fokozódó belvíz-veszély és aszályérzékenység.

6. Biológiai degradáció: kedvezőtlen mikrobiológiai folyamatok, a szervesanyag-készlet csökkenése.
7. Kedvezőtlen változások a talaj biogeokémiai körforgalmában, elsősorban növényi tápanyag-forgalmában.
8. A talaj pufferképességének csökkenése, talajszennyeződés, környezeti toxicitás.

A folyamatok mindegyike a **talaj anyagforgalmának** kedvezőtlen irányú megváltozása, amelyekben kivétel nélkül fontos, sok esetben meghatározó szerepet játszik a **víz**, akár mint ok, akár mint következmény, esetleg mindkettő. A kedvezőtlen folyamat(ok) eredményes és hatékony megelőzéséhez, kiküszöböléséhez, vagy legalább bizonyos tűrési határig történő mérsékléséhez három tevékenység szükséges:

– a jelenlegi *állapot felmérése*, okainak és mechanizmusának tisztázása;
– a kiváltó okkal szembeni *érzékenység* („tolerancia-küszöb") jellemzése;
– a lehetséges beavatkozások várható hatásának előrejelzése („impakt analízis").



15. ábra: A talaj vízháztartásának hatása a talaj egyéb jellemzőire és szabályozásának lehetőségei.

Figure 15. Influence of soil moisture regime on other soil properties and possibilities of their regulation.

E célok megvalósítása érdekében végeztük el a talajdegradációs folyamatok állapot-felmérését, s állapítottuk meg hazai talajaink *környezeti érzékenységét* víz- és szélerózióval, savanyodással, sófelhalmozódással és szikesedéssel, talajszerkezet-leromlással és tömörödéssel, szennyező anyag és növényi tápanyag „terheléssel" szemben (Várallyay, 2003a). Minden fenti specifikus érzékenységről tematikus térképeket szerkesztettünk 1:500 000 méretarányban, amelyek területi adatait az előbb említett AGROTOPO adatbázisban rögzítettük. Tematikus „érzékenység" térképeink közül mutatunk be kettőt a *13.* és *14. ábrán*.

Kísérletet tettünk az érzékenységi térképek összefoglaló szintézisére is. Elemzéseink alapján megállapítható, hogy kivétel nélkül minden degradációs folyamatban jelentős, sok esetben (pl. erózió, szikesedés, fizikai degradáció, szélsőséges vízgazdálkodás) meghatározó szerepe van a víznek, akár mint ok, akár mint következmény, esetleg mindkettő. Ezért a vízháztartási/ nedvességforgalmi beavatkozások (túlnyomó része) egyben hatékony környezetvédelmi intézkedés is (Várallyay, 2003b, 2006b).

Összefoglaló következtetések

A talaj multifunkcionalitását, természeti erőforráskénti megújulását, termékenységét egyaránt az [alapkőzet–talaj–víz–bióta–növény–felszín közeli atmoszféra] ökoszisztéma kontinuumban végbemenő anyag- és energiaforgalmi folyamatok határozzák meg. A mállási, talajképződési, talaj-átalakulási, talajdegradációs folyamatokban egyaránt megkülönböztetett szerepe van a **víz**nek, mint oldószernek, reagensnek és szállító közegnek. Következik ebből, hogy a talaj vízgazdálkodása meghatározza (legalábbis nagymértékben befolyásolja) a talaj levegőháztartását, hőháztartását, biológiai tevékenységét, tápanyagforgalmát, környezeti érzékenységét és technológiai tulajdonságait is. A talaj vízháztartását szabályozó intézkedésekkel tehát ezeket is szabályozni, befolyásolni tudjuk. Ezeket az összefüggéseket foglaltuk össze a *15. ábrán*.

A talaj vízháztartás/nedvességforgalom-szabályozása tehát nélkülözhetetlen eleme a racionális és fenntartható terület/föld/talajhasználatnak, vízgazdálkodásnak, mezőgazdaság- és vidékfejlesztési stratégiáknak és intézkedés-rendszereknek egyaránt.

A korszerű talajtan kiemelt jelentőségű kulcsfeladata a **talajfolyamatok szabályozása** (Várallyay, 2000, 2011a). Ezért ennek a fenntartható fejlődés céljainak megfogalmazásában, s azok megvalósításában (!) fontosságának megfelelő prioritást kell kapnia.

Hivatkozások

Brady, N. C., Weil, R. R., 1999: The Nature and Properties of Soils. 12th ed. Prentice Hall. Upper Saddle River, NJ.

Greenland, D. J., Szabolcs, I. (eds.), 1993: Soil Resilience and Land Use. CAB International. Oxon, UK.

Lal, R. (ed.), 2002: Encyclopedia of Soil Science. – Marcel Dekker, Inc. New York.

Láng, I., Csete, L., Harnos, Zs., 1983: A magyar mezőgazdaság agroökológiai potenciálja az ezredfordulón. – Mezőgazdasági Kiadó. Budapest.

Láng, I., Jolánkai, M., Kőmíves, T. (ed.), 2004: Pollution Processes in Agri-environment. Akaprint. Budapest.

Németh, T., Stefanovits, P., Várallyay, Gy., 2005: Országos Talajvédelmi Stratégia tudományos háttere. Tájékozató: Talajvédelem. Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium. Budapest.

Schroeder, D., 1984: Soil. Facts and Concepts. Potash Institute. Bern.

Stefanovits, P., 1963: Magyarország talajai. Akadémiai Kiadó. Budapest.

Stefanovits, P., 1992: Talajtan. Mezőgazdasági Kiadó. Budapest.

Szabó, J., Várallyay, Gy., Pásztor, L., Suba, Zs., 1999: Talajdegradációs folyamatok térképezése országos és regionális szinten térinformatikai és távérzékelési módszerek integrálásával. *Agrokémia és Talajtan*, 48: 3–14.

Szabolcs, I., Várallyay, Gy., 1978: A talajok termékenységét gátló tényezők Magyarországon. *Agrokémia és Talajtan*, 27: 181–202.

Várallyay, Gy., 1985: Magyarország talajainak vízháztartási és anyagforgalmi típusai. *Agrokémia és Talajtan*, 34: 267–298.

Várallyay, Gy., 1989: Soil degradation processes and their control in Hungary. *Land Degradation and Rehabilitation*, 1: 171–188.

Várallyay, Gy., 2000: Talajfolyamatok szabályozásának tudományos megalapozása. Székfoglalók, 1995–1998. 1–32. MTA. Budapest.

Várallyay, Gy., 2003a: A talaj környezeti érzékenységének értékelése. *Tájökológiai Lapok*, 1(1): 45–62.

Várallyay, Gy., 2003b: A mezőgazdasági vízgazdálkodás talajtani alapjai. Egyetemi jegyzet. FVM Vízgazdálkodási Osztály, Budapest–Gödöllő.

Várallyay, Gy., 2006a: Life quality – soil – food chain. *Cereal Research Communications*, 34 (1): 5–8.

Várallyay, Gy., 2006b: Soil degradation processes and extreme soil moisture regime as environmental problems in the Carpathian Basin. *Agrokémia és Talajtan*, 55: 9–18.

Várallyay, Gy., 2010: Talaj, mint természeti erőforrás. – „Az Élhető Vidékért 2010" Környezetgazdálkodási Konferencia. Konferenciakötet. 36–52. Koppányvölgyi Vidékfejlesztési Közhasznú Egyesület, Törökkoppány.

Várallyay, Gy., 2011a: Control of soil processes for environment protection. – Proc. 4th International Scientific/Professional Conference „Agriculture in Nature and Environment Protection", Vukovar, 1–3 June, 2011. 23–36.

Várallyay, Gy., 2011b: *Environmental aspects of soil–water relationships in the Carpathian Basin.* – Pollution and Water Resources (Ed.: Halasi-Kun, J.) Columbia University Seminar Proceedings. Vol. XL. 2010–2011. Environmental Protection of Central Europe and USA. 237–270.

Várallyay, Gy., 2012: Talajtérképezés, talajtani adatbázisok. *Agrokémia és Talajtan*, 61 (online Suppl.): 249–268.

Várallyay, Gy., Szabóné Kele, G., Marth, P., Karkalik, A., Thury I., 2002: Magyarország talajainak állapota (a talajvédelmi információs és monitoring rendszer (TIM) adatai alapján). – Földművelésügyi Minisztérium Agrárkörnyezetvédelmi Főosztály. Budapest.

Várallyay, Gy., Szűcs, L., Murányi, A., Rajkai, K., Zilahy, P., 1979: Magyarország termőhelyi adottságait meghatározó talajtani tényezők 1:100 000 méretarányú térképe. I. *Agrokémia és Talajtan*, 28: 363–384.

Várallyay, Gy., Szűcs, L., Murányi, A., Rajkai, K., Zilahy, P., 1980a: Magyarország termőhelyi adottságait meghatározó tényezők 1:100 000 méretarányú térképe II. *Agrokémia és Talajtan*, 29: 35–76.

Várallyay, Gy., Szűcs, L., Rajkai, K., Zilahy, P., Murányi, A., 1980b: Magyarországi talajok vízgazdálkodási tulajdonságainak kategóriarendszere és 1:100 000 méretarányú térképe. *Agrokémia és Talajtan*, 29: 77–112.

A SZÉLSŐSÉGES VÍZHÁZTARTÁSI HELYZETEK (ÁRVÍZ, BELVÍZ – ASZÁLY) TALAJTANI OKAI ÉS KÖVETKEZMÉNYEI

Várallyay György

MTA Agrártudományi Kutatóközpont, Talajtani és Agrokémiai Intézet,
1022 Budapest, Herman Ottó út 15.
E-mail: g.varallyay@rissac.hu

Soil scientific reasons and consequences of extreme hydrological situations (floods, waterlogging – droughts)

Abstract

The limited sweet water resources of our Globe have strategic importance. Rational water management will be a key issue in the hydro(geo)logically practically closed Carpathian Basin, especially in its low-lying parts: in Hungary and in the lowlands bearing distinguished importance in multipurpose biomass production. Our **water resources are limited**. The quantity, form and intensity of atmospheric precipitation show high and irregular (consequently hardly predictable) spatial and time variability. In extensive areas the capillary water (solute) transport from the groundwater (with shallow or fluctuating water table) to the overlying soil horizons (to the active root zone) is not advantageous in extensive areas due to the „poor quality" of the groundwater (high salt content and unfavourable ion composition) and may result in harmful environmental consequences, such as secondary salinisation/sodification. Under such natural conditions it is a very important fact that **soil is the largest potential natural water reservoir.** In ideal cases almost two-thirds of the average natural precipitation can be stored in the pores of the 0 – 100 cm soil horizon. It is rather contrary that in extensive areas the characteristic feature is the increasing risk, probability, frequency, duration of extreme hydrological situations (flood, waterlogging, over-moistening – over-drying, drought) and their harmful consequences many times in the same year, on the same territories. The reason of this contradiction is that the potential water storage capacity of soil is not (efficiently) used because of the following limiting factors:

- water cannot filtrate into the soil (because of various natural and human-induced reasons);
- the infiltrated water is not stored within the soil profile because of poor water retention, or filtration and evaporation losses from the large and deep cracks of the heavy-textured shrinking-swelling soils.

Consequently, all efforts must be taken for the prevention, elimination, or at least moderation of these limitations. For these activities an exact and quantitative scientific basis is offered by the category systems and maps of the hydrophysical properties (soil moisture parameters) and of moisture regimes, elaborated by the author's team and summarized in the present paper.

The final conclusion of our investigations is that *proper* soil conditions may considerably and simultaneously diminish the risk of extreme hydrological situations and their unfavourable economical, ecological, environmental and even social consequences. In opposite cases, however, soil may magnify (aggreviate) these limitations. Consequently, **control of the field water cycle and soil moisture regime are necessary elements of sustainable land use, soil and water management and environment protection.**

Keywords: limited water resources; extreme hydrological situations; waterlogging hazard; drought sensitivity; hydrophysical properties of soils; moisture regime; soil moisture control.

Összefoglalás

A Föld korlátozott édesvíz-készletei stratégiai jelentőségű tényezővé váltak. A hidro(geo)lógiailag gyakorlatilag zárt Kárpát-medence legmélyebb fekvésű részét képező Magyarországon, elsősorban a sokcélú biomassza-termesztés szempontjából legfontosabb alföldeken, ugyancsak a vízgazdálkodás lesz a fenntartható fejlődés (egyik) kulcskérdése. **Vízkészleteink** ugyanis **korlátozottak.** A *légköri csapadék* mennyisége, formája és intenzitása igen nagy és szeszélyes tér- és időbeni variabilitást mutat, így nehezen kiszámítható, modellezhető, előrejelezhető. Ingadozó szintű *talajvízkészleteinkből* többnyire azokon a területeken számíthatunk a gyökérzóna jelentősebb kapilláris vízutánpótlására, ahol azok nagy sótartalmúak és kedvezőtlen ionösszetételűek. Így ez nem kedvező vízutánpótlást jelent, hanem a másodlagos szikesedés veszélyével fenyeget. Ilyen körülmények között megkülönböztetett jelentősége van annak, hogy **Magyarország legnagyobb kapacitású potenciális természetes vízraktározója a talaj**. Ideális esetben az évi átlagos csapadékmennyiség közel kétharmada egyszerre beleférne a talaj 0 – 100 cm-es rétegének pórusterébe. Hogy az ország alföldjeire mégis a **szélsőséges vízháztartási helyzetek** (árvíz, belvíz, túlnedvesedés – szárazság, aszály) egyre növekvő valószínűsége, gyakorisága, tartama és ezek egyre súlyosbodó gazdasági, környezeti és társadalmi hatásai a jellemzőek (gyakran ugyanabban az esztendőben, ugyanazon a területen) annak az az oka, hogy e hatalmas potenciális tározó tér hatékony hasznosítását az alábbi tényezők erősen korlátozzák:

– a talaj felszínére jutó víz – különböző okok miatt – nem tud (megfelelő sebességgel) beszivárogni a talajba;
– a talaj gyenge víztartó képessége miatt vagy a duzzadó-zsugorodó talajok széles és mély repedésein keresztül a beszivárgott víz nem tározódik a talajban, hanem szivárgási vagy evaporációs veszteségként távozik onnan.

Mindent el kell követni tehát ezek megelőzése, megakadályozása, kiküszöbölése, vagy legalább mérséklése érdekében. Ezen célok megvalósításához nyújt tudományos alapokat a közleményben bemutatott kategória-rendszer a talaj vízgazdálkodási tulajdonságainak, valamint vízháztartási típusainak jellemzésére és azok elemzésére.

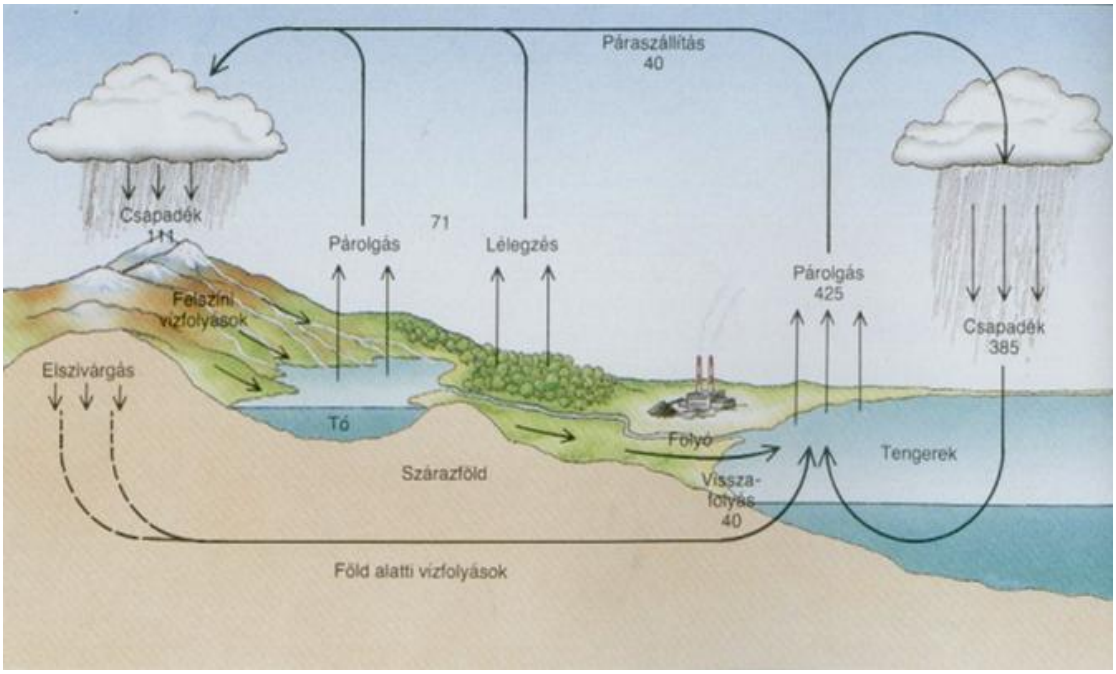
A *megfelelő állapotú* talaj eredményesen csökkentheti a szélsőséges vízháztartási helyzetek mindkét irányú kockázatát (az árvíz- és belvízveszélyt, illetve az aszály-érzékenységet). Ellenkező esetek azonban fel is nagyíthatják ezek bekövetkezésének valószínűségét, káros gazdasági és környezeti következményeit. **A talaj vízháztartását-nedvességforgalmát szabályozó intézkedések** ezért *egyaránt* **nélkülözhetetlen elemét képezik a fenntartható talajhasználatnak, a mezőgazdasági vízgazdálkodásnak és a környezetvédelemnek.**

Tárgyszavak: korlátozott vízkészletek; szélsőséges vízháztartási helyzetek; belvízveszély; aszályérzékenység; a talaj vízgazdálkodási tulajdonságai; a talaj vízháztartási típusai; a talaj nedvességforgalmának szabályozása.

Bevezetés

A víz eloszlása bolygónkon nagyon egyenetlen. A Föld felszínének kétharmadát borító víz túlnyomó része (97,4%) az óceánok és tengerek sós vize. A kevesebb, mint 3%-nyi édesvíz-

készlet túlnyomó hányada szilárd halmazállapotú sarki jégsapkák, gleccserek és fagyott felszín alatti vizek (permafrost) formájában van jelen, s csupán 0,14%-át képezi a felszíni vizek (tavak, folyók) édesvíz-készlete, a talajnedvesség és a biomasszában felhalmozott „zöld víz". Az egyre növekvő és egyre sokoldalúbb édesvíz-igényeket e *korlátozott* készletekből kell(ene) kielégíteni, amelyek ezért stratégiai jelentőségű tényezővé váltak, s értük kíméletlen, távolról sem konfliktus-mentes verseny, sőt harc folyik (Baumgardner & Reichel, 1975; Várallyay, 2003). A globális víz körforgalomról mutat be vázlatos összefoglalást az *1. ábra*.



1. ábra: A globális víz körforgalom 1000 km^3/év egységben.

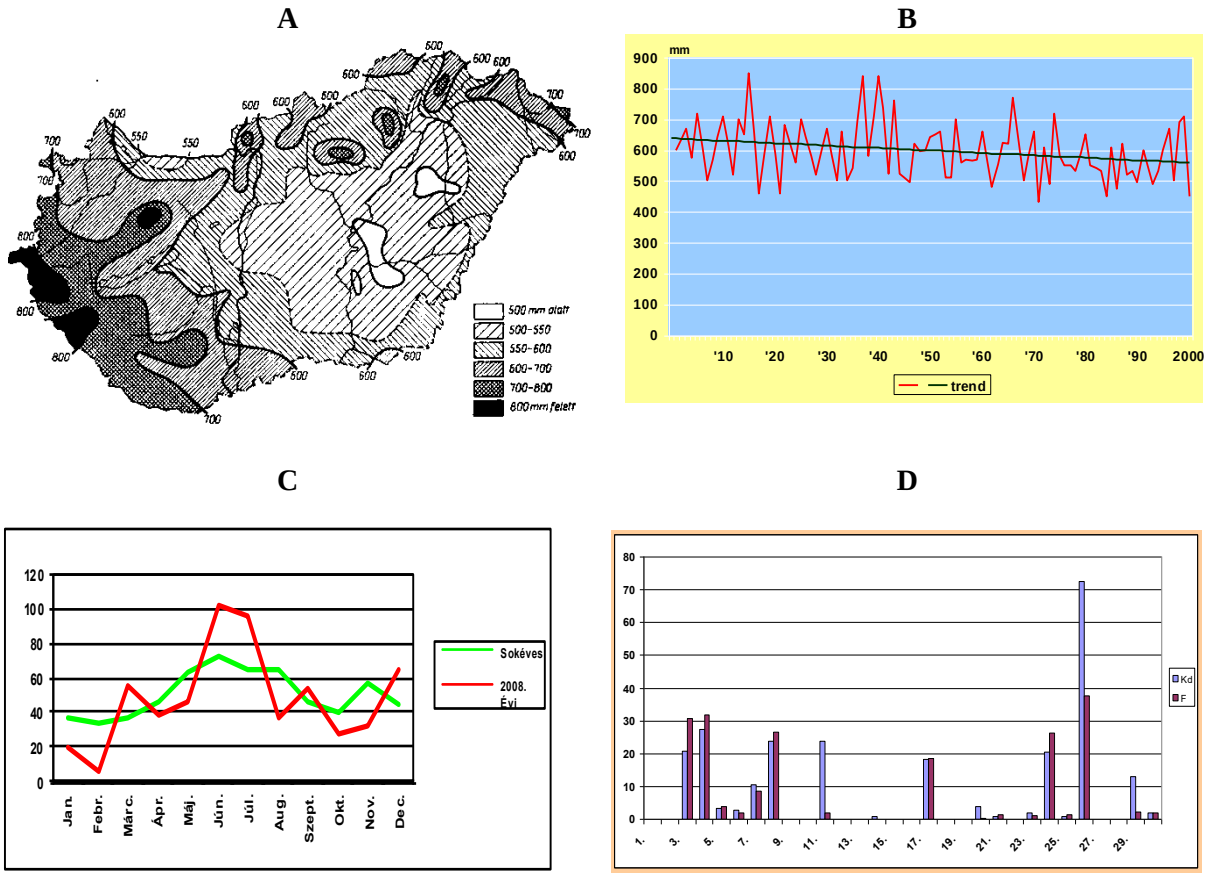
Figure 1. The global water cycle (in 1000 km^3/year).

Ez a körforgalom *globálisan* egyensúlyban van, hisz a Föld légterébe „kívülről" egyetlen vízmolekula sem érkezik, s azt egyetlen vízmolekula sem hagyja el. Ilyen értelemben *globális* szárazodásról sem lehet beszélni, legfeljebb „átrendeződés okozta" regionálisan vagy lokálisan jelentkező szélsőséges vízháztartási helyzetekről. A víz körforgalom, s annak egyes elemei igen nagy tér- és időbeni változékonyságot mutatnak, szélsőségességre hajlamosak, szeszélyesek, kiszámíthatatlanok. Egyidejűleg fordulnak elő árvizek, belvizek, illetve katasztrofális aszályok, nem ritkán ugyanabban az évben, ugyanazon a területen. Sajnos, érvényes mindez a Kárpát-medencére, s annak legmélyebb fekvésű területét képező Magyarországra is (Somlyódy, 2002).

A **talaj**, mint a szűkös és bizonytalan forrásokból érkező víz tározására potenciálisan alkalmas porózus közeg, képes mindkét irányú vízháztartási szélsőség (árvíz, belvíz, túlnedvesedés – aszály) bizonyos mértékű tompítására. A potenciális tározó tér – különböző okok miatti – kihasználatlansága viszont a szélsőségek további súlyosbodását eredményezheti. A **talaj vízháztartásának szabályozása** ezért a vízgazdálkodás egyik kulcskérdése, hisz *egyidejűleg* csökkentheti az árvíz- és belvízveszélyt, illetve aszályérzékenységet (Várallyay, 2002, 2006, 2007a,b, 2008).

Bizonytalan források, korlátozott vízkészletek

A Kárpát-medencében, s benne Magyarországon a **lehulló csapadék** a jövőben sem lesz több (sőt a prognosztizált globális felmelegedés következtében esetleg kevesebb) mint jelenleg (Láng et al., 2007; Harnos & Csete, 2008), s nem fog csökkenni, sőt fokozódik annak tér- és időbeni változékonysága. A sokéves átlag már az éves csapadékmennyiségben is jelentős ingadozást mutat. Száraz és nedves esztendők szeszélyesen váltakozva követik egymást, s szinte minden év csapadékmennyisége eltér a sokéves átlagtól (*2B. ábra*). De az éves csapadékmennyiség (és annak formája) hasonlóan nagy havi (*2C. ábra*), a hónapon belül napi (*2D. ábra*), sőt a napon belül órai ingadozást mutat, s egyre növekvő gyakorisággal fordulnak elő heves, különböző halmazállapotú nagyintenzitású záporok, zivatarok, felhőszakadások, roppant szeszélyes területi eloszlásban.



2. ábra: Magyarország csapadékviszonyainak nagy tér- és időbeni variabilitása. A. Sokéves átlag területi variabilitása. B. Éves átlagok ingadozása az utóbbi száz évben. C. Havi átlagok sokéves és 2008. évi ingadozása. D. Napi csapadékmennyiségek megoszlása 2008 évben két egymáshoz közeli mérőállomáson egy kiválasztott hónapban.

Figure 2. High spatial and temporal variability of atmospheric precipitation in Hungary. A. Spatial variability of the long-term average annual precipitation. B. Variability of annual precipitation during the last 100 years. C. Variability of the monthly average precipitation from two nearby meteorological stations in 2008. D. Daily variability of precipitation in August 2008 at two nearby meteorological stations at given month.

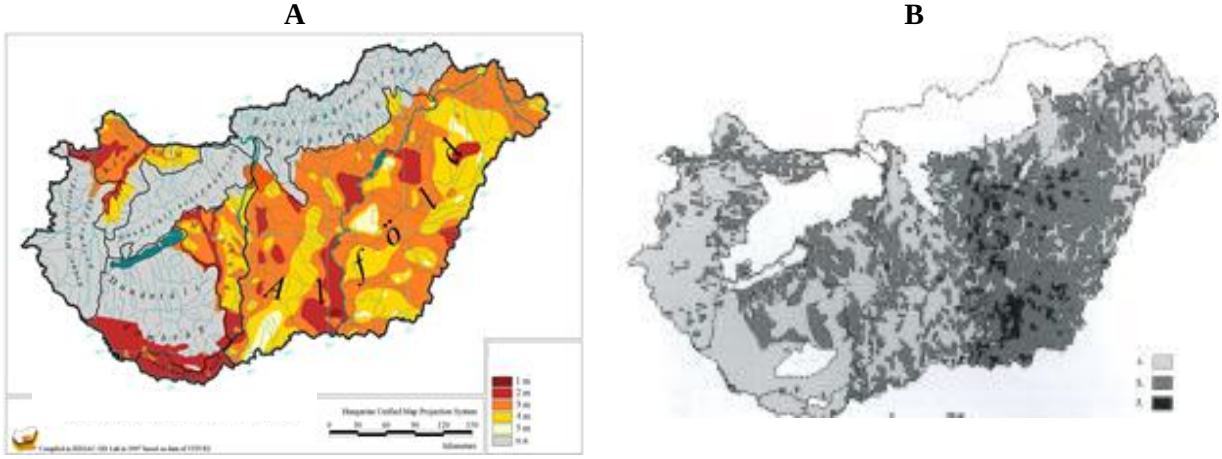
Márpedig a talaj vízgazdálkodása szempontjából távolról sem mindegy, hogy permetező eső („Májusi eső aranyat ér!”), nagyintenzitású zápor, téli hó vagy éppen nyári jégeső formájában érkezik az „átlagos csapadék” a talaj felszínére. A szélsőséges vízháztartási helyzetek problémáját pedig pontosan ez jelenti (Láng et al., 2007; Várallyay, 1988, 2001, 2010a).

Hazánkban – elsősorban a Magyar Alföldön – éppen ennek a szeszélyes szélsőségességnek van megkülönböztetett jelentősége (Láng et al., 2007; Harnos & Csete, 2008). A lehulló csapadéknak ugyanis gyakran csupán szerény hányada jut el a növényig, s adódik így zavar a növények vízellátásában, s van, vagy lenne szükség a hiányzó víz pótlására, illetve a káros víztöbblet eltávolítására – esetleg ugyanabban az évben, ugyanazon a területen (Somlyódy, 2002; Pálfai, 2005).

A klímaváltozási prognózisok egybehangzó megállapítása szerint a szélsőséges időjárási és vízháztartási helyzetek bekövetkezésének valószínűsége, gyakorisága, tartama és súlyossága egyaránt növekedni fog, s fokozódnak kedvezőtlen, káros, bizonyos esetekben katasztrofális gazdasági, környezeti, ökológiai, sőt szociális következményei is (Cselőtei & Harnos, 1994; Somlyódy, 2002; Pálfai, 2005; Láng et al., 2007). Az utóbbi évek szemléletesen, bár nagyon fájdalmasan igazolták e prognózist: pl. az extrémen csapadékos 2010., a kétarcú 2011., az aszályos 2012., valamint a belvizes, majd Duna-árvizes 2013. évek példáján.

A 85 – 90%-ban szomszédos országokból érkező **felszíni vizeink** mennyiségének növekedésére nem lehet számítani, különösen nem a kritikus „kisvízi" időszakokban. Felhasználhatóságuk mértékét nemzetközi egyezmények szabályozzák, az országból kilépő vízfolyások garantálandó vízminőségével együtt (Somlyódy, 2002).

Felszín alatti vízkészleteink ugyancsak nem termelhetők ki korlátlanul súlyos környezeti következmények nélkül, mint erre az utóbbi években a már-már katasztrofális következményekkel járó és „sivatagosodási tüneteket" okozó Duna–Tisza közi talajvízszint-süllyedés hívta fel a figyelmet. A mélyen elhelyezkedő talajvízből a gyökérzóna kapilláris vízutánpótlása nem biztosított. Nem is beszélve arról, hogy a Magyar Alföld alatti talajvizek jelentős hányada kedvezőtlen minőségű; nagy sótartalmú és kedvezőtlen sóösszetételű, ami felhasználási lehetőségeiket gyakran korlátozza, sőt kizárja (Csete & Várallyay, 2004; Várallyay, 2010d, 2012), felszín közelbe emelkedésük pedig a másodlagos szikesedés veszélyével fenyeget. Jól mutatja ezt a *3. ábrán* bemutatott két vázlatos térkép a talajvízszint *átlagos* („?", hisz a talajvízszint ingadozása is gyakran jelentős és talajtani szempontból is nagyjelentőségű szezondinamikát mutat) terep alatti mélységéről, illetve sótartalmáról.



3. ábra: Talajvíz viszonyok Magyarországon. A. A talajvízszint átlagos terep alatti mélysége (1 – 5 m). B. A talajok sótartalma: 1. < 1000; 2. 1000 – 5000; 3. > 5000 mg oldott só/liter.

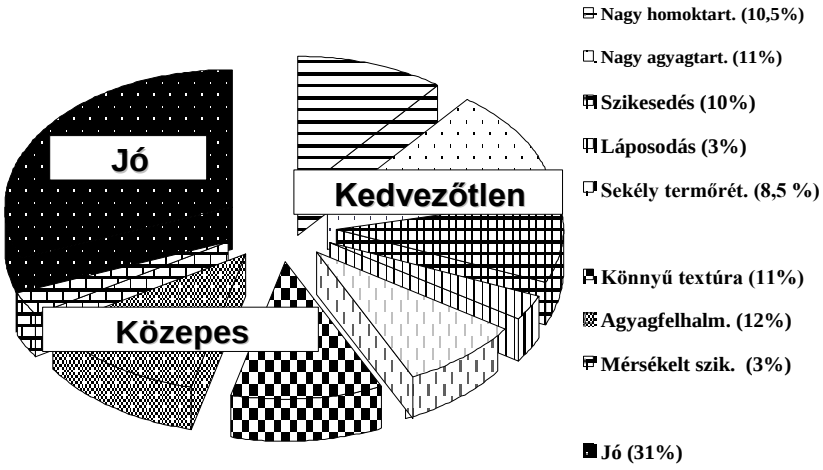
Figure 3. Groundwater conditions in Hungary. A. Average depth of the groundwater table, (1 – 5 m). B. Salt content of the groundwater. Legend: 1. < 1000; 2. 1000 – 5000; 3. > 5000 mg dissolved salt/liter.

A korlátozott készletekből először a lakossági és ipari **vízigényeket** kell kielégíteni, beleértve az üdülés és a természetvédelem vízigényeit is. Mivel ezek mindegyike gyorsan és

nagymértékben növekszik, a fokozott mértékű felhasználással óhatatlanul romló vízminőség újabb és újabb vízkészleteket zár ki a növénytermesztési vízfelhasználásból. A biomassza-termelés *növekvő* vízigényét tehát *csökkenő* vízkészletekből kell kielégíteni. Hasonlóan, mint a világ számos más területén (Somlyódy, 2002, 2011; Harnos & Csete, 2008).

A talaj vízgazdálkodási tulajdonságai

Részletes felmérések alapján megállapítottuk, hogy Magyarország talajainak 43%-a kedvezőtlen, 26%-a közepes és (csak) 31%-a jó vízgazdálkodású (Várallyay et al., 1980; Várallyay, 1999, 2005). Ezt mutatjuk be a *4. ábra* kördiagramján a közepes és kedvezőtlen vízgazdálkodás okainak feltüntetésével.



4. ábra: Kedvezőtlen, közepes és jó vízgazdálkodási tulajdonságokkal rendelkező talajok megoszlása Magyarországon. 1 – 5. *Kedvezőtlen* vízgazdálkodási tulajdonságokkal rendelkező talajok.

A kedvezőtlen tulajdonságok oka: 1. Szélsőségesen nagy homoktartalom. 2. Szélsőségesen nagy agyagtartalom. 3. Szikesedés. 4. Láposodás. 5. Sekély termőréteg. 6 – 8. *Közepes* vízgazdálkodási tulajdonságokkal rendelkező talajok. Oka: 6. Könnyű mechanikai összetétel. 7. Agyag-felhalmozódás a talajszelvényben. 8. Mérsékelt szikesedés a talaj mélyebb rétegeiben. 9. *Jó* vízgazdálkodási tulajdonságokkal rendelkező talajok.

Figure 4. Distribution of soils with unfavourable, moderate and favourable water management (moisture regime) in Hungary. 1 – 5: Soils with unfavourable water management. Reasons: 1. Coarse texture. 2. Heavy texture. 3. Salinity. 4. Waterlogging. 5. Shallow depth. 6 – 8: Soils with moderate water management. Reasons: 6. Light texture. 7. Clay accumulation in soil profile. 8. Salinity/sodicity in depth. 9. Soils with good water management.

A „kedvező” megjelölés természetesen szubjektív és tudományosan nem pontosan definiált. Hisz nem fejezi ki azt, hogy ezt milyen talajhasználati cél elérése szempontjából kívánjuk kifejezni.

A talaj legfontosabb **vízgazdálkodási tulajdonságai** a fizikai talajféleség, agyagásvány-összetétel, szerkezeti állapot (kialakulás mértéke, típusa, vízzel és mechanikai hatásokkal

szembeni stabilitása, leromlottsága), pórusviszonyok; víznyelés mértéke, vízbefogadó és víztartó képesség (teljes és szabadföldi vízkapacitás), holtvíztartalom, hasznosítható vízkészlet; vízáteresztő és vízvezető képesség. E tulajdonságok határozzák meg a talaj szerepét a globális víz körforgalomban; a talajba jutó víz „sorsát”: mennyiségét, dinamikáját, állapotát, minőségét, hasznosíthatóságát (Várallyay, 2003, 2007c, 2013).

1. táblázat: A talaj vízgazdálkodási tulajdonságok szerinti kategóriáinak általános jellemzői.

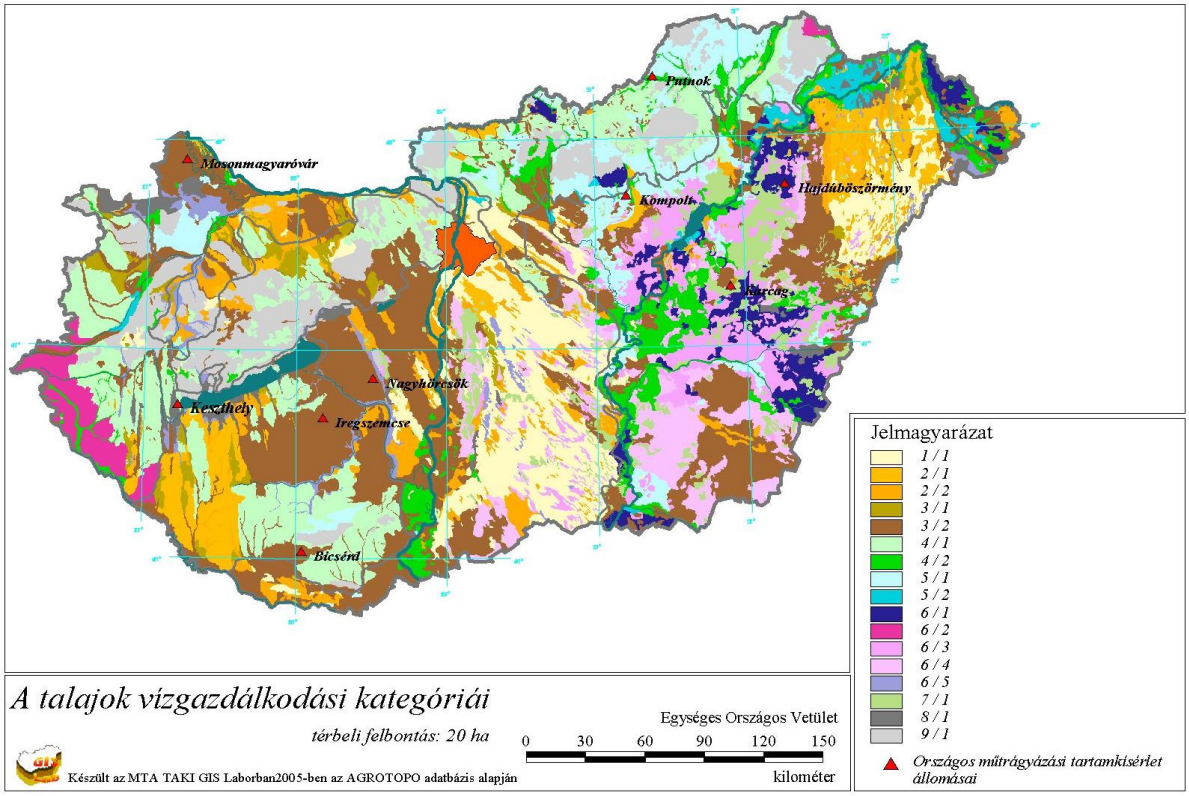
Kategória kódszáma	Fizikai talajféleség			VK_{sz}	HV	DV	IR	K
	jele	K_A	hy_1	mm/10 cm-es réteg			mm/óra	cm/nap
1.	h	< 25	< 1,0	< 15	< 5	5–10	> 500	> 1000
2.	hv	25–35	1,0–2,0	15–25	5–10	10–15	150–500	100–1000
3.	v	35–42	2,0–3,5	25–35	10–20	15–22	100–150	10–100
4.	av	42–50	3,5–5,0	35–42	20–27	12–17	70–100	1–10
5.	a	50	5,0	42–50	27–35	10–15	50–70	0,1–1,0
6*							10–50	0,01–0,1
7**							< 10	< 0,01
8***	tőzeg, kotu			> 50	> 35			
9.	Sekély termőrétegűség miatt szélsőséges vízgazdálkodási talajok							

Fizikai talajféleség: h: homok; hv: homokos vályog; v: vályog; av: agyagos vályog; a: agyag; l: kotu, tőzeg. K_A: Arany-féle kötöttségi szám; hy_1: higroszkópossági értékszám; *Vízgazdálkodási tulajdonságok*: VK_{sz}: szabadföldi vízkapacitás; HV: holtvíztartalom; DV: hasznosítható vízkészlet; IR: víznyelés sebessége; K: telített talaj hidraulikus vezetőképessége * Enyhe szikesedés vagy pszeudoglej-képződés miatt kedvezőtlen vízgazdálkodású talajok; ** Erős szikesedés miatt extrémen szélsőséges vízgazdálkodású talajok; *** Láptalajok.

*Table 1. Characteristics of the main soil hydrophysical categories. Soil texture classes: h: sand; hv: sandy loam; v: loam; av: clay loam; a: clay; K_A: upper limit of plasticity according to Arany; hy_1: hygroscopic moisture content. Hydrophysical properties: VK_{sz}: field capacity; HV: wilting percentage; DV: available moisture range; IR: infiltration rate; K: saturated hydraulic conductivity. *Unfavorable soil water management due to moderate salinity/alkalinity or pseudogley formation; ** Extremely unfavorable soil water management due to strong salinity/alkalinity. *** Peats.*

A talaj vízgazdálkodási tulajdonságainak jellemzésére korszerű felvételezési–vizsgálati–térképezési–monitoring rendszert dolgoztunk ki, s szerveztünk adatbázisba (Várallyay et al., 1980; Várallyay, 2005). A kidolgozott kategória-rendszerben a talaj fizikai félesége, teljes és szabadföldi vízkapacitása, holtvíztartalma, hasznosítható vízkészlete, víznyelő-, vízáteresztő- és vízvezető képessége alapján 9 fő kategóriát különböztettünk meg (*1. táblázat*):

1. Igen nagy víznyelésű és vízvezető képességű, gyenge vízraktározó képességű, igen gyengén víztartó talajok.
2. Nagy víznyelésű és vízvezető képességű, közepes vízraktározó képességű, gyengén víztartó talajok.
3. Jó víznyelésű és vízvezető képességű, jó vízraktározó képességű, jó víztartó talajok.
4. Közepes víznyelésű és vízvezető képességű, nagy vízraktározó képességű, jó víztartó talajok.
5. Közepes víznyelésű, gyenge vízvezető képességű, nagy vízraktározó képességű, erősen víztartó talajok.
6. Gyenge víznyelésű, igen gyenge vízvezető képességű, erősen víztartó, kedvezőtlen vízgazdálkodású talajok.
7. Igen gyenge víznyelésű, szélsőségesen gyenge vízvezető képességű, igen erősen víztartó, igen kedvezőtlen, szélsőséges vízgazdálkodású talajok.
8. Jó víznyelésű és vízvezető képességű, igen nagy vízraktározó és víztartó képességű talajok (nagy szervesanyag-tartalmú láp(os) talajok).
9. Sekély termőrétegűség miatt szélsőséges vízgazdálkodású talajok.



5. ábra: Magyarország talajainak vízgazdálkodási tulajdonságai
(az 1:100 000 méretarányú térkép egyszerűsített vázlata).

Jelmagyarázat: 1. Igen nagy víznyelésű és vízvezető képességű, gyenge vízraktározó képességű, igen gyengén víztartó talajok. 2. Nagy víznyelésű és vízvezető képességű, közepes vízraktározó képességű, gyengén víztartó talajok. 3. Jó víznyelésű és vízvezető képességű, jó vízraktározó képességű, jó víztartó talajok. 4. Közepes víznyelésű és vízvezető képességű, nagy vízraktározó képességű, jó víztartó talajok. 5. Közepes víznyelésű, gyenge vízvezető képességű, nagy vízraktározó képességű, erősen víztartó talajok. 6. Gyenge víznyelésű, igen gyenge vízvezető képességű, erősen víztartó, kedvezőtlen vízgazdálkodású talajok. 7. Igen gyenge víznyelésű, szélsőségesen gyenge vízvezető képességű, igen erősen víztartó, igen kedvezőtlen, extrémen szélsőséges vízgazdálkodású talajok. 8. Jó víznyelésű és vízvezető képességű, igen nagy vízraktározó és víztartó képességű talajok (nagy szervesanyag-tartalmú láp(os) talajok) 9. Sekély termőrétegűség miatt szélsőséges vízgazdálkodású talajok. Talajszelvény-variánsok: 2/1, 3/1: a mélységgel egyre könnyebbé váló mechanikai összetétel; 1/1, 2/2, 3/2, 4/2, 5/2: az egész szelvényben viszonylag egyenletes mechanikai összetétel; 4/1, 5/1: viszonylagos agyagfelhalmozódás a B-szintben; 6/1: rossz szerkezetű, tömődött, agyag mechanikai összetételű talajok; 6/2: pszeudoglejes barna erdőtalajok; 6/3: vastag A-szintű mély réti szolonyecek, sztyeppesedő réti szolonyecek és szolonyeces réti talajok (*ahol az A réteg vastagabb mint 15 cm*); 6/4: mélyben sós és/vagy szolonyeces talajok; 6/5: lápos réti talajok

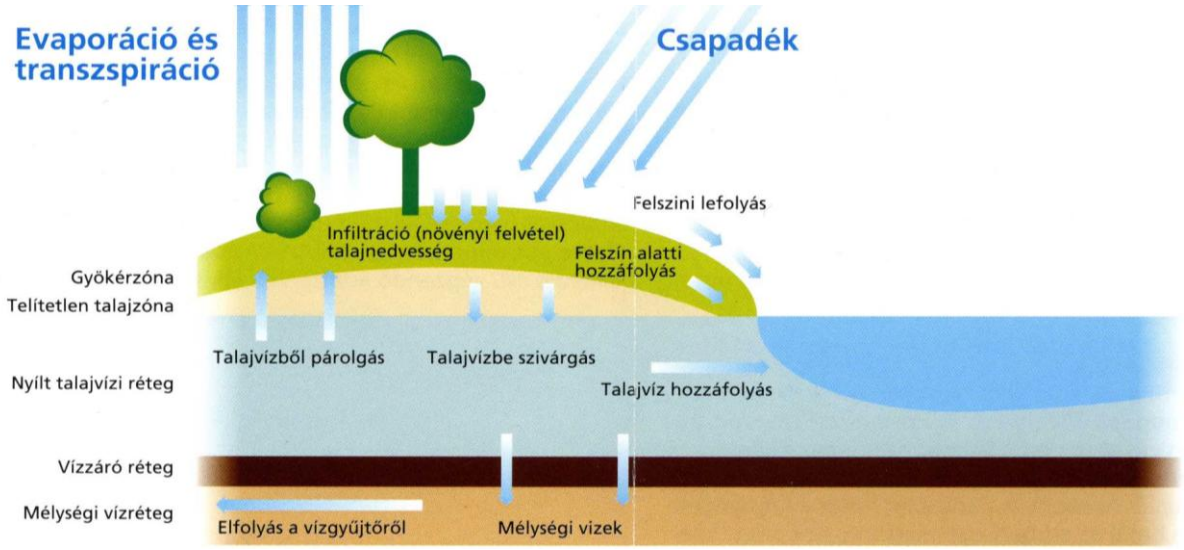
Figure 5. Hydrophysical characteristics of soils in Hungary.

The 9 main soil water categories are as follows: 1. Soils with very high infiltration rate (IR), permeability (P) and hydraulic conductivity (HC); low field capacity (FC); and very poor water retention (WR). 2. Soils with high IR, P and HC; medium PC and poor WR. 3. Soils with good IR, P and HC, good FC, and good WR. 4. Soils with moderate IR, P and HC; high FC; and good WR. 5. Soils with moderate IR, poor P and HC; high PC and high WR. 6. Soils with unfavorable water management: low IR, extremely high WR. 7. Soils with extremely unfavorable water management: very low IR, extremely low P and HC; and very high WR. 8. Soils with good IR, P and HC; and very high FC. 9. Soils with extreme moisture regime due to shallow depth. The main profile variants: 2/1, 3/1: texture becomes lighter with depth (soils formed on relatively light-textured parent material); 1/1, 2/2, 3/2, 4/2, 5/2: uniform texture within the profile; 4/1, 5/1: relative clay accumulation in the B horizon; 6/1: heavy-textured soils with poor structure and a compact layer formed under the influence of misguided soil management; 6/2: pseudogleys; 6/3: deep meadow solonetzes, solonetzes turning into steppe formation and solonetzic meadow soils (with an A horizon thicker than 15 cm); 6/4: soils with salinity/alkalinity in the deeper horizons; 6/5: partly decomposed peat.

A kilenc fő kategórián belül az alkategóriákat a talajszelvény-variánsok rétegezettségétől, illetve a talaj vízgazdálkodását meghatározó tényezőtől függően különböztettük meg:

– a mélységgel egyre könnyebbé váló mechanikai összetétel (könnyebb mechanikai összetételű alapkőzeten kialakult talajok): 2/1, 3/1;
– az egész szelvényben viszonylag egyenletes mechanikai összetétel: 1/1, 2/2, 3/2, 4/2, 5/2;
– viszonylagos agyagfelhalmozódás a B-szintben: 4/1, 5/1;
– gyenge víznyelő és vízvezető képességű nehéz agyagtalajok (6/1); pszeudoglejes barna erdőtalajok (6/2); (sztyeppesedő) mély réti szolonyecek és szolonyeces réti talajok (6/3); mélyben sós/szolonyeces talajok (6/4); lápos réti talajok (6/5).

A megkülönböztetett kategóriák – eredetileg 1:100 000 méretarányú térképének egyszerűsített vázlatát mutatjuk be az *5. ábrán* (Várallyay et al., 1980; Várallyay, 2005). A térkép részletes területi adatai (elhatárolt foltonkénti, talajtípusonkénti, középtájankénti és megyei bontásban) az MTA ATK Talajtani és Agrokémiai Intézet AGROTOPO adatbázisában kerültek tárolásra.



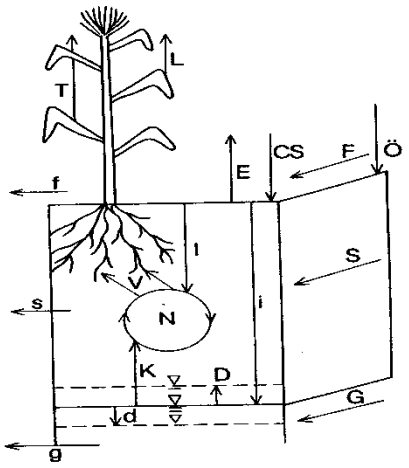
6. ábra: A területi vízmérleg elemei.

Figure. 6. The field water balance.

A térkép és az adatanyag alapján a megfelelő szelvényvariáns kiválasztásával és az a–b–c (a talajszelvényben nincs lényeges textúra differenciálódás) vagy A–B–C (a talajszelvényben jelentős textúra differenciálódás van) szintek tényleges vastagságuknak megfelelően való behelyettesítésével Magyarország bármely talajtípusára, illetve bármely szelvényének bármely vastagságú rétegére megadható a talajban tározható víz mennyisége, sőt ennek „holtvíz", illetve a növény számára hozzáférhető hányada is (VK_{sz}, HV, DV). Ezek az adatok kvantitatív alapját jelenthetik egy-egy talajféleség, egy-egy táj, körzet, üzem, esetleg egyéb természeti, adminisztratív vagy térképezési területi egység korszerű vízgazdálkodási jellemzésének; az optimálist minél inkább megközelítő mezőgazdasági vízgazdálkodás kialakításának, valamint az ezt célzó racionális beavatkozások, intézkedések, eljárások, módszerek kidolgozásának (Várallyay, 2010b,c, 2013).

A talaj vízháztartási típusai

A talaj előbbiekben bemutatott vízgazdálkodási kategóriái, hidrofizikai paraméterei tulajdonképpen a talaj potenciális tulajdonságai, amelyek természetesen a „víztől függetlenül" is léteznek. Hogy ezt egy adott terület talajai mennyire képesek ténylegesen kihasználni az a **területi vízmérleg** függvénye. A területi vízmérleg elemeit mutatjuk be vázlatosan a *6. ábrán* (Várallyay, 2001, 2003). A **talaj vízháztartásának (vízmérlegének) elemeit** foglaltuk össze a *7. ábrán* (Várallyay, 1985).



A talaj vízmérlege
(soil water balance):

$\Delta V = [Cs+Ö+F+S+G] – [L+T+E+f+s+g]$

A talajban tározott víz mennyisége
(Water storage in soil)

$N = [I+S+K] – [i+s+V+E]$

Cs + Ö = a talaj felszínére jutó csapadék- és öntözővíz,
F = felszíni odafolyás,
S = háromfázisú zónában végbemenő odaszivárgás,
G = horizontális talajvíz odaszivárgás,
L = közvetlen párolgás a növény felületéről (intercepció),
T = a növény párologtatása (transzspiráció),
E = közvetlen párolgás a talaj felszínéről (evaporáció),
f = felszíni elfolyás,
s = a háromfázisú zónában végbemenő elszivárgás,
g = horizontális talajvíz elszivárgása,
1 = a talajba beszivárgó víz mennyisége,
K = a talajvízből történő felfelé irányuló kapilláris vízmozgással a talajvízszint feletti rétegekbe jutó víz mennyisége,
i = a talajba beszivárgó víz talajvízbe *jutó* és azt tápláló hányada,
v = a növény vízfelvétele, közvetve csökkenti a talajban levő vizet,
d = a talajvízszint süllyedése (*K* csökkentésén keresztül).

Cs + Ö: Precipitation and irrigation water
F: Surface runoff (in),
S: Filtration in the unsaturated zone (in),
G: Horizontal groundwater flow (in),
L: Evaporation from plant surface (interception),
T: transpiration,
E: Evaporation from soil surface,
f: Surface runoff (out),
s: Filtration in the unsaturated zone (out),
g: Horizontal groundwater flow (out),
l: infiltration into soil,
K: capillary transport from groundwater,
i: infiltration into groundwater,
v: filtration to the plant roots, uptake by plants,
d: lowering of the groundwater table.

7. ábra: A talaj vízháztartásának elemei.

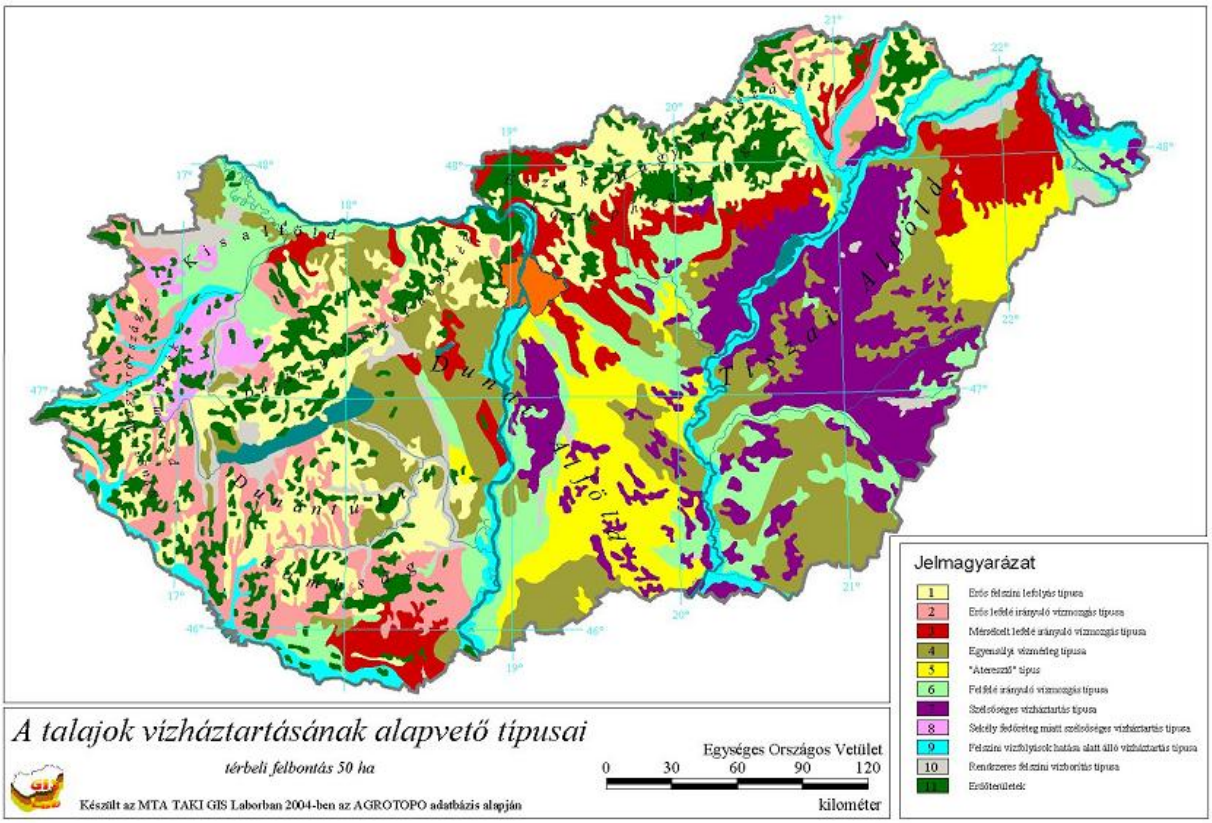
Figure. 7. Factors of soil moisture regime.

Vízháztartás típus					Anyagforgalmi típus				
Szám	Típus	Vízmérleg		Feltétel	Szám	Típus	Anyagmérleg		Feltétel**
		Jellege	Főbb meghatározó tényező *				Jellege	Főbb meghatározó tényező*	
1.	Erős felszíni lefolyás	0	F,f	Domborzat, fedettség, csapadékviszonyok	1.	Erős felszíni lepusztulás	—	F,f	Talajerózió-érzékenység
2.	Erős lefelé irányuló vízmozgás	+	I	Sok csapadék, mély talajvíz	2.	Erős kilúgzás	—	I	Vízáteresztő talaj
					4.	Csapadéktöbblet miatti pangó víz	—	I	Gyenge vízáteresztő képességű B-szint
3.	Mérsékelt lefelé irányuló vízmozgás	(+)	I	Elég sok csapadék, mély talajvíz	3.	Mérsékelt kilúgzás	—	I	Vízáteresztő talaj
4.	Egyensúlyi vízmérleg	=	I,E,T	Kevés csapadék, mély talajvíz	6.	Egyensúly	—	I,V	
5.	„Áteresztő"	(+)0	i(I)	Nagy vízáteresztő-képességű talaj, mély talajvíz	12.	Kismértékű anyagforgalom	(—)0	i(I)	
6.	Felfelé irányuló vízmozgás	—	K,G	Felszínközeli, nem pangó jellegű kis sótartalmú talajvíz	7.	Talajvízhatás	+	K,G	Jelentős horizontális talajvízáramlás
					8.	Erős karbonátfelhalmozás	+	K,G	Pangó, nagy karbonáttartalmú talajvíz
7.	Szélsőséges vízháztartás	—	K,G	Felszínközeli, pangó, sós talajvíz	9.	Mérsékelt só és/vagy Na+ felhalmozódás	+	K,G	Pangó, nagy sótartalmú talajvíz
					10.	Erős só és/vagy Na+ felhalmozódás	+	K,G	Pangó, nagy sótartalmú talajvíz
8.	Sekély fedőréteg miatt szélsőséges vízháztartás	0	0	Víz és gyökerek mélybe hatolását gátló tömör, vagy tömődött réteg felszín közeli megjelenése	5.	Sekély termőréteg miatt szélsőséges nedvesség viszonyok okozta szervesanyag-felhalmozódás	0	0	
9.	Felszíni vízfolyások hatása alatt álló	0	F,0	Periodikusan ismétlődő árvíz és iszapborítás	13	Felszíni vízfolyások által befolyásolt	0	F,0	
10.	Rendszeres felszíni vízborítás	+	F,G	Rendszeres felszíni vízborítás	11.	Szervesanyag-felhalmozódás	+	F,G	
11.	Erdő	0	L,T	—					

Megjegyzés: 0: nem jellemző; –: negatív mérleg (hiány); +: pozitív mérleg (többlet); (+) enyhén pozitív mérleg; =: egyensúly.
* betűket lásd a 3. ábrán.
** A feltételek a vízháztartási típus feltételeivel együtt értendők.

2. táblázat: Magyarországi talajok vízháztartási típusainak és anyagforgalmi kategóriának főbb jellemzői.

Table 2. Main characteristics of the moisture regime and substance regime categories in Hungary.



8. ábra: Magyarország talajainak vízháztartási típusai.

Figure 8 Water regime types of soils in Hungary. 1. Heavy surface runoff. 2. Heavy downward flow. 3. Moderate downward flow. 4. Equilibrium type. 5. Rapid filtration type (light-textured soils). 6. Groundwater-wetted type (upward flow is dominant). 7. Extreme moisture regime due to salinity-alkalinity. 8. Extreme moisture regime due to shallow depth. 9. Soils under the influence of rivers and surface streams. 10. Regularly waterlogged areas. 11. Forest with special moisture regime

Valamennyi ezirányú hozzáférhető adat felhasználásával, azok elemzése alapján Magyarország talajait 11 **vízháztartási típusba** soroltuk:

1. Erős felszíni lefolyás típusa.
2. Erős, lefelé irányuló vízmozgás típusa.
3. Mérsékelt lefelé irányuló vízmozgás típusa.
4. Egyensúlyi vízmérleg típusa.
5. „Átereszt̋” típus.
6. Felfelé irányuló vízmozgás típusa.
7. Szélsőséges vízháztartás típusa.
8. Sekély fedőréteg miatt szélsőséges vízháztartás típusa.
9. Felszíni vízfolyások hatása alatt álló vízháztartás típusa.
10. Rendszeres felszíni vízborítás típusa.
11. Erdőterületek.

A megkülönböztetett 11 vízháztartási típus főbb jellemzőit a *2. táblázat*ban foglaltuk össze. Mivel a talaj vízgazdálkodása szoros kapcsolatban van a talaj anyagforgalmával (annak oka vagy következménye), ezért a táblázatban a talaj anyagforgalmi típusait, s annak jellemzőit is feltüntettük. A talaj vízháztartási típusainak térképét pedig a *8. ábrán* közöljük (Várallyay, 1985, 2003).

Nagy potenciális tározótér – szélsőséges vízháztartási helyzetek

Bemutatott adataink alapján tényszerűen bizonyítható, hogy **hazánk legnagyobb kapacitású (potenciális) természetes víztározója a talaj** (Várallyay, 2005, 2007a, 2010a). Szemléletesen mutatják ezt az alábbi – becsült és jelentős mértékben ingadozó – számadatok:

- a hazánkba lépő felszíni vízfolyások hozama: 110 – 120 km³/év;
- a Balaton víztömege: 1,5 – 2 km³;
- a hazánk területére hulló (átlagosan 550 – 600 mm-nyi) évi csapadék mennyisége: 50 – 55 km³;
- *a talaj felső egy méteres rétege potenciálisan mintegy 45 km³ víz befogadására és 25 – 35 km³ víz raktározására képes.* Ennek mintegy 55 – 60%-a a növény számára nem hozzáférhető „holtvíz", 40 – 45%-a pedig „hasznosítható víz".

Mindez azt jelenti, hogy ideális esetben az átlagos évi csapadékmennyiség több mint fele, közel kétharmada *egyszerre* beleférne a talajba, ami kizárná a szélsőséges vízháztartási helyzetek előfordulását. Ez a kedvező adottság azonban sajnos csak ritkán érvényesül (teljes mértékben), s az országra – elsősorban a sokoldalú biomassza-termesztés szempontjából megkülönböztetett jelentőségű alföldekre – a szélsőségesség, a **szélsőséges vízháztartási helyzetek** nagy, és a jövőben várhatóan egyre fokozódó hatása, súlyossága (tartama, kiterjedése, mértéke) a jellemző (Szabolcs, 1961; Antal et al., 2000; Várallyay, 2002, 2004, 2010a). Ennek okait és következményeit foglaltuk össze a *3. táblázat*ban.

3. táblázat: A szélsőséges vízháztartási helyzetek (árvíz, belvíz, túlnedvesedés – szárazság, aszály) okai és következményei.

Table 3. The main reasons and consequences of extreme hydrological situations (flood, waterlogging, over-moistening vs. over-drying, drought) in Hungary.

A szélsőséges vízháztartási helyzetek	
Okai	következményei
Légköri csapadék nagy és szeszélyes tér- és időbeni variabilitása Eső: hó-arány, hóolvadás körülményei Domborzat (makro, mezo, mikro) Talajviszonyok Vegetáció Talajhasználat	Vízveszteség (párolgás, felszíni lefolyás, szivárgás) Talajveszteség (szerves anyagok, tápanyagok) Biota- és biodiverzitás-veszteség Növényveszteség (pusztulás, károsodás) Termésveszteség (mennyiség, minőség) Energiaveszteség

Ráadásul ezek a szélsőséges vízháztartási helyzetek gyakran fordulnak elő ugyanabban az évben, ugyanazon a területen. Jól mutatja ezt a *9. ábrán* bemutatott aridítás (aszály-fenyegetettség) és belvíz-veszélyeztetettség területi egybe esése (Várallyay, 1988, 2002, 2003; Pálfai, 2005).

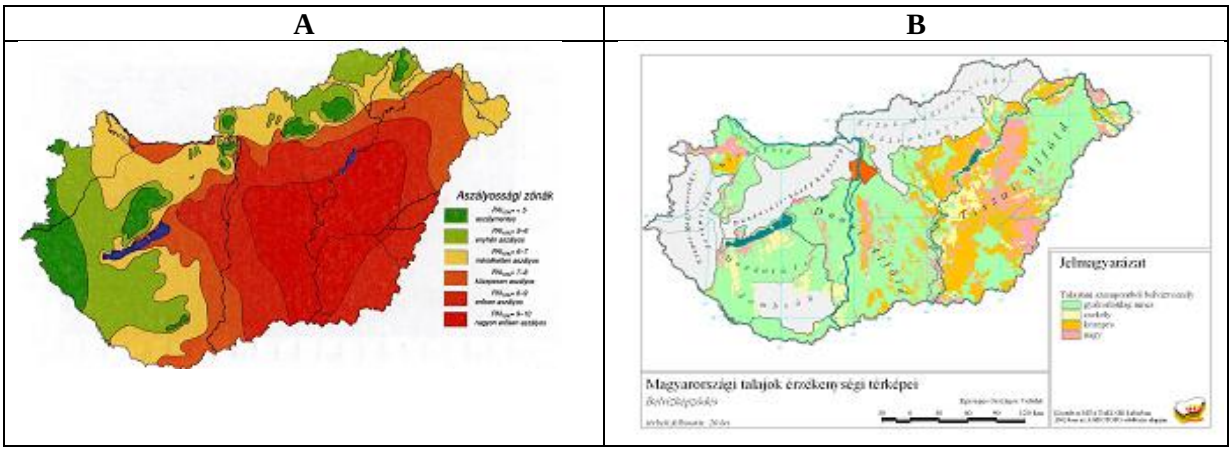
A nagy potenciális tározótér és a szélsőséges vízháztartási helyzetek közötti ellentmondás alapvető oka, hogy – mint ezt a *4. ábrán* bemutattuk – Magyarország talajainak 43%-a kedvezőtlen, 26%-a közepes, és csak 31%-a jó vízgazdálkodású, ahol a potenciális tározótér kihasználása végbemehet. Az ország több mint kétharmadán ezt valamilyen tényező megakadályozza. A gátló tényezők közül a három legfontosabb a következő (Várallyay, 2003, 2007a):

(1) A talaj felszínére jutó **víz talajba szivárgásának akadályozódása** vagy lelassulása. Ezt okozhatja:

– a talaj pórusterének kisebb-nagyobb mértékű, esetleg teljes vízzel telítettsége (csapadékvízzel, olvadékvízzel, felszíni odafolyással, vagy túlöntözéssel feltöltve): *„tele palack effektus”;*
– a felszíni réteg fagyott volta (pl. egy fagyott talajfelszínre hulló hó gyors tavaszi olvadásából származó víz talajba szivárgásának akadályozódása): *„befagyott palack effektus”;*
– a talaj felszínén, illetve felszín közeli rétegeiben kialakult tömődött, igen lassú víznyelésű, közel vízátnemeresztő réteg megjelenése: *„ledugaszolt palack effektus”.* Ilyen réteg lehet a talaj felszínén természeti okok miatt kialakult, Na-sókkal, gipsszel vagy mésszel összecementált sós kéreg, vagy a nem megfelelő agrotechnika (elsősorban a helytelen talajművelés vagy öntözés, taposás) által létrehozott tömődött vagy tömör réteg; illetve a talajfelszín közelében megjelenő szilárd kőzet, a talajképződési folyamatok eredményeképpen kialakult akkumulációs szintek (vaskőfok, mészkőpad, agyagréteg, szolonyec B-szint, stb.), vagy a helytelen talajművelés következtében „kialakított” eketalp (tárcsatalp) réteg.

(2) A nehéz mechanikai összetételű, nagy agyag- és nagy duzzadó agyagtartalmú (esetleg nagy kicserélhető Na^+-tartalmú), erősen duzzadó-zsugorodó **talajok repedezése.** A száraz időszakot követően nyitott repedések nagyobb felületéről ugyanis nagyobbak a párolgási veszteségek, annak minden kedvezőtlen anyagforgalmi következményével együtt. A nyitott repedéseken keresztül a talaj felszínére jutó víz jelentős hányada „zúdul” szivárgási veszteségként a talaj mélyebb rétegeibe, esetleg a felszín közeli talajvízbe. A fokozott talajvíz-táplálás a rossz természetes drénviszonyokkal (korlátozott horizontális talajvíz-áramlással) rendelkező pangóvizes területeken a talajvízszint megemelkedését eredményez(het)i, annak minden káros vízháztartási és anyagforgalmi következményével együtt (→ túlnedvesedés, másodlagos szikesedés, stb.). Az átnedvesedést követően beduzzadt repedéseken keresztül viszont a víz talajba szivárgása ugyanúgy akadályozott, mint az (1) esetben.

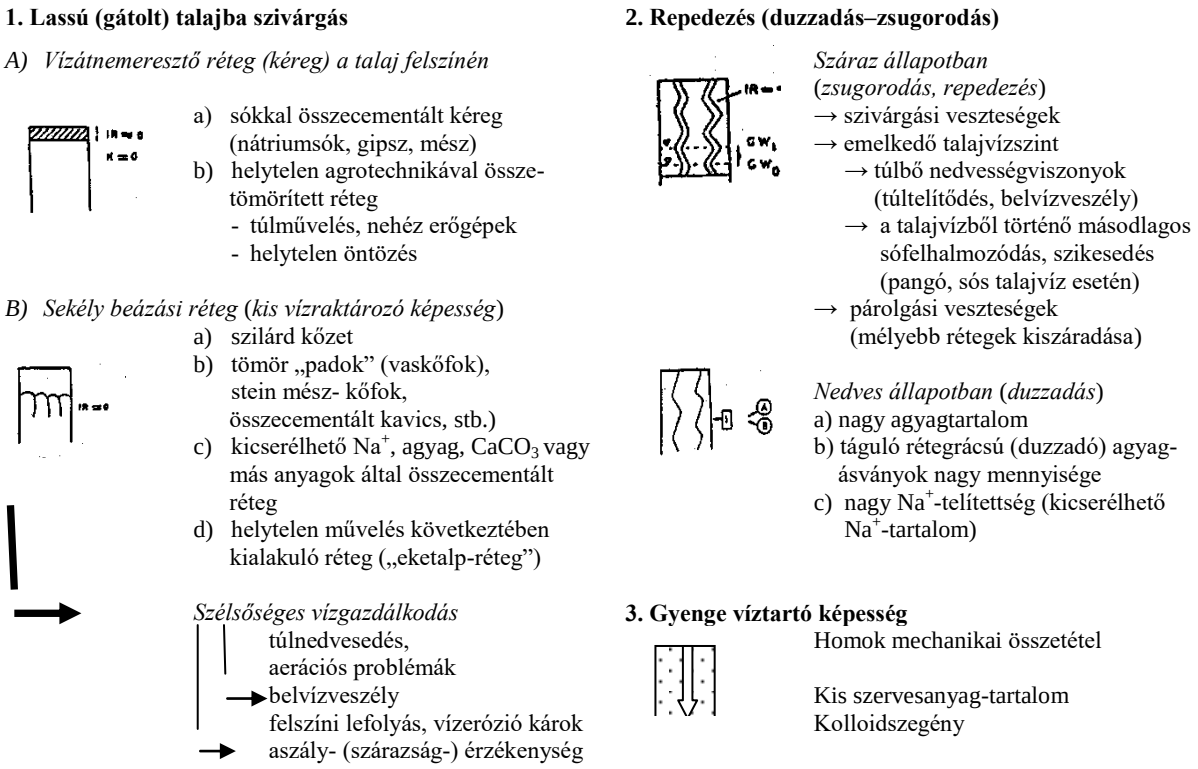
(3) A **talaj gyenge víztartó képessége.** Könnyű mechanikai összetételű, laza homoktalajokon ugyan be tud szivárogni a felszínre jutó víz a talajba, de a gravitációs pórustér képtelen a vizet a talajban megtartani, az erre képes kapilláris pórustér pedig kicsi. Így a víz csak „átszalad” a talajszelvényen, a talajban visszatartott hasznosítható vízkészlet kicsi, s ez teszi a talajt aszályérzékennyé: *„lyukas edény effektus”***.**



9. ábra: Szélsőséges vízháztartási helyzetek általi veszélyeztetettség területi egybeesése Magyarországon. A. Szárazság, aszály. B. Belvíz.

Figure 9. Risk of extreme hydrological situations in Hungary. A. Drought. B. Waterlogging.

A talaj felszínére jutó víz talajba szivárgását és a talajban történő hasznos (a bióta és a növényzet számára felvehető formában történő) tározását korlátozó tényezőket foglaltuk össze a *10. ábrán*.



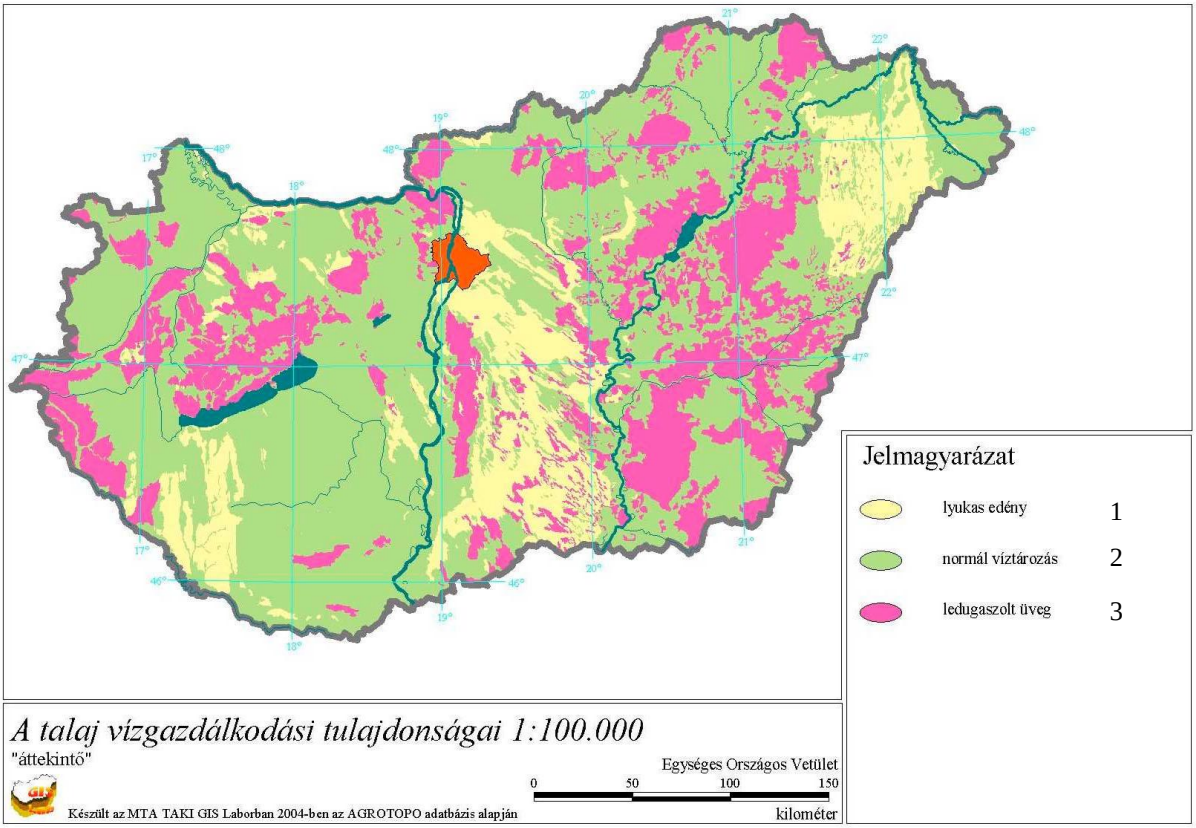
10. ábra: A víz talajba szivárgását és talajban történő hasznos tározását korlátozó tényezők.

Figure 10. Limiting factors of infiltration and water storage in soil.

A bemutatott tényezők által érintett területek térképét mutatjuk be a *11. ábrán* (Várallyay, 2004, 2010a,b). A beszivárgás talajtani akadályai („ledugaszolt palack effektus") által elsősorban a 6/2, 6/3, 6/4, 7/1 és 9/1 vízgazdálkodási kategóriák talajai érintettek, míg a gyenge víztartó/vízraktározó képesség („lyukas palack effektus") elsősorban az 1/1 és 2/1 vízgazdálkodási kategóriák talajaira jellemző. Ez természetesen nem jelenti azt, hogy a fenti korlátok a többi talajtípuson nem jelentkezhetnek, legfeljebb előfordulásuk valószínűsége kisebb, s hatásuk súlyossága mérsékeltebb. A beszivárgás korlátai a Magyar Alföld hatalmas kiterjedésű, nehéz mechanikai összetételű, nagy agyag- és duzzadó agyagásvány-tartalmú, valamint szikes talajain gyakran bekövetkezhetnek. Ezek a talajok gyakran még rövidebb-hosszabb ideig tartó hóolvadás, sok vagy nagy intenzitású csapadék miatti felszíni vízborítás alatt sem áznak be mélyen és egyenletesen, s nem „használják ki" felső egy méteres rétegük potenciális vízraktározó képességét. Ennek egyenes következménye azután, hogy – nagy területeken – a belvizek természetes „eltűnése" (elfolyás, párolgás) vagy mesterséges – gyakran meggondolatlan, s csak a felszíni vízborítás gyors elvezetését szem előtt tartó – „eltüntetése" után a csapadékszegény (sőt esetleg gyakorlatilag csapadékmentes) nyári időszakban a talaj viszonylag vékony rétegében tározott csekély vízmennyiség csak rövid ideig képes a növényzet vízigényét kielégíteni, s a tavasszal belvizes vagy túlnedvesedett területek egy tekintélyes részén komoly aszálykárok jelentkeznek. Ez a „vízháztartási szélsőség" sajnos nem kivételes eset, hanem egyik jellemzője a Magyar Alföldnek.

Szemléletes bizonyítéka ennek, hogy azonos időjárási szélsőségek a talajviszonyoktól függően nagymértékben különböző ökológiai stressz-helyzeteket és következményeket

eredményez(het)nek (Csete & Várallyay, 2004; Pálfai, 2005; Várallyay, 2002, 2010a). Így volt ez 2000-ben is: a szélsőséges vízgazdálkodású, belvizes, majd aszályos területeken súlyos, helyenként katasztrofális volt a terméskiesés, míg a jó és kiegyenlített vízgazdálkodású talajokon ez alig, vagy csak mérsékelten volt megfigyelhető. Könnyű mechanikai összetételű homoktalajainkon a talaj gyenge víztartó/vízraktározó képessége a légköri aszály (csapadékhiány) káros hatásait mérséklő helyett *súlyosbító* talajtényező (Várallyay, 2010c).



11. ábra: A víz talajba szivárgását és a talajban történő raktározását gátló tényezők. Jelmagyarázat: 1. Gyenge víztartó képesség („lyukas palack" effektus). 2. Kevésbé szélsőséges-veszélyes. 3. Korlátozott beszivárgás („ledugaszolt palack" effektus).

Figure 11. Infiltration and water retention problem areas in Hungary. Legend: 1. Poor water retention ("leaking bottle" effect). 2. Less extreme ("normal"). 3. Limited infiltration ("closed bottle" effect).

Következtetések

Vizsgálataink alapján egyértelműen megállapítható, hogy hazánk legnagyobb természetes víztározója a talaj (Várallyay, 2005, 2007a). Pórusterébe elvileg a szeszélyesen lehulló évi átlagos csapadékmennyiség több mint fele, közel kétharmada egyszerre beleférne. Az országra, elsősorban a mélyebb fekvésű és jelentős agroökológiai potenciált jelentő alföldekre mégis a szélsőséges vízháztartási helyzetek, sajnos egyre nagyobb valószínűsége, kockázata, gyakorisága, tartama és egyre súlyosabb biomassza-termesztési és környezeti következményei jellemzőek. Egyre jelentősebb az árvíz- és belvíz-veszély, illetve aszályérzékenység (Láng et al., 1983; Cselőtei & Harnos, 1994; Várallyay, 2002, 2010a).

4. táblázat: A talaj vízháztartás szabályozásának lehetőségei, módszerei és környezeti hatásai.

Table 4. Possibilities and methods of soil moisture control and their environmental impacts.

Lehetőségek		Módszerek	Környezeti hatások
Felszíni lefolyás	megakadályozása vagy mérséklése	talajvédő gazdálkodás: beszivárgás időtartamának növelése (lejtőszög mérséklése; állandó, zárt növénytakaró megtelepítése; talajművelés); beszivárgás lehetőségeinek javítása (talajművelés, mélylazítás)	1,1a 5a, 8
Felszíni párolgás		beszivárgás gyorsítása (talajművelés mélylazítás); felszíni vizek összefolyásának megakadályozása	2,4
Talajon keresztüli talajvíz-táplálás		talaj víztartó képességének növelése; repedezés (duzzadás-zsugorodás) mérséklése	5b, 7
Talajvízszint emelkedés		szivárgási veszteségek mérséklése; talajvízszint-szabályozás szivattyúzás, drénezés)	2,3 5b,5c
Talajba szivárgás	elősegítése	felszíni lefolyás csökkentése (lásd fent)	1,4,5a, 7
Talajban történő hasznos tározás		talaj vízraktározó képességének növelése (beszivárgás elősegítése, talaj víztartó képességének növelése); megfelelő művelési ág és vetésszerkezet (növény megválasztás); talajjavítás; talajkondicionálás	4,5b,7
Hiányzó víz pótlása (öntözés)		öntözés	4,7,9,10
Felesleges és káros vizek felszíni felszín alatti } elvezetése		felszíni felszín alatti } vízrendezés (drénezés)	1,2,3,5c,6,7, 11

Kedvező környezeti hatások	Kedvezőtlen környezeti hatások
Az alábbi káros környezeti mellékhatások megelőzése, megszüntetése vagy mérséklése 1. Víz okozta talajerózió, talajfolyás 2. Másodlagos szikesedés 3. Láposodás, vizenyősödés, belvízveszély 4. Aszályérzékenység, repedezés 5. Kijuttatott tápanyagok 5a. bemosódása (→ felszíni vizek, eutrofizáció) 5b. kilúgzódása (→ felszín alatti vizek) 5c. immobilizációja 6. Fitotoxikus anyagok képződése 7. Biológiai degradáció 8. Árvízveszély a vízgyűjtőterületen	9. Túlnedvesedés (belvíz-érzékenység; elvizenyősödés, láposodás-mocsarasodás) 10.Tápanyag-kilúgzódás 11. Szárazság-érzékenység

Ennek az az oka, hogy a hatalmas potenciális tározótér – különböző okok miatt – nincs kihasználva. Nem optimális i) sem a különböző forrásokból a talaj felszínére érkező vizek, ii) sem a felszín közelben elhelyezkedő jó minőségű talajvízből kapillárisan a felsőbb rétegekbe (az aktív gyökérzónába) szállított vizek hasznos tározására. Az adott tározótér hatékony kihasználásával a szélsőséges vízháztartási helyzetek kialakulásának veszélye eredményesen és *egyidejűleg* lenne csökkenthető, sőt esetleg megszüntethető. A tározótér kihasználását azonban három tényező nagymértékben akadályozza:

(a) a víz nem tud megfelelő sebességgel beszivárogni a talajba;
(b) a beszivárgó víz a talaj gyenge víztartó képessége miatt nem tározódik a talaj pórusterében, hanem (részben a duzzadó-zsugorodó agyagtalajok széles és mély repedésein keresztül) hasznosítatlanul a mélyebb rétegekbe, esetleg a felszín közeli talajvízbe szivárog;
(c) a talajban tározott víz bizonyos hányada a növényzet számára nem hozzáférhető („holtvíztartalom").

Ilyen esetekben a talaj nem képes a szélsőséges és szeszélyes időjárás okozta szélsőséges vízháztartási helyzetek tompítására, káros következményeinek mérséklésére, sőt azokat felnagyítja, súlyosbítja. Következik ebből, hogy mindent el kell követni a felsorolt gátló tényezők kialakulásának megelőzésére, kiküszöbölésére, megszüntetésére, de legalább bizonyos racionális határig történő csökkentésére, mérséklésére (Várallyay, 1988, 2013; Birkás & Gyuricza, 2004). Arra, hogy:

– a felszínre jutó víz minél nagyobb hányada jusson (szivárogjon) a talajba: *megfelelő* talajállapot biztosítása;
– a felszíni lefolyás és párolgás csökkentése;
– a talajba jutó víz minél nagyobb hányada *tározódjon* a talajban (víztartó/vízraktározó képesség növelése, „szivárgási veszteségek" csökkentése);
– a talajban tározott víz minél nagyobb hányada váljon a növények számára hasznosíthatóvá („holtvíztartalom" csökkentése).

E célkitűzések legfontosabb lehetőségeit foglaltuk össze – nagyon leegyszerűsítve – a *4. táblázat*ban, bemutatva, hogy a talaj *vízháztartási beavatkozások* túlnyomó része egyben hatékony *környezetvédelmi intézkedés* is (Petrasovits, 1982; Birkás & Gyuricza, 2004; Csete & Várallyay, 2004; Németh et al., 2005; Láng et al., 2007).

A felsorolt beavatkozások megvalósítása jelentős mértéken járulhat hozzá a szélsőséges vízháztartási helyzetek kialakulásának megelőzéséhez, kockázatának csökkentéséhez, mértékének és sokkoldalú káros következményeinek mérsékléséhez. Ezért egy tudományosan megalapozott, korszerű **talaj-vízháztartás/nedvességforgalom szabályozás egyaránt nélkülözhetetlen eleme a fenntartható talajhasználatnak, vízgazdálkodásnak, terület- és vidékfejlesztésnek, környezetvédelemnek** (Németh et al., 2005; Várallyay, 2013).

Hivatkozások

Antal, E., Járó, Z., Somogyi, S., Várallyay, Gy., 2000: A XIX. századi folyószabályozások és ármentesítések földrajzi és ökológiai hatásai Magyarországon. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. Budapest.

Baumgardner, A., Reichel, E., 1975: The World Water Balance. Elsevier. Amsterdam–Oxford–New York.

Birkás, M., Gyuricza, Cs. (szerk.), 2004: Talajhasználat–műveléshatás–talajnedvesség. Szent István Egyetem. Gödöllő.

Csete, L., Várallyay, Gy. (szerk.), 2004: Agroökológia (Agroökoszisztémák környezeti összefüggései és szabályozásának lehetőségei). *AGRO-21 Füzetek,* 37.

Cselőtei, L., Harnos, Zs. (szerk.), 1994: Éghajlat, időjárás, aszály. I. MTA Aszálybizottság. Budapest.

Harnos, Zs., Csete, L. (szerk.), 2008: Klímaváltozás: környezet–kockázat–társadalom. Szaktudás Kiadó Ház. Budapest.

Láng, I., Csete, L., Harnos, Zs., 1983: A magyar mezőgazdaság agroökológiai potenciálja az ezredfordulón. Mezőgazdasági Kiadó. Budapest.

Láng, I., Csete, L., Jolánkai, M. (szerk.), 2007: A globális klímaváltozás: hazai hatások és válaszok. A VAHAVA jelentés. Szaktudás Kiadó Ház, Budapest.

Németh, T., Stefanovits, P., Várallyay, Gy., 2005: Országos Talajvédelmi Stratégia tudományos háttere. Tájékoztató: Talajvédelem. Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium, Budapest.

Pálfai, I., 2005: Belvizek és aszályok Magyarországon (Hidrológiai tanulmányok). Közlekedési Dokum. Kft. Budapest.

Petrasovits, I., 1982: Sík vidéki vízrendezés és -gazdálkodás. Mezőgazdasági Kiadó. Budapest.

Somlyódy, L., 2002: A hazai vízgazdálkodás stratégiai kérdései. Magyar Tudományos Akadémia. Budapest.

Somlyódy, L., 2011: A világ vízdilemmája. *Magyar Tudomány,* 12: 1411–1424.

Szabolcs, I., 1961: A vízrendezések és öntözések hatása a tiszántúli talajképződési folyamatokra. Akadémiai Kiadó. Budapest.

Várallyay, Gy., 1985: Magyarország talajainak vízháztartási és anyagforgalmi típusai. *Agrokémia és Talajtan,* 34: 267–298.

Várallyay, Gy., 1988: Talaj, mint a biomassza-termelés aszályérzékenységének tényezője. *Vízügyi Közlemények,* 70(3): 46–68.

Várallyay, Gy., 1999: A talaj vízgazdálkodása és a környezet. Talaj, növény és környezet kölcsönhatásai. (Szerk.: Nagy J. & Németh T.) 95–119. DATE–TAKI. Debrecen.

Várallyay, Gy., 2001: A talaj vízgazdálkodása és a környezet. *Magyar Tudomány,* 46(7): 799–815.

Várallyay, Gy., 2002: A Tiszántúl talajainak kétarcú vízgazdálkodása és környezeti hatásai. JUTEKO 2002 Konferencia. Szarvas. CD-ROM.

Várallyay, Gy., 2003: A mezőgazdasági vízgazdálkodás talajtani alapjai. Egyetemi jegyzet. FVM Vízgazdálkodási Osztály. Budapest–Gödöllő.

Várallyay, Gy., 2004: A talaj vízgazdálkodásának agroökológiai vonatkozásai. *AGRO-21 Füzetek,* 37: 50–70.

Várallyay, Gy., 2005: Magyarország talajainak vízraktározó képessége. *Agrokémia és Talajtan,* 54: 5–24.

Várallyay, Gy., 2006: A talaj szerepe az időjárási és vízháztartási szélsőségek kedvezőtlen ökológiai hatásainak mérséklésében, illetve fokozásában. *Talajvédelem (különszám)* Talajtani Vándorgyűlés, Sopron, 2006. augusztus 23–25. 6–21.

Várallyay, Gy., 2007a: A talaj, mint legnagyobb potenciális víztározó. *Hidrológiai Közlöny,* 87(5): 33–36.

Várallyay, Gy., 2007b: A talaj szerepe a csapadék-szélsőségek kedvezőtlen hatásainak mérséklésében. Országos Környezetvédelmi Konferencia és Szakkiállítás, Balatonfüred, 2007. okt. 15–17. Tanulmánykötet. 125–135. MTESZ, Székesfehérvár.

Várallyay, Gy., 2007:. Szélsőséges időjárási helyzetek hatása a talaj vízháztartására és kedvezőtlen környezeti hatásainak mérséklési lehetőségei. Hidrológiai Vándorgyűlés anyaga, Tata. CD ROM

Várallyay, Gy., 2008: A talaj szerepe a csapadék-szélsőségek kedvezőtlen hatásainak mérséklésében. *KLÍMA-21 Füzetek,* 52: 57–72.

Várallyay, Gy., 2010a: A talaj, mint váztározó; talajszárazodás. *KLÍMA-21 Füzetek,* 59: 3–25.

Várallyay, Gy., 2010b: Talajkészleteink és a kor új kihívásai. Talajtani Vándorgyűlés „Talajaink a változó természeti és társadalmi hatások között", Szeged, 2010. szept. 3–4. Talajvédelem különszám. 293-306. Talajvédelmi Alapítvány. Budapest.

Várallyay, Gy., 2010c: Talaj, mint természeti erőforrás. „Az Élhető Vidékért 2010" Környezetgazdálkodási Konferencia. Konferenciakötet. 36–52. Koppányvölgyi Vidékfejlesztési Közhasznú Egyesület, Törökkoppány.

Várallyay, Gy., 2010d: Talajdegradációs folyamatok és szélsőséges vízháztartási helyzetek, mint a környezeti állapot meghatározó tényezői. *KLÍMA-21 Füzetek,* 62: 4–28.

Várallyay, Gy., 2012: Talajdegradációs folyamatok és szélsőséges vízháztartási helyzetek, mint környezetvédelmi problémák a Kárpát-medencében. VIII. Kárpát-medencei Környezet-tudományi Konferencia, Veszprém, 2012. ápr. 18–21. 146–152. és 462–464. Göttinger Kiadó.

Várallyay, Gy., 2013: A talajok vízgazdálkodása. *Magyar Tudomány,* 174(11): 1285–1292.

Várallyay, Gy., Szücs, L., Rajkai, K., Zilahy, P., Murányi, A., 1980: Magyarországi talajok vízgazdálkodási tulajdonságainak kategóriarendszere és 1:100 000 méretarányú térképe. *Agrokémia és Talajtan,* 29: 77–112.

AZ ÉLŐVILÁG SZEREPE A TALAJKÉPZŐDÉSBEN

Kátai János, Zsuposné Oláh Ágnes

Debrecen Egyetem, Mezőgazdaság-, Élelmiszertudományi és Környezetgazdálkodási Kar,
Agrokémiai és Talajtani Intézet, 4032. Debrecen, Böszörményi út 138,
E-mail: katai@agr.unideb.hu, zsuposne@agr.unideb.hu.

The role of living organisms in soil formation

Abstract

Soil forming factors and processes determine the properties of soils developed on parent materials. Besides the physical and chemical processes, the biological factors play a key role in the soil formation, in which the living organisms appear as participants of biological weathering. With the appearance of different biocenosis, the total life community (edaphone) performs decomposing, synthesizing, structure-forming activities, and the soils achieve different development levels. Living organisms play an important role in the transformation of organic residues and formation of humic substances, as well in the elements of cycles and energy flow.

Soil development is continuous, the soil formation processes and living organisms constantly have influences on soil properties. Human activities (anthropogenic effects) may have positive and negative effects on the occurrence and life condition of the soil organisms influencing the soil development.

Keywords: soil formation, biological weathering, living organisms in soil, organic matter, human activity.

Összefoglalás

A talajok kialakulása során a talajképző tényezők és a talajképződési folyamatok határozzák meg a keletkezett talajok tulajdonságait. A talajképződésben a fizikai és kémiai folyamatok mellett, kiemelkedő szerep jut a biológiai folyamatoknak.

A talaj élőszervezetei aktív résztvevői a biológiai mállásnak. A különböző biocönózisok megjelenésével az edafon* lebontó, szintetizáló (pl. humifikáció) és szerkezetkialakító tevékenységet folytat, melynek eredményeként a talajok különböző fejlettségi szintet érnek el.

Az élővilágnak meghatározó szerepe van a talajok szerves anyagának átalakításában, a humuszanyagok kialakításában, valamint az ökoszisztémák elemkörforgalmában és energia áramlásában.

A talaj fejlődése folyamatos. A talajképződési folyamatok és az élővilág napjainkban is befolyásolják a talajok tulajdonságait. Az emberi tevékenység, kedvező és kedvezőtlen hatást is gyakorolhat a talajban élő szervezetek előfordulására, életfolyamataira, ezen keresztül befolyásolja a talaj fejlődését.

Tárgyszavak: talajképződés, biológiai mállás, élőlények a talajban, szerves anyag, emberi tevékenység.

*Edafon – a talaj élővilágának az összessége

Bevezetés

Dolgozatunkban célul tűztük ki, hogy szakirodalmi források alapján áttekintést adjunk az élővilág talajképződésben játszott szerepéről. Ennek keretében részletezzük a talajképző tényezők közül a földtani és biológiai tényezők hatásait. A talajképződési folyamatok közül kiemeljük mindazokat, amelyek kapcsolatban vannak a talaj élővilágával, így a kőzetek mállását, a talajok szerkezetesedését, a humuszképződést és a mineralizációt, valamint az ökoszisztémák anyagforgalmát és energiaáramlását. Az említett folyamatokon keresztül bemutatjuk az élővilág sokoldalú szerepét a talajok kialakulása és fejlődése alatt.

A talajképződés során, egy adott területre ható fizikai, kémiai és biológiai folyamatokat és azok mértékét a természeti tényezők határozzák meg. *Dokucsajev* óta öt talajképző tényezőt különítünk el: a földtani, éghajlattani, vízrajzi-domborzati és biológiai tényezőt, valamint a talajok korát. Ehhez hozzájárul még a talajképződést módosító tényező: az emberi tevékenység. Ezek a tényezők együttesen alakítják a talajt, egymást nem helyettesíthetik. A talajképző tényezők különböző hatásai (a talajképző kőzet tulajdonsága, a hőmérséklet, a csapadékmennyiség, az élőlények mennyisége a talajban és a felszínén, a szerves maradványok, a terület lejtése, kitettsége, stb.), valamint a mállási folyamatok, mind-mind befolyásolják a kialakult talajok tulajdonságait. Közülük egyesek időlegesen és helyileg meghatározók lehetnek. A talajképződés tényezőinek sajátosságai, hogy állandóan fejlődnek, átalakulnak és változnak. A talajfejlődés előre nem meghatározható, iránya a talajképző tényezők hatásaitól függ (Stefanovits et al., 1999). A biológiai hatás, különösen a mikroorganizmusok (baktériumok, gombák, zuzmók) aktivitása a legfontosabb tényező a kőzetek átalakításában (Gorbushina & Krumbein, 2005).

Talajfejlődés

A talajfejlődés szempontjából Brady (1990) három nagyon fontos folyamatot emel ki: i) a mállás és a szerves anyag lebontása, ii) a szervetlen és szerves anyagok mozgása a felső szintből a mélyebb rétegekbe, valamint iii) a felhalmozódási szint kialakulása a felső talajrétegben. Ezek a folyamatok jelentősen hozzájárulnak a talaj szintekre történő tagolódásához. A Föld felszínén a földrajzi övezeteken belül az egyes tényezők más-más jelleggel lépnek fel, ezért a kialakult talajok egymástól lényegesen különböznek.

Szabó (2008) a talajokban az egymással összefüggő fizikai, kémiai és biológiai változásokat időtartamuk alapján négy csoportba sorolja.

- A *napokon belül* megtörténő gyors talajképző vagy degradáló folyamatok, amelyek talajpusztító folyamatok is lehetnek, a talajt megfiatalítják azáltal, hogy alkotó anyagait elhordja a szél vagy a víz. A talajok élővilágához kapcsolódóan napi ingadozás is kimutatható többek között a talajlégzésben, a baktériumok mennyiségében vagy a talajlakó állatok vertikális mozgásában.
- Az *éves lefutású, szezonális* talajképző vagy degradáló dinamika szorosan kötődik a talajhőmérséklet- és nedvességtartalom alakulásához, amely tényezők döntően befolyásolják a talajlégzést, a talajban élő mikroorganizmusok előfordulását és aktivitását, a talaj pH értékét, a feltáródott ásványi tápanyag mennyiségét, esetleg a talajok humusztartalmát is.
- *Éveken, évszázadokon vagy évezredeken* át tartó talajfejlődési vagy leromlási folyamatok (soil development), amelyek a talajprofil és annak anyagi összetétel-változását idézik elő: bizonyos tendenciák erősödnek, vagy gyengülnek. A talajfejlődés során a talajtermékenység növekszik a „talajklimax”-ig, majd csökken. A talajképző folyamatok hosszútávon talajfejlődési folyamatokká összegződnek.

- Az *évmilliók alatt* kibontakozó talajevolúció (soil evolution) eredményeként, korábban még nem létezett, új talajtípusok képződtek. Az intenzív dinamikájú mull talajok már a jurában megjelentek és differenciálódnak, azóta is. A talajevolúció a földtörténeti korokon keresztül együtt halad az élővilág fejlődéstörténetével.

Egy új laboratóriumi technika lehetőséget ad a talajképződési folyamatok számszerűsítésére, egy adott táj kialakulásának jellemzésére. Ezzel a technikával közelebb jutunk a talajnak, mint megújuló erőforrásnak a megismeréséhez. A világ talajainak talajképződési folyamatai és azok erőssége megbecsülhető a földi kozmogenikus izotóp ^{10}Be vizsgálatával (TCN terrestrial cosmogenic nuclides ^{10}Be), melynek eredményét talaj produkciós rátában adják meg, amely kifejezi, hogy mennyi talaj keletkezett a talajképző kőzetből (SPR, soil production rates) (Stockmann et al., 2014).

Talajképző tényezők

Dolgozatunkban elsősorban a talajképző tényezők közül a *földtani és a biológiai tényezők* hatásait részletezzük.

Földtani tényezők

A földtani tényezők olyan természeti jelenségek, amelyek a földkéreg anyagát kialakították és elrendezését megszabták. Két csoportba oszthatók: aktív és passzív földtani tényezők.

Az *aktív földtani tényezők* tevőlegesen befolyásolják a talajképződést.

- A kéregmozgások következményeként kiemelkedések képződnek, nő a reliefenergia, az erózió mértéke, a lejtő meredeksége, megváltoznak a sugárzásviszonyok.
- A süllyedés következményeként megindul a feltöltődés, növekszik a belvízveszély, erősödik a talajvíz hatása.
- A talajvíz felszínhez való közelsége erősíti a hidromorf hatást (rét, láp, mocsár), a víz nátrium só tartalma pedig kiválthatja a szikesedést.

A passzív földtani tényezők csak feltételei a talajképződésnek, anyagot szolgáltatnak a talajok kialakításához.

- A laza vagy tömör kőzet (azok szemcsézettsége) befolyásolja az élővilág megtelepedési feltételeit.
- A kőzet ásványi összetétele, amely meghatározza a kőzetek mállását, valamint azoknak az anyagoknak a sokféleségét és mennyiségét, amelyek a mállás folyamán felszabadulnak és átcsoportosulva a talaj értékes és jellemző alkotó részeivé válnak.

Biológiai tényezők

A növények és a talajban élő állatok *fizikai hatása* is érvényesül a gyökerek nyomóereje, a gyökerek és az állatjáratok sűrűsége, valamint a baktériumok és a gombák élettevékenysége révén. Ezek a hatások kedvezőek a talajok szerkezetesedésére, aggregációjára, valamint vízgazdálkodására és levegőzöttségére.

A fizikai hatáson kívül nagy jelentőségűek azok a *kémiai változások* is, amelyek a növényzet gyökérzetéhez, a talajban élő mikroorganizmusokhoz, valamint a talajlakó állatok élettevékenységéhez kapcsolódnak. A növényi gyökerek különböző szerves anyagokat választanak ki felületükön, ezzel befolyásolják a rhizoplán és a rhizoszféra élővilágát. A mikroorganizmusok és az állatok pedig különböző szerves anyag maradványokat hagynak

maguk után, amelyek részben bizonyos élőlények tápanyagforrásai, illetve a humuszképződés alapanyagául szolgálnak.

Az élő növények és állatok aktivitása, valamint az elhalt növényi és állati maradványok lebontása jelentősen befolyásolja a talajfejlődést a bioszférában. A talajok kialakításában az élőlények szerepe nem korlátozódik a szerves anyagok felépítésére és lebontására, hanem életük folyamán a talajok szervetlen alkotóira éppúgy hatnak, mint a szerves anyagokra.

A talajképző ásványok és kőzetek fizikai és kémiai mállásával egy időben, vagy azt követően megtelepednek az első élőlények (mikroorganizmusok, zuzmók, majd később a mohák), amikor a talajképző kőzetek felületén kedvező feltételek alakulnak ki. A *biológiai mállással* megindul a biológiai hatások hosszú láncolata, amely mindaddig fennáll, amíg talajról beszélünk. A *szukcessziós folyamatok során* újabb és újabb élőlénytársulások jelennek meg, amelyek szintén hozzájárulnak a talajképződés folyamatához.

Az egyes mikroorganizmusok, növény- és állatfajok *nem külön-külön fejtik ki hatásukat,* hanem populációkban, cönózisokban egymás tevékenységének folytatói. A növények táplálkozása nem képzelhető el a baktériumok és mikroszkopikus gombák *előkészítő tevékenysége nélkül*. A növények a fotoszintézis (a szerves anyag szintézis) során felépítik szervezeteiket, amelyben a talaj értékes elemeit feldúsítják. A talaj mikroorganizmusainak többsége és az állatvilág közreműködik a *szerves anyag átalakításában és lebontásában*; így a talajképződés szempontjából értékes anyagokat állítanak elő.

Ezek a részfolyamatok láncszerűen kapcsolódnak egymáshoz. A szerves anyag felépülésének és lebontásának szakaszait jelentő láncszemek egy biológiai láncolatot alkotnak. Ezek dinamikus egyensúlya szabja meg azokat a folyamatokat, amelyek hatásának összességét a *talaj biológiai aktivitásának* nevezünk (Stefanovits et al., 1999).

A *talajbióta* az egyik legfontosabb tényező a talajok kialakulásában. Ez a komplex hatás különbözteti meg az élő talajt az élettelen fizikai közegtől. A talajbióta egy *folyamatos input-ot* jelent a talajfejlődésben, a talajképződés kezdeti szakaszától a hosszú időn keresztül lezajló talaj kialakulásig. Az élő szervezetek *trofikus és nem trofikus hatásukkal* befolyást gyakorolnak a talajfejlődésre, egyrészt közvetlenül, másrészt közvetve az anyagcsere termékeikkel, valamint pusztulásukkal. Nem trofikus hatással és aktivitással az élőlények elsősorban a talajok fizikai tulajdonságait módosítják, így megteremthetik az élőhelyeken újabb élőlények megtelepedését, a faji biodiverzitás fokozott növekedését.

A kőzetek aprózódása és mállása

A Föld felszínére került ásványok és kőzetek, amelyek a légkörrel, a hidroszférával és a bioszférával érintkeznek, átalakulásokon mennek keresztül. Ez a folyamat: a mállás. A mállásnak három típusát különböztetjük meg, melyek külön-külön, de együtt is kifejthetik hatásaikat.

A *fizikai mállás* nem idéz elő a kőzet anyagában kémiai és ásványtani változásokat, csak a tömörsége és a szemcsék nagysága változik. A fagyás és olvadás, az aprózódó ásványi részecskék szállítása, csiszolása, aprózása a víz, a szél, a gravitáció által, nagyon hatásos a fizikai mállás lassú folyamatában.

A *kémiai mállás* kémiai és ásványtani átalakulással jár, az elemek átcsoportosítását idézi elő. A kémiai mállás során egyes ásványok oldódnak, ami változást idéz elő az ásványok szerkezetében, elősegítvén a könnyebb aprózódást. Az oldhatóságban bekövetkező változások főként a hidrolízis, a szénsav, valamint az oxidáció-redukció hatásának köszönhető.

A *biológiai mállás* során is kémiai és fizikai változások mennek végbe, de ezt elsősorban a mikroorganizmusok és a növények élettevékenysége határozza meg. A biológiai mállás abban különbözik a fizikai és kémiai mállástól, hogy az egyes elemek felszabadulását, kioldását vagy visszamaradását, illetve kicsapódását a *növények és a talajban élő szervezetek igényei*

határozzák meg. Az elemek biológiai körforgásában döntő tényező, hogy az egyes elemek szükségesek-e vagy sem a növényi élet számára.

Néhány példa jól szemlélteti a biológiai mállás lényegét.

- A szabad mészkő felületén a mikroorganizmusok nagy része oldja a mészkövet.
- A tömör kőzeten megtelepszenek a *zuzmók (1. kép) és az őket kísérő mohák*.
- A magasabb rendű növények gyökérzete *szén-dioxidot és szerves savakat, valamint aminosavakat, cukrokat*, stb. választ ki, amelyek szintén szerepet játszanak az oldódási folyamatokban.
- A növények számára szükséges elemek felvételével eltolódik a mállás kémiai folyamatainak egyensúlya, ezáltal a mállás fokozódik.
- A növények nemcsak felvesznek elemeket a talajból, hanem vissza is juttatják azokat különböző folyamatok révén. A növények által felvett kalcium és magnézium a felszíni talajrétegeket gazdagíthatja, a talaj telítettségét növelheti.
- A talajban élő állatok is fontos szerepet töltenek be a biológiai mállás folyamatában, tevékenységük során a *növényi és állati maradványokat aprítják, átalakítják, tápanyag forrásként hasznosítják***.** Például a földigiliszta tápláléka elhalt növényi részekkel kevert, szerves anyag tartalmú talaj. Ürülékével javítja a talaj szerkezetét és megváltoztatja mészállapotát.
- A talajban élő állatok mozgásuk révén keverik a különböző talajszintek anyagait. Az állatvilág keverő tevékenysége – a mélyre hatoló növényi gyökerekhez hasonlóan – *szerves anyagokat visz a mélyebb talajrétegekbe*, ezáltal növeli a talajréteg vastagságát.

1. kép: Biológiai mállás, zuzmótelepek a sziklákon. (*www.elkhornslough.org.newspages/lichens.htm*)

Picture 1. Biological weathering, clusters of lichens on the rocks.

A talajok fizikai és a kémiai környezete elsődlegesen meghatározza a mikroorganizmusok és élőlények előfordulását és aktivitását (Robert & Chenu, 1992), ugyanakkor az élőszervezetek közreműködnek a mállási folyamatokban, az elemek mobilizálásában, a szerkezetképző aggregációs folyamatban, illetve a szerves anyagok transzformációjában. A szerzők a talajban élő szervezetek és a többi alkotó időbeni, fokozódó kölcsönhatására hívják fel a figyelmet.

Biológiai folyamatok a talajképződés kezdetén

A zuzmók behatolhatnak a *kőzetek hajszálrepedéseibe*, a képződött szén-dioxid, a kibocsátott szerves savak és komplexképző vegyületek feloldják a kőzet anyagát. A kőzet felülete porózusabb lesz, nő a vízmegkötő képessége. Amikor elpusztulnak, *testük anyaga lebomlik*, és a felvett ásványi tápanyag más élőlények számára már könnyen hozzáférhető formában jut

vissza a kőzet felszínére. Így a sziklamélyedések már nemcsak a zuzmók számára szolgálnak megfelelő lakóhelyként, hanem baktériumok, más algák és gombák, valamint a mikrofauna egyes alkotói számára is. Amikor a kőzetmálladék – zuzmómaradvány réteg néhány mm vastagságú lesz, a *zuzmók helyét a mohák* veszik át, majd a „talajréteg" vastagodásával az egyes fűfélék megtelepedésére is lehetőség nyílik.

A *zuzmók* telepében általában *cianobaktériumok vagy zöldmoszatok és tömlősgombák* élnek tartósan együtt, szimbiózisban. A gombafonalak egy része körülveszi a moszatsejteket, így alakul ki a zuzmó teste. Más részük az aljzatba hatol és rögzíti a telepet. A zuzmó a vizet, valamint a vízben oldott ásványi tápanyagokat egész felületén felveszi a környezetéből, de ebben elsősorban a gombafonalaknak van nagy szerepe. A szintesttel rendelkezők, pedig az elsődleges szerves anyagot termelik, amelyből a gomba is táplálkozik. Az ökológiai társulások időben nem állandóak, jellemzőjük a kétirányú változás.

A szukcesszió

A szukcesszió olyan ökológiai folyamat, amelynek során *élőlényközösségek tér-idő átalakulásai* játszódnak le. A társulás fokozatos átalakulása, vagyis a szukcesszió során egy adott élőhelyen az egyik élőlény-közösséget felváltja egy másik, miközben megváltozik a társulás fajösszetétele (Ódor et al., 2007).

A változás iránya meghatározott: a pionír növénytársulástól több lépcsőn keresztül a klimax társulás felé mutat. A szukcesszió folyamatában a társulások – a körülményektől függően – úgy váltják egymást, hogy nagyobb biomasszájú, nagyobb biológiai produkciójú társulás alakuljon ki.

A szukcesszió szakaszai

Az első *élettelen szakasz* után a második, a *bevándorlási szakasz* következik, amelyben a legkülönbözőbb élőlények jutnak be az adott területre. A harmadik, *betelepedési szakaszban* a környezeti feltételeket tűrő fajok maradnak meg. Jobban viselik a kedvezőtlen körülményeket, mint más fajok társaságát (pionírnövények). Ezek a fajok hozzák létre azokat az elemi körülményeket, amelyek más fajok megtelepedését is lehetővé teszik. A zuzmók és a mohák ilyen társulások alkotói, tevékenységük elengedhetetlen a többi növény létéhez. A negyedik, *versengési szakaszban* az életkörülmények már több faj számára is megfelelőek, megindul a verseny egymás populációinak kiszorítására, létrejön egy meghatározott faji összetétel. A növényzet már helyi mikroklímát alakít ki. Az utolsó szakasz az *állandósulás ideje*, a társulás fokozatosan a záró társulás felé halad (Oláh, 1999).

A szukcesszió folyamata eltérő módon megy végbe a különböző ökoszisztémákban. Egy példát említünk a szukcesszió folyamatára. Bemutatjuk a futóhomok szukcessziós lépéseit, amikor egy növényi borítottság nélküli homoktalajon erdő alakul ki, sok száz, ezer év alatt. A folyamat során, egy területen egymás mellett láthatjuk a szukcessziós sor egymást követő tagjait:

- mohák és zuzmók megjelenése;
- egynyári fűfélék – nyílt homoki gyeptársulások kialakulása;
- évelő fajok megjelenése – nyílt homoki gyep;
- évelő fajok – zárt homoki gyep;
- nyár – boróka társulás megjelenése;
- kocsányos tölgyes erdő (klímazonális erdő) betelepedése.

A talajképződés szervetlen és szerves anyagai

A bioszférában az új kőzetfelületeken akkor indul meg a talajképződés, ha az élő szervezetek számára szükséges *hőmérséklet és nedvességtartalom együtt van***,** és megkezdődik a *szerves anyag bioszintézise,* ezt követően a holt *szerves anyag akkumulálódik, illetve külső forrásból áramlik* be a szerves anyag. A talajképződésnek a kőzetbe zárt ásványok a szervetlen, az élőlények elhalt maradványai pedig a szerves anyag kiinduló forrásai. A talajképző folyamatok bonyolult biotikus és abiotikus történések hálózatai, amelyek során nem egyszerűen a kiinduló nyersanyagok keverékei keletkeznek, hanem a talajra jellemző, minőségileg új vegyületek (Szabó, 2008).

A talaj szerves anyagai

A talaj szerves anyaga lehet élő, vagy elhalt növényi, vagy állati maradvány, amely nagyon aktív és fontos része a talajnak. A talaj nitrogéntartalma zömmel a szerves anyagban található, de jelentős mennyiségű foszfort és ként is szolgáltatnak. Fontos szerepük van a talaj aggregátumok képzésében (mint ragasztóanyag), a talaj levegő- és vízgazdálkodásában, de védik a talajt a víz és szél által kiváltott eróziós károk ellen is. A *talaj szerves anyagát a talaj élőlényei, az elhalt növényi és állati maradványok, a növények gyökérzete,* valamint az *újraképződött specifikus szerves anyag, a humusz alkotják.*

A humusz főleg növényi (flóra) maradványokból származik, jelentős része a növények gyökereiből képződik, s csak nagyon kis százalékban állati eredetű. Azoknak a talajoknak, amelyek gyep vegetáció alatt képződtek magasabb a humusztartalma, mint az erdő alatt képződött talajoknak, köszönhetően a gyep vegetáció nagy növénysűrűségének, valamint a pázsitfűfélék bojtos gyökérzetének (Eash et al., 2008).

A talaj szerves anyagát két nagy csoportra oszthatjuk: nem valódi és valódi humuszanyagok. *Nem valódi humuszanyagok* az élő szervezetek maradványaiból felszabadult, de még nem átalakult szerves vegyületek sokfélesége: a fehérjék, a szénhidrátok, a szerves savak, a lignin a zsírok, viaszok és a gyanták. A *valódi humuszanyagok* különböző savkarakterű polimerek, egymástól eltérő viselkedésű frakciókból (fulvosav, huminsav és humin anyagokból) állnak.

A szerves anyag átalakulása

A talaj szerves anyagai átalakulnak a lebontó és építő mikrobiális folyamatok, valamint a hozzá kapcsolódó biokémiai folyamatok során. A talajban élő szervezetek, közöttük a mikroorganizmusok a szerves vegyületeket kisebb egységekre szabdalják, illetve szén-dioxiddá és vízzé alakítják. Füleky (1999) szerint a lebontásnak *három fázisa* van:

a.) *biokémiai fázis:* a szövetek elhalása után, elkezdődik a hidrolízis és az oxidáció;
b.) *mechanikai aprítás:* a mezo-, makro- és megafauna együttesei végzik;
c.) *enzimes lebontás***:** aerob vagy anaerob körülmények között megy végbe.

Szabó (2008) szerint a szerves anyag átalakulása a talajra jellemző szerves anyaggá a *fizikai destrukció és a kémiai degradáció* révén valósul meg. Az elsőért a talaj mezo- és megafaunája (ászkarák, ezerlábúak, stb.), a másikért a mikroorganizmusok a felelősök.

- A *fizikai destrukció* a holt szerves anyag finom méretű felaprózódása – *felület-nagyobbítás.*
- A *kémiai degradációt a baktériumok és a gombák végzik*, amelyek számára kedvező a „megnövelt támadható felület". Az állatok talajbiológiai jelentősége az, hogy ürülékük alig emésztett, finomra *aprított szerves törmeléket* tartalmaz.

Humuszosodás

A *humusz* az egyes talajokra jellemző, specifikusan átalakult nagy molekulájú szerves anyag. Képződésének előfeltétele a felszínre és a talajba jutó szerves anyag bomlása, majd a szerves bomlástermékek egy részének szintézise, amelyek később ásványi anyagokkal is kapcsolódnak.

A *könnyen bontható szerves anyagok gyorsan mineralizálódnak*, a szerves kötésben lévő elemek felszabadulnak, ásványi formákká alakulnak. Ez a folyamat a mineralizáció vagy ásványosodás. A *nehezen bontható* vegyületek polimerizálódva és N-tartalmú anyagokkal kapcsolódva, nagy molekulájú, sötétszínű, új, stabil vegyületekké, *humusszá alakulnak*. A humifikáció a fontosabb szintetizáló reakciók összegsége.

A humuszosodást befolyásoló tényezők és azok néhány jellemzője

A humuszképződés folyamatát döntően befolyásolják a talaj tulajdonságai és a talajba jutó szerves anyag mennyisége és minősége; a szerves anyag bomlásának feltételei, a bontást végző szervezetek mennyisége és aktivitása; a bomlástermékből keletkező új, a talajra jellemző anyagok; valamint a humuszanyagok keveredése és kötődése a talaj ásványi anyagával.

A talajba jutott *szerves anyagok átalakításában* jelentős szerepet játszanak a baktériumok, a mikroszkopikus és makroszkopikus gombák és a gyűrűsférgek. A talajban található összes szerves-szén tartalmának közel 1%-a a mikrobiális biomassza szén. A karboxil-C a karbonátos réti talajban fordul elő nagyobb mennyiségben, a szénhidrát-C mezőségi talaj, az alifás kötésben lévő C a trópusi, a podzol- illetve a láptalaj jellemzője.

A talaj értékes alkotói az *agyagásvány-humusz komplexek*. A humusznak kiemelkedő jelentősége van a talaj tápanyag-gazdálkodásában, víz- és hő-gazdálkodásában, a talajszerkezet kialakításában és pufferkapacitásában. A humusz korának meghatározása a szénizotóp arány mérésével történik, így a szénfelhalmozódás időbeli alakulása is nyomon követhető.

Biológiai körforgalom

Az elemek biológiai körforgalma során a *növények ásványi tápanyagokat vesznek fel a talajból*. Az ásványi anyagok feltárásához a gyökérváladékok is hozzájárulnak. A talajra kerülő *szerves maradványokkal* a növénytáplálás szempontjából értékes anyagok halmozódhatnak fel a talajfelszín közelében. Így a talaj tápanyagban gazdagabbá válik a növények közreműködésével. A szerves anyag és a tápelemek kimosódásával ellenkező folyamat játszódhat le. A *növényi biomassza* és a talaj *szervesanyag-mennyisége* a különböző ökoszisztémákban lényeges különbséget mutat.

A növényzet és a talaj állatvilága szoros kapcsolatban, kölcsönhatásban áll egymással. Befolyásolja a talaj fizikai és kémiai tulajdonságait és egyben döntő tényezője a talajképződésnek. A szerves anyagok transzformációja a talajban élő heterotróf szervezetek (a mikroorganizmusok többsége és az állatok) élettevékenységével kapcsolatos biológiai folyamat, amelynek intenzitása és iránya – az élő szervezeteken kívül – függ a talaj tulajdonságaitól, a környezeti tényezőktől, valamint az alkalmazott agrotechnikai eljárásoktól (Füleky & Rajkainé Végh, 1999).

Tápelemek körforgalma és energiaáramlás az ökoszisztémákban (biogeokémiai-körfolyamat)

Az élőszervezetek fejlődéséhez szükséges elemek közül 30–40 (közülük a legfontosabbak a C, N, H, O, S, P) a biogeokémiai cikluson keresztül áramlik a hidro-, a lito- és az atmoszférában. A biogeokémiai ciklus megjelölés azt is kifejezésre juttatja, hogy az elemek egy körforgalomban áramlanak:

- az élettelen környezetből az élő szervezetek felé és vissza, vagy
- a szerves kötésből a szervetlenbe és vissza, miközben az oxidációs fokuk is változik.

Az ökoszisztémákban az elemek körforgalma azonban nem választható el az energia áramlásától. A baktériumoknak és mikroszkopikus gombáknak kiemelkedő szerepe van a tápelemek körforgalmában, ami a biológiai oxidáció folyamatának köszönhető. Ez a folyamat a bioszféra szintjén is hatalmas jelentőségű. Kis méretűknek köszönhetően óriási felülettel rendelkeznek a tömegükhöz képest, így gyors anyagcserére képesek (Richards, 1987).

A *talajbióták aktivitása* számos módon hatással van az ökoszisztémában lejátszódó folyamatokra. Életfolyamataik révén hozzájárulnak a talaj kialakulásához, befolyásolják a folyamatos talajfejlődést. Részt vesznek a szerves anyag átalakításában, lebontásában, s ez által biztosítják a növényi tápanyagok felvehetőségét (humifikáció, mineralizáció). Kötött formában tartják a szenet, amely megakadályozza a CO_2 képződést és ez által csökken az üvegházhatás. Fontos szerepet töltenek be a légköri nitrogén megkötésében, és segítik más növényi tápanyagok felvételét is. Hozzájárulnak a növényi kórokozók és állati kártevők visszaszorításához, a leromlott (degradálódott) és szennyezett talaj bioremediációjához, a talaj szerkezet képzéséhez, ezáltal a kedvezőbb víz- és levegő háztartásához (Donahue et al., 1983).

A mikrobiális biomassza (MB) a talaj szerves anyagának élő komponensei közül a mikrobák tömegét jelenti, ami informatív talaj mikrobiológiai paramétere (MBC, mikrobiális biomassza szén) az elemek körforgalmának. Sparling (1997) kutatási eredményei alapján a mikrobiális biomasszára vonatkozóan az alábbi általános megjegyzéseket tette:

- mennyisége nagyobb hűvösebb, nedves területen, mint melegebb, de száraz régióban;
- finomabb textúrájú, agyag-talajban nagyobb, mint durva textúrájú homokos talajban (azonos klimatikus viszonyok között);
- relatíve magas érték mérhető a közepes szerves anyag tartalmú talajban és az erősen mállott tropikus agyagtalajban (Oxisols), mivel a mikrobiális frakció adja a teljes szénmennyiség jelentős részét;
- viszonylag magas értéket határoztak meg a vulkáni alapkőzetű Andosols talajokban, ahol allofán agyag található, amely agyag nagyobb mennyiségű szerves anyagot stabilizál, ezzel párhuzamosan kedvező feltételeket teremt a mikroorganizmusok számára is;
- viszonylag alacsony a szerves talajokban, a magas szerves anyag tartalom ellenére.

Napjainkban a talajállapot romlásának megakadályozása és a termelékenység fenntartásának fontos elemei: a termesztett növények biológiai és genetikai tulajdonságainak, valamint a termőhelyi adottságok figyelembe vétele, a két tényező harmóniájának megteremtése, továbbá környezetkímélő (nem szennyező) technológiák alkalmazása és így a talaj okszerű használatának megvalósítása. Ebbe a sorba illeszthető a mikrobiális oltóanyagok alkalmazása. Úgy tűnik, hogy a termesztett növény kultúrák ökoszisztémáiban, a biotikus és az abiotikus környezeti tényezőkhöz alkalmazkodó mikroorganizmus komponensek – más agrotechnológiai tényezőkkel együttesen – eredményesen használhatók a degradált talajok termékenységének helyreállításában és fenntartásában (Biró, 2005).

Hivatkozások

Biró, B., 2005: A talaj, mint a mikroszervezetek élettere. (In: A talajok jelentősége a 21. században. – Magyarország az ezredfordulón. Stratégiai tanulmányok a Magyar Tudományos Akadémián. II. Az agrárium helyzete és jövője. Ed. Stefanovits P. & Micheli E.), Budapest. MTA Társadalomkutató Központ, 141–169.

Brady, N. C., 1990: The Nature and Properties of Soils. Macmillan Publishing Company, New York. ISBN 0-02-313361-9. 54-56.

Donahue, R., Miller, R., Shickluna, J., 1983: Soils. An introduction to soils and plant growth. Prentice-Hall, New Jersey, 508–622.

Eash, N. S., Green, C. J., Razvi, A., Bennett, W. F., 2008: Soil Science Simplified. Blackwell Publishing Ltd. ISBN-13: 978-0-8138-1823-8. 42–44.

Füleky, Gy., Rajkainé Végh, K., 1999: A talaj tápelem-szolgáltató képessége. (In: Tápanyag-gazdálkodás. Ed. Füleky Gy.), Mezőgazda Kiadó, Budapest, 91–139.

Füleky, Gy., 1999: Élőlények a talajban. (In: Talajtan. Eds. Stefanovits P., Filep Gy. & Füleky Gy.) Mezőgazda Kiadó, Budapest, 59–70.

Gorbushina, A. A., Krumbein, W. E., 2005: Role of microorganisms in wear down of rocks and minerals. (In: Microorganisms in Soils: Roles in genesis and functions. Eds. Buscot, F. & Varma, A.) Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 59–84.

Oláh, Zs., 1999: Biológia III. A társulások, mint ökoszisztémák. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 213–227.

Ódor, P., Virágh, K., Botta-Dukát, Z., Oborny, B., Magyar, G., Altbäcker, V., 2007: Időigény - a közösségek dinamikája. – (In: Ökológia. Szerk.: Pásztor E. & Oborny B.) Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 284–311.

Robert, M., Chenu, C., 1992: Interaction between soil minerals and microorganisms. – (*In. Soil Biochemistry* Vol. **7**., Eds. Stotzky, G & Bollag, J-M.) 307–404.

Richards, B. N., 1987: The Microbiology of Terrestrial Ecosystems. Produced by Longman Singapore Publishers. ISBN 0-470-20706-X. 4–10.

Sparling, G. P., 1997: Soil microbial biomass, activity and nutrient cycling as indicators of soil health. – (In: Pankhurst, C., Doube, B. M. & Gupta, V.V.S.R. (Eds.), Biological Indicators of Soil Health.) CAB International, Wallingford: New York, 97–119.

Stefanovits, P., 1999: A talajképző tényezők. (In: Talajtan. Eds. Stefanovits P., Filep Gy. & Füleky Gy.) Mezőgazda Kiadó Budapest, 29–49.

Stockmann, U., Minasny, B., McBratney, A. B., 2014: How fast does soil grow? *Geoderma Australia*, 216: 48–61.

Szabó, I. M., 2008: Az általános talajtan biológiai alapjai. Mundus Magyar Egyetemi Kiadó, Budapest, 225–319.

http://www.elkhornslough.org.newspages/lichens.htm

TALAJOK KORSZERŰ ÁSVÁNYTANI, GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA

Nemecz Ernő, Hartyáni Zsuzsanna

Pannon Egyetem, Mérnöki Kar, Környezettudományi Intézet,
Föld- és Környezettudományi Intézeti Tanszék, 8200 Veszprém, Egyetem út 10.
E-mail: nemecz@almos.vein.hu, csikosne@almos.uni-pannon.hu

Investigation of the soils by mineralogical and geochemical modern methods

Abstract

In this paper we deal with the materials of the continental soils. The compositional data of minerals, main and trace elements were collected by XRD, XRF, electronoptical and thermoanalitical methods.

Keywords: continental soils, minerals, trace elements, XRD, XRF, electronoptics, thermoanalitics

Összefoglalás

A dolgozat a szárazföldön kialakult talajok anyagával foglalkozik. A szárazföldi talaj ásványait, fő alkotóelemeit és nyomelemeit röntgen-diffraktométeres, röntgen-floureszcens, elektronoptikai és termoanalitikai módszerekkel vizsgáltuk.

Tárgyszavak: *szárazföldi talajok, ásványok, nyomelemek, röntgen-diffraktometria, röntgen-floureszcencia, elektronoptika, termoanalitika*

Bevezetés

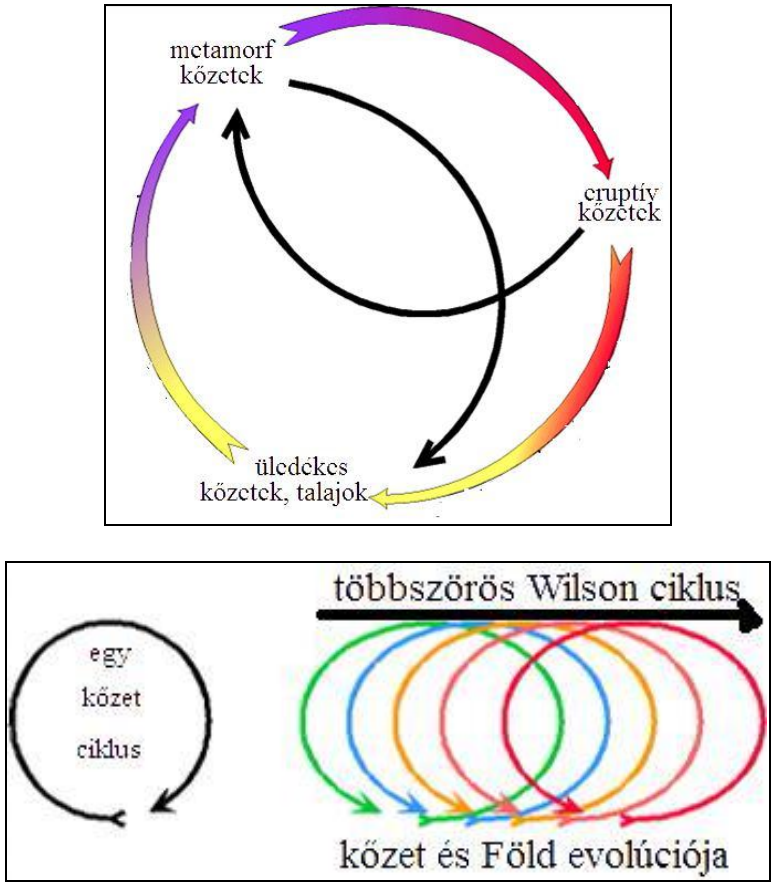
Amikor a talajok – az előadás címében feltüntetett – témájáról kívánunk szólni, előre kell tisztáznunk, hogy előadásunk nem az ásványtani, kémiai vizsgálati módszerekről fog szólni, hiszen mindenki ismeri azt a módszert, amihez hozzájut és használ. Legfeljebb annyit jegyzünk meg, hogy mi, a Pannon Egyetemen, az ásványokat rötgen-diffraktométeres, az elemeket, ideértve a nyomelemeket is, röntgen-floureszcens eljárással határoztuk meg, kiegészítve elektronoptikai és termoanalitikai módszerekkel és ritkábban néhány más módszerrel.

Az előadás során nem csak saját eredményeinkről fogunk szólni, hanem az általunk választott témakört, a világirodalomból is merített anyag segítségével általánosabb értelemben kívánjuk megvilágítani. Ennek megfelelően a nyomelemek szerepére nagyobb súlyt fogunk helyezni, minthogy ez, különösen itthon még elég kimerítetlen, de úgy látszik a jövőben nagyon lényeges területe lesz a további vizsgálatoknak. Hasonlóképpen ügyelnünk kell, a talaj és növényzet közötti viszonyokra is. (A témakör iránt érdeklődőknek ajánljuk Taylor & McLennan, 1985; Blum et al., 1998; Póka, 2005 és Nemecz, 2012 munkáit is.)

Elsőként vessünk egy pillantást a bioszférára, amit ökoszférának is mondanak, és ami valamennyi élőlény környezetét is jelenti. Voltaképpen egy biológiai epidermisz[1] a Föld felszínén, melynek dimenziója sincs definiálva. Három fő ekoszisztémára oszlik: szárazföldi, édesvízi és tengeri környezetre. Mi a szárazföldön kialakult talajjal foglalkozunk, amely az ökoszisztéma sőt, az egész Föld rendkívül komplex komponense.
Összetétele nemcsak általános geokémiai szempontból fontos, hanem azért is mert egy természetes puffer, mely az elemek transzportját az atmoszférába, hidroszférába és az élőlényekbe is irányítja.

A talajfejlődés geológiai háttere – a Wilson-ciklus

Kezdjük tehát a talajok geológiai és térbeli elhelyezkedésével, amit az ismert *Wilson*-ciklussal szemléltetünk (*1. ábra*). Itt egy fontos érdekesség, hogy idővel, a ciklusok egymás utáni következésével növekszik a *felzikus kőzetek* tömege és az ezekre jellemző nyomelemek koncentrációja.



1. ábra: Kőzetek *Wilson-féle* ciklusa (fent), melynek ismétlődésével egyre több felzikus (kovasavdús) kőzet keletkezik.

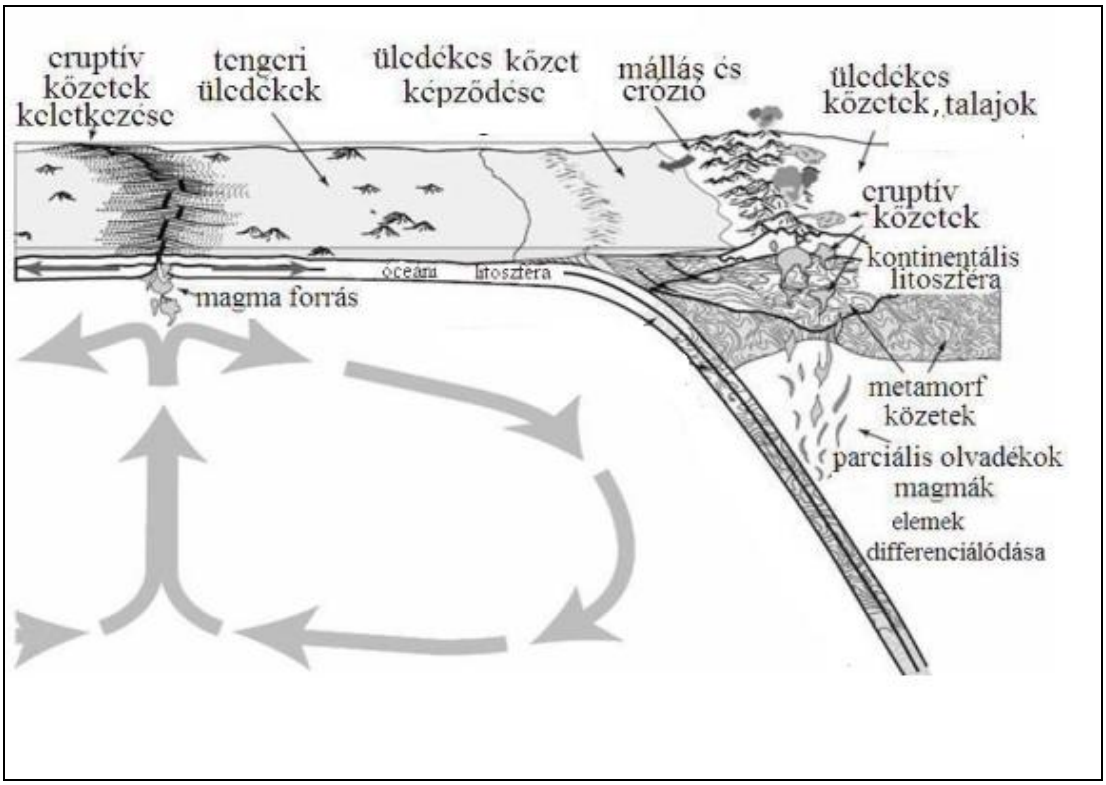
Figure 1. The Wilson-cycle produces more and more felsic rocks in a repeating cycle-processes.

A *Wilson*-ciklus a Föld keletkezése utáni 100 millió évben indult, és azóta többször ismétlődve előállította a kéreg és a köpeny kémiai összetétele közötti különbséget. Magát a

[1] A fogalom nem a *Lovelock*-féle Gaia elméletnek felel meg. Ugyanis az élő rendszerek mind „egység" jellegűek és nincs összefüggő, a Földet bőrszerűen bevonó bioszféra.

folyamatot az óceáni litoszféra szubdukciója végzi el, amikor a mélyebb köpenyből érkező óceáni kéreg lefelé haladva ~60 km-es mélységben parciálisan olvadni kezd. Ekkor az ún. *inkompatibilis elemek*, melyek az olivin, piroxén és gránát szerkezetében kristályszerkezeti okokból nem tudnak helyet foglalni, az olvadékba mennek. Mivel ennek sűrűsége a környező kőzetekénél kisebb, a frakcionális kristályosodás által is differenciálva, felemelkedik s mint magma vagy láva megszilárdul. A parciális olvadás tehát az a fontos folyamat, mely a differenciálódást elvégzi, s a nyomelemek jelentős részét az eruptív kőzetekben és a belőlük képződő talajokban koncentrálja.

Érdemes egy pillantást vetnünk erre, a Naprendszerünkben egyedülálló folyamatra: a lemez- szubdukcióval a mezoszférába érkező hidegebb anyag melegebbé válik és elősegíti egyes elemek felfelé történő migrációját. A felszín közelben pedig elindítja és életben tartja a lemeztektonika működését, lávakitörésekkel táplálja az óceáni kérget, mely lehűlve szubdukál s ennek során létrehozza a köpenytől összetétel tekintetében különböző kérget, az élőlények anyagi környezetét (*2. ábra*).



2. ábra: A szubdukció során a parciális olvadással és frakcionális kristályosodással differenciálódó elemek és nyomelemek.

Figure 2. By the partial melting during the subduction main and trace elements are fractionated.

Eruptív kőzet azonban önmagában nem alkalmas növényi élet fenntartására, mert ehhez a kőzet bonyolult kémiai átalakulására van szükség, amit összefoglalóan mállásnak nevezünk. Az eruptív kőzetek ásványai felszíni körülmények között nem stabilisak, oldódnak és új ásványokká kristályosodnak. A folyamat, amelynek hajtóereje a napsugárzás energiája, a litoszféra, atmoszféra, hidroszféra és bioszféra bonyolult kölcsönhatásával az entalpia- és entrópiaváltozás szabályai szerint (*1. táblázat*) a talaj kialakulásához vezet.

Ásványképződés – geológiai, környezeti és biológiai hatások

Az *1. táblázatban* felsorolt sok tényező azonban a talajban nem vezet sokféle ásványképződésére, hanem a mineralikus[2] állapotot határozza meg. Az eruptív kőzetekben mindössze 8 elem tömegkoncentrációja haladja meg az 1%-ot s ennek megfelelően a talajokban néhány tucat ásvány-fajta fordulhat elő.

1. táblázat: A talaj ásványainak kialakulására ható fontosabb tényezők (baloldal), környezeti tulajdonságokkal (jobboldal) együtt. E tényezők a talajok ~2 billió km^2-es szabad feszínén állandó működésben vannak.

Table 1. The main factors in formation of the soil minerals (left) and the environmental effects (right). Both effects are working on the soils on the terrestrial surface of ~2 billion km^2.

Ható tényezők	***Környezeti tulajdonságok***
aktiválási energia	klíma (csapadék/kiszáradás)
komplex-képzés	kőzetszövet
oldódási sebesség	koncentráció (kémiai)
aggregálódás	oldhatóság
bakteriális hatás	oxidáció
deprotonizáció	permeabilitás
diffúzió (komponenseké)	pH
diszlokációk	protonizáció
diszpergálás	porozitás (pórusok szerkezete)
hidrolízis	reakcióképes felület
entalpia	redukció
entrópia	szabad energia
felszíni bevonat (coating)	szabad felület
felületi-befolyás (kinetikai)	szemcse görbületi sugara
felületi morfológia (érdesség)	szemcsenagyság
hidrológia	T (hőmérséklet)
hőingadozás	topotaxis/epitaxis
inhibitor-hatás	transzport befolyás (kinetikai)
ioncsere	mikromorfológia
ionos erősség	növényzet
katalízis	nukleáció (kristályosodás)
kelát-képzés	

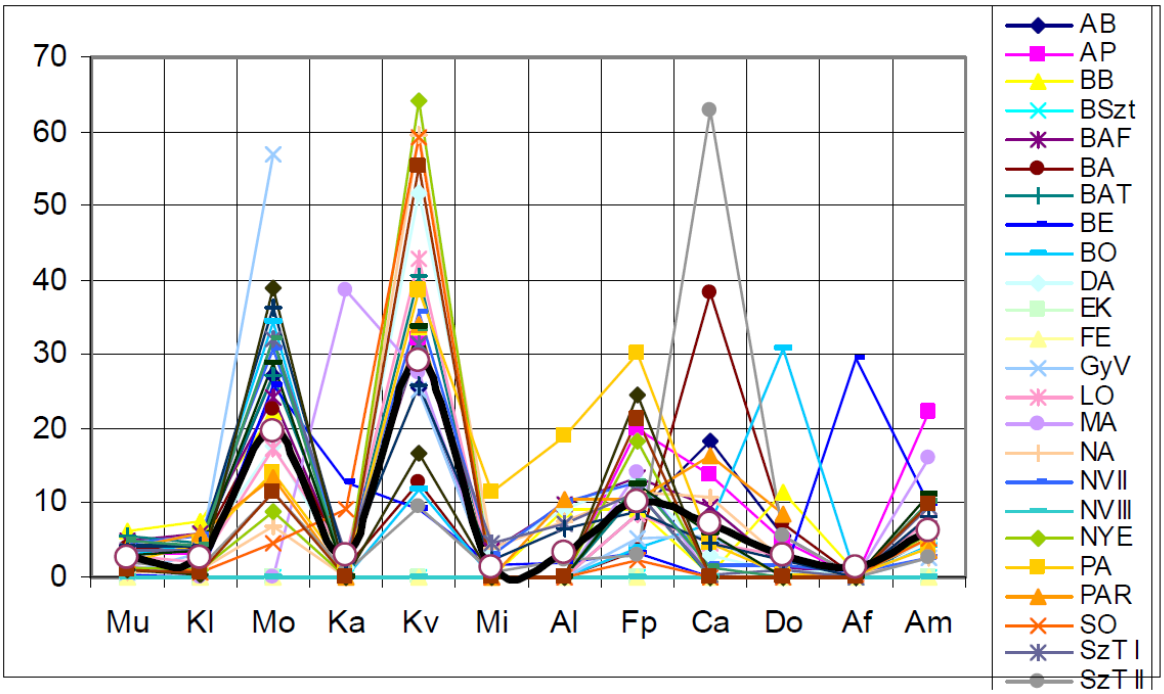
Hazai vizsgálataink során a talajokban 26 (> 1%) féle ásványt találtunk, de egy talajmintában általában csak 5 – 8 ásvány fordul elő. A *3. ábra* ad áttekintést a vizsgált talajok ásványos összetételéről, melynek legfeltűnőbb jellegzetessége az ásványok nagy mennyiségi ingadozása a különböző talajokban. Pl. a kvarc 10 − 65%, kalcit 0 − 65%, montmorillonit 0 − 45% gyakorisággal fordul elő a vizsgált talajokban.

Egy másik figyelemre méltó jelenség, hogy az instabilis eruptív ásványok átalakulása során képződő talajásványok túlnyomó része, a várható stabilis helyett, termodinamikailag szintén instabilis, a következők szerint:

[2] Mineralikus állapot alatt a homogén, egyensúlyban levő ásvány minden ettől eltérő tulajdonságának együttesét értjük.

- cristobalit, amorf kovasav, a kvarccal szemben;
- az összes földpát;
- a túlnyomóan előforduló Mg-karbonit, a kalcittal szemben;
- a rendezetlen szerkezetű dolomit;
- a kloritok;
- az illit, a muszkovittal szemben;
- a kevert szerkezetű agyagásványok, a tiszta komponensekhez képest;
- az összes amorf fázis;
- az összes nem CO_2-ig oxidált szerves anyag;
- a goethit, amorf vastartalmú fázisok, a hematithoz képest;
- a kristályok alakjának és termetének eltérése az egyensúlyitól.

A talaj itt felsorolt ásványainak instabilitása analógiát mutat az élő anyagéval, vagyis a talaj ásványai között is folytonos átalakulás megy végbe, természetesen összehasonlíthatatlanul lassabban, mint az élőanyagban.



3. ábra: Ásványok eredeti eloszlása (tömeg%-ban) a teljes talajszelvényben.

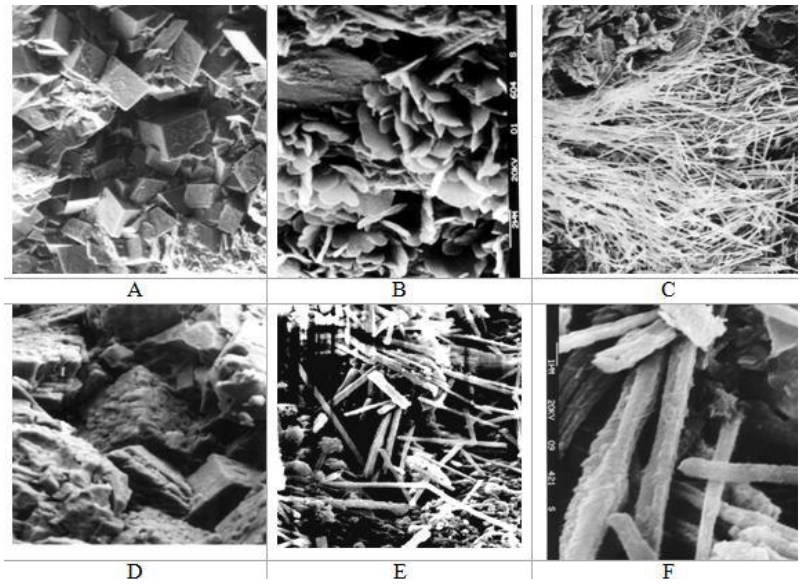
(Mu = muszkovit, Kl = klorit, Mo = montmorillonit, Ka = kaolinit, Kv = kvarc, Mi = mikroklin, Al = albit, Fp = földpát, Ca = kalcit, Do = dolomit, Af = amfibol, Am = amorf). A jobboldali betűrövidítések a minta származási helyét jelölik. A vastag fekete vonal = átlag. (Nemecz, 2006).

Figure 3. The original distribution of the minerals in the soil total cross section (mess percent).

A talaj mint rendszer

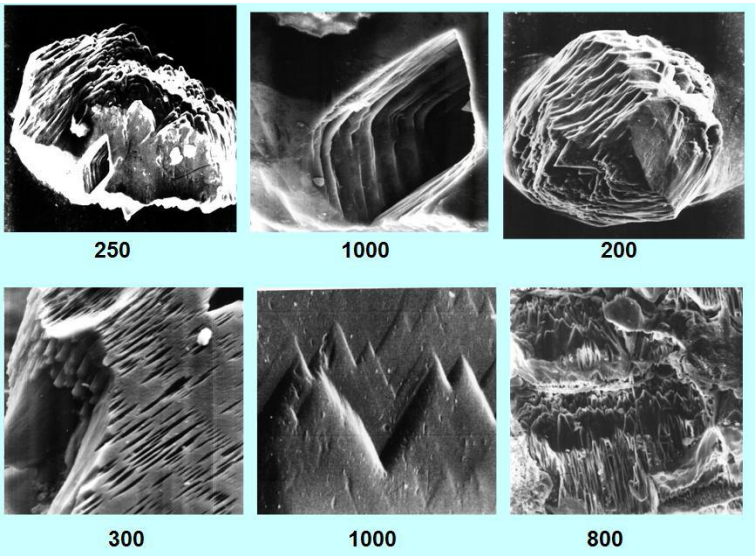
Felmerül azonban a kérdés, hogy amikor instabilitásról beszélünk akkor az egész talajra, mint rendszerre gondolunk, vagy az abból kiszakított egyetlen fázis alapállapotához viszonyított helyzetre. A Mg-kalcit például önmagában vizsgálva a tiszta kalcithoz képest termodinamikailag instabilis, mégpedig annál inkább, minél több Mg-ot tartalmaz. Lehetséges azonban, hogy a talajoldatban Mg ionokat is tartalmazó, rendkívül bonyolult fizikai-kémiai

állapotú talajban, a rendszer teljes energia-állapotának részeként, a Mg-kalcit éppen stabilis állapotban van. Ha a talajrendszeren belüli ásványok stabilisak lennének a növények semmilyen anyagot nem vehetnének fel. A rendszer és komponenseinek bonyolult kapcsolatát a fázisok között lévő oldószer, a víz biztosítja. A fázisok eltérő oldódása következtében a talajoldat összetétele állandóan változik, és egyúttal változtatja a fázisok összetételét. Például a rosszabbul oldódó dolomit ugyanabban a talajban oldódhat, melyben a jobban oldódó kalcit éppen kristályosodik.



4. ábra: Kalcit elektronmikroszkópi felvételei.
A: Kalcit, Bakonybél, < 5 µm frakció, 1011 romboéderek, (1000Í), **B:** BD1, <5 µm frakció, lapos, lencseszerű romboéderek, (1000Í), **C:** PMB, <5 µm frakció tűszerű kristályok (1000Í), **D:** Bakonybél, kalcit-hidrát (1000Í), **E:** PBA oszlopos (1000Í), **F:** PBA oszlopos (3000Í) kalcit. (Nemecz, 2006). Zárójelben az eredeti nagyítás.

Figure 4. Electronmicroscopic images of calcite minerals from Bakonybél (in brackets the original enlargements are given).



5. ábra: Amfibol mállási folyamatai révén kialakuló formavilág a talajokban. A számok az eredeti nagyítást jelzik. (Nemecz, 2006).

Figure 5. Weathering process of amphiboles produces beautiful forms (the numbers give the original enlargements).

Feltűnő pl. a kvarc és több más ásvány eredeti eloszlásának kitűnő igazodása egy parabola szakaszhoz, amely kizárólag a teljes rendszer által irányított minden fázis együttműködése révén jöhet létre. Ennek következtében az *1. táblázat* tényezői által meghatározott, beláthatatlanul sokféle mineralikus állapot jön létre, amelynek egyik válfaja az ásvány morfológiai megjelenése. Példának hozzuk fel a kalcit eltérő morfológiai és összetételbeli megjelenését, különböző talajokban (*4. ábra*) és az amfibolok mállását (*5. ábra*).

A talajokban kevés ásványfajta fordul elő, ugyanakkor a víz (talajoldat) hatására kialakuló állapotaik beláthatatlan sokfélesége, az élő anyag ugyancsak víz (vér) közvetítésével előálló összetettségével vethető össze.

Nyomelem-tartalom

Ezek után térjünk át a talajok nyomelem tartalmával kapcsolatos néhány kérdésre. Az eruptív kőzetek ásványai 90 kémiai elemet, ezeken belül 339 stabilis, és 30 radioaktív izotópot tartalmaznak. A kőzetek 3 fő típusában a nyomelemek eltérő relatív mennyiségben fordulnak elő, ami a talaj alapkőzetének ismeretében a nyomelemek fajtáit is jelzik. A gyakorisági adatokat a *2. táblázat*ban találjuk. A V, Cr, Mn, Co, Cu elemek a mafikus a Ba, Ba, Hg, Pb, U nyomelemek a felzikus kőzetekben dúsulnak.

Részletesebb képet kapunk a kőzetek nyomelem eloszlásáról, ha a kőzetek leggyakoribb (kőzetalkotó) ásványaiban a nagyságrend szerinti elosztást tekintjük (*3. táblázat*). Az eruptív kőzetek és a belőlük képződő üledékes kőzetek és talajok elemei természetesen azonosak, de a helyi mennyiségi eltérések is jelentősek lehetnek (*4. táblázat*).

2. táblázat: Néhány nyomelem eloszlása a kőzetek 3 fő típusában.

Table 2. Distribution of some trace elements in the 3 main rock types.

elem	Felzikus (mg/kg)	Semleges (mg/kg)	Mafikus (mg/kg)
V	40–90	30–100	200–250
Cr	4–25	15–50	170–200
Mn	350–600	500–1200	1200–2000
Co	1–7	1–10	35–50
Ni	5–15	5–55	130–160
Cu	15–30	15–80	60–120
Zn	40–60	40–100	80–120
As	1–2,6	1–2,5	0,67–2
Cd	0,09–0,2	0,13-0,13	0,13–0,22
Ba	400–850	600–1000	250–400
Hg	0,08–0,08	nm	nm
Pb	15–25	12–15	3–8
U	2,5–6	1,4–3	0,3–1

Végül összehasonlítva a talajok összetételét a litoszféra felső kéregével, a 6. *ábra* nyomán megállapíthatjuk, hogy az eltérés a csekélytől 2 nagyságrendig terjedhet. Ennek kialakulása részben a növények által a talajból felvett nyomelemek eltérő mértékében keresendő. A mállás során a talajoldatokban sokféle ion és egyéb oldott anyag van jelen változó koncentrációban. Kérdés, hogy a növények miként szelektálnak ezek felvétele során. Hangsúlyozzuk, hogy amikor növény-talaj anyagcseréről beszélünk, arra kell gondolnunk, hogy az adatokat egzakt módon, csak meghatározott növényre és elemre vonatkoztathatjuk. A növényvilág fiziológiai igényei e tekintetben rendkívüli szórást mutatnak, úgyhogy általános fogalomhasználat esetén csak nagyszámú eset statisztikai átlagáról lehet szó. Megjegyezzük azt is, hogy a növények által felvett, főleg nyomelemek értékét, a (70 °C-on maradandó súlyig szárított), növény *száraz* állapotára, vagy *hamutartalmára* szokás megadni (mg / kg-ban).

3. táblázat: Kőzetalkotó ásványok nyomelemei nagyságrend szerint.

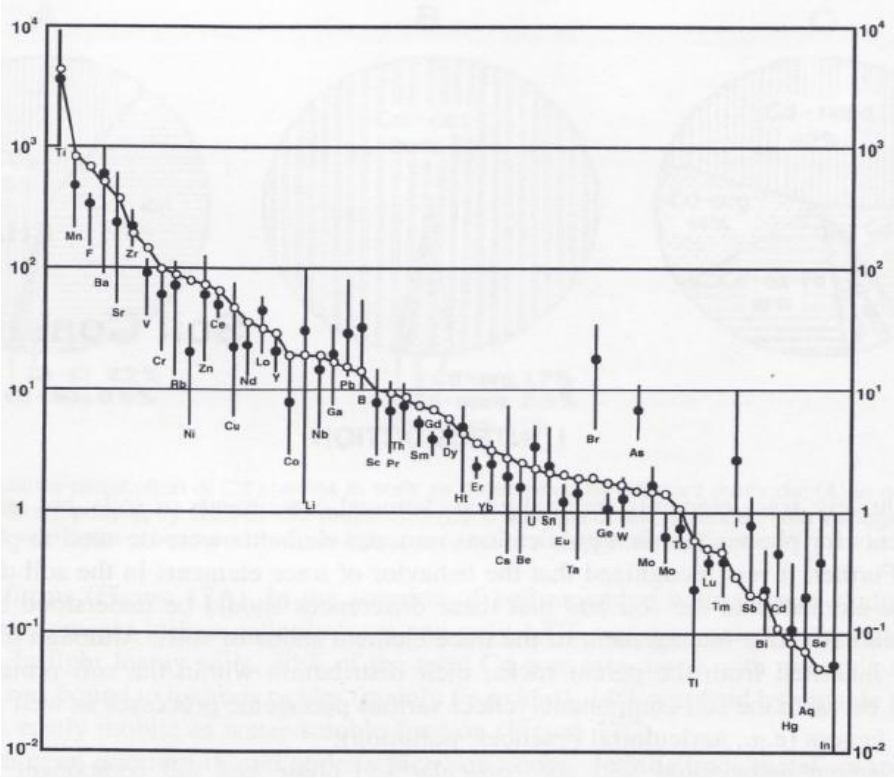
Table 3. Trace elements of the rock forming minerals (in order of frequency of occurrence).

ásvány	**X%**	**0,X%**	**0,0X%**	**≥0.00X%**
olivin		Ni, Mn	Cr,Ti,Co	Zn,V,Cu
piroxén		Ti,Mn,K	Cr,V,Ni	Cu,Co,Zn,Ba
plagioklász	K	Ba,Sr,Eu	Ba,Ti,Mn	V,Zn,Ni,Pb,Cu
amfibol		Ti,K,Mn	Zn,Cr,V,Ni	Ba,Cu,Co,Pb
biotit	Ti	Ba,Mn	Zn,V,Cr.Ni	Cu,Co,Pb
ortoklász		Ba	Ti	Pb,V,Zn,Mn, Cu
muszkovit		Ti,Ba	Cr,Mn,V	Cu
kvarc				Mg,Ti, Mn,Zn

4. táblázat: Néhány talaj nyomelemeinek összehasonlítása (mg / kg, Hg esetben μg / kg)

Table 4. Comparison of the trace element content of a few soils (mg / kg, and μg / kg for Hg).

	Florida	Kalifornia	U.S.	Kína	Világ
Ag	0,42	0,41	na	0,105	na
As	0,35	2,8	5,2	9,2	11,3
Ba	11,3	468	440	450	na
Be	0,46	1,14	0,63	1,82	6
Cd	0,004	0,26	Na	0,074	0,4
Cr	8,40	76	37	53,9	50
Cu	1,90	24,0	7	20,0	12
Hg	4,31	200	58	40	60
Mn	18,8	592	30	482	450
Mo	1,00	0,90	0,59	1,2	1,5
Ni	8,55	36	13	23,4	25
Pb	4,89	21,7	16	23,6	15
Sb	0,15	0,50	0,48	1,06	0,49
Se	0,002	0,028	0,26	0,22	(0,4)
Zn	4,60	145	48	67,7	40



6. ábra: Nyomelemek gyakorisága (fekete körök) a talaj **A** szintjében, a litoszféra-kéreghez (üres körök) viszonyítva.

Figure 6. Frequency of occurrence of the trace elements (black dots) in the A level of the soil (as compared to the lithospheric crust frequencies (open dots).

5. táblázat: Nyomelem tartalom variációi ugyanazon erdei ökoszisztéma (talaj) növényeiben (száraz anyagra, mg / kg-ban).

Table 5. Frequency of occurrence of the trace elements in the plants of the forest ecosystem (soil) (dry material, mg / kg).

Növény/gomba	B	Cd	Cu	Fe	Mn	Pb	Zn	Cr	Ni
Agrostis alba	3,4	0,6	4,2	80	740	1,2	59	1,0	1,8
Trifolium pratense	9,0	0,7	6,0	115,	136	2,8	99	1,0	2,2
Plantago major	7,0	1,9	9,8	135	100	2,4	97	1,4	3,0
Polytrihum juniperinum	3,4	0,8	9,2	800	176	22,4	69	2,0	2,00,
Entodon schreiberi	3,2	0,7	10,3	425	180	13,0	77	2,8	1,0
Parmaella physodes+	2,4	0,4	5	1100	52	17	78	3,2	4,6
Lobaria pulmonaria	2,4	0,5	5,0	1450	66	28	74	3,2	2,4
Canitharellus cibarius	4,0	1,0	24,5	49	19	1,2	150	0,4	2,2
Leccinum scabra	0,8	2,7	18	44	6	0,1	125	0,4	1,8
Tylopilus felleus	3,5	1,6	35	50	14	0,4	180	0,4	1,2
Russula verternosa	6,4	1,0	32	28	18	1,0	175	0,4	1,0

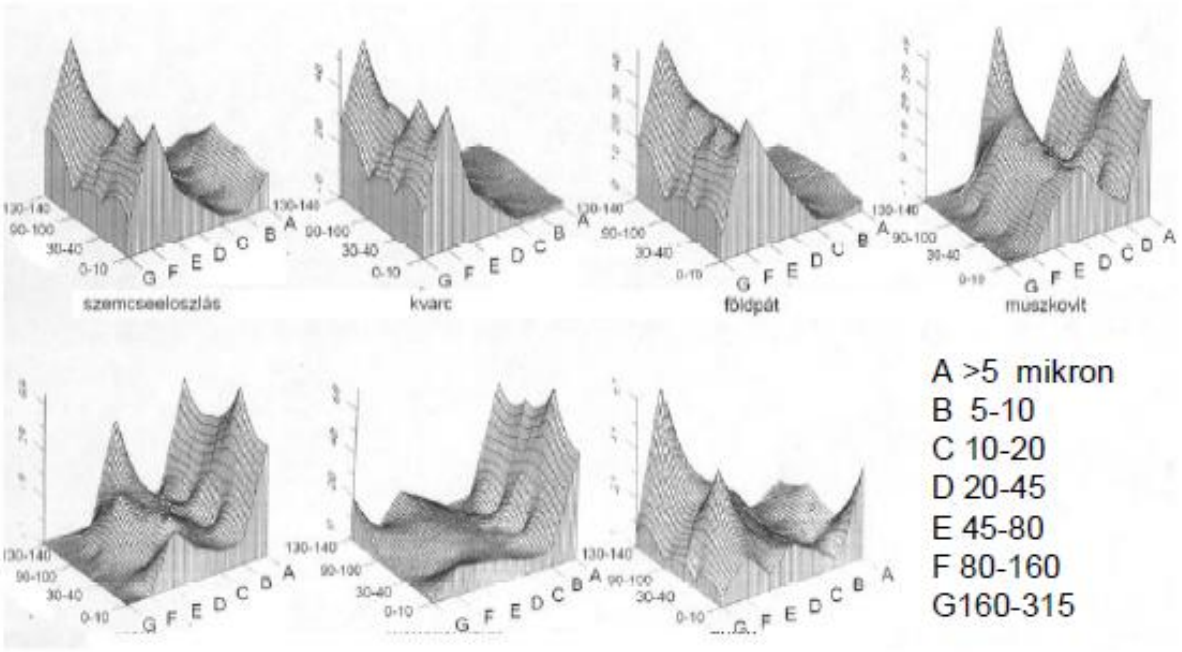
A növény és talaj nyomelem tartalom arányát bioakkumulációs indexszel (BAC) jellemzik, és mértékét bizonyos határok között *hiányosnak*, *gyengének*, *közepesnek* és *intenzívnek* tekintik. Példaképpen, könnyen felvehető: Cd, Br, B, Cs, Rb, nehezen felvehető: Ba, Ti, Zr, Sc, Bi, Ga. Egy másik szempont szerint a nyomelem felvétel tekintetében egy növény lehet *kizáró* (bizonyos elemet nem vesz fel), *indikáló* (talajbani arányban vesz fel), *gyűjtő* (hiperakkumuláló), a talajhoz képest 100 – 10000-szer többet vesz fel. Tény, hogy a természet eredeti állapotában a növény pusztulása után, a felvett nyomelemeket visszaadja a talajnak. A modern mezőgazdasági kultúra azonban a növény hasznosított részén kívüli (nagyobb, pl. bioenergia céljára használt) részét nem téríti vissza, s így több nyomelemet von ki a talajból, mint amennyi oldás útján pótlódik.

Az egész növényvilágban 17 esszenciális elemet ismerünk: Al***, B, Br, Cl,*** Co, Cu, ***F, Fe,*** I, Mn, Mo, Ni***, Rb, Si,*** Ti, V***, Zn,*** azonban nem valamennyit tartalmazza minden növény, de a növény meglevő nyomelemei mással nem helyettesíthetők. A kövér betűkkel szedettek az emberi szervezetben is szerepelnek (lásd Csillag et al., 1998 cikkét is).

A növények különböző anatómiai egységében kimutatható nyomelemek nem mindegyikének ismerjük a fiziológiai szerepét, és azt sem minden esetben tudjuk, hogy a növényekkel táplálkozó állatvilágnak ezek közül melyekre van szüksége. A növények a nyomelemeket következőképpen tartalmazzák:

1) a növény szerkezeti anyagában: Si, Fe, Ba, Sr;
2) kis molekulához (porfirin) kötötten: As, B, Br, Cu, Co, F, Fe, Hg, I, Sc, V;
3) proteinek, enzimek katalizátoraiként: Cd, Co, Cu, Fe, Hg, I, Mn, Ni, Se, Zn;
4) mitokondriumban, kloroplasztban: Fe, Mn, Mo, Zn.

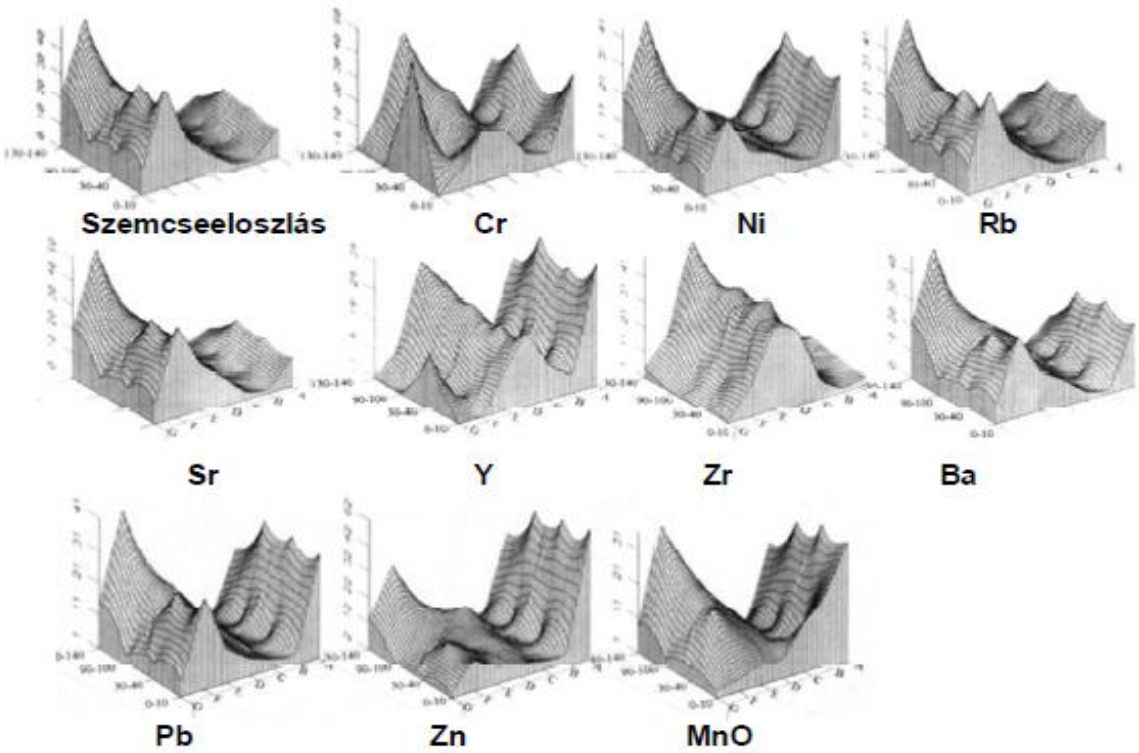
Toxikus elemek: As, Au, Cd, Cr, Pb,Pd, Pt, Sb, Te, Tl, U.



7.a ábra: Az újfehértói csernozjom talaj ásványos eloszlása (Nemecz, 2006).

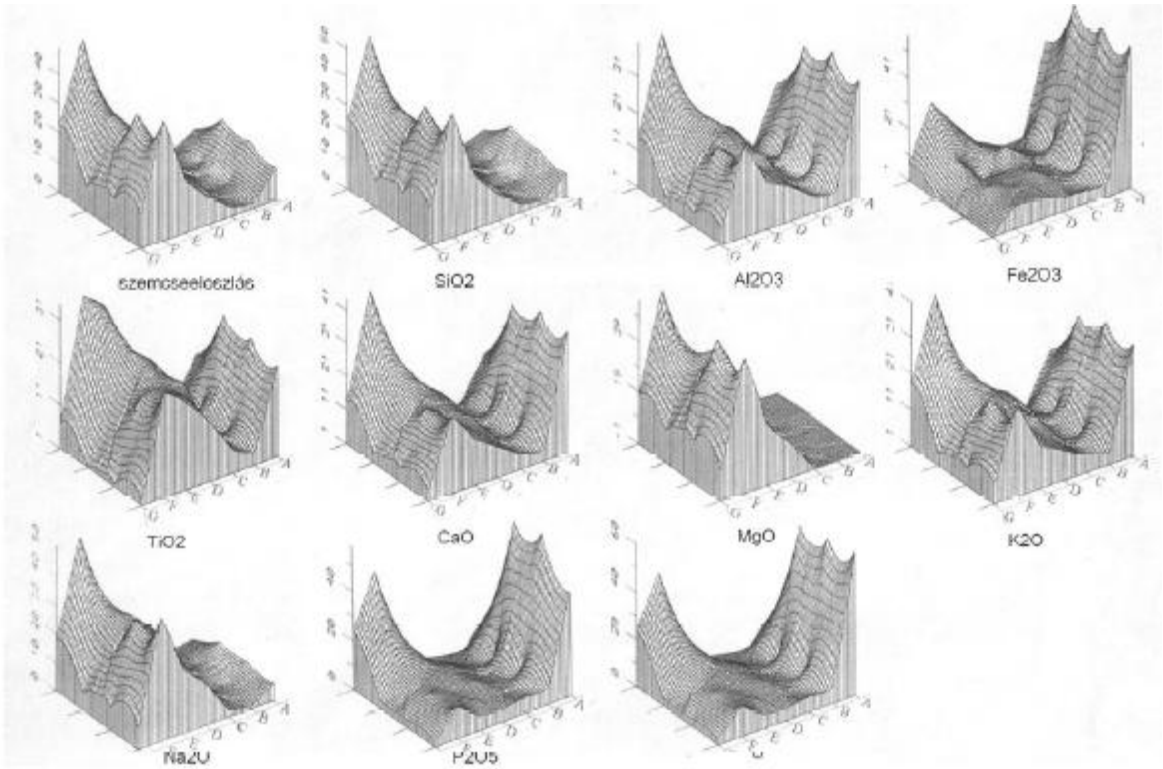
Figure 7.a. The distribution of minerals in the chernozem soil of Újfehértó.

Egy következő kérdés, amit még fel kell tennünk, hogy a nyomelemek miképpen helyezkednek el a talajokban, ami alatt azt értjük milyen szemcsefrakciókban és milyen mélységben. A kérdésnek termesztési vonatkozásai is lehetnek. Vizsgálataink köréből ragadjunk ki egy példát, az újfehértói csernozjomra vonatkozó megfigyeléseket (*7.a,b,c ábra*)! A nyomelemek eredetileg az eruptív kőzetek ásványaiban foglalnak helyet. Ha a nyomelem valamely fő ásványban van, előfordulása hasonló lesz a szemcse-eloszláshoz, miután ezt is a főásvány határozza meg, pl. Rb, Sr a földpátban (*7.b ábra*). A Ni, Ba és Pb részben hasonló eloszlású, de az erősebb oldás miatt több szabadult ki a rácsból, és valószínűleg ionos formában a montmorillonithoz kötődnek s ez által a legkisebb frakcióban dúsulnak. A Zr egyedülállóan csak a rendkívül ellenálló cirkon ásványban található s ennek folytán zömmel 20 – 45 µm-es frakcióban a talaj teljes mélységében egyenletesen foglal helyet. Az előbbiektől eltérő helyzetet foglal el a Cr, Y s bár a legkisebb frakcióban ezek is dúsulnak, egyébként szeszélyes elhelyezkedésűek. A fő elemek a mállás során többnyire a legkisebb frakcióban (valószínűleg montmorillothoz kötve) jelennek meg a Si, Mg és Na kivételével (*7.c ábra*). A K-t a montmorillonit erősen köti, vagyis a szárazulaton marad, szemben a Na-mal, mely végül is a tengerekbe jut. A tropikus talajok, melyekben a montmorillonit helyett a csekély ioncsereképességű kaolinit fordul elő, ezért nyomelemekben szegény és kevés proteint termel. Ebből következően a hazai talajok nagy előnye, hogy az agyagásvány a ritka kaolinit helyett többnyire nagy ioncsere-képességű montmorillonit.



7.b ábra: Az újfehértói csernozjom talaj nyomelemeloszlása (Nemecz, 2006).

Figure 7.b The distribution of the trace elements in the chernozem soil of Újfehértó.



7.c ábra: A főelemek eloszlása az újfehértói csernozjom talajban (Nemecz, 2006).

Figure 7.c The distribution of the main elements in the chernozem soil of Újfehértó.

Összefoglalóan elmondhatjuk, hogy a nyomelemek rendkívüli szerepet játszanak az emberi tevékenység számos ágában: az elektronikában, a medicinában (200-féle izotóp), a nanotechnikában és egyre inkább, a talajok révén a mezőgazdaságban. Utóbbiban a vizsgálatok kettős célt követnek: a növényre, állatra (i) és emberre (ii) kifejezett toxikus[3] hatás kimutatását.

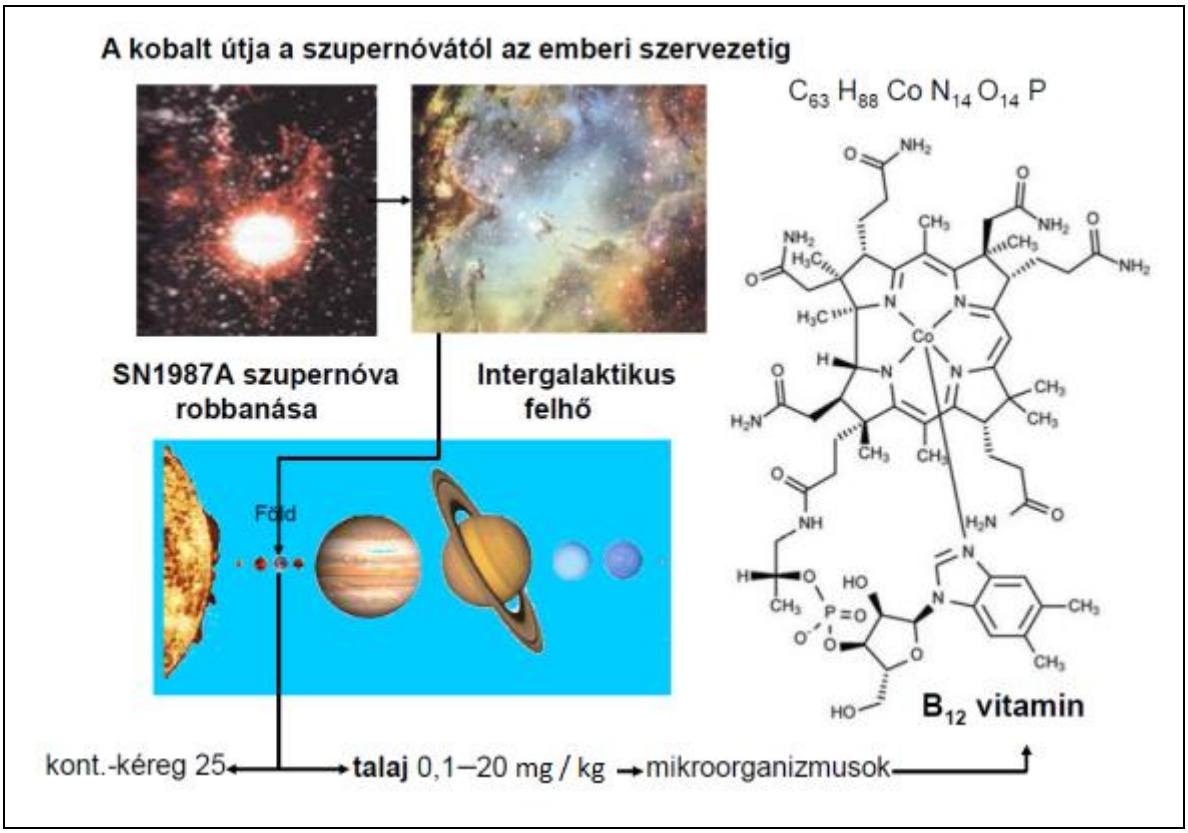
A vizsgálatok másik célja valamely használati termékre jellegzetes elemek kiválasztása (eredetvizsgálat „ujjlenyomat"). Az ujjlenyomat technika, a nyomelem adatok multivariáns statisztikai analízisével, az agrártermékek földrajzi eredet szerinti azonosítását és osztályozását teszi lehetővé, ami a mai világkereskedelmi forgalom mellett minden ország elemi érdeke.

Az „univerzum gyermekei"

Végül, a mai konferencia célkitűzését is figyelembe véve, egy példával fejezem be az előadást, mely érzékelteti, hogy a talajon keresztül nemcsak a Földünkkel, hanem az Univerzummal is kapcsolatban vagyunk. Közismert, hogy a nyomelemek jelentős része a Világegyetem legnagyobb katasztrófái, a szupernóvák robbanása során jönnek létre.

A robbanás óriási energiát szabadít fel és a sűrű neutronütközés a meglevő elemekből számos új elemet, többek között kobaltot hoz létre. A szupernóva robbanáskor keletkezett intergalaktikus felhő tartalmazza az összes elemet, többek között a most általunk kiválasztott kobaltot is. Amikor a felhőben megindul a Naprendszer képződése, az elemek különféle eloszlásban a bolygókban is megjelennek és a Föld esetében különböző differenciáló folyamatok révén a kobalt a kontinentális kéregben 25 mg / kg gyakoriságot ér el. A talajokban már csak 0,120 mg / kg és 20 mg / kg koncentrációban van jelen. Málláskor az olivin, biotit, amfibol szerkezetből kilépve, a kobaltion szerves molekulákkal vízben jól oldódó Cokelátokat alkot, melyet a növények felvesznek. A növényekkel az emberi bélcsatornába jutva egyik baktérium-fajta egy kizárólag Co központú, bonyolult molekulává, B12 vitaminná alakítja. Előállítása csakis bakteriális fermentációval lehetséges. Biológiai hatása sokirányú és nélkülözhetetlen. Az emberi test minden sejtjében részt vesz, a DNA képzésében, szénhidrátok cukorrá alakításában, az agy normális működésének biztosításában, a vörös vértestek képzésében (hiánya vészes vérszegénységhez vezet). E példa mutatja, hogy nem csak a Föld, hanem a talaj közvetítésével, az Univerzum gyermekei is vagyunk.

[3] *Contamination* (geogén szennyezés) amikor a talaj összetétele eltér a normálistól, de ennek általában nincs toxikus hatása a bioszférára. *Pollution* (antropogén szennyezés) amikor a talaj összetétele az emberi aktivitás következtében tér el a normálistól. Ezt gyakran eleve toxikusnak tartják. *Kabata-Pendias* szerint azonban a bioszférára gyakorolt hatás csak akkor nevezhető toxikusnak, ha a szennyezés minősége és koncentrációja adott élőlényre vonatkoztatva, meghaladja a *kimutatott határértéket*. (Kabata-Pendias & Pendias, 2001)



8. ábra: Szupernóva-robbanáskor keletkezett Co hatása az emberi szervezetre.

Figure 8. The effect of the Co (produced in the supernova explosion) on the human organism.

Hivatkozások

Blum, A., Schulz, M., White, A., 1998: Controls of silicate weathering rates in soils. *Mineralogical Magazine,* 62/A: 172–173.

Csillag, J., Lukács, A., Bujtas, K., Németh, T., 1998: Release of Cd, Cr, Ni, Pb, Zn to the soil solution as a consequence of soil contamination and acidification. *Advances in Geoecology*, 31: 673–680.

Nemecz, E., 2006: Ásványok átalakulási folyamatai Talajokban. Akadémiai Kiadó, Budapest. ISBN 963 05 8298 8.

Nemecz, E., 2012: Nyomelemek szerepe a geológiában. Kiadja a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet. ISBN 978 953 671 290 7.

Póka, T., 2005: A Crucial Geospheric Interaction: Clay Minerals and Life. In: E. Dudich and B. Nagy (ed) Geonomy: the Synthesizing Geoscience for the 21st Century, ISBN: 96386401 8 9.

Kabata-Pendias, A., Pendias, H., 2001: Trace elements in soils and plants. 3d Edition CRC Press.

Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985: The Continental Crust: its composition and evolution: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Oxford Blackwell Scientific Publication.

SZIKES TALAJOK AGYAGÁSVÁNYAI

Szendrei Géza

Magyar Természettudományi Múzeum, Ásvány- és Kőzettár, Budapest,
Budapest VIII., Ludovika tér 2.
E-mail: szendrei@min.nhmus.hu

The clay minerals of the saline soils

Abstract

Hungary is rich in saline soils. It was a national program to transform the saline soils into fertile ones. In our study we give an overview about the clay minerals of the saline soils. On the basis of the scientific literature of the topics we evaluate the dominating clay minerals, the main types according to the depth of occurrence, their grain size distribution, and from this dataset we give implications on the processes of their formation, degradation and redeposition.

Keywords: saline soils, clay minerals, Hungary.

Összefoglalás

Magyarország gazdag a szikes talajokban. Termőterületté alakításuk egy időben fontos nemzeti program volt. Ebben a munkánkban áttekintést adunk a szikes talajok agyagásványairól. Az irodalom adatai alapján értékeljük az uralkodó agyagásványokat, az előforduló típusok mélység szerinti tagolódását, szemcsenagyság szerinti eloszlását, és ezekből következtetést vonunk le az agyagásványok képződési, degradációs, átalakulási és áthalmozódási folyamataira.

Tárgyszavak: szikes talajok, agyagásványok, Magyarország.

Bevezetés

A szikes talajok talajkémiai szempontból a vízoldható nátrium-, kalcium-, magnéziumsók, illetve az adszorbeált nátrium és magnézium felhalmozódásával jellemezhetők, ami általában kedvezőtlen talajtulajdonságok kialakulásához vezet, a mezőgazdaság, így a talajművelés, a növénytermesztés, és az állattenyésztés számára. Ugyanakkor eredeti állapotukban megőrizve e talajokat kedvező területek lehetnek számos ritka növény- és állatfajnak, értékes élőhelyek a biodiverzitás megőrzéséhez.

Jelentős kiterjedésben találhatók a világon és megtalálhatók az összes kontinensen (Szabolcs, 1989). Nagy hányaduk művelésben, használatban van, így a kedvezőtlen sajátságaik mérséklése, javítása érdekében végzett beavatkozásokhoz e talajok képződésének és tulajdonságainak mélyebb ismerete változatlanul nagy jelentőségű.

Hazánkban is kiterjedt területeken fordulnak elő szikes talajok (Szabolcs, 1989; Tóth et al., 2002; Tóth & Szendrei, 2006). Sajátos jellegüket már régen felismerték és e talajok felé jelentős figyelem fordult. A *Tessedik*, *Irinyi*, *Szabó*, *Treitz*, ’*Sigmond*, *Arany*, *Szabolcs* és *Várallyay* nevével jegyzett kutatások világhírnevet szereztek a magyar talajtannak, amit az is fokozott, hogy a talajtan nemzetközi szervezeteiben a kezdetektől fogva (1909-es Nemzetközi

Agrogeológiai Konferencia, Budapest) képviselték magukat, aktívan részt vettek a Nemzetközi Talajtani Társaság tevékenységében. A Szikes Albizottságának több magyar elnöke volt, így '*Sigmond Elek*, *Szabolcs István* és *Rédly Mariann*.

A múlt század utolsó évtizedéig hazánkban is cél volt a termőterület teljes hasznosítása, ami magába foglalta a szikes talajok javításának igényét is.

Az európai mezőgazdasági túltermelés felveti egyes területek termelésből való kivonásának a szükségességét, kézenfekvően a gyenge termőképességű földekét, így a szikesekét is. Ugyanakkor előtérbe kerülnek a szikes talajok más irányú hasznosításai: a legelők mellett pl. természetvédelem, rekreáció, erdősítés, stb.

A talaj szilárd fázisa szervetlen és szerves anyagokból tevődik össze. A szervetlen szilárd fázist ásványok alkotják. A továbbiakban a nátrium-felhalmozódás következtében kialakult szikes talajok agyagásványaival foglalkozom. A nátriumsók felhalmozódásával jellemzett talajokat *szoloncsák*, az adszorbeált nátrium feldúsulásával létrejött talajokat *szolonyec* néven különítjük el. A szervesanyag–agyag komplex megbomlásával, a reakciótermékek kilúgzódásával és a kovasav felhalmozódással jellemzett talajokat pedig *szology*nak nevezzük.

A talajásványok közül az agyagásványok kiemelt jelentősége közismert. Bár az a régóta, többször felújult vita azon feltevés körül, hogy egyes talajtípusokhoz általában kapcsolódik egy meghatározott ásvány-, vagy agyagásvány összetétel – nem igazolódott. Bebizonyosodott azonban, hogy egyes talajokra jellemző folyamatok markáns változásokat hozhatnak létre az ásványi, agyagásványi összetételben, ami jellegzetes ásványtani összetételhez vezethet. A szikes talajokban az agyagásványoknak különös jelentősége van. Talajgenetikai szerepüket jelen összeállítás is tárgyalja.

Az agyagásványoknak a szikes talajokban játszott különleges szerepe, és a szikes talajokkal kapcsolatos jelentős hazai agyagásványtani kutatások miatt az agyagásványok szikesekbeni előfordulásának egyes vonatkozásairól már megjelentettünk egy közleményt 2012-ben (Szendrei, 2012). A szikes talajok agyagásványairól szóló összefoglaló értékelés pedig Szokolova és szerzőtársai (2005) munkájában található.

Módszertan

A munkában azokat a közleményeket vettük figyelembe, ahol az agyagfrakciók (< 2 μm, vagy < 1 μm) agyagásványairól közöltek adatokat Az értékelésnek – mint az ilyen térben és időben is jelentős távolságot átfogó adatokat tartalmazó összefoglalásoknak – azonban számos korlátja van. Az egyik az, hogy különböző országok, – sok esetben, időben is változó – talajosztályozási kategóriáit hasonlítja össze, újabban elfogadott rendszerekkel. Ez a hibaforrás a szikes talajok esetében kisebb mértékű, mivel az értékelésnél elkülönített szoloncsák (és szoloncsák-szolonyec), réti szolonyec (és sztyeppesedő réti szolonyec) valamint szology (és szologyos réti szolonyec) hazai típusai viszonylag jól korrelálhatók a külföldi rendszerekkel.

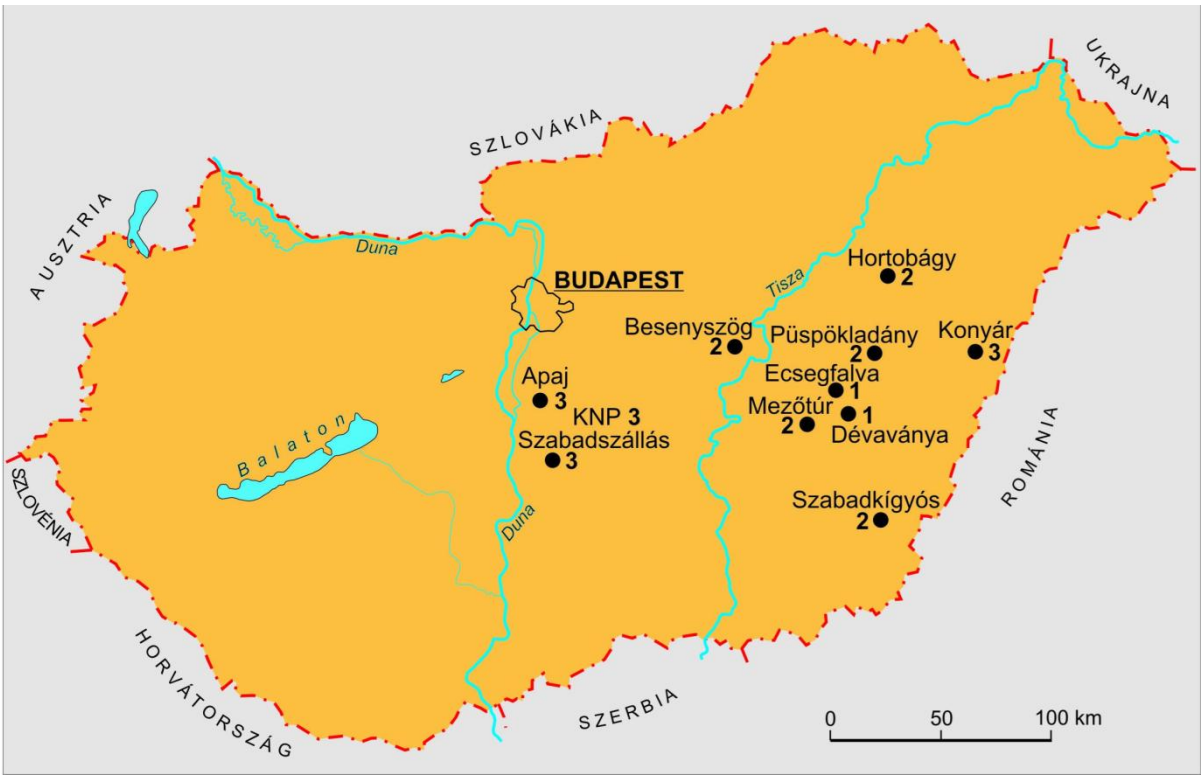
Az agyagásványok meghatározására használt módszer az esetek döntő többségében a röntgendiffrakció volt, de a műszerek, a meghatározási és értékelési módszerek különbözőek voltak. Minden esetben a szerzők meghatározásait fogadtuk el.

A statisztikai számítások 212 külföldi és 24 hazai szikes talajszelvény adatai alapján történtek. *Az adott mintaszámot n-nel jelöltem. A statisztikákat az alábbi külföldi adatok alapján számoltam:*

Afrika: Merve, Van Der & Heystek, 1955; Bampo-Addo et al., 1969; Kishk et al., 1975a, b); Naga & Ahmed, 1975; Omar et al., 1975; Rabie & Hamdi, 1975; Wakatsuki & Wielemaker, 1985; Bui & Wilding, 1988. ***Amerika***: Whittig, 1959; Bonorino, 1966; Klages & Southard, 1968; Klages, 1969; Lewis & Drew, 1973; Brunelle et al., 1976; Munn & Boehm,

1983; Lavado & Camilion, 1984; [Guedes et al.; Guedes & Pecora; Cappiannini et al.; Linares et al.; Ferrerio & Peinemann; Morras et al.; Morras et al.; Panaigiatti et al.; Vargas Gil, Iniguez; Imbellone & Ferrer; Lavado et al. cit.] Lavado & Camillion, 1984; Spiers et al., 1984; Kohut & Dudas, 1994; Ponce De León et al., 1995; Reid et al., 1996; Smith et al., 2004; Joeckel & Clement, 2005. ***Ausztrália***: Stace, 1968. ***Ázsia***: Kanwar, 1961; Panov et al., 1966, 1968a, b; Panov & Sardakov, 1968; Polovickij et al., 1969; Zolotarjeva, 1969; Sardakov, 1971; Csizikova et al., 1974; Byobordi, 1975; Kinszt, 1976; Abtahi, 1977; Iszkenderov, 1977; Sidhu & Gilkes, 1977; Razzaq & Herbillon, 1979; Kapoor et al., 1981; Khan & Sayegh, 1984; Vinayak et al., 1984; Boerma et al., 1995; Raj-Kumar, 1996; Jagmohan & Sawhney, 2006; Raina et al., 2006; Kaewmano et al., 2010; Mirkhani et al., 2010. ***Európa***: Sevcsenko & Gorbunov, 1949; Surigina, 1953; Gorbunov, 1955; Miljkovic, 1963; Labenyec, 1964; Panov et al., 1966, 1968a, b; Goncsarova & Panov, 1970; Behar et al., 1972; Kornbljum et al., 1972a, b; Travnyikova & Mjasznyikov, 1973; Gyementyeva, 1975; Gorbunov et al., 1975; Nikodíjevic, 1975; Kornbljum & Gyementyeva, 1976; Travnyikova, 1976; Bazilevics et al., 1977; Kornbljum et al., 1977; Travnyikova & Tyitova, 1978; Panov & Cjurupa, 1980; Trjubin & Kulesov, 1980; El-Marzuk, 1981; Talizina et al., 1994; Alekseeva et al., 2010.

A ***hazai adatok***nál *az alábbi közleményeket vettem figyelembe*: Gerei et al., 1966; Gerei, 1968; Darab et al., 1971; Gerei & Reményiné, 1971a, b; Darab & Reményiné, 1974; Gerei, 1974; Darab & Reményiné, 1978; Gerei, 1978; Szabolcs et al., 1980; Gerei & Rakonoczai, 1985; Szendrei, 1985; Kapoor et al., 1986; Stefanovits & Dombóvári, 1986; Kapoor et al., 1988; valamint Gerei, 1990. A mintavételi helyeket az *1. ábrán* mutatjuk be.



1. ábra: A fő magyarországi „szikes talaj" mérési pontok.

Figure 1. The mesauring points in Hungary about the most important saline soils.

Utalok arra, hogy néhány hazai közleményben a teljes szikes talaj ásványtani összetételéről voltak adatok, ugyanakkor az agyagfrakcióról nem (Mezősi, 1959; Székyné & Szepesi, 1959; Szöőr et al., 1978; Kuti et al., 2003; Szöőr et al., 2008).

Diszkusszió

A szikes talajok agyagásványairól rendelkezésre álló adatokat több szempontból értékeljük, így az uralkodó agyagásványokat, az előforduló agyagásványok jellemző mélység szerinti, illetve szemcsenagysági frakció szerinti eloszlását, és az ezekből az agyagásványok képződési, degradációs, átalakulási és áthalmozódási folyamataira levonható következtetéseket.

Domináns agyagásványok szikes talajokban

*Uralkodó agyagásvány*nak a szelvényekben a legtöbb, vagy a szerző által annak megjelölt agyagásványt értékeltük. Grim (1953) az illitet tartotta a szikes talajok domináns agyagásványának. Az 1960 – 1970-es években több közlemény a szikes talajokban a szmektit dúsulását mutatta ki (Klages, 1969; Goncsarova & Panov, 1970 és mások). Mind a külföldi, mind a hazai szakirodalom alapján a domináns agyagásvány a szelvények túlnyomó többségében (58 illetve 87%-ukban) az illit volt. A szmektit uralkodó mennyiségben a hazai szelvények 13%-ában, a külföldieknek pedig a 31%-ában fordult elő (*1. táblázat*).

1. táblázat: Domináns agyagásványok (%) hazai és külföldi szikes talajokban.

Table 1. The dominant clay minerals (in %) in Hungarian and foreign saline soils.

Agyagásvány	Hazai szikes talajok	Külföldi szikes talajok
illit	87	58
kaolinit	0	7
klorit	0	1
paligorszkit	–	1
szmektit	13	31
vermikulit	–	0
közberétegzett	–	2

2. táblázat: Közberétegzett agyagásványok előfordulása szikesekben (%).

Table 2. Occurrence of intercalated clay minerals in Hungarian saline soils (%).

Közberétegzett agyagásványok	hazai szikes, *n* = 24	hazai, egyéb talaj *n* = 161	külföldi szikes talaj, *n* = 212
közberétegzés	90	43	37
illit/klorit	70	47	2
illit/szmektit	75	47	24
illit/szmektit/klorit	4	–	1
klorit/vermikulit	–	4	1
szmektit/klorit	–	–	4
szmektit/vermikulit	–	–	1

n – mintavételek száma. *Az egyes oszlopokban a %-os értékek összegének nem kell 100-nak lenni.*

A jelen összegzés tehát Grim (1953) megállapítását igazolta. Több esetben úgy mutatták ki a szmektit dúsulását a szikes talajokban, hogy a környező nem szikes talajokhoz hasonlították. A hazai szikes talajok esetében négy területen vizsgáltak egyidejűleg nem szikes szelvényt is, így Apajon réti öntéstalajt, Besenyszögön réti talajt, Mezőtúron réti talajt, Szabadszálláson réti csernozjomot. Több szmektitet Apajon és Besenyszögön mutattak ki a szikes talajokban (Gerei & Reményiné, 1971a,b; Darab & Reményiné, 1978; Gerei, 1978).

Az agyagfrakció ásványai közül a klorit, a paligorszkit a külföldi szelvények 1%-ában, míg a kaolinit a szelvények 7%-ában uralkodott.

A közberétegzett agyagásványok közül a szikesekben az illit/szmektit a leggyakoribb (*2. táblázat*). A külföldi szelvények 37%-ában határoztak meg közberétegzett agyagásványt. 27%-ában illit/szmektit közberétegzés volt. Hazánkban a szelvények 90%-ában fordult elő közberétegzés, a szelvények 75%-ában illit/szmektit, 70%-ában illit/klorit fordult elő. Ez utóbbi előfordulási gyakorisága erősen eltérő a külföldi adatoktól, ahol csak két szikes szelvényből (Kura-Arakszinszkoj süllyedék, Azerbajdzsán) írták le *(*Iszkenderov, 1977).

Hármas illit/szmektit/klorit közberétegzést ecsegfalvi réti szolonyec talajból mutattak ki (Darab & Reményiné, 1978). Külföldön bulgáriai (Behár et al., 1972) és indiai (Kapoor et al., 1981) szikes talajokban határoztak meg.

Az agyagásványok mennyiségének jellemző mélység szerinti (szintek közötti) eloszlásai

Az ásványok mennyiségének mélység szerinti (szintek közötti) eloszlásából következtetni lehet az ásványokat érintő folyamatokra, az alábbi példák szerint.

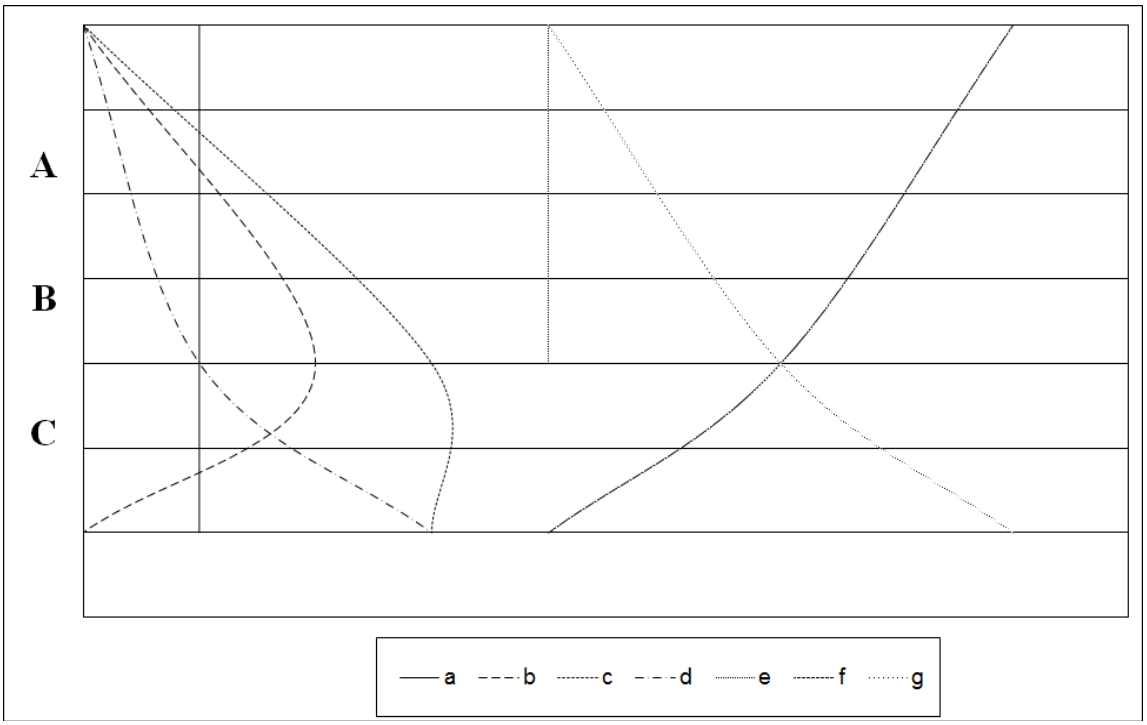
A szintek közötti különbségeknek a talajban végbemenő folyamatok következményeképpen történő értelmezése azt foglalja magában, hogy a talajképző kőzet homogén volt. Annak ellenére, hogy ez a feltételezés nemcsak a talajásványtani, hanem számos más – pl. talajkémiai – adat értékelésénél is alapvető, elvétve törekedtek a talajképző kőzet heterogenitásának vizsgálatára (Szendrei, 1970), már csak azért is, mert ennek teljes kizárása elvileg is problematikus.

A C-szinttől a felszín felé haladva felvetődik az a gondolat, hogy ez egyben a talajképződés által egyre hosszabb ideje érintett rétegeket jelenti (ha eltekintünk a felszíni eróziótól). Ezt a képet azonban nagyban befolyásolja az, hogy ugyan a talaj egészét ért mállásról beszélünk, az egyes szintekben a mállás jellege és intenzitása azonban egy adott talajtípusban is igen eltérő lehet (differenciált mállás). Elfogadott, hogy a felszíni szintben legintenzívebb a mállás és a legmélyebb szintben legerősebb a talajképző kőzet hatása.

- *2.a. ábra:* a mélységgel változatlan lefutású görbe, homogén talajképző kőzetet és az eloszlást nem befolyásoló folyamatokra utal.
- *2.b. ábra:* a B szintekben maximumot mutató görbe, ami a felső szinttől a B-szintbe agyagásvány át- és bemosódást jelez. A B-szint agyagásvány mennyisége meghaladja az A- és a C-szintét.
- *2.c, d. ábra:* az A- illetve a B-szintekben lecsökken az ásvány mennyisége, ami az agyagásvány degradációjára utal.
- *2.e. ábra:* csak a talajszintekben tartalmazza az adott ásványt, ami talajban képződött, másodlagos ásványra utal. Ezt az interpretációt fogalmazták meg Szokolova és munkatársai (2005) is.
- *2.f. ábra:* a felszín felé növekvő mennyiséggel a talajban vagy abszolút mértékben vagy viszonylagosan dúsuló ásványra utal.
- *2.g. ábra:* a felszín felé csökkenő mennyiség a talajban vagy abszolút mértékben vagy relatíve fogyó ásványra utal. Rice et al. (1985) (cit. Allen & Hajek, 1989) É-Karolina

Hapludalfs szelvényben a csökkenő szmektit tartalmat degradációval vagy átalakulással magyarázták.

- *2.h. ábra:* két olyan ásvány ellentétes lefutású görbéjét mutatja, amelyek mennyiségének összege a mélységgel jelentősen nem változik. Ez az eloszlás a felszín felé növekvő ásvány képződését jelzi egy másik rovására. Iráni talajban a csillám mennyisége a felszín felé nő, míg a vermikulité csökken, ami a vermikulit-csillám átalakulással magyarázható (Mahjoory, 1975, cit. Fanning et al., 1989). Az illit és a csillám mélység szerinti változását bemutató görbe a beidellites szmektit K-felvétellel illitté alakulását tükrözi (Niederbudde, 1975, 1976, 1978; cit. Fanning et al., 1989).



2. ábra: Agyagásványok mennyiségének mélységi eloszlási görbe típusai. A függőleges tengelyen a talajszintek sematikus beosztása. A betűk (a, …, g) a különböző tipikus ásványeloszlási görbéket jelölik (részletesebben lásd a szövegben).

Figure 2. The depth distribution curve types of the clay minerals. The schematic gradation of the soil levels can be seen on the vertical line. The (a, ..., g) characters denote the representative mineral distribution curves (details in the text).

Jellemző illit eloszlási típusok

Az *3. táblázat* szerint a külföldi szikesekben a kiugró gyakoriságú eloszlási görbe-típus a felszín felé növekvő mennyiséget mutat, de gyakori még az A-szintben megnövő eloszlást mutató típus is. A hazai szikesekben ugyancsak kiugró gyakoriságú a felszín felé növekvő mennyiségű, de hasonlóan gyakori az A-szintben megugró mennyiségű eloszlás is. Mindkét esetben az illittartalom relatív, vagy abszolút növekedését tapasztalni.

Jellemző szmektit eloszlási típusok

A külföldi adatok szerint a két gyakoribb eloszlás a felszín felé csökkenő, illetve az A-szintben csökkenő és jóval ritkább a B-szintben maximumot mutató. A hazai szikes szelvényekben a két leggyakoribb eloszlási görbe a B-szintben maximumot mutató, illetve az

A-szintben csökkenő, míg a fokozatosan a felszín felé csökkenő ritkább. Ez arra utal, hogy a hazai szelvényekben az agyag ki- és bemosódás és az A-szintben a szmektit degradáció a jellemző folyamat. A külföldi szakirodalom a szikes, ezen belül is a szolonyec talajok jellemzőjének tartják a szmektit dúsulását a B-szintben (Miljkovic,1963; Panov et al., 1966; Panov & Sardakov, 1968 és mások).

3. táblázat: Az egyes agyagásványok szintek közötti gyakoribb eloszlásai hazai (*H*) és külföldi (*K*) szikes talajokban (db és %)

Table 3. The most representative distribution of the clay minerals in the various levels for the most frequently occurring Hungarian (H) and foreign (K) saline soils (pc and %).

Eloszlás típusa	szmektit		illit		klorit		kaolinit		vermi-kulit
	H	*K*	*H*	*K*	*H*	*K*	*H*	*K*	*H*
Szelvény-szám	21	55	22	51	18	13	5	25	5
Nem változik	1–5%	18%	–	31%	13–72%	39%	3–60%	52%	–
Felszín felé nő	–	–	9–41%	47%	–	–	–	12%	–
Felszín felé csökken	2–10%	29%	–	–	–	15%	–	24%	–
A-szintben lecsökken	8–38%	33%	–	–	–	15%	–	–	–
A-szintben	–	–	9–41%	14%	–	–	–	–	–
B-szintben lecsökken	–	–	–	–	1–5%	23%	1–20%	–	2–40%
B–BC-szintben nő	8–38%	11%	2–10%	4%	–	–	–	–	–

Jellemző kaolint eloszlási típusok

A külföldi adatoknál a leggyakoribb a mélységgel nem változó eloszlás, de gyakori a mélységgel csökkenő vagy növekvő is. A hazai szelvényekben ritka ásvány, nem értékelhető az eloszlás.

Jellemző klorit eloszlási típusok

A külföldi szikesekben a leggyakoribb eloszlás az, amely a mélységgel nem változik, de a szelvények közel negyedében a C-szinthez képest a B-szintben csökkenő. A hazai adatoknál a klorit tartalom a szelvények több mint 70%-ánál a mélységgel nem változik, egy-egy esetben azonban a B- vagy az A-szintben csökken, ami a klorit átalakulásával vagy degradációjával magyarázható.

Jellemző vermikulit eloszlási típusok

Igen ritka előfordulása miatt az eloszlások nem értékelhetők.

A közberétegzett agyagásványok jellemző eloszlási típusai

A hazai szikesekben az illit/szmektit közberétegzés gyakoribb eloszlási típusai: a mélységgel nem változó (27%), a B-szintben dúsuló (27%) és a C-szintben nem kimutatható. A két utóbbi eloszlási típus agyagbemosódásra, és a képződésére utal. A külföldi szelvényekben az eloszlás típusai: a mélységgel nem változó (23%), növekvő (38%), és az A-szintben lecsökkenő (23%), valamint a B-szintben dúsuló (15%) eloszlás.

Szokolova és munkatársai (2005) összefoglaló munkájukban utaltak arra, hogy a modellkísérletek tanúsága szerint az illitizáció folyamatában átmeneti ásvány a szmektit/illit közberétegzés. Az illitesedésnek a viszonylag nagy kristályrácstöltésű duzzadó 2:1 agyagásványok a kedvező anyagai. A folyadékfázisban a kálium-koncentráció elégséges szintje pK = 2,5 – 3 (Kittrick, 1984; cit. Szokolova et al., 2005).

Az illit/klorit közberétegzés esetében több eloszlási típus fordul elő a hazai talajokban, így a C-szinthez képest a B- illetve az A-szintben csökkenő eloszlás (3 szelvény), csak a talajszelvényben előforduló agyagásvány (3 szelvény), B-szintben megnövő mennyiségű (1 szelvény) és a mélységgel nem változó eloszlás (3 szelvény).

A *2. táblázat*ból kitűnik, hogy hazánkban ezek a közberétegzések nemszikes talajokban is előfordulnak (Szendrei (2005) összegzése 21 típusban, Alsózsolcától Szentgyörgyvölgyig), így nem tekinthetők a szikes talajokra jellemzőnek. Stefanovits (1985) 22 lösztalajképző kőzetből 20-ban mutatott ki kloritot, és utalt a klorit → illit átmenetre. Ugyanakkor az összefoglaló munkák (Árkai & Viczián, 1975; Viczián, 2002) illit/klorit közberétegzést nem említettek a hazai kőzetekből.

Az illit/klorit közberétegzés a külföldi szikes talajokban is igen ritka (lásd előbb), de a nem szikes talajokban is az (két szelvényből írták le: Righi et al., 1993; Constantini & Damiani 2004), és csak metamorf kőzeteken kialakult talajokban.

Utalunk arra, hogy Srodon (1999) összefoglaló munkájában tárgyalta a di- és trioktaéderes közberétegzések képződésének ellentmondásosságát. Ahn és szerzőtársai (1988) rámutattak arra, hogy az illitben nem alakul ki klorit közberétegzés, de a kloritban előfordul illitberétegzés. Ugyanakkor laboratóriumi kísérletek között (pH = 4,5, 0,01 M magnézium-acetát, 3400 óra) Iniguez & Alvarez (1980) illitszuszpenzióban duzzadó klorittá alakulást mutattak ki.

Hazánkban a szikes talajokban a klorit termodinamikailag stabil ásvány, az illit azonban nem az (Szendrei, 1981). A hazai talajokban az illit/klorit közberétegzések ilyen gyakoriságú előfordulására nem adható egyértelmű magyarázat.

Szemcseösszetétel szerinti eloszlások

Az Apaji szoloncsákos réti szolonyec és a Besenyszögi réti és réti szolonyec talajok A-, B-, C-szintjeit Darab és munkatársai (1971) hét szemcsenagyság szerinti frakcióra bontották. A két legkisebb szemcsenagyságú a 0,005 – 0,001 mm és a < 0,001 mm-es frakció volt. Az agyagásványokat tekintve változás volt a montmorillonit tartalomban, nevezetesen a < 0,001 mm-es frakcióban jelent meg 5 – 10%-os mennyiséggel. A csillám/hidrocsillám mennyisége pedig a szoloncsákos réti szolonyec talaj A-szintjében, a réti szolonyec talaj C- és B-szintjében és a réti talaj C-, B- és A-szintjében nőtt meg maximum 20%-kal, míg a klorit mennyisége a szoloncsákos réti szolonyec talaj C-szintjében és a réti talaj B- és A-szintjében nőtt meg 5 – 10%-kal a legkisebb méretű frakcióban.

Nemecz (1991, 2006) hazai talajtípusok jellegzetes szelvényeinek egész sorában határozta meg az ásványok mennyiségének változását a különböző szemcsenagyságú frakciókban, így egy apaji szolonyec talajban is. Az értékeléseknél azt a gondolatmenetet követte, hogy ha csökkenő szemcsenagysággal a frakciókban egyre kevesebb az ásvány mennyisége, az a lebomlását jelenti, míg ha nő, akkor az a képződését jelzi.

Albertai (Kanada) szikes közegben három Typic Cryaquent talajt Kohut & Dudas (1994) két (2 – 0,2 μm és < 0,2 μm) vagy három (2 – 0,2 μm, 0,2 – 0,08 μm és < 0,08 μm) szemcsenagyság-frakcióra bontottak. Egyértelmű különbség volt a szmektit-tartalomban, ami a legkisebb szemcséjű frakcióban mutatott maximumot (+7 – 47%) illetve a csillám tartalomban, ami a 2 – 0,2 μm frakcióban volt több, vagy egyenlő mennyiségű.

Az agyagásványok eloszlását befolyásoló egyes folyamatok

Az eloszlási görbék és a rendelkezésre álló egyéb adatok alapján értékeljük az agyagásvány képződési, átalakulási, bomlási és áthalmozódási folyamatok előfordulását a hazai szikes talajokban.

Képződési folyamatok

Ha egy ásvány csak a talajszintekben fordul elő és a talajképző kőzetben nem, akkor feltételezhetjük azt, hogy a talajban keletkezett. Ilyen eloszlást találtunk:

- az illit/szmektit közberétegzésnél az apaji szoloncsák, szoloncsák-szolonyec;
- az illit/klorit esetében az apaji és a szabadszállási szoloncsákos réti szolonyec talajban (Gerei & Reményiné, 1971a,b; Gerei, 1978), valamint
- a püspökladányi réti szolonyec (Gerei & Reményiné, 1971a,b) és
- a hortobágyi szologyos réti szolonyec talajban (Kapoor et al., 1986, 1988)
- a vermikulitnál;
- az illit/klorit közberétegzésénél a Kiskunsági Nemzeti Park területén fekvő szoloncsák-szolonyec talajban (Stefanovits & Dombovári, 1986), valamint
- a I/S/Kl közberétegzett agyagásványnál az ecsegfalvi sztyeppesedő réti szolonyec talajban (Darab & Reményiné, 1978).

A szemcsenagyság szerinti eloszlás az apaji szoloncsákos réti szolonyec, a besenyszögi réti és szyeppesedő réti szolonyecben jelez montmorillonit képződést, de a C szintben is (Darab et al., 1971).

Ha egy ásvány termodinamikailag stabil az adott közegben, akkor lehet számolni a képződésével. Apaji szoloncsákos réti szolonyec, dévaványai és hortobágyi szologyos réti szolonyec talajnál álltak rendelkezésre a folyadékfázis (telítési kivonat) ionaktivitási adatai (*Szendrei*, 1981), így értékelhetőek a szakirodalomban publikált aktivitási diagramok földfelszíni körülményeknél (*4. táblázat*). A kaolinit, a klorit és a montmorillonit fordult elő stabil ásványként. Így ezek képződése várható (feltételezhetően az ilyen szélső tagú közberétegzéseké is). Az említett ionaktivitási adatok abba a tartományba estek, amelyet a többi hazai szikes talajban meghatározott értékek kijelöltek (Darab et al., 1979, 1980; Csillag et al., 1995). A külföldi (kanadai) szikes talajokban mért aktvitásértékek a nátriumot, a magnéziumot és a káliumot tekintve általában magasabbak voltak (Heck & Mermut, 1992; Kohut & Dudas, 1994), ami többek között azt is jelenti, hogy a szikes talajokban az illit is a stabil ásványok közé tartozhat az adott körülmények között.

Általánosan elterjedt nézet, hogy a rossz vízvezetőképességű talajokban, a megpangó oldatban felszaporodó Si-, Al-, Mg-ionok révén, mivel ezek az ionok a szmektitek kristályrácsalkotó elemei, kedvező közegek lehetnek ezen ásvány képződéséhez. A szmektit

képződésének lehetőségére vannak utalások Borchardt (1977), Reid-Soukup & Ulery (2002) összefoglaló munkáiban. A szmektit szintézisét többen feltételezték talajokban, így Kovda & Szamoilova (1969), Lewis & Dreew (1973), Reid et al., 1996. Ugyanakkor a szmektitek földfelszíni körülmények közötti képződéséről igen kevés meggyőző adat van (Kloprogge et al., 1999).

Szokolova és munkatársai 2005-ös munkájukban, két lényeges érvet fogalmaztak meg a talajban az agyagásványok képződésével szemben. Egyrészt azt, hogy a talajoldatban nincs meg az a koncentrációszint, amely az ásványok képződéséhez a laboratóriumi kísérletek tapasztalatai alapján szükséges lenne, másrészt azt, hogy ilyen koncentrációszint állandósága az ásványképződéshez szükséges viszonylag hosszú időtartamig nem áll fent. Ugyanakkor amorf, rosszul kristályos aluminium-szilikátok így az allofán, imigolit képződését több esetben leírták a talajokból (igaz nem szikes körülmények között).

Képződési folyamatok

Az apaji szikes talajokban Gerei (1978) feltételezte a montmorillonit képződését. Nézzük meg részletesebben az itt lejátszódó folyamatokat!

Átalakulás

A szikes szelvényekben a szmektit és az illit mennyiségének a mélységgel ellentétes lefutása (és az illittartalom növekedése a felszín felé) csak a Mezőtúr III közepes réti szolonyec talajban fordult elő, utalva a szmektit → illit átalakulás előfordulására (Darab & Reményiné, 1978).

Az illit mennyiségének a feltalajban bekövetkező dúsulását Szokolova és munkatársai (2005) a csernozjom talajok egyik jellemzőjének tartják, az agyagosodás és az illitizáció eredményeképpen. Az illitizációra utaló illit- és szmektiteloszlás a csernozjom talajokban Szendrei (1994) adatgyűjtése alapján is gyakori. A hazai csernozjom talajokban is jellemző átalakulás az illitesedés (Stefanovits, 1991). A mezőtúri talajban kimutatott eloszlás tehát lehet egy előző sztyepp-erdős sztyepp talajképződési folyamat eredménye is.

Kornbljum és munkatársai (1972a, b, 1977) azonban ezt a folyamatot kimutatták szikes talajokban így, a limán szologyokban (Ny-i Manics 1. terasza) is. Az átalakuláshoz szükséges a K^+-ionok beépülése a szmektit kristályrácsába. Kornbljum (1981) kimutatta, hogy a volgántúli száraz sztyepp területeken az olvadékvizek káliumtartalma (0,10 – 0,65 g/l), nagyobb mint a Volga vízé (0,06 – 0,13 g/l).

A Kaszpi-tenger északi, agyagos, félpusztai területén a limán szology talajoldatában mért kálium aktivitás értékei a $\log a_{K^+}/a_{H^+}$ — $\log a_{SiO2}$ stabilitási diagramjain (Garrels, 1984; cit. Talizina et al., 1994) az illitmezőbe estek, tehát várható ennek az ásványnak a képződése szikes talajban is (Talizina et al., 1994).

Modellkísérletekben (K^+-telített Cheto, Texas, és Bánovce bentonit <2 μm frakciója, 0,05 – 5 M NaCl oldat, 60 °C, 100 ciklus) Honty és munkatársai (2003) kimutatták, hogy a szmektitben a K^+- fixációval képződő nem duzzadó komponens hányadát (illitizációt) hogyan befolyásolta a nátrium-klorid-koncentráció: kisebb koncentráció (0,05 – 0,1 M NaCl) fokozta, míg a nagyobb (2 – 5 M NaCl) gátolta ezt az átalakulást. Nagyobb koncentráció értékek (> 116,8 g/l NaCl) nem várhatók hazai szikes talajokban.

Réti szolonyec	Lelőhely	Rendszer	Figyelembe vett fázisok	Stabil	Megjegyzés	Hivatkozás
szoloncsákos	Apaj	K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O	gibbsit, kaolinit, K-csillám, K-földpát	kaolinit		HELGESON et al. (1969)
szologyos	Dévaványa, Hortobágy		amorf SiO_2, (allofán), (bayerit), (böhmit), diaszpor, dickit, gibbsit, (illit), (halloysit), kaolinit, közberétegzett agyagásványok, mikroklin, muszkovit, pirofillit, szmektit	pirofillit (allofán)		LIPPMANN, (1979)
szoloncsákos	Apaj		gibbsit, illit, kaolinit, K-földpát, montmorillonit, muszkovit, pirofillit	kaolinit		GARRELS (1984)
szologyos	Dévaványa					
	Hortobágy					
szoloncsákos	Apaj	Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O	albit (analcím), gibbsit, kaolinit, Na-montmorillonit	Na-mont-morillonit	A_1-szintben a kaolinit stabil	HELGESON et al. (1969)
szologyos	Dévaványa				C-szintben a kaolinit stabil	
	Hortobágy				BC-szintben az albit stabil	
szoloncsákos	Apaj	Na_2O-K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O	albit, analcit, gibbsit, kaolinit, K-földpát, phillipsit, szmektit	kaolinit		HESS (1966) után
szologyos	Dévaványa Hortobágy					
szoloncsákos	Apaj	MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O	amorf SiO_2, böhmit, diaszpor, dickit, (gibbsit), kaolinit, klinoklor, (mont-morillonit), pirofillit, (sudoit), (szaponit), (tosudit)	klorit	A-szintben a pirofillit stabil	LIPPMANN (1979) után
szologyos	Dévaványa				A-szintekben a pirofillit stabil	
	Hortobágy				A-B_1-szintekben a pirofillit stabil	
szoloncsákos	Apaj		Amorf SiO_2, gibbsit, kaolinit, Mg-mont-morillonit	Mg-mont-morillonit		WEAVER et al. (1971) után
szologyos	Dévaványa, Hortobágy					
szoloncsákos	Apaj	MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2/g	gibbsit, kaolinit, klorit, Mg-szmektit	klorit		VERSTRATEN & SEVINK (1979)
szologyos	Dévaványa				A-szintben a Mg-szmektit stabil	
	Hortobágy					

4. táblázat: Az aktivitási diagramok értékelése.

Table 4. The evaluation of the activity diagrams.

Gerei és munkatársai modellkísérletei szerint a nátrium-klorid, -szulfát és karbonát-sókkal kezelt és sokszor ismétlődő hőmérséklet-változásoknak, olvadásnak-fagyásnak, nedvesedésnek-száradásnak kitett agyagásványok kristályrácsa fellazult, a bentonitban csillámszerű közberétegzést mutatható ki, az erősen szolonyeces réti talaj A-szintjének mintájában pedig nőtt az illit/montmorillonit közberétegzés hányada (Gerei et al., 1964; Gerei, 1965; Gerei & Reményiné, 1975, 1976).

Szmektit → illit átalakulásra utalhat a szmektit hiánya és a szmektit/illit közberétegzés megléte az A-szintben, szabadszállási szoloncsákos réti szolonyec talajban (Gerei & Reményiné, 1971a,b).

Raychaudhuri (1975) szikes körülmények között az agyagásványok átalakulásait összefoglaló publikációjában megállapította, hogy a sófelhalmozódással jelzett körülmények között a montmorillonit és az illit a domináns agyagásvány. A lassan végbemenő átalakulások montmorillonit-illit, montmorillonit vermikulit, klorit-vermikulit és más közberétegzések képződéséhez vezethetnek. A klorit és csillám képződése a rendszer stabilizációjához vezethet.

Degradáció

Az illuviációs eloszlásokat kivéve a felső szintben a szmektit hiánya

- apaji szoloncsákos réti szolonyec (Gerei, 1978);
- szabadszállási réti és szoloncsákos réti szolonyec (Gerei & Reményiné, 1971a);
- besenyszögi réti szolonyec (Darab et al., 1971; Darab & Reményiné, 1974, 1978);
- ecsegfalvai (Darab & Reményiné, 1974, 1978);
- püspökladányi sztyeppesedő réti szolonyec (Gerei & Reményiné, 1971b);
- hortobágyi szologyos réti szolonyec (Kapoor et al., 1986, 1988; Szabolcs et al., 1980; Szendrei, 1985) szelvényekben fordult elő.

Szikes, elsősorban szologyos szolonyec vagy szology talajok A-szintjéből Whitting (1959), Klages & Southardt (1968), Klages (1969), Munn & Boehm (1983), Kohut & Dudas (1994), Reid et al. (1996) mutattak ki anomális röntgencsúcsú szmektiteket, több esetben azonban a szmektit nem volt kimutatható a felszíni szintből.

Az agyagásványok oldódásával foglalkozó összegző anyagban Alekseev (2007) megállapította, hogy a bentonit, az illit és a klorit oldódásának van egy semleges kémhatás körüli minimuma, majd az oldódás a nagyobb pH értékek irányába ugyancsak megnő.

A szikes, jellemzően szolonyec talajokban, különösen azok B-szintjében az adszorpciós komplexumban dúsulnak a nátrium ionok. Gerei & Reményi (1975) modell kísérleteket végeztek az agyagásványokon, így bentonit (istenmezei) és montmorillonit (füzérradványi) < 1 μm frakciójával 0,1 M koncentrációjú és különböző Ca-Na, Ca-K, Ca-Mg arányú (1:4 – 80:1) oldatokkal. A nátrium-ionos telítéssel együtt nőtt a minta hidratáltsága, diszpergáltsága és a kristályrács fellazulása.

Ezeknek a szelvényeknek az A-szintje a kémhatás és sótartalom alapján két eltérő közeg lehet. Egy része az A-szintben semleges vagy gyengén savanyú pH-jú (szologyos, és egyes mély és sztyeppesedő réti szolonyecek). E talajokban a kilúgozódás során tehát a nátriummal telített agyagásvány aktív helyein $H^+ \rightarrow Na^+$ ioncsere megy végbe. Bar-On & Shainberg (1970) és Shainberg et al. (1974) kimutatták, hogy a fenti ioncsere következtében a felületen adszorbeált H^+ felszaporodása együtt jár a protonnak a felületről a kristályrácsba lépésével, egyszersmind az utóbbi degradációjával.

Az agyagásványok felületén a $H^+ \rightarrow Na^+$ ioncsere lúgos hidrolízissel jár együtt:

$$Na_{sz}^{+} + H_2O_o = H^{+}_{sz} + Na_o^{+} + OH_o^{-}.$$

A lúgosodó kémhatás, az agyagásványok fokozódó oldódásával, azok degradációját okozza.

Továbbá: az A-szintek lehetnek nagyobb sótartalmúak (szoloncsákos réti szolonyecek), így számolni kell a nátriumsók hatásával az agyagásványokra. Gerei (1964) és Gerei & Reményiné (1975) által publikált modellkísérletek tapasztalatai alapján a 2 N nátrium-klorid vagy -szulfát vagy -karbonát oldattal sokszorosan ismétlődő száradás-nedvesedés, hőmérsékletváltozás, fagyás-olvadás mellett kezelt illit, kaolinit és montmorillonit agyagásványokban a degradáció jelei figyelhetők meg, az említett nátriumsók sorrendjében erősödő mértékben. Bentonitokon végzett kísérletekben (6 M NaCl, oldattal, 5 hónapig 60 °C-on) Kaufhold & Dohrmann (2010) tapasztalatai szerint a szmektit kristályszerkezete nem változott. Kellerman (1973) modellkísérletei (0,5 N nátriumsó oldatokkal kezelt 279 napig bentonitot) pedig azt erősítették meg, hogy a nátrium-karbonát a leghatékonyabb a degradálódási folyamatban.

Nem volt kimutatható a viszont

- a klorit a dévaványai szologyos réti szolonyec $A_1 - A_2$-szintjeiből és a hortobágyi szologyos réti szolonyec B_2-A-szintekből (Szendrei, 1985; Szabolcs et al., 1980) ;
- az illit/klorit közberétegzés az apaji szoloncsák-szolonyec $B_1 - A$ szintjeiből (Gerei, 1978) és a szabadszállási szoloncsák-szolonyec $B_2 - A_1$ szintjeiből (Gerei & Reményiné, 1971a,b) és az ecsegfalvi szologyos réti szolonyec talaj A-szintjéből (Darab & Reményiné, 1978).

Az apaji (Gerei, 1978) és a szabadszállási (Gerei & Reményiné, 1971a, b) szoloncsák-szolonyec szelvényekben a klorit egyenletes eloszlása mellett az illit/klorit közberétegzésés már jelezte a degradációt, átalakulást. A klorit előfordulása és a szénsavas mésztartalom között is összefüggés volt. Azokban a szintekben, ahol a klorit volt kimutatható, ott az átlag $CaCO_3$ 25,3% volt (a szélsőértékek 0,1 – 73,3%), ahol nem ott a $CaCO_3 = 0\%$. A szénsavas mész a talaj elsavasodása elleni pufferanyag.

Az apaji szoloncsákos réti szolonyec, a dévaványai és hortobágyi szologyos réti szolonyec talajokban mért aktivitásértékek és stabilitásdiagramok alapján a klorit stabil ásvány (Szendrei, 1981).

Illuviáció

Illuviációra utal a B-szintben maximumot, vagy a B-, BC-szintekben elnyúló vagy mélyebb maximumot mutató eloszlási görbe.

Az illit megjelent

- a szabadszállási réti szolonyec talaj B1 (Gerei & Reményiné, 1971a);
- a kiskunsági réti szolonyec talaj $B_1 - B_2$-szintekben (Kapoor et al., 1986, 1988).

Szmektit előfordulást találtak

- az apaji szoloncsák $B_1 - BC$ szintjében, a szoloncsák-szolonyec $B_1 - BC$ szintjeiben (Gerei, 1978);
- a szabadszállási szoloncsák-szolonyec B_2-szintjében (Gerei & Reményiné, 1971b);
- a dévaványai szologyos réti szolonyec B_1-szintjében (Szendrei, 1985);
- a püspökladányi réti szolonyec BC-szintjében (Gerei & Reményiné, 1971b);
- a Kiskunsági Nemzeti Parki szoloncsák és szoloncsák-szoloncsák B-szintjében (*Stefanovits* & *Dombovári*, 1986);
- az I/S közberétegzés az apaji szoloncsák $B_1 - BC$ szintjeiben (Gerei, 1978);
- a mezőtúri réti szolonyecek B_1-, illetve $B_2 - BC$ szintjeiben;

- az ecsegfalvai sztyeppesedő réti szolonyec $B_1 – B_2$ szintjeiben, valamint
- I/Kl közberétegzés figyelhető meg a mezőtúri réti szolonyec B szintjében (Darab & Reményiné, 1978).

A nem szikes talajokban is megfigyelhető volt ilyen szmektiteloszlás a mezőtúri és a szarvasi réti talajokban (Darab & Reményiné, 1978).

Az agyagásványok diszpergálódását befolyásoló tényezők közül az egyik az agyagásványok Na-telítettsége, aminek alsó határértékét meghaladó ESP-érteke van a szikes talajokban. Ugyanakkor a sófelhalmozódást előidéző koaguláció evvel ellentétesen hat.

A szikesekben sok esetben az agyagásványok szuperdiszperz állapotban vannak, amikor is az agyagásvány taktoidok diszpergálódnak egyedi szemcsékre, amelyekek a röntgensugár hullámhosszához hasonló méretűek (Szokolova et al., 2005)

Az illuviáció megítélése szempontjából áttekintettük a rendelkezésre álló agyagfrakciók (< 0,001 mm, vagy < 0,002 mm) mélység szerinti eloszlásait is, amelyek a következő szelvényekben jeleztek agyagfelhalmozódást a B – BC szint(ek)ben:

- apaji szoloncsák (2 – 3. szintben), szoloncsák-szolonyec (B_1 – BC szintekben);
- szabadszállási szoloncsákos réti szolonyec (B_1-szintben);
- besenyszögi réti szolonyec (130 – 140 cm-ben), szologyos réti szolonyec;
- hortobágyi szelvényekben ($B_1 – B_3$ szintekben);
- dévaványai szelvényekben (A_2 – C szintek);
- besenyszögi réti szolonyec (B_1-szint) (Gerei, 1978; Szendrei, 1981, 1985);
- mezőtúri II réti szolonyec ($B_1 – B_2$ szintek), mezőtúri III réti szolonyec (B_1 – B szintekben);
- ecsegfalvi sztyeppesedő réti szolonyec (B_1-szintben) (Gerei & Reményiné, 1971a,b; Darab & Reményiné, 1978; Gerei, 1978; Szendrei, 1985).

A textúra-differenciáció az agyagfrakció összetételének változása nélkül kimosódását és bemosódást jelzi.

A talajmikromorfológiai megfigyelések, az agyagbevonatok és -kitöltések előfordulása is alátámasztotta az illuviációt a besenyszögi és dévaványai réti szolonyec és szologyos réti szolonyec talajokban (Szendrei, 2001).

Az agyagfrakcióknak a külföldi szikes talajok 90%-ában, a hazai talajok 67%-ában van maximuma a B-, illetve BC-talajszintekben. A talajtípusok szerint a szoloncsák és szoloncsák-szolonyec talajokban 50%, illetve 40%-ában, a réti szolonyec, szologyos réti szolonyec és szology talajok 90 és 77%-ában. A szmektittartalom maximuma a külföldi talajok 10%-ában, a hazai talajok 38%-ában van a B – BC-szintekben. Az agyagfrakció maximuma egybeesik a szmektittartalomével a hazai talajok 22%-ánál. A hazai talajokban a szoloncsák és szoloncsák-szolonyec talajokban minden esetben előfordult mindkét maximum, ami arra vezethető vissza, hogy ezeknél a talajoknál a fizikai féleség ún. könnyebb: általában homok–vályogos homok, homokos vályog, ami kedvezőbb az agyagmozgásnak is.

A kiskunsági szoloncsák-szolonyec talajban Stefanovits & Dombóvári (1986) is illuviációval értelmezte a szmektit eloszlását.

Az agyagfrakció összetételének poligenetikus jellege hazai szikes talajokban

Bár az agyagfrakció agyagásvány-szintek közötti, mélység- és szemcsenagyság szerinti eloszlása csak egy szempontból valószínűsíti és nem minden esetben mutatja ki az agyagásványok előfordulását meghatározó egyes, lényeges folyamatokat (pl.: *képződés, átalakulás, degradáció* és *illuviáció*) a talajokban – bár más megközelítésből is próbáltuk alátámasztani a feltételezett folyamatokat –, az megállapítható, hogy a hazai szikes

szelvények több mint felében több folyamattal lehet számolni: egy szelvényben 2, négy szelvényben 3 és tizenegy szelvényben 2 folyamattal.

Felmerül az a kérdés, hogy ezek a folyamatok nem csak szikes szelvényekre lehetnek jellemzőek. Ezért ahol a kutatási területen nem szikes talajt is megvizsgáltak, ott szintén értékeltük a fenti folyamatokra jellemző eloszlást. Ez csak két esetben fordult elő:

- a szabadszállási réti csernozjom A-szintjében az I/Kl közberétegzés degradációja;
- a mezőtúri réti talaj A-szintjében szmektitilluviáció.

Következtetések

A hazai szikes talajok jellemző szelvényeinél az agyagásványok külföldi adatokkal történő összehasonlító értékelése lehetővé tette az eltérések, így a lényeges hazai sajátságok megállapítását. A domináns agyagásványok esetében a hazai szikesekben az illit ásványok sokkal gyakrabban uralkodó mennyiségűek, mint a külföldi szikes talajoknál. A közberétegzések között mindkét esetben az illit-szmektit közberétegzés fordul elő legtöbbször, de hazánkban az illit-klorit közberétegzett ásvány is gyakori. Ez a közberétegzés a többi nem szikes talajunkban is viszonylag gyakori, így nem specifikusak a szikes talajokra. Külföldi talajokban (szikes talajokban is) igen ritka és a hazai kőzetekben is ez a jellemző. Előfordulásának egyértelmű értelmezése még további adatgyűjtést és értékelést kíván. A mélység szerint (szintenkénti) eloszlásukat tekintve az illitnél az A-szintben növekedést mutató, míg a szmektitnél az A-szintben csökkenő és a B-szintben dúsuló eloszlás jelentősen gyakoribb, mint a külföldi talajoknál. Ez részben a szmektit illuviációjával, másrészt az illitnél a nagyobb szemcsefrakciók ásványainak hidrocsillámmá, illitté mállásával értelmezhető. A kloritnál jóval gyakoribb az itthoni szelvényekben a mélységgel nem változó eloszlás, ami nem utal intenzív folyamatokra. A közberétegzéseknél az illit/klorit esetében gyakoribb eloszlás a mélységgel nem változó, vagy a C-szinthez képest a B- vagy A-szintben csökkenő mennyiségű.

Az eloszlások alapján feltételeztük az agyagásványok képződési, átalakulási, degradációs és illuviációs folyamatait, amit más adatokkal is megerősítettünk. Megállapítható volt, hogy a szelvények több mint a felében több folyamat fordult elő, ami ezekben az esetekben az agyagásványokat érintő poligenetikus folyamatokra utal.

Hivatkozások

Abtahi, A., 1977: Effect of a saline and alkaline ground water on soil genesis in semiarid Southern Iran. *Soil Science Society of America*, 41: 583–588.

Ahn, J. H., Peacor, D. P., Coombs, D. S., 1988: Formation mechanisms of illite, chlorite and mixed layer illite-chlorite in Triassic volcanogenic sediments from the Southland Syncline, New Zealand. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 99: 82–89.

Alekseev, V. A., 2007: Equations for dissolution reaction rates of montmorillonite, illite and chlorite. *Geochemistry International*, 45(8): 770–780.

Alekseeva, T. V., Alekseev, A. O., Demkin, V. A., Alekseeva, V. A., Sokolowska, Z., Hajnos, M., Kalinin, P. I., 2010: Physicochemical and mineralogical diagnostic features of solonetzic process in soils of the lower Volga region in the late Holocene. *Eurasian Soil Science,* 43: 1083–1101.

Allen, B. L., Hajek, B. F., 1989: Mineral occurrence in soil environments. In: Dixon, J. B. & Weed, S. B. (eds): *Minerals in soil environments.* Soil Science Society of America, Madison, 199–278.

Árkai, P., Viczián, I., 1975: Agyagásványok átalakulása üledékes kőzetekben. *MTA X. Osztályának Közleményei*, 8(3–4): 373–381.

Bampo-Addo, A., Raman, K. V., Mortland, M. M., 1969: Clay mineral status of some major soil series in Ghana. *Soil Science,* 107(2): 119–125.

Bar-On, P., Shainberg, I., 1970: Hydrolysis and decomposition of Na-montmorillonite in distilled water. *Soil Science,* 109(4): 242–246.

Bazilevics, N. I., Manukjan, R. R., Graduszov, B. P., Csizikova, N. P., Csernyjahovszkij, A. G., 1977: Izmenyenyie ilisztoj frakcii pri himicseszkoj melioracii szodovih szoloncov-szoloncsakov Armenyii. *Pocsvovegyenyie,* 5: 105–117.

Behar, A., Hubenov, G.R., van der Marel, H. W., 1972: Highly interstratified clay minerals in salt affected soils. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 34(3): 229–235.

Boerma, J. A. K., Guobao, L., Biao, H., 1995: People's Republic of China:. Reference soils of the Songnen plain, Heilongjiang province. Soil Brief CN 12. Institute of Soil Science, Academia Sinica and International Soil Reference and Information Centre, Wageningen. pp. 18.

Bonorino, F. G., 1966: Soil clay mineralogy of the Pampa plains, Argentina. *Journal of Sedimentary Petrology,* 36/4: 1026–1035.

Borchardt, G. A., 1977: Montmorillonite and other smectite minerals. In: Dixon, J. B. & Weed, S. B. (eds): *Minerals in Soil Environments.* Soil Science Society of America. Madison, 293–330.

Brunelle, A., Pawluk, S., Peters, T. W, 1976: Evaluation of profile development of some solonetzic soils of south central Alberta. *Canadian Journal of Soil Sciences,* 56: 149–158.

Bui, E. N., Wilding, L. P., 1988: Pedogenesis and mineralogy of a Halaquept in Niger (West Africa). *Geoderma,* 43: 49–64.

Byobordi, M., 1975: Clay mineralogy of certain salt-affected soils of Iran. In: *International Symposium on New Developments in the Field of Salt Affected Soils.* General Organization for Government Printing Office. Cairo, 821–825.

Csizikova, N. P., Graduszov, B. P., Travnikova, L. A., 1974: Mineralogicseskij szosztav glinistogo materiala pocsv. *In:* Kovalev, R. V.: *Sztruktura, funkcionirovanie i evolucija szisztemi biogenocenozov Barabi. I. Biogeocenozi i ih komponenti*. 1. 159–183. Nauka. Szibirszkoe otdelenie. Novoszibirszk.

Costanini, E. A. C., Damiani, D., 2004: Clay minerals and the development of Quaternary soils in Central Italy. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas,* 21: 144–159.

Csillag, J., Tóth, T., Rédly, M., 1995: Relationships between soil solution composition and soil water content of Hungarian salt-affected soils. *Arid Soil Research and Rehabilitation* 9: 245–260.

Csizikova, N. P., Graduszov, B.P. & Travnikova, L:A. 1974: Minyeralogicseszkij szosztav glinyisztovo matyeriala pocsv. – In: Kovalev, R. V.: *Sztruktura, Funkcionyiro-vanyie i Evoljucija Szisztemi Biogenocenozov Barabi.* – Nauka. Szibirszkoe Otgyelenyie. Novoszibirszk.**1**. 159–183.

Darab K., Gerei L., Reményi M.-né, Szendrei G., 1971: A talajok különböző szemcsenagyságú mechanikai elemeinek ásványi összetétele. *Agrokémia és Talajtan,* 20: 119–140.

Darab, K., Remenyi, M., 1974: Minyeralogicseszkij szosztav frakcij < 0,001 mm magnievih pocsv Vengerszkoj nizmennosti. *Trudi X Mezsdunarodnovo Kongreszsa Pocsvovedov.* Moszkva, 125–131.

Darab, K., Reményi, M.-né, 1978: Magnéziumtartalmú talajok tulajdonságai és mikroásványtani összetétele. *Agrokémia és Talajtan,* 27: 357–375.

Darab, K., Rédly L-né, Csillag, J., 1979: Az ionaktivitás mérése és számítása szikes talajok telítési kivonatában. *Agrokémia és Talajtan,* 28: 399–410.

Darab, K., Csillag, J., Pintér, I., 1980: Studies on the ion composition of salt solutions and of saturation extracts of salt-affected soils. *Geoderma*, 23: 95–111.

El-Marzuk, N., 1981: Glinyesti minyerali v zaszoleni pocsvi. *Pocsvoznanie i Agrohimja*, 16(1): 21–31.

Fanning, D. S., Keramides, V. Z., El-Desoky, M. A., 1989: Micas. – In: Dixon, J. B.& Weed, S. B. (eds): *Minerals in soil environments.* Soil Science Society of America, Madison, 199–278.

Garrels, R. M., 1984: Montmorillonite/illite stability diagrams. *Clay and Clay Minerals*, 32: 161–166.

Gerei, L., 1964: Mikrominyeralogicseszkij szosztav nyekotorih pocsvennih tipov Vengrii. *Agrokémia és Talajtan*, 13: Suppl., 257–264.

Gerei, L., 1965: Effect of sodium carbonate and other sodium salt on clay minerals and the clay fractions of soils. *Agrokémia és Talajtan,* 14: Suppl., 203–210.

Gerei, L., 1968: Transformation and destruction of clay minerals in alkali soils as affected by soil forming processes. *Agrokémia és Talajtan*, 17: Suppl, 119–124.

Gerei, L., 1974: Role of clay minerals formation and transformation in sodic processes of the Danube Valley in Hungary. *In: Transactions of the 10th International Congress of Soils Science.* Moszkva, 7:, 52–60.

Gerei, L., 1978: Obrazovanyie montmorillonyita v processze szodovovo zaszolenyija pocsv Dunaszkoj dolini v Vengrii. *Naucsnyij centr biologicseszkih isszledovanyij AN SZSZSZR*, Puscsino, 1–29.

Gerei, L., 1990: The mineralogy of Hungarian salt-affected soils. *In: Transactions 14th International Congress of Soil Science, Kyoto* VII: 66–71.

Gerei, L., Rakonczai, J., 1985: A szabadkígyósi puszta talajainak röntgendiffrakciós vizsgálata. *Alföldi Tanulmányok*, 33–53.

Gerei, L., Reményi, M.-né, 1971a: Talajok kálium ellátottságának vizsgálata néhány szabadszállási talaj analízise alapján. *OMMI Fiziko-kémiai Osztály jelentése.* Kézirat.

Gerei, L., Reményi, M.-né., 1971b: Talajaink geológiai és ásványtani minősítési módszereinek továbbfejlesztése és az adatok felhasználása az üzemi genetikus talaj-térképezésénél. *OMMI Fiziko-kémiai Osztály Jelentése.* Kézirat.

Gerei, L., Reményi, M., 1974: The importance of 'Sigmond's activity in modern soil mineralogy. *Agrokémia és Talajtan*, 23: Suppl., 221–226.

Gerei, L., Reményi, M.-né, 1975: Effect of sodium salt solutions on the clay minerals and clay fractions of soils. In: *International Symposium of Developments in the Field of Salt-Affected Soils.* General Organization for Government Printing Offices. Cairo, 967–974.

Gerei, L., Reményi, M.-né, 1976: Transformation of clay minerals in Na-salt solutions. *Mineralogia Polonica*, 7(1): 27–32.

Gerei, L., Bidló, G., Székely, Á., Reményi, M.-né, Rózsavölgyi, J., 1964: Modellkisérletek a talajban előforduló kolloid nagyságrendű elsődleges és másodlagos ásványokkal és szerves anyagokkal. *Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézet Évkönyve 1961–1963.* 6: 31–48.

Gerei L., Darab K., Reményi M.-né, Pártay G., 1966: Talajmineralógiai folyamatok a Konyári tó szikes talajaiban. *Agrokémia és Talajtan*, 15: 469–490.

Gorbunov, N. I., 1955: Glinyisztyie minyerali csernozemov, kastanovih i szoloncovih pocsv. *Pocsvovegyenie*, 11: 26–35.

Gorbunov, N. I., Bondarev, A. G., Ribina, V.V., Tunik, B. M., 1975: Minyeralogicseszkij szosztav i fiziko-himicseszkie szvojsztva orosajemih szoloncov i kastanovih pocsv Volgogradszkovo Zavolzsja. *Pocsvovegyenyie*, 5: 77–88.

Goncsarova, N. A., Panov, N. P., 1970: Minyeralogicseszkij szosztav malonatrijevih szoloncov Volgogradszkoj oblasztyi. *Izvesztyija TSZHA* 4: 101–110.

Grim, R. E., 1953: Clay Mineralogy. McGraw-Hill Book. Co., Inc. New York.

Gyementyeva, T. G., 1975: Himiko-minyeralogicseszkie oszobennosztyi pocsv szoloncovovo kompleksza szuhosztyepnovo Zavolzsja. *Pocsvovegyenyie,* 4: 98–112.

Heck, R. J., Mermut, A. R., 1992: The chemistry of saturation extracts of Solonetzic and associated soils. *Canadian Journal Soil Science,* 72: 43–56.

Helgeson, H. C., Garrels, R. M., Mackenzie, F. T., 1969: Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. II. Applications. – *Geochimica Cosmochimica Acta,* 33: 455–481.

Hess, P. C., 1966: Phase equilibria of some minerals in the K_2O–Na_2O–Al_2O_3–SiO_2–H_2O system at 25°C and 1 atmosphere. *American Journal of Science,* 264: 289–309.

Honty, M., Šucha, V., Puškelova, L., 2003: Potassium fixation in smectites by wetting and drying in NaCl solution. *Geologica Carpathica,* 54: 261–264.

Iniguez, J., Alvarez, C., 1980: Influencia del ion magnesio y pH acido en la evolucion experimental del ilita. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1263–1268.

Iszkenderov, I. S., 1977: Minyeralogicseszkij szosztav i fiziko-himicseszkie szvojsztva pocsv Kura-Arakszinszkoj nyizmennosztyi. – Izd. Elm. Baku.

Jagmohan, S., Sawhney, J. S., 2006: Clay mineralogy of the salt-affected soils of South-West Punjab. *Journal of the Indian Society of Soil Science,* 54(4): 461–464.

Joeckel, R. M., Ang Clement, B. J., 2005: Soils, surficial geology, and geomicrobiology of saline-sodic wetlands, North Platte River Valley, Nebraska, USA. *Catena,* 61: 63–101.

Kaewmano, C., Kheoruenromne, I., Suddhiprakarn, A., Gilkes, R. J., 2010: Chemistry and clay mineralogy of Thai Natraqualfs. *In: 19th World Congress of Soil Science*, Brisbane. 33–36.

Kanwar, J. S., 1961: Clay minerals in saline alkaline soils of the Punjab. *Journal of Indian Society of Soil Science*, 9: 35–40.

Kapoor, B. S., Singh, H. B., Goswami, S. C., 1981: Three-component interstratification in sodic soils. *Journal Indian Society of Soil Science*, 29(1): 123–124.

Kapoor, B. S., Rózsavölgyi J., Rédly, L.-né, 1986: Szikes és réti talajok fizikai-kémiai tulajdonságainak és ásványi összetételének vizsgálata. *Agrokémia és Talajtan,* 35: 317–340.

Kapoor, B. S., Rózsavölgyi, J., Rédly, M., 1988: Studies on the mineralogy and chemistry of some Hungarian alkali soils. *In: Proc. International Symposium on Solonetz Soils. Problems, Properties, Utilization*, Osijek, 272–276.

Kaufhold, S., Dohrmann, R., 2010: Stability of bentonites in salt solutions. II. Potassium chloride solutions – initial step of illitization. *Applied Clay Science,* 49: 98–107.

Kellerman, V. V., 1973: Izmenyenyie mineralov pod vlijanyiem szolej natrija i magnija. *Bjulleteny Pocsvennovo insztyituta imenyi V. V. Dokucsajeva,* 6: 69–78.

Khan, N. H., Sayegh, A. H., 1984: Mineralogical composition of the clay fraction in salt-affected soils of N.W. F. P. *Pakistan Journal of Agric. Research,* 5(1): 59–64.

Kishk, F. M., Hassan, M. N., El-Sheemy, H. M., 1975a: Chemical and mineralogical composition of clay fraction of some salt-affected soils in Egypt. *In: International Symposium on New Developments in the Field of Salt Affected Soils.* General Organization for Government Printing Office. Cairo, 863–877.

Kishk, F. M., Hassan, M. N., Makary, B., 1975b: Chemsitry and mineralogy of some salt affected soils in Wadi-Turmilat depression, Egypt. *In: International Symposium on New Developments in the Field of Salt Affected Soils.* General Organization for Government Printing Office. Cairo, 879–886.

Kinszt, A. V., 1976: Szravnyitelnyaja minyeralogicseszkaja haraktyerisztyika gyernovo-podzolisztoj pocsvi i szologyi. *Avtoreferat disszertacii*. Novoszibirszk, 3–21.

Klages, M. G., 1969: Weathering of montmorillonite during formation of a solodic soil. II. Nature of the mixed layer products. *Soil Science Society of America, Proceedings,* 33: 543–546.

Klages, M. G., Southard, A. R., 1968: Weathering of montmorillonite during formation of a solodic soil and associated soils. *Soil Science,* 106: 363–368.

Kloprogge, J. T., Komarneni, S., Amonette, J. E., 1999: Synthesis of smectite clay minerals: a critical review. *Clays and Clay Minerals,* 47: 529–554.

Kohut, C. K., Dudas, M. J., 1994: Characteristics of clay minerals in saline alkaline soils in Alberta, Canada. *Soil Science Society of America,* 58: 1260–1269.

Kornbljum, E. A., 1981: Gidrohimicseszkie uszlovija obrazovanyija pocsv szoloncovih komplekszov i szologyej. *Pocsvovegyenyie,* 6: 5–15.

Kornbljum, E. K., Gyementyeva, T. G., 1976: Himiko-mineralogicseszkie oszobennoszti limannij szolodej pusztinno-sztepnogo Zavolozsja. *Pocsvovegyenyie,* 8: 107–122.

Kornbljum, E. A., Gyementyeva, T. G., Dronova, T. Ja., 1977: Allofanoidi i szugyba magnyijszoderzsascsih minyeralov v pocsv szoloncovovo kompleksza i szologyjah pusztinno-sztyepnovo Zavolzsja. *Pocsvovegyenyie,* 6: 106–120.

Kornbljum, E. A., Gyementyeva, T. G., Zirin, N. G., Birina, A. G., 1972a: Izmenyenyija glinyisztih minyeralov pri obrazovanyii juzsnovo i szlitovo csernozjemov, limannoj szologyi i szolonca. *Pocsvovegyenyie,* 1: 67–85.

Kornbljum, E. A., Gyementyeva, T. G., Zirin, N. G., Birina, A. G., 1972b: Nyekotorie oszobennosztyi processzov peredvizsenyija i preobrazovanyija glinyisztih minyeralov pri obrazovanyii juzsnovo i szlitovo csernozjemov, limannoj szologyi i szolonca. *Pocsvovegyenyie,* 5: 107–114.

Kovda, V. A., Szamojlova, E. M., 1969: Some problems of soda salinity. *Agrokémia és Talajtan,* 18: Suppl., 21–36.

Kuti, L., Tóth, T., Kalmár, J., Kovács-Pállfy, P., 2003: Szikes talajok ásványi összetétele és recens ásványképződés Apajpusztán és Zabszék térségében. *Agrokémia és Talajtan,* 52(3–4): 275–292.

Labenyec, E. M., 1964: Himiko-minyeralogicseszkij szosztav szologyi lugovoj. *In: Geraszimov, I. P. (ed.): Fizika, Himija, Biologija i Minyeralogija Pocsv SZSZR,* Nauka, Moszkva, 358–364.

Lavado, R. S., Camilion, M. C., 1984: Clay Minerals in salt affected soils of Argentina. *Clay Minerals,* 3/2: 68–74.

Lewis, D. T., Drew, J. V., 1973: Slick spots in Southern Nebraska – patterns and genesis. – *Soil Science Society of America, Proceedings,* 37: 600–606.

Lippmann, F., 1979: Stabilitätsbeziehungen der Tonminerale. *Neues Jahrbuch Mineralogie. Abhandlungen,* 136: 287–309.

Merve, Van Der, C. R., Heystek, H., 1955: Clay minerals of South African soil groups: III. Soils of the desert and adjoining semiarid regions. *Soil Science,* 80: 479–494.

Mezősi, J., 1959: A Tiszántúl déli részén, fiatalakorú üledékekben kialakult talajok agyagásvány vizsgálata. *Földtani Közlöny,* 89: 65–69.

Miljkovic, N., 1963: Kinds of clay minerals in the saline soils of Vojvodina. J*ournal for Scientific Agricultural Research,* 16(3): 70–86.

Mirkhani, R., Roozitalab, M. H., Khaleghpanah, N., Rezaei, N., Teimouri, S., 2010: Physico-chemical characteristics and clay mineralogy composition of selected soils in arid and semiarid regions of Iran. *Extended Abstracts. 21st Australian Clay Minerals Conference,* Brisbane, 151–154.

Munn, L. C., Boehm, M. M., 1983: Soil genesis in a Natrargid-Haplargid complex in Northern Montana. *Soil Science Society America, Journal,* 47: 1186–1192.

Naga, M., Ahmed. Sh. H., 1975: A study on clay mineralogy of ancient saline-alkali soil in Upper Egypt. *In: International Symposium on New Developments in the Field of Salt Affected Soils.* General Organization for Government Printing Office. Cairo, 827–846.

Nemecz, E., 1991: A talajban végbemenő ásvány-átalakulási folyamatok. *Agrokémia és Talajtan,* 40: 8–16.

Nemecz, E., 2006: Ásványok átalakulási folyamatai talajokban. Akadémiai Kiadó. Budapest.

Nikodíjevic, V., 1975: Clay mineral composition of solonetz soil of Southwest Banat – Yugoslavia. *In: International Symposium on New Developments in the Field of Salt Affected Soils.* General Organization for Government Printing Office. Cairo, 887–892.

Omar, M., Hamdi, H., Maklad, F., El. Mowelhi, N. M., 1975: Clay mineralogical studies of slick spots in some soils of Egypt. *In: International Symposium on New Developments in the Field of Salt Affected Soils.* General Organization for Government Printing Office. Cairo, 847–862.

Panov, N. P., Cjurupa, I. G., 1980: Osznovnyie zakonomernosztyi raszprosztranyenyija glinyisztyih minyeralov i ih rol v formirovanyii profilja szoloncovih pocsv. *Izvesztyija TSZHA,* 3: 82–89.

Panov, N. P., Sardakov, A. N., 1968: Genetyicseszkie oszobennosztyi pocsv szoloncovih komplekszov legkovo mehanyicseszkovo szosztava Zapadno-Szibirszkoj nyizmennosztyi. *Izveszyija TSZHA* /1: 105–121.

Panov, N. P., Boldirev, A. I., Kokurina, E. I., 1966: Minyeralogicseskij szosztav pocsv csernozemno-szoloncovovo kompleksza Pavlodarszkovo Priirtisja. *Izvesztyija TSZHA Pocsvovegyenie.* /1: 60–69.

Panov, N. P., Boldirev, A. I., Goncsarova, N. A., 1968a: Minyeralogicseszkij szosztav szoloncov i szoloncevatih pocsv sztyepnoj zoni. *Dokladi TSZHA* 144: 115–120.

Panov, N. P., Goncsarova, N. A., Gradusov, B. P., 1968b: Minyeralogicseszkij szosztav pocsv csernozemno-szoloncovih komplekszov Zapadnoj Szibiri (po dannim rentgenosztrukturnovo analiza). *Izvesztyija TSZHA* 2: 101–108.

Polovickij, I. Ja., Sztrelcsenko, V. P., Vologyin, V. M., 1969: Minyeralogicseszkaja haraktyerisztyika ilisztoj frakcii szoloncov Szevernovo Kazahsztana. *Pocsvovegyenyie,* 6: 107–113.

Ponce De León, P., Chang, R., Arcia, F. J., Benítez, L., 1995: Cuba: Salt-Affected Reference Soil of the Guantanamo Valley. Soil Briefd Cuba 2. Instituto nacional de Investigaciones de la Cana de Azúrcar, Habana, and International Soil Reference and Information Centre, Wageningen. pp. 13.

Rabie, F., Hamdi, H., 1975: Mineralogical changes of some salt affected soils of Egypt. *In: International Symposium on New Developments in the Field of Salt Affected Soils.* General Organization for Government Printing Office. Cairo, 809–820.

Raina, A. K., Sharma, S. D., Jha, M. N., 2006: Sand and clay mineralogy of salt-affected soils of Uttar Pradesh. *Journal of the Indian Society of Soil Science,* 54(1): 65–74.

Raj-Kumar, 1996: Role of Himalayan Orogeny in the formation of salt affected soils of the Indian sub-continent. *16th World Congress of Soil Science. Montpellier. 15th Symposium,* 1–6.

Razzaq, A., Herbillon, A. J., 1979: Clay mineralogical trend in alluvium derived soils of Pakistan. *Pedologie* 1: 5–23.

Raychaudhuri, S. P., 1975: Transformation of clay minerals under saline and alkali soil conditions. In: *International Symposium on New Developments in the Field of Salt Affected Soils.* General Organization for Government Printing Office. Cairo, 803–808.

Reid, D. A., Graham, R. C., Douglas, L. A., Amrein, C., 1996: Smectite mineralogy and charge characteristics along an arid geomorphic transect. *Soil Science Society of America,* 60: 1602–1611.

Reid-Soukup, D., Ulery, A. L., 2002: Smectites. In: Dixon, J. B. & Schulze, D. G. (eds): *Soil Mineralogy with Environmental Applications.* Soil Science Society of America. Madison, 467–500.

Righi, D., Petit, S., Bouchet, A., 1993: Characterization of hydroxy-interlayered vermiculite and illite/smectite interstratified minerals from the weathering of chlorite in a Cryorthod. *Clays and Clay Minerals,* 41(4): 484–495.

Sardakov, A. N., 1971: Minyeralogicseszkij szosztav ilisztoj frakcii legkih pocsv szoloncovih komplekszov juzsnoj csasztyi Zapadno-Szibirszkoj Nyizmenosztyi. *In: Biogeohiminyie zoni gipergeneza.* 135–138. Nauka. Moszkva.

Sevcsenko, A. Ja., Gorbunov, N. I., 1949: Minyeralogicseszkaja harakterisztika ilisztoj frakcii illjuvialnovo gorizonta nyekotoíh kastanovih szoloncevatih pocsv rajona vtoroj terraszí Dona. *Pocsvovegyenyie* 8.

Shainberg, I., Low, P. F., Kafkafi, U., 1974: Electrochemistry of sodium-montmorillonite suspensions. I. Chemical stability of montmorillonite. *Soil Science Society of America, Proceeding,* 38(5): 751–756.

Sidhu, P. S., Gilkes, R. J., 1977: Mineralogy of soils developed on alluvium in the Indo-Gangetic plain (India). *Soil Science Society of America,* 41(6): 1194–1201.

Smith, M. S., Kirste, D., Mcphail, D. C., 2004: Mineralogy of alkali-saline soils on the Western slopes of Northern New South Wales. In: Roach, I. C. (ed): *Regolith 2004. Proc. CRC LEME Regional Regolith Symposia,* Adelaide and Canberra. 330–334.

Spiers, G. A., Pawluk, S., Dudas, M. J., 1984: Authigenic mineral formation by solodization. *Canadian Journal of Soil Science,* 64: 515–532.

Środoń, J., 1999: Nature of mixed-layer clays and mechanisms of their formation and alteration. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences,* 27: 19–53.

Stace, H. C. T., 1968: Handbook of Australian Soils. Relim Technical Publications. Glenside, 435 p.

Stefanovits, P., 1985: Analysis of clay minerals in Hungarian loesses on the basis of the clay mineral map of soils in Hungary. In: Pécsi, M. (ed): *Loess and the Quaternary.* Akadémiai Kiadó, Budapest, 49–82.

Stefanovits, P., 1991: Az agyagásvány-összetétel ismeretének talajtani alkalmazási lehetőségei. *Agrokémia és Talajtan,* 40: 17–30.

Stefanovits, P., Dombóvári, L., 1986: The mineral composition of soils showing the major characteristics of their formation and dynamics. *Bulletin of the University of Agricultural Sciences.* Gödöllő 1: 5–15.

Surigina, E. A., 1953: Minyeralogicsezkaja haraktyerisztyika ilisztoj frakcii csernozjemov kamennoj sztyepi. *In: Voproszi travopolnoj szisztemi zemlegyelija.* Nauka, Moszkva, 267–302.

Szabolcs, I., 1989: Salt-affected soils. CRC Press. Boca Raton.

Szabolcs, I., Szendrei, G., Pártay, G., 1980: Degradation of alkali soils (solod formation). *In: International Symposium on Salt Affected Soils, Karnal.* Symposium papers, National Printers, New Delhi, 110–117.

Székyné, Fux V., Szepesi, K., 1959: Az alföldi lösz szerepe a szikes talajképződésben. *Földtani Közlöny,* 89(1): 53–64.

Szendrei, G., 1970: A kiskunsági szikes talajok ellenálló ásványainak vizsgálata. *Agrokémia és Talajtan,* 19(1–2): 137–146.

Szendrei, G., 1981: An approach to estimating mineral stability in salt affected soils. *Agrokémia és Talajtan,* 30: 63–72.

Szendrei, G., 1985: The stability and distribution of clay minerals in Hungarian salt affected soils. *In: 5th Meeting of the European Clay Groups,* Prague, 471–476.

Szendrei, G., 1994: Talajásványtan. *Módszertani Közlemények. Magyar Állami Földtani Intézet,* 1: 217.

Szendrei, G., 2001: *A hazai talajtípusok mikromorfológiája*. Szerző kiadása. Budapest.

Szendrei, G., 2005: Ásványok magyarországi talajokban. In: Szakáll S., Gatter I. & Szendrei G.: *A magyarországi ásványfajok.* 350–389. Kőország. Budapest. II. Függelék.

Szendrei, G., 2012: Agyagásványok szintek közötti eloszlásának genetikai értelmezési lehetőségei hazai szikes talajok esetében. *Agrokémia és Talajtan,* 61: 211–226.

Szokolova, T. A., Dronova., T. J. A., Tolpesta, I. I., 2005: Glinyisztyie minyerali v pocsvah. Tula: Grif I K.

Szöőr, Gy., Rakonczai, J., Dövényi, Z., 1978: A szabadkígyósi puszta talajainak vizsgálata derivatográfiás és infravörös spektroszkópiás módszerrel. *Alföldi Tanulmányok,* 2: 75–99.

Szöőr, Gy., Balázs, É., Novák , T., Kovács-Pálffy, P., Konya, P., 2008: Mineralogical composition of genetic horizons of crusty meadow solonetz soil profile from Püspökladány based on X-ray diffraction and thermal analysis. *ACTA DEBRECINA Geology, Geomorphology, Physical Geography Series,* 3: 9–14.

Talizina, I. V., Szokolova, T. A., Kulakova, N. JU, Szapanov, M. K., 1994: Himiko-minyeralogicseszkaja haraktyerisztyika i nyekotorie pokazatyeli kalijnovo szosztojanyija csernozemovidnoj pocsvi i limannoj szologyi. *Pocsvovegyenyie,* 9: 61–67.

Tóth, T., Szendrei, G., 2006: A hazai szikes talajok és a szikesedés, valamint a sófelhalmozódási folyamatok. *Topographia Mineralogica Hungariae,* IX: 7–20.

Tóth, T., Pásztor, L., Kabos, S., Kuti, L., 2002: Statistical prediczion of the presence of sal-affected soils by using digitalized hydrogeological maps. *Arid Land Research and Management,* 16: 1–14.

Travnyikova, L. Sz., 1976: O sztroenyii i sztrukture osznovovo komponyenta glinyisztovo matyeriala szodovih szoloncov. *Doklagyi Akagyemii Nauk SzSzSzR,* 226(6): 1425–1428.

Travnyikova, L. Sz., Mjasznyikov, V. V., 1973: Oszobennosztyi profilja glinyisztovo matyeriala pocsv szoloncovovo kompleksza limana B. Carin. *Bulletyeny Pocsvennovo Insztyituta V. V. Dokucsajeva,* 6: 100–108.

Travnyikova, L. Sz., Tyitova, N. A., 1978: Szosztav i raszpregyelenyie glinyisztih minyeralov po frakcijam < 5 mk pocsv szoloncovovo kompleksza Kalmickoj sztyepi. *Pocsvovegyenyie,* 4: 74–86.

Trjubin, A. I., Kulesov, L. N., 1980: Minyeralogicseszkij szosztav nyekotorih pocsv lugovovo rjada Nizsnego Dona. *Pocsvovegyenyie,* 1: 125–132.

Verstraten, J. M., Sevink, J., 1979: Clay soils on limestone in South Limburg, the Netherlands. 2. Weathering. *Geoderma,* 21: 269-280.

Viczián, I., 2002: Typical clay mineral associations from geological formations in Hungary. A review of recent investigations. *Geologica Carpathica,* 53(2): 65–69.

Vinayak, A. K., Jawahar, L., Sehgal, L., Sidhu, P. S., 1984: Clay minerals in some saline-sodic soils of the Indo-Gangetic alluvial Plains in Punjab. *Journal Indian Society of Soil Science,* 32: 478–482.

Wakatsuki, T., Wielemaker, W. G., 1985: Clay mineralogy of a soil formed in peralkaline volcanic ash from the Great Rift Valley in Kenya *Soil Science and Plant Nutrition, Short Communication,* 31(3): 475–480.

Weaver, R. M., Jackson, M. L., Syers, J. K., 1971: Magnesium and silicon activities in matrix solutions of montmorillonite-containing soils in relation to clay mineral stability. *Soil Science Society of America, Proceedings,* 35: 823–830.

Whittig, L. D., 1959: Characteristics and genesis of solodized-solonetz of California. *Soil Science Society of America, Proceedings,* 23: 469–473.

Zolotarjeva, V. N., 1969: Minyeralogicseszkij szozstav kastanovih pocsav i szoloncov Kazahszkovo melkoszopocsnika. *Pocsvovegyenyie* 6: 81–90.

ÖSSZEFÜGGÉS A PILO-PLEISZTOCÉN VÖRÖSAGYAGOK ÁSVÁNYOS ÖSSZETÉTELE ÉS KÉPZŐDÉSI KÖRÜLMÉNYEI KÖZÖTT DÉLKELET-DUNÁNTÚLON

Viczián István

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet H-1143 Budapest, Stefánia út 14.
e-mail: viczianif@gmail.com

Mineralogy and genesis of Pliocene to Pleistocene red clays in SE Transdanubia (Hungary)

Abstract

Red silty clays filling fissures in limestone, karstic depressions and recent caves in the Villány Mts. (SE Transdanubia, Hungary), and Pliocene to Quaternary red clays of the surrounding hilly areas were studied. For comparison also yellow clays and Pannonian basin sediments were investigated. The quantitative mineral composition was determined by X-ray diffraction for the bulk sample and for the < 2 μm fraction. For a statistical evaluation in triangular diagrams the data of 181 quantitative analyses of the bulk composition and 129 analyses of the < 2 μm fraction were collected. Minerals in the *whole rock* were sorted into 3 groups according to their genetic significance: (1) carbonates, (2) detrital and slightly weathered minerals and (3) products of strong weathering. The 3 groups for clay minerals in the < 2 μm *fraction* were: (1) illite and chlorite, (2) smectite and vermiculite and (3) kaolinite and gibbsite. Two main associations of minerals could be distinguished. A *highly weathered association* consisting of the minerals of disordered kaolinite, kaolinite/smectite mixed-layer mineral, smectite and occasionally gibbsite was selected which normally contains Ti-oxides and more hematite than goethite. Quartz contents are low, feldspars are absent. Calcite is high only when secondary cementation or admixture of wall rock fragments occurs. The association represents a weathering crust formed on the karstified surface during a warm and humid climatic period of the Middle Pliocene. The other, more widespread, *less weathered association* contains well crystallised clay minerals, dominantly illite accompanied by smectite, illite/smectite, chlorite or kaolinite, relatively much quartz and feldspars but little calcite. The typical iron mineral is here goethite. This association represents weakly or moderately weathered terrestrial or shallow basin sediments of Pliocene to Middle Pleistocene age. The genetic conclusions obtained agree well with results obtained by the study of Vertebrate fossils.

Keywords: red clays, karst, kaolinite, kaolinite/smectite, SE Transdanubia, Tengelic Fm., Pliocene, Quaternary.

Összefoglalás

Vizsgáltuk a Villányi-hegységben a mészkő hasadékaiban, karsztos felszínén és a barlangokban lerakódott kőzetlisztes vörös agyagokat, valamint a környező DK-dunántúli dombos vidék pliocén és negyedidőszaki vörös agyagjait. Összehasonlításképpen a környékről sárga agyagokat és szürke pannóniai medenceüledékeket is megvizsgáltunk. A mennyiségi ásványos összetételt röntgen-diffrakciós módszerrel határoztuk meg a teljes kőzetben és a < 2 μm frakcióban. A teljes kőzetről 181, a < 2 μm frakcióról 129 minta elemzését gyűjtöttük össze. Ezeket statisztikailag értékeltük. A *teljes kőzetben* előforduló

ásványokat genetikai jelentőségük szerint 3 csoportba osztottuk be: (1) karbonátok, (2) törmelékes és csak kissé mállott ásványok és (3) erős mállás termékei.

Hasonlóképpen a < 2 µm *frakcióban* található ásványokat is 3 csoportra osztottuk: (1) illit és klorit, (2) szmektit és vermikulit és (3) kaolinit és gibbsit. Az összetételt e csoportonként háromszög-diagramban ábrázolva alapvetően kétféle ásvány-asszociációt találunk: Az *erősen mállott asszociáció* fő agyagásványai rendezetlen kaolinit és kaolinit/szmektit kevert szerkezet, esetenként gibbsitet is tartalmaz. Rendszerint tartalmaz Ti-oxidokat, és a vas-ásványok közül a hematit gyakoribb, mint a goethit. Kvarc-tartalma kicsi, földpát nincs. A kalcit csak másodlagos cementáció következtében lehet sok, vagy akkor, ha a bezáró mészkő törmelékei belekerülnek. Ez az asszociáció meleg és nedves éghajlaton, a mészkő felszínén létrejött mállási kéregnek felel meg, kora középső-pliocén. A másik asszociáció a *kevéssé mállott asszociáció*, amely jól-kristályos ásványokat tartalmaz. Agyagásványai között az illit az uralkodó, amelyhez szmektit, illit/szmektit kevert szerkezet, valamint klorit vagy kaolinit társul. Itt viszonylag sok a kvarc és a földpát, és kevés a kalcit. Jellemző vas-ásványa a goethit. Ilyen összetétel jellemzi a gyengén vagy közepesen mállott szárazföldi üledékeket és a környező sekély medence üledékeit. Kora a pliocéntől a középső-pleisztocénig terjed. Ezek a genetikai következtetések jól egyeznek az agyagban található gerinces maradványok által jelzett környezeti viszonyokkal.

Kulcsszavak: vörös agyag, karszt, kaolinit, kaolinit/szmektit, DK-Dunántúl, Tengelici Formáció, pliocén, negyedidőszak.

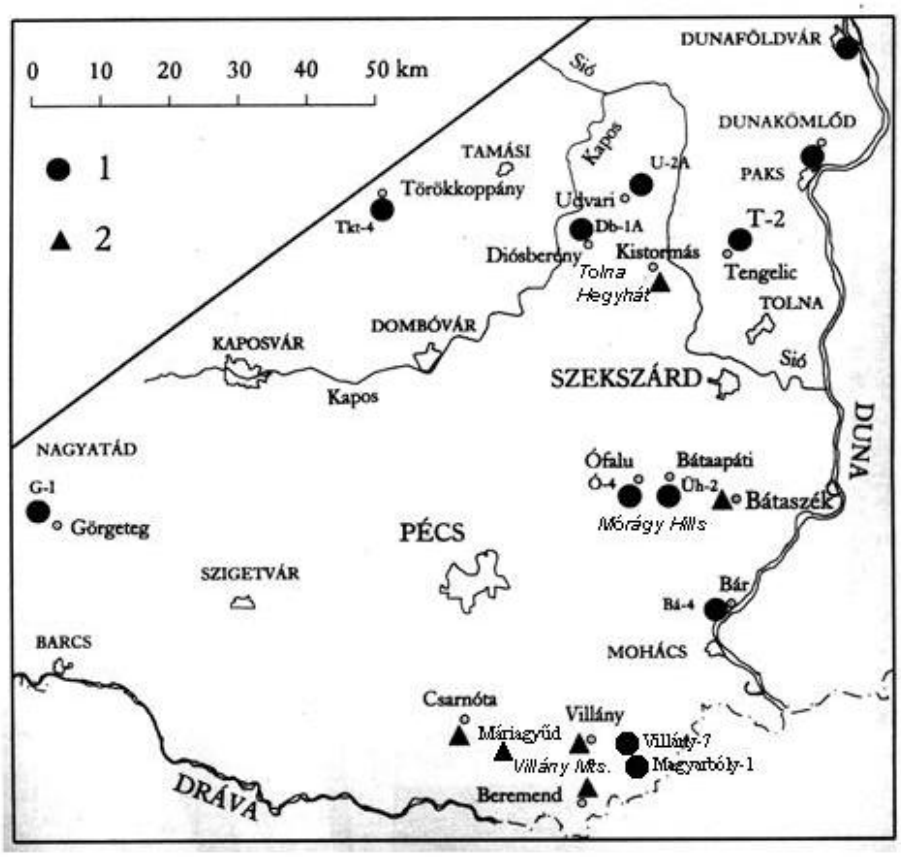
Bevezetés

A Villányi-hegységet alapvetően mezozoos karbonátos kőzetek alkotják. A karsztosodott mészkő üregeiben, azaz hasadékaiban, karsztos mélyedéseiben és a recens barlangokban különböző finomszemcsés üledékek rakódtak le, amelyek között a vörös agyagok a leggyakoribbak. Ezeket a Tengelici Vörös Agyag Formációba soroljuk, amely a Villányi-hegységben és tágabb környékén található, és legalsó tagja a fiatal szárazföldi képződménysorozatnak. Felette a középső-pleisztocén Paksi Lösz Formáció települ, amelynek a bázisát alkotó paleotalajok is még vörös agyagok. A Villányi-hegység közvetlen közelében hasonló korú, felső-pannóniai – negyedidőszaki, szintén finomszemcsés medenceüledékek rakódtak le. Ezekben azonban nem találunk vörös agyagokat, hanem szürke vagy sárga színűek. Összehasonlításul ilyen medenceüledékeket is megvizsgáltunk. A vizsgált területet az *1. ábra* mutatja be.

A szárazföldi üledékek rétegtani viszonyait elsősorban Kretzoi (1956, 1969) és Jánossy (1979) klasszikus gerinces őslénytani vizsgálataiból ismerjük. Újabban Kaiser (1999), Kordos (1991, 2001), Koloszár & Marsi (2002), Koloszár (2004) valamint Császár et al. (2004) foglalkoztak a terület földtani viszonyaival. A klasszikus szerzők által elkülönített rétegtani egységekre vonatkozólag Schweitzer (1993) gyűjtötte össze a terepi megfigyeléseket, a geomorfológiai adatokat (pl. teraszok helyzete, édesvízi mészkő képződése), őslénytani és radioaktív kormeghatározásokat. Ezek alapján a következő szakaszokat különítette el: *Ruscinium-Csarnótanum* (4,5 – 3,0 millió év), *Villányium* (3,0 – 1,8 millió év) és *Biharium* (1,8 millió évnél fiatalabb).

A terület pliocén és negyedidőszaki üledékeire vonatkozó saját ásványtani vizsgálatait, valamint az irodalomban található korábbi adatokat Viczián (2002a) gyűjtötte össze és értékelte. Később Marosi & Koloszár (2004) valamint Dezső et al. (2007) foglalkoztak a Villányi-hegység karsztüledékeivel. Különleges, bauxitos összetételű mintákat Császár & Farkas (1984) vizsgáltak. A környező területek vörös agyagjainak ásványtani összetételét Földvári & Kovács-Pálffy (2002) ismertették. A Tolnai Hegyháton és a Mórágyi-

dombvidéken 3 rétegtani egységet, (1) a löszt, (2) a löszben levő paleotalajokat, valamint (3) a Tengelici Vörös Agyag Formációt hasonlították össze. A mennyiségi összetételben olyan szignifikáns különbségeket találtak, amelyek alapján ezeket az egységeket meg lehet különböztetni.



1. ábra: A DK-Dunántúl térképe, a cikkben említett lelőhelyek Koloszár (2004) szerint, módosítva. Jelmagyarázat: 1: fúrás, 2: felszíni feltárás.

Figure 1. Map of SE-Transdanubia with localities mentioned in the article after Koloszár (2004). Legends: 1: drilling, 2 surface exploration.

A környező medenceterületek pannóniai üledékeit régebbi fúrások tárták fel. Ezekből a Magyar Állami Földtani Intézetben készültek ásványtani vizsgálatok, amelyek kéziratos jelentésekben találhatók meg. A legtöbb publikált jelentés is tartalmaz mennyiségi ásványtani adatokat. Mindezeket a mennyiségi adatokat a dunántúli vörös agyagokra vonatkozóan Viczián (2007) gyűjtötte össze, egységesen értékelte, és az eredményeket összehasonlította a megelőző geomorfológiai és őslénytani vizsgálatok eredményeivel. Jelen cikkünk ennek az eredetileg angol nyelvű dolgozatnak egy részét tartalmazza magyar nyelven, kissé javítva, az MTA Pedoszféra konferenciáján (2013) elhangzottaknak megfelelően.

Módszerek

A minták mennyiségi ásványos összetételére vonatkozó adatokat elsősorban röntgen-diffrakciós módszerrel határoztuk meg. Ezeket legtöbbször egyeztettük *Földvári Mária* termikus elemzési adataival is.

A mérések legnagyobb része a Magyar Állami Földtani Intézet röntgen-laboratóriumában készült, a következő mérési paraméterek mellett: Philips PW 1710 típusú röntgen-

diffraktométer, CuKα sugárzás, 40 kV, 30 mA, grafit monokromátor, goniométer-sebesség: 2°/min. A Dezső et al. (2007) cikkben felhasznált röntgen-elemzéseket *Raucsik Béla* készítette a veszprémi Pannon Egyetem Föld- és Környezettudományi Tanszékén. Itt a műszeres paraméterek nagyon hasonlók voltak: Philips PW 1710 típusú röntgen-diffraktométer, CuKα sugárzás, 40 mA, 50 kV, rések: 1°–1°, proporcionális számláló, grafit monokromátor. A mennyiségi étékelés ugyanolyan módszerrel készült, mint a Magyar Állami Földtani Intézetben vizsgált minták esetén.

Általában minden mintának a teljes kőzetanyagából és a < 2 μm frakciójáról is készült vizsgálat. A < 2 μm frakciót ülepítéssel nyertük. A preparátumok a következők voltak a teljes kőzetre i) orientálatlan por-preparátum, a < 2 μm frakcióra, ii) üveglemezre pipettával cseppentett, szobahőmérsékleten szárított, orientált preparátum. Ez utóbbiról felvétel készült kezeletlen állapotban és etilén-glikollal kezelve. Itt a mennyiségi elemzéshez csak az agyagásványok bázisreflexióit hasonlítottuk össze egymás között, hogy elkerüljük az orientációból adódó hibákat. A teljes kőzet esetében az összes ásványt figyelembe vettük a mennyiségi összetétel megadásánál.

A Magyar Állami Földtani Intézetben rendszeresen használt mennyiségi határozó módszer a következő munkákon alapul: Náray-Szabó & Péter (1967), Viczián (1967), Rischák & Viczián (1974) és Szemerey-Szemethy (1976). Alapelve az ásványok kiválasztott reflexiói intenzitásának összehasonlítása. A mért intenzitásokat kísérletileg meghatározott vagy becsült faktorokkal szorozzuk, hogy a különböző összetételű és szerkezetű fázisokat mennyiségileg össze tudjuk hasonlítani. Az egyes elemzők nem mindig azonos faktorral dolgoztak, kisebb különbségek előfordulhatnak. Ezt figyelembe véve nem nevezhetjük az eredményeket szigorúan kvantitatívnak, és ezeket bizonyos elővigyázatossággal kell kezelni. De az adatok eléggé egységesek arra, hogy egymás között összehasonlítsuk őket, és összetételi tendenciákat tudjunk kimutatni.

Eredmények

A jelen áttekintésben felhasznált adatok forrását az *1. táblázat* mutatja. 181 teljes kőzetre és 129 darab < 2 μm frakcióra vonatkozó mennyiségi elemzés adatait gyűjtöttük össze. A táblázatban a megvizsgált formációk viszonylagos földtani koruk szerint vannak felsorolva.

Az egyes üledéktípusokra vonatkozó mennyiségi elemzési adatokat egy-egy háromszög-diagramon ábrázoltuk, külön a teljes kőzetre és a < 2 μm frakcióra. A háromszög csúcsaira egy-egy ásványcsoport mennyiségét vittük fel. Az ásványokat feltételezett genetikai jelentőségük szerint csoportosítottuk. Ennek alapja az agyagásványok esetében a mállottsági fok, azaz a kilúgzás mértéke. Ezt fejezik ki már a Millot (1964, p. 358) által felállított degradációs-aggradációs sorok is. Azóta ezt a genetikai csoportosítást számtalan talajásványtani és üledékes kőzettani vizsgálat igazolta. A *teljes kőzetre* vonatkozólag ez a 3 ásványcsoport a következő:

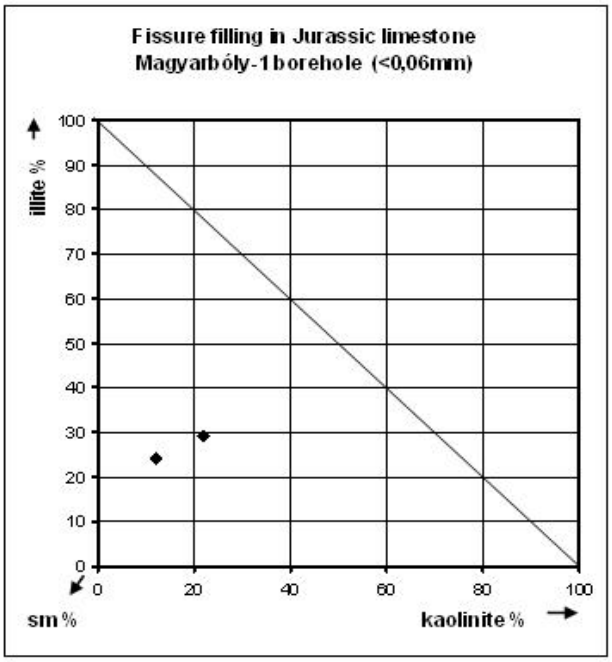
Karbonát-ásványok: kalcit, aragonit, Mg-kalcit, dolomit, sziderit. Ezek közül csak a kalcit gyakori, a többi nagyon ritka. A kalcit-tartalom nagy határok között változik, de legtöbbször nincs jelentősége a szilikátos fázisok keletkezése szempontjából. A hasadékkitöltésekben a kalcit vagy másodlagosan a karsztos oldatokból vált ki, vagy a mellékkőzetből letöredezett mészkőtörmelék. Nagyobb jelentősége van a kalcitnak a tavi medenceüledékekben. A karbonát-ásványokhoz soroltuk még a piritet is, amely kis mennyiségben redukált tavi medenceüledékekben fordul elő.

Az üledék típusa	Lelőhely	Rétegtani helyzet	Elemzések száma		Elemző (röntgen-diffrakció)	Hivatkozások
			Teljes kőzet	< 2 µm		
Szürke agyag hasadékkitöltés	Magyarbóly-1. fúrás	Miocén?	-	2 (< 0,06 mm)	*Rischák G.* újra értékelte: *Viczián I.*	*Rischák* (1987): kéziratos jelentés
Tavi és szárazföldi üledékek	Magyarbóly-1. fúrás	Száki Fm., felső- pannóniai, pleisztocén	18	11	*Viczián I.*	*Viczián* (1988): kéziratos jel., *Tanács & Viczián* (1995)
Tavi és száraz-földi üledékek	Villány-7. fúrás	felső-pannóniai, pleisztocén	15	-	*Viczián I.*	*Viczián & Földvári* (1988): kéziratos jel.
Vörös bauxitos agyag hasadékkitöltés	Beremend	felső-kréta? - Tengelici Fm.?	4	-	*Farkas L.*	*Császár & Farkas* (1984)
Széles üreget kitöltő vörös agyag	Beremend, 26. sz. lelőhely	Tengelici Fm., Beremendi Tagozat	48	40	*Kovács-Pálffy P.*	*Marsi & Koloszár* (2004)
Sárga kőzetliszt hasadékkitöltés	Villány, Somssich-hegy 2. sz. lelőhely	also-pleisztocén	14	-	*Szemethy A.*, újra értékelte: *Viczián I*	*Szemethy & Földvári* (1978): kéziratos jel.
Vörös agyag, szárazföldi üledék, eluviális-deluviális és reziduális fácies	Bár-5., Tengelic-2. fúrás, Mórágyi-rög, tolnai Hegyhát	Tengelici Fm., Tengelici Tagozat	34	32	*Viczián I.* *Kovács-Pálffy P.*	*Viczián* (1971): kéziratos jel., *Halmai et al.* (1982), *Földvári & Kovács-Pálffy* (2002)
Vörös agyag, paleotalaj	Mórágyi-rög, tolnai Hegyhát	Paksi Lösz Fm. bázis-rétegei (PD, Pv_1-v_5)	27	27	*Kovács-Pálffy P.*	*Földvári & Kovács-Pálffy* (2002)
Karszt-üledékek: hasadék- és bar-langi kitöltés, stb.	Villányi-hegység.	felső-pannóniai, Ten-gelici Fm., Paksi Lösz Fm. bázis-rétegei (PD)	21	17	*Raucsik B.*, újra értékelte: *Viczián I.*	*Dezső et al.* (2007)

1. táblázat. A DK-dunántúli pliocén és also-pleisztocén üledékekre vonatkozó mennyiségi ásványtani adatok forrásai

Törmelékes ásványok és a mérsékelt mállás termékei: Törmelékes, nem mállott ásványoknak tekintettük a következő ásványokat: kvarc, plagioklász, K-földpát, valamint az agyagásványok közül az illit és a klorit. Legtöbbször kimutatható, hogy az illit jól-kristályos, 2M módosulat. Az eddig felsorolt földpátok és agyagásványok viszonylag száraz éghajlaton végbement, mérsékelt mállása termékének tekintettük a következő agyagásványokat: szmektit, kevert rétegű illit/szmektit és vermikulit. A teljes kőzetösszetételt ábrázoló háromszög-diagramon a nem mállott és mérsékelten mállott csoportot együtt tüntetjük fel, de a < 2 μm frakciót ábrázoló diagramon már külön szerepelnek.

Erős mállás termékei: Feltételezzük, hogy az itt felsorolt fázisok erős mállás során keletkeztek meleg és nedves körülmények között. A leggyakoribb ásvány a kaolinit, amelyik nagyon rendezetlen, és gyakran átmegy kaolinit/szmektit kevert szerkezetbe. Az intenzív mállás során számos oxid és hidroxid is keletkezik, a Fe-ásványok közül goethit, hematit, (lepidoklokit) és amorf Fe-hidroxidok, valamint a Ti-oxidok közül az anatáz és a rutil. Ennek a csoportnak fontos tagja a bauxit-ásványok közül a gibbsit.



2. ábra: Hasadékkitöltő agyag (< 0,06 mm) agyagásványos összetétele jura mészkőben, Magyarbóly-1. fúrás.

Az ásványok rövidítései a *2 – 17. ábrákon*: sm: szmektit, v: vermikulit, 14: 14 Å-ös agyagásvány, i: illit, b: biotit, k: kaolinit, chl: klorit, gb: gibbsite, amph: amfibol, q: kvarc, Kfp: káliföldpát, pl: plagioklász, carb: karbonátok, hem: hematit, goe: goethite, lepid: lepidokrokit, amorph. Fe-OH: amorf vas-hidroxidok, anat: anatáz, rut: rutil, p: pirit. /: a véletlen kevert rétegű szerkezet jele, pl. i/sm: illit/szmektit véletlen kevert rétegű ásvány.

A *< 2 μm frakciót* ábrázoló diagramon csak az agyagásványok és a gibbsit relatív mennyiségeit tüntettük fel. A háromszög 3 csúcsán a következő 3 csoportot ábrázoljuk:

Törmelékes ásványok: Illit és az illithez közelálló összetételű kevert rétegű illit/szmektit.

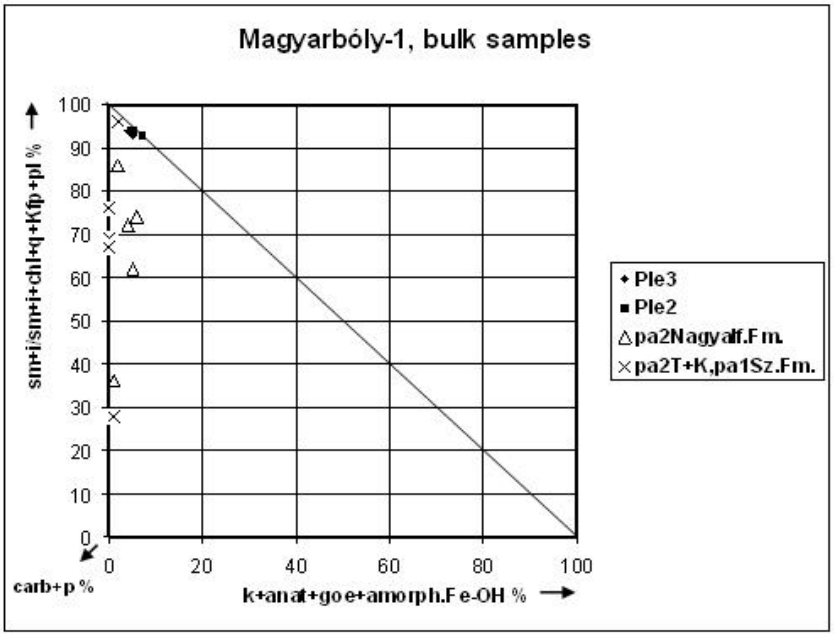
A mérsékelt mállás termékei: Mint a teljes kőzet összetételénél, itt is a szmektit és a vermikulit tartoznak ide. Ide soroljuk a kevert rétegű illit/szmektitet is, ha az összetétele széles határok között változik, vagy közel áll a tiszta szmektithez. Ide soroltuk továbbá a kevert rétegű kaolinit/szmektitet is, elsősorban módszertani okokból, mert nem lehet biztosan elkülöníteni a tiszta szmektittől. De ez már átmenetet képez az erős mállás termékei felé.

Az erős mállás termékei: Kaolinit, mindig nagyon rendezetlen és véletlenszerűen orientált. Nagy mennyiségben fordul elő. A legerősebb kilúgzás terméke a gibbsit.

A továbbiakban sorra vesszük a DK-Dunántúlon előforduló vörös agyagot tartalmazó, vagy ahhoz kapcsolódó formációkat, közelítőleg csökkenő földtani kor szerinti sorrendben. Ásványos összetételüket a két háromszög-diagramon ábrázoljuk.

Szürke agyag hasadékkitöltés a Magyarbóly-1. sz. fúrásban (felső-pannóniainál idősebb)

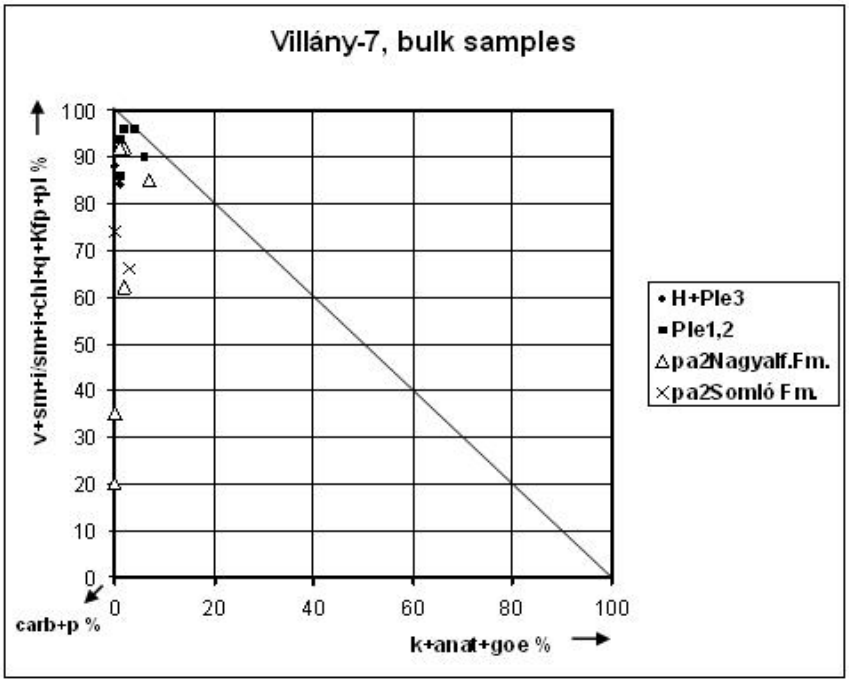
A Magyarbóly-1. számú. fúrás a Villányi-hegységtől néhány km-re DK-re mélyült. A Pannóniai fedő alatt jura mészkövet harántolt. A mészkőben számos hasadék van, amelyeket szürke vagy zöldesszürke agyag tölt ki. Két szürke agyag mintának a < 0,06 mm frakcióját vizsgáltuk (*2. ábra*). Az agyagásvány-együttesben a legtöbb a szmektit, elég sok a kaolinit, de a klorit hiányzik. Ez mérsékelten mállott üledékanyagra utal. A hasadékkitöltés kora idősebb kell hogy legyen, mint a mészkövet fedő legidősebb formáció, amely itt az alsó-pannóniai Száki Formáció. A kor feltehetően körülbelül egyezik annak a tektonikai fázisnak a korával, amely a hasadékokat létrehozta, valószínűleg ó-harmadidőszaki (Koloszár, 2004). Annak a mállási kéregnek a kora, ahonnan ez a hasadékkitöltés származhat, még bizonytalanabb, de lehet, hogy jóval idősebbi, mint a hasadékba való bemosódás kora.



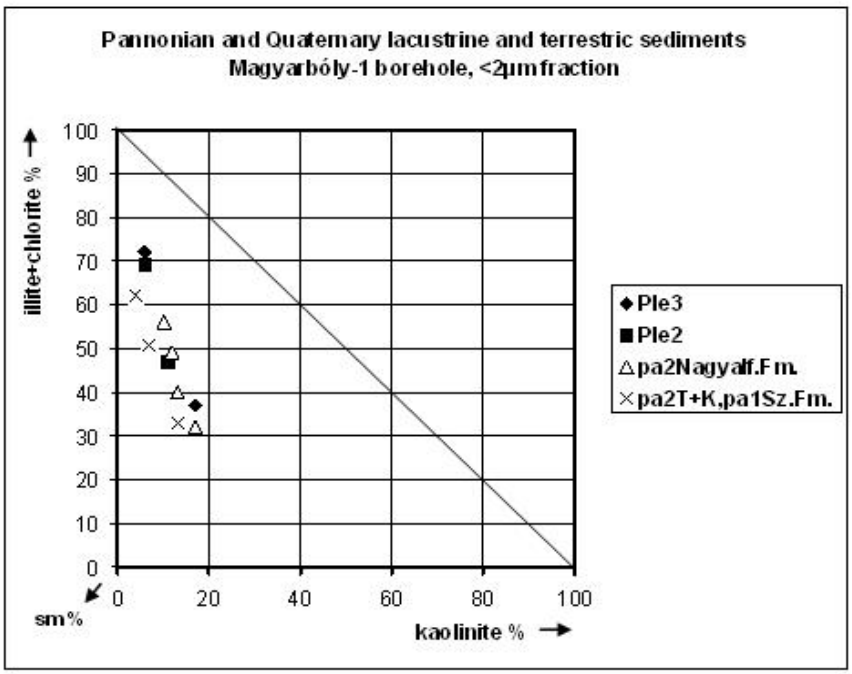
3. ábra: Pannóniai és negyedidőszaki üledékek teljes kőzetanyagának ásványos összetétele a Magyarbóly-1. fúrásban. Jelmagyarázat: Ple2: középső-pleisztocén, Ple3: felső-pleisztocén, pa2Nagyalf.Fm.: felső-pannóniai Nagyalföldi Formáció, pa2T + K, pa1Sz.Fm.: felső-pannóniai Tihanyi és Kállai Formációk és alsó-pannóniai Száki Formáció.

Tavi és szárazföldi üledékek a Villányi-hegység szomszédságában levő medenceüledékekben (pannóniai)

A Villányi-hegység közvetlen keleti előterében mélyült Magyarbóly-1. és Villány-7. sz. fúrások maganyagából készültek ásványtani vizsgálatok. Ezekben a fúrásokban a következő formációk fordulnak elő: alsó-pannóniai Száki, felső-pannóniai Kállai, Somlói, Tihanyi és Nagyalföldi Formációk, valamint negyedidőszaki képződmények (Jámbor, 1986 kéziratos jelentése). A mélyfúrások teljes kőzetét bemutató diagramokon (*3.* és *4. ábra*) feltűnő a karbonát tartalom nagy ingadozása.



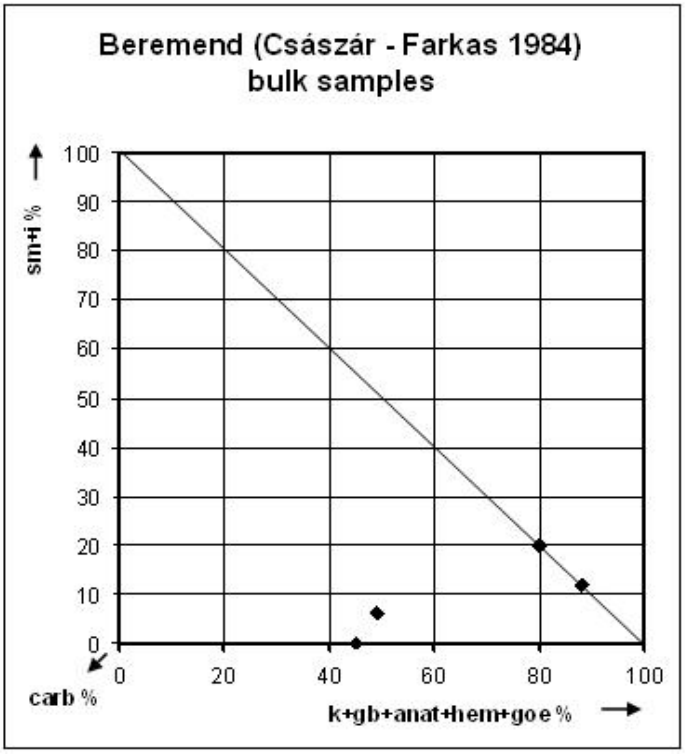
4. ábra: Pannóniai és negyedidőszaki üledékek teljes kőzetanyagának ásványos összetétele a Villány-7. fúrásban. Jelmagyarázat: H + Ple3: holocén és felső-pleisztocén, Ple1,2: alsó- és középső-pleisztocén, pa2Nagyalf.Fm.: felső-pannóniai Nagyalföldi Formáció, pa2SomlóFm.: felső-pannóniai Somlói Formáció.



5. ábra: Pannóniai és negyedidőszaki üledékek < 2 µm frakciójának agyagásványos összetétele a Magyarbóly-1. fúrásban. Jelmagyarázat: lásd *3. ábra*.

A pannóniaiban nagy karbonát tartalmakat találunk. A karbonát nemcsak kalcit lehet, hanem dolomit is, néha igen nagy mennyiségben, valamint a Száki Formációban Mg-kalcit. Ugyanakkor ezekben a mélyfúrásokban a negyedidőszaki üledékek majdnem karbonát-mentesek. A nem-karbonátos elegyrészek határozottan nem, vagy csak kissé mállottak. Az

agyag-frakcióról csak a Magyarbóly-1. fúrásból készült vizsgálat (*5. ábra*). A diagramban nagy szórást találunk a nem mállott és közepesen mállott elegyrészek között, de a kaolinit tartalom kicsi. A fő agyagásványok illit, szmektit és kevert rétegű illit/szmektit. Klorit is kevés van, kb. azonos mennyiségben van, mint a kaolinit. Úgy tűnik, hogy a növekvő szmektit tartalommal a kaolinit mennyisége növekszik, kb. 20%-ig, ami már kissé mállottabb összetételnek felel meg. Úgy tűnik, hogy nincs összefüggés az illit : szmektit arány és a rétegtani helyzet között sem. Az arány szórása ugyanolyan nagy a pannóniai formációkban, mint a negyedidőszaki üledékekben. Az üledékek általában szürke színűek, a vas redukált állapotban van, de a Nagyalföldi Tarkaagyag Formációban és afölött, a formáció nevének megfelelően már gyakrabban előfordulnak tarkaagyag jellegű, sárgafoltos, goethitet vagy amorf limonitot tartalmazó minták.



6. ábra: Bauxitos agyagok teljes kőzetanyagának ásványos összetétele a Beremendi-kőfejtőben (Császár & Farkas, 1984).

Mindezek a megfigyelések jól egyeznek a pannóniai és negyedidőszaki medenceüledékek máshol talált összetételével a Pannon-medencében (lásd pl. Viczián, 1984, 2002a, b; Tanács & Viczián, 1995). Ugyanakkor határozottan különböznek a Villányi-hegység hasadékaiban és karsztos üregeiben megőrződött, egykorú, többé-kevésbé mállott szárazföldi üledékektől.

A Tengelici Formáció vörös agyagjai. A rétegtani viszonyok és a területi elterjedés áttekintése

A vörös agyag elterjedt képződmény a DK-Dunántúlon, a pleisztocén Paksi Lösz Formáció feküjében. Már igen korán *Földváriné Vogl* határozta meg az összetételét DTA módszerrel (Vadász, 1968). Később *Szöőr* vizsgálta ezt a képződményt derivatográfos és infravörös spektroszkópiai módszerrel (Schweitzer, 1993; Schweitzer & Szöőr, 1997). Felismerték, hogy a vörös agyagokon belül kétféle összetételt lehet megkülönböztetni, egy kaolinitben gazdag változatot, és egy illitben és szmektitben gazdag változatot.

A kaolinitben gazdag változat elterjedése a Villányi-hegység karsztos felszíneire korlátozódik, és úgy látszik, hogy ez az idősebb változat (a *Tengelici Formáció"Beremendi Tagozata"*, Koloszár, 2004). Jellemző előfordulásai Siklós, Vokány, Villány, Beremend és Csarnóta, amelyeket Bidló (1980, 1983b, 1985) vizsgált röntgen-diffrakciós és termikus módszerekkel. Ő ismerte fel elsőnek ezekben a vörös agyagokban a kaolinit különösen rendezetlen jellegét. A Beremenden előforduló vörös agyagokat újabban Dezső és munkatársai (2007) vizsgálták.

Az illitben és szmektitben gazdag változat sokkal elterjedtebb, mint a kaolinites típus. A dombvidékeken fordul elő, és általában fiatalabb annál (a *Tengelici Formáció "Tengelici Tagozata"*, Koloszár, 2004). A formáció egy 25 – 60 m vastag rétegsorozatot alkot, amelyben alulról felfelé alluviális homok, esetenként bazalttufából származó bentonit, eluviális-deluviális tarkaagyag és reziduális fácies követik egymást. Ezek fölött helyezkedik el a vörös agyag, amely a formáció legfelső rétege. Az egész sorozat jelentős üledékhézaggal települ a felső-pannóniai üledékek lepusztult felszínére. A formáció kora feltehetőleg alsó-pleisztocén. Magának a vörös agyagnak a vastagsága néhány métertől majdnem 20 méterig változik. Fedője egy másik vörös agyag, amely már a Paksi Lösz Formáció kezdő rétege. A Tengelici Tagozat színe kevésbé mélyvörös, mint a Beremendi Tagozaté, ezért ezt Schweitzer & Szöőr (1997) „vöröses"-nek nevezték.

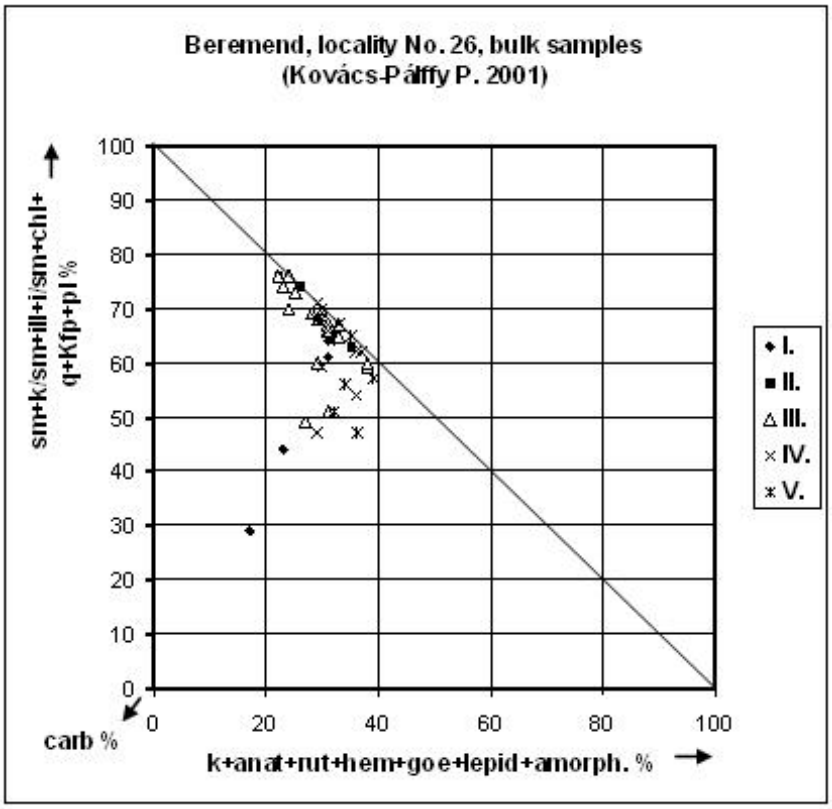
Vörös bauxitos agyag a Beremendi-kőfejtőben ("felső-kréta"?, Tengelici Formáció, Beremendi Tagozat)

A Beremendi-kőfejtőben Császár & Farkas (1984) vörös bauxitos agyagot írtak le, amely a Nagyharsányi Mészkő hasadékait és karsztos mélyedéseit tölti ki. Ezekből 4 ásványtani elemzést közöltek, amelyek adatait a *6. ábra* háromszög-diagramján ábrázoltunk. A minták karbonát tartalmukban különböznek. A karbonát-mentes összetétel mind a négy esetben lényegében azonos: kaolinit 50 – 60%, a gibbsit mennyisége, amely a bauxit-ásványokat képviseli, 2 és 21% között változik. A bauxitokra jellemző tulajdonság a kvarc hiánya, valamint az anatáz, hematit és goethit megléte, de nem jellemző a bauxitokra a montmorillonit és illit, és az, hogy a kaolinit nagyon rendezetlen. A bauxitokhoz legközelebb áll a 21% gibbsitet tartalmazó minta, amelyben a kaolinit is valamivel jobban rendezett, de Bárdossy (1977, 66. ábra) osztályozása szerint még ez a minta is csak bauxitos agyagnak nevezhető kis gibbsit tartalma miatt. Császár & Farkas (1984) is kiemelték, hogy ez a bauxitos agyag különbözik a már ismert alsó-kréta Harsányhegyi Bauxit Formációtól, mert az biztosan idősebb, mint a Nagyharsányi Mészkő Formáció, és az összetétele is lényegesen különbözik attól. A Harsányhegyi Bauxit Formációban nincs gibbsit, hanem a bauxit-ásványai vagy böhmit és diaszpor (Dudich & Mindszenty, 1984), vagy csak diaszpor (Császár, 2002; 6. és 7. táblázat, Bognár & Földvári elemzései).

A bauxitos agyag kora bizonytalan. Császár & Farkas (1984) is megkülönböztették a Harsányhegyi Bauxittól, és ezt egy „felső" vagy „második bauxit-szint"-nek tekintették. Rámutattak, hogy fiatalabbnak kell lennie, mint az alsó-kréta Nagyharsányi Mészkő Formáció, amely a bezáró kőzete, de a kor alsó határát nem ismerjük, mert nincs fedő kőzet fölötte. Bizonytalanul feltételezték, hogy felső-kréta korú, vagy idősebb, mint a Bissei Márga Formáció, vagy, még valószínűbbnek tartották, hogy fiatalabb, mint a szenon utáni kiemelkedés és lepusztulás. Ugyanezt az álláspontot ismételte meg Császár (2002) monográfiája, valamint Császár & Kordos (2004) kirándulásvezetője. Megjegyezték viszont, hogy ebben az esetben nincs nagy esély gazdaságilag jelentős telep megmaradására, mert a terület a miocénig nem volt elfedve. A gibbsit-tartalmú minták korát később külön fejezetben fogjuk tárgyalni.

Széles üreget kitöltő vörös agyag a Beremendi-kőfejtőben (26. sz. lelőhely, Tengelici Formáció, Beremendi Tagozat)

A Beremendi-kőfejtőben egy hatalmas, 24 m magas és néhányszor tíz méter átmérőjű vörös agyagból álló pillért hagyott meg a kőbányászat, amely egy széles karsztos mélyedés kitöltésének maradványa. Marsi & Koloszár (2004) ezt a lelőhelyet 26. szám alatt tartották nyilván, és részletesen megvizsgálták. Az egész pillért 5 szintre osztották, és minden fél méterből vettek mintát ásványtani vizsgálatra. A kvantitatív röntgen-diffrakciós vizsgálatokat Kovács-Pálffy végezte. Az adatok a Koloszár & Marsi (2001) által szerkesztett kéziratos jelentésben találhatók. A teljes kőzet összetételét a *7. ábrán*, a < 2 μm frakció összetételét a *8. ábrán* mutatjuk be, ahol az egyes szinteket különböző jelekkel ábrázoltuk.

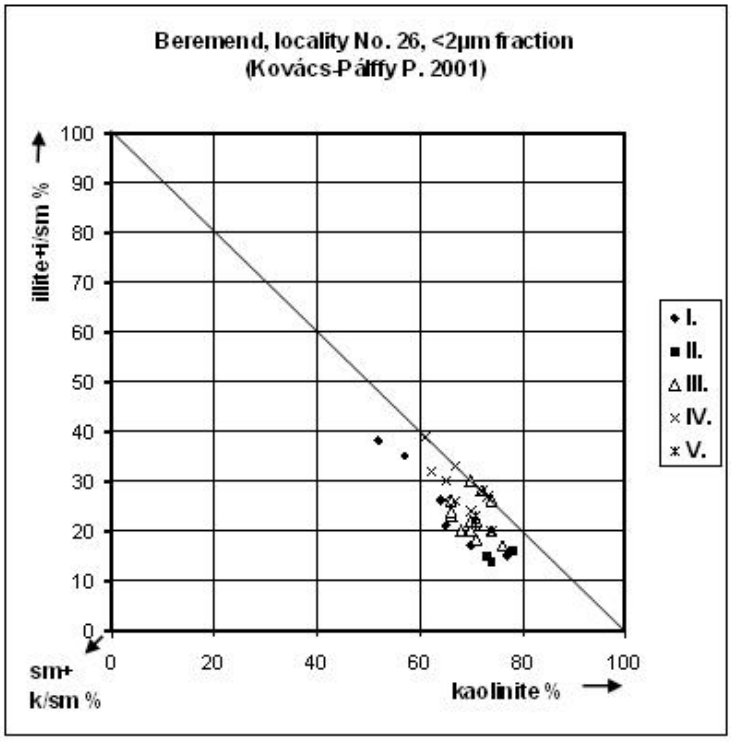


7. ábra: Vörös agyagok teljes kőzetanyagának ásványos összetétele a Beremendi-kőfejtő 26. sz. lelőhelyéről (elemző: *Kovács-Pálffy*, 2001, lásd 1. táblázat). Jelmagyarázat: I., II., III., IV., V.: szintek felülről lefelé.

Az egész adatsor azonban feltűnően egységes, az egyes szinteket ábrázoló pontok szórási területe egymást fedi, az egyes szintek átlaga majdnem megegyezik. Csak a karbonát-tartalomban van kissé nagyobb változatosság, de ez a mellékkőzet belekerült mészkődarabjaiból adódik, és a vörös agyag összetételével nincs kapcsolatban. Ez az egyöntetűség jó egyezésben van az őslénytani megfigyelésekkel, amelyek szerint az egész töbör viszonylag rövid idő, mintegy 200 ezer év alatt töltődött ki. Kordos (2001) gerinces őslénytani vizsgálatai szerint az egész kitöltés kora 3,1 – 3,3 millió év. Koloszár (2004) ezt a lelőhelyet javasolta a Tengelici Formáció Beremendi Tagozata sztratotípusának.

A teljes kőzet összetétele (*7. ábra*) majdnem karbonát-mentes agyag, amelyben a közepes mállásra utaló szmektit az uralkodó agyagásvány. A második leggyakoribb agyagásvány viszont a rendezetlen kaolinit, és hematit és Ti-oxidok is vannak. A kvarc közepesen gyakori (10 – 20%), az illit kevés (10% alatt). A < 2 μm frakcióban (*8. ábra*) a kaolinit a leggyakoribb, szmektit kevés van (< 10%), a második leggyakoribb agyagásvány az

illit + illit/szmektit (20 – 40%). A kaolinit nagyon rendezetlen, részben kaolinit/szmektit kevert szerkezetbe megy át. Ezen a lelőhelyen nem volt gibbsit (két mintában nyomnyi mennyiséget leszámítva). A szerzők szerint a vörös agyagos kitöltés eredeti anyaga a lelőhely közelében az egykori mészkő-felszínen kialakult mállási kéreg lehetett, amely a mai Beremend mellett a hegység egészétől elkülönülő, külön álló kiemelkedést borított.

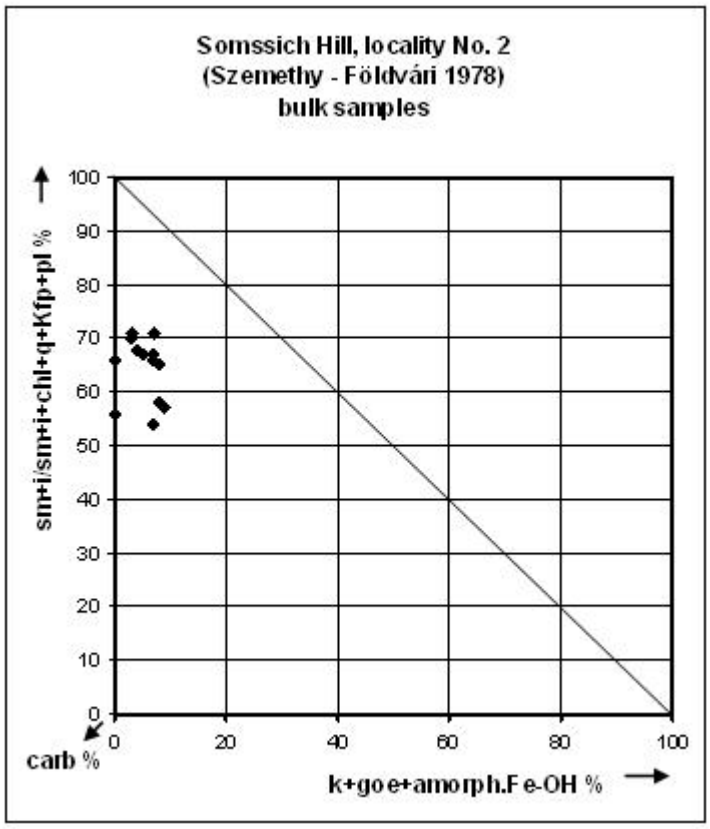


8. ábra: Vörös agyagok < 2 µm frakciójának agyagásványos összetétele a Beremendi-kőfejtő 26. sz. lelőhelyéről (elemző: *Kovács-Pálffy*, 2001, lásd 1. táblázat). Jelmagyarázat: I., II., III., IV., V.: szintek felülről lefelé.

Sárga, hasadékkitöltő kőzetliszt a villányi Somssich-hegyen, 2. lelőhely (alsó-pleisztocén)

A Somssich-hegy fontos ősgerinces lelőhely a Villányi-hegység keleti végén, Villány városa mellett. A 2. sz. lelőhelyen a felső-jura Szársomlyói Mészkőben kialakult hasadékot sárga kőzetliszt tölti ki. Az itt talált maradványok also-pleisztocén korúak, a gerinces rétegtan *Templomhegyi* emeletébe tartoznak (Jánossy, 1979), ami 0,9 millió évnek felel meg. Krolopp (2000) vizsgálatai szerint a puhatestű fauna az alsó-pleisztocén lehűlési időszakát mutatja.

A kőzetek összetétele itt különbözik az előzőekben tárgyalt vörös agyagok összetételétől. Amint a *9. ábra* diagramján is látszik, a minták 20 – 40% karbonátot tartalmaznak, ami egyedül csak kalcit. A szilikátok közül közepesen sok a kvarc (15 – 30%), kevés a földpát. A kaolinit nagyon kevés, némi vas-ásvánnyal, azaz goethittel és amorf vas-hidroxiddal együtt sem éri el a 10%-ot. Az uralkodó agyagásvány törmelékes illit, a diagramban az egész összetételi tartomány nagyon közel van a háromszög „nem mállott” ásványokat jelző csúcsához. Az egész összetétel általános jellege átmenetet képez a valódi lösz felé (Kordos, 1978, kéziratos jelentés).



9. ábra: Sárga agyagok teljes kőzetanyagának ásványos összetétele a Somssich-hegy 2. sz. lelőhelyéről (elemzők: Szemethy & Földvári, 1978, lásd 1. táblázat).

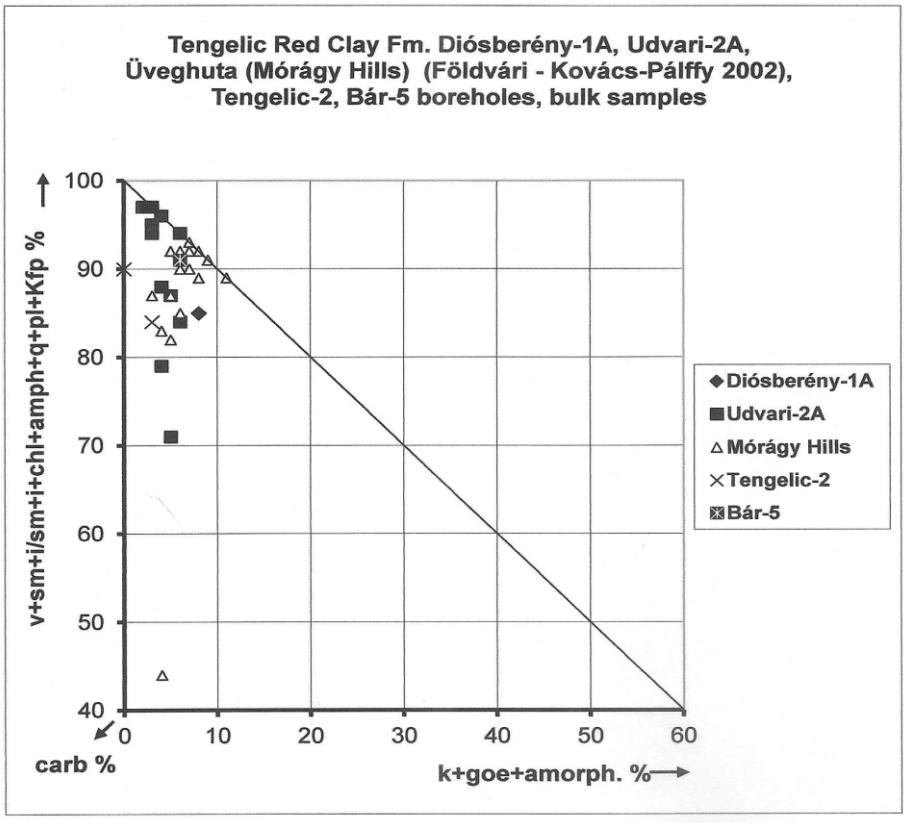
Úgy tűnik, hogy a hasadékkitöltésen belül van bizonyos függőleges irányú változás. Az alsó részén kaolinitet találunk, míg a felső részen klorit jelenik meg a kaolinit helyett. Hasonló módon a gerinces maradványok által jelzett környezet is változik a feltárás felső része felé haladva. Jánossy (1979) ezt úgy magyarázta, hogy a feltárás egy szakaszát mutatja a klíma lehűlésének az alsó-pleisztocén folyamán. A kaolinittől a klorit felé való eltolódás ezzel jó összhangban van.

Vörös vagy vöröses agyagok a Villányi-hegység tágabb környezetében (Tengelici Formáció, Tengelici Tagozat)

A dombvidéki területekhez sorolható Tétel-halomnál (Solttól DK-re) és Dunaföldvárnál a vörös agyag fő agyagásványa a kevert rétegű illit/szmektit, amelyhez kevés kaolinit járul (Borsy & Szöőr, 1981). Ezen a területen is Bidló (1983a) elemezte először röntgennel a vörös agyagokat. Dunaújvárosnál egy mintában uralkodóan rendezetlen kaolinitet talált. Lehet, hogy ez a dombvidéken kivételes összetétel azt mutatja, hogy itt is előfordulhat a *Beremendi Tagozat*.

A dombvidéki vörös agyagról az első röntgen-diffrakciós vizsgálat Bár község környékéről készült, ahol a vörös agyagot bazalt lávaár fedi le (Viczián, lásd Hőnig, 1971). A bári bazaltvulkán kitörése 2,17 millió évvel ezelőtt következett be, és K-ban gazdag bazaltot produkált (Hőnig, 1971; Szederkényi, 1980; Balogh et al., 1986). A kitörés időpontja beleesik a Tengelici Vörös Agyag Formáció keletkezési idejébe. A Bár-4. sz. fúrásban a bazaltot lösz fedi, alatta pedig 12 m vastag téglavörös és élénkvörös agyag települ. A Bár-5. sz. fúrásban a bazaltot lösz és 14,5 m vastagságban lösz betelepülésekkel váltakozó téglavörös agyag fedi. Itt a fekü 2,6 m vastag téglavörös agyag. A Bár-6. sz. fúrásban vörös agyag

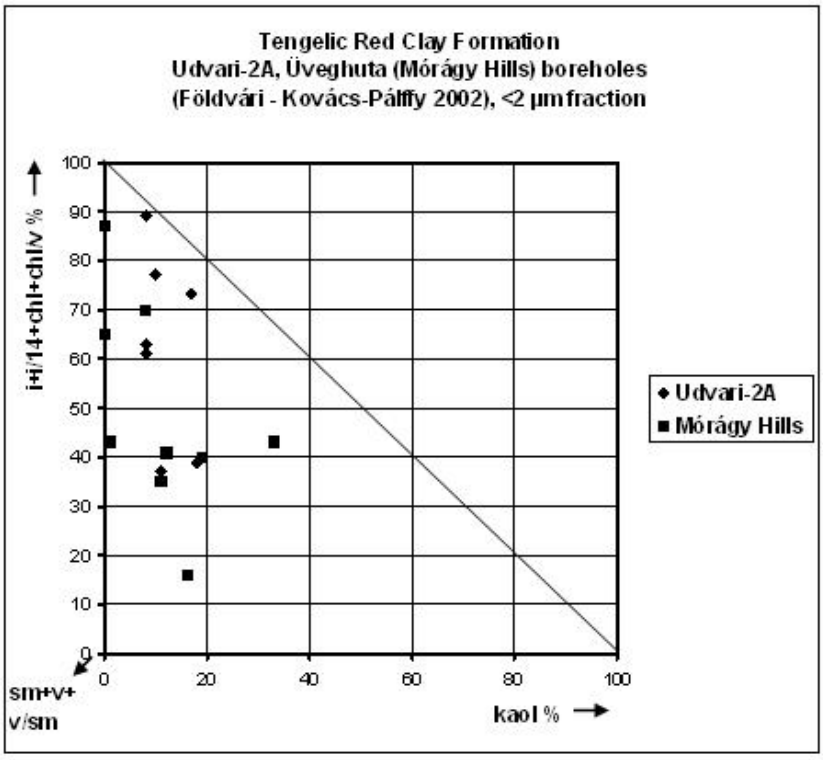
közbetelepüléseket tartalmazó lösz fedi a bazaltot. A fúrás a bazaltban állt le. A bazalt középső részén találtak olyan hasadékokat, amelyeket vörös agyag tölt ki. A bazalt felszínén hólyagüregeket tölt ki vörös agyag. A röntgenvizsgálat a következő mintából készült: Bár-5. fúrás, 53,3 – 53,7 m, téglavörös, kemény, kőzetlisztes agyag-agyagkő. A bazalttest alatt helyezkedik el, közvetlenül annak alsó határával érintkezik. Az ásványos összetétel mégsem mutat nagy kontakt hatást, mert sok a szmektit. Az összetétel különben tipikusan törmelékes típusú: sok kvarc, muszkovit, illit, földpátok. A karbonát csak kevés sziderit, ezenkívül a vas-ásványokat hematit képviseli. A minta a *Tengelici Formáció Tengelici Tagozatába* sorolható, annak egy idősebb tagja lehet. Ásványtani összetétele is jól illik ebbe a csoportba (*10. ábra*). Az egyetlen kontakt hatásra utaló jel az lehet, hogy a *Tengelici Tagozat* többi mintájában a vas-oxi-hidroxidok közül csak goethitet és amorf vas-hidroxidokat találunk, ebben az egy mintában csak hematitot.



10. ábra: A Tengelici Vörös Agyag Formáció teljes kőzetmintáinak ásványos összetétele. Lelőhelyek: Diósberény-1A., Udvari-2A., Üveghuta (Mórágyi-rög) fúrások (elemzők: *Földvári* & *Kovács-Pálffy*, 2002), Bár-5., Tengelic-2. fúrások.

Később a Tengelic-2. fúrásból két barnásvörös agyagmintát vizsgáltunk (Viczián, 1979; lásd Halmai et al., 1982 munkájában). Ez a fúrás lett a *Tengelici Formáció* névadója, és azt a rétegsort, amelyből a minták származtak, javasolta Koloszár (2004) a *Tengelici Tagozat* sztrato-típusának.

Az utóbbi időben a "vöröses" agyag ásványos összetétele is belekerült a radioaktív hulladék-elhelyezéssel foglalkozó kutatás témái közé. A *Tengelici Formáció* következő lelőhelyein végeztek részletes földtani és paleopedológiai vizsgálatokat: a tolnai Hegyhát területén (Jámbor, 1997), ezen belül az Udvari-2A. fúrásban (*11. ábra*) (Koloszár, 1997) és a Diósberény-1A. fúrásban (Marsi, 1997), valamint a Mórágyi-rög területén (Koloszár & Marsi, 1999; Koloszár et al., 2000; Marsi, 2000, 2002; Marsi et al., 2004).



11. ábra: A Tengelici Vörös Agyag Formációba tartozó minták < 2 µm frakciójának agyagásványos összetétele. Lelőhelyek: Udvari-2A., Üveghuta (Mórágyi-rög) fúrások (elemzők: *Földvári* & *Kovács-Pálffy*, 2002).

A jelen fejezetben a fiatalabb, illitben és szmektitben gazdag típusra vonatkozó mennyiségi ásványtani adatokat vettük figyelembe erről a kutatási területről. Ezeket a részben még nem publikált adatokat *Földvári M.* gyűjtötte össze és adta át a statisztikai feldolgozás céljaira. Ezek az adatok az említett két hegyháti fúrásból és a Mórágyi-rög területén az üveghutai fúrásokból származnak.

A teljes kőzet összetételét ábrázoló diagramon a mintákat ábrázoló pontok a háromszögnek a „nem vagy közepesen mállott" csúcsa környezetében összpontosulnak. Nem látszik észrevehető különbség a hegyháti és a mórágyi minták összetétele között. A karbonát általában nagyon kevés, de nemcsak kalcit van, hanem kevés dolomit is. A kaolinit hiányzik, vagy legfeljebb 3%-ig megy fel a mennyisége. A „vöröses" színt kristályos vagy részben amorf vas-hidroxidok okozzák, hematit nincs. A nem mállott ásványok közül feltűnően sok, 35 – 60% lehet a kvarc mennyisége. Marsi (2000) ismerte fel az ellenálló ásványok, köztük a kvarc feldúsulását a Tengelici Formáció mintáiban a fekü gránitmurvához illetve a pannóniai üledékekhez képest. Ezt „hosszú idejű, szemiarid mállás" hatásával magyarázta. A mi vizsgálataink szerint azonban még minden mintában megtalálható mind a plagioklász, mind a káliföldpát, ami azt mutatja, hogy a mállás nem volt olyan erős, hogy a földpátokat teljesen eltüntesse. Az agyagásványok közül a szmektit a leggyakoribb (15 – 30%). Egyes mintákban a szmektit vermikulitba megy át. További agyagásványok csökkenő gyakorisággal az illit és a klorit, mindkettő jól-kristályos.

Ezeknek a Tengelici Formációba sorolt vörös agyagoknak a mennyiségi ásványtani adatait Földvári & Kovács-Pálffy (2002) is értékelték. A megállapításaink jól egyeznek. Szerintük is ezekben az agyagokban kevés a karbonát (kalcit és egy kevés dolomit) és a plagioklász, az agyagásványok között uralkodóak a szmektitek, míg az illit és a klorit kevesebb. Ők is kiemelték a nagyon kis (< 2%) kaolinit tartalmat, és felismerték, hogy a szmektitet vermikulit helyettesítheti. Úgy találták, hogy a Mórágyi-rög területén (üveghutai fúrásokban) a

mállottság kissé erősebb, mint a tolnai Hegyháton. Ez a mi vizsgálataink szerint inkább a < 2 μm frakcióban látszik.

A < 2 μm frakció agyagásványai között vagy az illit vagy a 14 Å-ös ásványok (szmektit vagy vermikulit) a leggyakoribbak. A kaolinit mindig kevés. Az illit és a (szmektit + vermikulit) egymáshoz viszonyított aránya nagy szórást mutat. Különböző kevert rétegű szerkezetek is gyakoriak a vermikulit, szmektit, klorit és illit komponensek között. Úgy látszik, hogy a vermikulitos ásványok inkább a nagy illit tartalmakkal és klorittal együtt fordulnak elő, míg a kis illit tartalmú mintákban inkább szmektitet és kevés, de a vermikulitos csoportnál valamivel több kaolinitet találunk. Más szóval azt mondhatjuk, hogy kétféle agyagásvány-együttes található. Van egy nagyon kevéssé mállott együttes, amelyben az illit + klorit az uralkodó és mellette vermikulit van, és egy másik, közepesen mállott együttes, amelyben a szmektit + illit az uralkodó, és mellette kaolinit van. A területi különbségeket tekintve a < 2 μm frakció a Mórágyi-rögben valamivel mállottabbnak látszik, mint a tolnai Hegyháton.

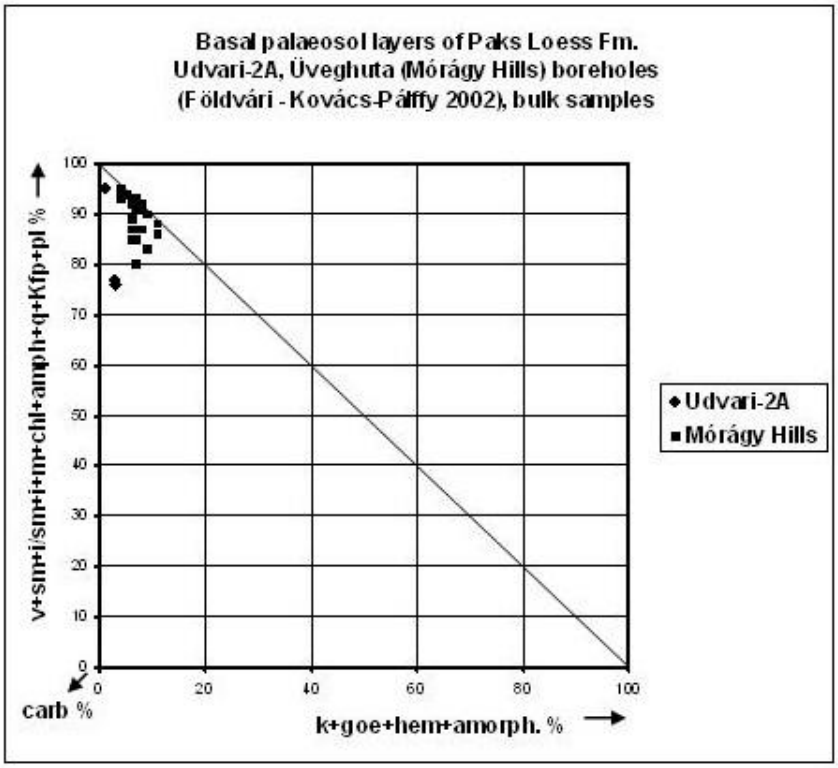
Összefoglalva azt mondhatjuk, hogy a Villányi-hegység tágabb környezetében a *Tengelici Formáció Tengelici Tagozatába* tartozó vörös agyagokban a szárazföldi üledékanyag gyengén vagy közepesen mállott és oxidált.

A Paksi Lösz Formáció vörös paleotalaj bázisrétegei a Villányi-hegység tágabb környezetében

A radioaktív hulladék-elhelyezéssel kapcsolatos kutatások során a vörös agyagok egy részét elkülönítették a Tengelici Formációtól, és külön rétegtani egységként tárgyalják. Ezek a középső-pleisztocén Paksi Lösz Formáció alján megjelenő vörös agyagok. Rétegtani helyzetük alsó-pleisztocén – legalsó középső-pleisztocén, koruk 0,8-tól ~1,2 millió évig terjed. A rétegtani helyzetet Koloszár & Marsi (2002) táblázata mutatja. A paleotalaj földtani és ásványtani viszonyait ugyanazok a cikkek tárgyalják, mint amelyeket a Tengelici Vörös Agyagról szóló fejezetben idéztünk. Ezen belül a Beremendi-kőfejtőben előforduló vörös paleotalajt Marsi & Koloszár (2004) a *„Paks Dupla" talajösszlettel* azonosították (PD, 0,8 millió év). A Diósberény-1A. és Udvari-2A. fúrásokban talált paleotalaj rétegeket Jámbor (1997) a Pv_1-v_5 és PA rétegekkel párhuzamosította. A Mórágyi-rög területen ezek a paleotalaj rétegek a PD szintbe tartoznak (Koloszár & Marsi, 2002).

A Tengelici Formációhoz hasonlóan a paleotalajra vonatkozó mennyiségi ásványtani adatokat is *Földvári Mária* gyűjtötte össze és bocsájtotta rendelkezésünkre.

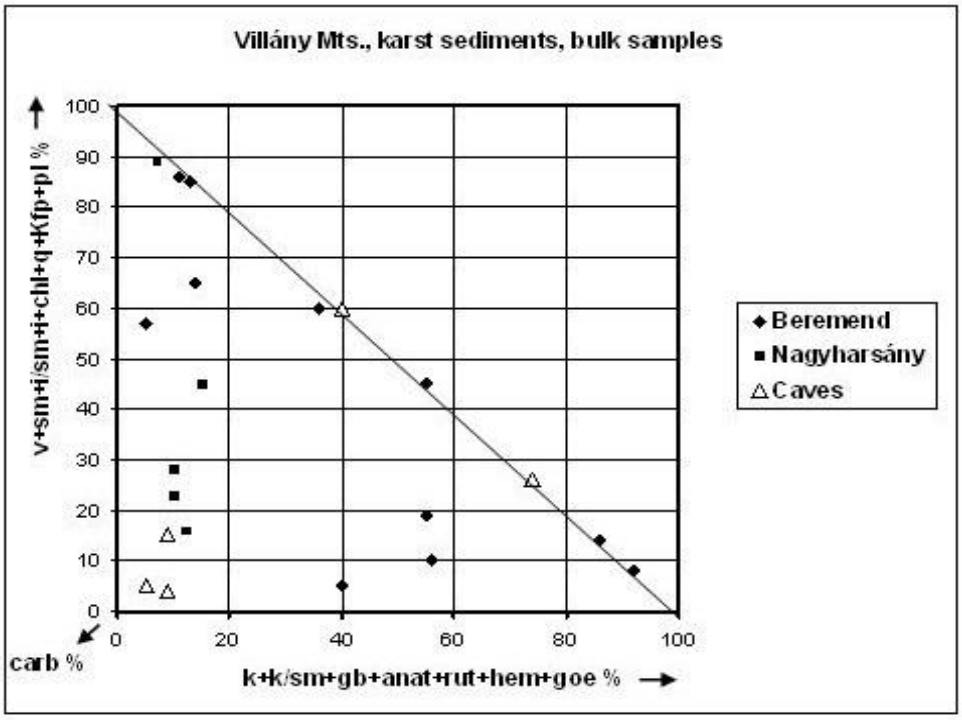
A tolnai Hegyháton mélyült két fúrás anyagában összehasonlítást lehet tenni a két képződmény között. A teljes kőzetmintákra (*12. ábra*) és a < 2 μm frakcióra (*13. ábra*) vonatkozó diagramokat tekintve feltűnő a Tengelici Formáció megfelelő diagramjaival való hasonlóság. A Tengelici teljes kőzetmintákra megállapított összefüggések ezekre a vörös paleotalajokra is érvényesek. Ez mutatja, hogy a két rétegtani egység keletkezési körülményei hasonlók voltak. A < 2 μm frakcióban már jobban látszanak a különbségek is. Úgy látszik, hogy a Tengelici vörös agyagokban általában több a szmektit és kevesebb az illit és a klorit, mint a Paksi bázis-paleotalajokban. Földvári & Kovács-Pálffy (2002) is szignifikáns különbségeket mutattak ki a két képződmény egyes paraméterei között, így a Tengelici Formációban szerintük több a szmektit, az összes agyagásvány, a H_2O és (H_2O + OH) tartalom, és kevesebb az illit, a klorit és a plagioklász tartalom. Mindez azt mutatja, hogy a Tengelici Formáció valamivel erősebben mállott ásvány-együttest tartalmaz, mint a Paksi Lösz bázisán levő paleotalaj rétegek.



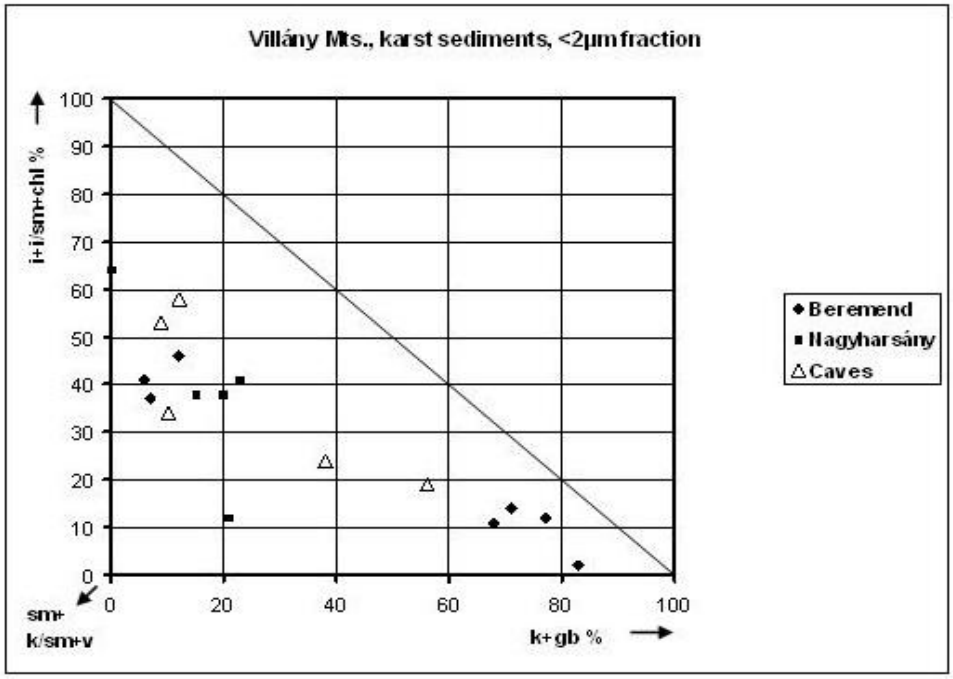
13. ábra: A Paksi Lösz Formáció paleotalaj bázisrétegeibe tartozó minták < 2 μm frakciójának agyagásványos összetétele. Lelőhelyek: Udvari-2A., Üveghuta (Mórágyi-rög) fúrások (elemzők: Földvári & Kovács-Pálffy, 2002).

Különböző karsztos üledékek a Villányi-hegységben (felső-pannóniai, Tengelici Formáció és Paksi Lösz Formáció)

Dezső et al. (2007) különböző eredetű hasadékkitöltő és barlangi üledékeket hasonlítottak össze a Villányi-hegység középső és DK-i részén. A földtani kort és a rétegtani helyzetet tekintve ezek a minták megismétlik szinte az összes eddig említett kategóriát. A vizsgált legidősebb képződmény olyan pannóniai homokos aleurolit, amely mint normális tavi üledék a mezozoos mészkő felszínére települt. A Nagyharsány I. sz. feltárásban ennek darabjai egy barlang beszakadt tetejéről kerültek bele a barlangi üledékek közé, valószínűleg már kissé mállott állapotban. A *Tengelici Vörös Agyag Formáció Beremendi Tagozatát* erősen mállott vörös agyag hasadékkitöltések képviselik. Ide tartozik a 26. sz. lelőhely anyaga is, amelynek korát 3,1 – 3,3 millió évre teszik (lásd a megfelelő fejezetet), bár összetételében már nem számítható a legmállottabb anyagnak. Hasonlóképpen megtalálhatók azok a vörös agyag hasadékkitöltések, amelyek ásványtani összetétele már kevéssé mállott, és a *Tengelici Vörös Agyag Formáció Tengelici Tagozatába* sorolhatók. Szintén a csak kissé mállott típusba tartozik a *Paksi Lösz bázisán* képződött vörös paleotalaj. Nehezen állapítható meg néhány barlangi agyag kora, amelyek összetételében erősen és kevéssé mállott, valamint átmeneti típusok is előfordulnak. A teljes kőzetminták ásványtani összetételét a *14. ábra*, a < 2 μm frakció összetételét a *15. ábra* mutatja. Két ásvány-együttes rajzolódik ki.



14. ábra: Karsztüledékek teljes kőzetanyagának ásványos összetétele a Villányi-hegységben.



15. ábra: Karsztüledékek < 2 µm frakciójának agyagásványos összetétele a Villányi-hegységben.

A gyengén vagy közepesen mállott típust különböző mennyiségű szmektit és illit, kevesebb kaolinit vagy klorit, elég sok kvarc és földpát jellemzi. A kaolinit közepesen rendezett. A vas-oxi-hidroxid ásvány uralkodólag goethit. Ilyen együttesek a következő helyeken találhatók:

- a Nagyharsányi-kőfejtőben a fedő pannóniai aleurolit barlangba behullott törmelékében és áthalmozott löszben,

- a Beremendi-kőfejtőben a mészkövet fedő és a lösz feküjét képező vörös paleotalajban, valamint néhány, a mészkőben lévő vörös agyagos hasadékkitöltésben és
- Villány város területén a Borpince-barlangban és a Templomhegyi-zsombolyban található agyagokban.

Az erősen mállott típusban a fő agyagásvány nagyon rendezetlen kaolinit, amelyet szmektit és kevert rétegű kaolinit/szmektit kísér. Megtaláljuk az anatázt és a rutilt, és kisebb vagy közepes mennyiségben a gibbsit is megjelenik. A kvarc általában nagyon kevés, vagy teljesen hiányzik. A vas-oxi-hidroxidok közül a hematit általában gyakoribb, mint a goethit. Ilyen üledékeket a következő helyeken találtunk:

- a Beremendi-kőfejtőben több hasadékkitöltésben,
- a máriagyűdi Macskalyuk-barlangban lerakódott finomszemcsés agyagban.

Két *átmeneti típust* találunk, amelyek jól megkülönböztethetők a *15. ábrán*:

- Villány városánál a Borpince-barlang legalsó kitöltő agyagjában és
- A Nagyharsányi-kőfejtő II. feltárásában egy mésszel cementált hasadékkitöltő konkrécióban.

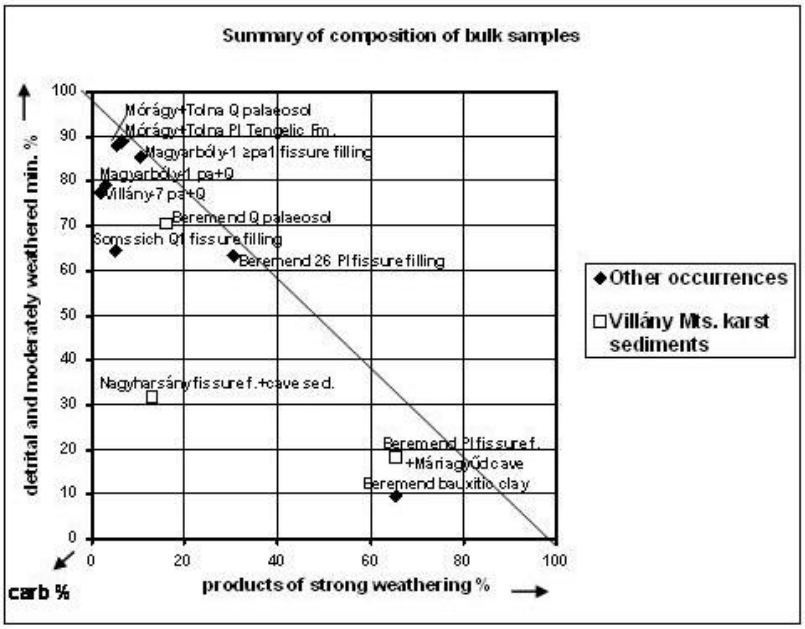
Az egyes DK-dunántúli vörös agyagos képződmények összehasonlítása

Annak érdekében, hogy az eddig külön-külön tárgyalt egyes DK-dunántúli vörös agyagos és ahhoz kapcsolódó képződményeket összehasonlíthassuk, kiszámítottuk átlagos összetételüket, és ezeket ugyanolyan háromszög-diagramokon ábrázoltuk, mint az egyes képződmények mintáinak összetételét. A teljes kőzetösszetételt a *16. ábra*, a < 2 μm frakció összetételét a *17. ábra* mutatja. Az ábrákon megkülönböztettük a Dezső et al. (2007) által vizsgált villányi-hegységi karsztüledékeket a többi típustól.

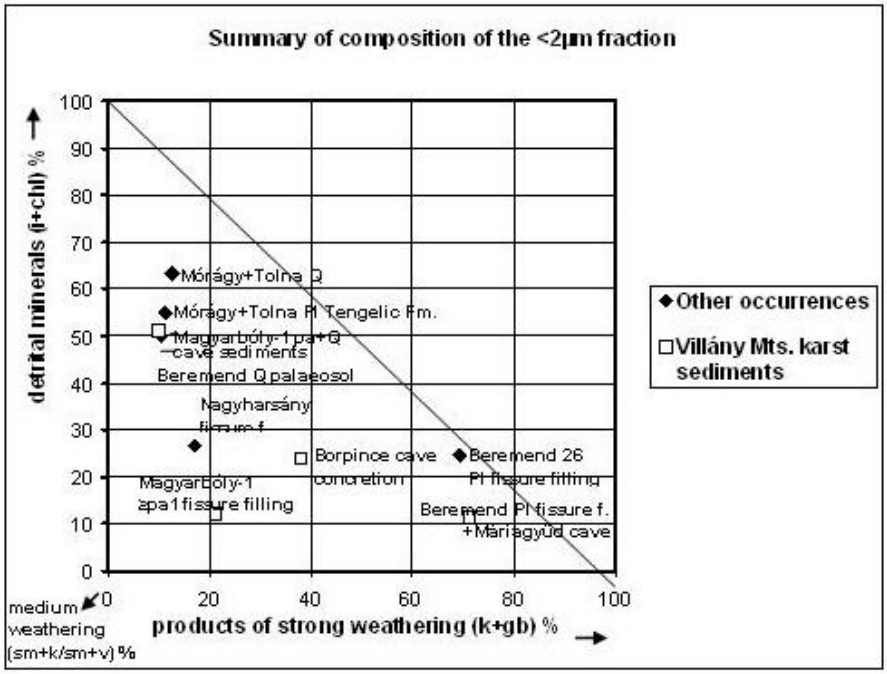
A *teljes kőzet* összetételének diagramján (*16. ábra*) az átlagértékek nem tükrözik az egyes képződményeken belüli nagy ingadozásokat. Ez különösen a karbonát-tartalomban jelentkezett egyes esetekben, mint pl. a pannóniai medenceüledékek és a Beremendi-kőfejtőben az erősen mállott agyagok és bauxitos agyagok esetében. De a genetikai értékelés szempontjából jelentősebb a gyengén és erősen mállott ásványok aránya, és ebben szerencsére az egyes képződményeken belül sokkal kisebb volt a szórás.

Az erősen mállott típusba tartozik a legtöbb vörös agyagos hasadékkitöltés a Beremendi-kőfejtőben. Ezek átlagába még beszámítottunk egy barlangi kitöltést a máriagyűdi Macskalyuk-barlangból. A legerősebben mállott típust a Császár & Farkas (1984) által vizsgált bauxitos agyagok képezik, de átlagos összetételük közel esik a Beremendi-kőfejtő többi mállott hasadékkitöltéséhez.

Majdnem az összes többi képződmény átlagos összetétele a diagram ellentétes sarkán összpontosul, a kissé vagy közepesen mállott, törmelékes eredetű ásványokat ábrázoló csúcs környékén. A legkevésbé mállottak a pannóniai medence-üledékek (Villány-7. és Magyarbóly-1. fúrások), a pre-pannóniai hasadékkitöltések a Magyarbóly-1. fúrásban, a Tengelici Formáció és a lösz alatti paleotalaj a Mórágyi-rög és a tolnai Hegyhát területén. Ide tartozik a Somssich-hegy alsó-pleisztocén kőzetlisztes hasadékkitöltése is, csak ennek nagyobb a karbonát tartalma. A Beremendi-kőfejtőben levő pleisztocén paleotalaj hasonló a többi paleotalajhoz, de azoknál észrevehetően nagyobb kaolinit tartalma van.



16. ábra: A vizsgált képződmények teljes kőzetanyagának átlagos ásványos összetétele. Jelmagyarázat: ≥ pa1: also-pannóniai vagy idősebb, pa: pannóniai, Pl: pliocén, Q1: alsó-pleisztocén, Q: pleisztocén.



17. ábra: A vizsgált képződmények < 2 µm frakciójának átlagos agyagásványos összetétele. Jelmagyarázat: lásd *16. ábra*.

A Nagyharsányi-kőfejtőben az egykori barlangjáratba belehullott pannóniai fedő összetétele határozottan különbözik a többi pannóniai medenceüledék összetételétől nagyobb kaolinit tartalmával. Ennek oka az lehet, hogy a barlang beszakadása már akkor következhetett be, amikor a pannóniai fedő már hosszú ideje ki volt téve a szárazföldi mállás hatásának. A Beremendi-kőfejtőben a Marsi & Koloszár (2004) által vizsgált 26. sz. nagy vörösagyag pillér összetétele is átmeneti jellegű. Érdekes, hogy a teljes kőzet összetétele kevésbé van közel a mállott típushoz, mint a < 2 µm frakcióé.

A < 2 µm frakciók átlagos összetételét ábrázoló diagramon (*17. ábra*) az egyes képződmények elhelyezkedése hasonló, mint a teljes kőzetet ábrázoló diagramon. A kaolinit + gibbsit csúcshoz közel helyezkednek el a legmállottabb képződmények, a Beremendi-kőfejtő vörös agyagos hasadékkitöltései, amelyekhez itt közelebb került a 26. lelőhely külön ábrázolt összetétele is. Itt is beremendi hasadékkitöltésekhez soroltuk a máriagyűdi Macskalyuk-barlang erősen mállott kitöltését.

A többi képződmény nagyrészt a diagram kis kaolinit-tartalmú (kb. 20% alatt) részén sorakozik, de a gyengén mállott és közepesen mállott komponensek aránya alapján jobban elválnak egymástól, mint a teljes kőzetet ábrázoló diagramon. A legkevésbé mállottak a Mórágyi-rög és a tolnai Hegyhát pleisztocén lösz alatti paleotalajai. Ezeket követi a Tengelici Vörös Agyag Formáció ugyanezen a területen, majd a pannóniai medenceüledékek a Villányi-hegység előterében (Magyarbóly-1. fúrás). Az átlagok kimutatják azokat a különbségeket, amelyek az egyes képződményeken belül nehezen volnának láthatók a nagy szórás miatt.

Néhány különleges képződmény itt is átmeneti helyzetet foglal el. Ilyenek a következők:

A Beremendi-kőfejtő paleotalaja – a teljes kőzettel ellentétben – nem tartalmaz több kaolinitet, mint a többi paleotalaj, de jelentősen több a montmorillonit tartalma, ami szintén a többi paleotalajhoz képest valamivel erősebb mállást mutat.

A kis kaolinit tartalmú agyagok között még nagyobb szmektit tartalmú az a pannon, vagy annál idősebb korú hasadékkitöltés, amelyet a Magyarbóly-1. fúrásban találtak, pannóniai fedő alatt. Idősebb, talán miocén kora miatt ennél a tufás eredet is számításba jön.

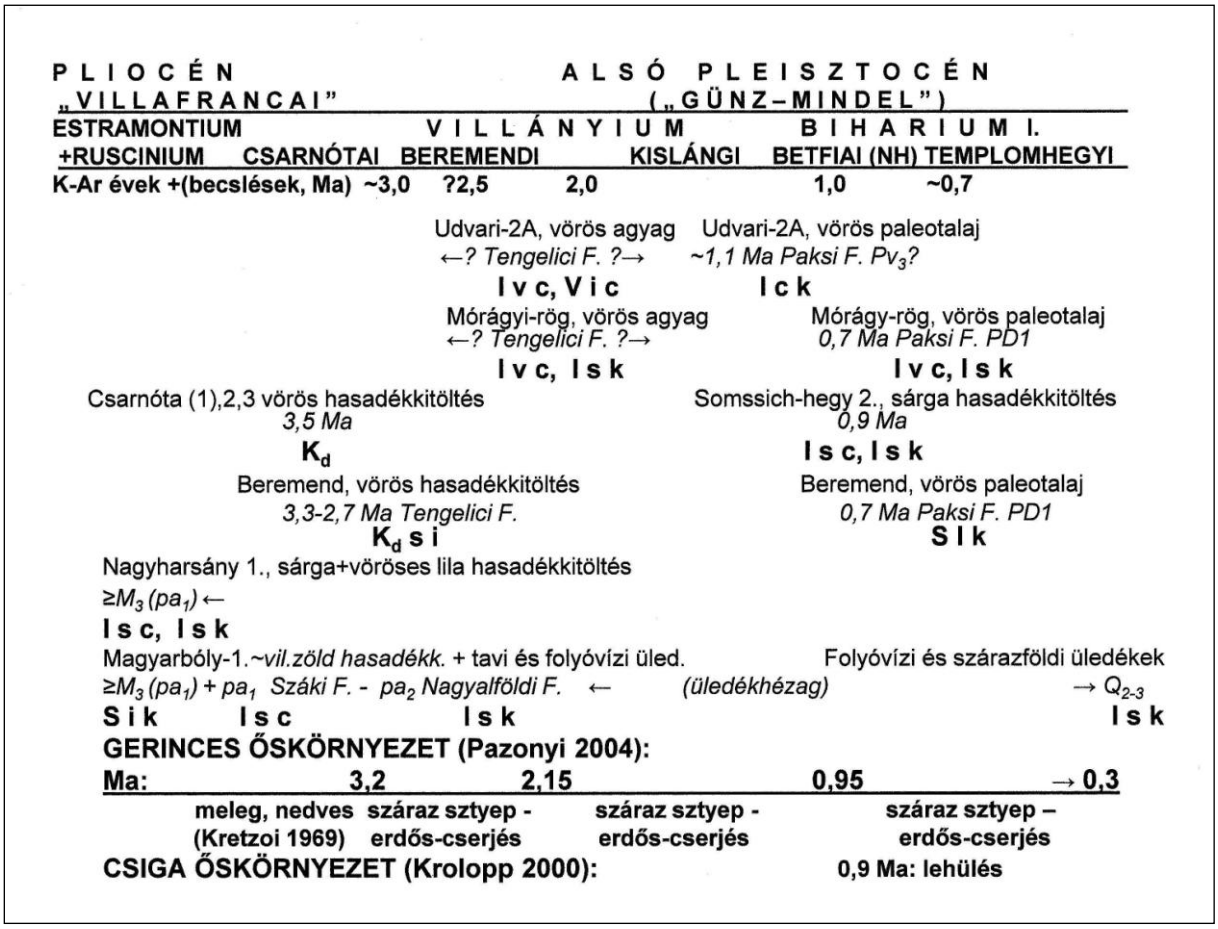
Külön ábrázoltunk két átmeneti összetételű mésszel cementált bemosott anyagot. Az egyik a Nagyharsányi-kőfejtő II. feltárásából egy hasadékban képződött, mésszel cementált konkréció, amelynek a minták között legnagyobb a szmektit tartalma. A másik, egy szintén átmeneti jellegű, mésszel cementált konkréció a villányi Borpince-barlangból inkább nagyobb kaolinit tartalmával tűnik ki.

A vörös agyagok kora és őskörnyezeti viszonyai

A genetikai értelmezés szempontjából előnyös, hogy a Villányi-hegységben sok agyaggal kitöltött hasadék ősgerinces maradványokat is tartalmaz, amelyek mind a földtani korra, mind az őskörnyezeti viszonyokra fontos információkat hordoznak. A szárazföldi gerinces fauna kora közel azonos, vagy esetleg valamivel fiatalabb kell, hogy legyen, mint annak a talajnak a kora, amelyen élt. A kettő kora között nem lehet nagy különbség, mert ha változnak a környezeti feltételek, a talaj összetétele is követi a változásokat. Ez a talaj mosódhatott be a hasadékokba és a karsztos üregekbe, ahol most a vörös agyagot találjuk. Sajnos az ásványtani elemzések sokkal később kezdődtek, mint az őslénytani vizsgálatok, így a legritkább esetben vannak adataink éppen ugyanabból a mintából. (Egy ilyen kivétel a beremendi 26. sz. lelőhely.) Az ásványtanilag vizsgált minták korát így csak a lelőhely vagy egyes rétegei régebben ismert korából következtethetjük ki.

Az erre vonatkozó eredményeket a *18. ábra* foglalja össze. Az egyes képződmények korára és környezeti viszonyaira következtethetünk, ha a vizsgált lelőhelyeket Jánossy (1979) gerinces rétegtani rendszerében helyezzük el. Hasonlóképpen a mélyfúrásokban feltárt pannóniai képződményeket Jámbor rétegtani rendszerében helyezhetjük el (1997 és kéziratos fúrási jelentések). A *18. ábrán* a vizsgált képződményeket úgy ábrázoltuk, hogy minden esetben feltüntettük a lelőhely nevét, a kőzetet, a kort, a formáció nevét, és végül megadtuk a < 2 µm frakció jellemző agyagásványos összetételét. Az adott időszak őskörnyezeti viszonyainál elsősorban Schweitzer (1993) összehasonlító tanulmányát vettük alapul, valamint Pazonyi (2006) összefoglaló értékelését az egyes lelőhelyek gerinces őslénytani vizsgálatainak őskörnyezeti eredményeiről.

A diagramból látható, hogy az erősen mállott, főleg rendezetlen kaolinitet és időnként gibbsitet tartalmazó ásvány-együttesek a legidősebb szárazföldi üledékekben fordulnak elő, amelyek felhalmozódása 3,5 millió évvel ezelőtt kezdődött (a gerinces rétegtan *Csarnótai* emelete). Ekkor meleg és nedves éghajlat uralkodott, amely bár nem érte el, de megközelítette a trópusi éghajlaton végbemenő lateritesedés folyamatát. Ez az időszak néhány százezer évig tarthatott a középső-pliocén folyamán. Ez az együttes leggyakrabban a Villányi-hegységben található, de hasonló korú vörös agyagokat ismerünk Észak-Magyarországról is, Aggtelekről, az Upponyi-hegységből és az Esztramos-hegyről (Viczián, 2002, 2007). Érdekes ugyanakkor, hogy a DK-dunántúli dombságról és a mátraalji vörös agyagokból ilyen összetételű anyag még nem került elő.



18. ábra: A vizsgált képződmények jellemző agyagásvány-együttesei. Az egyes képződményekre megadtuk a lelőhelyet, rétegtani helyzetet, földtani kort millió években, és a gerinces őslénytani vizsgálatból következtethető környezeti viszonyokat. Jelmagyarázat: S, s: szmektit + kaolinit/szmektit + illit/szmektit, V,v: vermikulit + vermikulit/szmektit, I,i: illit, K,k: kaolinit, K_d, k_d: rendezetlen kaolinit, C,c: klorit, Gb,gb: gibbsit. Nagybetűk: a leggyakoribb agyagásványok (kb. 20% fölött), kisbetűk: egyéb jellemző agyagásványok. *my:* millió év, $\geq M_3(pa_1)$*:* felső-miocén (alsó-pannóniai) vagy idősebb.

A legidősebbnek tekintett ilyen lelőhely Csarnóta, amelynek ásványtani vizsgálatát még régebben Bidló (1980) végezte. Bár nem adott meg kvantitatív adatokat, látható, hogy az összetételt az általunk elkülönített erősen mállott típusba sorolhatjuk. A Csarnóta 2. sz. lelőhely őslénytani vizsgálata szerint az itt talált fauna „egy igen lassú, időbeli fokozatos átalakulást mutat egy erdei állattársaságból egy füves-pusztai faunaegyüttes felé" (Jánossy, 1979, pp. 24–25). Erdei és vízi (mocsári) környezetre utaló faunákat Pazonyi (2006) is említ a Beremendi-kőfejtőből. Ezek valamivel fiatalabbak, mint a csarnótaiak, a gerinces rétegtan *Villányi* emelete kezdetének felelnek meg. Zárt erdő meleg és nedves éghajlaton fejlődik ki.

Schweitzer (1993) az éghajlatot szubtrópusi – trópusinak jellemezte, és kiemelte a DK-ázsiai faunaelemek bevándorlását. Koloszár (2004) szerint monszun klíma uralkodott.

Stefanovits és Fekete szerint a vörös agyagok különböző genetikájúak, de legalább egy részük képződése és ásványos jellemzői szempontjából a trópusi és szubtrópusi *ferrolit* talajokhoz hasonlít (Fekete et al., 2005).

A Villányi-hegység *erősen mállott* típusú vörös agyagjai Fekete (1988) osztályozása szerint a *ferrallitos talajok* csoportjába tartoznak. Ezen a csoporton belül a nagy kaolinit tartalmú vörös agyagokat, amelyekben kevés illit és szmektit is lehet, és amelyek sok vas-oxid-hidroxidot tartalmaznak, de gibbsitet nem, *ferruginous talajoknak* nevezi. Ilyen talajok szavanna környezetben keletkeznek, ahol sok az eső, de szárazak a telek. A kevés gibbsitet tartalmazó vörös agyagokat *gyengén ferrallitos talajoknak* nevezi, amelyek az esőerdők, és a nyári csapadékkal jellemzett szavannák határára jellemzőek. Ma ilyen talajok fordulnak elő az Amazonas- és Kongó-medence központi területei körül, Kelet-Indiában, Indokinában és Indonéziában. Ezeket a talajokat Keveiné Bárány (1998) *alferriteknek* és *vöröses barna szavanna-talajoknak* nevezi.

A mállás azonban nem volt olyan erős, hogy a Fekete (1988) osztályozása szerinti *kilúgzott ferrallitos talajok* keletkeztek volna, azaz nem következett be igazi *lateritesedés.* Ehhez állandóan nedves esőerdő kellett volna, és legalább 1250 – 1750 mm csapadék egy évben. Bárdossy (1977) szerint az intenzív lateritesedéshez szükséges évi középhőmérséklet 20 – 26 °C, és a közepes évi csapadékmennyiség 2000 – 4000 mm. Ennél mindenesetre kevesebbnek kellett lenni az adott időszakaszban.

A *gyengén mállott* ásványegyüttes megtalálható a Villányi-hegység területén is, de sokkal gyakoribb a környező dombvidéken, a *Tengelici Formációba,* és a *Paksi Lösz bázisrétegeibe* sorolt vörös agyagokban és az *alsó-pleisztocén* kori sárga agyagokban. Az egyes idesorolt képződmények hasonló összetételűek, uralkodó agyagásványuk az illit. A következő leggyakoribb ásványok szerint többé-kevésbé két csoportot lehet elkülöníteni: az egyik, kissé mállottabb csoportban a következő leggyakoribb agyagásványok a szmektit és a kaolinit. A másik, kevésbé mállott csoportban a következő agyagásványok: klorit és vermikulit. Ez a két fokozat a mállás erősségében talán két éghajlati fokozatnak felel meg, egy nedvesebb és egy szárazabb éghajlatnak. Pazonyi (2006) szerint a meleg, nedves időszak kb. 3,0 millió évvel ezelőtt ért véget. Az ez után következő időszakaszt ő három szakaszra osztotta, amelyek határait 2,15; 0,95 és 0,3 millió évben adta meg. Minden szakaszban az uralkodó növényzet először száraz, nyílt szavanna vagy később sztyeppe volt, amely az egyes szakaszok végére nedvesebb erdőbe ment át. A hőmérséklet mérsékelten meleg volt, az utolsó szakaszban hűvösebb (a pleisztocén igazi jeges korszakaival most nem foglalkozunk). Az ásványos összetétel is általában mérsékelt mállást mutat, a kisebb változatok talán az említett éghajlati változásoknak felelnek meg.

Az ilyen mállás által keletkezett vörös vagy vöröses agyagok színét a *rubefikációnak* nevezett folyamat okozza (Kubiena, 1956; idézi Fekete et al., 2005), amely során oxidált vas-oxi-hidroxidok jönnek létre. A kevéssé mállott típusban ez a vas-ásvány elsősorban goethit, a hematit sokkal ritkább.

A hegység előterében fúrással feltárt *pannóniai és negyedidőszaki medenceüledékek* összetétele egyáltalán nem, vagy csak alig tükrözi a szomszédos szárazföldi térszínen végbement nagy változásokat. Az idősebb pannóniai üledékek el is fedték a hegység egy részét, ezeknek az ásványos összetétele terrigén, törmelékes, hasonló, mint mindenhol máshol a Pannon-medence területén. Párhuzamosság csak attól kezdve lehetett volna, amikor a hegység kiemelkedett, és kialakult a felszínén a talajtakaró. A felső-pannóniai Nagyalföldi Tarkaagyag Formáció üledékei részben egyidősek lehetnek a mellettük kiemelkedett dombok felszínét fedő szárazföldi vörös agyag idősebb és mállottabb részével, amely részben áthalmozódhatott. A Magyarbóly-1. sz. fúrásban a Nagyalföldi Formáció üledékeiben a

< 2 μm frakcióban a leggyakoribb ásvány az illit, emellett kevesebb szmektit és kaolinit is van. Az, hogy a < 2 μm frakció összetételében a kaolinit megelőzi a kloritot, talán a szárazföldi erősebb mállást tükrözi, de ez a teljes kőzetanyag összetételében csak nagyon kis módosulást okozott, mert itt is több a klorit, mint a kaolinit. A Nagyalföldi Formációra következő negyedidőszaki üledékek a teljes kőzetanyagban még egy kissé kevésbé mállott anyagot tartalmaznak, ami az éghajlat hűlésének jele.

Következtetések

A DK-Dunántúl vörös agyagjait és velük kapcsolatos üledékeket vizsgáltuk. Röntgen-diffrakciós módszerrel 181 mennyiségi elemzés készült, és ezeket statisztikailag értékeltük. Összefüggést sikerült találni az *ásványos összetétel és a képződés környezeti feltételei* között.

1. Keveset lehet tudni a Villányi-hegység mezozoos kőzeteinek felszínén kialakult mállási kéregről *a szenon utáni kiemelkedés és erózió és a pannóniai transzgresszió* közötti időből. A Magyarbóly-1. fúrásban megőrződött a felső-pannóniai fedő alatt egy hasadékrendszer, amelyet közepesen mállott, szmektitben gazdag szürke agyag tölt ki. Kora bizonytalan, talán *ó-harmadidőszaki (?).*

2. A *felső-pannóniai fedő* nagyrészt lepusztult a kora-pliocén idején. Néhány tömbje megőrződött a Nagyharsányi-kőfejtőben feltárt, egy széles hasadékot kitöltő beszakadásos breccsa formájában. Pannóniai üledékek települnek a hegység közvetlen közelében, melyeket fúrások tártak fel. A medenceüledékeket finom aleurolit képviseli, amelynek normális, törmelékes polimineralikus összetétele van, hasonló, mint a Pannon-medence más vidékein. A beszakadásos breccsában talált homokos aleurolit tömbök összetétele hasonló, csak több jól-kristályos kaolinitet tartalmaznak.

3. A középső-pliocén – alsó-pleisztocén szárazföldi üledékeket *Tengelici Vörös Agyag Formációnak* nevezzük. A Villányi-hegység mészkövében kialakult hasadékokat és barlangokat kitöltő vörös agyagoknak két típusát lehet megkülönböztetni.

4. Az idősebb típust a *Tengelici Formáció Beremendi Tagozata* néven különítették el, ez megfelel a gerinces rétegtanban a *Csarnótai* emeletnek. Képződménye vörös kaolinos agyag, melynek ásványai tipikusan rendezetlen kaolinit, kevert rétegű kaolinit/szmektit és kevés gibbsit. A helyi felszíni mállási kéregben keletkezett, meleg, nedves, szubtrópusi vagy monszun éghajlaton.

5. A fiatalabb típust a *Tengelici Formáció Tengelici Tagozata* néven különítették el. Jellemző képződménye vörös (vagy „vöröses") agyag. Ez a Villányi-hegységen kívül a környező dombvidéken is mindenhol elterjedt képződmény. Viszonylag friss, kevéssé mállott kőzetanyagot tartalmaz, amelyben a mállástermék főleg szmektit és goethit. Általában meleg és száraz éghajlaton keletkezett, a környezeti feltételek a szavanna vagy sztyeppe és az erdős sztyeppe között változtak.

6. Az *alsó-pleisztocén* lehűlő időszakában sárga agyagok keletkeztek, amelyek hasadékkitöltés formájában őrződtek meg (pl. Somssich-hegy, 2. sz. lelőhely). Kevésbé mállottak és kevésbé oxidáltak, mint a Tengelici Tagozat vörös agyagjai.

7. A *Paksi Lösz Formáció vörös agyagos paleotalaj bázisrétegei* feltűnően hasonló összetételűek, mint a fekü Tengelici Tagozat. Ahhoz hasonlóan viszonylag sok bennük a kvarc és más törmelékes ásvány. Mindkét képződményben jellemző a jól-kristályos, törmelékes illit és kevert rétegű illit/szmektit. Kevésbé gyakori agyagásványok még a szmektit + kaolinit vagy a vermikulit + klorit páros, amelyek megjelenése talán a kissé változó éghajlati feltételektől függ. A két képződmény között kevés, de szignifikáns különbség van. A paleotalaj valamivel kevésbé mállott ásványegyüttest tartalmaz, ami az éghajlat hűlését mutatja.

Köszönetnyilvánítás

Dezső József (Pécsi Tudományegyetem) sok segítséget nyújtott a terepmunkában és geomorfológiai megfigyelések terén. A röntgen-felvételek egy részét *Raucsik Béla* (Pannon Egyetem, Veszprém) készítette és értékelte ki. *Földvári Mária* és *Kovács-Pálffy Péter* (Magyar Állami Földtani Intézet) nem publikált elemzési adatokat gyűjtöttek össze, és adtak át feldolgozásra. Mindnyájuknak hálás köszönettel tartozom munkájukért és a velük folytatott értékes megbeszélésekért.

Hivatkozások

Balogh, K., Árva-Sós, E., Pécskay, Z., Ravasz-Baranyai, L., 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica,* 28: 75–93.

Bárdossy, Gy.,. 1977: Karsztbauxitok. Akadémiai Kiadó, Budapest, 413p.

Bidló, G., 1980: Mineralogical investigation of degraded kaolinites from Dunántúl (Transdanubian) area. *Acta Mineralogica-Petrographica,* 24: Supplementum, 111–114. (Proc. 10th Kaolin Symp., Budapest, 1979).

Bidló, G., 1983a: Az ásványos összetétel befolyása néhány felszínközeli mozgásra. *Földtani Kutatás,* 26**(**4): 47-49.

Bidló, G., 1983b: Mineralogische Untersuchung der tonhaltigen Sedimente im Villányer-Gebirge. *Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizica,* 62: 201–216. (Travaux du XII-ème Congrès de l'AGCB, Bucarest, 1981, Minéralogie – Géochimie et Gisements – Sédimentologie).

Bidló, G., 1985: Mineralogical investigation of Middle Pliocene and Pliocene-Pleistocene transitional clays. ***5th*** *Meeting of the European Clay Groups, Prague, 1983,* 111–115.

Borsy, Z., Szöőr, Gy., 1981: A Tétel-halom és a dunaföldvári földcsuszamlások vörös talajainak (vörös agyagjainak) összehasonlító termoanalitikai és infravörös spektroszkópiás elemzése. *Acta Geographica Debrecina,* 18–19: 167–183.

Császár, G., 2002: Urgon formations in Hungary. *Geologica Hungarica, Ser. Geologica,* 25: 1–209.

Császár, G., Farkas, L., 1984: Újabb bauxitszintre utaló indikációk a Villányi-hegységben. *MÁFI Évi Jelentése 1982*., 237 – 243.

Császár, G., Galácz, A., Kordos, L., Magyar, I., Pálfy, J., Pongrácz, L., Vörös, A., 2004: 7. magyar őslénytani vándorgyűlés. 2004. május 6–8., Beremend. Kirándulásvezető. *Kézirat,* kiadja a Magyarhoni Földtani Társulat Őslénytani-Rétegtani Szakosztálya. 62p.

Császár, G., Kordos, L., 2004: Beremend, kőfejtő. Alsó- és középső-kréta Nagyharsányi Mészkő Formáció, felső-kréta bazalt, bauxitos bazalt, bauxitos üreg- és hasadékkitöltés, cseppkőbarlang, pliocén gerinces lelőhelyek. *7. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Beremend,* 6–8/05/2004. Program, Előadás-kivonatok. Kirándulásvezető, 51–57.

Dezső, J., Raucsik, B., Viczián, I., 2007: Villányi-hegységi karsztos hasadékkitöltések szemcseösszetételi és ásványtani vizsgálata. *Acta GGM Debrecina, Geology, Geomorphology, Physical Geography Ser.* 2: 151–180.

Dudich, E., Mindszenty, A., 1984: Ásványkőzettani-geokémiai adatok a Villányi-hegység és az Erdélyi-középhegység bauxitjainak összehasonlításához. *Földtani Közlöny,* 114**(**1): 1–18.

Fekete, J., 1988: *Trópusi talajok.* – Akadémiai Kiadó, Budapest. 503 p.

Fekete, J., Szendrei, G., Csibi, M., 2005: Pedological characteristics and mineral composition of red clays in Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica,* 47: 37–45.

Földvári, M., Kovács-Pálffy, P., 2002: Mineralogical study of the Tengelic Formation and the loess complex of the Tolna Hegyhát and Mórágy Hills areas (Hungary). *Acta Geologica Hungarica*, 45(3): 247–263.

Halmai, J., Jámbor, Á., Ravasz-Baranyai, L., Vető, I., 1982: A Tengelic 2. sz. fúrás földtani eredményei. *MÁFI Évkönyv*, 65: 1–113.

Hőnig, Gy., 1971: Jelentés a K-baranyai Bár község mellett 1971-ben végzett bazaltkutatásról. *Kézirat,* MFGI Adattár.

Jánossy, D., 1979: A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. Akadémiai kiadó, Budapest. 207p.

Jámbor, Á., 1986: Nagyalföldi Formációk, valamint negyedidőszaki képződmények. *MÁFI Kéziratos jelentés*.

Jámbor, Á., 1997: A Közép-Dunántúl fiatal kainozoos rétegtanának és fejlődéstörténetének néhány kérdése. *MÁFI Évi Jelentés 1996*, II, 199–202.

Kaiser, M., 1999: Jelentés a Tengelici Formáció rétegtani helyzetének vizsgálatáról. *Kézirat,* MÁFI, Budapest. 7 oldal.

Keveiné Bárány, I., 1998: Talajföldrajz. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest. 146p.

Koloszár, L., 1997: Az Udvardi-2A fúrás földtani értékelése. *MÁFI Évi Jelentés 1996*, II, 155–158.

Koloszár, L., 2004: A Tengelici Formáció kifejlődései a DK-Dunántúlon. *Földtani Közlöny*, 134(3): 345–369.

Koloszár, L., Marsi, I., 1999: Az Üveghuta melletti dombvidék (Mórágyi-rög K-i része) negyedidőszaki képződményei. *Földtani Közlöny*, 129(4): 521–540.

Koloszár, L., Marsi, I., (szerk.) 2001: A beremendi kőbánya pliocén és pleisztocén rétegeinek leletmentése és földtani dokumentációja. – I. – II. kötet. Kézirat, MGSZ Adattár, Budapest. 64 + 131 p.

Koloszár, L., Marsi, I., 2002: Posztpannóniai képződmények rétegtani korrelációja a Mórágyi-rög térségében. *Földtani Közlöny*, 132: Különszám 133–149.

Koloszár, L., Marsi, I., Chikán, G., 2000: A Mórágyi-rög keleti részének kainozoos fedőképződményei. *MÁFI Évi Jelentés 1999*, 137–148.

Kordos, L., 1978: *MÁFI Kéziratos Jelentés.*

Kordos, L., 1991: Villányi-hegység, Beremend, felső-pliocén ősgerinces lelőhelyek. *Magyarország Geológiai Alapszelvényei* 147. MÁFI, Budapest. 6p.

Kordos, L., 2001: Őslénytani vizsgálatok. – In Koloszár L. & Marsi I. (szerk.): A beremendi kőbánya. *Kézirat,* MGSz Adattár, Budapest. 40–42.

Kretzoi, M., 1956: A Villányi-hegység alsó-pleisztocén gerinces-faunái. *Geologica Hungarica, Series Paleontologica*, 27: 1–264.

Kretzoi, M., 1969: A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlata. *Földrajzi Közlemények*, 93(3): 179–204.

Krolopp, E., 2000: Alsó-pleisztocén Mollusca-fauna a Villányi-hegységből. *Malakológiai Tájékoztató*, 18: 51–58.

Marsi, I., 1997: A Diósberény-1A fúrás földtani értékelése. *MÁFI Évi Jelentés* 1996, II, 167–171.

Marsi, I., 2000: A gránit fedőüledékeinek földtana a Mórágyi-rög keleti részén. *MÁFI Évi Jelentés* 1999, 163–170.

Marsi, I., 2002: A Mórágyi-rög és a Hegyhát térségi posztpannóniai képződmények kifejlődése és jellemzése. *Földtani Közlöny*, 132: Különszám 71–82.

Marsi, I., Koloszár, L., 2004: A beremendi Szőlő-hegy pliocén és kvarter képződményei. *Földtani Közlöny*, 134(1): 75-95.

Marsi, I., Don, Gy., Földvári, M., Koloszár, L., Kovács-Pálffy, P., Krolopp, E., Lantos, M., Nagy-Bodor, E., Zilahi-Sebess, L., 2004: A Mórágyi-rög ÉK-i részének negyedidőszaki üledékei. *MÁFI Évi Jelentés 2003*: 343–369.

Millot, G., 1964: *Géologie des argiles.* Masson et Cie., Paris. 499p.

Náray-Szabó, I., Péter, É., 1967: Die quantitative Phasenanalyse in der Tonmineralforschung. *Acta Geologica Hungarica*, 11 (4): 347–356.

Pazonyi, P., 2006: A Kárpát-medence kvarter emlősfauna közösségeinek paleoökológiai és rétegtani vizsgálata. *Egyetemi doktori értekezés,* ELTE TTK, Budapest. 115 p.

Rischák, G., 1987: Magyarbóly-1. sz. fúrás mintáinak röntgendiffrakciós vizsgálata. *Kéziratos jelentés,* MGSz Adattár, Budapest.

Rischák, G., Viczián, I., 1974: Agyagásványok bázisreflexióinak intenzitását meghatározó ásványtani tényezők. *MÁFI Évi Jelentés 1972*, 229–256.

Schweitzer, F., 1993: Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében, a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. *Akadémiai doktori értekezés,* Budapest. 125 p.

Schweitzer, F., Szöőr, Gy., 1997: Geomorphological and stratigraphic significance of Pliocene red clay in Hungary. *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge,* Supplement-Band, 110: 95–105.

Szederkényi, T., 1980: Petrological and geochemical character of the Bár basalt, Baranya County, South Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica*, 24(2): 235–244.

Szemerey-Szemethy, A., 1976: Karbonátásványok mennyiségi meghatározása röntgendiffrakciós módszerrel. *MÁFI Évi Jelentés 1973*, 475–482.

Szemethy, A., Földvári, M., 1978: Somssich-hegy 2. feltárás mintáinak röntgendiffrakciós vizsgálata. *Kéziratos jelentés,* MGSz Adattár, Budapest.

Tanács, J., Viczián, I., 1995: Mixed-layer illite/smectites and clay sedimentation in the Neogene of the Pannonian Basin, Hungary. *Geologica Carpathica, Ser. Clays*, 4 (1): 3–22.

Vadász, E., 1968: L'âge géologique de la genèse de la "terra rossa". *Földtani Közlöny*, 98(2): 277–279.

Viczián, I., 1967: Üledékes ásványok mennyiségi röntgendiffraktométeres meghatározásának tapasztalatai. *MÁFI Évi Jelentés 1965*, 567–576.

Viczián, I., 1971: A mecseki fonolit kőzettani vizsgálata (Petrology of the Mecsek Mts. phonolites). *MÁFI Évi Jelentés 1969*, 327–345.

Viczián, I., 1984: Clay mineralogy of Tertiary molasse-type basins adjacent to the Alp-Carpathian system (abstract). ***27****th International Geological Congress, Moscow, 1984, Abstracts*, vol. 2, Section 04, Sedimentology, 221.

Viczián, I., 1988: Magyarbóly-1. sz. fúrás mintáinak röntgendiffrakciós vizsgálata. *Kéziratos jelentés,* MGSz Adattár, Budapest.

Viczián, I., 2002a: Clay mineralogy of Quaternary sediments covering mountainous and hilly areas of Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 45(3): 265–286.

Viczián, I., 2002b: Mineralogy of Pliocene to Pleistocene pelitic sediments of the Great Hungarian Plain. *Acta Mineralogica-Petrographica*, 43: 39–53.

Viczián, I., 2007: Mineralogy of Pliocene to Middle Pleistocene red clays in SE Transdanubia (Hungary). Review of the quantitative data. *Acta Mineralogica-Petrographica*, 47: 25–46.

Viczián, I., Földvári, M., 1988: Villány-7. sz. fúrás mintáinak röntgendiffrakciós és termikus vizsgálata. *Kéziratos jelentés,* MGSz Adattár, Budapest.

A SEKÉLYTENGERI KARBONÁT-RÉTEGSOROKBAN MEGJELENŐ PALEOTALAJOK ELLENTMONDÁSOS TERMÉSZETE

Mindszenty Andrea

ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék,
1117 Budapest, Pázmány Péter s. 1/C.
E-mail: andrea@iris.geobio.elte.hu

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 karbonát-ciklusokhoz kapcsolódó paleotalajok tanulmányozása hosszú múltra tekint vissza. Sokáig csak a szárazulati kitettség 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 alkalmazhatóak a paleotalajokra, s a klímajel sem nyerhető ki belőlük olyan közvetlenül, mint ahogy azt kezdetben gondolták. Jelen cikk a karbonátos aljzathoz kötött paleotalajok értelmezésének ellentmondásait és lehetőségeit igyekszik feltárni és utal e képződmények szerepére a nagyobb kéregszegmensek süllyedéstörténeti anomáliáinak leírásában.

Tárgyszavak: paleotalaj, paleokarszt, kalkrét, karbonátplatform, szárazulati kitettség, időtartam, korai diagenesis.

Bevezetés

Az üledékes rétegsorokban megjelenő paleotalajok, szárazföldi képződmények lévén, minden esetben szárazulati diszkordancia-felületekhez (unkonformitásokhoz, üledék-hézagokhoz) kötődnek. Arra hívják fel a figyelmünket, hogy az üledékképződés (lett légyen az tengeri, tavi, folyóvízi, vagy akár eolikus) valami okból szünetelt. E szünet időtartama alatt szárazulati körülmények uralkodtak s az üledékfelhalmozódástól mentesült – az atmoszferiliáknak kitett – térszínen megindulhatott a talajosodás. Amikor az üledékképződés folytatódott, a szünet idején képződött talaj (vagy annak maradványai) megőrződhettek 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. intraformációnális hézagok és
- nagy regionális diszkordancia-felületekhez köthető, hosszú időtartamú ($10^5 – 10^6$ év nagyságrendű, vagy annál hosszabb) szárazulati eseményekhez kötött, ún. „geosolok" (Retallack, 1990).

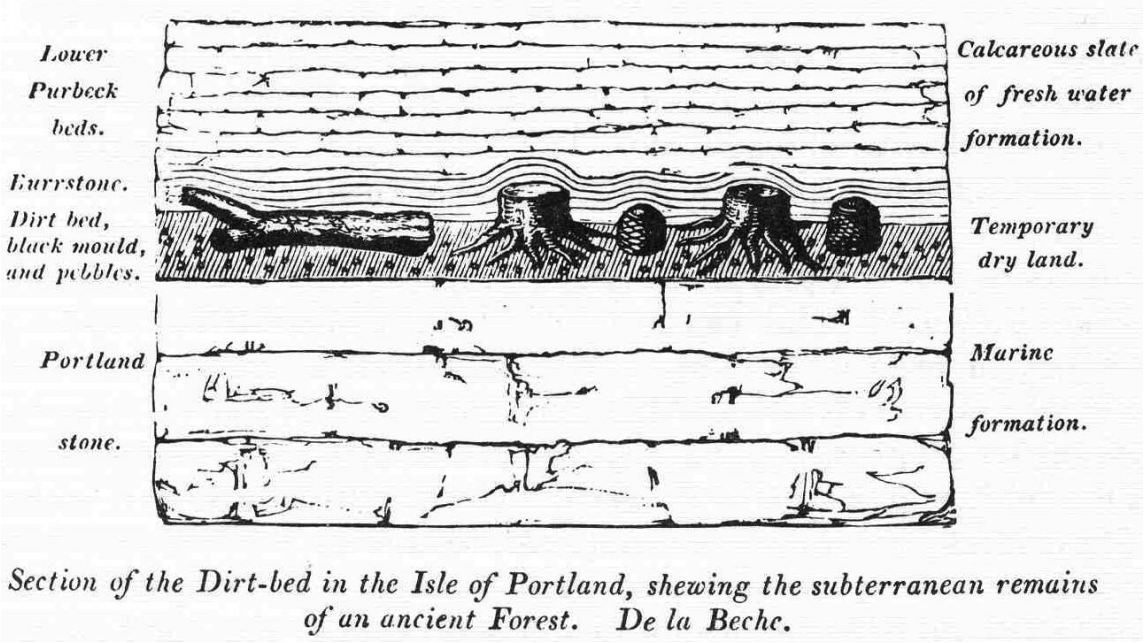
Az intraformációnális szárazulati eseményekhez kötődő talajok jellemző módon a globális *eusztatikus tengerszint ingadozásokat*[1] tükröző ciklusos felépítésű karbonátplatform rétegsorok sajátjai (*Lofer*-ciklusok A-tagjai, Fischer (1964) és mások). Ha elfogadjuk, hogy a *teljes cyclothema*[2] a *Milankovich*-frekvencia 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 kiemelkedéshez kötődik, 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 a rövid időtartamú, intraformációnális karbonátos paleotalajokra összpontosít. Makroszkópos és mikroszkópos jellegeiket sorra véve igyekszik használható ismérveket 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, intraformációnális 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 Dorset-i partok Purbecki rétegeiből gyűjthető növénymaradványokra lettek figyelmesek. Buckland cikkében látványos rajzot közöl a Portland szigetén feltáruló Purbecki Formáció egy rétegapjához kötött fosszilis erdőrészlet fatuskóiról (*1. ábra*).

[1]Eusztatikus mozgások: a földkéregrészek függőleges mozgásai.
[2]Cyclothema: Olyan rétegek egymás utáni sorozata, amely egy ülepedési ciklus eredményeként jön létre.



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

1. ábra: Az angliai Purbeck Formáció Portland szigetén feltáródott paleotalaj-szintjének eredeti rajza W. Buckland 1837-ben kiadott munkájából (Retallack, 1990 nyomán).

A cikk ábrái a konferencián elhangzott előadás diái alapján készültek.

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

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 Schwarzacher-nek majd később Fischernek feltűnt, hogy a sekélytengeri karbonát-rétegsorokat több-kevesebb szabályszerűséggel agyagos illetve meszes-breccsás szintek szakítják meg s ezek magyarázatául az üledékképződési környezet ismétlődő, rövid időtartamú szárazrakerülését vetették fel (Schwarzacher, 1947; Fischer 1964). E felismerés indította el az intraformációnális paleotalajok karrierjét, melyekről 1994-ben V. P. Wright tett közzé nagyobb lélegzetű áttekintő ismertetést. A tudománytörténeti értékű Purbecki rétegek paleotalaj-szekvenciájának modern szempontok szerinti újravizsgálata 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 Bárdossy (1997) tudománytörténeti kutatásai feltárták, Turini (1808) 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) s az azt követő ipari érdeklődés nyomán megélénkülő 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 kitettség eredményeként

nedves trópusi körülmények között alakultak hasznosítható ásványi nyersanyaggá. A „hosszú idő" ezesetben, 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 üledékcsapdákban való összehordódás eredménye, a vastagság és a szárazulati kitettség időtartama között nincs közvetlen összefüggés. A karsztbauxitokhoz üledéktanilag sokban hasonló *terra rossá*-k ugyancsak nagy regionális diszkordancia-felületek karbonátos kőzeteihez kötődnek, de nem rejtenek gazdaságilag hasznosítható Al-feldúsulásokat, s ásványtanilag is különböznek a karsztbauxitoktól. Ennek ellenére, a nyilvánvaló üledéktani hasonlóság miatt jelen munkában a karsztbauxitokkal együtt kezeljük ezeket a képződményeket is. A karsztbauxitokról számos összefoglaló munka látott napvilágot (pl. legutóbb Bárdossy, 1982, illetve D'Argenio & Mindszenty, 1995), amelyek azonban inkább szedimentológiai, semmint talajtani megközelítésből foglalkoztak a témával. A *terra rossa*-k első leírását Neumayr adta 1875-ben. Azóta mineralógusok, geológusok és talajtani szakemberek generációi foglalkoztak velük. A legutóbbi összefoglaló munka a talajtani jártassággal rendelkező horvát geológus, G. Durn-nak köszönhető (Durn et al., 1999; Durn, 2003).

Kalkrét-típusú paleotalajok

Egy másik, ugyancsak nagy regionális unkonformitásokhoz kötődő paleotalaj-típus a *kalkrét*ek csoportja, amely a talajszelvényekben koncentrálódó kalciumkarbonátról kapta a nevét. Ezek a talajok a szemiarid 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 bekérgezések, porszerű bevonatok, vagy cementatív gumók formájában kicsapódik. A kalkrét (calcrete) elnevezés Lamplugh (1902) nevéhez fűződik (*kalkrét – mészkőtörmelék*). 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 karbonát-gazdag talajok (talán éppen keménységük, bekérgező mivoltuk okán) leggyakrabban in situ mállási kéregként jelennek meg. Eseti, részleges áthalmozódásukról mindössze néhány szakirodalmi tétel tudósít (Read, 1974, Varga et al. 2002). Egy-egy teljesen kifejlett kalkrét szelvény akár a 10 méteres vastagságot is elérheti, bár a többség mindössze néhány méteres (Read, 1974; Arakel, 1986). Általános vélemény, hogy ezeknek az *in situ* kalkrét szelvényeknek 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-től 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.

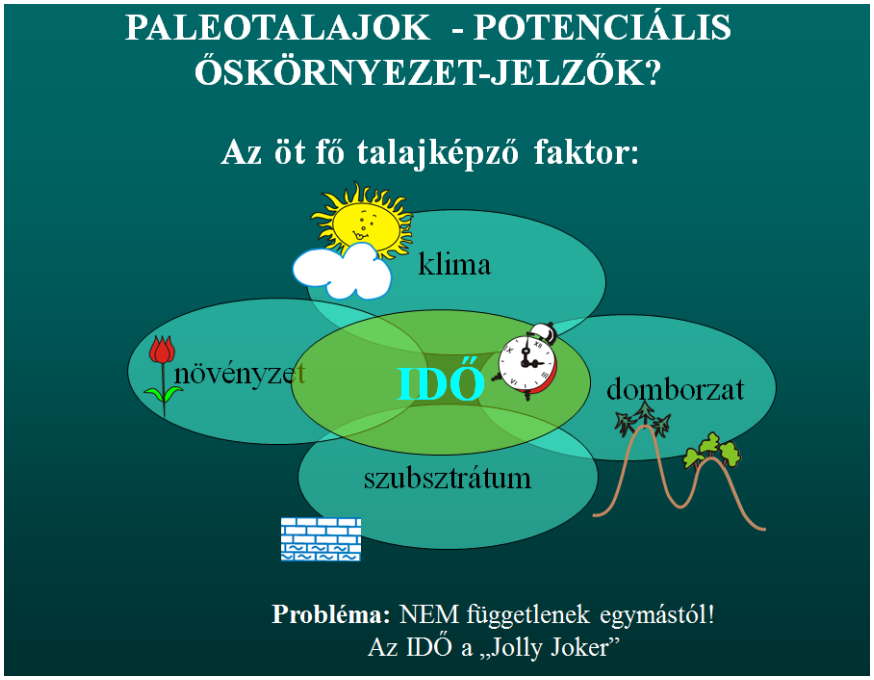
Paleotalajok – Potenciális környezetjelzők?

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: a paleotalajok alapos tanulmányozása hozzásegíthet az egykori klíma, vegetáció és domborzat s 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 foglakozó szedimentológusok számára, mert ezek az üledékképződési környezetek gyakorta változnak, szabályos időközönként szárazra kerülnek, majd ismét elönti őket a tenger s ennek eredményeként az ilyen környezetekben lerakódó rétegsorokat számos unkonformitás/diszkonformitás szakítja meg.

Az ezekhez kötődő paleotalajok őskörnyezeti indikátorként való felhasználásához mindössze arra van szükség, hogy a fenti öt meghatározó tényező hatását szét tudjuk válogatni. Itt találjuk szembe magunkat e *paleotalajok ellentmondásos természetének* első konkrét jelével.



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

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

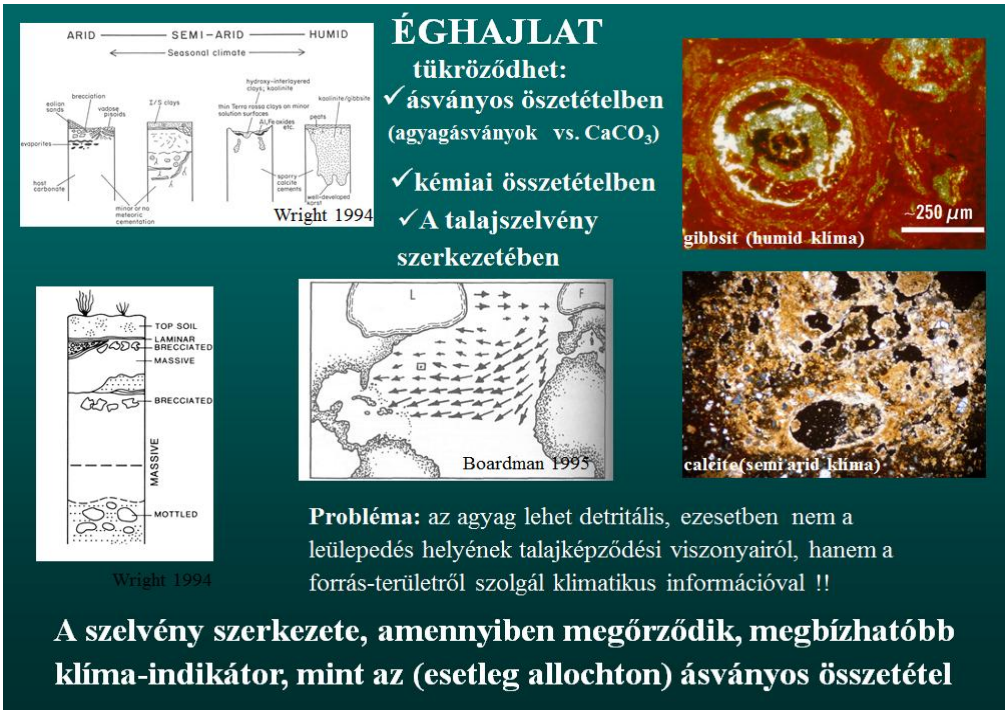
A fent felsorolt öt tényező ugyanis korántsem független egymástól. Az anyakőzetnek, de a klímának is, fontos szerepe lehet a domborzat és a vegetáció meghatározásában. Mind között az *időtényező* az, amely – mint kártyajátékban a *Jolly Joker* – a leginkább meghatározó

szereppel bír: ha elegendően hosszú idő telik el, akkor a talajszelvényben olyan jellegek is megjelenhetnek, amelyek normálisan csak meghatározott klímaviszonyok esetén mutatkozhatnának. Az *ultisolok* pl. nagyon hosszú idő alatt, nem szigorúan trópusi körülmények között is, *ferralsolok*-ká alakulhatnak. Ez azt jelenti, hogy a paleotalajnak egy adott talajosztályozási rendszer megfelelő kategóriájába való besorolásával még nem biztos, hogy képesek vagyunk helyesen meghatározni az egykori talajképző tényezőket. Eszerint tehát a talaj puszta megnevezésével nem tudunk következtetni a klímára, illetve a hosszú idejű talajosodás 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 érhetők 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 ennek során keletkező talaj. A humiditás mértéke, illetve a talajszelvényen átszivárgó víz oldóhatásának intenzitása (kilúgozódás/lecsapolódás) amely a klíma mellett a domborzati helyzettől és a szubsztrátum porozitásától is függ, az agyagfázis konkrét ásványos összetételét határozza meg (*kaolinites/gibbsites* agyagfázis *jelentős mennyiségű csapadékra* ($p >> e$) és kitűnő lecsapolódásra utal, míg pl. tömeges *szmektit* jelenléte vagy *a kevesebb csapadék* ($p << e$) vagy az elégtelen lecsapolódás biztos jele.) (Itt p a csapadék, e a párolgás.)



3. ábra: Az éghajlatra vonatkozó információt tárolni képes talaj-tulajdonságok.

Figure 3. Soil properties – potential recorders of climatic information. Soil profile structure (when preserved) is a more reliable climate-indicator than the (possibly detrital) mineral assemblage

Mindez természetesen csak abban az esetben fogadható el valóban biztos klíma-indikátorként, 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 rossá*-jának ásványos összetétele. A miocén zátonymészkő karsztosodott felszínén települő terra rossa eredetét kutatva derült ki, hogy annak Al-ásványai (kaolinit, boehmit) az afrikai laterit-területekről eolikus úton (passzát szelek) szállított laterit-porból származtatható allochton fázisok (Muhs et al., 1990, 2012; Foos, 1991; Boardman et al., 1995) azaz a bermudai szelvényekben nem pedogén, hanem detritális elegyrészként értékelendőek. 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 B_t talajszint megbízhatóan jelzi, hogy a szelvényen átszivárgó csapadékvíznek volt ideje a szelvény felső szakaszából minden $CaCO_3$-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 $CaCO_3$-mentes (pl. Retallack, 1990; Stefanovits et al., 1999).

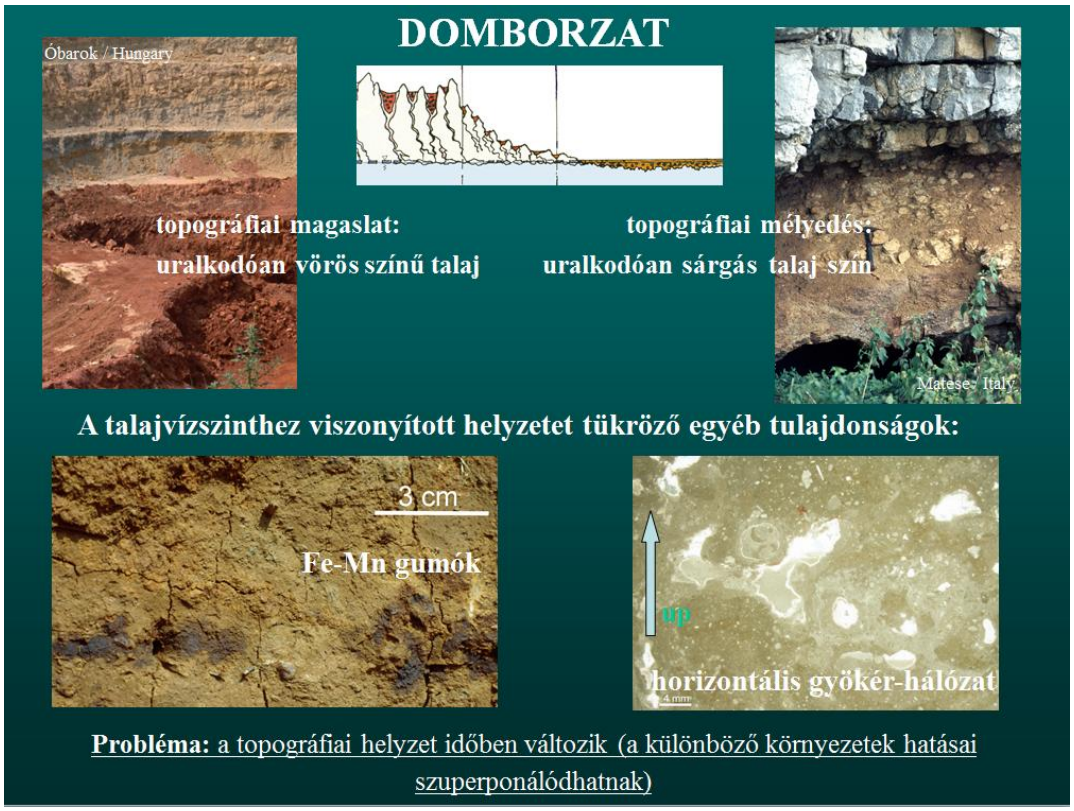
4. ábra: A talajképződés idején uralkodott domborzati helyzetre jellemző talajtulajdonságok, karbonátos aljzaton települő, hosszú időtartamot képviselő, ferrallitos paleotalaj-catena esetén.

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 talaj *növénytakarójára* vonatkozó legkönnyebben megfejthető információt a növényi makrofossziliák rejtik (ld. a Dorseti rétegekben megőrződött, fentebb már említett fatuskókat), ezek azonban viszonylag ritkák. A mikropaleontológia fogalomkörbe sorolható sporomorphák és a pollen-asszociáció – amennyiben megőrződik – jól kiértékelhető környezet-indikátorként

szolgálhat azonban nem kizárólag a helyben élt növényzetre utaló információt hordoz. A nyomfossziliák (gyökérnyomok, talajlakó fauna „biogaléria”, 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 helyzet*éről 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) reduktív viszonyok uralkodnak. A vadózus zónára utaló jelek magasabb relatív domborzati helyzetre utalnak, mint a freatikus zónára jellemző pl. hidromorf talajbélyegek – ez utóbbiak egyértelműen az egykori domborzat mélypontjait jelölik ki. Kalkrét típusú talajok karbonát-ásványainak Mn^{2+} vagy Fe^{2+} tartalmát meghatározva lehetőségünk nyílhat az egykori freatikus vagy vadózus zóna helyzetének meghatározására.



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 hátrahagyni. A talajtanban *glejesedés*nek nevezett vas-mobilizációs jelenségek, a gumós megjelenésű Fe-Mn-oxid dúsulások, a ferro- és ferrivas tartalmú ásványok együttes megjelenése, a talajban megőrződő növényi eredetű szervesanyag, a laterális (nem függőlegesen lefelé hatoló) gyökérhálózat, a biogalériákat/pórusokat kitöltő izopach (hangsúlyozottan nem sztalaktit-, vagy meniszkusz jellegű) cement-fázisok *együttesen* kitűnő indikátorai lehetnek pl. az egykori talajvízszint-közeli helyzetnek. Sokszor a paleotalajok *színe* már önmagában is hasznos paleo-környezeti

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 s ennek következtében a benne felhalmozódott növényi eredetű szervesanyag 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 zöldes-szürke színárnyalatot mutat, ez azt jelenti, hogy benne a szárazulati eseményt követő tengerszint emelkedés s az ezzel összefüggő lefedődés pillanatában még volt el nem bomlott növényi szervesanyag, 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 szervesanyag lebontását végző anaerob mikrobák számára lehetőséget kínált a szulfát-ionok mellett a ferrivas redukciójára is. Az így fokozatosan növekvő koncentrációjú S^{2-} az instabil vasásványok redukálódó vastartalmával összekapcsolódva finom eloszlású pirit képződéséhez vezetett. Ettől a korai diagnetikus ásványfázistól és a ferrovas tartalmú agyagásványoktól származik a zöldesszürke szín.

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

A *talajszelvény fekűje (az anyakőzet)* karbonátos környezetben, mind kémiai összetétele, mind fizikai tulajdonságai okán, kiemelt figyelmet érdemel. Kiapadhatatlan $CaCO_3$-forrás lévén, azt eredményezheti, hogy a rajta kialakuló talajszelvény bázis-egyensúlya 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 mésztelített 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 szervesanyagával. A karbonátfázis átrendeződése (az oldható szemcsékből – aragonit, Mg-kalcit – szabaddá 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-Bk-C típusú talajszelvényeiben. Nyilvánvaló, hogy e folyamat az üledék ásványtani stabilizálódását és

litifikációját segíti elő, azaz a bahamai és alpesi szcenárió közötti különbség fokozatosan eltűnik: a nem-konszolidált üledék felszínén megindult 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-(Bk)-R-C szelvény-szerkezetű rendzinák szervesanyagban gazdag felszíni szintje alatt finom karbonáttörmelékkel vegyes agyagos szint, majd ez alatt a felbreccsásodott anyakőzet (R) s legalul a kompakt, litifikált karbonátkőzet következik. A terra rossák – annak megfelelően, hogy intenzívebb oldódással jellemezhető környezetben képződnek – agyagban gazdagabbak, $CaCO_3$-ban és szervesanyagban szegényebbek, mint a rendzinák, szelvényszerkezetük: A-Bt-R-C.

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 karbonát-térszínen, a hosszú időtartamot képviselő, érett, jól fejlett paleotalajokban a legritkább esetben lelhetők fel a korai talajosodásra utaló jellegek. Ezeknek csak a relatíve rövid idő alatt kialakult, intraformációnális paleotalaj szekvenciákban van megőrződési potenciálja, ahol a talajok, a szubsztrátum teljes litifikációját megelőzően, a korai stádiumban már el is fedődnek.

Már a fentiekből 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, minél hosszabb időt tölt el egy képződmény a pedogenezis zónájában, annál vastagabb lesz a rajta kialakuló talajszelvény, s egyben annál jobban fejlett lesz annak szerkezete (fokozatosan eltűnik a szubsztrátum eredeti rétegzettsége, megjelennek a talajszintek s egyre nyilvánvalóbbá lesznek az ún. diagnosztikus bélyegek, amelyeket a talaj, illetve a talajszintek ásványtani és kémiai összetételével tudunk kvantitatíve jellemezni). Tapasztalat szerint elegendően hosszú idő alatt a talaj egyensúlyba („steady state") kerülhet a képződését meghatározó klímával és anyakőzettel, azaz – 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 egyidőben erózió/szállítás/áthalmozódás majd a már „előmállott" anyag további talajosodása is zajlik, ugyanez az elv csak üggyel-bajjal, vagy egyáltalán nem alkalmazható. Márpedig a földtörténeti rétegsorokban megjelenő paleotalajok többségénél e poligenetikus talajokat eredményező folyamatok valószínűségével csaknem mindig számolni kell.

Az *időfaktor* – kivált, 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, akkor nincs lehetőség az öt tényező közül bármelyik hatását úgy elemeznünk, hogy közben a másik négy tényezőt konstans értéken tartsuk, 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 e változások részleteinek rögzítésére. A jel, amelyet eltárolnak,

többnyire „összetett" jel lesz, mely lehetséges, hogy a változásoknak csak időben „átlagolódott" hatásait őrzi. Ha pl. egy talajszelvény humid klímával kerül egyensúlyba, majd ezt követően megnövekszik az aridítás, elképzelhető, hogy a korábbi szakaszban képződött agyag-illuviációs képletek bár megmaradnak, az aridítás 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 pl. egy jól fejlett kalkrét-szelvény, mely egyértelműen arid-szemiarid klímára utal, a továbbiakban humid viszonyok közé kerül, akár teljes egészében áldozatul eshet az intenzív kilúgozódásnak – 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 klíma-ingadozásokéval, 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

Elvileg e paleotalajok uralkodóan *karbonátos* vagy uralkodóan *agyagos* összetétele megbízható *klímaindikátor* kellene, hogy legyen. A talajszelvény vastagsága és szerkezete emellett jó tájékoztatással szolgálhatna a pedogenezis zónájában eltöltött időről is. Mivel a szárazulati epizódokat az ilyen sorozatokban az *eusztatikus tengerszintváltozások* frekvenciája, amplitudója, valamint ezeknek a platform süllyedés üteméhez való viszonya szabja meg, a ciklosztratigráfia alapelvei szerint az ilyen környezetben megjelenő paleotalajok fejlettségi fokának („érettségi index", e.g. Harden, 1982) változása a vertikális szelvényben valamiféle szabályos mintázatot kellene, hogy kövessen. Jól példázza ezt Goldhammer et al. (1990) elvi modellje, amelyen a sötét színnel jelölt rétegek (a Lofer-ciklotémák A-tagjaként azonosítható paleotalajok) vastagsága a szárazulati epizódok időtartamával, következésképp, a talajok fejlettségi fokával arányos.

A *6. ábrá*ból nyilvánvaló, hogy a harmadrendű[1] eusztatikus görbe tengerszint-emelkedést jelző szakaszai mentén a szuperponálódó (negyedrendű tengerszint fluktuációt tükröző *ciklotémák*[2]) vastagsága nő, ugyanakkor a szárazulati epizódokat képviselő A-tagok által

[1] A földtani rétegsorok tanúsága szerint a fanerozoikum folyamán a világtengerek szintje több hierarchikus szinten, különféle okokból (klimatikus, tektonikus és egyéb globális vagy regionális események következtében) fluktuált. Az 1. – 3. rendű fluktuációk periódusidejének nagyságrendje rendre 100 millió, 10 millió, illetve 1 millió év körüli. Az e változások időbeli lefutását jellemző burkológörbére szuperponálódnak a nagyságrenedileg 10 – 100 ezer éves periódusú, 4. rendű tengerszintváltozások, melyek okaként a geológia a Föld Nap körüli pályájának rendellenességeiből (excentricitás, tengely-ferdeség, precesszió, stb.) fakadó energiamérleg változásokat jelöli meg. Közülük a precesszió ~20 ezer éves periódusát nevezi a szedimentológia *Milanković*-frekvenciának. A *Milanković*-féle 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 környezet-érzékeny, sekélytengeri karbonátplatformok üledékeiben.

[2] Ciklotéma: ciklusos felépítésű sekélytengeri karbonátüledékek esetében egy elemi tengerszint-változási ciklus „termékének" tekinthető üledéksor, ami a relatív tengerszint-esés következtében szárazra kerülő, majd a tengerszint emelkedése miatt ismét elöntött platformon rakódik le. Részei: **A**-tag: paleokarsztos felszín/ paleotalaj,

reprezentált időtartam csökken, majd ugyanezek a paleotalajszintek a harmadrendű tengerszint-eséssel jellemzett szakaszokon egyre hosszantartóbbá válnak, míg az egyes ciklotémák összvastagsága csökken. A harmadrendű 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).

6. ábra: Ciklusos felépítésű karbonátplatformok paleotalaj szekvenciáinak egy-egy példája: a valóságban (baloldalt) és Goldhammer et al. (1990) számítógépes szimulációs modelljén (jobboldalt).

Figure 6. Some lithological and micromorphological features recording the paleoposition of soil formation above groundwater/karstwater table.

A valóságban mindez korántsem mutatkozik ilyen szabályosnak. Ha az elvi modellt összehasonlítjuk pl. Martin-Chivelet & Gimenez (1992) reális rétegoszlopával azonnal szembetűnik a különbség, s ez akkor is elgondolkodtató, ha figyelembe vesszük, hogy

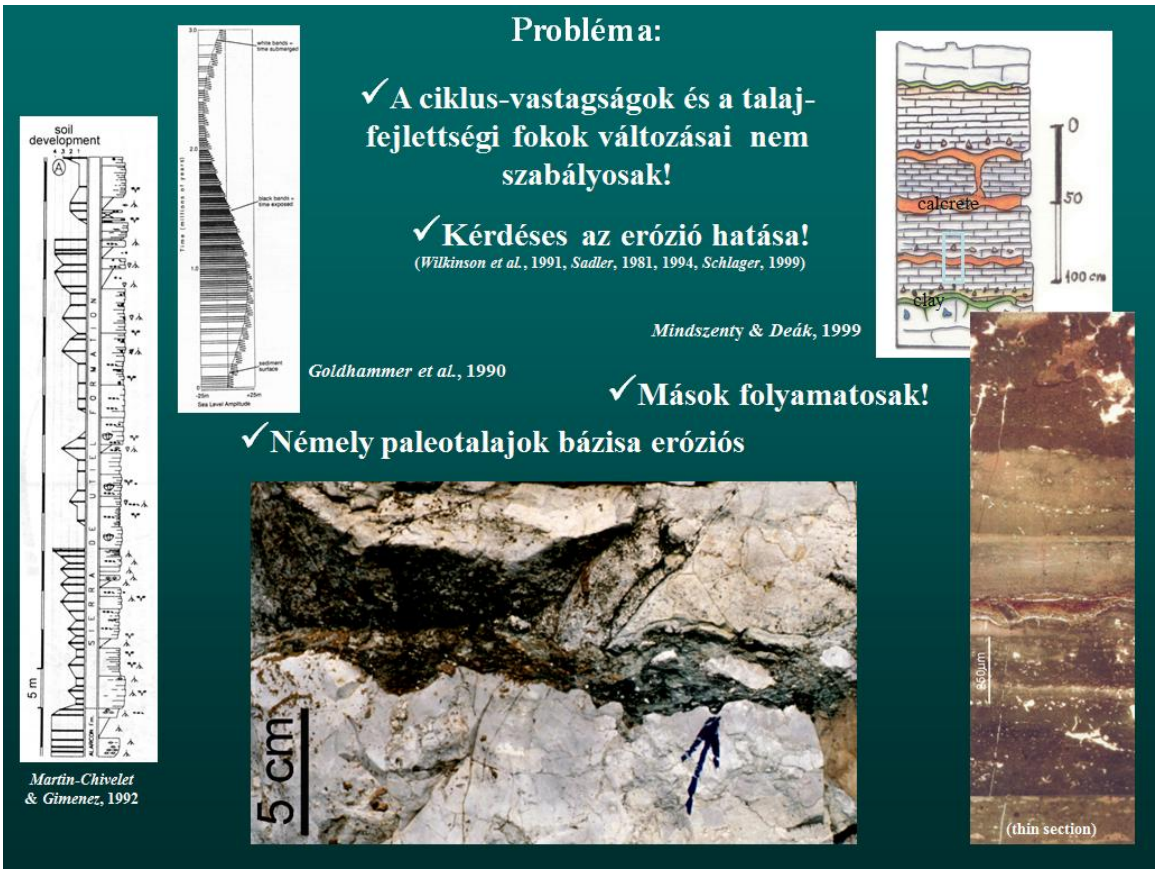
- a valóságban a tengerszint oszcillációk nyilvánvalóan nem-szimmetrikusak,
- az amplitudókra és a platform süllyedés ütemére valamint az üledék-felhalmozódási rátákra vonatkozó ismereteink meglehetősen hézagosak.

Így nem is várhatunk olyan szabályos képet, amit a *Goldhammer*-féle modell sugall. Mindebből az következik, hogy, a várakozással ellentétben, a ciklusos üledékek paleotalajai 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 klímajel. A hazai felső triász paleotalajok részletes vizsgálati eredményei (Deák, 1996; Mindszenty & Deák, 1996; Mindszenty et al., 1996; Mindszenty & Deák, 1999) egybecsengnek Wright 1994-ben megfogalmazott véleményével. E szerint a ciklotémák bázisán megjelenő paleotalajok karbonátosabb vagy agyagosabb mivolta nem értelmezhető kiemelt klímajelként (humidabb és aridabb időszakok váltakozásaként). Ehelyett ezek csupán

B-tag: árapályövi, algagyepes üledék, **C**-tag: árapályöv alatti mikrites üledék, mollusszkákkal (*Fischer*, 1964). Az **A – B – C** tagokból álló ciklotéma ismétlődése eredményezi a ciklusos felépítésű képződményt.

a szárazra került platform felszínén eolikus szállítóközegből 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 kapcsolatban Vanstone 1996-ban felvetette, hogy ezek az adott szárazulati eseményen *belüli* humid-arid *klímaátmenet termékei is lehetnek.*



7. ábra: A Goldhammer-féle szimulációs modell és (baloldalt),egy spanyolországi valóságos szelvény összehasonlítása valamint egy eróziós felszínre települő diszkrét és egy folyamatos üledékképződésről tanúskodó komplex (aggradáló) szelvényrészlet a gerecsei felső triászból (középen és jobboldalt).

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.

Ami a tisztán agyagos szinteket illeti, Enos & Samankassou 1998-ban a Steinernes Meer (Északi Mészkő-Alpok) Lofer-ciklusos sorozatának újravizsgálata 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 agyagleplek. Hasonló eredményre jutott Strasser & Hillgärtner (1998) is a Saleve-i (Jura-hegység) ciklusos alsó kréta rétegsorok 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 Oman-i krétából olyan paleotalajokat írt le, amelyek kétségkívül poligenetikus eredet nyomait mutatták. Így ezeket szárazulati

felülbélyegzést mutató tengeralatti kemény felszíneknek, illetve fordítva, szubmarin bioerózió nyomait mutató eredetileg szárazulati (talajosodott) képződményeknek lehetett diagnosztizálni. Vitás esetekben több módszerrel kísérleteztek a szárazulati kitettség kimutatására (pl. meteorikus izotópjel a talajszint fekűjéből (Allan & Matthews, 1982 nyomán), vagy újabban a talajosodott szintekben a $CaCO_3$ kristályossági fokának anomáliája (Deák et al., 2002), illetve az expozíciós index alapján (Platt & Wright, 1991) Az izotópgeokémiai evidenciával kapcsolatban Joachimski (1994) fogalmazta meg kétségeit, aki szerint az izotópjel kialakulásához és megőrződéséhez megfelelően hosszú időtartamú szárazulati epizód szükséges. Az expozíciós indexet recens környezetekre dolgozták ki s ezeknek számos eleme igen csekély megőrződési potenciállal rendelkezvén, nehezen alkalmazható a fosszilis környezetekre.

Nagyon különböző a kutatók véleménye arról is, vajon társul-e és milyen mértékű erózió társul a szárazulati körülmények között képződő paleotalaj szintekkel, azaz teljesnek tekinthetők-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).

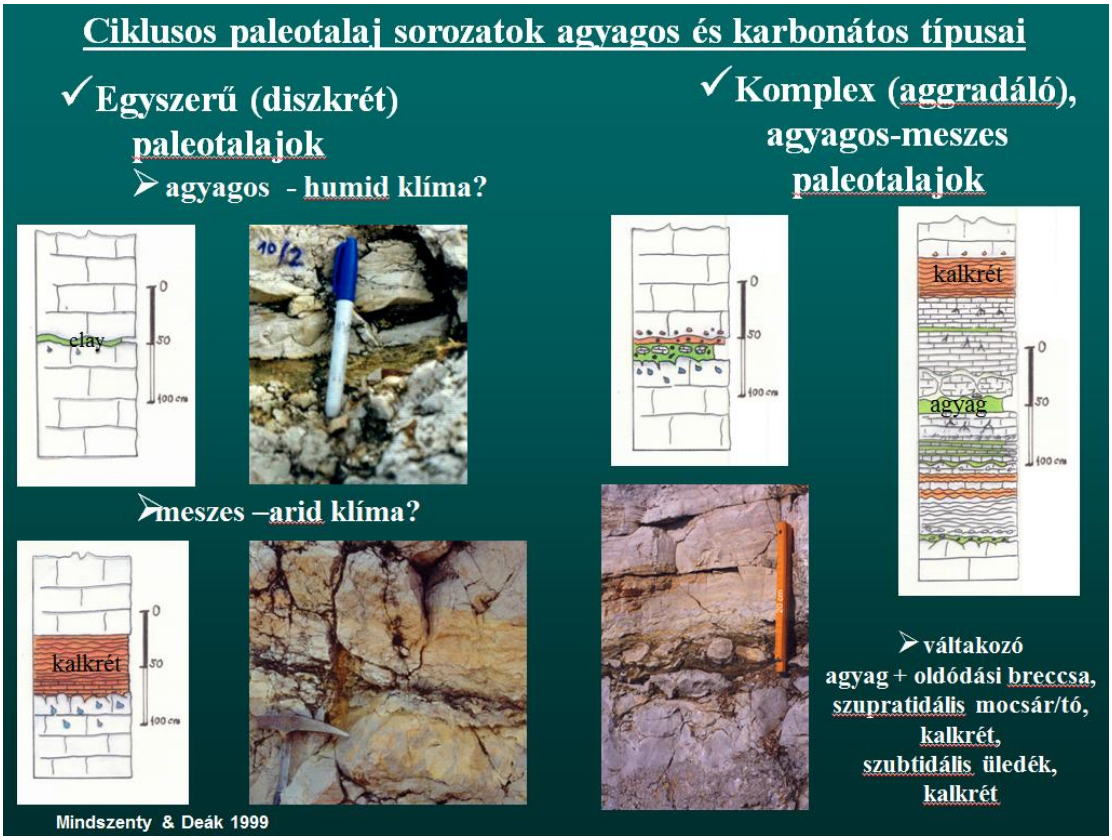
Az intraformációnális paleotalajok környezetjelző szerepe – Repriz

Az eddig összefoglaltak alapján úgy tűnhet, hogy a paleotalajok környezeti rekonstrukcióban betöltött szerepe – a várakozással ellentétben – nem lehet jelentős. Mielőtt e vélekedést következtetésként fogalmaznánk meg, érdemes még egyszer szisztematikusan áttekinteni a tényeket és ütköztetni megfigyeléseinket Immenhauser et al. (2000a,b), Wright (1994) illetve Wright et al. (1997) fentebb már részletezett állításaival.

Az alábbi felsorolás a hazai gerecsei felső triász (Kecskekő, Vöröshíd Deák, 1996; Mindszenty & Deák, 1999) a Déli Apenninek 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 (Goldstein et al., 1991; Sadler, 1994; Strasser, 1994; Wright, 1994; Haas, 1994, Vanstone, 1996; Wright et al., 1997, Balog et al., 1997 és mások). A következő megállapításokat tehetjük:

- a karbonát üledékképződési környezet *intraformációnális paleotalajai* általában nem, vagy csak nehezen oszthatók fel jellegzetes talajszintekre (*8. ábra*). (Bár a nyilvánvalóan pedogenetikus módosulást szenvedett horizontok jellemzői, – úgymint disszolúciós breccsa, agyag-felhalmozódás, kalkrét-sapka – azonosíthatók, ezek egymásra következése inkább szedimentációs semmint pedogenetikus eredetűnek mutatkozik).
- *Agyagtartalmuk* változó, de nem szükségképpen korrelál a talaj fejlettségi fokával. Előfordul, hogy az agyagban talajosodási jelenségek nyomait (gyökérnyomok, rhizokonkréciók, talajlakó fauna exkrementumai, vagy pedoturbációs nyomok, száradási repedések, orientált kettőstörés („b-fabric" sensu Stoops)) lehet kimutatni, de gyakorta előfordul, hogy ezek mind hiányoznak. Az *agyag színe változó*: vöröses, zöldes-szürke, vagy sárgás. Ami az ásványos összetételt illeti, általában illitesek kevés szmektittel, vagy kevertrétegű (Sm/I) agyagásvánnyal (ez a jelek szerint a bezáró karbonát-sorozat eltemetődés-történetétől 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 kifejlődésekre korlátozódik. Az agyagos szintek csaknem mindig jelentős (korai diagenetikus, vagy eltemetődési) karbonát-cementációról tanúskodnak.

Mindebből arra következtethetünk, hogy az agyag nagy része detritális (legalább részben valószínűleg eolikus) eredetű lehet. A karbonát-térszínre vagy a szárazulati események idején a levegőből ülepedett ki és a felszínt 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.



8. ábra: Karbonátplatformok intraformációnális paleotalajainak alaptípusai (a gerecsei felső triász (Kecskekő és Vöröshíd) példáján.

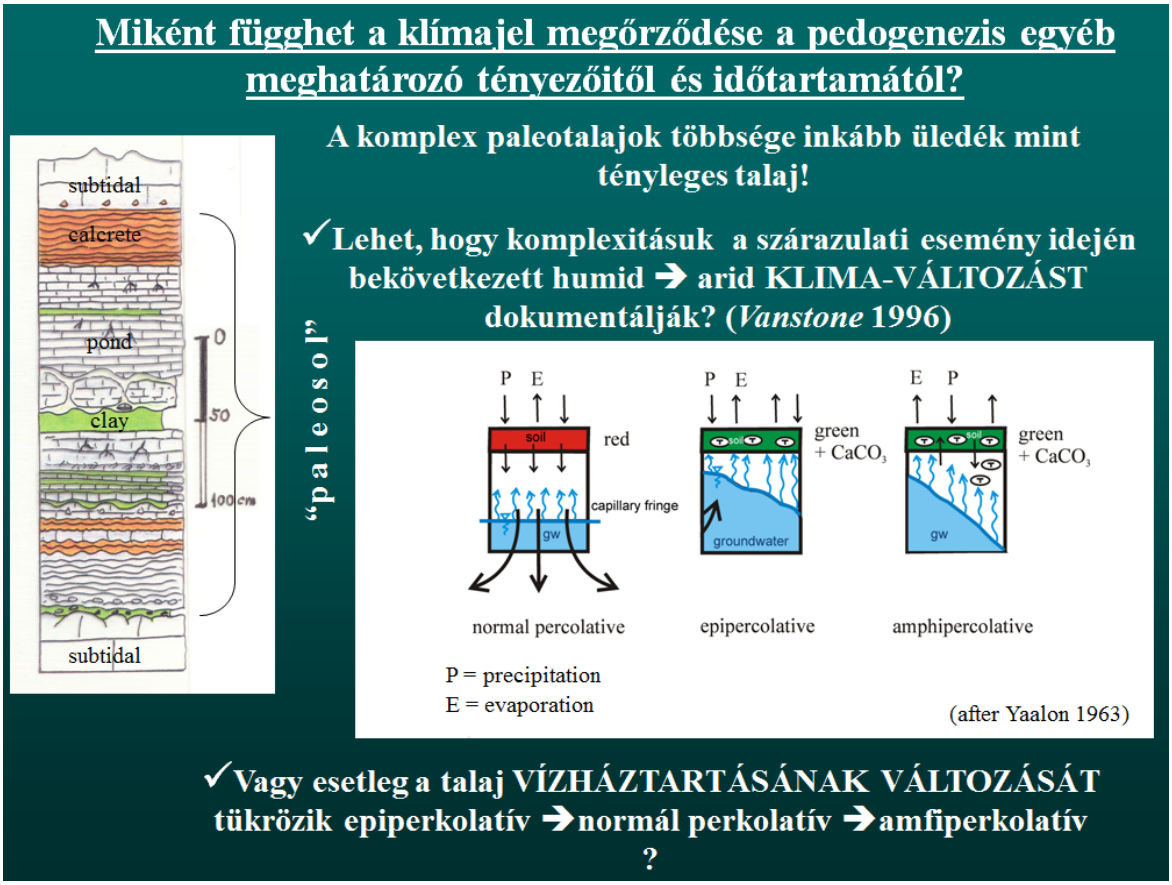
Figure 8. Major types of intraformational paleosols as in the Late Triassic of Gerecse Hills (Kecskekő and Vöröshíd).

- Az intraformációnális paleotalaj szintek *karbonát* fázisa mikrites mésziszapként, vagy mikrites, rostos, mikropátos/pátos cementként továbbá üledék- illetve cement-anyagú törmelékdarabokként lehet jelen. Finom-diszperz szervesanyag, vagy agyag és vasoxid színezi őket szürkére, barnára. Rendszerint fauna-szegények, legfeljebb Ostracoda héjakat, ritkábban Characea maradványokat tartalmaznak. Laminációi és/vagy belső kemény-felszínek tagolhatják őket s előfordul, hogy egészen apró ásásnyomokat mutatnak (hajszálgyökerek, vagy esetleg rovar-lárvák nyomait?). Cementáló anyaguk mikrites, rostos, előfordul, hogy jól látható függőcement morfológiát mutat.
- 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).
- Gyakori, hogy a sötétre színezett, apró kőtörmelékkel vegyes, agyagos-karbonátos mátrixú talajanyag, oldott falú repedések mentén akár 10 – 20 cm mélyen beszűrődik a karsztos

fekűfelszín alá. Ugyanígy az agyagos talajok anyaga a felbreccsásodott fekű törmelékdarabjainak közeit töltheti ki, sokszor a talajszint alatt akár 0,5 – 1,5 m mélységig.

- 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 farkasfog-szerű, és/vagy rostos-szálas kalcit cement béleli. A maradék teret laminált belső üledék majd mozaikszerű pátos, eltemetődési cement tölti ki. Esetenként a jelentősebb vastagságú paleotalaj-szintekkel kapcsolatban dm-méretű, mezokarszt kategóriába sorolható felszíni karszt-relief is megfigyelhető.
- Gyakori kísérője a paleotalajos szinteknek egy sárgás, mikrites, sokszor dolomitos, karbonát-anyagú réteg, amely vagy az agyagosabb paleo-talajszintek és a fentebb leírt sötétszürke mikrites karbonátüledék közötti teret tölti ki, vagy egyszerűen vékonyabb-vastagabb „kalkrét-sapkát" képez a talajkomplexum felett (közvetlenül a fedő szubtidális üledék alatt). Ez többé-kevésbé megfelel a *Goldhammer* által szupratidális „ciklus-sapká"-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 szárazrakerülési felszín alatt, repedések, elválási lapok mentén, mélyen lehatol a szubsztrátumba.
- 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 talajfelszínt kolonizáló növénytakaró történetét vagy a levegőből kiülepedő s a szárazra került karbonátfelszínt 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 átitatja – a telített (meteorikus, majd marin freatikus) zóna részévé válik (ld. még alább és a *9. ábrát* is). Amint arra korábban már utaltunk, Strasser (1994), Wright (1994) és mások számításai szerint a ciklusos karbonátplatform rétegsorokat megszakító egyedi szárazulati epizódok hossza legfeljebb néhány ezer év lehet.

  Strasser et al. (2000) amellett érvel, hogy az egyetlen negyedrendű tengerszint-változási ciklushoz (egyetlen tengerszint csökkenésből majd az azt követő emelkedésből álló eseménysorhoz) rendelhető szárazulati időszak hossza, érett, passzív peremi pozícióban lévő karbonátplatfomon, mindenképp csak rövidebb lehet, mint az elemi fél-ciklus tartama. *Milanković*-frekvenciát 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 a szubmarin, de üledékképződéssel még nem jellemzett időszakot a talajosodott üledékfelszínen keletkező, azt módosító *hardground* (keményfelszín) jelenségek, vagy legalábbis bioeróziós nyomok dokumentálják. Fentebb már említettük, hogy ilyeneket Immenhauser et al. (2000a,b) írt le Omanból. Valószínűleg e képződmények sokhelyütt megvannak, de csak alaposabb vizsgálatok hívják fel rájuk a figyelmet. Amikor a *karbonátgyár* már működik, a felhalmozódó üledék hamarosan kitölti a rendelkezésére álló teret s az újabb szárazulati esemény – autociklikus okokból – akár meg is előzheti a következő tengerszintesést.



9. ábra: A klimatikus és/vagy talaj-hidrológiai változások egyes elemeinek tárolódási lehetősége az intraformációnális paleotalajokban.

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

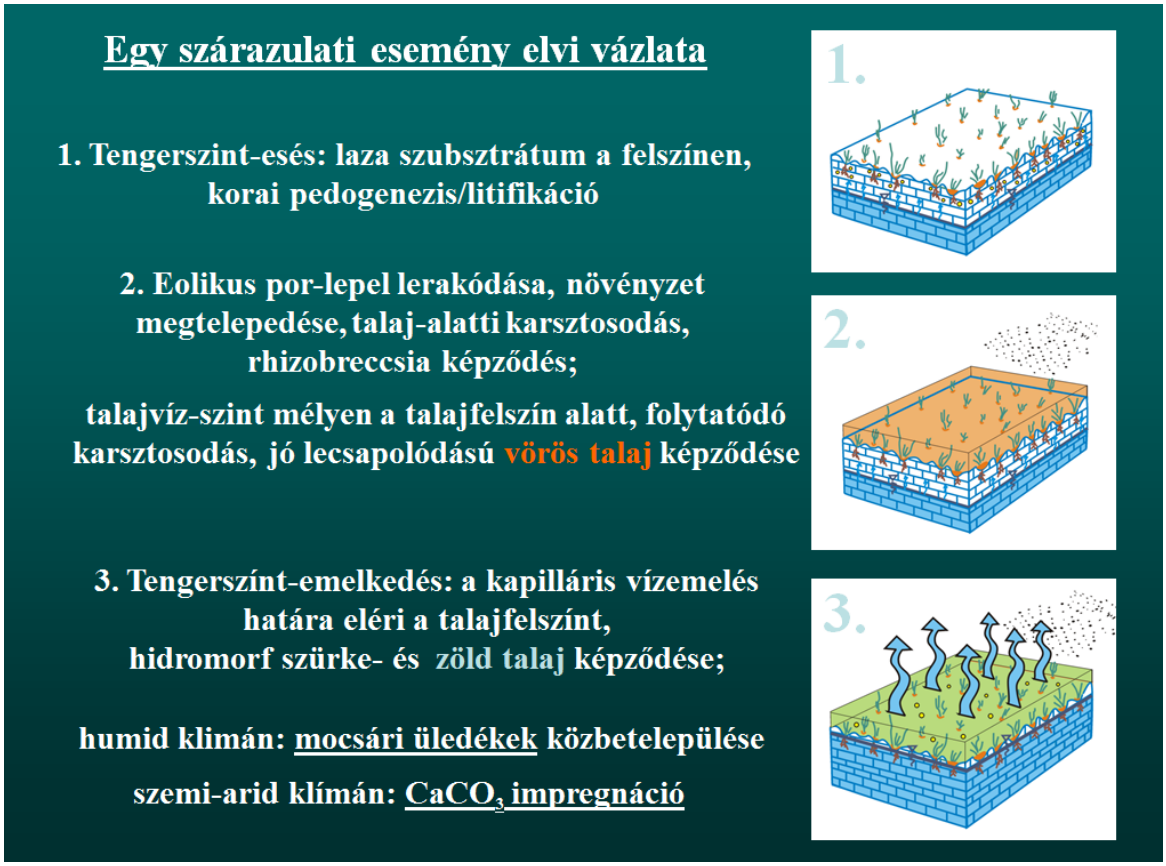
A fentiekben részletezett litológiájú képződmények mindegyike megjelenhet külön-külön, de kombinálódhatnak is. Ennek megfelelően a ciklusos karbonátsorozatokat megszakító diszkontinuitási felszínek paleotalajai lehetnek *egyszerűek* és *összetettek*. Az egyszerűek lehetnek *kizárólag agyagosak* (vöröses, vagy szürkészöld színűek), vagy *kizárólag karbonátosak*. Az *összetett paleotalajok* ezekben a környezetekben általában keverten *agyagosak* és *karbonátosak*. A szubsztrátum felszíne, bármelyik típus alatt lehet egyenetlen mikro-, és mezokarsztos, vagy síkszerű s bármelyiket kísérhetik

- mikrokarsztos üregek,
- agyaggal, vagy kalkrét-jellegű mikrites karbonáttal kitöltött repedések,
- a breccsa-klasztok közeibe beszűrődött agyag-hártyák (amennyiben a szubsztrátum breccsás).

Az ***egyszerű paleotalajok*** vastagsága általában néhány cm-től néhány 10 cm-ig terjed, s megjelenhetnek *egyedi*leg (= *diszkrét v. „compound"* paleotalajok) vagy ún. *kompozit* (= összeharapódzó), szélső esetben ún. *aggradáló* paleo-talajszekvenciák részeként. *Egyedi*nek (*diszkrét*) nevezzük a paleotalajos szinteket Wright & Marriott (1996) és D'Argenio et al. (1997). nyomán, akkor, ha a talajosodással együttjáró jelenségek (pl. a fekű 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, pl. oldódási jelenségek az alatta lévő paleotalaj-szintig, vagy az alá is lehatolnak.

Aggradáló (cumulate) talajokról akkor beszélünk, amikor a talajképződést időről-időre, ismétlődően, igen kicsiny (< 1 – 2 mm) üledék-inkrementumok hozzáadódása szakítja meg, s ezek lerakódását követően, az ismét meginduló pedogenezis „megemészti"a csekélyke üledék-inkrementumot. 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 talajszintekre nem különülő, *aggradáló* talajszelvény lesz. Az aggradáló talajszelvények (vagy más néven „*talaj-üledék komplexum"*-ok) vastagságát a platform süllyedési rátájának, a hosszútávú tengerszint-változási görbével jellemzett tengerszintesés, vagy -emelkedés sebességének és a nagy frekvenciájú tengerszint oszcilláció amplitúdójának egymáshoz való viszonya határozza meg (*10. ábra*)



10. ábra: A szárazra kerülő karbonát-felszín 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 ***öszetett paleotalajok*** csaknem mindig jelentős vastagságúak (nem ritkán > 1 m), aggradáló szelvények tagjaként jelennek meg és *agyagos elemeik* leggyakrabban a már leírt redox-folyamatokat tükrözik. Rhizobreccsás 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 rétegként zöldes árnyalatú agyagba ágyazódó disszolúciós breccsa vezeti be a tulajdonképpeni talajos összletet.

Az ilyen *összetett szelvények* értelmezése felveti a kérdést, hogy tekinthetőek-e ezek egyetlen hosszantartó talajképződési periódus termékeinek – ez esetben ugyanis a bennük tapasztalható vertikális anyageloszlást a konvencionális talajtan terminológiájával (A – B – C szintek) kellene/lehetne leírnunk. A másik lehetőség, hogy az észlelt jellegzetességek üledékképződéssel váltakozó pedogenezis ismétlődő történetét rögzítik, s ha így van, akkor vegyes szedimentológiai/talajtani nomenklaturát kell alkalmaznunk. A szárazra kerülő karbonátfelszín talajosodásának, majd ismételt elöntésének történetét ezek szerint az alábbiakban foglalhatjuk össze:

- *1. szakasz*: a szárazra kerülő laza, nem-konszolidált mészhomok és mésziszap kölcsönhatásba kerül a csapadékvízzel és a fokozatosan kiédesedő tengeri pórusvízzel. 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 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, metorikus vagy kevert. A relatív tengerszint-esés sebességétől és az öröklött relief-től 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 árapály-öv feletti zónában, kevert vizű, tengermenti mocsár (supratidal marsh) alakulhat ki. Az eredmény: kezdetleges talaj-bélyegeket mutató, többé-kevésbé megkeményedett karbonát-üledék.
- *2. szakasz*: a megkeményedő szubsztrátum felett egyre jobban elburjánzik a növényzet, a gyökértevékenység nyomán az aljzat felbreccsásodik. Ha a klíma legalább szezonálisan száraz, jellegzetes szemcsekörüli 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 tengerszint-csökkenés 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 *kalkrét* szelvény alakulhat ki. Ha ezzel szemben a tengerszint-esés 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 – amint azt fentebb már részleteztük – a kialakuló talaj hidromorf jelleget mutat. *Szemi-arid klímán* ezek laterálisan szétterjedő gyökérhálózatot, alveoláris-szeptális szerkezeteket, laminált dolomitos kalkrét-sapkát foglalnak magukban, míg *humid klímán* gyakran mocsári üledékeket találunk Characea maradványokkal. *Szélsőségesen arid körülmények közt* megjelenhetnek a sabkha fácies attributumai 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 platform-süllyedési rátától függ. Természetesen kezdődő eltemetődés során elvileg az eredetileg jó lecsapolódású, paleotalajok vöröses színe is áldozatul eshet a megemelkedő talajvízszinttel összefüggő redox-változásnak. 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 szervesanyag nagy része már a felszínen elbomlott, s amelynek ásványos összetétele az eltemetődés előtt már stabilizálódott (hematittá 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 ferrihydrithez hasonló metastabil vasásványok, valamint tetemes mennyiségű szervesanyag van, akkor a stagnáló környezetben kialakuló reduktív körülmények között a vastartalom két vegyértékű vasásványok formájában állandósul: először sziderit képződik, majd, amint a pórusvíz a tengerszint-emelkedéssel fokozatosan brakk, illetve marin összetételűvé válikés beindul a szulfátredukció – a finom-diszperz szervesanyagot is tartalmazó agyagos talajban pirit jelenik meg s a talaj színe vörösből zöldesszürkévé változik. A mezozoós karbonátösszleteink paleotalajai, kevés kivétellel zöldesszürke színűek. Ennek az lehet a magyarázata, 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 tengerszint-esés rátája közel azonos volt a platform-süllyedés rátájával a nagy-frekvenciájú oszcillációk amplitúdója pedig túl kicsi volt, így a kapilláris emelés zónája a tengerszint-esés 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 hidromof körülmények uralkodhattak.

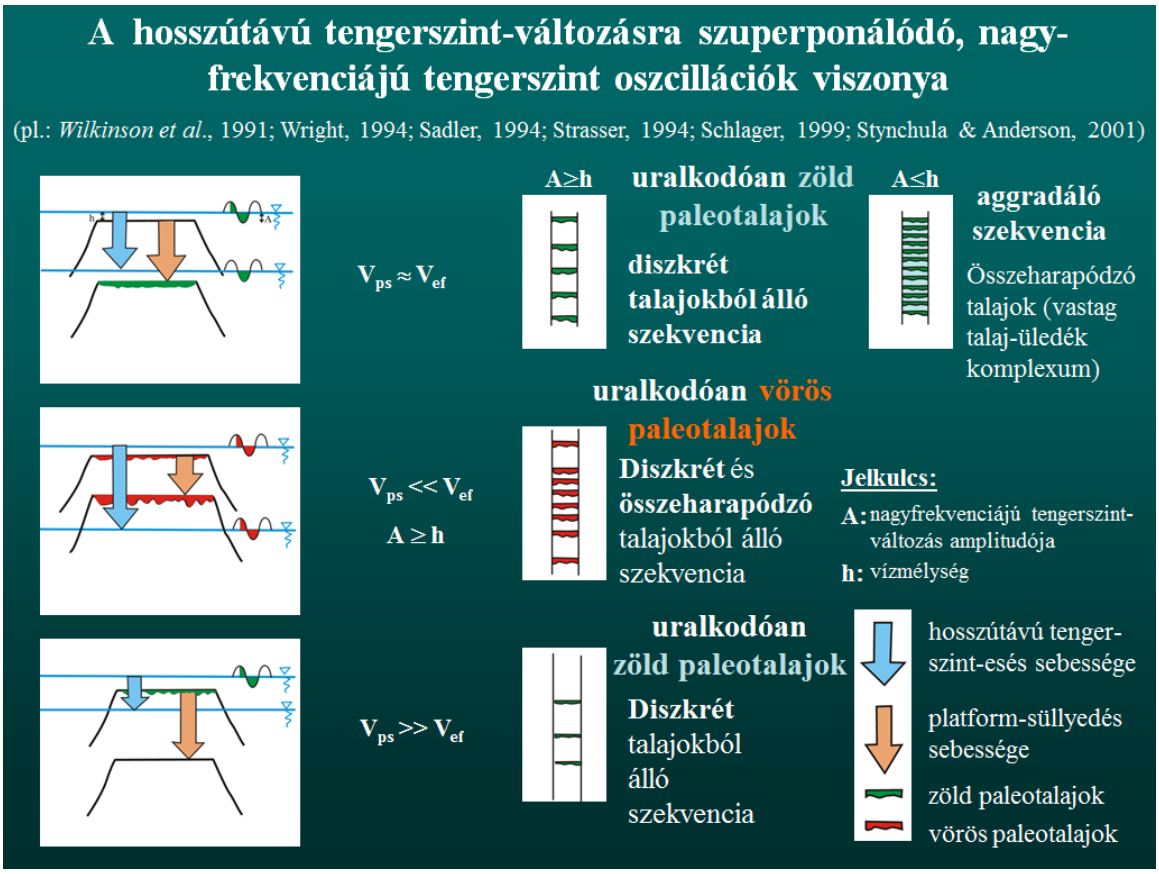
A karbonátos környezet intraformációnális paleotalajainak a kialakulását és eltemetődését a fentieket szemléltető *10. ábra* mutatja be. Fontos hangsúlyozni, hogy a paleotalaj sorozatok jellege (színe, ásványos összetétele) és a rétegsorban való előfordulásuk mintázata, az egyszerű klimatikus információ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

Mivel és hogyan járulhatnak hozzá a paleotalajok a karbonátos üledékképződési környezet történetének rekonstrukciójához?

Tudjuk, hogy a paleotalajok keletkezésüket részben földtani, részben talajtani folyamatoknak köszönhetik; az ezzel foglakozó geológusnak tehát 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 koncentrálva 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 domborzat-jelzők lehetnek.

Az *intraformációnális paleotalaj sorozatok* részletes (jó felbontású) információt tárolhatnak az esetleges klímaváltozásokról. A konkrét környezetre vonatkozó, értékelhető klímajelet csak közepes- vagy jó-lecsapolódású talajoktól várhatunk. A hidromorf talajok legfeljebb agyagásványaik milyensége révén utalhatnak a távolabbi környezet klímaviszonyaira (detritális agyagásványok), vagy a környező szupratidálios „pocsolyák” szalinitására.



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

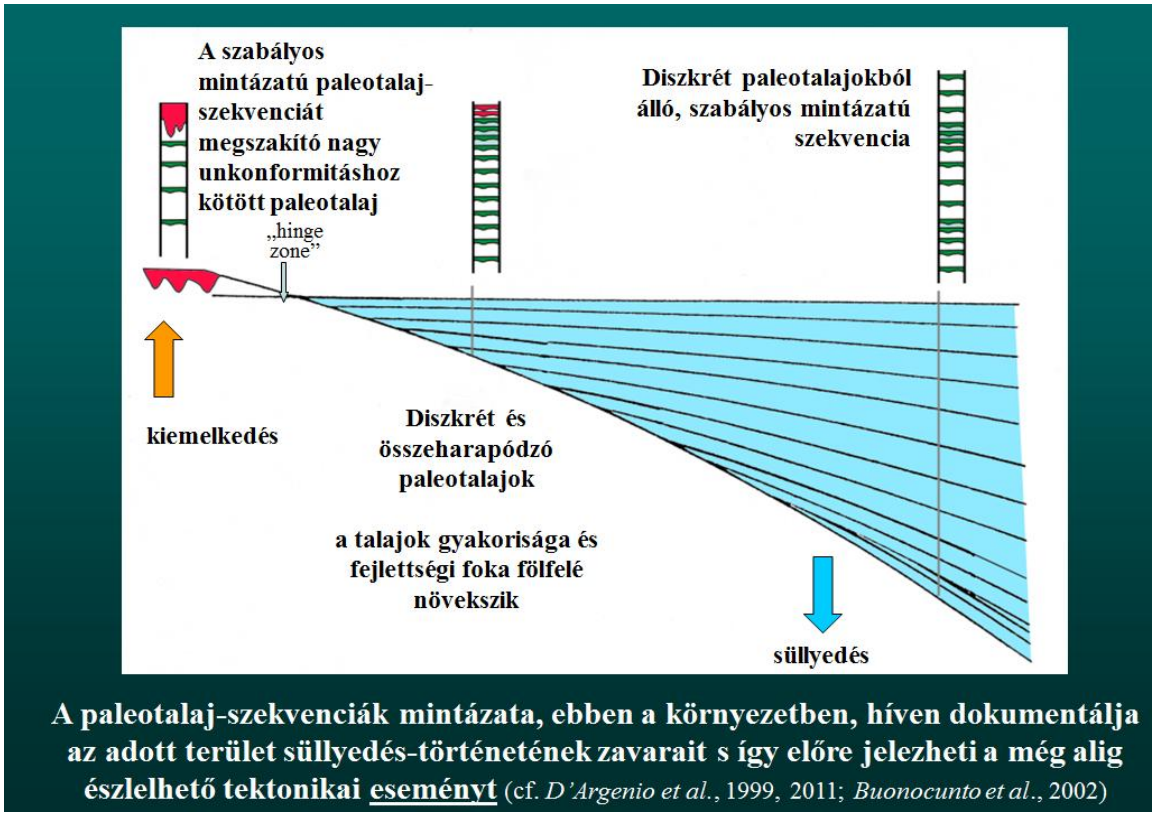
Megbízhatóbb és közvetlenebb lehet az az információ, amelyet e paleotalajok a platform-süllyedés és az eusztatikus tengerszint-változás egymáshoz való viszonyáról őrizhetnek (ld. 11. ábra). Az *aggradáló paleotalajok* (a Wright & Marriott (1996) által „cumulate”-nak nevezett *talaj-üledék komplexumok*) akkor jönnek létre, amikor a harmadrendű tengerszint-változási görbe szerinti vízszint-csökkenés mértéke azonos a platform süllyedési rátájával, a szuperponálódó negyedrendű 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 tengerszint-közeli körülmények, következésképp az üledékképződés és a pedogenezis folyamatos
(a negyedrendű tengerszint-ingadozásokból eredő) váltakozása vastag aggradáló sorozatot eredményezhet.

Ilyen esetekben informatív lehet a talajok színe is, mégpedig a negyedrendű oszcillációk amplitúdója szempontjából, hiszen – amint fentebb már említettük – a vörös és zöldesszürke változatok megjelenése a vasásványoknak az újabb tengerelöntéskor érvényes mineralizációs fokától függ, amit pedig a pedogenezis zónájában eltöltött idő határoz meg.

Nem lehetetlen, hogy – amint azt már Goldstein et al. (1991) is felvetette – a jövőben a fentiekhez hasonló talaj-hidrológiai megfontolások segíthetnek a tengerszint-változási 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 & Dercourt, 1990; Combes & Bárdossy, 1994; *Retallack*, 1990; D'Argenio & Mindszenty, 1995; Mindszenty et al., 1996).



12. ábra: A platform izosztatikus 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.

Elvileg az ilyen események előhírnökeként a karbonátos üledéksorozatban mind az intraformációnális paleotalajok gyakoriságának, mind az egyedi talajosodási epizódok által képviselt időtartamoknak növekedniük kell, olyasféleképpen, mint ahogy azt Goldhammer et al. (1991) elvi ciklosztratigráfiai 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 nagyméretű eróziós hézag (a nagy regionális unkonformitásban) vágja el, a ciklus második fele (a harmadrendű eusztatikus görbe tengerszint-emelkedéssel jellemzett szakasza) ez esetben teljesen hiányozhat.

Ugyancsak általános vélemény szerint az *intraformációnális paleotalaj-sorozatok* a nagy kontinentális karbonátselfek izosztatikus (termális) süllyedését és az arra szuperponálódó globális eusztatikus 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 (ld. fent).

Mivel a ciklosztratigráfiát leginkább szedimentológusok 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) s ezek alapján igyekszenek minősíteni a ciklushatárokat, illetve az azokhoz köthető diszkonformitásokat. Noha a Goldstein et al. (1991) által alkalmazott integrált megközelítés már hangsúlyozza, hogy a paleotalaj-jellegek és a mikrokarszt jelenségek együttes, sok-szempontú vizsgálata a célravezető, s ezt két észak-amerikai karbon és egy spanyolországi miocén esettanulmánnyal meggyőzően illusztrálja is, érdekes módon ez a megközelítés a mai napig nem vált általánossá. Ugyanígy az észlelt jelenségeknek (ciklosztratigráfiai anomáliák) a globális eusztatikus vizszintváltozásokon 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 intraformációnális 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 (és a szárazulati epizód idején tovább süllyedő) medenceperemi rétegsorok is tájékoztathatnak a süllyedéstörténeti anomáliákról (*12. ábra*).

Összefoglalás

A sekélytengeri karbonátciklusokhoz kapcsolódó paleotalajok tanulmányozása hosszú múltra tekint vissza. Sokáig csak a szárazulati kitettség 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, 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 alkalmazhatóak a paleotalajokra s a klímajel sem nyerhető ki belőlük olyan közvetlenül, mint ahogy azt kezdetben gondolták. Jelen cikk a karbonátos aljzathoz kötött paleotalajok értelmezésének ellentmondásait és lehetőségeit igyekszik feltárni és utal e képződményeknek a nagyobb kéregszegmensek süllyedéstörténeti anomáliáinak feltárásában játszott szerepére is.

Hivatkozások

Allan, J. R., Matthews, R. K., 1982: Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Reprint from Sedimentology,* 29: 797–817.

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.

Arakel, A. V., 1986: Evolution of calcrete in palaeodrainages of the Lake Napperby area, Central Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 54: 283–303.

Balog, A., Haas, J., Read, F., Coruh, C., 1997: Shallow marine record of orbitally forced cyclicity in a Late Triassic caronate platform, Hungary. *Journal of Sed.Res.,* 67(4): 661–675

Bárdossy, Gy., 1982: Karst Bauxites – Bauxite deposits on carbonate rocks. Akadémiai Kiadó, Budapest, Elsevier, Amsterdam, 441p.

Bárdossy, Gy., Dercourt, J., 1990: Les gisements des bauxites téthysiens (Mèditerranée, Proche et Moyen Orient); cadre paléogéographique et controles génétiques. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 8, 4(6), 869–888.

Bárdossy, Gy., 1997: Berthier és a bauxit kalandos története. *Földtani Közlöny,* 127(3–4): 483–492.

Berthier, P., 1921: Analyse de l'alumine hydratée des Beaux, département des Buches-d-Rhône. *Annales des Mines, Paris,* le série 6: 531–534.

Birkeland, P. W., 1984: Soils and geomorphology. New York: Oxford University Press, 372p.

Boardman, M. R., McCartney, R. F., Eaton, M. R., 1995: Bahamian paleosols: origin, relation to paleoclimate and stratigraphioc 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.

Buckland, W., 1837: Geology and mineralogy considered with reference to natural theology. Vol. 2, London, William Pickering.

Bushinski, 1967: Regularities in bauxite distribution in geosynclines. *Trudy SNIIGGIMS* 66: *Novosibirsk,* 9–25.

Combes, J.-P., Bárdossy, Gy., 1994: Typologie et contrôle geiodynamique des bauxites téthysiennes. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, t 318, sér. II., 359–366.

D' Argenio, B., Mindszenty, A., 1995: Bauxites and related paleokarst: tectonic and climatic event markers at regional unconformities. Eclogae *Geologicae Helvetiae,* 88: 453–499.

D'Argenio, B., Ferreri, V., Amodio, S., Pelosi, N., 1997: Hierarchy of high-freuency orbital cycles in Cretaceous carbonate platforms. *Sedimentary Geology,* 113: 169–193.

D'Argenio, P. R., Hermanns, H., Katoen, J. P., 1999: On Generative Parallel Composition11Supported by the NWO/SION project 612-33-006 and the System Validation Centre/CTIT. *Electronic Notes in Theoretical Computer Science,* 22: 30–54.

D'Argenio, B., Ferreri, V., Amodio, S., 2011: Eustatic Cycles and Tectonics in the Cretceous shallow Tethys, Central-Southern Apennines. *Italien Journal of Geosciences,* 130(1): 119–127.

Deák, F. J., 1996: A lábatlani Kecskekő felső triász karbonátos paleotalajszintjeinek paleopedológiai szempontú vizsgálata. *Diplomamunka,* ELTE-TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, kézirat, 50p.

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.

Durn, G., 2003: Terra rossa in the Mediterranean region: parent material, composition and origin. *Geologia Croatica,* 56(1): 83–100**.**

Durn, G., Ottner, F., Slovenec, D. F., 1999: Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of terra rossa in Istria, Croatia. *Geoderma,* 91: 125–150.

Enos, P., Samankassou, E., 1998: Lofer cyclothems revisited (Late Triassic, Northern Alps, Austria). *Facies,* 38: 207–228.

Esteban, M. A., Klappa, C. F., 1983: Subaerial Exposure. – in: Scholle, P. A., Bebout, D. G. & Moore, C.H. (eds.): Carbonate Depositional Environments. *AAPG Spec. Memoir,* 216: 49–79.

Fischer, A. G., 1964: The Lofer Cyclothems 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 Petrolohy,* 61: 340–348.

Goldhammer, R. K., Dun, P. A., Hardie, L. A., 1990: Depositional cycles, composite s. k. changes, cycle stacking patterns and the hierarchy of stratigraphic forcing. Examples from Alpine Triassic platform carbonates. *Geological Society of America Bulletin,* 102: 535–562.

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: Sedimentary Modeling: Computer simulations and methods for improved parameter definition. (Eds.: Franseen, E. K.,Watney, L. W., Kendall, C. G. St. C. & Ross, W.) *Bulletin of Kansas Geological Survey,* 233: 139–161.

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 disconformity surfaces and marker beds, Nahr Umr Formation, Northern Oman – Middle East Models of Jurassic-Cretaceous Carbonate Systems. – *SEPM Special Publication,* 69: 209–225.

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-manama,* 5: 299–322.

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 teh Upper Triassic Dachstein platform in the Transdanubian Mid-Mountains (Hungary). *IAS. Spec.Publ.*, 19: 303–322.

Harden, J. W., 1982: A quantitative index of soil development from field descriptions: examples from a chronosequence in central California. *Geoderma,* 28: 1–28.

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.

Lamplugh, G. W., 1902: *Geological Magazin* (Decade IV), 575p.

Loughnan, F. C., 1969: Chemical weathering of silicate minerals. American Elsevier, 154p.

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.

Milnes, A. R., 1992: Calcretes. In: Martini, I. P. & Chesworth ,W. (eds.): *Weathering, Soils and Paleosoils*. Developments in Earth Surface Processes No. 2, Elsevier, 309–344.

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, 113p.

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.

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.

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.

Neumayr, M., 1875: Zur Bildiung 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: Lacustrine Facies Analysis (Eds.: Anadón, P., Cabrera, L. & Kelts, K.), *IAS Special Publication,* 13: 55–73.

Read, J. F., 1974: Calcrete deposits and Quaternary sediments, Edel porvince, Shark Bay, Western Australia. *In: AAPG Spec. Vol. on Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences,* Shark Bay, Western Australia, 250–282.

Read, J. F., Horbury, A. D., 1993: Eustatic and tectonic control on porosity evolution beneath sequence-bounding unconformities and parasequence disconformities on carbonate platforms – in: Horbury, A. D. & Robinson, A. G.: Diagenesis and Basin Development, *AAPG Studuies in Geology,* 36: 155–198.

Retallack, G. J., 1990: Soils of the Past – An introduction to paleopedology. Unwin and Hyman, London, 520 p.

Sadler, P. M., 1981: Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *The Journal of Geology,* 89(5): 569–584.

Sadler, P. M., 1994: The expected duration of upward-shallowing peritidal cycles and their terminal hiatuses. *GSA Bulletin,* 106: 791–802.

Schlager, W., 1999: Scaling of sedimentation rates and drowning of carbonate platforms – *Geology,* 27: 183–186.

Schwarzacher, W., 1947: Über die sedimentäre Rhythmik des Dachste inkalkes 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.

Stefanovits, P., Filep, Gy., Füleky Gy., 1999: Talajtan. Mezőgazda Kiadó, 470 p.

Stoops, G., Marcellino, V., Mees, F., 2010: *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths.* Elsevier 720p.

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 carbnates (Upper Tithonian – Lower Berriasian, French Jura Mts.). *Special Publication of IAS,* 19: 285–301.

Strasser, A., Hillgärtner, H., 1998: High-frequency sea-level fluctuations recorded on a shallow carbonate platfrom (Berriasian and lower Valanginian of Mt Salève, French Jura). *– Eclogae Geologicae Helvetiae,* 91: 375–390.

Strasser, A., Èrtner, H. H., Hug, W., Pittet, B., 2000: Third-order depositional sequences reflecting Milankovitch cyclicity. Published in *Terra Nova,* 12: 303–311.

Szendrei, G., 2000: Talaj-mikormorfológia. ELTE Eötvös Kiadó Budapest, 220p.

Turini, P., 1808: Della preparazione dell'alume nella miniera di San Pietro nel dipartimento dell'Istria. Venezia, 67p.

Valeton, I., 1972: Bauxites. Develeopments in Soil Sciences. Elsevier, Amsterdam, 226p.

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.

Varga, A., Szakmány, Gy., Raucsik, B., 2002: Micromorphology and mineralogy of the Eocene calcrete gravel from the Mecsek Mts. (South Hungary). *Acta Geol. Acad.Sci.Hung*., 45(3): 287-299.

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.

Webster, T., 1826: Observations on the Purbeck and Portland Beds. *Transactions of the Geological Society of London,* 2: 37–44

Wilkinson, B. H., Opdyke, B. N. & Algeo, T. J. (1991). Time partitioning in cratonic carbonate rocks. *Geology* **19**(11), 1093–1096.

Wright, V. P., 1994: Paleosols in Shallow Marine Carbonate Sequences. *Earth Science Reviews,* 35(4): 367–395.

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.

Wright, V. P., Vanstone, S. D., Marshall, J. S., 1997: Contrasting flooding histories of Mississippian carbonate platforms revealed by marine alteration effects in paleosols. – *Sedimentology,* 44(5): 825–842.

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.

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.

Függelék: Ábrák angol címmel, feliratozással és magyarázattal.

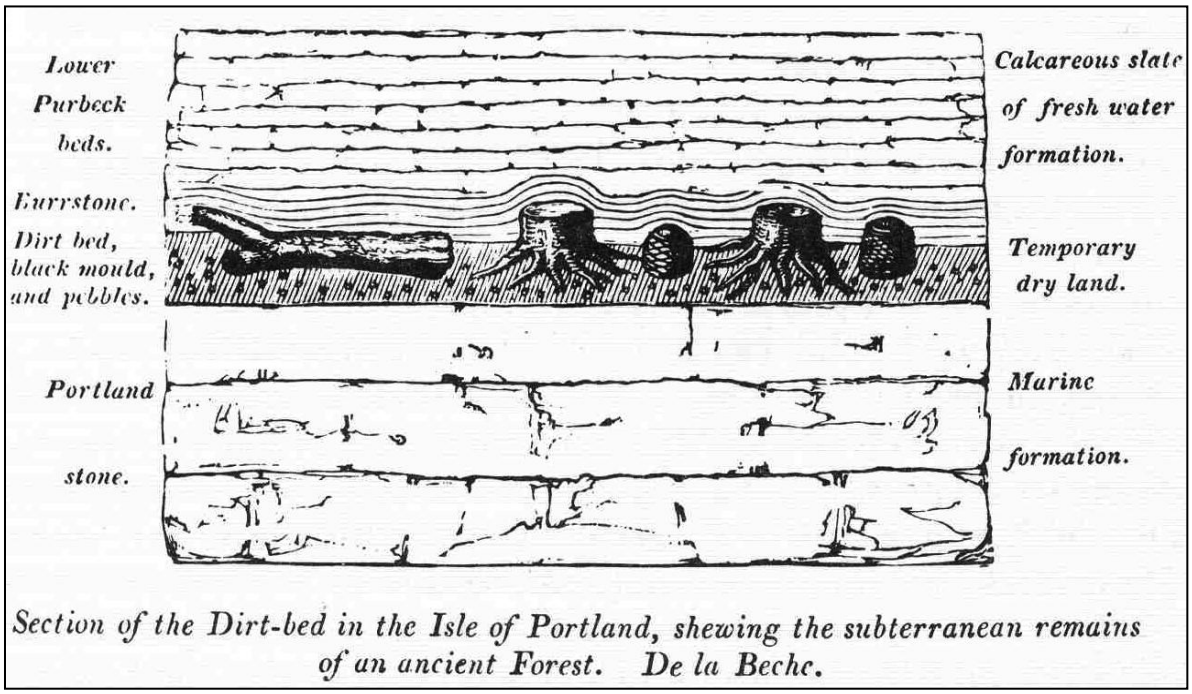


Figure 1. The original drawing of W. Buckland (1837) of the Jurassic paleosol horizon exposed on the Island of Portland (Purbeck Formation, Dorset, England, from Retallack, 1990).

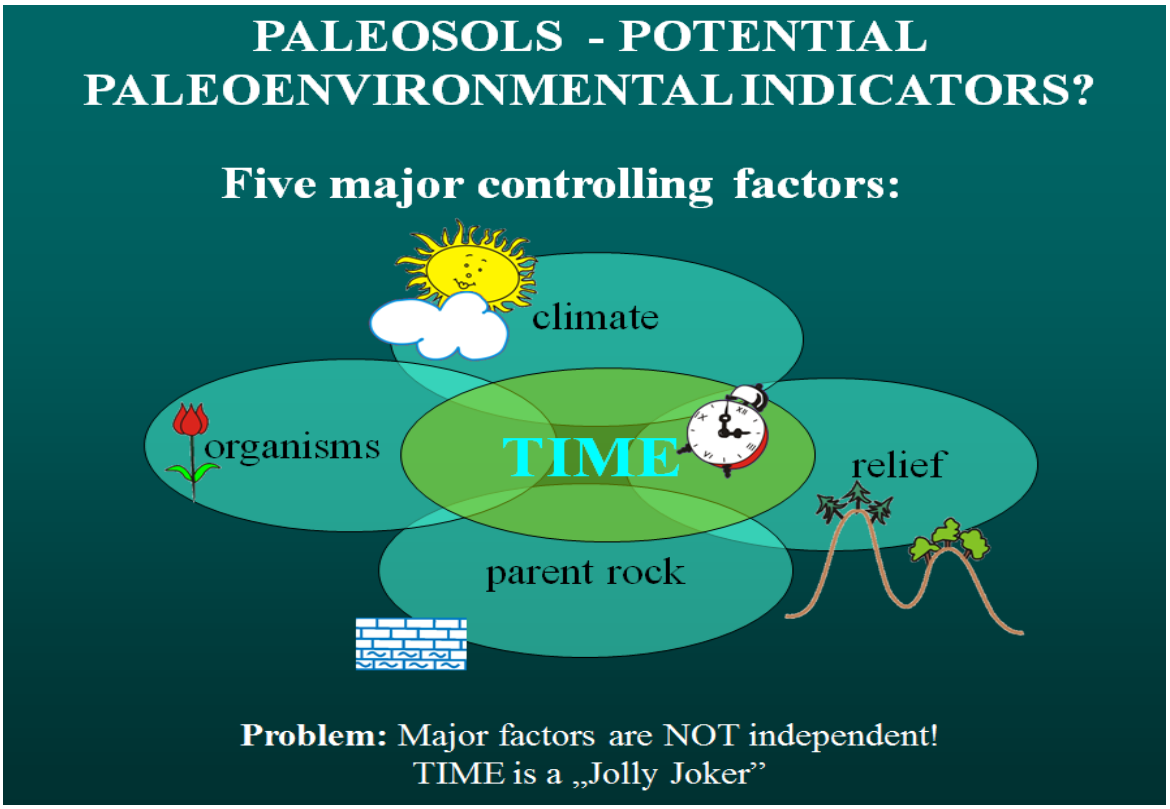


Figure 2. Five major controlling factors of pedogenesis and their interrelations.

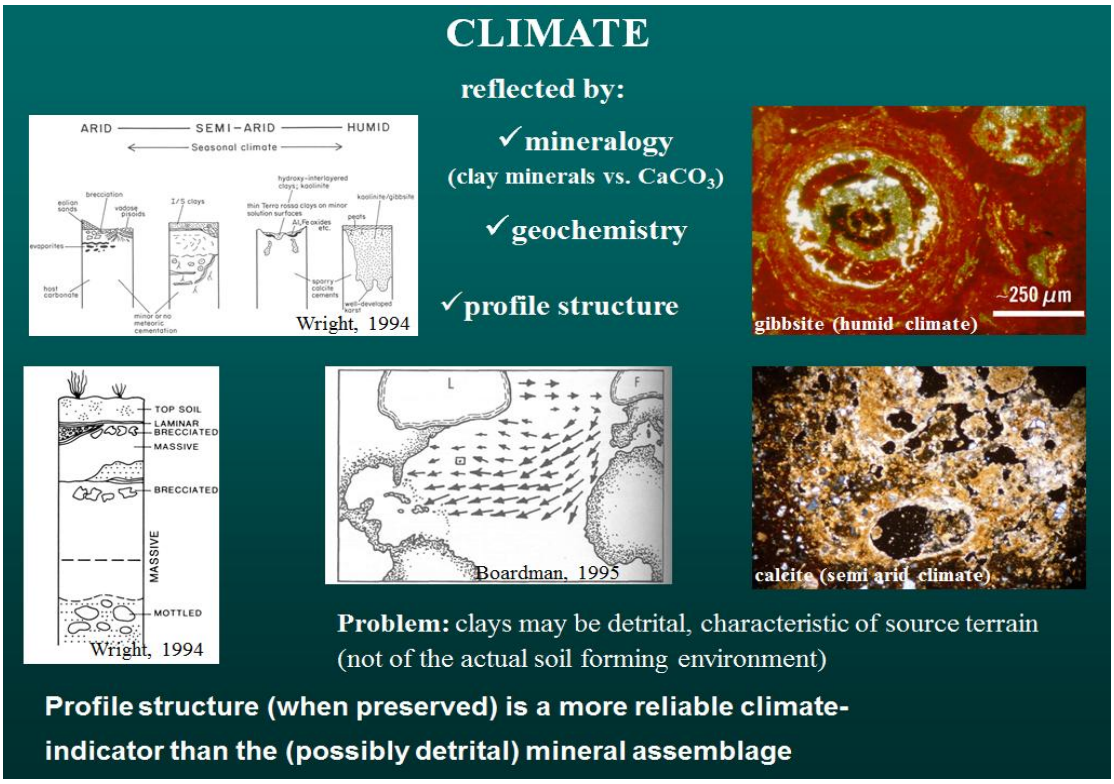


Figure 3. Soil properties – potential recorders of climatic information. Soil profile structure (when preserved) is a more reliable climate-indicator than the (possibly detrital) mineral assemblage.

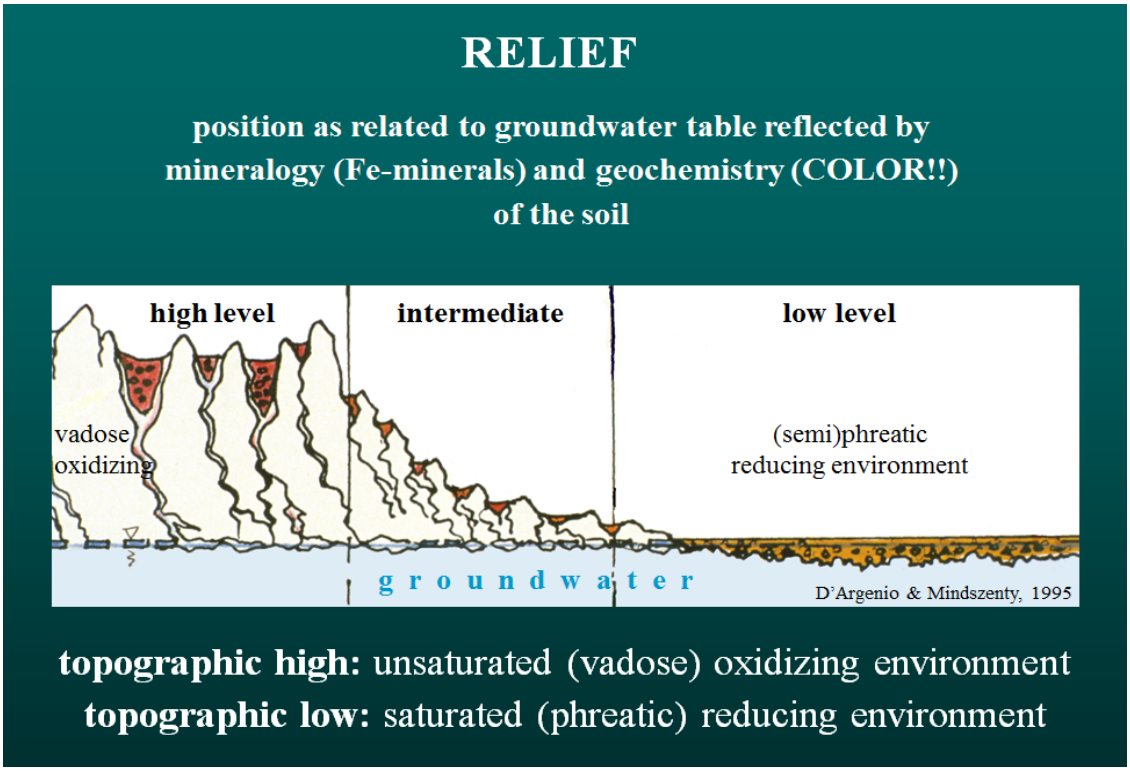


Figure 4. Soil properties (redox conditions and textures) and the related paleorelief in case of a ferrallitic soilscape which – as a result of long-lasting pedogenesis – has reached equilibrium with the underlying karst.

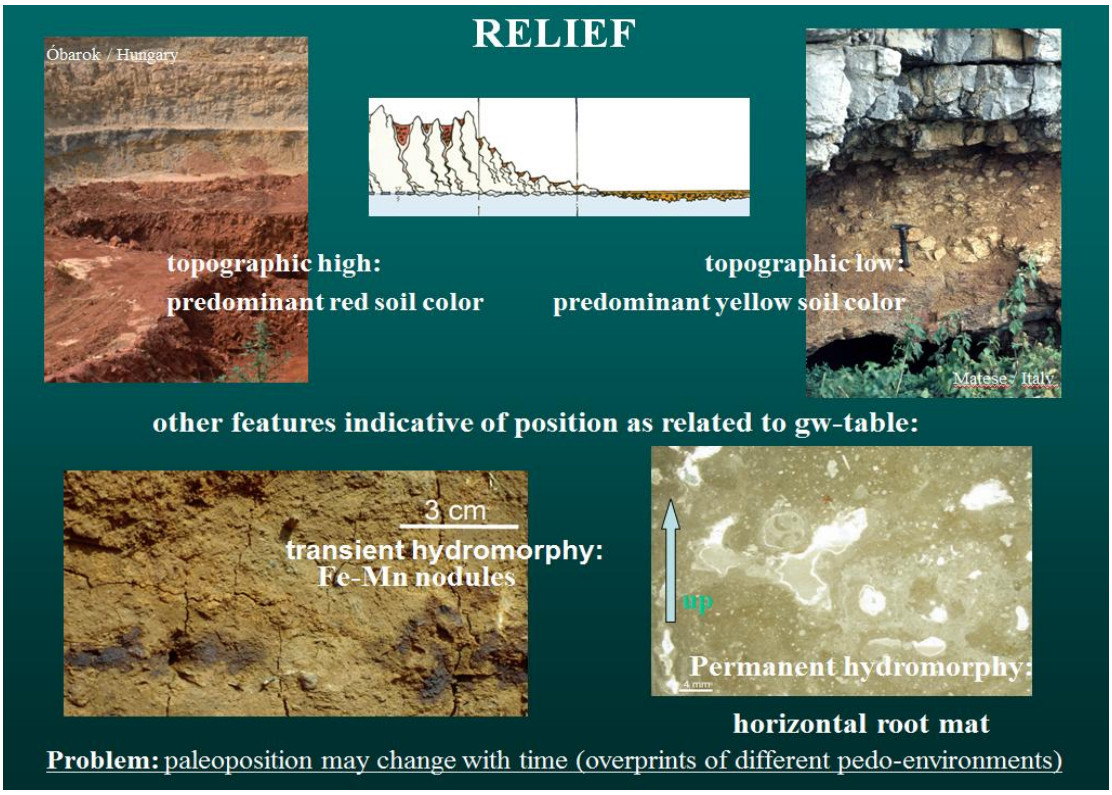


Figure 5. Some lithological and micromrphological features recording the paleoposition of soil formation above groundwater/karstwater table.

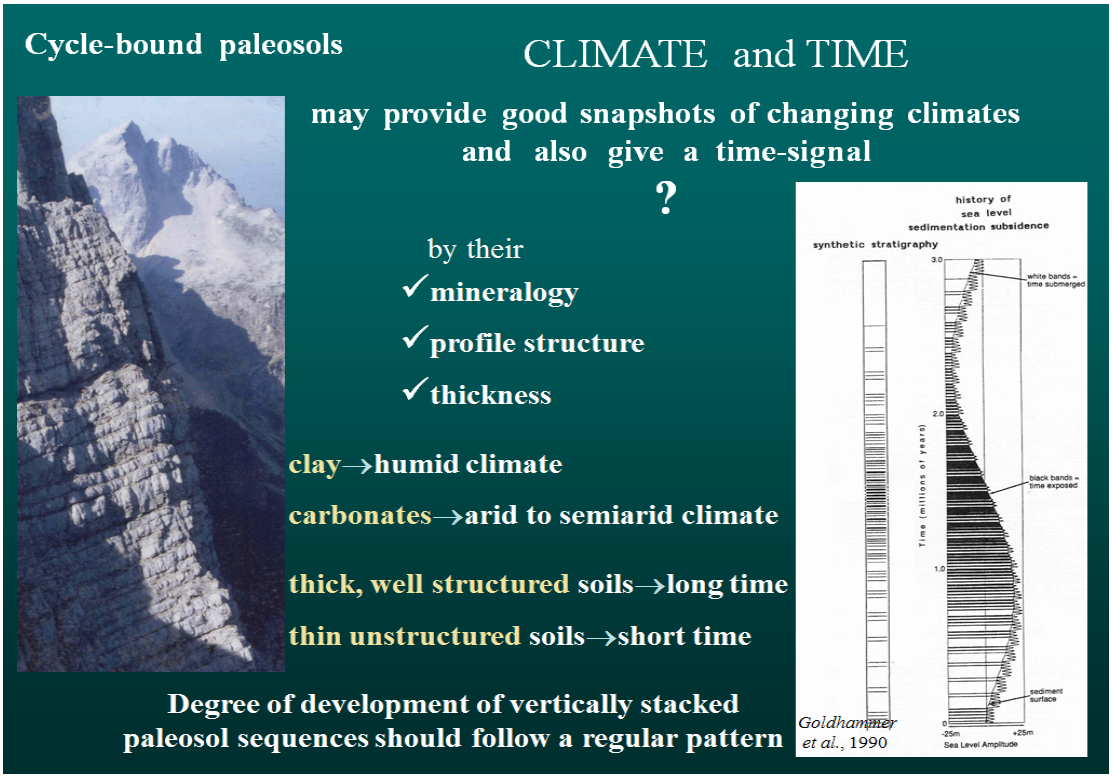


Figure 6. Some lithological and micromrphological features recording the paleoposition of soil formation above groundwater/karstwater table.

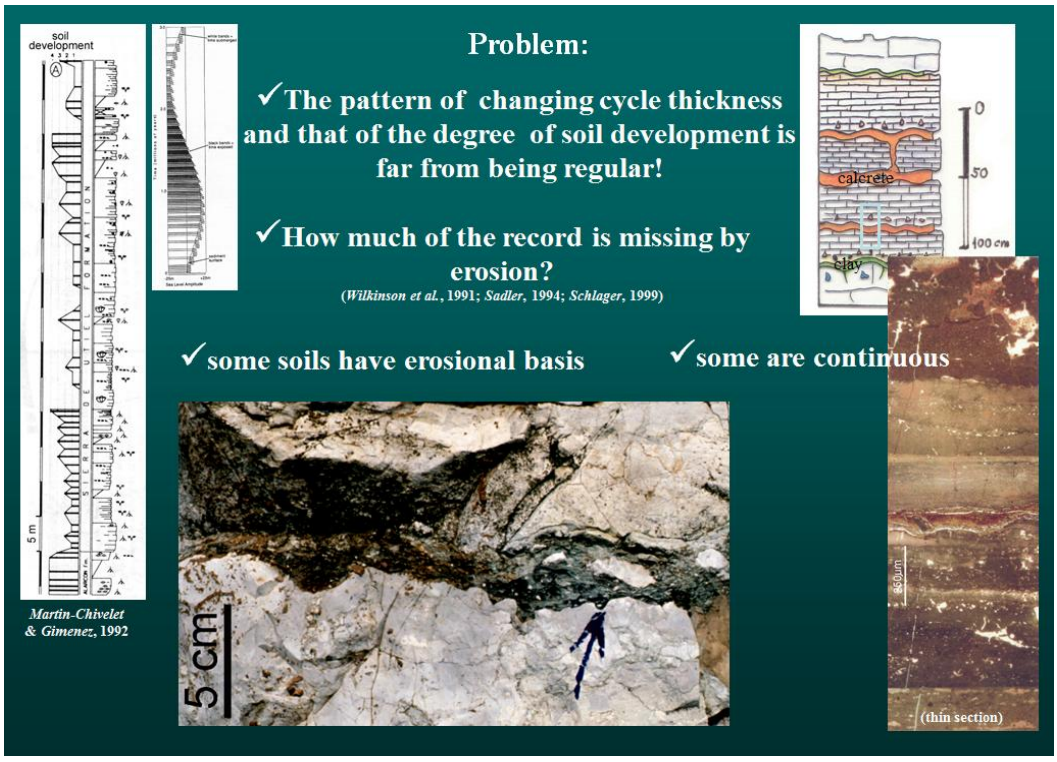


Figure 7. Comparison of Goldhammer's simulation model (right) and a measured lithological column from Spain (left). In the center, field photograph of a compound paleosol overlying a distinct erosional surface; on the right.

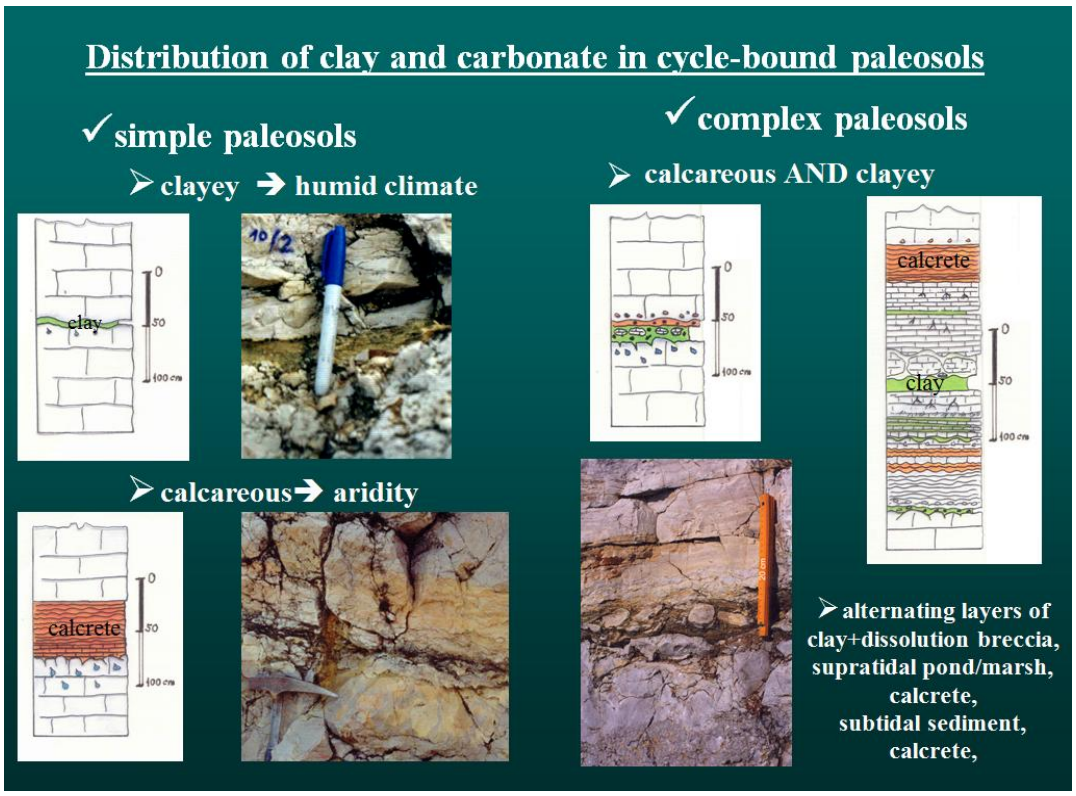


Figure 8. Major types of intraformational paleosols as in the Late Triassic of Gerecse Hills (Kecskekő and Vöröshíd).

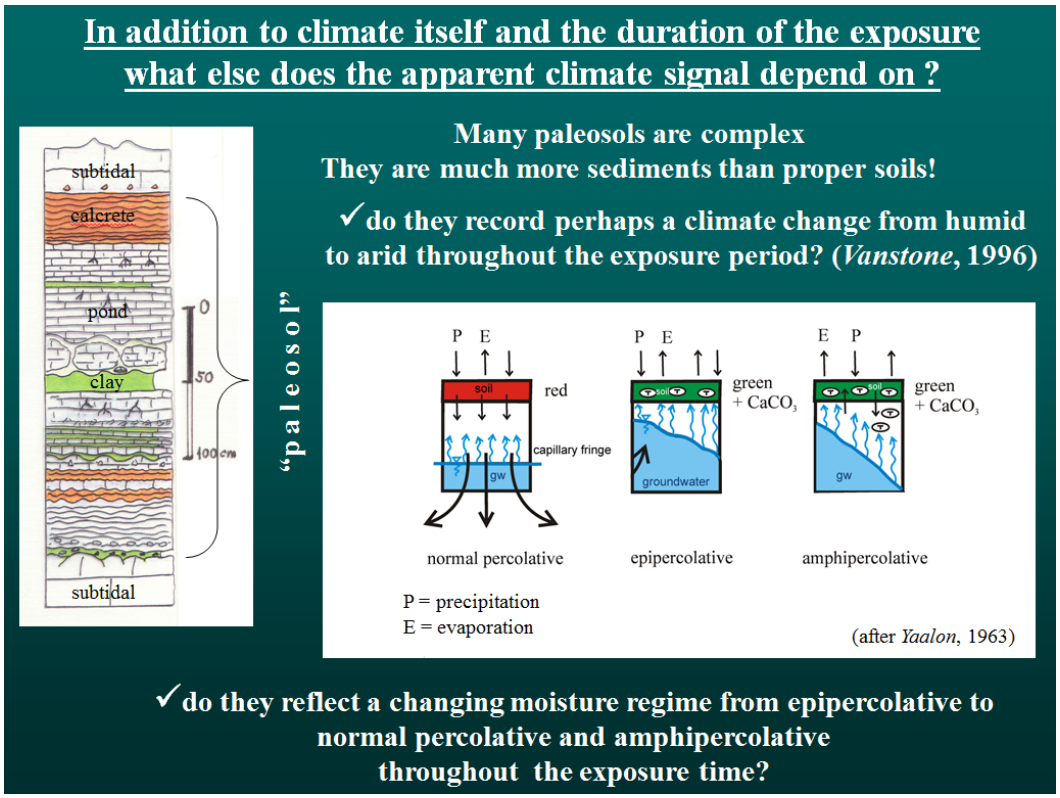


Figure 9. The effect of climate and/or of changing soil-hydrology and its preservation potential in intraformational paleosols.

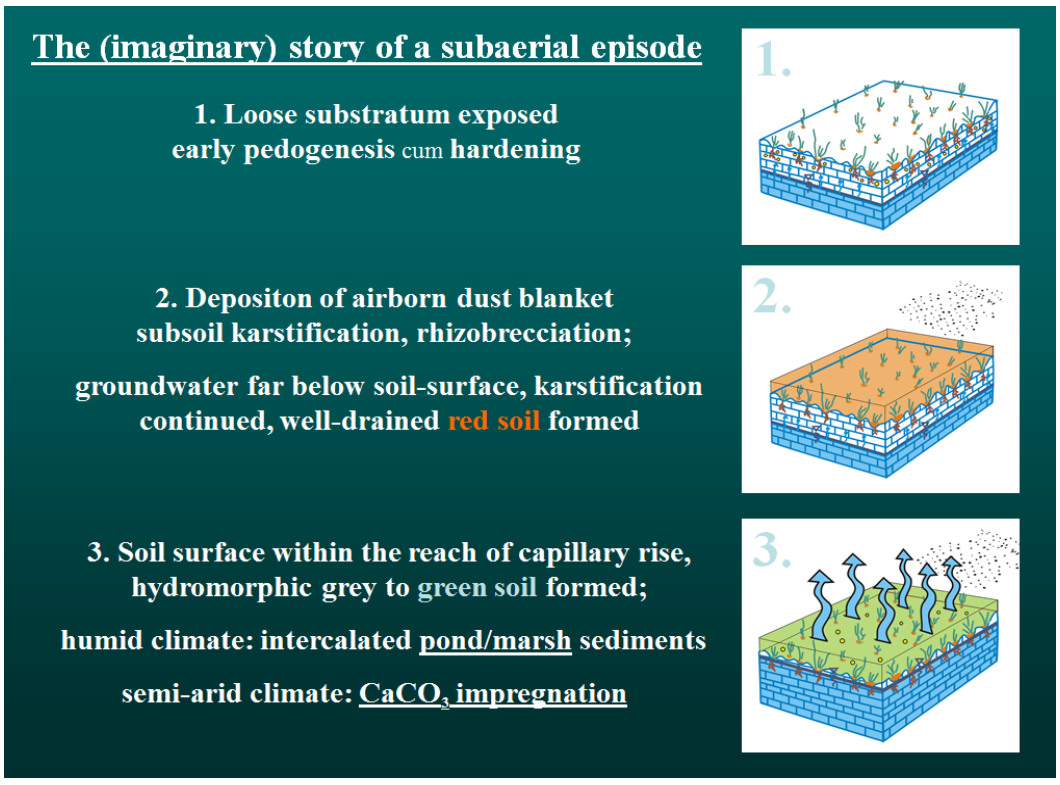


Figure 10. Cartoon showing the stages of subaerial exposure; pedogenesis; and subsequent burial of a shallow marine carbonate depositional environment.

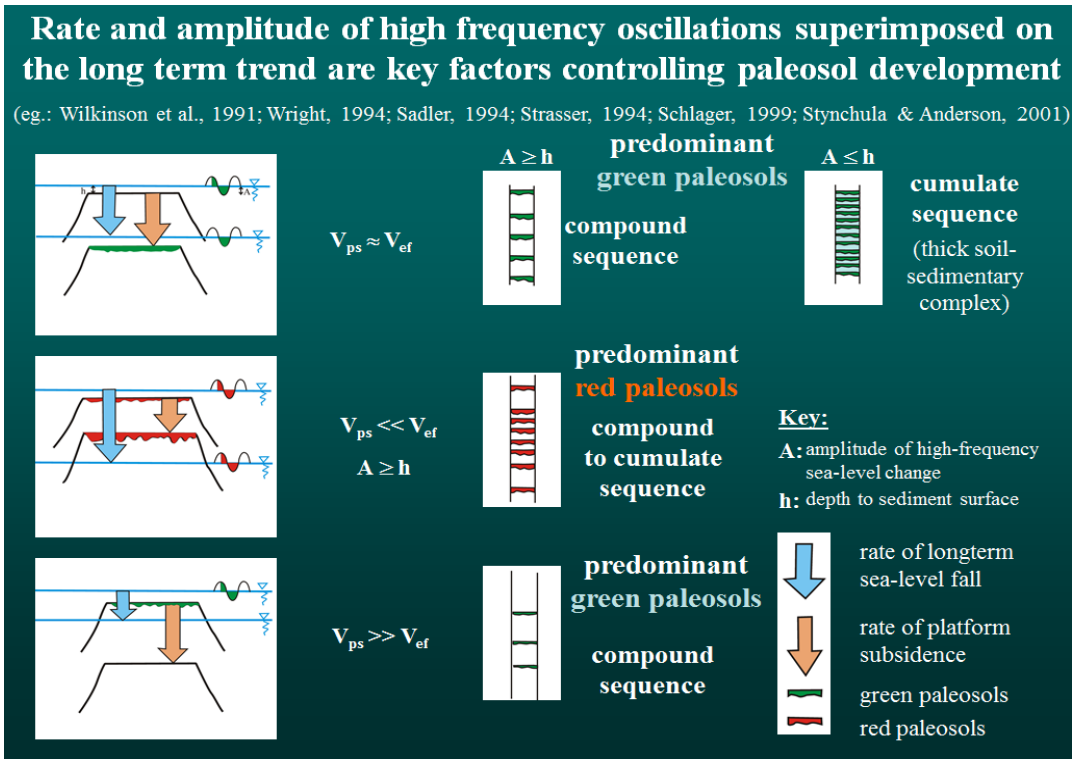


Figure 11. The relationship between 3rd and 4th order relative sea-level changes and the various types of paleosols formed on the exposed surface. (The key is in the text.)

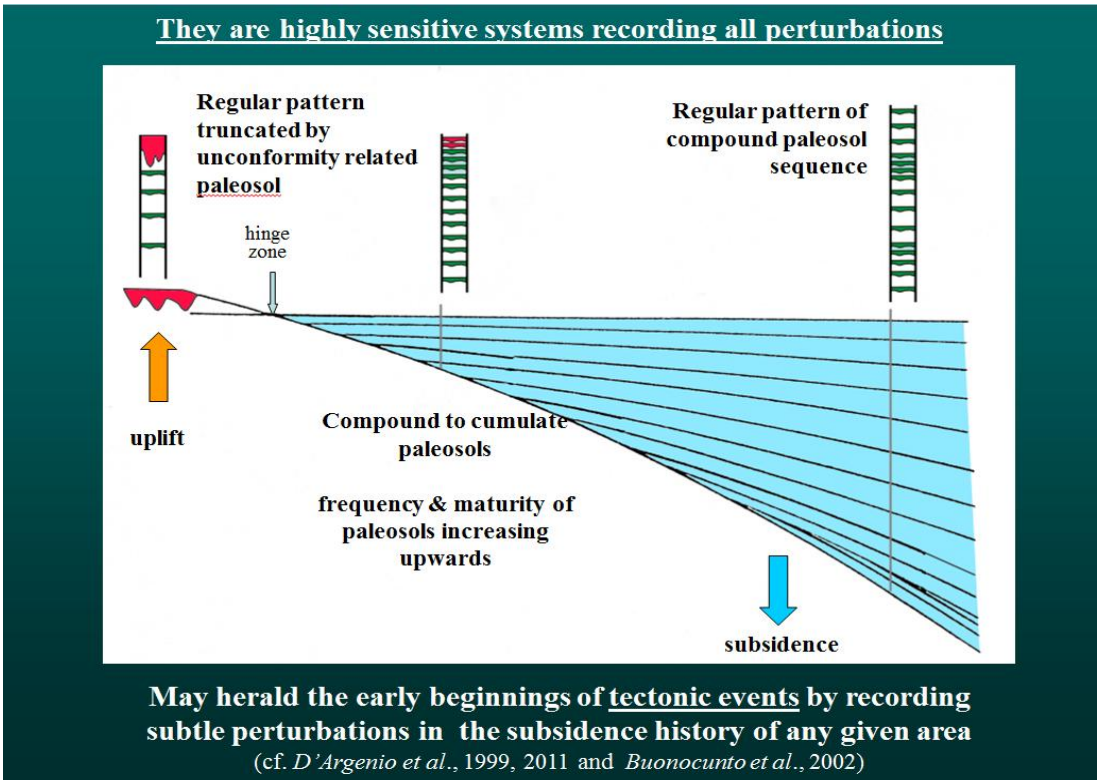


Figure 12. Local tectonics interfering with the isostatic subsidence of the platform, is reflected by perturbation of the pattern of cyclothemes and the lithology of the related paleosols.

AZ ÖSSZEHASONLÍTÓ PLANETOLÓGIA HASZNA A FÖLDTUDOMÁNYOK SZÁMÁRA

Bevezetés

Illés Erzsébet

MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Konkoly Thege Miklós Csillagászati Intézete, 1121 Budapest, Konkoly-Thege Miklós út 15-17.
E-mail: illes@konkoly.hu

The benefits of comparative planetology for Earth Sciences

Introduction

Abstract

In the last half-century the planetary space research fertilized the earth sciences. Most of the results refer to the surface regions of the planetary bodies. That is why the possibility for comparison given by the planetary science seems valuable for Earth surface geology disciplines. One of them is pedospheric science.

Keywords: solar system, comparative planetology, extraterrestric pedospheres.

Összefoglalás

Az elmúlt fél évszázadban az űrszondás bolygókutatás hatalmas összehasonlító eredmény kincscsel termékenyítette meg a földtudományokat. A bolygókutatás eredményei, legnagyobb részben, a bolygók felszíni tartományaira vonatkoznak. Ezért az az összehasonlítási lehetőség, amit a planetológia más bolygófelszínek, felületi rétegek adatai révén fölkínál, elsősorban a Föld felszínével foglalkozó tudományágak számára jelentős. Ilyen terület a pedoszféra kutatása is.

Tárgyszavak: Naprendszer, összehasonlító planetológia, extraterresztrikus pedoszférák.

Bevezető gondolatok

A pedoszféra – a Föld sajátos fázishatára, a talajtakaró geonómiája. A Földet a földtudományok révén először lokálisan, később regionálisan, végül globálisan, azaz bolygóméretben ismerte meg az emberiség. Ezen utóbbihoz már nagymértékben hozzájárult az űrkutatás is – különösen a Föld alakjának, gravitációs terének, valamint mágneses terének vonatkozásában (nem beszélve a Föld és környezete viszonyáról, vagyis a Nap-Föld fizikai kapcsolatokról).

Naprendszerünk többi bolygójának a megismerése fordított irányba haladt. Először csak a mozgásukról volt fogalmunk, majd valami homályos kép alakult ki a távcsövek révén a legnagyobbakról és a legközelebbiekről. Később, amikor a bolygóközi szondák elrepültek mellettük, az űrkutatás hozzásegített egy pillanatnyi globális kép kialakulásához, amely regionálissá vált a legnagyobb megközelítés pillanataiban. Ezután még mindig csak globálisan, de már részletesebben ismerhettük meg azokat a bolygótesteket, amelyek köré

keringő egységek települtek. Végül lokálisan is, bár csak kisebb részletét ismertük meg annak a néhánynak, amelyeknek a felszínére szondák szálltak le (Hold, Vénusz, Mars, Titán), vagy amelyek körül újabb-generációs űrszondák keringenek nagyon nagy felbontású képeket készítve (Hold, Mars, kb. 20 cm).

Az összehasonlító planetológia hasznáról

Az űrkutatás révén megismert bolygókat először külön-külön tárgyalta a tudományos irodalom (ez a planetológia megszületésének a korszaka). A „Naprendszer-méretű globális szemlélet" csak később, az 1990-es évek környékén kezdett kibontakozni (ebben a hazai planetológusok is élen jártak), de áttörésről csak 2000 után beszélhetünk. A bolygókutatók először csak azt kezdték áttekinteni, hogy miben hasonlóak, és miben térnek el a felszíni formák a különféle bolygótesteken (az összehasonlító-planetológia megszületése). Például összehasonlították, hogy a különböző bolygókon milyenek a becsapódásos kráterek, milyen a légkörök szerkezete, szélrendszere, milyenek a folyóvölgyek (ha vannak), milyenek a sivatagok, milyenek a síkságok, hegyek, stb. Ebben az összehasonlításban egyre gyakrabban a Föld is csak úgy szerepelt, mint egy a bolygók közül. (Ez volt a Naprendszer leíró földrajzának a születése). Elfogadva, hogy a többi bolygótesten is ugyanazok a természeti törvények uralkodnak, amelyeket a tudomány itt a Földön megismert, lassan kezdtek a miértekre is választ keresni, ha különbségeket találtak, és *a földiekkel kapcsolatos ismereteket és magyarázatokat is felhasználni a válaszokhoz*.

Az összehasonlító planetológia fejlődésének következő fázisában azt keresték a kutatók, hogy mi lehet az oka annak, ha egy másik bolygótesten megtalált felszíni forma vagy jelenség hiányzik valamelyikről, vagy, ha bizonyos forma vagy jelenség csak kevés, vagy csak egyetlen bolygótesten jelenik meg. És ebből az összehasonlításból a Föld sem maradt ki!

A sokféle mechanizmus közül, amelyek egy-egy felszíni formát létrehoznak, egy másik égitesten más lehet domináló, mint a Földön. Ott ugyanis más lehet a forgási periódus (Coriolis-erő), más a forgástengely állása (szezonális változások), más a mágneses tér erőssége, más anyagok lehetnek a felszínen (mindig száraz és poros a felszín), nagyon nagy vagy nagyon alacsony a légnyomás, a hőmérséklet, a szélsebesség. Ilyenkor a *másik bolygón szerzett tapasztalatok segíthetnek jobban megérteni a földi folyamatokat!* És végül is ez *az összehasonlító planetológia legnagyobb haszna a Föld számára!*

A Naprendszer ugyanis olyan, mint egy laboratórium. Ugyan csak nyolc bolygó van, de a bolygók 400 km-nél nagyobb holdjai közül is sok mutatja a geológiai aktivitás jelét. A bolygótestek kiindulási anyaga, törvényei azonosak, égitestjei mégis más-más fejlődési utat jártak be a kezdeti és határfeltételektől függően. Különbségeikben nagy szerepet kapott a *véletlen*, amit a bolygótestek összeállásának a mechanizmusa, az ütközések valósítottak meg. Ez beleszólt abba, hogy egy bolygó mekkora tömeggel, sűrűséggel, anyagi összetétellel (illóanyag tartalom) hőtartalékkal indult el hőfejlődése útján, másrészt menet közben milyen hirtelen változásokat kellett elviselnie, mind a Naphoz viszonyított helyzetében (pályájában), mind a forgástengely állásában, mind forgási viszonyaiban. Mindezek nyilvánvalóvá tették, hogy nem elég azt állítani, hogy egy bolygó tömegét megadva meg tudjuk mondani, milyen fejlődési utat fog bejárni, mert nem egyparaméteres a fejlődési út. A későbbi szondák mérési eredményei ezt igazolták is. Például az ikertestvéreknek hitt Vénusz és Föld olyan, mint a pokol és a paradicsom.

A Naprendszerbeli globális szemlélet az elnevezésekben is sok általánosítást követel meg. Nem nevezhetjük át a különböző tudományterületeket és elnevezéseket csak azért, mert a nevükben a Földre utaló *geo-* benne van, bár a legelső időkben a Holddal kapcsolatban még megpróbálkoztak vele. A Hold görög nevét használva a Földet jelentő „geo" helyett a geográfia helyett *szelenográfiát*, a geológia helyett a *szelenológiát*, a geodézia helyett

szelenodéziát, geofizika helyett *szelenofizikát*, a geokémia helyett *szelenokémiát* mondtak. A különböző fogalmak neveinél hasonló volt a helyzet. A Marsnál még a geoid helyett *areoid*-ot írtak, de ahogy a megközelített bolygók száma egyre nőtt, egyre inkább belebonyolódtak az elnevezésekbe, és szinte bábeli helyzet állt elő. Ezért inkább elfogadták a földi elnevezéseket más égitestek esetére is. Így a felhőket mindenütt kezdettől fogva *felhők*nek, a tavakat *tavak*nak mondták annak ellenére, hogy anyaguk egészen más, mint a Földön. Rájöttek, hogy nem szabad minden égitestre más szótárt készíteni, mert az képtelenségekre vezet. Azonos terminológiát használva könnyebben értik meg egymást a különböző tudományterületek tudósai. Az együttgondolkodásra ugyanis egyre nagyobb szükség van, ahogy a szondáink egyre távolabbi égitesteket vizsgálnak, és egyre egzotikusabb körülményeket találnak akár légnyomásban, akár hőmérsékletben, akár a felszínen lévő anyagban. Több országban ennek az interdiszciplináris együttműködésnek már komoly hagyományai vannak, és nagyon jelentős eredményekhez is vezettek. Ma már ugyanis nem lehet egy ember minden tudomány birtokosa, mint akkor, amikor a tudomány még nem tárt fel ennyi mindent és ilyen mélyen, mint napjainkra. A kutatócsoportok szervezőinek olyan kutatókból kell összeállítaniuk a csoportot, akik képviselnek minden olyan szakmát, aminek az eredményeit és módszereit ismerni kell egy-egy probléma megoldásához.

Visszatérve az elnevezések általánosítására, térjünk most rá konkrét témánkra, a talajra.

Planetáris pedoszférák és esetleges létük kimutathatósága

Bár a Holdon még *regolitot* mondtak, de a Marssal vagy a Vénusszal kapcsolatban már a *Mars talajáról*, a *Vénusz talajáról* beszélünk (az angolszász irodalomban is: soil), mert nem tudunk jobbat mondani arra a felszínen lévő rétegre, mint amit a Földön megszoktunk.

De vajon jogosan hisszük-e azt, hogy talaj – a szó eredeti értelmében – csak a Földön van, és nincs, és nem is volt más égitesten? A regolit kifejezés a földi „élet nélküli” sivatagi környezetre született meg. Aztán az 1990-es évek környékén nagyobb nyilvánosságot kapott, hogy léteznek extremofil baktériumok, amelyek nemcsak nagyon forró, nagyon savas, stb. környezetben tenyésznek, de a kövek belsejében is. Akkor honnan lehet azt előre tudni, hogy egy kősivatag élettelen? Akár itt a Földön, akár máshol. Az ősi Marson például volt víz! Erre utal nagyon sok felszíni formáció. Akkor joggal tételezhetjük fel, hogy az ősi marsi kőzetekben például akár a talajképződés nyomát is megtalálhatjuk. A következő három cikk ezek köré a gondolatok közé kalauzolja a kedves olvasót ilyen, Naprendszer-méretű globális szemléletben tárgyalva a témát. *Füleki György* cikke abban, hogy áttekinti, hogy hogyan és miért is jöhetett és jött létre az elsődleges talajtakaró a Földön. *Bérczi Szaniszló* cikke abban, hogy áttekinti, mi is áll rendelkezésre a többi bolygótesten a talaj létrejöttéhez. *Polgári Márta* cikke pedig abban, hogy földi tapasztalatok alapján áttekinti, hogy hogyan, milyen módszerrel lehetne kimutatni annak nyomát, ha valamelyik bolygón valaha létrejött volna bakteriális élet.

AZ ELSŐDLEGES TALAJTAKARÓ KIALAKULÁSÁNAK FELTÉTELEI ÉS FOLYATMATA A FÖLDÖN

Füleky György

Szent István Egyetem, Mezőgazdaság- és Környezettudományi Kar,
Környezettudományi Intézet, Talajtani és Agrokémiai Tanszék,
2100 Gödöllő, Páter Károly u. 1.
E-mail: Fuleky.Gyorgy@mkk.szie.hu

Conditions and development of primer soil cover on Earth

Abstract

To determine how primary soils developed it is necessary to know when life appeared, under what environmental conditions and through what processes, and when the plant cover appeared on dry land. The following conditions were required for soil formation: a solid, weathered and relatively stable land surface (not removed constantly by water and wind), water for weathering and to support life, oxygen, and a suitable temperature for plant growth, all of which needed to be present at the same time. In the course of time plant nutrients and humus accumulate in rock debris, interact with each other and thus gradually turn into soil. This is how fertility, the most important property of soil, is able to develop.

Keywords: soil cover, Earth, vegetation, water.

Összefoglalás

Az elsődleges talajok képződéséhez ismernünk kell az élet megjelenésének időpontját, környezeti feltételeit és kialakulásának lehetséges folyamatát, valamint a szárazföldi növénytakaró létrejöttét. A talajképződéshez a következő feltételek voltak szükségesek: szilárd, mállott földfelszín, amely viszonylag stabil (a víz és a szél ne szállítsa el folyamatosan), víz a málláshoz és az élethez, oxigén és megfelelő hőmérséklet a növények részére és mindezek együttes, egy időben való megléte. Az idők folyamán a növények tápanyagai és a humusz felhalmozódnak a kőzetmálladékon, kölcsönhatásba lépnek egymással, ami ezáltal fokozatosan talajjá válik. Így alakul ki a talaj legfontosabb tulajdonsága a termékenység.

Tárgyszavak: talajtakaró, Föld, vegetáció, víz.

A talaj definíciója

A talaj a szilárd földkéreg legkülső, laza takarója, melynek legfontosabb tulajdonsága a termékenysége, vagyis az a képessége, hogy megfelelő időben és a szükséges mennyiségben képes a növényeket vízzel és tápanyagokkal ellátni. Tehát a talaj a növényekkel való kölcsönhatásként van meghatározva. De nézzük meg, miképpen képződhetett a Földön az elsődleges talaj! Mint a definícióból – és majd az alább tárgyalandó rendszerelméleti megközelítésből – láthatjuk a talajok képződésének és fennmaradásának alapvető feltétele a földi élet megléte. Éppen ezért az elsődleges talajok képződéséhez ismernünk kell az élet

megjelenésének időpontját, környezeti feltételeit és kialakulásának lehetséges folyamatát, valamint a szárazföldi növénytakaró létrejöttét.

A talaj rendszerelméleti megközelítése

A talaj két, önmagában is részrendszerek sokaságának hierarchiájából felépülő nagy alrendszer – egy *élő szervezetekből* álló biológiai és egy szerves és szervetlen vegyületek szilárd és oldott fázisából, ásványokból, organominerális komplexekből, stb. felépülő *abiotikus alrendszer integrációjából*, elválaszthatatlan együttműködéséből jön létre (lásd Szabó, 1988 összefoglaló munkáját). A talaj ilyen szempontból szuperrendszernek fogható fel, amelynek működése elsősorban is a szerves kötésben lévő elemek ásványi kötésbe vitelében, vagy legalábbis a szerves vegyületek alkotóelemeinek termodinamikailag stabilabb konfigurációt jelentő elrendeződésében (humifikáció) nyilvánul meg. Az ökológiai rendszerekben a biotikus és abiotikus történések szorosan összefonódnak. Ilyen típusú komplex rendszerek a Földön csak az első élőlényekkel egy időben jelenhetnek meg. Bennük egyes anyagcsere-utak jellegzetesen biológiailag szabályozottak (pl. sejtenzimekkel katalizáltak), mások tisztán kémiaiak, (pl. adszorpciós folyamatok agyagásványok felületén). Esetenként a folyamatok e két típusát nehéz, vagy egyenesen lehetetlen elkülöníteni. A talajok tipikus ökológiai rendszerek, hiszen bennük mikrobiális fermentációk, kooxidációk, elem-transzformációk csakúgy, mint a másodlagos ásványok abiotikus genezise, sók vándorlása, kémiai mállási folyamatok stb. párhuzamosan zajlanak, egymást mélyrehatóan befolyásolják, sőt meghatározzák. A talajok emellett nyílt rendszerek, amelyek állandó anyag- és energia-bevétellel és -kiadással működnek.

Alapjában véve háromfázisú a talajrendszerek **élettelen alrendszere**:

a) gázfázis (talajlevegő);
b) szilárd fázis (szerves és szervetlen vázelemek, talajplazma, organominerális komplexek, stb.);
c) folyadék fázis (talajoldat).

Közöttük szakadatlanul tisztán kémiai, illetve fizikokémiai jellegű anyagcsere (másfélszeres oxidok kiválása és vándorlása, szervetlen vázelemek kémiai mállása, humuszsavak polimerizációja szerves, de nem enzimkarakterű katalizátorok hatására, agyagásványok és szerves kolloidok kapcsolódása, átiszapolódás, fémek kelátolása és szállítása, stb.) folyik, és ez, amit ha a jelenlévő élő szervezetek (pl. mikroorganizmusok) több-kevesebb mértékben módosítanak is, lényegében a talaj abiotikus dinamikáját tükrözi. Egyes talajtípusok egyedeiben az évi dinamika változásától függetlenül elsősorban az abiotikus folyamatok uralkodnak, és az élőlények aktivitása meglehetősen háttérbe szorult. Ilyenek pl. a szoloncsákok, kérges szolonyecek, nyers váztalajok. Az ilyen talajokat gyakran abiotikus dinamikájúaknak jelölik meg, jóllehet biológiai folyamatok, bár alacsony szinten, de ezekben is hatnak. Más típusokra (pl. a trópusi őserdők talajai) a biológiai folyamatok egész évi túlsúlya a jellemző, de biológiailag ellenőrizhetetlen, tisztán kémiai történések ezekben is érvényesülnek. Végül vannak olyan, gyakorlati szempontból is nagyon fontos talajtípusok (pl. rendzinák, mezőségi talajok), amelyek egyedeiben az évi dinamika során az élettelen és a biológiai folyamatok túlsúlya bizonyos időszakokra korlátozódva, váltakozva jelentkezik, aminek eredménye pl. a talaj nagyon sajátos szervesanyag-gazdálkodása lehet. A mezőségi talajokban pl. a téli fagy és a nyári szárazság hatására elsősorban abiotikus folyamatok (így döntően humusz és szerves-ásványi-anyag komplexek szintézise) jutnak előtérbe, míg a nedves tavaszi és őszi periódusra a biológiai aktivitás (beleértve a humuszbontást is) növekedése a jellemző.

A talaj **biológiai alrendszere** rendkívül bonyolult faji összetételű életközösségekből áll,

amelyek nagyon különböző biokémiai teljesítőképességű szervezetek ezreiből és millióiból tevődnek össze. A talaj anyagának részecskéin nagyrészt adszorbeált állapotban, inaktív mikroorganizmusok (baktériumok, gombák, élesztők, protozoonok, algák, stb.) csillagászati számokkal kifejezhető tömegei vesztegelnek. Ezek egy rendkívül sokoldalú biokémiai kapacitás-nyugvó potenciálját képviselik; ez a potenciál legalábbis egy csekély részében realizálódik akkor, ha e mikrobák a talajba jutott és számukra értékesíthető anyag- és energiaforrásokkal kerülnek érintkezésbe. Ilyenkor azok, amelyek a megjelent anyagokat bontani és hasznosítani képesek aktivizálódnak és szaporodni kezdenek. Aktivitásuk azonban csak rövid ideig tart, minthogy az energiaforrások fogytával újra nyugalmi állapotba térnek. A talaj története során az ilyen akcióba lépések és visszavonulások a mikroorganizmusok részéről vég nélkül ismétlődnek.

A mikroorganizmusok a talajbiótának tömeg vagy súly szerint legnagyobb frakcióját képviselő szervezetei. Rajtuk kívül a talajok élőlényeinek közösségi anyagcseréjében számtalan gerinctelen és gerinces állat is részt vesz, bár ezek egyedszáma és területegységre számított összes tömege jóval csekélyebb. Az ízeltlábúak (ászkarákok, ezerlábúak, légylárvák, ugróvillások, stb.) rágásukkal felaprítják az elhalt nagyobb szerves növényi maradványokat, amelyek bélcsatornájukon áthaladva és csak kevéssé megváltozva (emésztve) mint ürülék kerülnek vissza a talajba. Ilyen állapotban már felaprózott mikroszkópikus méretű szerves struktúrákként a baktériumok könnyebben támadják és ásványosítják őket. A földigiliszták ezenkívül még a humuszhorizontban (szintben) szerteágazó és valósággal „tapétázott" járatrendszereket építenek, ami segíti a talaj átlevegőződését, továbbá ürülékükkel a jó morzsás szerkezet kialakításához a legkitűnőbb alapanyagot, az ún. „biokémiai cementtel" összetartott koprogén aggregátumokat szolgálhatják, amelyek stabilitása a vízerózióval szemben igen nagy.

A Föld és a földi élet fejlődése

A Föld mintegy 4,6 milliárd évvel ezelőtt alakult ki. A kezdeti időkben a folyamatos meteorit-becsapódások következtében a felszíne forró volt, gyakoriak voltak a vulkánkitörések és a földrengések. Ekkor még az életre alkalmatlan volt a bolygó (Lásd még *http://hu.wikipédia.org – Földtörténet, Az élet keletkezése, Növények*.)

Az élet kialakulásának (akár itt a Földön is) szigorú planetológiai (a Földön: geológiai) követelményei is voltak. Folyékony víz és a nem túlságosan nagy hőmérséklet-ingadozás nélkül nem jöttek volna létre, s nem maradtak volna meg elég stabilisan hosszú ideig a nélkülözhetetlen biológiai molekulák. A létrejövő szerves vegyületek reakciói között körfolyamatok (reakcióciklusok) is megjelenhettek, amelyek reakcióit a biokatalizátorok tartották vissza a más irányú anyagelfolyástól. Lehet, hogy a primitív élet rendelkezett olyan mechanizmusokkal, amelyek a ma élőknél már nincsenek meg, de a működéseik legalapvetőbb elvei azonosak lehettek a ma élőkével. Az első élő rendszerek hatékonysága nagyon kicsiny lehetett, mert 200 – 400 génnel nem lehet sok katalizátort szintetizáltatni és így nem lehet bonyolult folyamatokat pontos hűséggel lefolytatni.

4000 – 2600 millió évvel ezelőtti időszakban

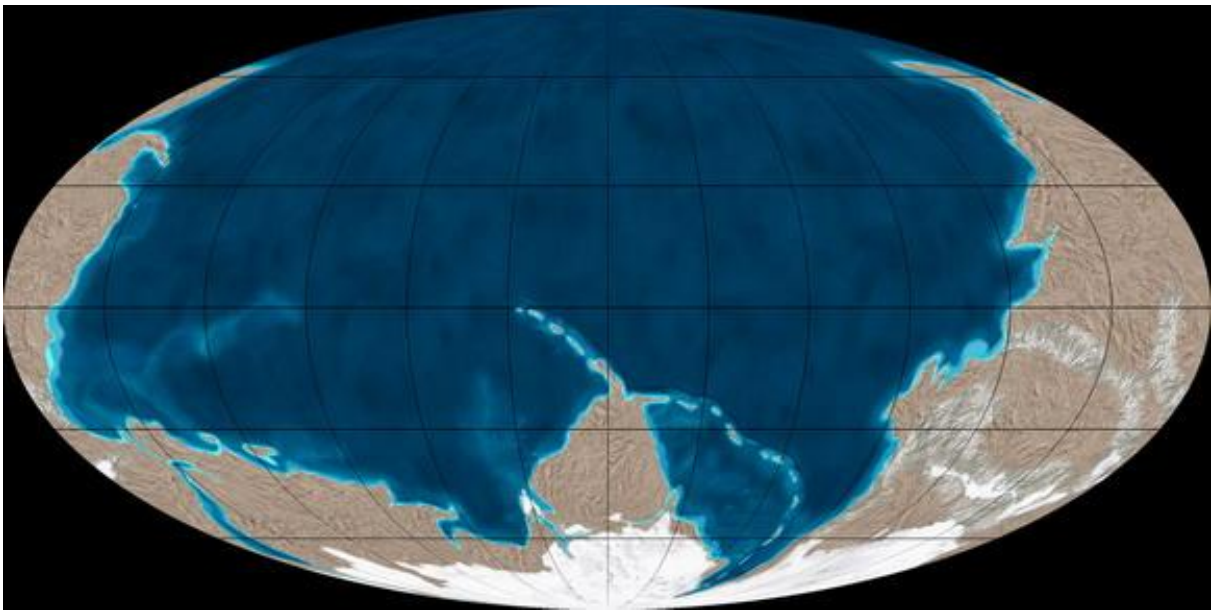
A felszíni hőmérséklet csökkent. Kialakult a földkéreg, az ősóceán és az őslégkör. A hőmérséklet csökkenésével megszilárdult a földfelszín. Amikor a hőmérséklet 100 °C alá süllyedt, a vízgőz lecsapódásával kialakult az ősóceán. Az őslégkör ún. redukáló légkör volt: oxigént nem tartalmazott, fő összetevői: ammónia, metán, vízgőz, szén-dioxid. Ekkorra tehető az első, még felismerhető hegységképződési időszak (Katarchai).

Az őslégkörben a szervetlen anyagokból ultraibolya sugárzás és elektromos kisülések (pl: villámlás) hatására szerves molekulák jöttek létre (pl.: cukrok, aminosavak), melyek aztán bemosódtak az ősóceánba. Az ősóceánban a szerves molekulákból élő rendszerek jöttek létre kb. 3,5 milliárd éve. Az ősi fotoszintetizáló kékbaktériumok a vízben oldott CO_2 felvételével meszet választottak ki, ezekből épültek fel a sztromatolitok (gömbhéjas szerkezetű kőzetgumók). A legrégibb sztromatolitok Ausztráliából, az Apex Tűzkőből kerültek elő (3,5 milliárd évesek).

2600 – 542 millió évvel ezelőtti időszakban

A hadaikumot, az archaikumot és a proterozoikumot együtt prekambriumnak (azaz kambrium előtti kornak) nevezzük.

Ez az időszak általában meleg, de legalább négy jégkorszak nyomai fedezhetők fel. Több hegységképződés is lezajlott, az ekkor keletkezett őshegységek lepusztult maradványaiból jöttek létre a kontinensek magját képező ősmasszívumok (pajzsok). Az élet nagy valószínűséggel az archaikum teljes időtartalma alatt jelen volt a Földön, de csak sejtmag nélküli egysejtű organizmusok, azaz prokarióták formájában. Nincs olyan ismert fosszília ebből az időből, ami eukariótákat tartalmazna, jóllehet ettől függetlenül ebben az időszakban már megkezdődött az eukarióták kialakulása is. Ultramikroszkópikus sejtközi organizmusok, például vírusok létezésére sincs még fosszilis bizonyíték.



1. ábra[1]*:* Prekambriumi ősföldrajzi térkép, 600 millió évvel ezelőtt (Forrás North Arizona University)

Figure 1. Paleogeographic map in Ediacaran ca. 600 Ma.

Jóllehet létezik néhány, az archaikumot megelőző időből származó kőzet, de a Föld felszínén található legrégebbi kőzeteinek nagy része az archaikumból származik. Archaikumból származó kőzetek ismertek Grönlandról, a Kanadai-pajzsból, Nyugat-Ausztráliából és Dél-Afrikából. Az első kontinensek is az archaikum alatt alakultak ki, azonban ezen kőzeteknek csak 7%-a található meg a Föld mai kőzetlemezein.

[1] Az ábrák a Szerkesztők kiegészítései, hogy a földi folyamatok fejlődéstörténete mellett képet kapjunk a kontinensek mozgásáról is. (Lásd még: *deeptimemaps.com/map-room-individual/*.)

Ezért még ha figyelembe is vesszük az erózió és destrukció hatásait, azt kapjuk, hogy a jelenlegi kontinensek kőzetanyagának csak 5 – 40%-a származhat az archaikumból.

Az Eukarióták megjelenése az óceánokban kb. 2,2 – 2,0 milliárd évvel ezelőtt (endoszimbionta elmélet) történt. A mitokondrium kb. 2 milliárd, az ostor kb. 1,5 milliárd, a plasztisz kb. 1 milliárd éve jelent meg. Nem sokkal később a többsejtűek is kialakultak. A proterozoikum leggazdagabb élővilág maradványa az Ediacara-fauna. Kora feltehetőleg 680 – 543 millió év, bár egyes képviselőik szivacsokkal (Porifera) együtt is előfordulnak. A bióta rendszertani helye bizonytalan, egyes feltevések szerint főként csalánozók, gyűrűsférgek és ízeltlábúak ősei alkotják. Az időszak végére az egyszerű, kova- vagy mészvázas többsejtű szervezetek, szivacsok maradványai már fellelhetőek az üledékes kőzetekben.

542 – 251 millió évvel ezelőtti időszakban

Ezen időszak hat szakaszra osztható: kambrium, ordovícium, szilur, devon, karbon, perm. Az élővilág hatására gyorsan nő a légköri oxigén mennyisége és kialakul az ózonréteg. Az éghajlat változatos, az északi félgömbön meleg, viszonylag kiegyenlített, a déli félgömbön két jégkorszak is elkülöníthető.

A kambriumban jelentek meg a moszatok és a gerinctelen állatok több törzse. A trilobitáknak nevezett ősrákok fosszíliái ebből a korból kerültek elő. Az ordovícium időszakában terjedtek el a zátonyképző korallok, és képződtek belőlük jelentős vastagságú mésztartalmú üledékes kőzetek.

A szilurban (*2. ábra*) **jelentek meg az első szárazföldi növények,** melyek a devon korban meghódították a teljes szárazföldet. A fosszíliákban fellelhetők az első ízeltlábúak és halak ősei is. A karbon időszakban a kontinenseket ősharasztokból álló hatalmas mocsárerdők alkották, melyek igen nagymértékben nyelték el a légköri szén-dioxidot. Az elpusztult növények maradványaiból képződött a mai széntelepek többsége. Ekkor jelentek meg a kétéltűek a szárazföldön, majd a következő időszakban, a permben már a hüllők ősei jártak ugyanott. A Paleozoikum végén történt egy nagy kihalás, aminek során az élőlények jelentős része eltűnt a bolygóról.

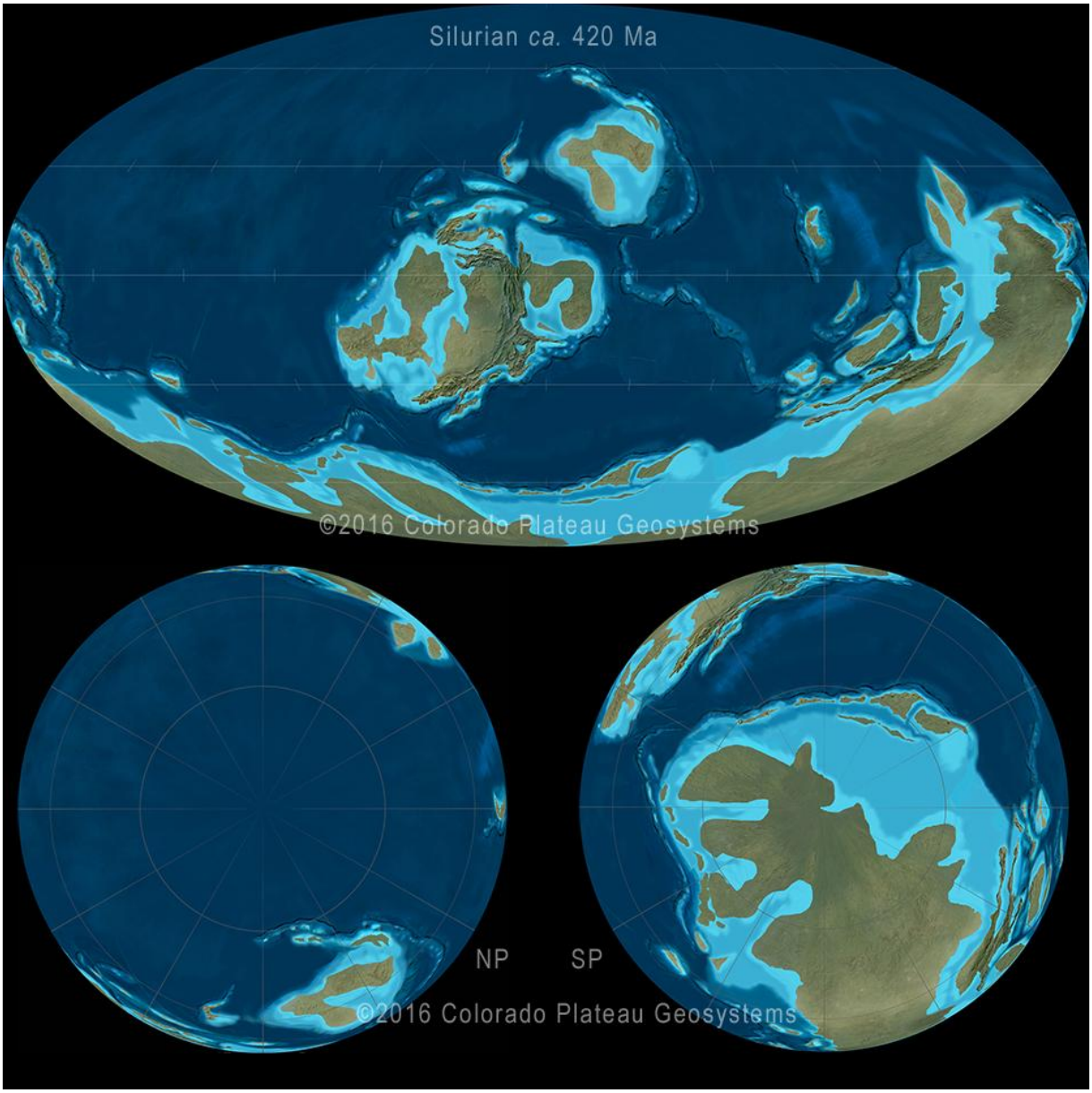
***Kvarter** (negyedidőszak) **2,5 millió évvel ezelőttől máig**: pleisztocén, holocén*

A pleisztocénben a legfontosabb felszínformáló erő a jégtakaró és a gleccserek pusztító és építő munkája volt (lásd a *3. ábrát* is). A periglaciális területeken lösz képződött. A holocén legfontosabb felszínformáló erői a folyóvizek. A glaciálisok során a melegkedvelő élőlények jelentős része kipusztult vagy délfelé vándorolt, a többi alkalmazkodott a hidegebb éghajlathoz.

Szerves vegyületek az Univerzumban

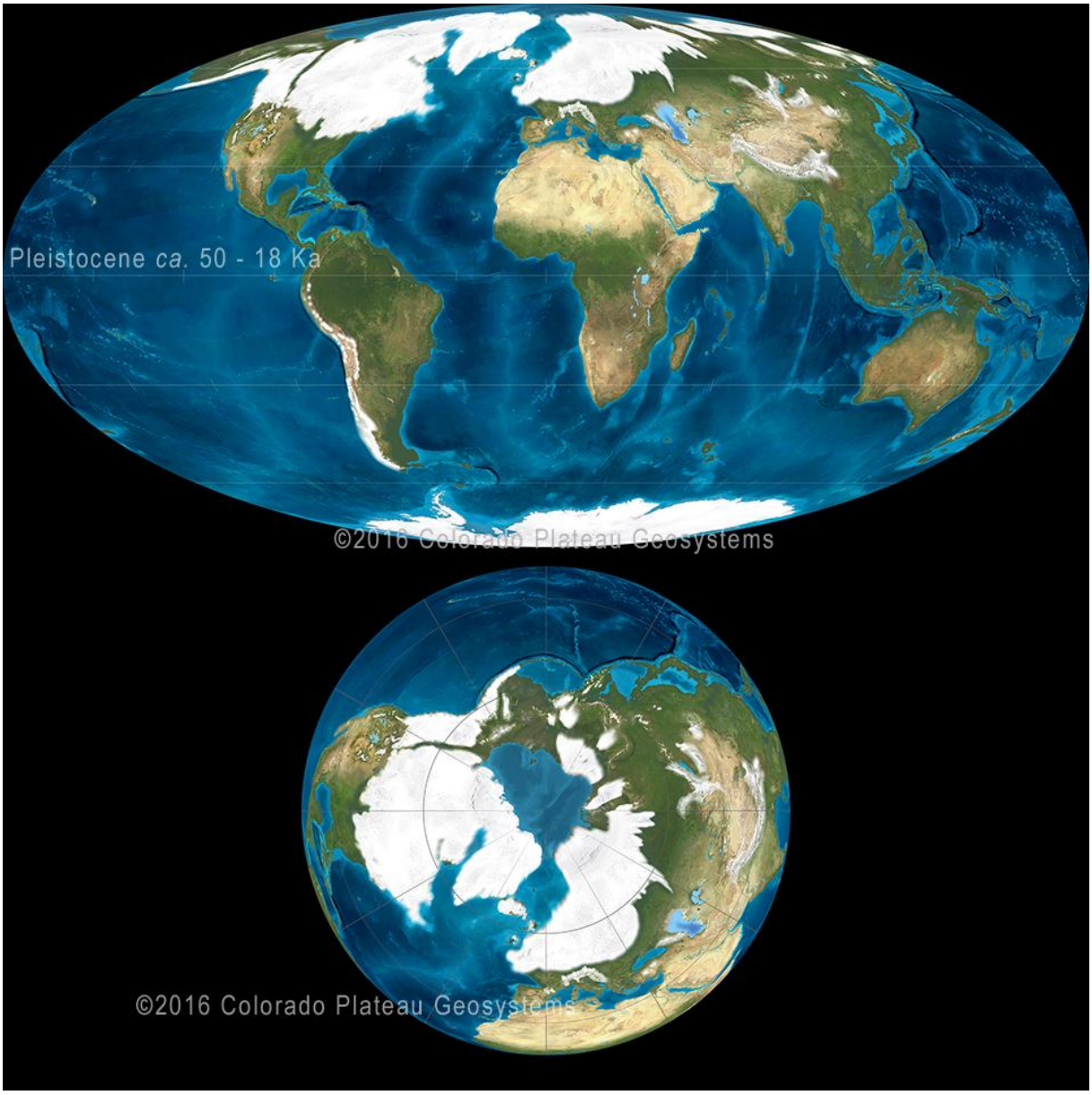
Minden jel arra utal, hogy bonyolult szénvegyületek, szerves anyagok szintézisének, sőt szénesülésének feltételei nemcsak a Földön, de más égitesteken és az Univerzum csillagok közötti térségében is adottak lehetnek. A csillagászok különösen nagy figyelmet szentelnek a csillagközi tér porfelhőiben lebegő részecskék kémiai összetételének, közöttük a feltételezett poliszaharid szemcsék, továbbá különböző szénvegyületek aggregátumainak a megismerésére. Poliszaharidok jelenlétére a csillagközi térben valójában azokból a vizsgálatokból következtettek, melyek keretében *Hoyle* és munkatársai közölték, hogy a 8 – 30 μm hosszúságú hullámsávban a gyapot-cellulózra utaló abszorpciós mérési adatok a Trapezum-ködfolt felől érkező emisszióval jó egyezést mutatnak. A rádiócsillagászok a csillagok közötti közegben napjainkra már több mint 35 különböző szerves molekulaféleséget

mutattak ki. Ezek nagyrészt 2 – 3 szénatomosok, de vannak sokkal komplexebbek is, mint pl. a ciano-tetraacetilén. Az univerzumban bárhol, ahol a feltételek erre adottak szénvegyületek, így pl. nagy molekulatömegű polimerek szintetizálódhatnak. A szén kemizmusán alapuló élet létrejöttének lehetősége nem kizárólagosan a földi miliő sajátja. Feltételezik, hogy a Titán nitrogéntartalmú légkörében a kozmikus sugárzás „bombázásának" hatására egyszerű szerves nitrogénvegyületek, így pl. a hidrogén-cianid és vinil-cianid is képződhet.



2. ábra: Ősföldrajzi térkép a Szilurban, 420 millió évvel ezelőtt
(Forrás deeptimemaps.com/map-room-individual/).

Figure 2. Paleogeographic map in Silurian ca. 420 Ma
(deeptimemaps.com/map-room-individual/).



3. ábra: Ősföldrajzi térkép a maximális pleisztocén eljegesedés idején 50 – 18 ezer évvel ezelőtt (Forrás deeptimemaps.com/map-room-individual/).

Figure 3. Paleogeographic map in Pleistocene Glacial Maximun ca. 50–Ka. (deeptimemaps.com/map-room-individual/)

A földi ősatmoszféra

Sokak által elfogadott nézet, hogy a legősibb redukáló atmoszféra, mely a Földet még a szoláris por- és gázfelhőből történt kialakulása után elsőnek övezte, már az élet kialakulását megelőzően elveszett és azt egy másodlagos, a föld belsejéből származó gázkitörésekre visszavezethető, redukáló jellegű atmoszféra követte. Sokak szerint ez a légkör teljesen redukáló jellegű volt, és főleg metánból, ammóniából, vízből és talán hidrogénből állt. Mások amellett törtek lándzsát, hogy neutrális volt és főleg szén-dioxidot, vizet és nitrogént tartalmazott. Vannak, akik szerint még további komponensként szén-monoxid is jelen volt. Abban azonban a legtöbben megegyeznek, hogy molekuláris oxigén nem fordult elő. Eközben a vízgőz óceánokká kondenzálódott, a szén-dioxid csaknem teljes egészében az üledékbe került, míg a kén és a halogének vagy a tengervízben feloldódtak, vagy sótelepeken

halmozódtak fel. Így a légkörben gyakorlatilag csak a nitrogén és a nemesgázok kumulálódhattak. Hasonlóan ősrégiek az üledék-és karbonát-képződés folyamatai is.

A Földön egykoron uralkodhatott hőmérsékleti viszonyoknak megfelelően először a víz kondenzálódott és gyűlt össze az óriási méretű mélyedésekben. Ezt követően a tengerek és óceánok vízében a szén-dioxid oldódott, majd nagyrészt karbonátok alakjában az üledékbe került.

Az élet és a bioszféra eredete a Földön

Az élet eredete utáni kutatás mindig is egyet jelentett az ősi, primitív protobaktériumok származásának kutatásával. Az első élőlények ilyen archaikus baktériumok lehettek, és ezek közösségei terjedtek el a primitív Föld középső precambriumi időszakában és hódították meg bolygónk felszínét, létrehozva a primitív bioszférát. Lásd még *http://hu.wikipédia.org – Földtörténet, Az élet keletkezése, Növények, www.zoldmuzeum.hu – A Föld és a földi élet fejlődése, továbbá* Szabó, *2008.*) A precambrium kezdetén sekélyvízi környezetek feltehetően sokkal ritkább előfordulásúak lehettek, mint később, amikor a kontinentális kéreg medencéit viszonylag nem nagy mélységű tengerek lephették el. Ezekben már 3,5 milliárd évvel ezelőtt fotoszintetizáló baktériumok tevékenykedhettek. Az óceáni talapzatot alkotó lemezek érintkezésénél felgyűrődött, víz alatti hegységekben élénk hidrotermális tevékenység folyhatott és az első kemoautotróf baktérium-közösségek a tenger színe alatt feltört melegvizű források közelében már nagyon korán megjelenhettek. Az első primitív élő szervezetek feltehetően a laza üledékek pórusait, a vulkanikus breccsákat, stb. foglalták el. Fontos és már dokumentált tény, hogy a biológiai struktúrák szerveződésében, különösen az evolúció kezdetén a felszín-gazdag agyagásványok döntő szerepet játszhattak. A polimerizációs folyamatok a víz-gáz fázishatárokon, továbbá a fiatal bolygókon fokozott gázexhaláció idején a kőzetekkel kölcsönhatásba kerülve felgyorsulhattak.

A biológiai jelentőségű makromolekulák prebiotikus szintézisének lehetőségei változatlanul a kutatások előterében állnak. *Folsome* igazolta, hogy vízfelszín felett CO, CH_4 és N_2 gáz jelenlétében szikrakisüléses reakciók szerves mikrosturktúrákat produkálhatnak. Bonyolult biológiai molekulák, így pl. polipeptidek és polinukleotidok képződhetnek. A primitív Föld szimulációs laboratóriumi vizsgálatai nemcsak aminosavakat, hanem nukleinsavakat is eredményeztek. A makromolekuláknak azt a tendenciáját, hogy rendezett struktúrákká szerveződjenek, felhasználták a prebiotikus evolúció interpretálására. Mindezek alapján ma úgy tűnik, hogy az élettelen anyagból az élő sejtekig tartó fejlődés folyamatát alapjában véve 5 szakaszra tagolhatjuk:

- bolygónk és légkörének kialakulása: megszületik az élő anyag evolúciójának nyersanyag-bázisa;
- biológiai monomerek (aminosavak, cukrok, szerves bázisok) abiotikus szintézise;
- a monomerek abiotikus polimerizációja primitív proteinekké és nukleinsav láncokká, elsősorban is olyan vizes környezetben, mely termodinamikailag a depolimerizációnak kedvez;
- a *Haldane*-leves cseppjeinek szegregációja sajátos kemizmusú és fajtájú protobiontákká;
- a reproduktív mechanizmus kifejlődése, mely lehetővé teszi, hogy a „leány” protobionták a szülő valamennyi kémiai sajátosságát és anyagcsere képességét változatlanul megkaphassák.

Végső soron az élet keletkezése a nyersanyagok felhalmozódásának, a monomerek szintézisének, a polimerek auto- és heterokatalízisének, az individuális szintű izolációnak és a reprodukciónak egymást követő folyamataiból áll.

A korai precambriumban csak abiotikus, kezdetben anorganikus, később már szerves frakcióval is kiegészült lokális és globális földi anyagcsere-rendszerek léteztek. A Nap sugárzó energiájának hatására ezekben a különféle elemek körforgalma és az energiaáramlást biztosító anyagcsere utak bontakozhattak ki. Később, amikor a protobionták majd az első baktériumok is megjelentek, és velük a Földön az individualizált biológiai rendszerek is porondra léptek, a korábbi abiotikus fiziko-kémiai anyagcsere rendszerek biológiai frakcióval bővültek, és mind ökológiai rendszerek fejlődtek tovább napjainkig. Az élő és élettelen világ anyagforgalmának evolúciója mindezidáig elszakíthatatlan egységként haladt előre. Élő szervezetek élettelen környezetük nélkül elképzelhetetlenek. Hatásuk és függésük kölcsönös. Így pl. az oxidatív légkört mintegy 2 milliárd éve mikróbák, mégpedig cianobaktériumok hozták létre. Az újonnan kialakult atmoszféra viszont a geokémiai átalakulások megszámlálhatatlan következményét vonta maga után, melyekhez ismét az élő szervezeteknek kellett alkalmazkodniuk.

Az élővé válás folyamata

Az első szakaszban az individuális elkülönülés még nem ismerhető fel. Ekkor még az ősi óceáni, vagy tavi miliőben makromolekuláris, previtális folyamatok zajlottak le. A második szakaszban – főleg agyagásványok hatására) sajátos komplex aggregátumok, úgynevezett szubvitális egységek, lokális anyagcsere komplexumok szerveződtek. A harmadik szakaszban az ásványi kötöttségtől felszabadult különböző polimereket tartalmazó koacervátum cseppek (protosejtek, sejtalakú mikrostruktúrák) jelentek meg, melyek már individuális szinten elkülönült, osztódni és fúzionálni képes eobionták voltak. A negyedik feltételezett szakaszban a protobiontákban vírusokhoz hasonló, független anyagcserére képtelen nukleoprotein részecskék épültek be. Az ötödik és a későbbi fejlődési szakaszokat a lipoprotein-membránok megjelenése és az ezekből szerveződött belső membránok, mitokondriumok, plasztiszok, stb. fellépése jellemezte. A hatodik stádium a jelenkori baktériumokra emlékeztető membránba zárt sejtek megjelenése volt. Végül a hetedik szakaszban már a létrejött maggal rendelkező valódi eukarióta sejtek térfoglalása ment végbe. Az elektron-donorok és akceptorok változása és gyakorisága a szerves és szervetlen (agyagásványok) adszorpciós komplexum előfordulása, a légkör reduktív, vagy oxidatív volta, a rendelkezésre álló energiaforrások minősége, a Napból jövő sugárzás spektrumának módosulásai, stb. mind-mind megannyi meghatározói és egyszersmind következményei is voltak az élet megjelenésének.

A molekuláris oxigén légköri megjelenése volt a legfontosabb mérföldkő az uránvegyületek oxidációs, és ebből következő oldódási, illetve migrációs viszonyoknak a maira jellemző alakulásában. A nitrogén körforgalom tökéletesedése csak követte a kénét, de már az oxidatív légkör előtt magas szintre fejlődött. Nitrátok már a reduktív atmoszféra idején voltak és folyamatosan termelődtek, igaz mai ismereteink szerint inkább fotokémiai, mintsem biológiai úton. Tény azonban, hogy ez az ősi nitrát-készlet tette lehetővé a biológiai elektrontranszport-foszforiláció (légzés) fejlődésének már csaknem az oxigén-légzés szintjére (nitrát-légzés) jutását, ami viszont a bioszférában az oxidatív állapotok beköszöntésének biológiai elfogadását (és az oxigén-gáz tolerálását és hasznosítását) csaknem zökkenőmentessé tette.

Az első növények megjelenése az ősóceánban

A növényi evolúció kezdetét korábban a fotoszintézis megjelenésétől számították. Tulajdonképpen a növények nem elsődlegesen autotróf szervezetek, vagyis korai őseik valószínűleg heterotróf szervezetek voltak. A Chromista országba sorolt törzsek (például sárgamoszatok, mészmoszatok, barnamoszatok) pedig még másodlagos autotrófnak sem

nevezhetők. Ennek oka, hogy a növényi evolúció valószínűleg endoszimbiogenezis eredménye. Azaz az ősidőben kialakult ősi autotróf baktériumok, majd a megjelenő kékbaktériumok (Cyanobacteria) voltak az első fotoszintetizáló – egyben kemoszintetizáló – szervezetek. Ezeket az ősi autotróf prokariótákat kebelezhette be egy heterotróf eukarióta egysejtű, és nem emésztette meg, hanem szimbiózist, mutualista kapcsolatot alakított ki vele. A kékbaktériumokból alakultak ki tehát a növények zöld színtestei (kloroplasztiszok). A növények legkorábban kialakult csoportjai a Biliphyta subregnum-ba sorolt kékeszöld moszatok és a vörösmoszatok. A növényvilág evolúciójának következő nagy lépése az embrió kialakulása. Embriós növényekről a moháktól kezdve beszélhetünk, ám legkifejezettebben a szövetes növényeknél jelenik meg.

A szárazföldre való kilépés

A szárazföldre való kilépés is óriási mérföldkő a növényvilág fejlődéstörténetében. A szárazföldre kijutásnak több akadálya is volt, így többek között, hogy a növényi testet meg kellett támasztani, melyet korábban a víz felhajtóereje garantált. A szárazföldön nem volt lehetőség diffúzióval az egész testfelületen vizet felvenni, meg kellett akadályozni a víz gyors elpárolgását, valamint a szaporodási lehetőségeknek is határt szab a száraz környezet. Mai ismereteink szerint az első szárazföldi növények a Rhyniophyta törzs tagjai voltak, melyek rendkívül egyszerű hajtásos szerveződést mutattak. Kialakultak a mechanikai támasztó alapszöveteik, melyek megtartották a testüket; megjelent az epidermisz, mely csökkentette a párologtatást a szárazabb levegőn; kezdetleges gyökereik is voltak, melyekkel kapaszkodtak a szárazföldön, és vélhetőleg vizet is ezzel vettek fel. Általában mocsarak szélén tenyésztek, hosszú rhizómájuk a földön fekve kúszott, ebből ágaztak ki a felfelé álló hengerded hajtások, egyszerű edényekkel, melyben még nem alakult ki a központi bélszövet, hanem a centrális farészt és vízszállító elemeket háncselemek övezték. A kőszéntelepek képződésének körülményeit kutatva nyilvánvalóvá vált, hogy ezek kiinduló nyers szerves anyag tömegeit csak nagy bioszintetikus aktivitású fotoszintetizáló eukarióták állíthatták elő. Ilyen nagy elfekvő szerves anyag telepeket csak az oxidatív légkörben kifejlődött *szemi-terrasztikus növények* produkálhattak. Ehhez a produkcióhoz viszont már a szén, a kén, a nitrogén és a vas körforgalmának többé-kevésbé koordinált működésére is szükség volt. Áttételekkel tehát – pl. a szulfátredukció megjelenése –, de nélkülözhetetlen előfeltétele volt *a szemi-terrasztikus növények megjelenése* a Precambrium első harmadában az évmilliókkal későbbi karbonkori erdők nagy biomassza produkciójának.

Azok a gyakran nagyon bonyolult felépítésű szerves vegyületek, melyek a mai földi környezetünkben találhatók végső soron azokból az egyszerű szénvegyületekből származnak, melyek az egykori szoláris felhőben is, még mielőtt a Föld létrejött volna, már jelen voltak. Feltehető, hogy a Föld kialakulása után az egykori elsőnek szintetizálódott, nem biológiai eredetű egyszerű szerves vegyületek a primitív Földön is változtak. Fokozatosan sokkal komplexebbé válhattak és kölcsönhatásaik során polimerizálódhattak. Ezek a folyamatok elsősorban a víz-gáz határfelületen továbbá kőzetekkel (agyagásványokkal) kölcsönhatásban mehettek végbe.

A talajok kialakulása

Az első élőlények a zuzmók megtelepedésére már a sziklák fizikai felaprózódása előtt, a csupasz kőzet felszínén sor kerül. Kezdetben az élőlények a természet erőivel, a hővel, a faggyal, az esővel és a jéggel együtt mállasztják a kőzeteket. A folyamat során egyre kisebb méretűvé váló kőzettörmelékben azonban túl szoros a szemcsék illeszkedése, így még nincsen elegendő üreg a levegő, a víz és az élőlények számára. Emellett a kőzettörmelékbe jutó fizikai

és kémiai energia nagy része hő formájában szétszóródik a környezetben, a mállás során felszabaduló ásványi anyagok pedig kimosódnak az esővízzel. Nem működik még az a mechanizmus sem, amelynek segítségével a kőzettörmelékre jutó energia elnyelődne, majd raktározódna, és amelynek segítségével felhalmozódnának az élőlények számára olyannyira fontos tápanyagok. Ennek kialakítása, tehát magának a talajnak a létrehozása a kőzettörmelékekből, csak az élőlények tevékenységétől várható (lásd még Füleky, 1988; Stefanovits et al., 1999).

A fent említett zuzmók algából és gombából állnak, egymással életközösséget alkotnak. Az alga a napenergiát megkötve szerves anyagot állít elő, ebből táplálkozik a gomba is. A gombafonalak és az algák egyaránt benyomulnak a kőzet kristályai közötti hajszálrepedésekbe, a termelt szén-dioxid, a kibocsátott szerves savak és komplexképző vegyületek segítségével feloldják anyagát, ezáltal a repedések tovább tágulnak. A kőzet felülete porózusabb lesz, nő a vízmegkötő képessége. A zuzmók – a magasabb rendű növényekkel szemben – közvetlenül a kőzetekből is fel tudják venni a tápanyagokat, amikor elpusztulnak, testük anyaga lebomlik és a felvett ásványi tápanyag más élőlények számára már könnyebben hozzáférhető formában jut vissza a kőzet felszínére. A kisebb sziklamélyedésekben így kialakulnak a legegyszerűbb „talajok", amelyek a kőzet felszínéről a zuzmók által leválasztott kőzet-lemezkékből és az elhalt zuzmók maradványaiból állnak. Ez a „talaj" már nemcsak a zuzmók számára megfelelő lakóhely, hanem életteret biztosít a zuzmókat kísérő baktériumok, algák és gombák részére, valamint a mikrofauna egyes tagjainak számára is. E szervezetek ugyanakkor részt vesznek a szerves maradványok lebontásában, és tovább alakítják a málló anyag kémiai összetételét. Amikor néhány milliméternyi lesz a kőzetmálladék-zuzmó-maradvány réteg, akkor a zuzmókat felváltják a mohák, majd a talajréteg további vastagodásával lehetőség nyílik egyes füvek megtelepedésére is.

Az anyagok körforgása és a talaj

A Föld felszínén előforduló elemek átrendeződében, vegyületeik mozgásában két körfolyamat ismerhető fel. Az egyik geológiai, a másik biológiai jellegű. E két folyamat nem független egymástól, hanem a talajban egymással szorosan összekapcsolódva, egy időben megy végbe. Ezáltal a talaj az összekötő kapocs a kőzetek, a vizek, a légkör, valamint az élőlények között, így a benne végbemenő folyamatok nem csupán helyi jelentőségűek, hanem a Föld egészének anyag- és energia átalakulását befolyásolják (Lásd Füleky, 1988).

A geológiai körforgás során a kőzetek anyaga fokozatosan elmállik. Az oldható sókat a víz belemossa a talajvízbe, innen azok a folyókba, majd az óceánokba kerülnek. Ennek a folyamatnak a következményeként a tengerfenéken különböző vastagságban üledékes kőzetek halmozódnak fel, mint pl. a mészkő és a dolomit. Idővel a kéregmozgások hatására a tengerfenék anyaga felszínre jut, és az üledékes kőzeteken megindul a mállás, esetleg a talajképződés, majd megismétlődik az anyagok geológiai körforgása.

Az élet kialakulása után megindult a biológiai körforgás is. Az élőlények alkalmazkodtak a környezetükben levő közeghez és az életfolyamataikhoz szükséges tápanyagokat folyamatosan onnan veszik fel. Az élővilág fejődése során, az élőlények közvetítésével ezért az elemek geológiai körforgásából jelentős anyagmennyiség került a biológiai kőrforgásba. Az idők folyamán a növények tápanyagai felhalmozódtak a kőzetmálladékban, ami ezáltal fokozatosan talajjá vált. Ekkor alakult ki a talaj legfontosabb tulajdonsága, a termékenység.

A biológiai körforgás során a növények gyökereikkel felveszik a talajból a szükséges tápanyagokat, amit azután testük anyagának felépítéséhez használnak fel. Elpusztulásuk után a talajba visszakerült maradványaik mikroszervezetek hatására egyszerű anyagokra bomlanak, amelyek pedig ismét a magasabb rendű növények táplálékául szolgálhatnak.

A biológiai körforgást nemcsak az anyagok oldhatósága irányítja, hanem a talajban lévő élőlények tápanyagigénye is. Minél nagyobb mennyiségre van szükségük a növényeknek egy-egy tápelemből, annál többet vesznek fel belőle, majd idővel annál több halmozódik fel a termőhely közelében.

Az elemek a geológiai körforgásában egy fordulatot általában lassabban tesznek meg, mint a biológiai körforgásban.

A geológiai körforgás során az elemek annál lassabban távoznak el a talajból, minél szárazabb a terület éghajlata, és minél nagyobb a talajon élő növények tápelem-igénye. Számításokkal meghatározták, hogy egyes elemek talajban lévő összes mennyisége hányszor kerül a növényekbe, mielőtt a tengerbe mosódna. A káliumot és a nátriumot összehasonlítva kiderül, hogy a növények jóval több káliumot igényelnek, mint nátriumot. A talajból viszont mindkét elem nagyjából ugyanolyan gyorsan mosódik ki. Ezek alapján kiszámítható, hogy a Föld talajaiban lévő összes kálium ötször jut a növényekbe, mielőtt teljesen kikerülne a talajból. Ugyanakkor a nátrium teljes mennyiségének csupán egyharmada kerül a biológiai körforgásba, mielőtt az óceánba jutna. A kálium biológiai körforgása így tizenötször gyorsabb, mint a nátriumé.

Mennyi idő alatt képződnek a talajok?

A talajok képződése során eltelt időt két képzeletbeli órán lehet lemérni. Az egyik az abszolút kort mutatja, vagyis azt, hogy hány év telt el a talajképződés kezdete óta. Ez az óra a talajon kívül méri az időt. A Föld felszínén különböző időpontokban kezdődött a talaj kialakulása. Azokon a területeken, pl. amelyeket a jégkorszak végéig jégtakaró fedett, csak annak visszavonulása után, tehát viszonylag későn indult meg a képződés folyamata. E talajok abszolút kora kb. 10 000 év, míg a szárazföldek kialakulása óta jégmentes trópusi vidékek talajai több millió évesek is lehetnek. A magas hegységekben a visszahúzódó gleccserek nyomán pedig napjainkban, szinte a szemünk láttára indul meg a talajképződés.

A másik óra a relatív kort méri. Ez az óra magában a talajban van, nem években mutatja az időt, hanem azt jelzi, hogy azonos idő alatt kialakult talajok milyen fejlődési állapotig jutottak el. Ennek az órának a nulla időpontja az érintetlen anyakőzet állapota. A relatív kor az anyakőzethez viszonyított változást, differenciálódást, a genetikai szintek kialakulását fejezi ki. Fiatal az a talaj, amelyikben valamely talajtípus tulajdonságainak csupán az első jelei mutatkoznak meg, kifejlődött pedig az, amelyben a talajtípus genetikai szintjei már jól elkülönülnek. Előfordulhat, hogy egyes talajtulajdonságok vagy az anyakőzet sajátosságai jelentősen hátráltatják a talajtípus fejlődését. Ha pl. egy talaj kalcium-karbonátot tartalmaz, akkor a hamuszínű, ún. podzolszelvény kialakulásához nélkülözhetetlen savanyú közegben végbemenő kilúgzás csak lassabban indul be, mint a hasonló éghajlati viszonyok mellett kalcium-karbonátot nem tartalmazó talajokon. A kalcium-karbonátnak ugyanis először el kell bomlania ahhoz, hogy a talaj savanyú kémhatású legyen, ez pedig meglehetősen időigényes folyamat.

A talajképző tényezőknek hatásuk kifejtéséhez tehát időre van szükségük. A folyók hordalékán képződő, ún. öntéstalaj esetében az erodálódott talajfelszínen vagy a futóhomokon nem volt elegendő idő arra, hogy valamely talajtípus kifejlődjön. Általában néhány száz, illetve néhány ezer esztendő szükséges ahhoz, hogy a talajképző tényezők hatása alatt álló talajok környezetükkel egyensúlyba kerüljenek. Ennek az egyensúlynak a kialakulása trópusokon esetleg már néhány évtized alatt is megtörténhet. Svédország mérsékelt éghajlatú részén, egy lecsapolt tó helyén 100 év elteltével tapasztalták a podzoltalaj képződésének első jeleit. Úgy vélik, hogy ott mintegy 1000 esztendő szükséges a podzolszelvény kifejlődéséhez. Az angliai Sherwoodnál viszont egy újraerdősített homokterületen 25 – 30 év után kezdődött meg a podzoltalaj képződése. Úgy tűnik, hogy ott már 200 esztendő is elegendő egy kifejlett

podzolszelvény létrejöttéhez. Ausztráliai megfigyelések viszont azt mutatják, hogy a podzoltalaj kialakulásához 2000 – 4000 esztendő kell.

Általában nem lehet pontosan megjósolni, hogy a Föld valamely pontján mennyi idő szükséges egy új talajtípus létrejöttéhez. Azt viszont tudjuk, hogy egy kialakult talajtípus addig maradhat fenn, ameddig a talajképző környezeti tényezők változatlanok maradnak.

Közismert, hogy a megművelt talajokon kezdettől fogva fokozatosan csökken a szervesanyag-tartalom. Az eleinte gyors, majd egyre lassuló változás 100 – 200 évig is eltarthat. Ennyi idő szükséges ahhoz, hogy az emberi tevékenységgel és a természet erőivel egyaránt egyensúlyban lévő új állapot kialakuljon.

Ha az erózió lepusztítja a talaj humuszos anyagát, akkor megszűnnek az addigi talajképződés eredményei, és a megfiatalodott talajfelszínen új folyamatok indulnak meg. Ekkor a talaj relatív korát jelző óra visszaáll a nullapontra. Nemcsak a természet erői képesek megváltoztatni egy elért fejlődési állapotot, hanem az emberi tevékenység is. így pl. a talajok mélyművelése során összekeverednek a genetikai szintek, a meszezés pedig csökkenti a talaj savanyúságát. Mindkét beavatkozás tulajdonképpen egy korábbi fejlődési állapotába juttatja a talajt, ezzel az ember visszaállítja a talaj korát jelző órát. Az ellenkezője is előfordulhat: savanyító hatású műtrágyák rendszeres használatakor a talajok rohamosan elsavanyodnak, ami olyan következményekkel jár, mintha megnőtt volna a kilúgzás sebessége. Az emberi tevékenység ebben az esetben meggyorsítja a talaj következő fejlődési állapotának a kialakulását, vagyis előbbre állítja a benne lévő képzeletbeli órát. A talajjavítással az ember számára kívánatos korábbi vagy jövőbeli fejlődési állapotba viheti, esetleg egészen más irányú fejlődési pályára állíthatja a talajt. Az így elért fejlődési állapotot azonban a változatlan talajképző erők ismét az eredeti állapot felé térítik vissza. Így szűnik meg pl. előbb-utóbb a meszezés hatása, a talajjavítás során ugyanis a talajba juttatott kalcium-ionok is kimosódnak idővel a talajból.

Összefoglaló megjegyzések

Összefoglalásképpen nézzük meg vázlatosan az elsődleges talaj kialakulásához vezető utat:

- Forró Föld – még nincs talaj.
- A Földön megjelenik a hidroszféra, az atmoszféra (NH_3, CH_4, H_2O, CO_2), és a szárazulat (litoszféra), amely mállik – de még nem talaj.
- A tengerekben megjelenik az élet (bioszféra), majd az oxigén a légkörben.
- A talajképződés első lépése a kőzetmálladék kölcsönhatása lesz az egyszerű szerves molekulákkal, majd az élet szervezettebb formáival.
- A növények megjelenése után (szilurban) megindul a biológiai körforgalom.
- Az idők folyamán a növények tápanyagai és a humusz felhalmozódnak a kőzetmálladékon, kölcsönhatásba lépnek egymással, ami ezáltal fokozatosan talajjá válik. Így alakul ki a talaj legfontosabb tulajdonsága a termékenység.

A talajképződéshez a következő feltételek voltak szükségesek: szilárd, mállott földfelszín, amely viszonylag stabil (a víz és a szél ne szállítsa el folyamatosan), víz a málláshoz és az élethez, oxigén és megfelelő hőmérséklet a növények részére és mindezek együttes, egy időben való megléte.

És utóbb…

- ha nincs víz, akkor az egykori talajból ismét homok lesz, mint a földi sivatagokban,
- a Mars felszínén pedig már a fenti feltételek egyike sem teljesül.

Megtalálhatók-e a Földön az elsődleges talajtakaró maradványai?

Azokat a talajokat, amelyek fennmaradtak a földkéreg felszínén a pleisztocén, vagy még régebbi földtani korok talajképző tényezőjének hatását megőrizve – reliktum talajoknak nevezzük. Ha az egykoron képződött talajok az idő során eltemetődtek, de a felszín alatt megtartották eredeti tulajdonságaikat, amelyek a jelenben képződő talajoktól jelentősen különböztek – paleotalajoknak nevezzük (lásd Bronger & Catt, 1989 is). Elvileg az ősmasszívumokon találkozhatnánk ilyen talajokkal, de nagy valószínűséggel a felszínformáló erők, a tektonikus mozgások, a víz-, és szélerózió, az esetleges víz-, hó-, jégborítás, a magasabb és alacsonyabb hőmérsékleti viszonyok hatására az elsődleges talajok már nem létezhetnek sem a felszínen, sem eltemetett formában.

Hivatkozások

Bronger, A., Catt, J. A., (Eds) 1989: Paleopedology. Nature and Application of Paleosoils. *Catena* Supplement, 16: 232p.
Füleky, Gy., 1988: A talaj. Gondolat Kiadó, 128p.
Szabó, I. M., 1988: A bioszféra mikrobiológiája. Akadémiai Kiadó, Budapest, 695p.
Szabó, I. M., 2008: Az általános talajtan biológiai alapjai. Mundus Kiadó, Budapest, 405p.
Stefanovits, P., Filep, Gy., Füleky Gy., 1999: Talajtan. Mezőgazda Kiadó Budapest. 470p.

Internetes hivatkozások

deeptimemaps.com/map-room-individual/ – Ősföldtani térképek.
http://hu.wikipédia.org – Földtörténet, Az élet keletkezése, Növények.
www.zoldmuzeum.hu – A Föld és a földi élet fejlődése.

ANYAGSZERVEZŐDÉSI SZINTEK A PLANETÁRIS PEDOSZFÉRÁK ÁTTEKINTÉSÉHEZ

Bérczi Szaniszló

ELTE TTK Fizikai Intézet, Anyagfizika Tanszék,
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A.
E-mail: bercziszani@caesar.elte.hu

Structural hierarchy levels of the materials in the overview of planetary pedospheres

Abstract

In the planetary science there are benefits in using a viewpoint which helps to overview and link several scientific disciplines. This viewpoint uses the embedding sequence of structures. An example is starting from the great planetary units: the geospheres. In order to exhibit the role of this overview we show examples of links between hierarchy levels of geological hierarchical decompositional units of the lithosphere, (stratigraphy, rocks, their constituent minerals, molecules and atoms down to nuclei) and decompositional (embedding) units of the biosphere. The links among hierarchy levels exhibit a complex map if interactions which are valuable to study in overviewing the complex world of pedospheres.

Keywords: planetary spheres, structural hierarchy, connections between structural levels, pedosphere, decomposition of the lithosphere, decomposition of the biosphere.

Összefoglalás

A bolygófelszínek vizsgálatában igen előnyös lehet egy olyan nézőpontnak a kifejtése, amely segíti a különböző szaktudományi területek összekapcsolását. Ez a nézőpont az anyagszerkezetek egymásba-ágyazottsági sorozata (szerkezeti hierarchiája). Ennek egyik példája a geoszférák fölbontása hierarchiaszintekre. Egy ilyen áttekintés céljából fölbontjuk a litoszférát, (sztratigráfia, kőzetek és alkotó ásványaik, molekulák és atomok, s le egészen az atommagokig). Ugyanilyen sorozatot képeznek a bioszféra egymásba-ágyazott alrendszerei is. Ezeknek a szerveződési szinteknek az összekapcsolása segít áttekinteni a vizsgálatok során szóba jöhető kapcsolódási területeket a pedoszférák kutatásában.

Tárgyszavak: bolygószférák, szerkezeti hierarchia, szerkezeti szintek kapcsolódásai, pedoszféra, litoszféra fölbontása, bioszféra fölbontása.

Bevezetés

A szilárd felszínű égitesteket borító rétegsor legfelső szintjét tekintjük a vizsgálat tárgyának. A Földet borító ilyen rétegnek a neve: talaj, s ezt e fogalmat terjeszti ki a bolygókutatás más égitestek legfelső rétegére. A földi értelemben vett talaj legfőbb tulajdonsága, *az élet jelenléte,* ami ma még nem igazolható más égitesteken, így ott a felszíni rétegre inkább a regolit kifejezés lenne a helyes, amely a Földön egy „élet nélküli" sivatagi talajra vonatkozik. (A regolit definíciója: *éles peremű, igen apró (mikrométeres méretű) szemcsék alkotta holdi por, amely ezért igen erős megtapadó hatású, ami ellen a holdra szálló űrhajósokat is meg kell védeni.*)

Mivel a talaj igen összetett rendszer, ezért a tudományági kapcsolatok áttekintésére a tudományágak szerinti anyagszerkezeti hierarchia nyújt széleskörű lehetőségeket.

Szerkezeti hierarchia a földtudományban

A természettudományokban kifejlődött „szétszedem-összerakom stratégia" számos *szerkezeti hierarchia* felépítését teszi lehetővé. A földtudományok számára, illusztrációként bemutatunk egyet. Az már a felosztás elején rögzítendő, hogy számos más fölbontás, a fölbontásokban elágazás lehetséges. Mégis, mivel a szerkezeti hierarchia invariánsokat (magyarul állandóságokat) használ, minden fölosztás egyértelműsít egy használható rendszert, amelyet azután finomítani, illetve más, hasonló szerkezeti hierarchia fölbontásokkal összekapcsolni lehet. Így a földtudományi hierarchia mellett fölvázolunk egy *biológiai szerkezeti hierarchiát* is, mivel a talajhoz kapcsolódó jelenségeknek a földi bioszféra szereplői a legfontosabb kőzetvilághoz társult szereplői. Az *1.a. ábra* olyan földontásban mutat be egy bolygótestet fölbontó hierarchia-rendszert, ahol sokaság és annak alsóbb szintű eleme képez egy fölbontási lépcsőt.

Az *1. ábra* jól szemlélteti, hogy a földkéreg kőzetrétegeinek vizsgálata során föltárul az élővilág a fosszíliák segítségével. Egyrészt láthatóvá válik az élővilág fejlődéstörténete, másrészt a sztratigráfiában összegzett földtörténet számos mozzanata. Egy másik összekapcsolódása a két hierarchia szálnak (geológia és biológia) a mikróbiális élővilághoz kapcsolódó talaj vizsgálata, ami szorosan kötődik mostani témánkhoz. A két vázolt hierarchia szálnak az összekapcsolása mellett több más tudományág folyamatainak ismeretére is szükség lesz a talaj rendszereinek egyfajta áttekintéséhez, szintézisbe állításához.

Bolygófelszín vizsgálati közelítések

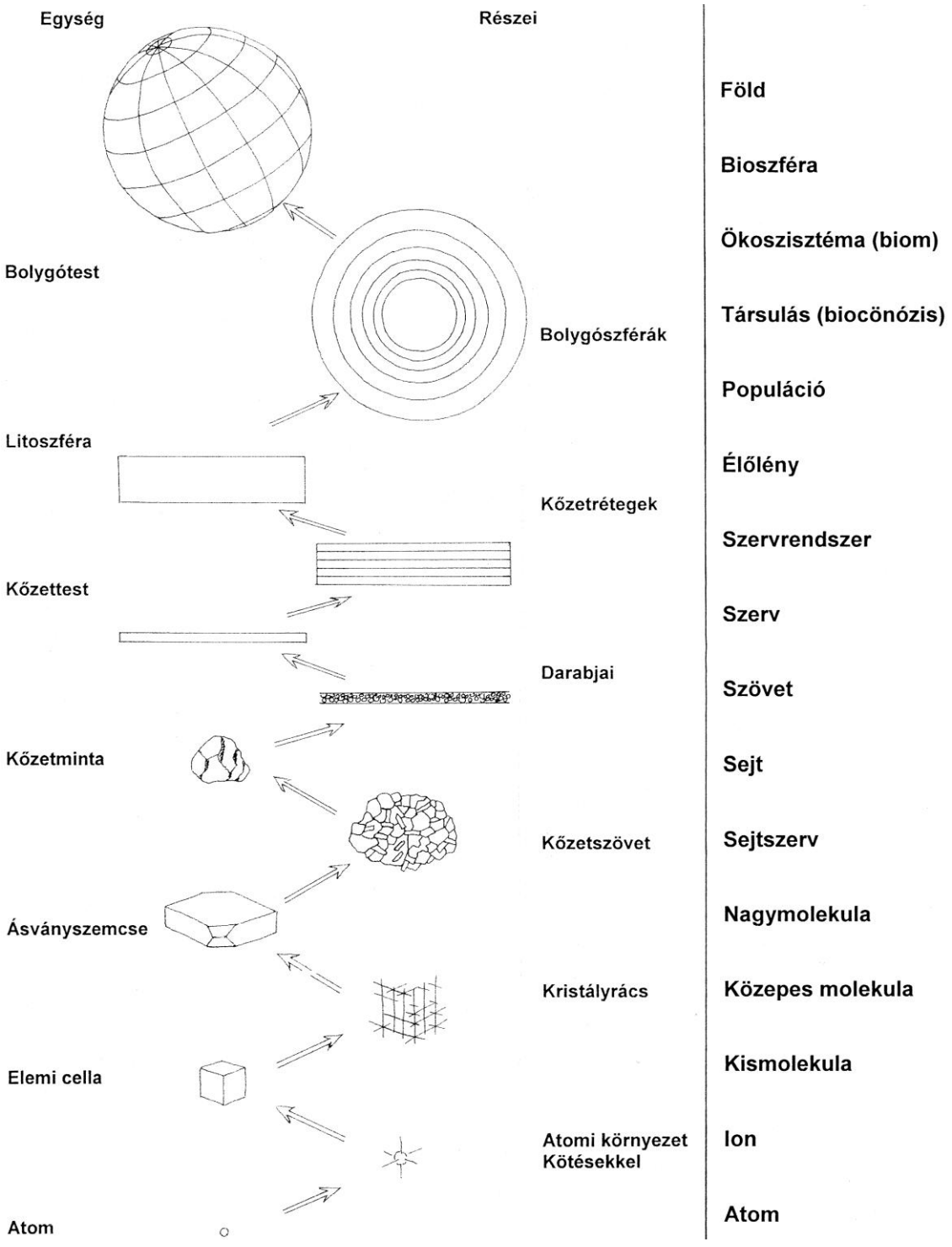
Az *1.* és a *2. ábra* fölvázolja azt a megközelítést, amelyet a bolygófelszínek felszínborításánál követni érdemes. A földi viszonyokra már megismert tudományági módszerek mindegyikére szükség lesz a Földön kívüli szilárd felszínű égitestek vizsgálata során. Különösen azért is, mert az első vizsgálatok robotokon, űrszondákra helyezett mérő gépezeteken keresztül történnek. Egy általános használhatóságú példa erre a következő.
A felszín a kőzetek mállásával formálódik. Ennek során aprózódás történik, ami megnöveli a felületeket. A felületeken kémiai és más reakciók mennek végbe. A talajban megtalálható élővilág (a Földön) szintén részt vesz e mállási folyamatokban. Ahol nagy mennyiségű oldószer áll rendelkezésre, ott sokféle kémiai és biológia folyamat összjátéka alakítja ki a helyi állapothatározók közepette létrejövő egyensúlyt, és az abban megjelenő végtermékeket. Első megközelítésben azért szükséges tehát több tudományági szál elkülönítése, mert ezeket először külön-külön érdemes vizsgálni, majd egy összesítő lépésben ezek egymásra hatását kell figyelni és leírni.

Egy bolygótestet atomoktól fölépítő (és atomokig lebontó) hierarchia rendszer, ahol sokaság és annak alsóbb szintű elemei képeznek egy fölbontási lépcsőt (*1.a. ábra*). Mivel a talaj összetett rendszer: más fölbontási sorozatok is párhuzamba állításra kerülhetnek vele. A földi talaj legfontosabb alrendszere az élővilág. Ezért *1.b. ábra* egy ilyen fölbontást mutat be. A *2. ábra* pedig ezeknek a szinteknek egyfajta kapcsolatrendszerét illusztrálja.

Geológiai és biológiai kapcsolódási pontok

A *2. ábra* a geológia és a biológia a kapcsolódási lehetőségeiből emel ki kettőt. Egyrészt bemutatja, hogy a földkéreg kőzetrétegeinek vizsgálata együtt tárta föl a földtani rétegeknek

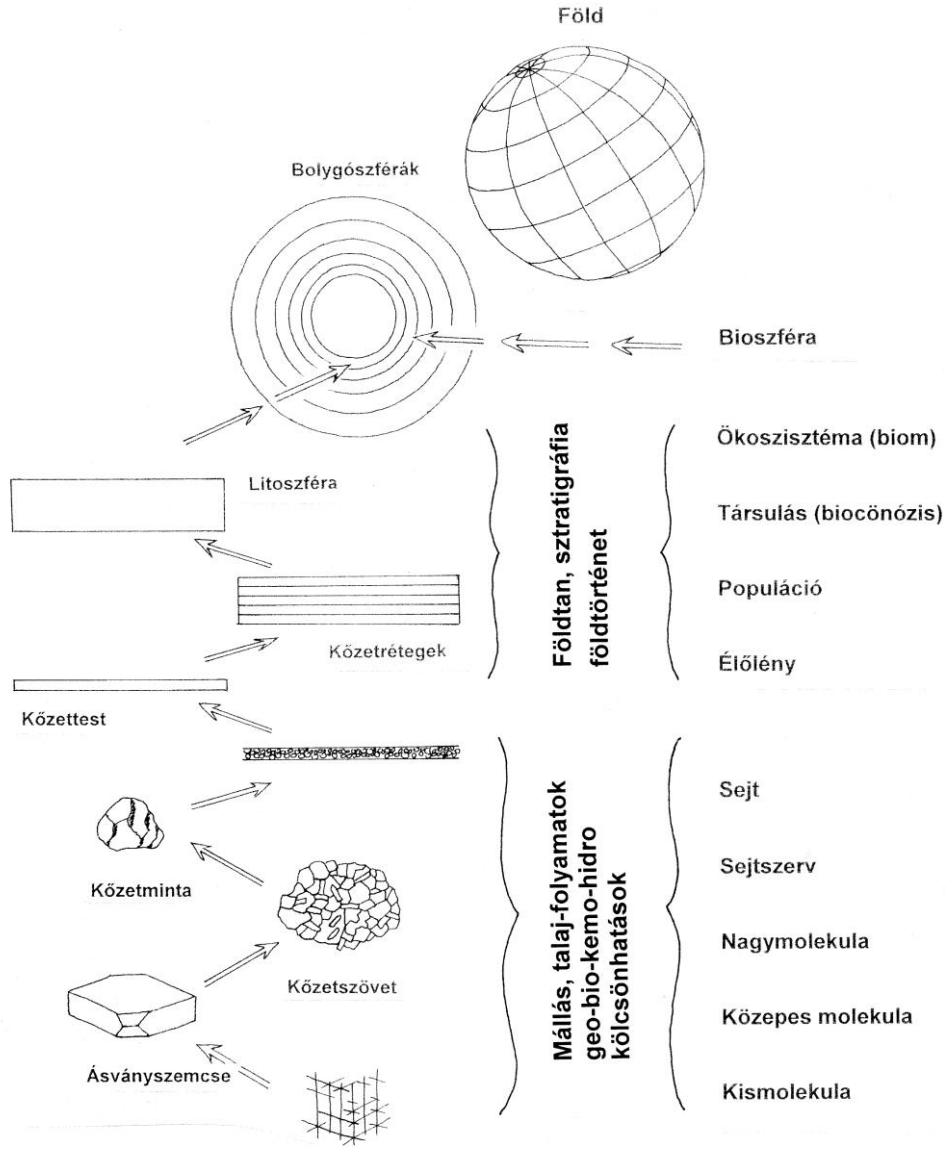
és a fosszíliákból kiolvasott élővilágnak a fejlődéstörténetét. Ez a kapcsolt munka a két diszciplína számára mindkét oldalon nyereséggel zárult.



1. ábra: A Földtest szerkezeti hierarchiája a geoszféráktól bontva (a), és a bioszféra irányába bontva (b). A bal oldali oszlopon az összeépülés szempontjából nyilaztuk meg az irányokat a szerkezeti szintek között.

Figure 1. The structural hierarchy (embedding sequence) of the planetary body Earth. On the left side the lithosphere is decomposed (a), on the right (b) the structural hierarchy of the Earth's biosphere is given.

Az eredményeket a földtan a sztratigráfiában összegezte a földtörténetre vonatkozóan, illetve a biológia a darwini evolúcióban tette meg ezt az élővilág evolúciójára vonatkozóan. Konferenciánk témaköréhez a második (a *2. ábrán* lejjebb található) összefüggésrendszer kötődik, amelynél a talaj működési hierarchia-szintjeiből mutat be társult kapcsolódásokat a mikrobiális élővilág oldaláról, illetve a talajt alkotó szerkezetek geológiai, ásvány- és kőzettani oldaláról. (A földi szférák jelképesek, nem valódi nagyságúak.)



2. ábra: A Földtest geoszféráktól (a) és a bioszféra irányából (b) bontott szerkezeti hierarchiájának kapcsolódásai nagyvonalakban szemléltetik a mérettartomány szempontjából összekapcsolódó hierarchia-szinteket. A kapcsos zárójelen belül diszciplináris kapcsolatok szerepelnek, az alsó kapcsos zárójel jelzi a pedoszféra vizsgálatokban együtt szereplő hierarchia-szinteket.

Figure 2. Sketch of the connecting levels of the structural hierarchy of geology (a) and biology (b) of planet Earth. In the middle range disciplinary regions are in the brackets. The pedosphere studies find links in the lower region of the structural levels (lower bracket).

A kutatási módszertan alkalmazása más bolygókon

Négy égitest folyamataival foglalkozunk, Ezek a **Föld** (amiről részletesebben *Polgári Márta* és *Füleky György* cikke szól a jelen kiadványban), egy **kisbolygó**, a **Hold**, és a **Mars**.

A legegyszerűbb égitestnek a *kisbolygó* látszik. Színképük a kondritos kőzetekre jellemző, ugyanúgy megtalálhatók közöttük mind a vizes, mind a nem vizes átalakulást elszenvedett szenes kondritos felszínűek. A mikrometeoritos ütközés és az ütközések következtében föllépő állandó rázkódás őrli, illetve rendezi a felszín közeli kisbolygó-regolitot. A Napból érkező sugárzások szintén hozzájárulnak a felszíni por tagolásához, átrendezéséhez. Ezek egyik hatása a felszín közeli elektrosztatikus hatás.

A *Hold* esetét a legismertebbnek, és szinte iskolapéldának tekinthetjük. A becsapódások folyamatosan őrlik, de a vele járó megolvasztó hatások egyúttal részben össze is cementálják az őrleményt. Éles peremű, igen apró (mikrométeres méretű) szemcsék, üveges összetevők alkotják a holdi port (Kopal, 1974), amely ezért igen erős megtapadó hatású. Az aprószemcsés portalajon hat a fölkelő nap UV sugárzásának elektrosztatikus megosztó hatása. Lebegő porfelhő alakul ki a Hold felszíne felett mintegy méteres magasságig, amelyet már a Surveyor-5 űrszonda lefényképezett, s később az Apollo expedíciók műszerei is mértek (Rennilson & Criswell, 1974; Földi et al., 2001, 2002; Forward et al., 2009)**.** A *holdi „talajnak", a regolitnak* egyik érdekes tulajdonsága a benne található nanoszemcsés fémvasportól származik. Taylor & Meek (2005) kísérletében holdi port melegített adott hullámhosszú mikrohullámú sütőben. Azt tapasztalta, hogy annyi idő alatt, amíg fölforr egy csésze tea egy mikrohullámú sütőben, a holdi por megolvad a benne lévő nanokristályos vasszemcséktől. Ennek nyomán értékes tervezés indult meg a holdi por helyszíni hasznosítására.

A „planetáris talajok" közül a *marsi talaj* kapja a legnagyobb figyelmet (Zeng et al., 2015). Már a Viking szondák méréseket végeztek rajta, de akkori fölfedezéseik elsősorban a kémiai tulajdonságra (és az élet nyomainak keresésére) irányultak.

A felszínre leszállt űregység a következő méréseket végzi (vagy végezheti) a szerkezeti hierarchia sorrendjében. (Most a *mállás*ra utaló jelenségeket gyűjtünk csokorba.)

- Áramló vizek által sorba rendezett sziklák (Pathfinder).
- A kőzetdarabok felszíni szövetének vizsgálata (Bridges et al., 1999).
- Porlerakódások a sziklákon és a talajon, a szél által szállítva.
- A bolygófelszínt borító por mágneses anyag tartalmának észlelése (Pathfinder, MER Mars Exploration Rover, a mágnesekre tapadó por alapján).
- Ásványtani megfigyelések mechanikai és optikai mérések során (Viking, Pathfinder, MER roverek, Curiosity – vizes szállítás és mállás termékei, vízjég a talajban). (Bérczi et al., 2004)
- Klasszikus infravörös spektroszkópia az összetétel mérésére az ásványban helyet foglaló atomok külső elektronjai segítségével. Ezt a mérést az MGO (Mars Global Surveyor), a Mars Express, a Mars Odyssey, az MRO (Mars Reconnaissance Orbiter) keringő űregységekről végezték.
- Felszíni kőzetek összetétele APXS segítségével (atommag és belső elektron környezete).
- Mössbauer spektroszkópia (atommag és belső elektron környezete, Fe komponensek a vegyületekben). (Morris & Klingelhoefer, 2004).
- A por felületének vizsgálata (atomerő-mikroszkóp, Phoenix).
- A talaj víztartalmának vizsgálata neutron detektor segítségével (A neutron detektorok: a neutron spektrométer és a nagyenergiájú neutron detektor – Mars Odyssey – a talajban lévő protonokról szóródó neutronsugárzás csökkenéséből határoz meg

víztartalmat, azaz jégtartalmat + kristályvíz-tartalmat). (Workshop on the microstructure of the Martian Surface, 2009).

Csak a MER Opportunity és a Spirit 10 éves működése során könyvtárnyi irodalom gyűlt össze a Mars felszínéről. A legáltalánosabb vonások a következők. A *Mars* felszínét jelentős részben vulkáni kőzetek borítják, melyek összetétele a földi bazalthoz, néhol az andezithez hasonló. Ezek a kőzetek a Mars története során átalakulást szenvedtek, és ennek alapján a Mars nagy korszakait is a mállás uralkodó tényezője alapján osztják föl phyllocian (filloszilikátok – agyagásványok uralta) korai, theikian (savas vizes mállás uralta, szulfátokban gazdag üledékeket tartalmazó) középső, és siderikian (vízmentes vasoxidok uralta) késői korszakokra (Phyllocian, Theikian *and* Siderikian periods: Bibring et al., 2006).

A fölsorolt mérések segítségével a „marsi talajról" a következő főbb jellemzőket gyűjtötték össze. A „marsi talajokban" a földi vulkáni kőzetekhez és azok különböző korszakokban létrejött mállási termékeihez hasonlóan rétegeket alkotnak a szulfátok (gipsz, keserűsó, jarozit, McLennan et al., 2005). A talaj apró szemcsés összetevőit a szélviharok messze ragadják**,** és így meglehetősen egységes a Mars felszínét borító portakaró a keveredések nyomán. Vannak azonban részben fagyott területek, melyeknek összetétele nem változik meg és ezért színe is elüt a fő komponensétől. Ilyen például a nevezetes DDS-eket alkotó sötét dűnék anyaga, amely bazaltos homok lehet. A „talajba fagyott vízjég" mennyiségét a neutron-szórásos kísérletben is mérték, de a Phoenix talajásó berendezése, valamint a leszállás megolvasztó hatása nyomán a szonda lábára rakódott cseppek is igazolták a jelenlétét (Elsenousy et al., 2015).

Amit mindmáig nem sikerül kimutatni, az a marsi talaj élővilága. (A földi talaj fontos összetevője az ásványi anyagok mellett az élővilág és a víz jelenléte.) A Mars Global Surveyor (MGS) felvételeinek tanulmányozása nyomán, évszakos felületmintázati változások alapján azonban egy magyar kutatócsoport feltételezte, hogy a marsi sötét dűnefoltok évszakosan ismétlődő jelenségét (DDS Dark Dune Spots) extremofil (nagy tűrőképességű) baktériumok (Mars Surface Organisms) okozhatják (Horváth et al., 2001). A kutatócsoport ennek földi párhuzamára is tett utalást cikkeiben: ezek a földi kriptobiotikus kérgek (CBC CryptoBiotic Crust), melyek földi (sivatagi, poláris) vizsgálata szintén valószínűsíti, hogy hasonlóan extrém viszonyok elviselésére „szakosodott" élőközösségek előfordulhatnak a marsi talajban (Pócs et al., 2007). Ez a bolygókutatás egyik legérdekesebb távlata a planetáris talajok vizsgálatánál.

Összegzés

Rövid áttekintésünk csak bevezetés ahhoz, hogy jelezzük, a planetáris kutatások előre haladtával a földi pedoszféra vizsgálata összehasonlítási és kutatási társakra lelhet más égitesteken is, melyek közül a Mars a legígéretesebb. Az égitestek felszínén lezajló kőzetátalakulásoknak és aprózódási folyamatoknak széles tárháza válik kutathatóvá a más égitestek felszínét vizsgáló űrszondák segítségével. Az űrszonda egységek mérő rendszerei, az adatok elemzése hasznosítható módszerekkel szolgál a földi környezettudomány számára is. Ilyen munkák megismertetésére alkalmasak a hazai képzésben szereplő, a Hunveyor és Husar űrszonda modellekkel végzett analógiás mérések is (Hegyi et al., 2009; Hudoba et al., 2006, 2008; Lang et al., 2009; Magyar et al., 2009; Weidinger et al., 2009).

Hivatkozások

Bérczi, Sz., Hargitai, H., Horváth, A., Kereszturi, Á., Mészáros, I., Sik, A., 2004: Kis Atlasz a Naprendszerről (7): Bolygófelszíni barangolások. ELTE TTK Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport, UNICONSTANT, Budapest-Püspökladány (ISBN 963 00 6314 XÖ, 963 86401 5 4).

Bibring, J.-P., Langevin, Y., Mustard, J. F., Poulet, F., Arvidson, R., Gendrin, A., Gondet, B., Mangold, N., Pinet, P., Forget, F., the OMEGA team (Berthé, M., Bibring, J.-P., Gendrin, A., Gomez, C., Gondet, B., Jouglet, D., Poulet, F., Soufflot, A., Vincendon, M., Combes, M., Drossart, P., Encrenaz, T., Fouchet, T., Merchiorri, R., Belluci, G. C., Altieri, F., Formisano, V., Capaccioni, F., Cerroni, P., Coradini, A., Fonti, S., Korablev, O., Kottsov, V., Ignatiev, N., Moroz, V., Titov, D., Zasova, L., Loiseau, D., Mangold, N., Pinet, P., Douté, S., Schmitt, B., Sotin, C., Hauber, E., Hoffmann, H., Jaumann, R., Keller, U., Arvidson, R., Mustard, J. F., Duxbury, T., Forget, F., Neukum, G., 2006: Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science,* 312(5772): 400–404.

Bridges, N. T., Greeley, R., Haldemann, A. F. C., Herkenhoff, K. E., Kraft, TM. M., Parker, T. J., Ward, A. W., 1999: Ventifacts at the Pathfinder landing site. *Journal of Geophysical Research,* 104(E4): 8595–8615.

Elsenousy, A., Hanley, J., Chevrier, V. F., 2015: Effect of evaporation and freezing on the salt paragenesis and habitability of brines at the Phoenix landing site. *Earth and Planetary Science Letters,* 421: 39–46.

Forward, K. M., Lacks, D. J., Sankaran, R. M., 2009: Triboelectric charging of lunar regolith simulant. *Journal of Geophysical Research, Space Physics,* 114: A10109.

Földi, T., Bérczi, Sz., 2001: Measurements on the ion-cloud levitating above the Lunar surface: Experiments and modelling on Hunveyor experimental lander. *Meteoritics & Planetary Science,* 36: Supplement, A59.

Földi, T., Bérczi, Sz., 2002: Electrostatic Modelling of the Lunar Soil – How Electrostatic Processes in the Lunar Dust May Generate the Ion-Cloud Levitating above the Surface on the Moon - Experiments in a Model Instrument. *Acta Mineralogica et Petrographica, Szeged,* XLIII: 55.

Hegyi, S., Gőcze, Z., Hegyi, A., Kovács, P., Baksa, L., Bérczi, Sz., 2009: Field Trip Tasks and Simulations with Husar-2 Rover at the Mars Analog Desert Station, Utah, USA. In *Lunar and Planetary Science* XXXX, #1163, LPI, Houston (CD-ROM)

Horváth, A., Gánti, T., Gesztesi, A., Bérczi, Sz., Szathmáry, E., 2001: Probable evidences of recent biological activity on Mars: Appearance and growing of Dark Dune Spots in the South Polar Region. In *Lunar and Planetary Science XXXII*, #1543, LPI, Houston, CD ROM.

Hudoba, Gy., Hegyi, S., Hargitai, H., Gucsik, A., Józsa, S., Kereszturi, A., Sik, A., Szakmány, Gy., Földi, T., Gadányi, P., Bérczi, Sz., 2006: Planetary analog studies and simulations: materials, terrains, morphologies, processes: concise atlas in the Solar System (9) Eötvös University, Hungary. *XXXVII LPSC*, #1114, LPI, Houston

Hudoba, Gy., Hegyi, S., Drommer, B., Józsa, S., Hargitai, H., Bérczi, Sz., 2008: Planetary Analog Field Trips at Hungarian Sites with University Space Probe Models Hunveyor and Husar. *71. Met. Soc. Annual Meeting, Matsue,* 2008, July 28. – Aug. 1. #5324

Kopal, Z., 1974: The Moon in the Post Apollo Era. D. Reidel, Dordrecht-Holland.

Lang, Á., Szalay, K., Erdélyi, S., Nickl, I., Panyi, T. G., Makk, Á., Bérczi, Sz., 2009: Chemistry Experiment Measuring (Ph) of the Planetary Soil by The Husar-5, NXT-Based Rover Model of the Széchenyi István High School, Sopron, Hungary. In *Lunar and Planetary Science* XXXX, #1325, LPI, Houston (CD-ROM).

Magyar, I., Lang, Á., Varga, T., Bérczi, Sz., 2009: Experiments measuring surface rocks and soils characteristics by Hunveyor – Husar educational space probe models in Hungary. European Planetary Science Conference, EPSC2009-698, OA4, 13–18 Sept. Postdam, Germany.

McLennan, S. M., Bell III, J. F., Calvin,W. M., Christensen, P. R., Clark, B. C., de Souza, P. A., Farmer, J., Farrand, W. H., Fike, D. A., Gellert, R., Ghosh, A., Glotch, T. D., Grotzinger, J. P., Hahn, B., Herkenhoff, K. E., Hurowitz, J. A., Johnson, J. R., Johnson[i], S. S., Jolliff, B., Klingelhöfer, G., Knoll, A. H., Learner, Z., Malin, M. C., McSween Jr., H. Y., Pocock, J., Ruff, S. W., Soderblom, L. A., Squyres, S. W., Tosca, N. J., Watters, W. A., Wyatt, M. B., Yen, A., 2005: Provenance and diagenesis of the evaporite-bearing Burns formation, Meridiani Planum, Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(1): 95–121.

Morris, R. V., Klingelhoefer, G., 2004: Moessbauer Mineralogical Evidence for Aqueous Processes at Gusev Crater and Meridiani Planum. American Geophysical Union, Fall Meeting 2004, abst. #P23B-05

Pócs, T., Horváth, A., Gánti, T., Bérczi, Sz., Kereszturi, A., Sik, A., Szathmáry, E., 2007: Comparison of Surface Mineral Crusts and Cryptobiotic-Crusts: How Can They Help Life Support Mechanisms; Implications to Living Organisms on Mars. *Lunar and Planetary Science XXXVIII*, #1144, LPI, Houston, CD ROM.

Rennilson, J. J., Criswell, D. R., 1974: Surveyor Observations of Lunar Horizon-Glow. *The Moon*, 10(2): 121–142.

Taylor, L. A., Meek, T. T., 2005: Microwave Sintering of Lunar Soil: Properties, Theory, and Practice. *Journal of Aerospace Engineering*, 2005/July, 188–196.

Weidinger, T., Istenes, Z., Hargitai, H., Tepliczky, I., Bérczi, Sz., 2009: Micrometeorological Station at the Mars Analog Field Work, Utah, April, 2008. In *Lunar and Planetary Science* XXXX, #1282, LPI, Houston (CD-ROM).

Workshop on the microstructure of the Martian Surface, 2009: Coppenhagen, Denmark. (Aug. 27–29, 2009)

Zeng, X., Li, X., Wang, S., Li, S., Spring, N., Tang, H., Li, Y., Feng, J., 2015: JMSS-1: a new Martian soil simulant. *Earth, Planets and Space*, 67(72): 10p.

EXTRATERRESZTIKUS PALEO-PEDOSZFÉRÁK KIMUTATÁSÁNAK LEHETŐSÉGEI FÖLDI TAPAZTALATOK ALAPJÁN

Polgári Márta

MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont
Földtani és Geokémiai Intézete, Geobiomineralizációs és Asztrobiológiai Kutatócsoport
1112 Budapest, Budaörsi út 45. E-mail: polgari@geochem.hu

Eszterházy Károly Egyetem, Természettudományi Kar, Földrajz és Környezettudományi Intézet, Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Eger, Leányka u. 6. H-3300

Possibilities of detection of extraterrestrial paleo-pedospheres based on terrestrial experiences

Abstract

Microbially mediated mineralization occurs under well determined conditions (Eh, pH, T, etc.), which provide opportunity to characterize the environmental formation conditions in geological samples. The study of signs of microbial activity as environmental indicators in various geological sample types (ores), and their usage as terrestrial analogies offer also outlook to the astrobiological investigation of the planets of the Sun System, which is basic for the tracing of paleo-pedospheres.

Keywords: geobiomineralization, astrobiology, environmental indicator.

Összefoglalás

A mikrobiális ásványképződést befolyásoló folyamatok jól meghatározott körülmények (Eh, pH, T, stb.) között jönnek létre, ami lehetőséget teremt geológiai anyagokban a keletkezési körülmények pontosítására. A mikrobiális nyomok környezeti indikátorként történő felhasználási lehetőségeinek vizsgálata különböző geológiai mintatípusokon (ércek), valamint a földi analógiákat felhasználva kitekintést nyújthatnak a Naprendszer bolygóinak asztrobiológiai szempontú vizsgálatára is, ami a paleo-pedoszférák nyomozása szempontjából is alapvető.

Tárgyszavak: bioásványosodás, asztrobiológia, környezeti indikátor.

Bevezetés

„Élet nélküli” sivatagi talaj a Földön nem létezik, pedig gyakran említik. Úgy fogalmazhatnánk, hogy nem használtak elég nagy nagyítást. A TALAJ inorganikus és organikus (élő) komponensek egysége, azonban az évmilliók távlatában az élő komponens valamikori jelenlétének bizonyítása már igen nagy kihívásnak ígérkezik, különösen a mikrobiális tevékenység nyomozása. Amikor paleo-pedoszférákról beszélünk, akkor „megkövesedett” talajokról beszélünk, és ez azt jelenti, hogy a kőzet oldaláról indulunk, úgy is fogalmazhatnánk, hogy „*kézben a kő, mi lehet a története*”? Egy olyan mozaik kirakására vállalkozunk, ami nagyon hiányos, az idők folyamán, az ásvány keletkezése óta eltelt akár több száz millió év alatt a dokumentáció jelentős része felülíródott, átalakult, megsemmisült.

Ez a nyomozás átvezet minket a földtudományok körébe, az ott alkalmazott módszerek világába.

A bióta és a szervetlen világ kapcsolatrendszere

A bióta és a szervetlen világ közötti kölcsönhatás rendkívül összetett, hiszen a bióta a Föld igen korai szakaszától létezik és működésének hatása, eredménye globális, az egész Földet érintő lehet, gyakorlatilag a földkéreg (talaj) kialakulása és fejlődése a biótával szoros kölcsönhatásban történt (pl. légköri oxigén, sávos vasércek, sztromatolit rendszerek, stb.) (Konhauser, 1998; Beukes & Gutzmer, 2008). A mikrobiális és kémiai folyamatok között állandó a verseny, a mikrobák azokat a körülményeket uralják, amelyek a kémiai folyamatok spontán lezajlásához még éppen nem felelnek meg (Szabó, 1999a, b; Ehrlich, 2002; Konhauser, 2007).

Mikrobiális ásványképződés

A mikrobiális tevékenység nyomai számos ásványban, kőzetben és ércben felismerhetők sajátos ásványok, szöveti képek, szerves anyag maradványok, izotópos jellegek, stb. alapján (Polgári et al., 2012a, b). A korábbi kutatási eredmények világossá tették a vizsgált geológiai mintacsoportokban a mikrobiális tevékenység jelentős hozzájárulását és felvetették a környezeti indikátorként történő alkalmazás lehetőségét (Skinner, 2005).

A mikroorganizmusok fontos szerepet játszanak szinte valamennyi Földön található elem koncentrálásában, ásványosodásában, szállításában és szedimentációjában (Wackett et al., 2004).

A mikrobiális ásványképződést befolyásoló folyamatok jól meghatározott körülmények (Eh, pH, T, stb.) között jönnek létre, ami lehetőséget teremt geológiai anyagokban a keletkezési körülmények pontosítására (Lowenstam, 1981; Fortin et al., 1997; Brocks & Grice, 2011; De Yoreo et al., 2015).

A mikrobiális nyomok környezeti indikátorként történő felhasználási lehetőségeinek vizsgálata különböző geológiai mintatípusokon (ércek), valamint a földi analógiákat felhasználva kitekintést nyújthatnak a Naprendszer bolygóinak asztrobiológiai szempontú vizsgálatára is (Kereszturi, 2011), ami a paleo-pedoszférák nyomozása szempontjából is alapvető (Cady & Farmer, 1996; Cady et al., 2003; Southam & Saunders, 2005; Zammit et al., 2015).

Napjainkban lehetőség nyílhat a Földön kívüli geokémiai folyamatok vizsgálatára a számtalan űrszonda és a meteoritok mérési-vizsgálati adatai alapján. A bolygótudományok keretében a Fe- és Mn-oxidok, agyagásványok részletes vizsgálata kiemelt jelentőséggel bír, mert az őskörnyezeti rekonstrukció és a mikrobiális tevékenység nyomozásának hasznos eszközei lehetnek (Dugolinsky et al., 1977; Ghiorse, 1984; Cowen et al., 1986; Bodeï et al., 2008; Cockell et al., 2011). Ez a téma fókuszba került a Mars (Kereszturi, 2012) és általában az asztrobiológiai kutatások keretében (Földön kívüli élet), mivel a geokémiai folyamatok és a Földön ismert biogén/abiogén folyamatok elkülönítése talán más bolygókra is extrapolálható.

Milyen lehetőségek vetődnek fel? Kiváló vizsgálódási és modell területnek tekinthetők az üledékes környezetű vas és mangán ércesedések (Mandernack & Tebo, 1993; Mandernack et al., 1995; Larsen et al., 1998; Villalobos et al., 2003; Morgan, 2005; Webb et al., 2005; Taylor & Konhauser, 2011). Kitüntetett szerepüket gyakoriságuk, mikrobiális vonatkozásaik, és kiváló láthatóságuk (fekete és barna) indokolja.

A valamikori mikrobiális tevékenység nyomozásának alapja a biomineralizáció, vagyis a bioásványosodás, ami nem más, mint mikrobiális anyagcsere. Bioindikátor ásványokról akkor

beszélünk, ha az ásványok felvetik annak a lehetőségét, hogy az ásványképződés folyamata az adott helyen mikrobiális befolyással zajlott.

A Földön zajló mikrobiális tevékenységnek ugyan csak egy töredéke ásványképző, illetve ásványfaló, ezek a folyamatok azonban szinte valamennyi földi elem koncentrálásában, ásványosodásában, szállításában és felhalmozódásában szerepet játszanak. A mikroorganizmusok ásványosodásban betöltött szerepét mindig az adott helyzet ismeretében kell megvizsgálni. Az is fontos, hogy általában sehol sem egyetlen mikroorganizmus fordul elő, hanem mikrobiális rendszerekről van szó, nagyon sokszínű kölcsönhatásokkal (*Szabó,* 1999a, b).

A mikrobiális befolyással zajló ásványképződés alapvetően kétféle típusú lehet. Az egyik esetben maguk a mikrobiális anyagcsere-folyamatok indítják be az ásványképződést. Ilyenkor az ásványok másodlagos kicsapódása történik meg ott, ahol valamilyen mikrobiális működés zajlik.

A másik esetben az ásványok nem biológiai folyamatok által indukált, hanem biológiai folyamatok által kontrollált módon jönnek létre, és a mikroorganizmusok határozzák meg a keletkező ásvány alakját, növekedését és végső elhelyezkedését is (Konhauser, 2007).

A mikrobiális ásványosodás leggyakoribb alkotói a prokarióták (kemolitoautotrófok), vagyis a nagyon ősi, sejtmag nélküli élőlények, amelyek legjellegzetesebb előfordulásai a Földön az úgynevezett különleges, extrém környezetekben találhatók, vagyis a szélsőséges hőmérsékleti viszonyok (jégmezők, hévforrások), száraz területek (sivatagok), pH, nyomás, valamilyen elemkoncentráció, vagy akár a sugárzások környezetében. Autotróf anyagcseréjük alapján környezetük szervetlen anyagaiból képesek saját szervezetük szerves anyagait előállítani. A heterotróf anyagcserét folytató csoportok életműködéséhez szükség van szerves anyagra (*Szabó,* 1999a, b).

A prokarióták anyagcsere folyamatai rendkívül sokfélék, szemben az eukariotákkal (sejtmaggal rendelkezők), azonban gyengébb hatékonysággal működnek, viszont az extrém környezetekben versenyképesek. Az egyes kedvező energiatartalommal rendelkező elektron átviteli folyamatokra általában sokféle baktérium, mikrogomba, stb. is „szakosodik".

A mikrobiális tevékenység nyomai

A geológiai kutatási tapasztalatok azt mutatják, hogy a mikrobiális tevékenység nyomai a kőzetekben az alábbi formákban őrződhetnek meg:

- ásványos összetétel – „indikátor" ásványok, mikroásványos összetétel és kísérőásványok (kizárólag helyben képződött ásványok használhatók);
- elem összetétel (sajátos fő- és nyomelem együttesek, szelektív dúsítás);
- szerves anyag jelenléte (biomarker vizsgálatok);
- sajátos stabil szén-, kén-, vas-, stb. izotópos összetétel;
- szöveti sajátosságok.

A vizsgálatok során alapvető fontosságú az adott elem általános mikrobiális kapcsolatrendszerének ismerete, a képződési környezet meghatározása (magmás, üledékes, metamorf), valamint a mérési adatok komplex feldolgozása és szerkezeti hierarchia szerinti értékelése. Ezzel a komplex módszerrel a valamikori mikrobiális tevékenység nyomai valószínűsíthetők és az őskörnyezeti paraméterek meghatározhatók.

Esettanulmány – az úrkúti mangánércesedés

A szerkezeti hierarchia szerinti komplex feldolgozást az úrkúti (Bakony-hegység) jura időszaki (183–176 millió éves) mangánércesedés kutatási eredményeit, mint esettanulmányt

alkalmazva mutatjuk be a mangán, a vas és az agyagásványok példáján (Polgári et al., 1991; 2012a, b; 2016a, b).

1. Az úrkúti karbonátos mangánércesedés **kishőmérsékletű tengeri, üledékes környezetben** keletkezett, amely mikrobiális szempontból kiváló.
2. **A mangán, mint elem viselkedésének mikrobiális vonatkozásai** az alábbiakban foglalhatók össze. Mn-oxidok és manganátok mind kémiai mind bakteriális oxidáció során képződnek Mn(II)-ből változatos vizes rendszerekben, azonban elektronszerkezeti okok miatt a meghatározó tényező a legtöbb esetben a mikrobiális tevékenység (**kemolitoautotróf, semleges** (pH ~ 7) és **szigorúan oxidatív környezetű enzimatikus folyamat**) *(*Mandernack & Tebo, 1993; Mandernack et al., 1995; Webb et al., 2005). A keletkező biooxid amorf, instabil fillomanganát, amely a szintén mikrobiális szelektív Mg megkötés miatt és a Mg fillomanganát szerkezetbe való beépülése miatt annak tekto-manganáttá való átalakulását okozza, ami stabilabb ásványfázist jelent (Bodeï et al., 2008). Az ásványosodási mikrobiális ciklus napokban mérhető (Zhang et al., 2002; Emerson et al., 2010).
3. A telep mintegy 300 millió tonna eredeti érckészletéhez a **telepet szolgáltató anyagforrások** (Mn, Fe, Si, agyagásványok alkotói) tekintetében geokémiailag is bizonyítást nyert a **hidrotermás, lokális eredet** (Polgári et al., 2012a).
4. **Indikátor ásványok**. Az úrkúti telepben jellegzetes bioindikátor ásványok fordulnak elő (pirit, goethit, magnetit, apatit, stb.) és fordulhattak elő a diagenezist megelőzően (MnOOH-manganit, Mg-todorokit-tekto-manganát). A manganit tulajdonképpen az elsődleges Mn(IV)-biooxid további Mn(II) hatására történő kismértékű visszaredukálódása, ami nem a szuboxidatív környezet, hanem a nagy Mn(II) koncentráció indikátora is egyben (Polgári et al., 2012a).
5. **Szelektív elemdúsulások**. Elemi összetételét tekintve az óriási mennyiségű Mn, Fe, Si, S, P mellett jellegzetes ún. bioesszenciális elemek is dúsulnak a telepben, nevezetesen pl. a Mg, Co, Ce, Zn, Sr, As, Ni, stb. (*1. táblázat*). A Co, Ce a Mn(II) aerob oxidáció során ugyanazon mikrobiális kemolitoautotróf folyamatban oxidálódik és válik az üledék részévé, mint a Mn (Moffett & Ho, 1996). Az As a S-baktériumok tevékenységéhez kapcsolódik. A Mg dúsulása a telepben a primér oxidatív bakteriális ciklus egyik legalapvetőbb elemi és ásványtani bizonyítékának tekinthető (Villalobos et al., 2003). A szelektív dúsítás, vagyis az ércfelhalmozás a kémiai folyamatok aktivitásának mintegy százezerszerese, ezért rövid idő alatt hatalmas elem felhalmozódást eredményez.
6. **Szerves anyag**. Az elpusztuló hatalmas baktériumtömeg jelentős reakcióképes szerves anyagot képez, amely a felhalmozódó Mn-biooxiddal reakcióba lépve annak Mn-karbonáttá alakulását, és egyben a szerves szén ásványosodását okozza a kőzetté válás (diagenezis) során. A szerves molekulák maradványai a kőzetben különböző módszerekkel vizsgálhatók, és információt adhatnak a mikrobiális tevékenység anyagcsere típusaira is.
7. **Sajátos stabil szén-izotópos összetétel**. A diagenezis során keletkező Mn-karbonát könnyű szénizotóp aránya bizonyítja a szerves eredetű szén „beásványosodását” a karbonátba, amely szintén mikrobiálisan befolyásolt folyamat, azonban szuboxidatív, semleges és heterotróf. Ez a mikrobiális ciklus felülírja az elsőt. A kén-izotópos összetétel a diagenetikus anoxikus/anaerob szulfát redukciós zónában zajló mikrobiális tevékenységre utalhat és az ott keletkező piritet jellemzi (Polgári et al., 1991).

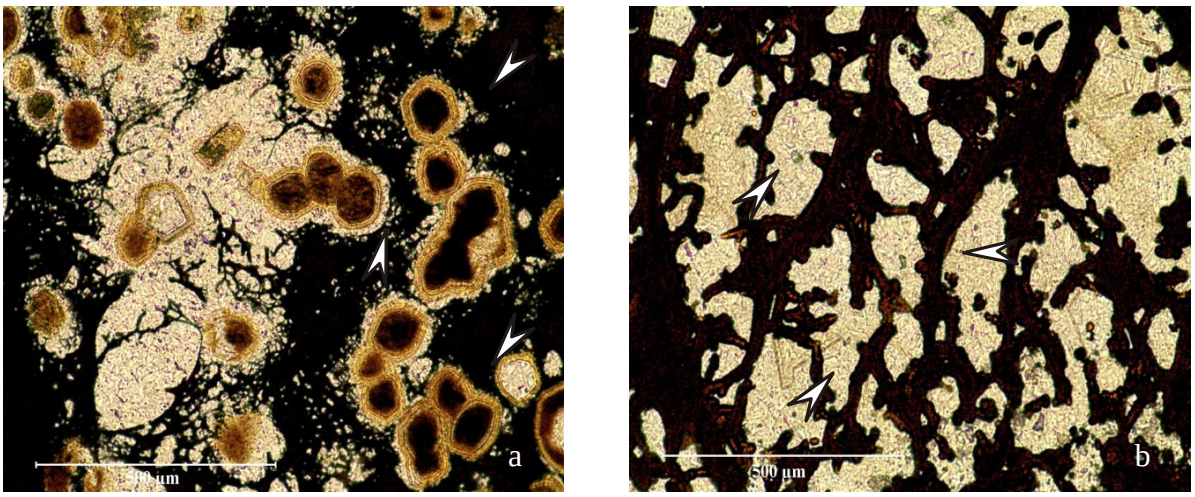
1. táblázat: Néhány elem földkéregbeli gyakorisága (s%) (*Vinogradov* in *Szádeczky Kardoss*, 1955) és Mn telepbeli* maximális koncentrációja (s%).

Table 1. Crustal abundance of some selected elements and their maximum concentration in the Mn deposit (wt. %) (Vinogradov in Szádeczky Kardoss, 1955).

Elem	**Mn**	**Fe**	**P**	**As**	**Sr**	**Ba**	**S**	**Co**	**Zn**
Gyakoriság	0,10	5,00	0,08*	0,0005–0,0015	0,0450	0,050	0,05	0,0030	0,005
Telep	60	44	13	0,57	1,6	10	12	0,09	0,029

Elem	**Ce**	**Ni**	**Cu**	**Pb**	**Mo**	**Cr**	**V**	**U**
Gyakoriság	0,0046	0,008	0,007	0,0016	0,0015	0,02	0,015	0,0002
Telep	0,1	0,21	0,21	0,01	0,0034	0,05	0,028	0,018

* Az elsődleges és másodlagos képződmény- típusok nem kerültek szétválasztásra.



1. ábra: Bakteriális tevékenység nyomai a bakonyi mangánércesedésben (Csárdahegy, Természetvédelmi Terület, vasas kovatömb). Mikro „chimney" keresztmetszetek (a) köztük bakteriális (fonalas Fe baktérium) szövedék (b).

Figure 1. Signs of microbial activity in the manganese mineralization at Bakony Mountains (Csárdahegy, Nature Preservation Area, cherty, iron-rich rock sample). Section of micro-texture of feeder system - micro chimneys showed by arrows (a), Filamentous microbial micro-texture showed by arrow (b).

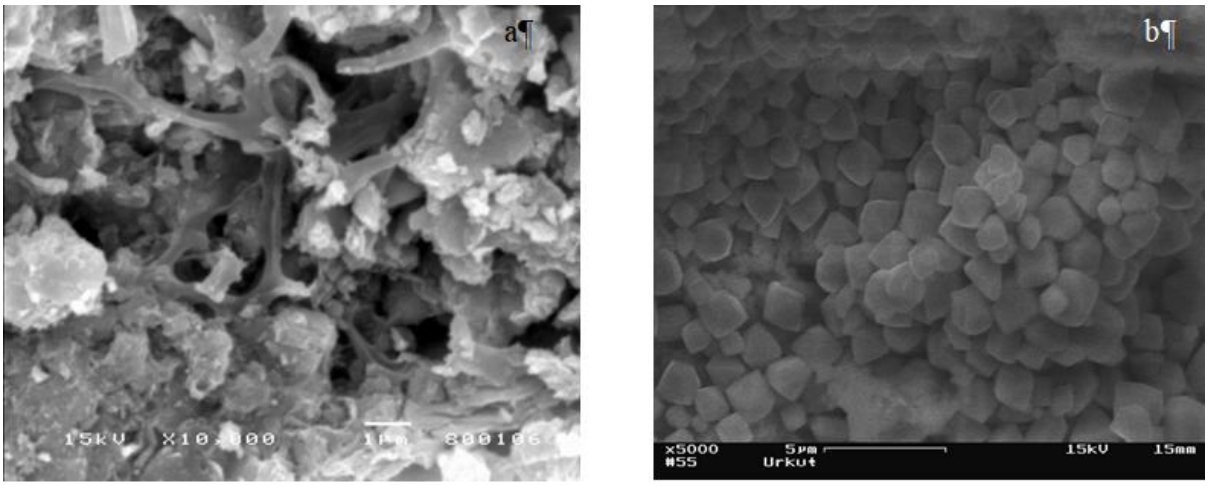
8. **Szöveti jellemzők**. A mangán oxidáló mikrobák szöveti jellemzői csak transzmissziós elektronmikroszkóppal tanulmányozhatók, mert nagyok kicsi a méretűk (pár száz nanométer). Az üledékben felhalmozódó Mn-dús laminák (mangán ásványosodási ciklusok időbeli sora, amely agyagásvány képződési ciklusokkal váltakozik) 100 mikrométer körüli, szabad szemmel nem látható laminációt okoz a kőzetben, amely vonal menti elem koncentráció vizsgálattal mutatható ki. Az úrkúti telepben szintén jelen lévő vasoxidáló mikrobák jellegzetes fonalas, átszövedékelt, mikrométeres nagyságrendbe eső, és ezért optikai mikroszkóppal kőzet vékonycsiszolatban nagy nagyítással kiválóan vizsgálható mikroszöveti sajátosságokat hoznak létre (*1.* és *2. ábra*) (Polgári et al., 2012a, b).

9. A **mikrobiális vas oxidáció** a jelenlegi ismereteink szerint négy fő agyagcsere típusba sorolható (Konhauser, 1998):

   (i) acidofil (pH 1,5 – 3,5), oxidatív környezetű autotróf;

(ii) szuboxidatív, semleges (pH ~ 7), autotróf és/vagy heterotróf (gyakran fonalas formák);
(iii) fotoferrotróf, semleges (pH ~ 7), anoxikus/anaerob és kizárólag fényenergiával működő autotróf, valamint;
(iv) nitrát redukáló Fe(II) oxidáló szuboxidatív/anaerob, semleges (pH ~ 7), főként heterotróf.

Geológiai szempontból valamennyi jelentős, és meghatározásuk – elkülönítésük az adott kőzetben annak komplex vizsgálatával (kísérő ásványos összetétel) elvégezhető. Meglehetősen pontos információkkal szolgálnak a keletkezési környezetre.



2. ábra: Bakteriális tevékenység nyomai Úrkúton. (a) az úrkúti karbonátos II. telepben (SEM, *Watanabe* & *Tazaki*, Kanazawa Egyetem, Japán, 2005), a bakteriális tevékenység nyomai magnetit formájában a karbonátos főtelep barna-fekete típusú ércében (b) (C szelvény, mintaszám: 10/419 (J. R. Hein, USGS, Menlo Park, 2003 (pers. comm).

Figure 2. Signs of microbial activity at Úrkút. (a) Mn-carbonate ore bed No. II (SEM, Watanabe & Tazaki, Kanazawa Egyetem, Japan, in Polgári et al., 2006), (b) signs of microbial activity in the form of magnetite in the brown-black type ore of the main ore bed (Profile C, sample No. 10/419 (J. R. Hein, USGS, Menlo Park, 2003 (pers. comm).

A szerkezeti hierarchia szerinti komplex feldolgozást az úrkúti mangánércesedésre a mangán, vas és az agyagásványok vonatkozásában a *2–4. táblázat* foglalja össze (Polgári et al., 2012a, b, 2013, 2016a, b; Molnár et al., 2017). A táblázatokban a kutató kiindulási helyzete a jobb felső sarokban található, amikor először találkozik a vizsgálandó kőzetkifejlődéssel (formációval). A kutatás során egyre inkább a részletekbe menő vizsgálatok sorozata következik, ezek alkotják a hierarchia szinteket (makroszkópos leírás, makro- és mikroszöveti jellemzők, ásványos összetétel) (indikátor ásványok és helyben képződött kísérők), elemi összetétel, szerves anyag, izotópos adatok). Fontos megemlíteni, hogy minden rákövetkező hierarchia szintnek ellentmondásmentesen kell magába foglalnia az alatta lévő szintet (a hierarchia szintek a táblázatok bal oldalán alulról felfelé az atomi szinttől követik egymást. Ez belső ellenőrzésnek is tekinthető. A komplex feldolgozás során az oda nem illő elemeket (ellentmondásokat) keressük, amelyek segítségével a kőzet keletkezése visszafejthető az eredeti üledékes környezetben zajló folyamatokig, és az őskörnyezet meglehetősen pontos jellemzéséig. Esetünkben a rodokrozit (Mn-karbonát) nem az üledékképződés során keletkezett, hanem később a kőzetté válás során, amelyet stabil szénizotóp összetétele bizonyít, és egyben feltételezi az úgynevezett Mn-oxid előérc létét, mert anélkül nem alakulhatott volna át karbonáttá. Az Mn-oxid előérc viszont

kishőmérsékletű vizes rendszerekben kizárólag oxidatív környezetben és mikrobiálisan keletkezik. Ily módon lépésről lépésre nyomozható a mikrobiális tevékenység jelenléte és hatása.

Összefoglaló megjegyzések

A paleo-pedoszférák kutatása során hasonló módszertani megközelítéssel mind a Földön, mind pedig a bolygókon lehetővé válhat a mikrobiális tevékenység nyomozása és bizonyítása. A mikrobiális nyomok környezeti indikátorként történő felhasználási lehetőségeinek vizsgálata különböző geológiai mintatípusokon (ércek), valamint a földi analógiákat felhasználva kitekintést nyújthatnak a Naprendszer bolygóinak asztrobiológiai szempontú vizsgálatára is, ami a paleo-pedoszférák nyomozása szempontjából is alapvető.

A Földön kívüli környezetek, elsősorban a Mars helyszíni megfigyelései során a fent bemutatott tapasztalatok hasznosíthatóak, mivel a bolygón vas- és mangántartalmú anyagok is vannak (noha pontos jellemzőik egyelőre kevéssé ismertek), valamint sok filloszilikát fordul elő – mindezek elemzéséről a követező űrszondák révén nyújtott adatokban érdemes biomineralizációs nyomokat is keresni.

Köszönetnyilvánítás

A munkát az OTKA COOP-NN-116927 számú projectje támogatta.

Hivatkozások

Beukes, N. J., Gutzmer, J., 2008: Origin and paleoenvironmental significance of major iron formations at the Archean-Paleoproterozoic boundary. *Reviews in Economic Geology,* 15: 5–47.

Bodeï, S., Manceau, A., Geoffroy, N., Baronnet, A., Buatier, M., 2008: Formation of todorokite from vernadite in Ni-rich hemipelagic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 71(23): 5698–5716.

Brocks, J. J., Grice, K., 2011: Biomarkers (Moleccular fossils). Encyclopedia of Geobiology (Reitner and Thiel eds.), Springer (Dodrecht), 147–167.

Cady, S. L., Farmer, J. D., 1996: Fossilization processes in siliceous thermal springs: trends in preservation along thermal gradients. Evolution of hydrothermal ecosystems on Earth (and Mars?). *Chichester (Ciba Foundation Symposium) 202. Wiley,* 150–173.

Cady, S. L., Farmer, J. D., Grotzinger, J. P., Schopf, J. W., Steele, A., 2003: Morphological biosignatures and the Search for Life on Mars. *Astrobiology,* 3: 2.

Cockell, C. S., Kelly, L. C., Summers, S., Marteinsson, V., 2011: Following the Kinetics: Iron-Oxidizing Microbial Mats in Cold Icelandic Volcanic Habitats and Their Rock-Associated Carbonaceous Signature. *Astrobiology,* 11(7): 683.

Cowen, J. P., Massoth, G. J., Baker, E. T., 1986: Bacterial scavenging of Mn and Fe in a mid to far-field hydrothermal particle plume. *Nature,* 322: 169–171.

De Yoreo, J. J., Gilbert, P. U., Sommerdijk, N. A., Penn, R. L., Whitelam, S., Joester, D., Zhang, H., Rimer, J. D., Navrotsky, A., Banfield, J. F., Wallace, A. F., Michel, F. M., Meldrum, F. C., Cölfen, H., Dove, P.M., 2015: Crystal Growth: Crystallization by particle attachment in synthetic, biogenic, and geologic environments. *Science,* 349: 498–509.

Dugolinsky, B. K., Margolis, S. V., Dudley, W. C., 1977: Biogenic influence on growth of manganese nodules. *Journal of Sedimentary Research,* 47(1): 428–445.

Ehrlich, H. L., 2002: Geomicrobiology (negyedik kiadás). Marcell Dekker Inc., 750.

Emerson, E., Fleming, E. J., McBeth, J. M., 2010: Iron-oxidizing bacteria: An environmental and genomic perspective. *Annual Review of Microbiology,* 64: 561–583, doi:10.1146 /annurev.micro.112408.134208.

Fortin, D., Ferris, F. G., Beveridge, T. J., 1997: Surface-mediated mineral development by bacteria. Banfield, J. & Nealson, K.H., (szerk.), Geomicrobiology: Interactions between microbes and minerals. Mineralogical Society of America *Reviews in Mineralogy,* 35: 162–180.

Ghiorse, W. C., 1984: Biology of iron- and manganese-depositing bacteria. *Annual Reviews in Microbiology,* 38: 515–550.

Kereszturi, Á., 2011: Asztrobiológia. Magyar Csillagászati Egyesület, Budapest, 80–99.

Kereszturi, Á., 2012: Mars – fehér könyv a vörös bolygóról. Magyar Csillagászati Egyesület, Budapest, 158–164.

Konhauser, K. O., 1998: Diversity of bacterial iron mineralization. *Earth-Science Reviews,* 43: 91–121.

Konhauser, K. O., 2007: Introduction to Geomicrobiology. Blackwell Publish (Oxford), 57–178.

Larsen, I., Little, B., Nealson, K. H., Ray, R., Stone, A., Tian, J., 1998: Manganite reduction by Shewanella putrefaciens MR-4. *American Mineralogist Journal of Earth and Planetary Materials,* 83: 1564–1572.

Lowenstam, H. A., 1981: Minerals formed by organisms. *Science,* 211: 1126–1131.

Mandernack, K. W., Post, J., Tebo, B. M., 1995: Manganese mineral formation by bacterial spores of the marine Bacillus, strain SG-1: evidence for the direct oxidation of Mn(II) to Mn(IV). *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 59: 4393–4408.

Mandernack, K. W., Tebo, B. M., 1993: Manganese scavenging and oxidation at hydrothermal vents in vent plumes. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 57: 3907–3923.

Moffett, J. W., Ho, J., 1996: Oxidation of cobalt and manganese in seawater via a common microbially catalyzed pathway. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 60(18): 3415–3424.

Molnár, Zs, Polgári M, Hein, J. R., Józsa, S., Fekete, J., Gyollai, I., Fintor, K., Bíró L., Szabó, M., Rapi, S., Forgó, P., Vigh, T., 2017: Fe-Mn oxide indications in the feeder and mound zone of the Jurassic Mn-carbonate ore deposit, Úrkút, Hungary. *Ore Geology Reviews,* 86: 839–855. DOI:10.1016/j.oregeorev.2016.11.005

Morgan, J. J., 2005: Kinetics of reaction between O_2 and Mn(II) species in aqueous solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 69(1): 35–48.

Polgári, M., Hein, J. R., Vigh, T., Szabó-Drubina, M., Fórizs, I., Bíró, L., Müller, A., Tóth, L., 2012a: Microbial processes and the origin of the Úrkút manganese deposit, Hungary. *Ore Geology Reviews,* 47: 87–109.

Polgári, M., Hein, J. R., Tóth A. L., Pál-Molnár, E., Vigh, T., Bíró, L,. Fintor, K., 2012b: Microbial action formed Jurassic Mn-carbonate ore deposit in only a few hundred years (Úrkút, Hungary). *Geology,* 40(10): 903-906.

Polgári, M., Hein, J. R., Németh, T., Pál-Molnár, E., Vigh, T., 2013: Celadonite and smectite formation in the Úrkút Mn-carbonate ore deposit (Hungary). *Sedimentary Geology,* 294: 157–163.

Polgári, M., Hein, J. R., Bíró, L., Gyollai, I., Németh, T., Sajgó, Cs., Fekete, J., Schwark, L., Pál-Molnár, E., Vido, M., Vigh, T., 2016a: Mineral and chemostratigraphy of a Toarcian black shale hosting Mn-carbonate microbialites (Úrkút, Hungary). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology,* 459: 99–120.

Polgári, M., Németh, T., Pál-Molnár, E., Futó, I., Vigh, T., Mojzsis, J. S., 2016b: Correlated chemostratigraphy of Mn-carbonate microbialites (Úrkút, Hungary). *Gondwana Research* 29(1): 278–289.

Polgári, M., Okita, P. M., Hein, J.R., 1991: Stable isotope evidence for the origin of the Úrkút manganese ore deposit, Hungary. *Journal of Sedimentary Research,* 61(3): 384–393.

Polgári, M., Tazaki, K., Watanabe, H., Vigh, T., Gucsik, A., 2006: Geochemical aspect of chemolithoautotrophic bacterial activity in the role of black shale hosted Mn mineralization, Jurassic age, Hungary, Europe. *Clay Science,* 12(2): suppl., 233–239.

Skinner, H. C. W., 2005: Biominerals. *Mineralogical Magazine,* 69(5): 621–641.

Southam, G., Saunders, J.A., 2005: The geomicrobiology of ore deposits. *Economic Geology,* 100(6): 1067–1084.

Szabó, I.M., 1999a: A Bioszféra Mikrobiológiája I. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 695 p.

Szabó, I.M., 1999b: A Bioszféra Mikrobiológiája III. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 476 p.

Szádeczky-Kardoss, E., 1955: Geokémia. Akadémiai Kiadó, Budapest, 586p.

Taylor, K. G., Konhauser, K. O., 2011: Iron in Earth surface systems: A major player in chemical and biological processes. *Elements,* 7(2): 83–88.

Villalobos, M., Toner, B., Bargar, J., Sposito, G., 2003: Characterization of the manganese oxide produced by Pseudomonas putida MnB1. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 67: 2649–2662.

Wackett, L. P., Dodge, A. G., Ellis, L. B., 2004: Microbial genomics and the periodic table. – *Applied and Environmental Microbiology,* 70(2): 647–655.

Webb, S., Dick, G. J., Bargar, J. R., Tebo, B. M., 2005: Evidence for the presence of Mn (III) intermediates in the bacterial oxidation of Mn(II). *Microbiology,* 102: 5558–5563.

Zammit, C. M., Shuster, J. P., Gagen, E. J., Southam, G., 2015: The geomicrobiology of supergene metal deposits. *Elements*, 11(5): 337–342.

Zhang, J., Lion, L. W., Nelson, Y. M., Shuler, M. L., Ghiorse, W. C., 2002: Kinetics of Mn(II) oxidation by *Leptothrix discophora* SS1. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 66: 773–781, doi:10.1016/S0016-7037(01)00808-0.

Táblázatok listája

1. táblázat: Néhány elem földkéregbeli gyakorisága (s%) (Vinogradov in Szádeczky Kardoss, 1955) és Mn telepbeli* maximális koncentrációja (s%).

Table 1. Crustal abundance of some selected elements and their maximum concentration in the Mn deposit (wt. %) (Vinogradov in Szádeczky Kardoss, 1955)

*2. táblázat:*A mangán felhalmozódás összefoglaló szerkezeti hierarchia rendszere (Polgári et al., 2012a, b, 2013, 2016a, b; Molnár et al., 2017)

Table 2. The structural hierarchy system of the manganese accumulation (Polgári et al., 2012a, b, 2013, 2016a, b; Molnár et al., 2017)

3. táblázat: A vas felhalmozódás összefoglaló szerkezeti hierarchia rendszere (Polgári et al., 2012a, b, 2013, 2016a, b; Molnár et al., 2017)

Table 3. The structural hierarchy system of the iron accumulation (Polgári et al., 2012a, b, 2013, 2016a, b; Molnár et al., 2017)

4. táblázat: A agyagásvány felhalmozódás összefoglaló szerkezeti hierarchia rendszere (Polgári et al., 2012a, b, 2013, 2016a, b; Molnár et al., 2017)

Table 4. The structural hierarchy system of the clay mineral accumulation (Polgári et al., 2012a,b, 2013, 2016a,b; Molnár et al., 2017)

2. táblázat: A mangán felhalmozódás összefoglaló szerkezeti hierarchia rendszere (Polgári et al., 2012a, b, 2013, 2016a, b; Molnár et al., 2017)

Table 2. The structural hierarchy system of the manganese accumulation (Polgári et al., 2012a, b, 2013, 2016a, b; Molnár et al., 2017)

szerkezeti hierarchia	**Mn**	**Az úrkúti mangántelep eredetileg oxidos üledékből állt**			
	üledék/kőzet	üledék összetétel: Mn-oxid-hidroxid, Fe-oxid (goethit), szerves anyag, szeladonit, szmektit	**elsődleges képződési környezet – őskörnyezet (pH, Eh, sótartalom)** kishőmérsékletű vizes rendszer, normál tengeri sótartalom, semleges pH (6-8), szigorúan oxidatív feltételek (Eh: +0.4-+1.0 V), oldott oxigén tartalom (DO >2 mL/L) Mn-oxid-hidroxid, Fe-oxid-hidroxid, szerves anyag, agyagásvány mátrix, gyér törmelékanyag **1. mikrobiális ciklus (kemolitotróf ciklus)** **Bizonyítékok** $\delta^{18}O_{PDB}$ -5.85- +1.61 ‰; µm-nagyságrendű mikrobiális lamináció (ásványosodott mikrobiálisan befolyásolt mikrobiális rétegzettség, Mn(II) mikrobiális oxidáció)	karbonátos Mn-érc	betemetődés és korai diagenezis (lithifikáció – kőzetté válás) finomszemcsés Ca-rodokrozit – mikrobiálisan befolyásolt Mn-redukció, heterotróf, suboxikus metabolizmis, semleges pH (6-8), szuboxikus-oxidatív (Eh: +0.4-+1.0 V) feltételek, oldott oxigén tartalom dizoxikustól (DO 0.2–2.0 mL/L), szuboxikusig (DO 0–0.2 mL/L) **2. mikrobiális ciklus (heterotróf ciklus)** ---------- **Bizonyítékok** $\delta^{13}C_{PDB}$ -16.8 ‰; szerves anyag beásványosodása a Mn-karbonátba (Ca-rodokrozit), amorf szerves anyag maradványok, finom szemcseméretű sziderit, pirit
	szövet	finomszemcsés, mikrométeres (100-300 µm) ásványosodott mikrobiális lamináció, Mn(II)-mikrobiális oxidáció		duplán összetett megőrződött (mm-nagyságrendű Fe és µm nagyságrendű Mn) mikrobiális biomat szövet, finom szemcseméret	
	kísérő ásványok mátrix (komplex ásványos összetétel autigén (helyben képződött) ásványok	goethit a biomatokban, agyagásványok (szeladonit-Fe-csilám, szmektit), szerves anyag, gyéren vulkáni tufa törmelék (K-földpát, kvarc, stb.)		goethit, szeladonit, nontronit, sziderit, pirit, szerves anyag maradványok, gyér törmelékanyag (K-földpát, kvarc, stb.) megőrződött manganit	
	választott mikro-ásványos összetétel autigén ásványok	Mn-ásványok: 1. δMnO_2, manganite, todorokit **<u>autigén ásványképződés</u>**		Mn-ásványok: 1. Ca-rodokrozit heterotrof szuboxikus mikrobiális Mn-redukció szerves anyag bomláson át mikrobiális hatásra	
	mikrobiális hatás (szerves anyag, molekulák) atom, ion	kemolitotróf Mn(II)-oxidáció $6Mn^{2+} + 0{,}5O_2 + CO_2 + 16H_2O \rightarrow CH_2O + 6MnOOH_3 + 12\ H^+$		**<u>Ca-rodokrozit képződés</u>** $(Mn^{4+} \rightarrow Mn^{2+})$ $CH_2O + 8H^+ + 4MnO_2 \rightarrow Mn^{2+} + CO_2 + 11H_2O$ $Mn^{2+} + CO_2 + H_2O \rightarrow MnCO_3 + 2H^+$ **korai diagenetikus, autigén ásványosodás**	
	stabil izotópos összetétel (átlagminta)	$\delta^{18}O_{PDB}$: -5.85- +1.61 ‰		$\delta^{18}O_{PDB}$:-5.85 - +1.61 ‰; $\delta^{13}C_{PDB\ átlag}$: -16.8 ‰	
		üledék felhalmozódás		**kőzetképződés**	
idő →					

3. táblázat: A vas felhalmozódás összefoglaló szerkezeti hierarchia rendszere (Polgári et al., 2012a, b, 2013, 2016a, b; Molnár et al., 2017)

Table 3. The structural hierarchy system of the iron accumulation (Polgári et al., 2012a, b, 2013, 2016a, b; Molnár et al., 2017)

szerkezeti hierarchia	**Fe**	**Az úrkúti mangántelep eredetileg oxidos üledékből állt**			
	üledék/kőzet	üledék összetétel: Mn-oxid-hidroxid, Fe-oxid (goethit), szerves anyag, szeladonit, szmektit	**elsődleges képződési környezet – őskörnyezet (pH, Eh, sótartalom)** kishőmérsékletű vizes rendszer, normál tengeri sótartalom, semleges pH (6-8), szigorúan oxidatív feltételek (Eh: +0.4-+1.0 V), oldott oxigén tartalom (DO >2 mL/L) Mn-oxid-hidroxid, Fe-oxid-hidroxid, szerves anyag, agyagásvány mátrix, gyér törmelékanyag **1. mikrobiális ciklus (kemolitotróf ciklus)** **Bizonyítékok** $\delta^{18}O_{PDB}$ -5.85- +1.61 ‰; µm-nagyságrendű mikrobiális lamináció (ásványosodott mikrobiálisan befolyásolt mikrobiális rétegzettség, Mn(II) mikrobiális oxidáció)	karbonátos Mn-érc	betemetődés és korai diagenezis (lithifikáció – kőzetté válás) finomszemcsés Ca-rodokrozit – mikrobiálisan befolyásolt Mn-redukció, heterotróf, suboxikus metabolizmis, semleges pH (6-8), szuboxikus-oxidatív (Eh: +0.4-+1.0 V) feltételek, oldott oxigén tartalom dizoxikustól (DO 0.2–2.0 mL/L), szuboxikusig (DO 0–0.2 mL/L) **2. mikrobiális ciklus (heterotróf ciklus)** ---------- **Bizonyítékok** $\delta^{13}C_{PDB}$ -16.8 ‰; szerves anyag beásványosodása a Mn-karbonátba (Ca-rodokrozit), amorf szerves anyag maradványok, finom szemcseméretű sziderit, pirit
	szövet	finomszemcsés, mikrométeres (100-300 µm) ásványosodott mikrobiális lamináció, Mn(II)-mikrobiális oxidáció		duplán összetett megőrződött (mm-nagyságrendű Fe és µm nagyságrendű Mn) mikrobiális biomat szövet, finom szemcseméret	
	kísérő ásványok mátrix (komplex ásványos összetétel autigén (helyben képződött) ásványok	goethit a biomatokban, agyagásványok (szeladonit-Fe-csilám, szmektit), szerves anyag, gyéren vulkáni tufa törmelék (K-földpát, kvarc, stb.)		goethit, szeladonit, nontronit, sziderit, pirit, szerves anyag maradványok, gyér törmelékanyag (K-földpát, kvarc, stb.) megőrződött manganit	
	választott mikro-ásványos összetétel autigén ásványok	Mn-ásványok: 1. δMnO_2, manganite, todorokit **autigén ásványképződés**		Mn-ásványok: 1. Ca-rodokrozit heterotrof szuboxikus mikrobiális Mn-redukció szerves anyag bomláson át mikrobiális hatásra	
	mikrobiális hatás (szerves anyag, molekulák) atom, ion	kemolitotróf Mn(II)-oxidáció $6Mn^{2+} + 0{,}5O_2 + CO_2 + 16H_2O \rightarrow CH_2O + 6MnOOH_3 + 12\ H^+$		**Ca-rodokrozit képződés** $(Mn^{4+} \rightarrow Mn^{2+})$ $CH_2O + 8H^+ + 4MnO_2 \rightarrow Mn^{2+} + CO_2 + 11H_2O$ $Mn^{2+} + CO_2 + H_2O \rightarrow MnCO_3 + 2H^+$ **korai diagenetikus, autigén ásványosodás**	
	stabil izotópos összetétel (átlagminta)	$\delta^{18}O_{PDB}$: -5.85- +1.61 ‰		$\delta^{18}O_{PDB}$:-5.85 - +1.61 ‰; $\delta^{13}C_{PDB\ átlag}$: -16.8 ‰	
		üledék felhalmozódás		**kőzetképződés**	
idő →					

4. táblázat: A agyagásvány felhalmozódás összefoglaló szerkezeti hierarchia rendszere (Polgári et al., 2012a, b, 2013, 2016a, b; Molnár et al., 2017)

Table 4. The structural hierarchy system of the clay mineral accumulation (Polgári et al., 2012a,b, 2013, 2016a,b; Molnár et al., 2017)

szerkezeti hierarchia	**Agyagásványok**	**Az úrkúti mangántelep eredetileg oxidos üledékből állt**			
	üledék/kőzet	üledék összetétel: Mn-oxid-hidroxid, Fe-oxid (goethit), szerves anyag, szeladonit, szmektit	**elsődleges képződési környezet – őskörnyezet (pH, Eh, sótartalom)** kishőmérsékletű vizes rendszer, normál tengeri sótartalom, semleges pH (6-8), szigorúan oxidatív feltételek (Eh: +0.4-+1.0 V), oldott oxigén tartalom (DO >2 mL/L) Mn-oxid-hidroxid, Fe-oxid-hidroxid, szerves anyag, agyagásvány mátrix, gyér törmelékanyag **1. mikrobiális ciklus (kemolitotróf ciklus)** **Bizonyítékok** $\delta^{18}O_{PDB}$ -5.85- +1.61 ‰; µm-nagyságrendű mikrobiális lamináció (ásványosodott mikrobiálisan befolyásolt mikrobiális rétegzettség, Mn(II) mikrobiális oxidáció)	karbonátos Mn-érc	betemetődés és korai diagenezis (lithifikáció – kőzetté válás) finomszemcsés Ca-rodokrozit – mikrobiálisan befolyásolt Mn-redukció, heterotróf, suboxikus metabolizmis, semleges pH (6-8), szuboxikus-oxidatív (Eh: +0.4-+1.0 V) feltételek, oldott oxigén tartalom dizoxikustól (DO 0.2–2.0 mL/L), szuboxikusig (DO 0–0.2 mL/L) **2. mikrobiális ciklus (heterotróf ciklus)** ---------- **Bizonyítékok** $\delta^{13}C_{PDB}$ -16.8 ‰; szerves anyag beásványosodása a Mn-karbonátba (Ca-rodokrozit), amorf szerves anyag maradványok, finom szemcseméretű sziderit, pirit
	szövet	finomszemcsés, mikrométeres (100-300 µm) ásványosodott mikrobiális lamináció, Mn(II)-mikrobiális oxidáció		duplán összetett megőrződött (mm-nagyságrendű Fe és µm nagyságrendű Mn) mikrobiális biomat szövet, finom szemcseméret	
	kísérő ásványok mátrix (komplex ásványos összetétel autigén (helyben képződött) ásványok	goethit a biomatokban, agyagásványok (szeladonit-Fe-csilám, szmektit), szerves anyag, gyéren vulkáni tufa törmelék (K-földpát, kvarc, stb.)		goethit, szeladonit, nontronit, sziderit, pirit, szerves anyag maradványok, gyér törmelékanyag (K-földpát, kvarc, stb.) megőrződött manganit	
	választott mikro-ásványos összetétel autigén ásványok	Mn-ásványok: 1. δMnO_2, manganite, todorokit **autigén ásványképződés**		Mn-ásványok: 1. Ca-rodokrozit heterotrof szuboxikus mikrobiális Mn-redukció szerves anyag bomláson át mikrobiális hatásra	
	mikrobiális hatás (szerves anyag, molekulák) atom, ion	kemolitotróf Mn(II)-oxidáció $6Mn^{2+} + 0{,}5O_2 + CO_2 + 16H_2O \rightarrow CH_2O + 6MnOOH_3 + 12\ H^+$		**Ca-rodokrozit képződés** $(Mn^{4+} \rightarrow Mn^{2+})$ $CH_2O + 8H^+ + 4MnO_2 \rightarrow Mn^{2+} + CO_2 + 11H_2O$ $Mn^{2+} + CO_2 + H_2O \rightarrow MnCO_3 + 2H^+$ **korai diagenetikus, autigén ásványosodás**	
	stabil izotópos összetétel (átlagminta)	$\delta^{18}O_{PDB}$: -5.85- +1.61 ‰		$\delta^{18}O_{PDB}$:-5.85 - +1.61 ‰; $\delta^{13}C_{PDB\ átlag}$: -16.8 ‰	
		üledék felhalmozódás		**kőzetképződés**	
idő →					

A FÖLD PÁLYAELEM-VÁLTOZÁSAINAK HATÁSA AZ ÉGHAJLATRA

Petrovay Kristóf

ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Csillagászati Tanszék,
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A. E-mail: K.Petrovay@astro.elte.hu

The effect of the Earth's orbital variations on climate

Abstract

In the power spectra of long paleoclimatic data sets the presence of marked long-term periodicities is evident. Dominant periods correspond to known periodicities in the variation of Earth's orbital parameters, including the 41 kyr obliquity variation, 400 and 100 kyr periodicities in orbital eccentricity, as well as the 19 to 23 kyr periodicities associated with precessional variations. The relative amplitudes of these peaks, however, are not in line with the predictions of the classic *Milankovitch* theory. In particular, the amplitude of the precessional variation is relatively subdued while the obliquity variation signal is quite strong, dominating lower Pleistocene climate variations. Periodicities corresponding to the 400 and 100 kyr eccentricity cycles dominate climate variations in the Pliocene and upper Pleistocene, respectively. These data indicate that orbital forcing has a key role in regulating terrestrial climate cycles on the 10–100 kyr time scale but the precise mechanism of the forcing is different from the classic *Milankovitch* model and is yet to be elucidated. Proposed alternative theories or "canons" of orbital forcing are reviewed. A comparison of the current interglacial with past orbital analogons indicates that five to eight thousand years B.P. a slow warming trend, most likely due to human agricultural activity, started; thereby, climate evolution has irreversibly departed from the long term cooling trend that would follow from orbital forcing.

Keywords: climate, *Milankovitch*, orbital forcing, glaciations, ice age, Pliocene, Pleistocene, Anthropocene, Holocene.

Összefoglalás

A hosszú paleoklimatikus adatsorok teljesítményspektrumában erős csúcsok árulkodnak az éghajlatváltozás hosszútávú periodicitásairól. A domináns periódusok a Földünk pályelemeinek változásában mutatkozó ismert periodicitásoknak felelnek meg: ilyenek a tengelyferdeség ingadozásának 41 ezer éves, a pályaexcentrecitiás változásának 400 és 100 ezer év körüli, valamint a precesszióval kapcsolatos változások 19 és 23 ezer év közötti periódusai. A csúcsok relatív amplitúdói azonban nem tükrözik a klasszikus *Milankovics*-elméletnek megfelelő arányokat. Ehelyett a precessziós változás jelentősége aránylag csekély, míg a tengelyferdeségi periódussal kapcsolatos változás igen erős, sőt az alsó pleisztocén időszakban domináns. A 400 illetve 100 ezer éves excentricitási ciklusokkal kapcsolatos periodicitások uralják rendre a pliocén illetve a felső pleisztocén éghajlatváltozásait. Ezek az adatok arra utalnak, hogy a 10 – 100 ezer éves léptékű klímaváltozásban meghatározó szerepet játszik az orbitális moduláció, ennek módját azonban a klasszikus *Milankovics*-féle modell helyett más, ma még ismeretlen modell írja le. Röviden ismertetünk néhány ilyen alternatív javaslatot. A jelenkori interglaciális összevetése annak legjobb orbitális analogonjaival azt mutatja, hogy mintegy öt-nyolcezer éve – feltehetőleg az ember mezőgazdasági tevékenysége következtében – lassú melegedés vette kezdetét, melynek

folytán éghajlatunk fejlődése visszavonhatatlanul eltért attól a hűlő trendtől, ami az orbitális modulációs hatásokból egyébként következne.

Tárgyszavak: éghajlat, klímaváltozás, orbitális moduláció, *Milankovics*, jégkorszakok, pliocén, pleisztocén, holocén, antropocén.

Bevezetés

A földpálya körtől való csekély eltérése folytán bolygónk naptávolsága, s ezzel együtt a Földet érő szoláris besugárzás erőssége az év során valamelyest változik. Pusztán ennek a hatásnak a figyelembe vételével a déli félteke tele valamivel hosszabbnak és hidegebbnek adódik, mint az északié: a 19. század első felében *Adhémar* francia kutató ennek tulajdonította az Antarktisz teljes eljegesedését. A lapult Föld forgástengelyének a Nap és a Hold gravitációs hatására végzett precessziója következtében ugyanakkor bő tízezer évvel ezelőtt az északi félteke tele lehetett hidegebb, ezért – okoskodott tovább *Adhémar* – ekkoriban az északi félteke volt eljegesedve.

Az ötlet rövid életű buboréknak bizonyult: *Lyell*, majd nyomában *Humboldt* is rámutatott, hogy a téli aphélium idején a Földet elérő napsugárzás ugyan gyengébb, és a tél összességében tovább tart, a két hatás azonban *Kepler* 2. törvénye alapján éppen kiejti egymást, azaz a tél (s ugyanígy a nyár) folyamán az északi és a déli félteke összességében ugyanannyi napenergiát kap. A nyáron beérkező sugárzási energia tehát a két féltekén ugyanannyi jég megolvasztására elegendő. Rövidesen látni fogjuk, hogy ennek az egyszerű jelenségnek az orbitális moduláció mai elméletei szempontjából is jelentősége van.

A későbbiekben kiderült, hogy a forgástengely helyzete (az Egyenlítő felszálló csomóhossza) mellett bolygónk más forgási és pályaelemeiben is perturbációkat okoz más égitestek gravitációs hatása. A Föld és a Nap átlagos távolsága, azaz a földpálya fél nagytengelye ugyanakkor csak elenyészően kis mértékben változik, így a Földet egy év során összességében elérő szoláris besugárzás mennyisége állandó. A többi orbitális paraméter változása eszerint csupán a besugárzás hely és idő szerinti eloszlását módosítja a Föld felszínén. Ennek ellenére, *Adhémar* eredeti javaslatánál kifinomultabb gondolatmenetek alapján több kutató is arra a következtetésre jutott, hogy a pályaelem-változások befolyásolhatják az éghajlatot. Az ilyen elméletek csúcspontját a 20. század derekán *Milankovics* jól ismert teóriája jelentette. Érdemes hangsúlyozni, hogy a *Milankovics*-elmélet az *orbitális modulációs elméleteknek* csupán egyik, bár leggyakrabban tárgyalt képviselője. (Az elmélet keletkezésének érdekes, magyar vonatkozásokban is gazdag körülményeiről ld. *Major* (2006) cikkét.)

Milankovics (1941) „kánonja”, azaz szabálykönyve szerint az eljegesedések (glaciálisok) és interglaciálisok ritmikus váltakozását a jégkor folyamán az északi szélesség 65. foka tájékát a nyári napforduló idején érő szoláris besugárzás (északi nyári inszoláció, ÉNyI) határozza meg. A nyár heve ugyanis a télen leesett hó olvadásának okozója, így ettől függ, hogy az előző télen keletkezett mennyiségnél több vagy kevesebb jég marad a következő télre. Az ÉNyI időbeli változását pedig alapvetően három pályaelem változása modulálja:

- a precesszióval összefüggő változás, mely a 19 – 23 ezer év tartományban mutat több csúcsot;
- a Föld tengelyferdeségének 41 ezer év periódusú ingadozása;

- a földpálya excentricitásának ingadozása, melynek fő periódusa igen hosszú, 405 ezer év, de emellett jelentős másodlagos periódusokat is mutat 95, 99 és 124 ezer év periódussal. Ez a hatás a precessziós változás amplitúdóját modulálja.

Az 1960-as, 70-es évektől terjedő precíz rétegtanon alapuló paleoklimatikus vizsgálatokban lépten-nyomon a fentiekhez közel álló markáns periodicitásokra bukkantak. Ezek jelenlétét a perióduskeresés matematikai módszerei, így a *Fourier*-analízis is megerősítik: a klímaváltozási idősorok teljesítményspektrumában[1] markáns, éles csúcsok mutatkoznak 23, 41, 100 és 400 ezer év környékén. Ennek nyomán a korábbi idegenkedés után az orbitális modulációs elméletek az 1970-es évektől általánosan teret nyertek a klímakutatásban.

A paleoklimatikus adatsorok

A földtörténeti múltban uralkodó éghajlati viszonyok vonatkozásában a legtöbb információt az alábbi, az utóbbi évtizedekben kifejlesztett módszerekkel szereztük.

(1) Tengermélyi üledéksorok. Egyes vízmolekulák az oxigén 18-as tömegszámú izotópját tartalmazzák a szokásos 16-os helyett. Nagyobb tömegük miatt ezek nehezebben illannak el, így a tengerből elpárolgott vízpára kicsapódásából eredő édesvizekből és szárazföldi jégpajzsokból hiányoznak. Amikor tehát a szárazföldi jégtakaró térfogata megnő, az óceánok maradék vize ^{18}O-ban feldúsul. Az oxigénatomok beépülnek a tengerben élő egyes organizmusok meszes vagy éppen kvarcos vázába, a vázak pedig a gazdalények pusztulása után a tengerfenék üledékét gyarapítják. Az óceán mélyén végzett mélyfúrással kinyert üledéksorokban megmérve az egyes rétegek ^{18}O tartalmát tehát a szárazföldi jégtakaró változásaira következtethetünk. A módszerrel több millió évig visszanyúló éghajlati adatsorokat sikerült nyerni. A világóceán több tucat pontjáról állnak rendelkezésre rétegsorok; többségük a trópusi övezetben fekszik.

(2) Jég fúrómagok. Grönlandon és az Antarktiszon végeznek ilyen vizsgálatokat, melyek során a kiemelt, akár kilométer hosszúságú fúrómagokban a jég éves rétegződése alapján a mélységet korra számítják át, az egyes rétegekben pedig részben a jég, részben a belé fagyott légbuborékok kémiai és izotópos vizsgálatával következtetnek a kor légköri viszonyaira.

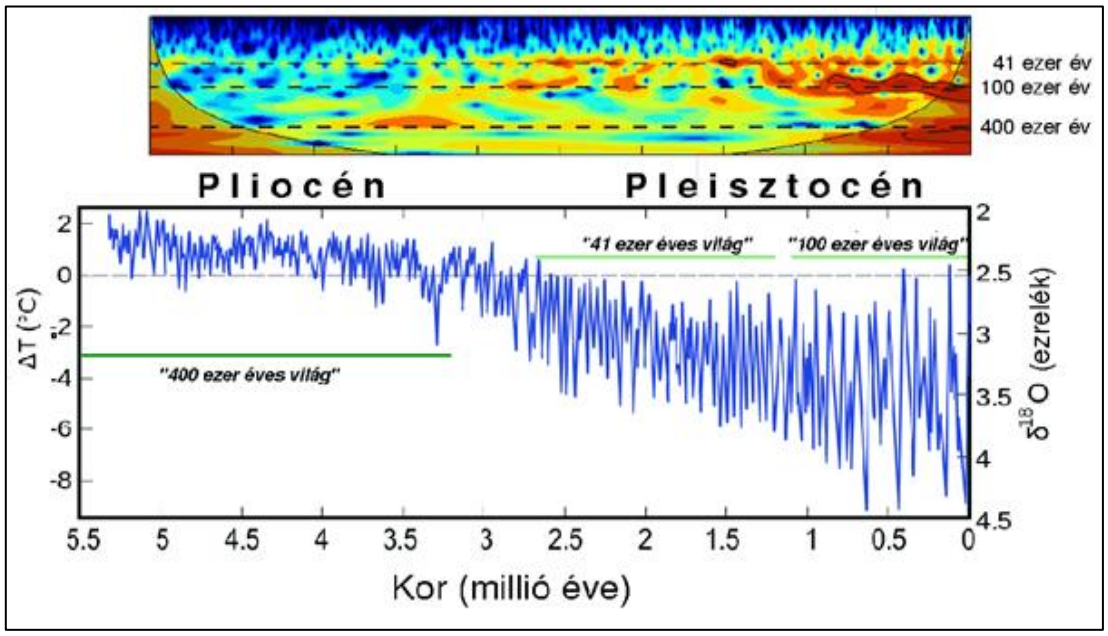
(3) Cseppkőképződmények. A cseppkövek a fák évgyűrűihez hasonló rétegződést mutatnak, ami ugyancsak lehetővé teszi a történetük során bekövetkezett klímaváltozások rekonstrukcióját.

Pliocén

Az utóbbi 5 millió év rekonstruált hőmérsékletváltozásait az *1. ábra* összegzi. Látható, hogy az egész időszakra jellemző egy lassú, de folyamatos lehűlés. Ez a lehűlés valójában jóval korábban, több mint 40 millió éve, a forró eocén időszakban kezdődött, és az adatok szerint a légkör CO_2 tartalmának csökkenése kísérte. Bár az erre az időszakra vonatkozó CO_2 adatok bizonytalansága igen nagy, és a CO_2 mennyisége és a hőmérséklet között pozitív

1 A teljesítményspektrum leegyszerűsítve azt mutatja, hogy ha egy függvényt különböző hullámhosszúságú szinuszgörbék összeadásával próbálunk reprodukálni, az egyes periódusok mekkora négyzetes amplitúdóval lesznek jelen a legjobb rekonstrukcióban.

visszacsatolás áll fenn[2], a ma legáltalánosabb nézet mégis a légkör szén-dioxid tartalmának csökkenésével magyarázza a harmadkorban tapasztalható általános lehűlést. A CO_2 mennyiségének csökkenéséhez tektonikus okok vezethettek: ebben az időszakban a Tethys összezárultával gyengültek a lemeztektonikai mozgások, ugyanakkor a magashegyi fennsíkok (Tibet, Altiplano) kialakultával az eróziónak kitett hegyfelületekről a tengerbe mosódó ásványi anyagok az oldott szén-dioxiddal reagálva azt karbonátos kőzetek formájában megkötheték, megnyitva az utat további légköri szén-dioxid mennyiség óceáni tárolására.



1. ábra: Az utóbbi 5 millió év klímaváltozásai. Az alsó ábrán a ^{18}O izotóp gyakoriságának változása látható tengerfenéki üledékekben; a bal oldali ordinátán ezt az újabb korokban tapasztalt hozzávetőleges tapasztalati összefüggés alapján a globális átlaghőmérséklet változására konvertálták. A felső ábra az idősor wavelet spektrumát (azaz kb. a teljesítményspektrum időbeli változását) mutatja az utolsó 5 millió évben, a függőleges tengelyen a frekvenciával; pirossal az erősebben jelentkező frekvenciák. (A Global Warming Art project, valamint de Boer és munkatársai, 2014 nyomán)

Figure 1. Climate variations in the last 5 million years. Bottom: Variation of ^{18}O abundance in benthic deposits, converted to temperature change (left-hand ordinate) based on an approximate empirical relationship in more recent sediments). Top: wavelet spectrum of the time series in the last 5 Myr with frequency on the ordinate; red denotes higher power. (Following the Global Warming Art project and de Boer et al. 2014)

Az évmilliós léptékű klímaváltozáshoz hozzájárulhattak más, a kontinensek változó elhelyezkedésével illetve a változó növénytakaróval kapcsolatos okok is.

A lassan hűlő pliocén világ klímaingadozásai aránylag mérsékeltek voltak: a globális átlaghőmérséklet ±1 Kelvinen belül ingadozott (*1. ábra*). E kisléptékű moduláció teljesítményspektrumában is jól kimutathatók – ugyanakkor a fent felsorolt, a Föld pályaelem-változásaival is kapcsolatosak – a periódusok. Az utóbbi évek vizsgálatai (Wang et al., 2010; de Boer et al., 2014) megmutatták, hogy az excentricitás 400 ezer év körüli periodicitása a pliocén időszakban is markánsan megmutatkozik, a korábbi, oligocén és miocén időszakban pedig egészen szembeötlő volt. Mivel ezekben a korai periódusokban Földünk északi féltekéje jégmentes volt, az orbitális moduláció hatásmechanizmusának a *Milankovics*-félétől

2 A hidegebb tengervíz több szén-dioxidot tud oldott formában tárolni, így a légköri szén-dioxid mennyisége az általános lehűlés során csökken, felmelegedés során viszont nő, ami fokozza a hőmérsékletváltozás ütemét.

alapvetően különböznie kellett. A regionális adatok arra utalnak, hogy az excentricitás csekély ingadozásának hatását a trópusi illetve szubtrópusi övben zajló folyamatok erősíthették fel, talán a karbonciklus és/vagy biológiai folyamatok közvetítésével.

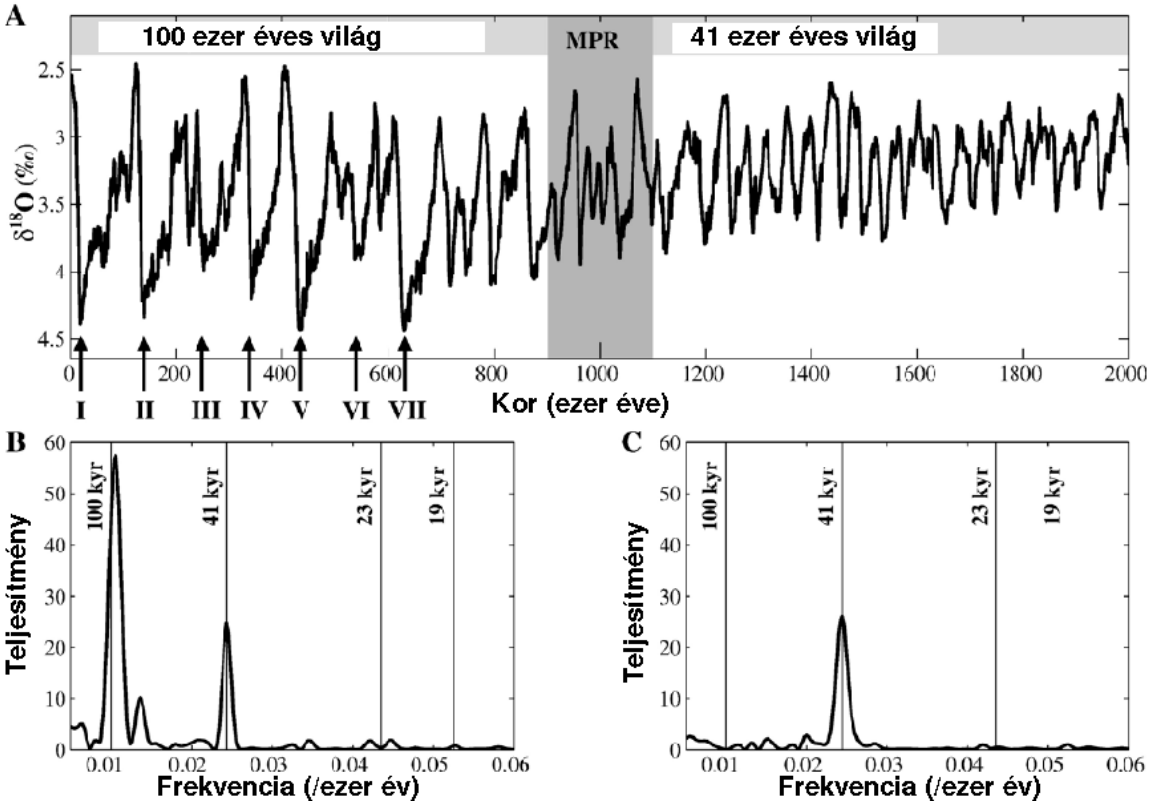
Mint az *1. ábrából* látható, mintegy két és fél millió éve a klímaingadozások hirtelen megnőttek: epizodikus, nagy lehűléssel járó eljegesedések (glaciálisok) következtek be, azaz megkezdődött az általános értelemben vett jégkor – a pleisztocén. A fordulat oka ma még bizonytalan, de legvalószínűbben a globális óceáni cirkulációban bekövetkezett változásokkal függhet össze. A glaciálisokat az északi félteke jégtakarójának nagy kiterjedése jellemzi: az északi jégtömeg ilyenkor a délinek a többszöröse, noha interglaciálisok idején (mint napjainkban) a helyzet éppen fordított. E jelenség oka egyszerűen az, hogy a jégtakaróhoz stabil alapzatot biztosító szárazulatok délen egy kis kontinensre szorítkoznak, míg északon a kisebb sarki óceánt minden oldalról nagykiterjedésű kontinensek övezik. Az újabb adatok (MacKay et al., 2012; Knies et al., 2014; Rohling et al., 2014) szerint ugyanakkor a pliocént lezáró lehűlés délről indult ki. Az Arktikus Óceán még 4 millió éve is jégmentes volt, míg az Antarktisz ekkoriban már teljesen eljegesedett, s a jég 3,3 millió éve a Ross-tengerre is kiterjedt. A déli-sarki lehűlés folytán – a geosztrofikus egyensúly meteorológiából is jól ismert törvénye szerint – erősödnie kellett az Antarktiszt körülfolyó hideg áramlatnak, ami az óceánok közötti vízcsere fokozódásához, az Atlanti-óceán lehűléséhez vezethetett. Az adatok 2,7 millió éve már az óceáni fenékvíz jelentős lehűlését mutatják, amit 2,15 millió éve az első eljegesedés követett.

Pleisztocén

A *2. ábra* részletesebben mutatja az utóbbi 2 millió év klímaingadozásait, a glaciális és interglaciális időszakok ritmikus váltakozását.

Feltűnő az alsó és felső pleisztocén között, kb. egymillió éve bekövetkezett hirtelen változás: a kilengések amplitúdója és ciklusideje ettől kezdve hirtelen megnő. A *2. ábra* alsó paneljein a ^{18}O adatsor teljesítményspektruma látható két különböző időszakra vonatkozóan. A 19 ezer, 23 ezer, 41 ezer éves és a 100 ezer év körüli csúcsok markáns kiugrása itt is cáfolhatatlanul bizonyítja az orbitális modulációk meghatározó szerepét. Az egyes csúcsok relatív amplitúdója ugyanakkor élesen eltér a *Milankovics*-elmélet jóslatától (*3. ábra*). Az elmélet kulcsmennyisége, az északi nyári inszoláció a 19 és 23 ezer éves precessziós periódusoknál mutatja a legerősebb ingadozást, míg a 100 ezer év körüli excentricitási ciklusok hatása a besugárzásban alig érzékelhető. Ezzel szemben a tényleges klímaadatokban a precessziós ciklus alárendelt szerepet játszik a tengelyferdeség 41 ezer éves periódusát követő változás mellett; az utóbbi egymillió évben pedig ezek mellett hirtelen megjelenik egy 100 ezer év körüli domináns éghajlati ciklus is.

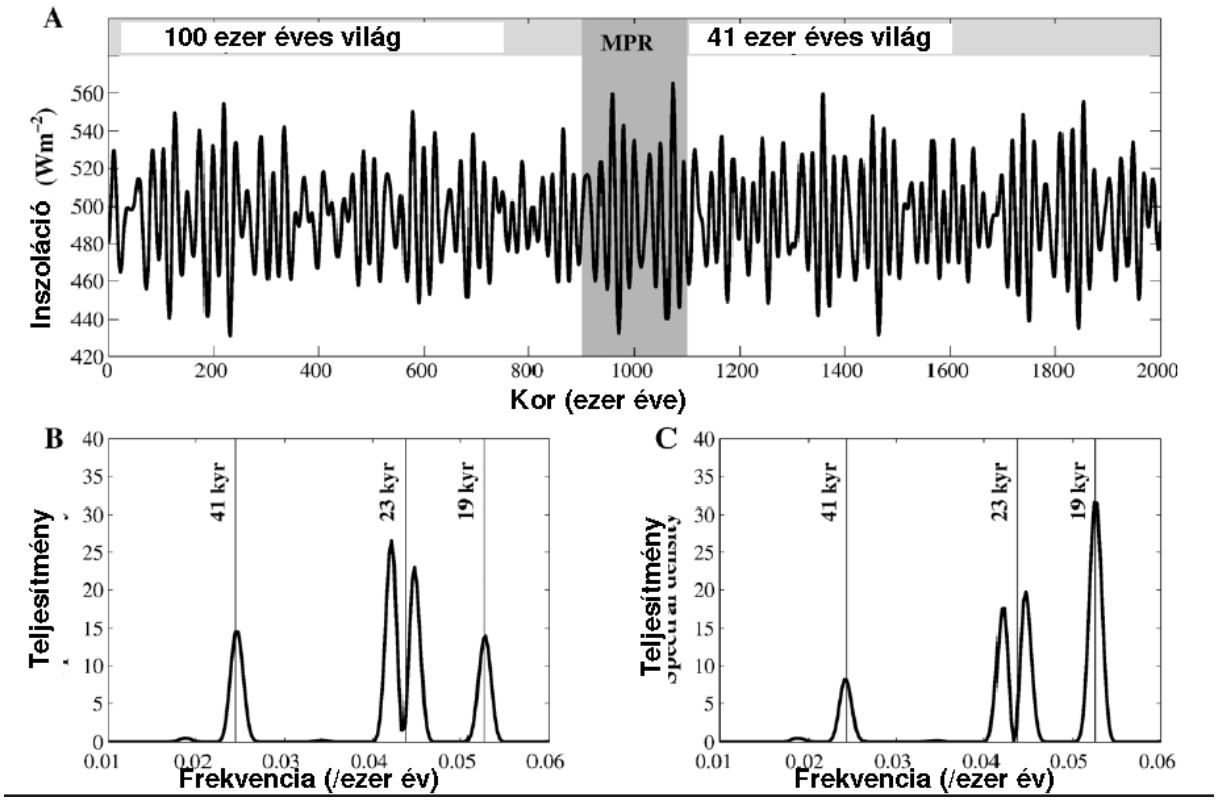
A periódusok egybeesése a Föld pályaelemeinek változásában mutatkozó ciklicitással önmagában nagyon erős statisztikai bizonyíték az orbitális moduláció éghajlatváltozásban betöltött kulcsszerepe mellett a vizsgált $10^4 – 10^5$ éves időskálákon (Huybers & Wunsch, 2005; Kaufmann & Juselius, 2010). Ugyanakkor a jósolttól erősen eltérő amplitúdóarányok arra utalnak, hogy az orbitális moduláció pontos mechanizmusa a *Milankovics*-félétől alapvetően eltérhet. Az eltérésekhez persze hozzájárulhatnak az éghajlati rendszer összetett nemlineáris visszacsatolásai is (ld. pl. a karbon-ciklussal kapcsolatos fenti lábjegyzetet), melyek fontosságát az éghajlati ciklusok profiljának szinuszoidális alaktól való erős eltérése, aszimmetriája is tanúsítja. Az eljegesedések során rendesen egy fokozatos lehűlésnek vet véget egy hirtelen, erős felmelegedés, melynek kezdete jelöli ki az egyes glaciálisok *terminációját* (végetérési pontját). A terminációk jól definiált volta miatt a legtöbb elméleti erőfeszítés ezek időpontjának reprodukálására irányult.



2. ábra: Fent: a ^{18}O izotóp gyakoriságának változása tengerfenéki üledékekben az utóbbi 2 millió évben. Lent az adatsor teljesítményspektruma az időszak végére („100 ezer éves világ") illetve elejére („41 ezer éves világ"). (Schulz & Zeebe, 2006 nyomán)

Figure 2. Top: Variation of ^{18}O abundance in benthic deposits in the last 2 Myr. Bottom: power spectrum of the time series for the second part ("100 kyr world") and first part ("41 kyr world") of the period considered. (Following Schulz & Zeebe 2006).

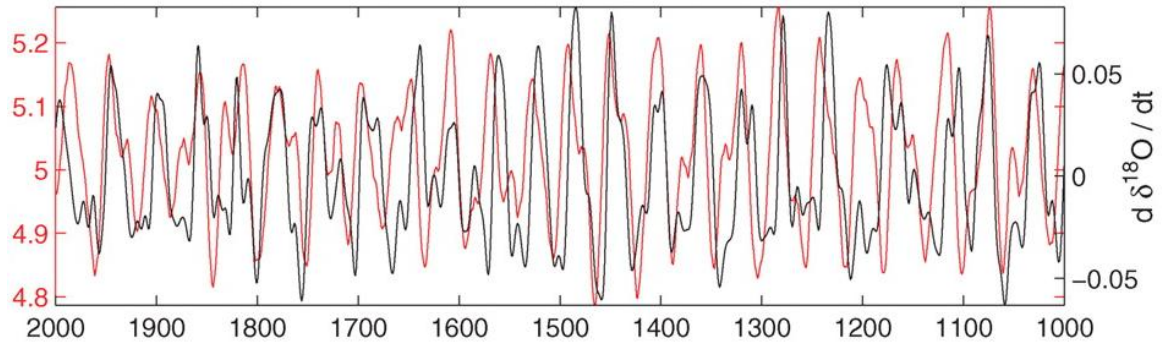
A 41 ezer éves tengelyferdeségi ciklus uralkodó szerepét az alsó pleisztocén időszakban vonzó egyszerűséggel magyarázza Huybers (2006) modellje. Az alapgondolat szerint a nyáron elolvadó jég mennyiségét a *Milankovics*-féle elmélettől eltérően nem egyszerűen az inszoláció csúcsértéke határozza meg, hanem az a teljes, integrált hőmennyiség, ami a nyár folyamán a jégfelületet éri. A „nyár folyamán" kifejezés itt arra az időszakra utal, amikor az inszoláció elegendően erős a jég megolvasztásához. A cikkünk elején vázolt okokból pedig ez a hőmennyiség a déli és északi féltekén nagyjából azonos, és független a precessziós ciklustól. A tengelyferdeség 41 ezer éves ingadozása ugyanakkor ezt a beérkező hőmennyiséget mindkét féltekén egyidejűleg modulálja. Az integrált hőmennyiség változása Huybers számításai szerint igen jól leírja a korai pleisztocén klimatikus változásait (*4. ábra*). A „41 ezer éves világ" értelmezése tehát az egész, igen komplex és kevéssé értett problémakör legtisztábbnak tűnő fejezete.



3. ábra: Fent: a nyárközépi szoláris besugárzás változása az északi szélesség 65. fokán az utóbbi 2 millió évben. Lent: az adatsor teljesítményspektruma az időszak végére („100 ezer éves világ") illetve elejére („41 ezer éves világ"). (Schulz & Zeebe, 2006 nyomán)

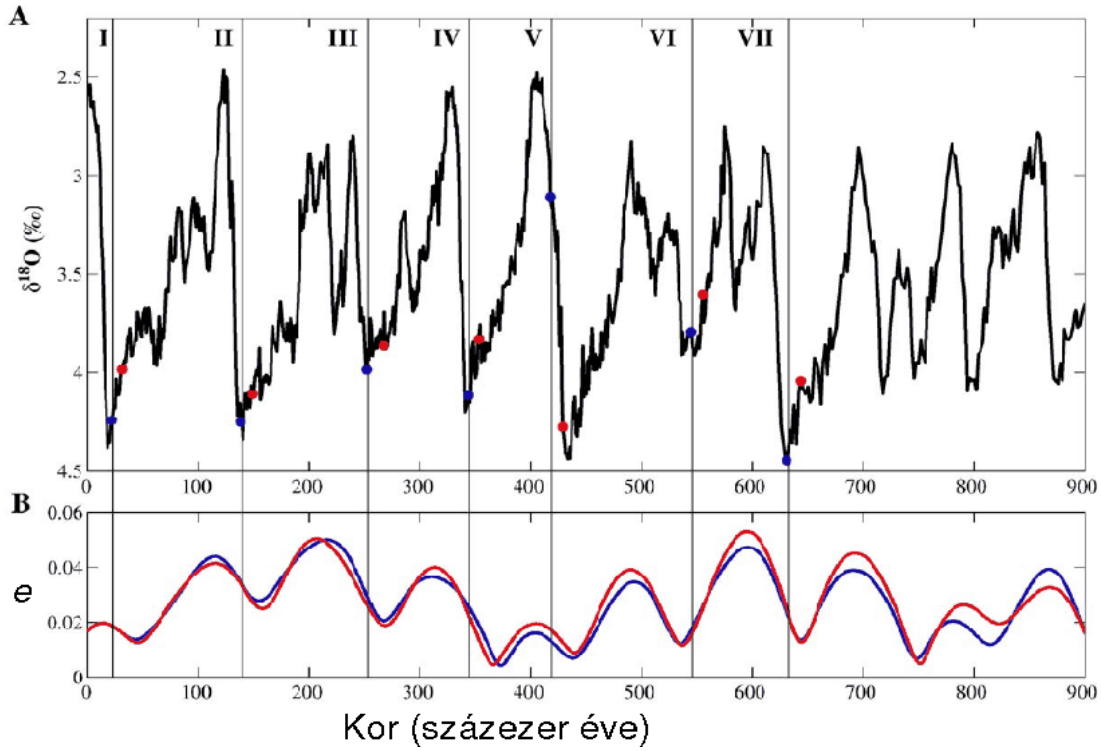
Figure 3. Variation of midsummer solar insolation at 65 °N latitude in the last 2 Myr. Bottom: power spectrum of the time series for the second part ("100 kyr world") and first part ("41 kyr world") of the period considered. (Following Schulz & Zeebe, 2006)

Az utóbbi évmillió 100 ezer éves ciklusidejű változásainak értelmezésénél azonban Huybers elmélete is csődöt mond. Ma gyakran azzal próbálják a domináns 100 ezer éves periodicitást értelmezni, hogy a karbon-ciklussal kapcsolatos nemlineáris éghajlati visszacsatolás miatt a nyári inszoláció csak a jégtakaró kellő megvastagodása után, minden második-harmadik tengelyferdeségi ciklusban képes terminációt előidézni. Nem világos azonban, hogy akkor az alsó pleisztocén kevésbé hideg klímájában miért volt erre képes; illetve, hogy ez esetben miért mutatkozik aránylag jó fáziskoherencia az excentricitási ciklus és a felső pleisztocén eljegesedések között (*5. ábra*).



4. ábra: Az O-18 izotóp mennyiségének időderiváltja (azaz a jégtömeg évenkénti csökkenése) (fekete), illetve a nyár folyamán beérkező négyzetméterenkénti sugárzási energia változása (piros, GJ m^{-2} egységben) a 65. szélességi fokon a korunkat megelőző második évmillió során (Huybers, 2006 nyomán)

Figure 4. The time derivative of the ^{18}O abundance (i.e. annual decrease rate of the ice mass, black) and midsummer solar insolation (red, in GJ m^{-2}) at 65 °N latitude during the second Myr B.P. (Following Huybers, 2006.)



5. ábra: Fent: a ^{18}O izotóp gyakoriságának változása tengerfenéki üledékekben az utóbbi 900 ezer évben. Lent: a földpálya excentricitásának változása ugyanezen időszakban. (Schulz & Zeebe, 2006 nyomán)

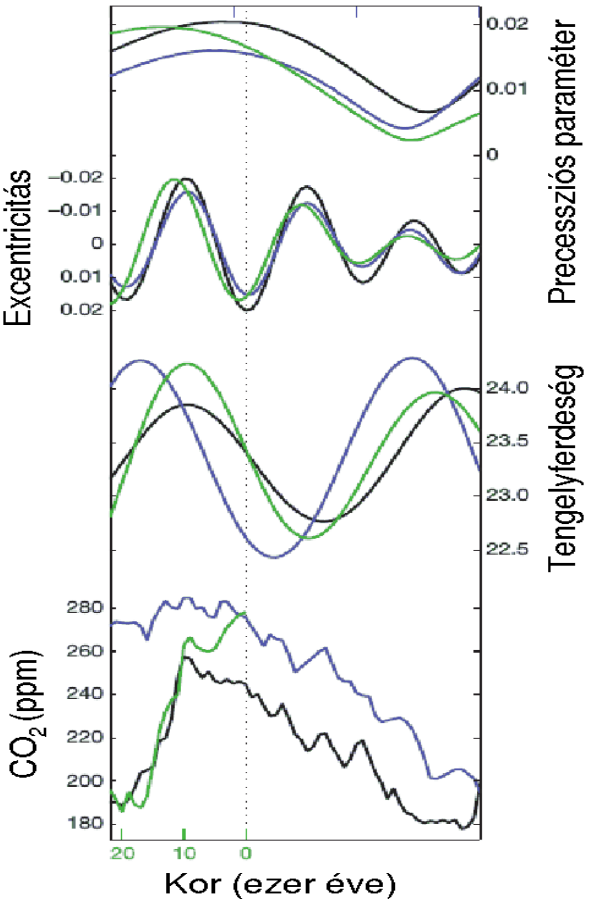
Figure 5. Top: Variation of ^{18}O abundance in benthic deposits in the last 900 kyr. Bottom: variation of Earth's orbital eccentricity in the same period of time. (Following Schulz & Zeebe, 2006).

Az orbitális moduláció gyökeresen új mechanizmusát javasolta a százezer éves ciklusok értelmezésére Muller & MacDonald (1997). A *Milankovics*-elméletben is szerepet játszó paraméterek helyett egy további pályaelem, a földpálya inklinációját vizsgálva kitűnik, hogy ennek változásában is mutatkozik egy 100 ezer éves periódus. Az inklináció a Föld pályasíkjának a Naprendszer középsíkjához viszonyított dőlésszögét adja meg. Ennek változása akkor befolyásolhatja az (egész éves) inszolációt, ha a középsíkba (vagy más

rögzített síkba) jelentős mennyiségű bolygóközi por kerül, pl. egy üstökös szétesésével. Egy ilyen esemény 1 millió évvel ezelőtti feltételezett bekövetkezése tehát elvben lehet oka a százezer éves éghajlati ciklusoknak. Az elméletet alátámasztja, hogy a százezer éves ciklusok a földi légkörbe bejutó bolygóközi por mennyiségét mutató izotópok gyakoriságában is megmutatkoznak. Az inklinációs elmélettel kapcsolatban később több ellenvetés merült ugyan fel (Winckler et al., 2004), de végleg kizárni még korai volna.

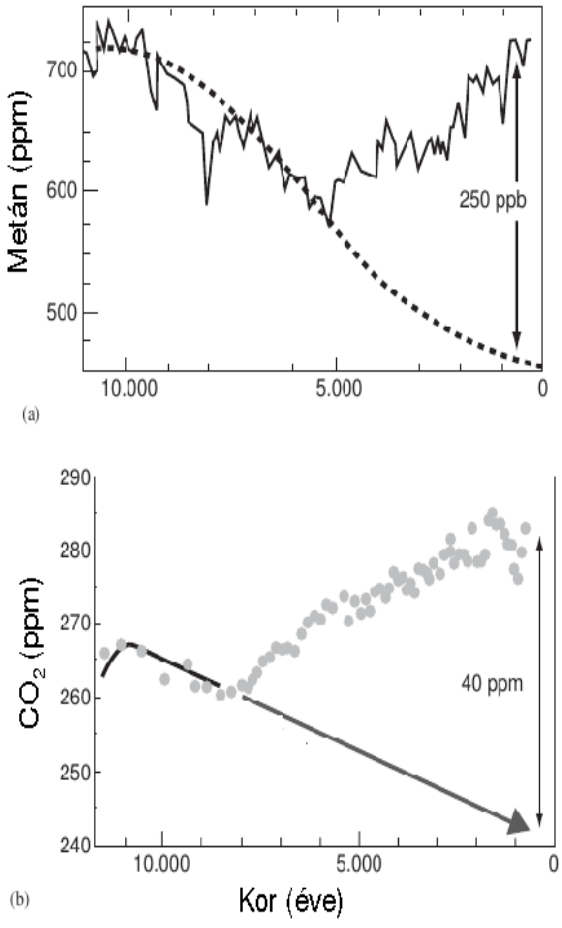
A *Milankovics*-elméletben a 100 ezer éves excentricitási ciklus tulajdonképpen a precessziós ciklus burkológörbéje, azaz annak amplitúdóját modulálja. A ciklus excentricitással kapcsolatos eredetét ezért alátámasztja, hogy a felső pleisztocénban a precessziós ciklus amplitúdója is megnő a paleoklimatilus adatsorok teljesítményspektrumában, noha továbbra is gyenge. A *Milankovics*-elmélet védelmében Kawamura és munkatársai (2007) felhozzák, hogy az adatok szerint a terminációk az utóbbi félmillió évben mindig az északi nyári inszoláció növekedése idején következtek be, a déli féltekén pedig az északihoz képest néhány évezred fáziskéséssel kezdődtek. Ez arra utalna, hogy *Milankovics* helyesen vélte úgy, hogy a jégkorszaki északi jégtakaró hatalmas tömege folytán a klímaváltozásokat ennek olvadása vagy terjeszkedése határozhatta meg. Schulz & Zeebe (2006) ugyanakkor a terminációk feltételeit vizsgálva azt találták, hogy a terminációk idején az északi és déli féltekén az inszoláció egyszerre nő, mégpedig az északin a délihez képest fáziskéséssel. (Elméletüket, a kánon szó zenei másodjelentésére utalva, „inszolációs kánonnak" nevezik a fáziskésés miatt.) Újabb adatok azonban pontosították a terminációs időpontokat (Jouzel, 2007; Drysdale, 2009), s ezek alapján már sem a *Milankovics*-féle szabály, sem az inszolációs kánon nem használható.

Miután a mai napig sem sikerült olyan szabályrendszert, azaz kánont találni, amely a jégkorszakok ritmusára univerzálisan alkalmazható lenne, az utóbbi időben az egyes terminációk közötti analógiákra koncentrálva próbálnak a kutatók a megfejtéshez kulcsot találni. Legjobban természetesen az utolsó eljegesedés 18 ezer éve kezdődött terminációját ismerjük, így érdeklődésre tartanak számot ennek korábbi *orbitális anologonjai* – azok a terminációk, melyek során a pályaelemek az utolsóhoz hasonló változást mutattak. Drysdale pl. az utolsó két terminációt egybevetve azt találja, mindkettő a tengelyferdeségi ciklus azonos fázisában következett be, a nyári besugárzás értéke pedig a két terminációban féltekénként kb. megegyezett (a déli féltekén volt magasabb). Giaccio és munkatársai (2015), valamint Ganopolski és mtsai. (2016) a legjobb analogonokat egy 400 ezer és egy 790 ezer évvel ezelőtti terminációban találják meg (*6. ábra*), melyek során minden pályaelem teljesen hasonló fejlődést mutatott az utolsó terminációéhoz. A klimatikus adatsorokat egymásra helyezve arra a következtetésre jutnak, hogy csupán az orbitális moduláció vezérelte természetes trendeket figyelembe véve új jégkorszak állna a küszöbön! Ettől azonban, úgy tűnik, éppen csak „megmentett" bennünket az ember természetátalakító tevékenysége. Az utóbbi 5–8000 évben ugyanis az üvegházhatású gázok (CO_2 és metán) mennyiségének változása a légkörben eltért a korábbi mintáktól, és ismét növekedésnek indult, minden bizonnyal az ember mezőgazdasági tevékenysége (irtásos-égetéses földművelés, rizstermesztés, állattartás) folytán (*7. ábra*). Ennek köszönhető az utóbbi évezredekben tapasztalt, a pleisztocén során példa nélkül állóan stabil klíma. Jogos ezért a szóban forgó, új geológiai korszakot (a korábban önkényesen definiált holocén helyett) *antropocénnek* nevezni.



6. ábra: Az utolsó (I.sz., zölddel) termináció és két analogonja (V., feketével és IX., kékkel) időbeli lefolyása egymásra vetítve. Fent a pályaelemek, lent a légköri szén-dioxid mennyiségének változása a terminációk során. (Ganopolski és mtsai., 2016 nyomán)

Figure 6. Runoff of the last termination (no. I, green) with its two orbital analogues (no. V, black, and IX, blue) superposed. Top variatio of the orbital elements; bottom: variation of atmospheric CO_2. (Following Ganopolski et al., 2016)



7. ábra: A metán és a szén-dioxid mennyiségnek változása az utóbbi tízezer év során, a korábbi interglaciálisok alapján várt trendek rávetítésével (szaggatottal ill. nyíllal jelölve). (Ruddiman és mtsai., 2005 nyomán)

Figure 7. Variation of atmospheric concentrations of methane and carbon-dioxide in the last 10 thousand years, superposed over trends expectad on the basis of orbital analogues. (Following Ruddiman et al., 2005) .

További olvasmányok

Czelnai R. 1999: *A világóceán. Modern fizikai oceanográfia*. – Vince Kiadó, Budapest.
Flannery T. 2006: *Időjárás-csinálók.* Akkord Kiadó, Budapest.
Gábris Gy., Marik M. & Szabó J. 1991: *Csillagászati földrajz*. – Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest.
Major Gy. 2006: A Milankovics-Bacsák elmélet és az éghajlatváltozások. – *Légkör* **51**, 20–23.
Petrovay K. 2014: Az éghajlatváltozás és a Nap. *Csillagászati évkönyv 2015*, 265–279.

Hivatkozások

de Boer B., Lourens, L. J., van de Wal, R. S. W., 2014: Persistent 400,000-year variability of Antarctic ice volume and the carbon cycle is revealed throughout the Plio-Pleistocene. *Nature Communications,* 5: 2999.

Drysdale, R. N., Hellstrom, J. C., Zanchetta, G., Fallick, A. E., Sánchez Goñi, M. F., Couchoud, I., McDonald, J., Maas, R., Lohmann, G., Isola, I., 2009: Evidence for Obliquity Forcing of Glacial Termination. *Science*, 325: 1527–1531.

Ganopolski, A., Winkelmann, R., Schellnhuber, H. J., 2016: Critical insolation-CO_2 relation for diagnosing past and future glacial inception. *Nature*, 529: 200–203.

Giaccio, B., Regattieri, E., Zanchetta, G., Nomade, S., Renne, P. R., Sprain, C. J., Drysdale, R. N., Tzedakis, P. C., Messina, P., Scardia, G., Sposato, A., Bassinot, F., 2015: Duration and dynamics of the best orbital analogue to the present interglacial. *Geology*, 43(7): 603-606. doi: 10.1130/G36677.1.

Huybers, P., Wunsch, C., 2005: Obliquity pacing of the late Pleistocene glacial terminations. *Nature*, 434: 491–494.

Huybers, P., 2006: Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing. *Science*, 313: 508–511.

Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J. C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stenni, B., Stocker, T. F., Tison, J. L., Werner, M., Wolff, E. W., 2007: Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, 317: 793–796.

Kaufmann R. K., Juselius K., 2010: Glacial cycles: exogenous orbital changes vs. endogenous climate dynamics. *Climate of the Past Discussions*, 6: 585–626.

Kawamura, K., Parrenin, F., Lisiecki, L., Uemura, R., Vimeux, F., Severinghaus, J. P., Hutterli, M. A., Nakazawa, T., Aoki, S., Jouzel, J., Raymo, M. E., 2007: Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years. *Nature*, 448: 912–916.

Knies, J., Cabedo-Sanz, P., Belt, S. T., Baranwal, S., Fietz, S., Rosell-Melé, A., 2014: The emergence of modern sea ice cover in the Arctic Ocean. *Nature Communications*, 5: 5608. doi:10.1038/ncomms6608

MacKay, R., Naish, T., Carter, L., Riesselman, C., Dunbar, R., Sjunneskog, C., Winter, D., Sangiorgi, F., Warren, C., Pagani, M., Schouten, S., Willmott, V., Levy, R., DeConto, R., Powell, R. D., 2012: Antarctic and Southern Ocean influences on Late Pliocene global cooling. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America (PNAS)* 109: 6423–6428.

Milankovitch, M., 1941: Kanon der Erdbestrahlung und seine Andwendung auf das Eiszeitenproblem. Royal Serbian Academy, Belgrad.

Muller R. A., MacDonald, G. J., 1997: Glacial cycles and astronomical forcing. *Science,* 277: 215–218.

Rohling, E. J., Foster, G. L., Grant, K. M., Marino, G., Roberts, A. P., Tamisiea, M. E., Williams, F., 2014: Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years. *Nature,* 508: 477–482.

Ruddiman, W. F., Vavrus, S. J., Kutzbach, J. E., 2005: A test of the overdue-glaciation hypothesis. *Quaternary Science Reviews,* 24: 1–10.

Schulz. K. G., Zeebe. R. E., 2006: Pleistocene glacial terminations triggered by synchronous changes in Southern and Northern Hemisphere insolation: The insolation canon hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters,* 249: 326–336.

Wang, P., Tian, J., Lourens, L. J., 2010: Obscuring of long eccentricity cyclicity in Pleistocene oceanic carbon isotope records. *Earth and Planetary Science Letters,* 290: 319–330.

Winckler, G., Anderson, R. F., Stute, M., Schlosser, P., 2004: Does interplanetary dust control 100 kyr glacial cycles? *Quaternary Science Reviews,* 23: 1873–1878.

RÖVIDTÁVÚ KLÍMAVÁLTOZÁSOK ÉS ELŐREJELZÉSÜK

Bartholy Judit, Pongrácz Rita

ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Meteorológiai Tanszék
Budapest 1117, Pázmány Péter sétány 1/A.
E-mail: bartholy@caesar.elte.hu, prita@nimbus.elte.hu

Near future climate change and its prediction

Abstract

This paper summarizes the main conclusions of the Fifth Assessment Report (AR5) of the IPCC about the detected climate change for the 20th century and projected climate change for the 21st century. Besides the global trends of temperature and precipitation, regional climate change for the Carpathian Basin is also discussed on the basis of the regional climate model simulations. In addition to the projected mean changes we highlight the uncertainties of the climate estimations, and the tendencies of climatic extremes.

Keywords: regional climate model, temperature, precipitation, Carpathian basin.

Összefoglalás

E cikkben összegezzük a legújabb IPCC Helyzetértékelő Jelentés legfontosabb megállapításait a XX. században detektált és a XXI. századra várható éghajlatváltozással kapcsolatban. A globális skálára vonatkozó hőmérsékleti és csapadéktendenciák mellett a regionális klímamodellek eredményei alapján a Kárpát-medence térségére prognosztizált éghajlatváltozást is számszerűsítjük. A várható átlagos változásokon kívül kiemeljük az éghajlati becslések bizonytalanságát, valamint az extrém éghajlati tendenciákat.

Tárgyszavak: regionális éghajlati modell, hőmérséklet, csapadék, Kárpát-medence.

Bevezetés

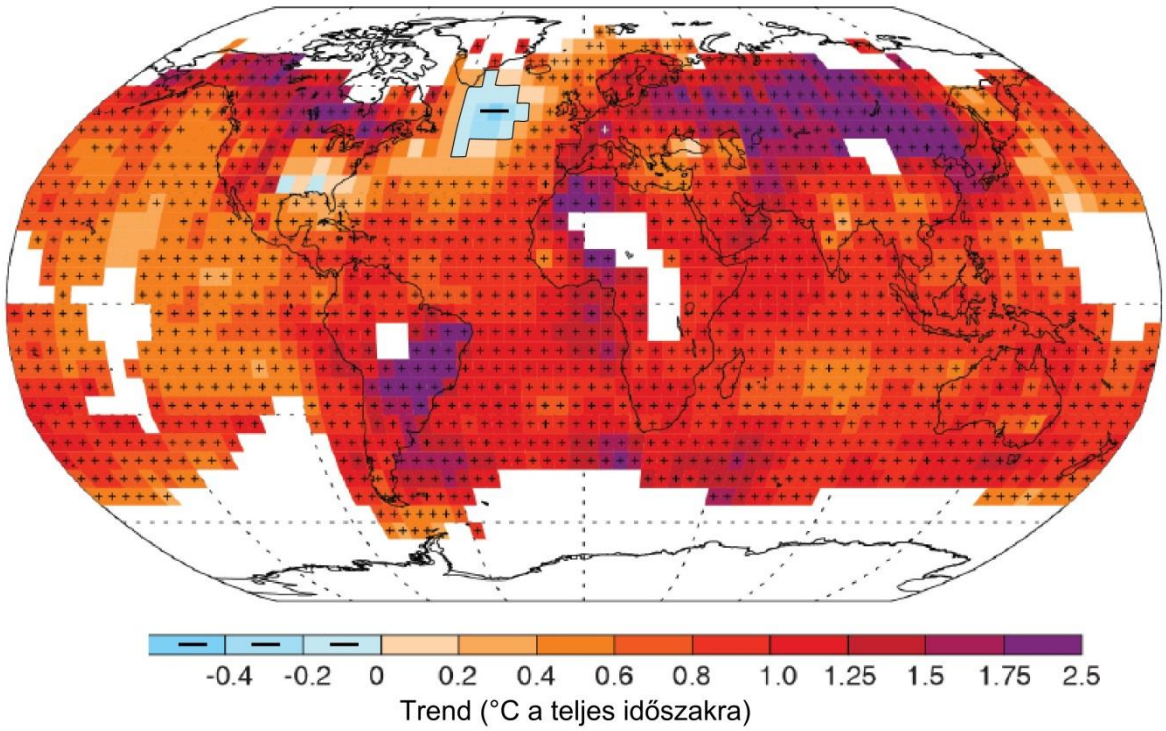
Közel kétszáz éve *Joseph Fourier* fedezte fel a Föld üvegházhatását, s a XIX. század végén Arrhenius (1896) hívta fel elsőként a figyelmet arra, hogy a fosszilis tüzelőanyagok nagymértékű égetése a földi légkör melegedéséhez vezethet. Több évtizedes műholdas és felszíni mérések bizonyítják, hogy ez valóban be is következett. Az ipari forradalom előtti 280 ppm-es légköri szén-dioxid koncentráció 40%-kal emelkedett, s 2013 márciusára elérte a 400 ppm-et. Az antarktiszi jégfuratminták bizonyítják, hogy az elmúlt 800 ezer évben ilyen magas koncentráció érték nem fordult elő.

Az IPCC Ötödik Helyzetértékelő Jelentése

2013. szeptember 30-án jelent meg az IPCC Ötödik Helyzetértékelő Jelentésének első kötete (IPCC, 2013), amely összefoglalja a nemzetközi tudományos közösség klímaváltozással kapcsolatos ismereteit, s bemutatja a jövőre vonatkozó legújabb éghajlati becsléseket. A jelentés nagy bizonyossággal (> 95%) állítja, hogy a XX. század közepétől detektált melegedés hátterében elsősorban antropogén hatás áll. 1901 és 2012 között a globális

melegedés elérte a 0,9 °C-ot (melynek földrajzi eloszlását az *1. ábra* szemlélteti). A természetes éghajlati változékonyság és a külső kényszerek (Napból érkező sugárzás) elenyésző (< 0,1 °C) részben járultak a melegedéshez. Összességében a klímakutatók 97 – 98%-a fogadja el azt az állítást, hogy az emberi tevékenység következtében kibocsátott üvegházhatású gázok okozzák a jelenleg észlelhető globális melegedést.

A jelentésben új éghajlati szcenáriók jelennek meg, melyek a módosuló üvegházhatáson, azaz az éghajlati rendszert irányító sugárzási kényszer jövőbeni változásán alapulnak. A négy alkalmazott alapszcenárió az ipari forradalom előtti időszakhoz viszonyítva 2100-ig 2,6 W/m^2, 4,5 W/m^2, 6,0 W/m^2, illetve 8,5 W/m^2 összesített sugárzási kényszer változást ír le (*2. ábra*). Az RCP2.6 szcenárió egy nagyon radikális kibocsátás csökkentésen alapul, melynek eredményeképpen a XXI. század végére a jelenleg nehezen elképzelhetőnek tűnő ipari forradalom előtti kibocsátási szintet érhetjük el. Ebben az esetben van csupán esély arra, hogy a globális melegedés mértéke nem éri el a 2 °C-ot. Ehhez természetesen már a közeli években számottevő (50%-ot is jelentősen meghaladó) mértékű kibocsátás csökkentésre lenne szükség.



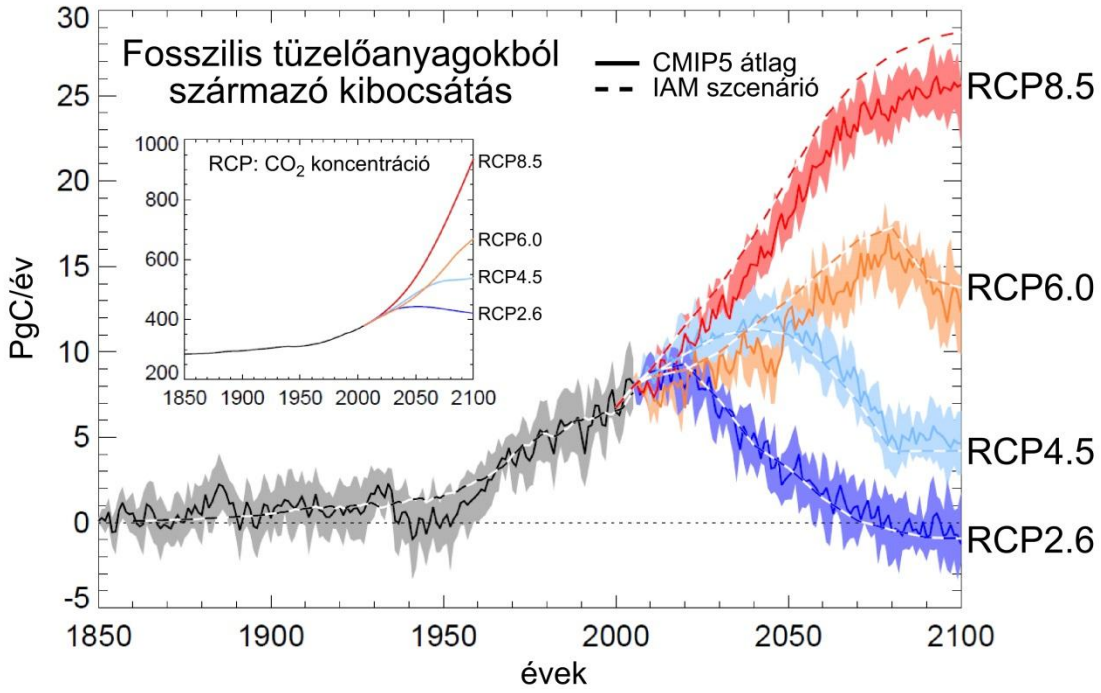
1. ábra: A globális melegedés detektált mértéke az 1901 – 2012 időszakban (IPCC, 2013). A „+” jelek mutatják a statisztikailag szignifikáns trendeket, a fehérrel jelölt területeken nem áll rendelkezésre elegendő mérési adat. Egyedül az Észak-Atlanti-térségben jelenik meg csökkenő tendencia („–” jellel).

Figure 1. Detected global warming during 1901 – 2013 (IPCC, 2013). Symbols '+' indicate statistically significant trends, there is not sufficient data in the area indicated by white color. Decreasing trend (indicated by symbol '–') appears only in the North Atlantic region.

Az IPCC (2013) Ötödik Helyzetértékelő Jelentés további néhány fontos megállapítását az alábbiakban összegezhetjük:

A legutóbbi három évtizedben a földfelszín hőmérséklete egyre növekedett, s mindhárom évtized átlaghőmérséklete meghaladta 1850 óta a megelőző összes évtizedét. A jelentés kiemeli, hogy az erősödő üvegházhatás következtében a légkörben kumulálódott energia ~90%-át az óceánok nyelték el, a többit más szférák. Így nemcsak a földfelszín, hanem az óceán hőmérséklete is emelkedett, bár a roppant víztömeg miatt a hőtárolás „rejtve maradt”. A

légkörbe jutó többlet CO_2 jelentős hányadát szintén az óceánok nyelték el – például Le Quéré et al. (2015) számításai alapján a 2005 – 2014 évtizedben a világóceán az antropogén eredetű kibocsátás 26%-át nyelte el. Ennek hatására kimutatható az óceánok vizének savasodása, azaz a pH érték szignifikáns csökkenése tapasztalható. A megfigyelések igazolják, hogy a hóval és jéggel borított területek kiterjedése is jelentősen csökkent.



2. ábra: A 2013-as IPCC-jelentésben alkalmazott új szcenárió családhoz tartozó szén-dioxid kibocsátások és koncentrációk menete, 1850 – 2100 (IPCC, 2013).

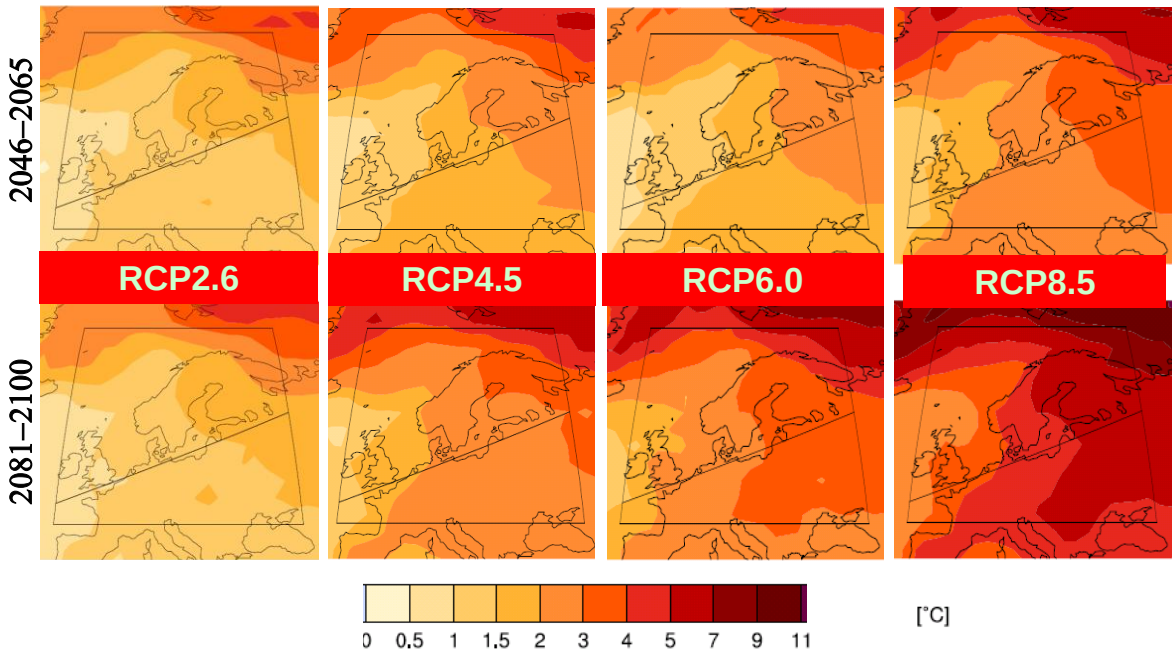
Figure 2. Emission and concentration of carbon dioxide (1850 – 2100) according to the new RCP scenarios used in the IPCC AR5 (IPCC, 2013).

A folytatódó üvegházgáz kibocsátás további jelentős melegedést okoz a légkörben, s számottevően megváltoztatja az éghajlati rendszer jellemzőit. Ahhoz, hogy csökkenjen a globális melegedés mértéke, jelentősen csökkentenünk kell az üvegházhatású gázok kibocsátását.

Becslések szerint nagyon valószínű, hogy a XXI. század végére a globális melegedés mértéke meghaladja a 2 °C-ot. Az is ugyancsak nagyon valószínű, hogy a hőhullámok gyakorisága, intenzitása és időtartama jelentős mértékben növekedni fog. Elsőként Seneviratne et al. (2010) mutatta ki a hőmérsékleti extrémumok és a talajnedvesség deficit szoros kapcsolatát. A becslések szerint a melegedés mértékével arányosan a száraz területeken csökkenni, a csapadékban gazdag területeken pedig növekedni fog a csapadék. Például Európára vonatkoztatva ez azt jelenti, hogy a jelenleg csapadékban szegény mediterrán térség várhatóan még szárazabb lesz, míg a nagyobb csapadékú észak-európai régiókban jelentős csapadéknövekedés várható. A globális melegedés általános tendenciái területenként jelentős eltéréseket mutatnak. Az Európában várható hőmérsékletváltozásokat a *3. ábrán* összegezzük.

Az IPCC-jelentés készítői felhívják a figyelmet arra, hogy nagy valószínűséggel a globális melegedés még akkor is évszázadokon keresztül folytatódni fog, ha egy nemzetközi egyezmény lehetővé tenné, hogy hirtelen teljesen megszűnjön az üvegházhatású gázok kibocsátása.

A fenti tények is arra utalnak, hogy a XXI. század nagy kihívása lesz a globális klímaváltozás következményeinek kezelése, az egyre fokozódó emberi tevékenység hatásainak csökkentése, illetve a várható regionális változásokra való felkészülés, azokhoz való alkalmazkodás. Minél tovább várunk arra, hogy a tudomány minden bizonytalanság kizárásával igazolja az éghajlati rendszer változási folyamatait, és azok regionális következményeit, annál több visszafordíthatatlan változás következik be a Föld számos sérülékeny régiójának környezeti feltételeiben. Ezzel párhuzamosan adaptációs lehetőségeink egyre szűkülnek.



3. ábra: Az Észak- és Közép-Európában (e két régiót jelzik a lehatárolt területek) várható hőmérsékletváltozás mértéke (°C-ban) az új szcenárió család alkalmazásával. Referencia időszak: 1981–1999 (IPCC, 2013).

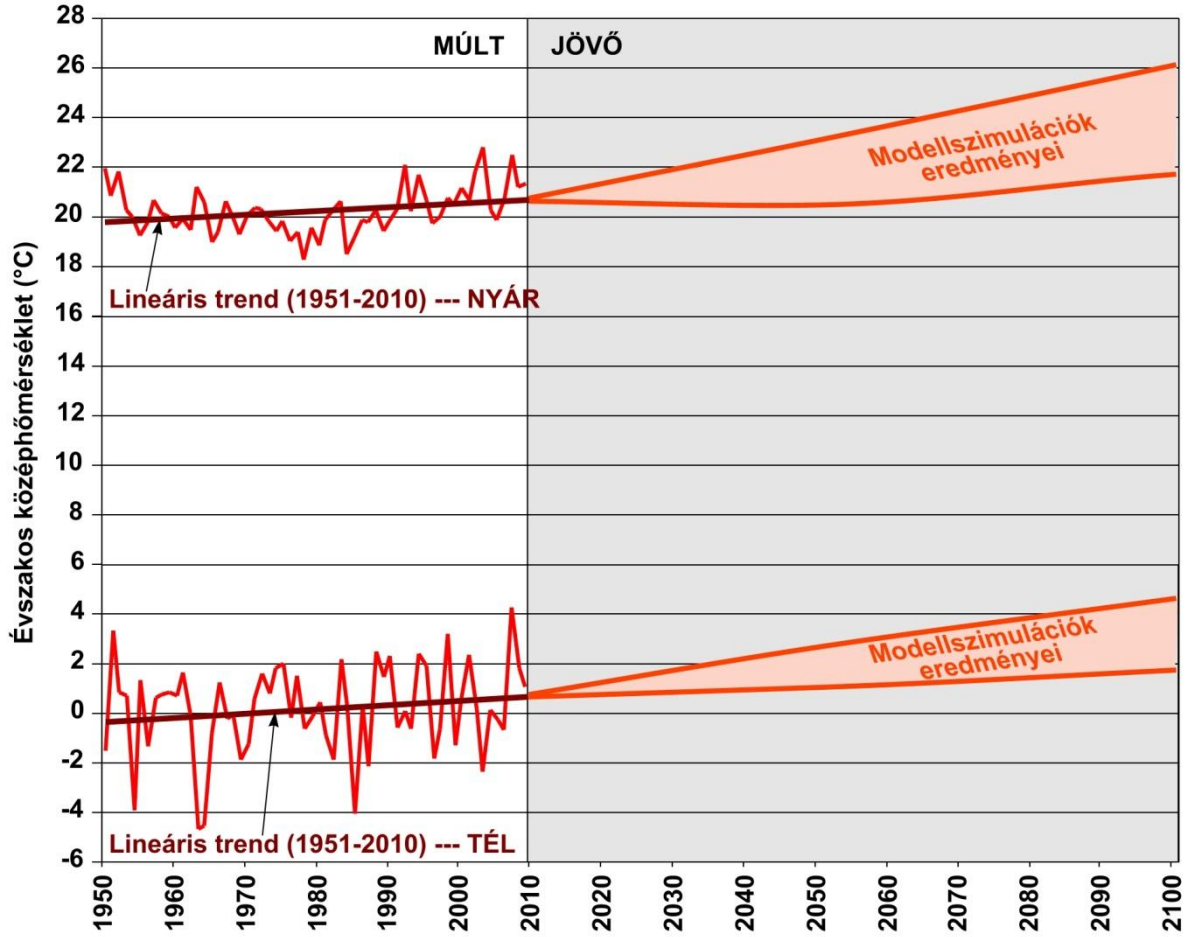
Figure 3. Projected temperature change (°C) in Northern and Central Europe (these regions are indicated on the maps) using the new RCP scenarios. Reference period: 1981–1999 (IPCC, 2013).

A Kárpát-medencében várható változások

Az IPCC Helyzetértékelő Jelentésekben közzétett modellszimulációk szerint a Kárpát-medence térségében több fokos melegedésre számíthatunk az évszázad végére. A jelenlegi globális modellekkel lehetetlen regionális térskálán is megfelelő pontosságú becsléseket készíteni. Egyrészt azért, mert e modellek tipikus területi felbontása általában 100 – 250 km, ami azt jelenti, hogy egész Magyarországra mindössze néhány rácspont esik. Másrészt e közelítés nem tartalmazza a felszín, s a domborzat kellően részletes leírását. A dinamikus közelítés keretein belül ún. beágyazott modellekkel való szimulációt alkalmazhatunk. Az eljárás során a globális modellek eredményeit bemenő paraméterként felhasználva korlátos tartományú regionális modellekkel készítünk éghajlati szimulációt. Ezek felbontása akár 10–25 km is lehet, ami már lehetővé teszi a kisebb régiók pontosabb éghajlati leírását. Az eredmények felhasználásával lehetőség nyílik a XXI. századra várható éghajlatváltozás tendenciáira becslést adni és azok bizonytalanságát számszerűsíteni a Kárpát-medence térségében is.

Hőmérséklet

Ebben az alfejezetben a hőmérsékletre vonatkozó elemzések eredményeit foglaljuk össze az elmúlt évtizedekre, illetve becslést adunk a jövőbeli tendenciákra a XXI. század végéig. Az Európára összeállított rácsponti adatokat tartalmazó E-OBS adatbázis (Haylock et al., 2008) alapján az 1961 – 1990 referencia időszakban az évi középhőmérséklet hazánk területének legnagyobb részén 10 – 11 °C volt. Mind globálisan, mind a Kárpát-medencében a műszeres megfigyelések kezdete óta az ezredforduló és az azt követő évek bizonyultak a legmelegebbnek. A XX. század második felében kimutatható szignifikáns változások kétséget kizáróan az éghajlat megváltozását jelzik: a napi középhőmérséklet évi, tavaszi és nyári átlag-idősora hazánkra vonatkozóan rendre 0,14 °C/évtized, 0,21 °C/évtized, illetve 0,16 °C/évtized szignifikáns emelkedést mutat. Hasonló mértékű a napi minimumhőmérséklet évi, tavaszi és nyári melegedő tendenciája, rendre 0,15 °C/évtized, 0,20 °C/évtized, illetve 0,18 °C/évtized nagyságú ugyancsak szignifikáns trendegyüttható kkal. A legnagyobb melegedő trend az ország nyugati részén detektálható.



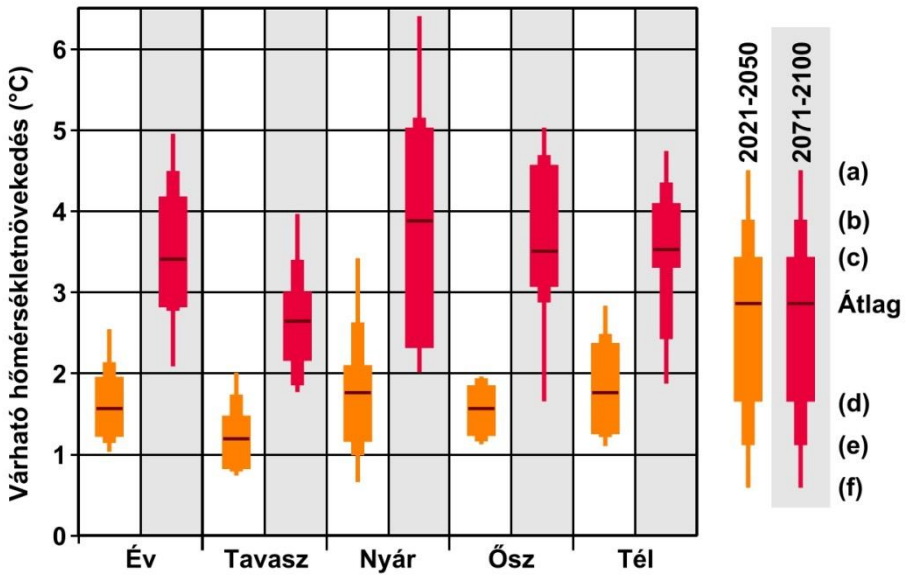
4. ábra: A XX. század közepétől napjainkig detektált nyári és téli melegedés Magyarország térségére és a XXI. századra várható hőmérsékleti tendenciák modellszimulációk eredményei alapján.
A grafikon a napi középhőmérséklet évszakos átlagaira vonatkozik. A múltra vonatkozó idősor az E-OBS adatbázis alapján készült.

Figure 4. Detected summer and winter warming trends for Hungary in the 20th century and the projected temperature trends for the 21st century using several model simulations. Detected trends are calculated on the basis of E-OBS datasets (seasonal average values of daily mean temperature).

A jövőre vonatkozóan az évszakos melegedés várhatóan nyáron lesz a legnagyobb mértékű, az ENSEMBLES projekt (van der Linden & Mitchell, 2009) keretében végzett egyes modellszimulációk jelzése szerint a jelenleginél átlagosan akár 6 °C-kal melegebb nyarak is előfordulhatnak Magyarországon (Pongrácz et al., 2011). A becsült jövőbeli tendenciák és a XX. század második felétől napjainkig bekövetkezett múltbeli változást hasonlíthatjuk össze a *4. ábrán* nyárra, illetve télre. Jól látszik, hogy habár a lineáris trendegyüttható nagyjából megegyezik, a nyári középhőmérsékletek évek közötti változékonysága kisebb, mint a télieké. Ugyanakkor a jövőre vonatkozó modellszimulációk becslései nyáron mutatnak nagyobb bizonytalanságot.

Az ENSEMBLES projekt keretében futtatott regionális éghajlati modellek összesen 11 szimulációját felhasználva részletesebben is elemeztük a napi középhőmérséklet XXI. századra várható alakulását. Ehhez az 1961 – 1990 referencia időszakot hasonlítottuk össze a közelebbi és a távolabbi jövőt reprezentáló 2021 – 2050, illetve 2071 – 2100 időszakkal. A hazai rácspontokra számított éves és évszakos átlagos hőmérsékletváltozásokat foglalja össze az *5. ábra*. Az egyes oszlopok jelzik a jövőre vonatkozó becslések bizonytalanságát: minél nagyobb az oszlop magassága, annál jobban szóródnak a jövőre vonatkozó becslések. A legvékonyabb vonalak hossza az összes modellbecslés teljes tartományát lefedik. A vékonyabb téglalapok a várható melegedés 82%-os valószínűségi tartományát jelölik ki. A vastagabb téglalapok (a négy legszélsőségesebb modellbecslés elhagyásával) a 64%-os valószínűségi tartományt jelenítik meg sárgával a 2021 – 2050 időszakra, pirossal a 2071 – 2100 időszakra.

A várható globális változások tükrében nem meglepő, hogy az évszázad közepére prognosztizált melegedés mértéke hazánk térségében is kisebb, mint az évszázad végére becsült. Jól látható az is, hogy a különböző modellek által a közeljövőre valószínűsített hőmérsékletváltozások nagyon kis mértékben térnek el egymástól, s a bizonytalanság nagyobb a távolabbi jövőben. A 2021 – 2050 időszakra az éves átlaghőmérsékletben 1 – 2,5 °C-os emelkedésre számíthatunk az 1961 – 1990 referencia időszakhoz viszonyítva, míg a 2071 – 2100 időszakra ez az érték 2 – 5 °C. A becsült melegedés mértéke, s egyben annak bizonytalansága is nyáron a legnagyobb.



5. ábra: Magyarországra várható átlagos éves és évszakos melegedés 2021 – 2050 és 2071 – 2100 időszakokra, referencia időszak: 1961 – 1990. A legszélesebb téglalapok – (c) és (d) között – által jelzett változási intervallumok a várható változásokat 64%-os valószínűséggel tartalmazzák, a vékonyabb téglalapok – (b) és (e)

között – 82%-os valószínűséggel, a vékony vonalak – (a) és (f) között – az összes rendelkezésre álló modellbecslést figyelembe veszik.

Figure 5. Projected annual and seasonal mean warming for Hungary by 2021 – 2050 and 2071 – 2100, reference period: 1961–1990. The widest boxes – between (c) and (d) – indicate the interval of projected temperature increase with 64% probability, the thinner boxes – between (b) and (e) – indicate the interval of projected temperature increase with 82% probability, and the thin lines – between (a) and (f) – take into account all the available model estimations.

A modellbecslések alapján a hőmérsékleti éghajlati indexek múltbeli átlagos értékeihez viszonyítva jelentős elmozdulások várhatók: a hideg eseményekhez kapcsolódó extrémumok előfordulásának csökkenésére és a meleg extrémumok gyakoribbá válására számíthatunk a jövőben. A várható változás mértéke a 2021 – 2050 időszakra vonatkozóan megközelítőleg a fele az évszázad végére becsült változás értékének. Az országon belüli térbeli szerkezetet a zonális elrendeződés jellemzi: a délebbi térségekben nagyobb változások valószínűsíthetők. A hegységekben, a magasabban fekvő területeken a meleg hőmérsékleti szélsőségeket jellemző éghajlat indexek sokkal kisebb mértékű növekedése várható, mint a sík vidékeken. Jelentősen csökken a fagyos napok száma is.

Csapadék

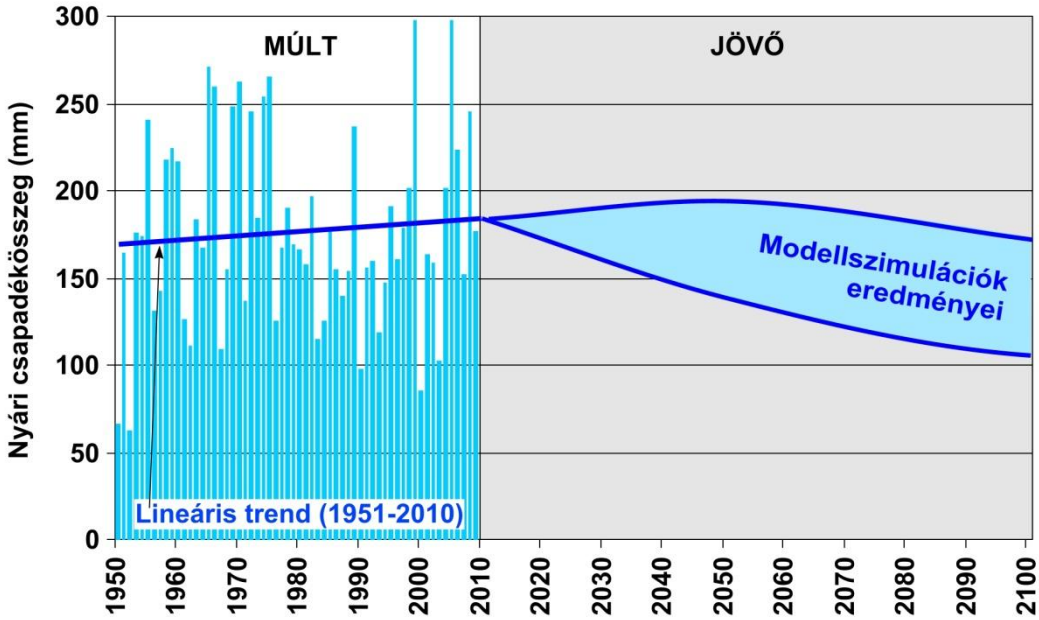
Az E-OBS adatbázis (Haylock et al., 2008) alapján hazánk átlagos évi csapadékösszege 430 mm és 700 mm közé esik, de az ország területének legnagyobb részén 450 – 600 mm a jellemző, az ország területére eső 176 rácspont átlaga alapján 528 mm az országos átlagcsapadék (s a 30 évre vonatkozó évek közötti változékonyságot jellemző szórás ennek 17%-a, 93 mm nagyságú). Az 500 mm alatti legalacsonyabb évi csapadékösszeg az ország középső részén és az alföldi régióban jellemző. Az átlagos évszakos csapadékösszegek térbeli szerkezete alapvetően az átlagos évi csapadékösszeg szerkezetét követi. A legalacsonyabb (80 – 160 mm) csapadékösszegek télen, a legmagasabbak (150 – 260 mm) nyáron jelentkeznek Magyarország területén. A rácsponti értékekből számított országos átlagos csapadékösszeg nyáron csaknem eléri a 180 mm-t, tavasszal 129 mm, ősszel 119 mm, és még télen is meghaladja a 100 mm-t. A harmincéves normálidőszakban a szórásérték relatíve télen és ősszel a legnagyobb (a téli átlagos csapadékösszegnek mintegy 37%-a, az őszinek 35%-a a szórás).

A teljes országra meghatározott lineáris trend növekvő a XX. század második felében, a trendegyüttható értéke 5,2 mm/évtized. Az utolsó harminc évre illesztett lineáris trendegyüttható értéke 24 mm/évtized, azonban sem ez, sem a félévszázadra számított trendegyüttható statisztikailag nem szignifikáns a relatíve nagy mértékű évek közötti változékonyság miatt. A rácsponti csapadékösszegek változásaira illesztett lineáris trend trendegyütthatóit a teljes 60 évet tekintve az ország területének nagyobb hányadán növekvő trendet detektálhatunk, melynek maximális értéke 20 mm/évtized a Dunántúl déli részén. A csökkenő tendencia hazánk északi részén jellemző, a középső térségben –10 mm/évtized a kapott trendegyüttható maximális értéke. Ha csak az utolsó 30 évet tekintjük, akkor is a pozitív trendegyütthatók dominálnak a Magyarország területén, melyek maximális értéke az Alpokalja vidékén és az Északi-középhegység térségében meghaladja a 40 mm/évtized értéket. A csökkenő trend az előzőekkel ellentétben főként a Dél-Dunántúlon jelentkezett – 10 mm/évtized értéket is meghaladó mértékben.

A becsült jövőbeli tendenciák és a XX. század második felétől napjainkig bekövetkezett múltbeli változást hasonlíthatjuk össze a *6.* és *7. ábrán* nyárra, illetve télre. A modellszimulációk mindkét évszakban az eddigi tendenciák megváltozását valószínűsítik. A nyári és téli ellentétes irányú becsült változások a teljes csapadékösszeg éven belüli

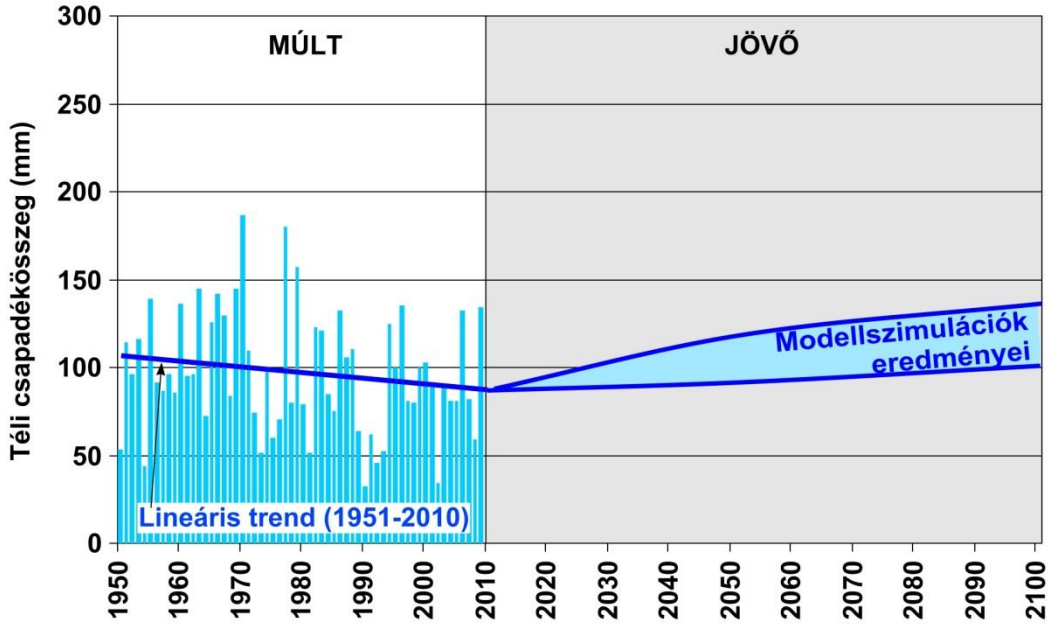
átrendeződéséhez vezetnek a század végére. Míg a nyári csapadék hazánk területén az utóbbi 60 évben jellemzően 100 mm és 250 mm között volt, addig a téli 50 mm és 150 mm közé esett. A grafikonokról jól látszik, hogy a nyári csapadékösszegnek nemcsak az értéke, hanem a változékonysága is lényegesen nagyobb volt a télinél. A jövőre becsült csapadékváltozások szintén nagyobb bizonytalanságot mutatnak nyáron, mint télen.

A hőmérséklettel ellentétben a csapadékbecslések bizonytalansága sokkal nagyobb. Az egyes modellszimulációk által prognosztizált változások sokszor előjelükben sem azonosak. A 11 rendelkezésre álló modellszimuláció felhasználásával az évszázad közepére csak kismértékű változások várhatók, melyek a legtöbb modellszimuláció esetén nem szignifikánsak. A XXI. század végére kapott eredmények alapján télen összességében a csapadék növekedése, nyáron pedig a klíma szárazabbá válása prognosztizálható (*8. ábra*). Az átmeneti évszakokban kisebb mértékű változásra számíthatunk, mely azonban statisztikailag szintén nem szignifikáns. Az ellentétes előjelű téli és nyári tendenciák miatt az évi csapadékösszegben nem várhatunk jelentősebb változást, a modellek által jelzett évi csapadékváltozás abszolút értékben nem haladja meg a 10%-ot.



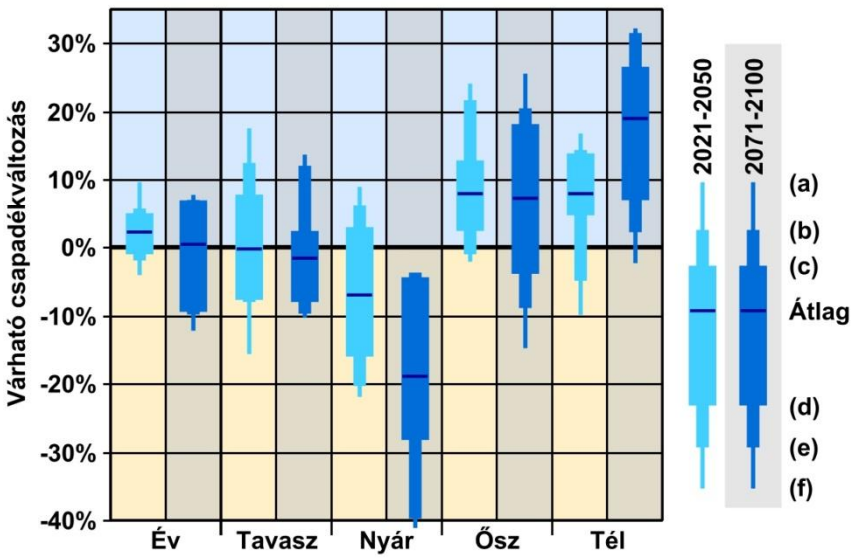
6. ábra: A XX. század közepétől napjainkig detektált nyári csapadéknövekedés Magyarország térségére és a XXI. századra várható csapadék tendenciák modellszimulációk eredményei alapján.
A múltra vonatkozó idősor az E-OBS adatbázis alapján készült.

Figure 6. Detected summer precipitation (increasing) trend for Hungary in the 20th century and the projected precipitation trend for the 21st century using several model simulations. Detected trends are calculated on the basis of E-OBS datasets.



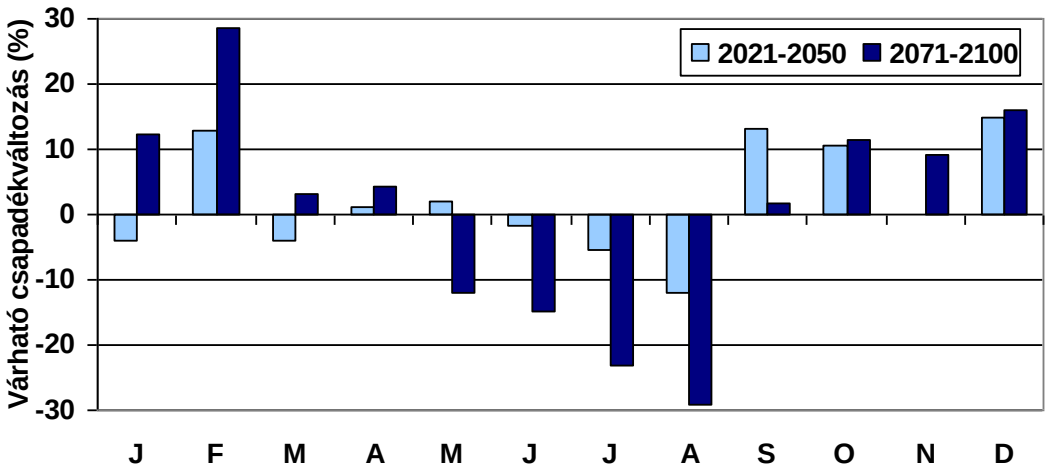
7. ábra: A XX. század közepétől napjainkig detektált téli csapadékcsökkenés Magyarország térségére és a XXI. századra várható csapadék tendenciák modellszimulációk eredményei alapján. A múltra vonatkozó idősor az E-OBS adatbázis alapján készült.

Figure 7. Detected winter precipitation (decreasing) trend for Hungary in the 20th century and the projected precipitation trend for the 21st century using several model simulations. Detected trends are calculated on the basis of E-OBS datasets.



8. ábra: A Magyarországra várható átlagos éves és évszakos csapadékösszeg megváltozása 2021 – 2050 és 2071 – 2100 időszakokra, referencia időszak: 1961 – 1990. A legszélesebb téglalapok – (c) és (d) között – által jelzett változási intervallumok a várható változásokat 64%-os valószínűséggel tartalmazzák, a vékonyabb téglalapok – (b) és (e) között – 82%-os valószínűséggel, a vékony vonalak – (a) és (f) között – az összes rendelkezésre álló modellbecslést figyelembe veszik.

Figure 8. Projected annual and seasonal mean precipitation change for Hungary by 2021 – 2050 and 2071 – 2100, reference period: 1961 – 1990. The widest boxes – between (c) and (d) – indicate the interval of projected precipitation change with 64% probability, the thinner boxes – between (b) and (e) – indicate the interval of projected precipitation change with 82% probability, and the thin lines – between (a) and (f) – take into account all the available model estimations.



9. ábra: A 2021 – 2050 és 2071 – 2100 időszakra vonatkozó várható átlagos havi csapadékváltozás mértéke a 11 modellszimuláció alapján (referencia időszak: 1961 – 1990).

Figure 9. Projected monthly mean precipitation change by 2021 – 2050 and 2071 – 2100 using 11 model simulations (reference period: 1961 – 1990).

A 11 modellszimuláció összesített eredményeit havi bontásban szemléltetve (*9. ábra*) a XXI. század közepére prognosztizált változások még kis mértékűek (nem haladják meg a 15%-ot), s statisztikailag sem szignifikánsak. Az évszázad végére azonban jelentős mértékű csapadéknövekedés valószínűsíthető a téli félév hónapjaiban, különösen decembertől februárig, ugyanakkor nagymértékű, szignifikáns csapadékcsökkenés várható a nyári félévben, elsősorban május-június-július-augusztus hónapokban. Az augusztusi szárazodó tendencia meghaladja a 25%-ot. Az éves csapadékösszeg jelentős mértékű változása nem várható, hiszen a téli és a nyári ellentétes tendenciák részben kioltják egymást.

Az átlagos csapadékviszonyok várható alakulása mellett elsősorban hidrológiai, vízgazdálkodási és mezőgazdasági hatásvizsgálatok céljából kiemelten fontos a szélsőségek elemzése, mind a nagy csapadékok, mind a szárazságok szempontjából. Ehhez különféle csapadékindexeket (Bartholy & Pongrácz, 2007) alkalmazhatunk. Az *1. táblázat*ban összefoglalt eredmények azt jelzik, hogy hazánkban a XXI. század végére nyáron jellemzően szárazodásra számíthatunk (Pongrácz et al., 2014), ugyanakkor a csapadékesemények valószínűsíthetően nagyobb intenzitásúak lesznek (főként ősszel és télen). Télen várhatóan intenzívebb lesz a csapadékhullás, de ebben az időszakban összességében is a csapadék növekedése prognosztizálható (Bartholy et al., 2015).

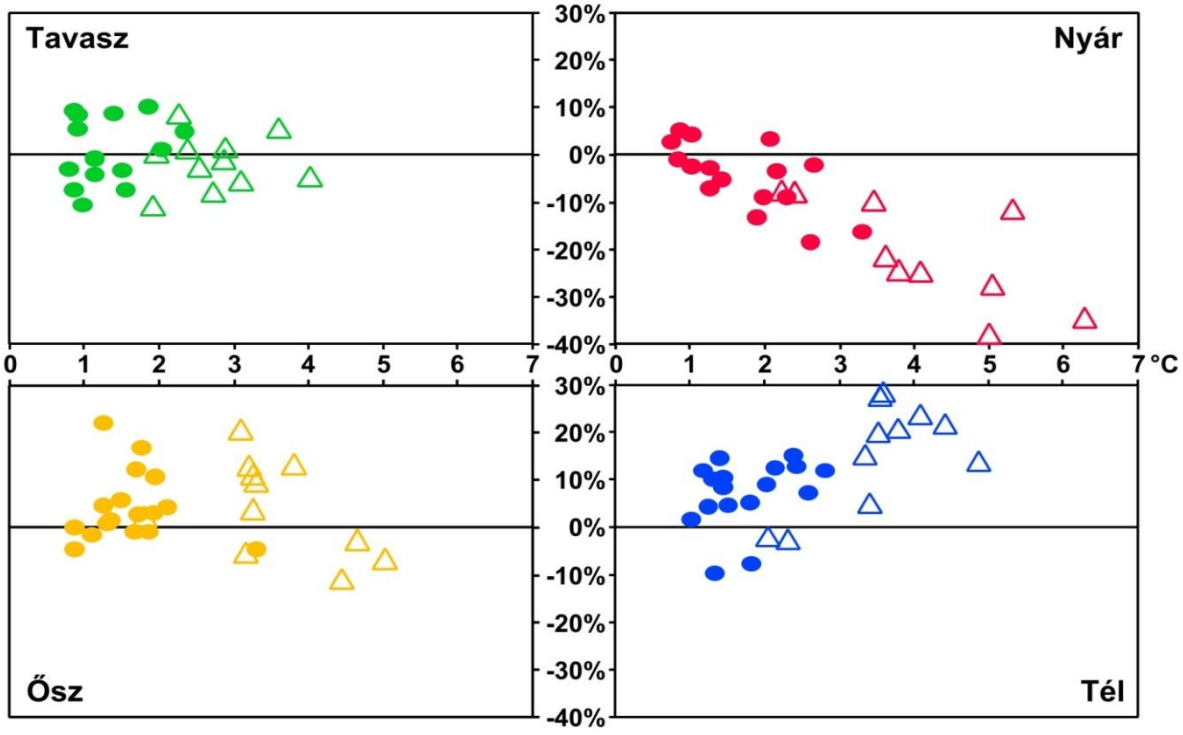
1. táblázat: A vizsgált csapadék indexek várható változása hazánk területén 2071 – 2100 időszakra 11 modellszimuláció alapján (referencia időszak: 1961 – 1990). A táblázatban szereplő százalékértékek a szignifikánsan növekedő, illetve csökkenő modellbecslések arányát mutatják. A fekete szín az éghajlat nedvesebbé, a szürke pedig az éghajlat szárazabbá válására utalnak. A szürke, illetve fekete hátterű cellák rendre azokat a változásokat emelik ki, melyek esetén a modellek több mint fele azonos irányú tendenciát jelez.

Table 1. Projected changes of precipitation indices for Hungary by 2071 – 2100 using 11 model simulations (reference period: 1961 – 1990). The percentage values indicate the ratio of model simulations with statistically significant increasing and decreasing trends. Black and grey colors indicate the projected wetter and drier trends, respectively. Grey and black background colors highlight the projected changes where more than the half of available model simulations project similar trends (either increasing or decreasing).

Index	Tavasz	Nyár	Ősz	Tél	Modellek becslése
CDD: Az egymást követő száraz napok maximális száma.	27%	↗ 82%	27%	–	növekedés
	9%	–	–	36%	csökkenés
RR1: Az 1 mm-t meghaladó csapadékösszegű napok száma.	↗ 64%	–	–	36%	növekedés
	9%	↘ 100%	36%	–	csökkenés
RR5: Az 5 mm-t meghaladó csapadékösszegű napok száma.	9%	–	27%	–	növekedés
	9%	↘ 82%	9%	↘ 73%	csökkenés
RR10: A 10 mm-t meghaladó csapadékösszegű napok száma.	9%	–	↗ 64%	↗ 91%	növekedés
	–	↘ 64%	–	–	csökkenés
RR20: A 20 mm-t meghaladó csapadékösszegű napok száma.	27%	–	↗ 73%	↗ 82%	növekedés
	-	9%	–	–	csökkenés
RX1: Az 1 nap alatt lehullott maximális csapadékösszeg	27%	27%	↗ 64%	↗ 82%	növekedés
	–	–	–	–	csökkenés
RX5: Az 5 nap alatt lehullott maximális csapadékösszeg.	9%	–	↗ 55%	↗ 73%	növekedés
	–	18%	–	–	csökkenés
SDII: Csapadékintenzitás: a csapadékos napok átlagos csapadékmennyisége	36%	36%	↗ 100%	↗ 91%	növekedés
	–	9%	–	–	csökkenés

Összefoglalás: A hőmérséklet és a csapadék együttes változásainak becslése

A hazánkra a XXI. század közepére (körök) és végére (háromszögek) várható regionális éghajlatváltozást a hőmérsékleti és csapadékbecslések együttes megjelenítésével szemléltetjük a *10. ábrán*. Az 1961 – 1990 referencia időszak átlagos klímáját a két tengely metszéspontja jelöli ki. Ez a kétdimenziós megjelenítés lehetőséget ad az éghajlati viszonyok változásának komplexebb értékelésére: tavasszal és ősszel a melegedés dominál, a csapadékviszonyokban szignifikáns változás nem várható. Nyáron egyértelmű a melegebb és szárazabb klíma irányába történő elmozdulás. A modellszimulációk nagy része az évszázad végére szignifikáns változást jelez mind a hőmérséklet, mind a csapadék esetén. Télen a melegedés mellett csapadékosabb klíma valószínűsíthető.



10. ábra: A Magyarországra várható regionális éghajlatváltozás. A körök a 2021 – 2050 időszakra, a háromszögek a 2071 – 2100 időszakra becsült éghajlatváltozást jelzik (referencia időszak: 1961 – 1990). Egy-egy szimbólum az egyes modellszimulációkból meghatározott hőmérséklet- és csapadékváltozást reprezentálja.

Figure 10. Regional climate change projected for Hungary. Circles and triangles indicate the seasonal projections for 2021 – 2050 and 2071 – 2100, respectively (reference period: 1961 – 1990). Individual symbols represent the projected temperature and precipitation changes of individual model simulations.

Köszönetnyilvánítás

A bemutatott kutatásokat az alábbi pályázatok támogatták: az OTKA K-78125 számú pályázata, valamint az AGRÁRKLIMA2 (VKSZ_12-1-2013-0034) kutatási pályázat. A vizsgálatokhoz felhasznált RCM-szimulációkat és az E-OBS adatbázist az ENSEMBLES projekt (http://ensembles-eu.metoffice.com, 505539) keretében állították elő, melyet az EU FP6 program támogatott. Az E-OBS adatbázis alapját képező állomási adatokat az ECA&D projekt (http://eca.knmi.nl) bocsátotta rendelkezésre.

Hivatkozások

Arrhenius, S., 1896: On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground. *London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 5/41: 237–275.

Bartholy, J., Pongrácz, R., 2007: Regional analysis of extreme temperature and precipitation indices for the Carpathian Basin from 1946 to 2001. *Global and Planetary Change*, 57: 83–95.

Bartholy, J., Pongrácz, R., Kis, A., 2015: Projected changes of extreme precipitation using multi-model approach. *Időjárás*, 119: 129–142.

Haylock, M. R., Hofstra, N., Klein Tank, A. M. G., Klok, E. J., Jones, P. D., New, M., 2008: A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation.

Journal of Geophysical Research (Atmospheres) 113: D20119, DOI:10.1029/2008JD10201.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. & Midgley, P. M., eds.]. – *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*, 1535p.

van der Linden, P., Mitchell, J. F. B., 2009: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. *Met Office Hadley Centre, Exeter, UK*, 164p.

Le Quéré, C., Moriarty, R., Andrew, R. M., Canadell, J. G., Sitch, S., Korsbakken, J. I., Friedlingstein, P., Peters, G. P., Andres, R. J., Boden, T. A., Houghton, R. A., House, J. I., Keeling, R. F., Tans, P., Arneth, A., Bakker, D. C. E., Barbero, L., Bopp, L., Chang, J., Chevallier, F., Chini, L. P., Ciais, P., Fader, M., Feely, R. A., Gkritzalis, T., Harris, I., Hauck, J., Ilyina, T., Jain, A. K., Kato, E., Kitidis, V., Klein Goldewijk, K., Koven, C., Landschützer, P., Lauvset, S. K., Lefèvre, N., Lenton, A., Lima, I. D., Metzl, N., Millero, F., Munro, D. R., Murata, A., Nabel, J. E. M. S., Nakaoka, S., Nojiri, Y., O'Brien, K., Olsen, A., Ono, T., Pérez, F. F., Pfeil, B., Pierrot, D., Poulter, B., Rehder, G., Rödenbeck, C., Saito, S., Schuster, U., Schwinger, J., Séférian, R., Steinhoff, T., Stocker, B. D., Sutton, A. J., Takahashi, T., Tilbrook, B., van der Laan-Luijkx, I. T., van der Werf, G. R., van Heuven, S., Vandemark, D., Viovy, N., Wiltshire, A., Zaehle, S., Zeng, N., 2015: Global Carbon Budget 2015. *Earth Syst. Sci. Data*, 7: 349–396, doi:10.5194/essd-7-349-2015.

Pongrácz, R., Bartholy, J., Miklós, E., 2011: Analysis of projected climate change for Hungary using ENSEMBLES simulations. *Applied Ecology and Environmental Research*, 9: 387–398.

Pongrácz, R., Bartholy, J., Kis, A., 2014: Estimation of future precipitation conditions for Hungary with special focus on dry periods. *Időjárás*, 118: 305–321.

Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., Orlowsky, B., Teuling, A.J., 2010: Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99: 125–161, doi:10.1016/j.earscirev.2010.02.004.

A TALAJ LÉGKÖRRE GYAKOROLT HATÁSÁNAK MODELLEZÉS-SZEMPONTÚ ÁTTEKINTÉSE

Ács Ferenc[1*], Rajkai Kálmán[2], Breuer Hajnalka[1], Mona Tamás[1] és Horváth Ákos[3]

[1]ELTE, Meteorológiai Tanszék, Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A.,
[2] MTA, Agrártudományi Kutatóközpont, Talajtani és Agrokémiai Intézet, Budapest, Herman Ottó út 15
[3] OMSZ Siófoki Viharjelző Obszervatórium, SiófokVitorlás u. 17

[*] E-mail: acs@caesar.elte.hu

The impact of soil on atmosphere: a review focusing on modeling efforts

Abstract

The study reviews Hungarian and international scientific contributions analysing the impact of soil on atmosphere. The impacts can be biogeophysical and biogeochemical; studies dealing with the former ones are in the majority. The majority of the studies refer either directly or indirectly to the fundamental importance of soil moisture content. This variable has a basic influence on the spatiotemporal pattern of evapotranspiration, so 1) on cloud formation and precipitation events by regulating the intensity of convection, and 2) on the trace-gas exchanges in the near-surface atmosphere. Hungarian modelling efforts showed that land-surface features of the Pannonian Basin are region-specific. Consequently, shallow and deep convection processes are also, to some extent, region-specific, at least in terms of the diurnal change of the planetary boundary layer height and the spatial distribution of convective precipitation. The region-distinctiveness of these two phenomena has been recognized, but the strength of the interrelationships has not yet been quantified.

Keywords: soil, atmosphere, interaction, modelling, biogeophysical features, biogeochemical features, Pannonian Plain.

Összefoglalás

A tanulmányban áttekintjük a talaj légkörre gyakorolt hatásával foglalkozó fontosabb külföldi és hazai közleményeket. A talajhatások lehetnek biogeofizikaiak és biogeokémiaiak; az előbbieket gyakrabban publikálták. A tanulmányok túlnyomó többsége közvetlenül, vagy közvetve utal a talajnedvesség mennyiségének a meghatározó szerepére. Ez az állapothatározó határozza meg az evapotranszspiráció tér- és időbeli eloszlását, így 1) szabályozza a légköri konvekció intenzitását, hat a felhők képződésére és a csapadék alakulására, valamint 2) a nyomgázok átvitelére a felszín és a felszínközeli levegő között. A magyarországi modellkísérletek nyomatékosan utaltak a Pannon-medence regionális sajátosságaira. Így a sekély- és a mélykonvekció régió-specifikusságára, ami a planetáris határréteg napi menetének és a konvektív csapadék térbeli eloszlásának alakulásában volt kimutatható. E két jelenség régió-specifikus talajtulajdonságoktól való függését ugyan felismerték, de a hatások számszerűsítése még hátra van.

Kulcsszavak: Talaj, légkör, kölcsönhatás, modellezés, biogeofizikai tulajdonságok, biogeokémiai tulajdonságok, Pannon-medence.

Bevezetés

A talaj közvetlenül hat a szárazföldi felszín és a légkör közötti vertikális átviteli folyamatokra és a turbulens átkeverődésen keresztül a planetáris határrétegben (PHR) zajló transzportokra, hozzájárulva a felhők és a csapadék képződéséhez. Kétféle hatás különböztethető meg: a biogeofizikaiak és a biogeokémiaiak (*1. táblázat*). A talaj fontosabb biogeofizikai tulajdonságai közrejátszanak a felszín sugárzási- (kulcsszavak: albedó és emisszivitás), momentum- (kulcsszó: érdességi paraméter) és hőátviteli (kulcsszavak: hidraulikus tulajdonságok) folyamatainak irányításában. A biogeokémiai tulajdonságok pedig a nyomgázok átvitelében játszanak szerepet. A biogeokémiai tulajdonságok közül az „alapanyagok" (pl. C, N) koncentrációja és a környezet pH-értéke fontos. Az *1. táblázat* szemlélteti, hogy az alkalmazott modellekben milyen közvetlen kapcsolat van az egyes talajtulajdonságok és transzportfolyamatok között. Jól látható, hogy a modellekben pl. nincs közvetlen kapcsolat az albedó és a por, valamint az albedó és a nyomgázok transzportja között. A por- és a nyomgáz-transzport albedótól való függése csak közvetett, a felszín energia- és tömegegyenlegének egyenletén keresztül érvényesül.

1. táblázat: A talaj légkörre gyakorolt hatásával foglalkozó hazai és nemzetközi tanulmányok. Az áttekintés a talajtulajdonságok és a transzporttípusok szerint van bemutatva. Jelölések: H = magyar, I = nemzetközi, – = nincs kapcsolat, *LH* = látens hőáram, *SH* = szenzibilis hőáram, *MNC* = a talaj ásványirész nitrogéntartalma, E_h = redox potential, *SOC* = a talaj szerves anyagának széntartalma.

Table 1. Hungarian and international studies which are dealing with the impact of soil on atmosphere. The review is given according to the soil features (albedó = albedo, érdesség = roughness, hidraulikus tulajdonságok = hydraulic properties, biogeofizikai = biogeophysical, biogeokémiai = biogeochemical, talajtulajdonságok = soil features) and transport processes (transzport folyamatok a légkörben = transport processes in the atmosphere, nyomgázok = trace gases) considered.
Symbols: H = Hungarian, I = International, - = no relation, LH = latent heat flux, SH = sensible heat flux, MNC = mineral nitrogen content, E_h = redox potential, SOC = soil organic carbon.

Transzport-folyamatok a légkörben	nyomgázok	–	I	H, I	H, I	H, I	H, I
	por	–	I	I	–	–	–
	LH, SH	I	I	H, I	–	–	–
		albedó	érdesség	hidraulikus tulajdonságok	*MNC*	pH és/vagy E_h	*SOC*
		biogeofizikai			biogeokémiai		
		talajtulajdonságok					

Charney (1975) elsőként ismerte fel az albedó-LH-csapadék-albedó kapcsolatrendszer fontosságát. Charney e kapcsolatrendszert a Szahel-övezetben tanulmányozta, ahol az igen érzékeny és ezért fontos (Nicholson, 2013). Charney és munkatársai (1975, 1977) munkáiban vezették be a „biofizikai visszacsatolási mechanizmusok" fogalmát, amit ma is használunk. Az érdesség és a légköri transzport témakörének vizsgálata kb. egyidős az albedó-éghajlat témakörével (Delsol et al., 1971; Randall et al., 1985). A két témakört, főleg a tarvágások (erdőirtás) éghajlat-módosító szerepét tárgyaló munkákban együtt tanulmányozták (Hahmann & Dickinson, 1997). A talaj hidraulikus tulajdonságainak légköri transzportra gyakorolt hatását vizsgálták a leggyakrabban. A talaj széleróziója és hidraulikus tulajdonságai közötti kapcsolatot is körültekintően elemezték (Shao, 2008) különösen az érintett országokban (Shao

& Leslie, 1997). A nyomgázok és a talaj hidraulikus tulajdonságai közötti kapcsolat szintén közkedvelt téma (Smith et al., 2003; Delon et al., 2009), és népszerűsége tovább nő (Hofstra & Bouwman, 2005) a tárgyalt folyamatok komplexitás-növekedése ellenére (Inglett et al., 2012). A leginkább kutatott téma azonban a látens (*LH*) és a szenzibilis (*SH*) hőáram hidraulikus talajtulajdonságoktól való függése.

Az *LH*, az *SH* és a talaj fizikai félesége közötti kapcsolatot már az 1980-as években felismerték (Wilson et al., 1987). Nem sokkal később azt a közép-európai térségben is igazolták (Mihailovic et al., 1992). A planetáris határréteg (PBL) magasságának a talaj hidraulikus tulajdonságaira való érzékenységét az 1990-es években írták le (Ek & Cuenca, 1994; Cuenca et al., 1996). A kapcsolatokat a talajnedvesség meghatározó fontossága szempontjából is vizsgálták, pl. a határrétegben képződő sekély gomolyfelhőzetre (Wetzel et al., 1996; Ek & Holtslag, 2004). A talajnedvesség-tartalom meghatározó fontosságú a közép-európai régió nyári csapadékklímájának alakulásában is (Schär et al., 1999; Koster et al., 2003); e hatást globális skálán (Koster et al., 2004) is elemezték. A talajnedvesség és a felszínközeli hőmérséklet visszacsatolási rendszere szintén meghatározó fontosságú a közép-európai régióban (Seneviratne et al., 2006). E visszacsatolással magyarázhatók az egyre intenzívebb aszályos időszakok (Clark et al., 2006; Diffenbaugh et al., 2007) is. Az idézett tanulmányokban az úgynevezett globális, azaz, az Amerikai Egyesült Államokból (USA) származó talajadat-bázisokból nyert talajparaméter-értékeket használták (Clapp & Hornberger, 1978; Cosby et al., 1984). Azonban a talajfizikusok megállapították − még a meteorológiai alkalmazások előtt −, hogy a lokális talajadat-bázisok megfelelőbb talajparaméter-becslést tesznek lehetővé, mint a globálisak.

A talaj légkörre kifejtett biogeokémiai hatásait kisebb mértékben taglalták, mint a biogeofizikaiakat. A talaj fizikai állapothatározói (pl. a hőmérséklet vagy a talajnedvesség-tartalom) ugyanis nagyobb mértékben befolyásolják a kémiai állapothatározókat (pl. a pH-értéket vagy a redox-potenciált (E_h)), mint fordítva. Az ásványi nitrogén-tartalom (*MNC*), a pH vagy az E_h *LH*-ra, *SH*-ra vagy a szél-okozta talajerózióra gyakorolt hatásával foglalkozó tanulmányok sincsenek, ugyanis e transzportok és a biogeokémiai állapothatározók között még nincs kimutatott közvetlen kapcsolat. A biogeokémiai tulajdonságok és a nyomgázok közötti komplex kapcsolatot azonban körültekintően tanulmányozták (Li et al., 1992; Conen et al., 2000). A talajban lejátszódó bomlási folyamatokban a pH, a szerves anyag-tartalom és a rendelkezésre álló tápanyagok alapvető fontosságúak. Legalább annyira fontosak, mint a hőmérséklet, vagy a talajnedvesség-tartalom. Döntő szerepük van továbbá a mikrobiális közösségek szerkezetének és aktivitásának alakításában is (Brockett et al., 2012). A talajmikrobiális közösségek biogeográfiájával foglalkozó munkák a módszertani fejlesztéseik miatt úttörő jellegűek (Frostegard et al., 2010). Az új, molekuláris technikák (Lauber et al., 2009) megmutatták, hogy a pH alapvetően meghatározza a talajban élő mikrobiális közösségek összetételét és szerkezetét.

A magyarországi kutatások egyfelől az *LH*, az *SH* és a nyomgázok másfelől pedig a talaj hidraulikus tulajdonságai közötti kapcsolatok feltárására irányultak. A nyomgázokat illetően azonban kevés tanulmány készült (Ács & Breuer, 2006; Czender et al., 2009;). A turbulens átvitelt taglaló munkák domináltak, mert a nagy kiterjedésű, többnyire érdes szárazföldi felszínek felett, főként az úgynevezett konvektív időjárási helyzetekben, a felszín/légkör kölcsönhatás erős. Ilyen helyzetekben a talaj légkörre gyakorolt hatásának szerepe felértékelődik. A hazai kutatások a talaj/PBL-magasság (Breuer et al., 2012a; Breuer et al., 2012c)) és a talaj/csapadék (Horváth et al., 2009; Ács et al., 2010) kapcsolatrendszer elemzésével foglalkoztak. Ezeket a kutatásokat alapvetően az a felismerés vezérelte, hogy a hazai talajok különböznek a szomszédos régiók talajaitól (Várallyay & Michéli, 2005), különösen hidraulikus tulajdonságaikban (Nemes, 2003; Fodor & Rajkai, 2011).

A nyomgázokat illetően is kevés hazai tanulmánnyal találkozhatunk (pl. Ács & Breuer, 2006; Czender et al., 2009). A talaj légkörre gyakorolt hatásairól, melyek nem csak a meteorológia (Seneviratne et al., 2010), hanem a talajtan (Smith et al., 2003) és az ökológia (Bonan, 2002) művelői számára is hasznosak lennének, − tudomásunk szerint − nem készült áttekintő tanulmány. A témakör széles, ezért a tárgyat nehéz úgy taglalni, hogy az adott szempont ne legyen vitatható. Egy lehetséges szempont pl. az is, ha a magyar numerikus modellezési kísérletek mentén haladva végezzük el ezt az elemzést, és így többnyire Pannon-medence térségére fokuszálunk. Hogy a hazai és a nemzetközi tanulmányok közötti különbségeket kidomboríthassuk, a talajnedvesség-tartalom szerepére fokuszálva fogjuk megadni az áttekintést. A régió és a terepmérések helyszíneinek leírását a következő fejezetben ismertetjük, majd a biogeofizikai tulajdonságok *LH*-ra, *SH*-ra, PBL-magasságra és konvektív csapadékra gyakorolt hatásaival foglalkozunk. Ezt követi a nyomgáz emisszió biogeofizikai és biogeokémiai tulajdonságoktól való függésének az elemzése. Külön fejezetet szentelünk a talajnedvesség-tartalom időjárás- és klímaalakító szerepére. Végül, az utolsó fejezetben foglaljuk össze következtetéseinket és egy kitekintést is adunk.

Régió, terepmérés-helyszínek, talajjellemzők

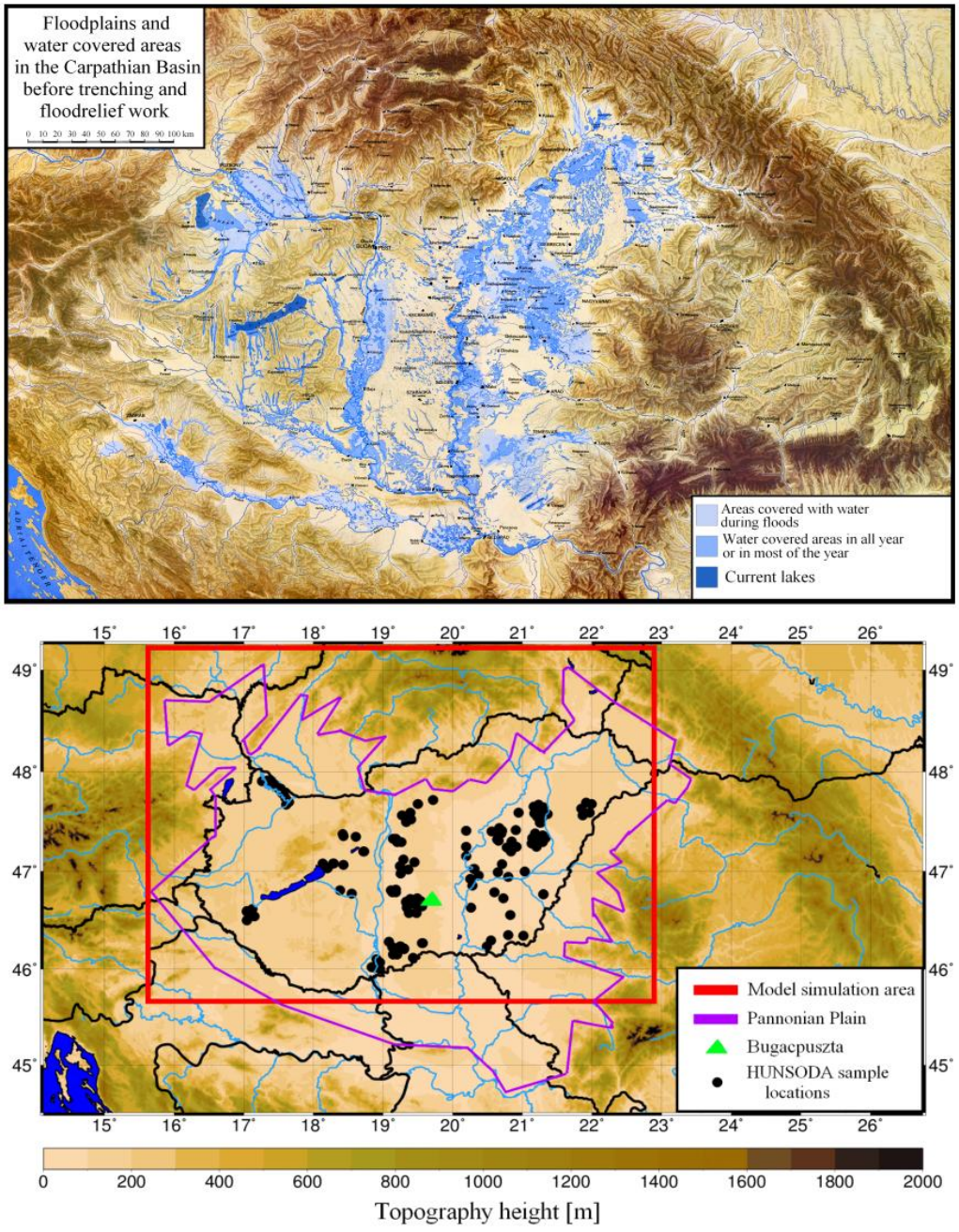
A Pannon-medence a Kárpát-medence legnagyobb kiterjedésű alföldje (Alföld, Dunántúl északon a Kisalfölddel és délen a Dráva-menti síksággal). Benne foglaltatik tehát Magyarország, valamint Szlovákia, Ukrajna, Románia, Szerbia, Horvátország és Ausztria Magyarországgal határos alföldi területrésze. A régió térképét a XIX. századi vízfolyam-szabályozás előtti és utáni időszakára az *1. ábra* szemlélteti. A vízfolyam-szabályozás jelentősen megváltoztatta a táj vízrajzát. Legnagyobb mértékben az Alföldét, amit a szabályozás előtt az időszakos vagy az állandó vízborítás alatt álló megye-nagyságú területek mutatnak. A középkori Kárpát-medence természeti viszonyairól pl. Rabb (2007) munkájában olvashatunk. Az alföldi területek ma intenzív mezőgazdasági művelés alatt állnak, azonban ennek ellenére a táj ma is számos sajátos jelleget őriz.

A természetes vegetáció nem kifejezetten zonális, hanem foltos, mozaikos jellegű sok eurázsiai és endemikus fajjal, ami a különböző éghajlati hatásokkal és a medence viszonylagos szélvédettségével magyarázható. A Pannon flóra részletes leírása pl. Borhidi et al. (2013) munkájában található meg. A vegetáció mellett a talaj is sajátos, azaz, több tekintetben különbözik a környező területekétől (*2. ábra*). A *2. ábrán* egy közepesen finom szemcseösszetételű talaj átlagos víztartó képesség görbéit láthatjuk a HUNSODA (Unsaturated Soil Hydraulic Database of Hungary) (Nemes, 2003), valamint a HYPRES (Unsaturated Soil Hydraulic Database of Europe) (Wösten et al., 1999) talajadat-bázisok alapján. A HUNSODA adatbázis talajmintáinak helyszínei az *1. ábrán* láthatók. A görbék menetét meghatározó van Genuchten-féle paraméter-értékeket a Wösten et al., (1999) munkájában megadott pedotranszfer-függvényekkel becsülték. A HUNSODA görbék paraméterértékei nagyobbak a HYPRES görbék értékeinél a teljes nedvességi tartományban. A különbség a telítési, telítésközeli nedvességértékekre is nagy, ami a magyarországi talajok nagyobb porozitására utal. A hervadáspont körüli nagyobb értékek a szervetlen- és a szerves kolloidok nagyobb mennyiségével magyarázhatók. A HUNSODA adatbázis talajmintái főleg az Alföld nagyobb mésztartalmú, löszös alapkőzetű területeiről származnak. Megemlítendő továbbá, hogy a Pannon-medence térségében a talaj fizikai félesége mezo-β skálatartományú (20 – 200 km) szerkezettel rendelkezik (Várallyay et al., 1980).

Manapság a Pannon-medence kontinentális éghajlatú, alapvetően száraz, extrém hőmérsékleti ingadozásokkal (Feddema, 2005) rendelkező terület. A nyár tipikusan zivataros, vagy hosszabb idejű igen meleg, aszályos időszakok jellemzik. A nyári időszakban tipikus a

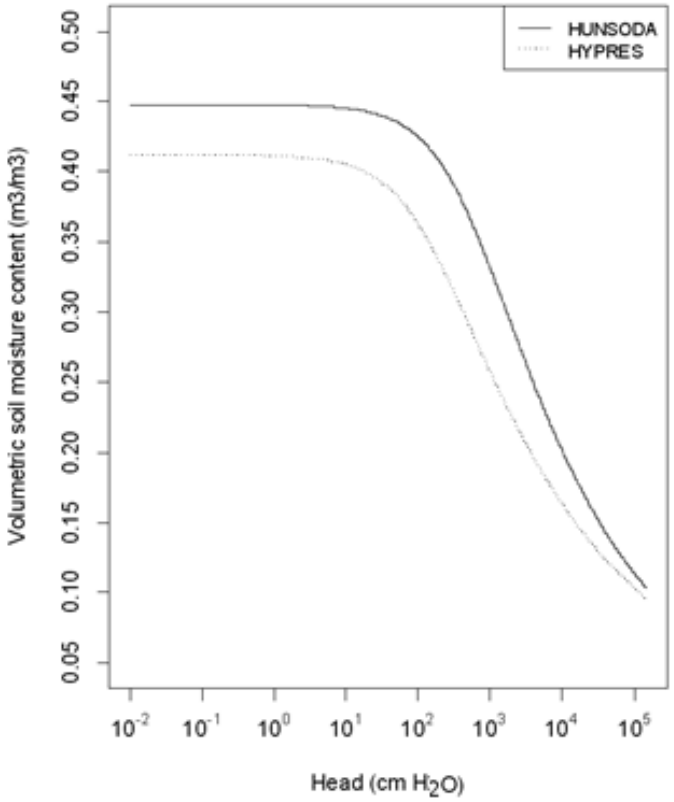
konvekció, függetlenül attól, hogy az időjárás inkább zivataros-e vagy aszályos, emiatt a talaj időjárásra gyakorolt hatása felértékelődik (Ács et al., 2008).

A Magyar Alföld központi részén, a Duna-Tisza közén helyezkedik el a nemzetközileg is ismert (Machon et al., 2010) bugacpusztai meteorológiai mérőállomás (46,69°N, 19,60°E). Edafikus viszonyai tipikusak a humuszos homok-talajokra és különösen nyáron erősítik a terület szemiarid mikroklímáját. Tipikus vegetációját a nyílt homokpuszta gyepek alkotják.



1. ábra: A Pannon-medence térképe a vízfolyam-szabályozás előtt (fenn) és után (lenn). A numerikus szimulációk területi határát a piros téglalap, a terepmérések és szimulációk helyszínét a zöld háromszög mutatja. A HUNSODA talajadat-bázis mintavételezési helyeit fekete pontok jelölik.

Figure 1. Geographic map of the Pannonian Plain before (top) and after (bottom) flood control together with the study sites examined (simulation domain = red rectangle, measuring and simulation location = green triangle) and the HUNSODA sample locations (black dots).



2. ábra: A közepesen finom textúrájú talaj átlagos víztartó képesség görbéi a HUNSODA (Nemes, 2003), valamint a HYPRES (Wösten et al., 1999) talajadat-bázis alapján (Head = talajvíz potenciál cm vízoszlop-magasságban, volumetric soil moisture content = talajnedvesség-tartalom m^3 víz per m^3 talajban).

Figure 2. Mean soil moisture retention curve of medium-fine textured soils based on the HUNSODA (Nemes, 2003) and the HYPRES (Wösten et al., 1999) datasets.

Látens és szenzibilis hőáram

A szárazföldi felszín energiaáramai (A_e) meghatározó fontosságú változók. Nagyságukat főként a felszín sugárzási tulajdonságai (albedó, emisszivitás) határozzák meg. Charney és munkatársainak 1977-es híres tanulmánya nem a Pannon-medence térségére vonatkozik, ennek ellenére felismerhetjük a talajnedvesség-tartalom (θ) komplex szerepét az A_e-nek az *LH*-ra és az *SH*-ra történő eloszlásában (lásd pl. Ács, 2005), kb. egy évtizeddel később, mint ahogy azt a nemzetközi tudományos közösség megtette (Cuenca et al., 1996). Az A_e *LH*-ra és *SH*-ra való eloszlása alapvető a konvekció folyamatának triggerelésében és fejlődésében (Garcia-Carreras et al., 2011), függetlenül attól, hogy sekély vagy mély konvekcióról van-e szó. Emellett nyilvánvaló hogy a konvekció alakulásában a PBL állapota is meghatározó (Betts, 1992; Zhang & Klein, 2010). Hazánkban az evapotranszspiráció (*v. evapotranspiráció – mindkét szóhasználat elterjedt a hazai szakirodalomban, a Szerkesztő megjegyzése*) mellett, részletesen tanulmányozták a PBL-magasságnak és a konvektív csapadéknak a talaj hidraulikus tulajdonságaitól való függését, amit a következőkben ismertetünk.

Evapotranszspiráció

A szárazföldi felszín és a légkör kapcsolatáért felelős folyamatok közül az evapotranszspiráció az egyik legfontosabb. Az *LH*-val sok áttekintő jellegű tanulmány

foglalkozott (lásd Katul et al., 2012). Mivel a közép-európai régióban nyáron a növényborítás nélküli talaj párolgása (LH^b) és a növényi párolgás (LH^v) kb. egyformán fontos, e két tagot egyik munkánkban (Ács, 2003) össze is hasonlítottuk. Eredményeink szerint az LH^v környezeti tényezőktől való nem-lineáris függése sokkal kifejezettebb, mint az LH^b esetében. A legnagyobb $LH^v(\theta) - LH^b(\theta)$ különbségeket a hervadáspont (θ_w) körül tapasztaltuk. Az LH^b felszíni ellenállás-parametrizációra való érzékenysége nagyobb mértékűnek mutatkozott, mint az LH^v esetében. Így pl. a Sun (1982), valamint a Dolman (1993) képletekkel szimulált LH^b-görbék jelentősen különböztek Ezek az eredmények csak labilis rétegződésben érvényesek advektív hatások és mezskálájú cirkuláció hiányában.

A transzspiráció talaj hidraulikus tulajdonságaitól való függését Ács (2005) tanulmányozta. A Richards-egyenleten alapuló, valamint a turbulens áramsűrűséget Penman–Monteith-koncepciójával számító 3-rétegű talajnedvesség-tartalom előrejelző modell két verziójával dolgozott. A modellek csupán a talajnedvességtől függő relatív sztómavezetési függvény (F_{ma}) parametrizációjában különböztek. Az egyik változatban az F_{ma} a víztartó- ($\Psi(\theta)$) és a vízvezető képesség ($K(\theta)$) függvényektől függött, míg a másikban a szabadföldi vízkapacitástól (θ_f) és a hervadásponttól. Az elemzések alapján a két modell-verzió évi LH^v-értéke akkor különbözik egymástól, ha a $\Psi(\theta)$ és a $K(\theta)$ függvények paraméter-értékei és a θ_f-érték egymással inkonzisztensek. Az eltérést tehát nem az F_{ma} parametrizációk különbözősége okozza. Ezért a Szerző a θ_f és θ_w függő F_{ma} parametrizációt javasolja a parametrizáció egyszerűsége miatt, de csak akkor, ha a θ_f és a θ_w értékek megfelelő pontossággal ismertek. Az is megállapítást nyert, hogy az LH^v érzékeny a θ_f változásaira, ugyanis az évi LH^v értékek változása alapján becsülték a θ_f értékét. Feltételezhető, hogy a θ_f becslésére szolgáló módszer csak nedves, jó vízellátottságú klímákban alkalmazható. E kutatás – kivételesen – az ún. Cabauw mérőállomás adatai (Beljaars & Bosveld, 1997) alapján folyt.

A talajnedvesség-tartalom inhomogén területi eloszlásának (θ_{inh}) hatását az evapotranszspirációra Ács & Szász (2002) elemezte egy determinisztikus (pontskála, néhány száz m^2-es nagyságú terület) és egy statisztikus-determinisztikus (lokális skála, néhány km^2-es nagyságú terület) energiaháztartási modell összehasonlításával. Egy harmat, vagy intercepiált víz nélküli növényzet esetén, az aggregált (θ_{agg}) és a területileg átlagolt (θ_m) talajnedvesség-tartalom közötti kapcsolat nem-lineáris és függ mind a növényzet állapotától, mind a légköri állapothatározóktól. Emiatt a transzspiráció területi átlagának számítása lokális skálán nehéz feladat és nem biztos, hogy van megoldás. E témakörrel számos publikáció foglalkozott, (Ek & Cuenca, 1994; Famiglietti & Wood, 1994; Giorgi, 1997; Kim & Entekhabi, 1998; Shao et al., 2001; Ronda et al., 2002), de csupán egy-egy talajtulajdonság hatását vizsgálták.

A transzspiráció különböző módszerekkel szimulált területi eloszlásának leírására mind a "bottom-up" (Ács et al., 2011; Breuer & Ács, 2011), mind a "top-down" (Szilágyi & Józsa, 2009; Szilágyi & Kovács, 2010) módszereket alkalmazták. A "bottom-up" módszerek számításba veszik a talaj tulajdonságait, míg a "top-down" módszerek nem (lásd, Xu & Yang, 2010). Fűfelszín transzspirációjának az éghajlattól és a talajtextúra területi eloszlásától való függését is elemezték (lásd Ács et al. (2011) vizsgálta). A talaj éves vízkészlete (Θ) 50 – 450 mm m^{-1} között változott. A Θ legkisebb értékei, – a csapadék (P) területi eloszlásától függetlenül – homokos területeken vannak. A Θ legnagyobb értékei pedig az agyagtalajú területeken, ahol az eloszlást a csapadék területi eloszlása is befolyásolta. Az évi LH^v 380 – 600 mm $év^{-1}$ között változott. Az LH^v és a Θ területi eloszlása hasonló volt. Ősszel, télen és tavasszal az LH^v területi eloszlása független volt a talaj fizikai féleségének területi eloszlásától, de nyáron a függés erős mind a talajtextúra, mind a csapadék területi eloszlásától. A használt modell igen egyszerű volt, következésképpen a szimulált Θ és LH^v mezők is egyszerűk voltak. Később komplexebb modellt használtak a CRU (Climatic Research Unit) éghajlati adatokkal (Breuer & Ács, 2011). Következésképpen a kapott Θ és

LH^v mezők is összetettebbek lettek. Az LH^v legkisebb értékei (kb. 400 mm év^{-1}) ismét homokos területeken (pl. a szerb határhoz közeli Duna-Tisza közében) voltak, ahogy azt Szilágyi & Kovács (2010) is kimutatták. Szilágyi & Kovács (2010), valamint Ács et al. (2011) eredményei Magyarország délnyugati részén, közel a horvát határhoz, – ahol az LH^v értékei a legnagyobbak (kb. 600 mm év^{-1}) – jól egyeztek. Több közleményben (Mintz & Walker, 1993; Wang & Takahashi, 1999; Yang et al., 2007)) foglalkoztak a Θ és az LH^v tér- és időbeli eloszlásával. Eredményeik szerint az evapotranszspiráció más szárazföldi felszíni tulajdonságoktól is függhet, pl. a domborzattól (Vivoni et al., 2010), és a vegetáció típusától (Vivoni, 2012). Ács et al. (2011). Breuer & Ács (2011) eredményei alapján nyáron a Pannon-medencében a Θ és az LH^v mezők talajtextúra területi eloszlásával való kapcsolata jelentős.

A planetáris határréteg magassága és a konvektív csapadék közötti kapcsolat

Az evapotranszspiráció és a konvekció kapcsolatrendszerében igen sok a még felderítetlen részlet (Doutriaux-Boucher et al., 2008). A mechanizmus megmagyarázásával kapcsolatos első munkák a múlt század 70-es éveiben jelentek meg (LeMone & Pennel, 1976). Felismerték a buborékszerűen emelkedő nedves, meleg légelemek szerepét. A légköri feltételektől függően, a konvekció lehet sekély- vagy mélykonvekció; megemlítendő, hogy pl. a mélykonvekció sekélykonvekciós helyzetből történő kialakulása a mai napig is a kutatások tárgya (Zhang & Klein, 2010). A sekély konvekcióban a talajnedvesség és a hőmérséklet közötti, míg a mély konvekcióban a talajnedvesség és a csapadék közötti visszacsatolási rendszer a meghatározó mechanizmus. Ezek a mechanizmusok, gyakoriságuktól függően, mind időjárás-, mind éghajlat-alakító tényezők lehetnek (Seneviratne et al., 2010). Közép-Európában, így a Pannon-medencében is, mindkét mechanizmus meghatározó a nyári időszakban (pl. Schär et al., 1999; Seneviratne et al., 2006).

Magyarországon a sekély konvekciót a PBL-magasság tanulmányozásával elemeztük. A PBL-magasság ugyanis integrált mutatója a PBL-ben uralkodó turbulencia intenzitásának. A PBL-magasság különböző talajadat-bázisokból származó talajparaméter-értékekre való érzékenységét Breuer et al. (2012a, 2012b, 2012c) elemezték. Az elemzésekben az időjárást az anticiklonális helyzetben kialakuló beágyazott konvekció jellemezte. Kimutatták, hogy a talajparaméter-értékekre való érzékenység igen erős a derűs, felhőmentes területek felett. Főleg az agyagos textúrájú talajok felett a PBL-magasságbeli különbségek elérték a 600 – 800 m-t is. A talajparaméter értékekből adódó PBL-magasság különbségek a homokos textúrájú talajok felett voltak a legkisebbek. Ennek oka, hogy a magyarországi és az egyesült-államokbeli talajparaméter-értékek különbsége homokra a legkisebb (Breuer et al., 2012a). Felhőborítás esetén ez az érzékenység nem áll fenn, mert a sugárzás drasztikusan lecsökken.

A konvektív csapadéknak adatbázistól adatbázisig változó talajparaméter-értékekre való érzékenységét szintén tanulmányozták (Horváth et al., 2009; Ács et al., 2010). A csapadékmezők közötti különbségek nem csak 5%, hanem 1% szinten is szignifikánsak (lásd pl. a 6. és a 7. ábrát Ács et al. (2010) cikkében). Az adatbázisfüggő talajparaméter-értékhatást más talajhatásokkal is összehasonlították, mint pl. az adott adatbázisra vonatkozó θ_f, θ_w vagy θ_{inh} változásaira való érzékenységgel. Az összehasonlításokat statisztikailag, az ún. rangkorrelációs együtthatók számításával végezték (Fischer, 1915). Kimutatták, hogy a konvektív csapadék a talajhatások közül az adatbázisfüggő talajparaméter-értékhatásra a legérzékenyebb (Ács et al., 2010). A konvektív csapadék és a θ_f kapcsolatát több alkalommal vizsgálták, mint a konvektív csapadék és a θ_w kapcsolatát. A Pannon-medencében a θ_w-re való érzékenységet nagyobbnak találták, mint a θ_f-re való érzékenységet (Ács et al., 2010). A csapadék és a talajadatbázisok kapcsolatának témája az éghajlat-modellezésben is egyre népszerűbb (lásd pl. Guillod et al., 2013; Warrach-Sagi et al., 2013).

Nyomgázok

Magyarországon is a leginkább szennyező, illetve a klímaváltozásban is fontos nyomgázokat tanulmányozzák. Ilyenek az ózon (O_3), a reaktív nitrogén vegyületek és természetesen a szén-dioxid (CO_2). Több kutatás foglalkozott a talaj dinitrogén-oxid (N_2O) kibocsájtásával is, ami a talaj nitrogén mérlegében fontos.

Manapság már egy tucat talajrespirációs modellel rendelkezünk. A talajrespirációs modellek Reichstein & Beer (2008) közleménye alapján a következőképpen csoportosíthatók:

- csak globális skálán alkalmazható, ún. empirikus modellek, melyek a talajrespirációt (*SR*) éghajlati változók alapján becsülik (Raich & Schlesinger, 1992);
- a lokális, vagy terepmérési skálán alkalmazható mechanisztikus modellek, melyek az SR-t éghajlati és biológiai változók alapján becsülik (Reichstein et al., 2003),
- csak mikroskálán alkalmazható folyamat-orientált modellek (Gras et al., 2011), melyek a CO_2 keletkezésére (gyökerek, mikroorganizmusok) fókuszálnak.

Ács & Breuer (2006) munkája volt az első empirikus modell-alkalmazás Magyarországon a gyepfelszín feletti *SR*, az éghajlat és a talajtextúra területi eloszlása közötti kapcsolatrendszer elemzésére. Megállapították, hogy az *SR* évi értékeinek területi eloszlása nagyon hasonló a Θ területi eloszlása által meghatározott évi LH^v területi eloszlásához. Mivel a Θ területi eloszlása nagymértékben függ a talajtextúra területi eloszlásától, az *SR* és a talajtextúra területi eloszlása szintén hasonló volt. Ebben a tanulmányban terepmérésekkel még nem validálták a Peng et al. (1998) modelljében alkalmazott parametrizációt. A nemzetközi (Beier et al., 2009), és a hazai (Lellei-Kovács et al., 2011) terepmérések szerint az *SR* térbeli változékonysága óriási mind mezoskálán a domborzati viszonyok miatt, mind mikroskálán a talaj fizikai (talajtextúra), kémiai és biológiai (gyökérsűrűség, mikrobiális aktivitás) tulajdonságai miatt (Aiken et al., 1991). Lellei-Kovács és munkatársai (2011) extrém alacsony évi *SR* értékeket ($120 – 140$ gC m^{-2} év^{-1}) regisztrált egy a bugacpusztai állomás közeli parcellán. Ács & Breuer (2006) elméleti számításai szerint azonban az e területre vonatkozó tipikus évi *SR*-érték kb. háromszor nagyobb, $380 – 400$ gC m^{-2} év^{-1}. A nagy különbségek a területen uralkodó nyári aszályossággal, a vegetáció-típusbeli eltérésekkel, valamint a talaj helyi tulajdonságaival (pl. igen alacsony szervesanyag-tartalom) magyarázhatók. Az *SR* és a talajtextúra területi eloszlásának a hasonlósága nem igazolható, feltehetően az egyéb *SR*-t befolyásoló tényezők miatt.

Mivel az ózon nagyon gyengén oldódik vízben, a légkör és a szárazföldi felszín közötti transzportja száraz ülepedéssel történik. A vegetáció felett a száraz ülepedés ún. sztómás (a növény gázcserenyílásain keresztüli) és nem-sztómás (a növény kutikuláján keresztüli) összetevőkre osztható. A száraz ülepedés erősen függ a talaj nedvességtartalmától. A sztómás ülepedés károsítja a növényeket (Cape, 2008). Mivel a sztómás ülepedés a teljes ülepedés (sztómás és nem-sztómás) 30–60%-a, a nem-sztómás ülepedés is jelentős (Fowler et al., 2009). Érthető ezért, hogy a pontosabb ózon-mérések jelentősége felértékelődött (Sorimachi et al., 2003). A száraz ülepedés részletes áttekintése többek között Massman (2004) munkájában található. Mészáros és munkatársai (2009) tárgyalták az ózon nem-sztómás ülepedésének szerepét Magyarországon. A mű szerzői számszerűen becsülték az ülepedési sebesség és a felszíni ellenállás kapcsolatát vályog szemcseösszetételű talajra és különböző vegetáció típusokra vonatkozóan. Az ülepedési sebesség (v_d) értékek közötti különbségek a száraz (nagy v_d értékek) és a nedves (kis v_d értékek) felszínek között 0,2 és 0,6 cm s^{-1} között változtak. Különböző növénykultúrák (mezőgazdasági és tűlevelű erdő) v_d értékei közötti különbség ugyanazon felszíni ellenállás esetén 0,1 és 0,3 cm s^{-1} között voltak A két

különbség nagysága nem tér el egymástól markánsan. A szerzők utaltak arra is, hogy a felszíni ellenállás parametrizálására komplexebb leírás alkalmazandó, pl. olyan, amilyen Nikolov & Zeller (2003) munkájában is. Czender és munkatársai (2009) munkájában elemezték az ózon száraz ülepedésének területi eloszlását hazánkban igen meleg nyári (július) napokon. Azt találták, hogy a v_d területi eloszlása kifejezetten hasonló volt a Θ eloszlásához. A legkisebb v_d értékek a legkisebb Θ értékű homok területeken voltak. Mivel a Θ és a talajtextúra területi eloszlása összefügg, ahogy azt már bemutattuk (Ács et al., 2011), a v_d és a talajtextúra területi mintázatának hasonlósága egyértelműen felismerhető. A v_d térbeli mintázatában a talajtextúra területi eloszlásának Pannon-medencére tipikus mezoskálájú térbeli mintázata ismerhető fel. A talaj-növény eredetű NO és az illékony szerves összetevők (VOC, Volatile Organic Compounds) kibocsájtását a szerzők nem vették számításba. A szimulációs eredményeiket mérésekkel nem igazolták. Összefoglalva: a teljes ózonülepedésben a sztómás összetevő nagyobb, és ezért fontosabb, mint a nem-sztómás összetevő a Pannon-medence meleg nyári időszakában.

A Pannon-medencében uralkodó éghajlat aerob viszonyokat eredményez és a talajokban a CO_2 produkciója dominál a CH_4-évl szemben (Smith et al., 2003). Eső után pedig a dinitrogén-oxid (N_2O) kibocsájtása a tipikus (Delon et al., 2009). Az említett gázok képződésében a talajmikrobiális közösségek szerkezete és aktivitása meghatározó (Reichstein & Beer, 2008). Működésüket biogeofizikai (pl. hőmérséklet és talajnedvesség) és biogeokémiai (pl. szerves anyag tartalom és pH) tényezők szabályozzák. A biogeofizikai tényezők hatását kutató munkák túlsúlyban vannak (Reichstein & Beer, 2008), de a biogeokémiai tényezők hatását elemző munkák is szép számban vannak (Frissel & van Veen, 1981; Tanji, 1982; Molina et al., 1983; Li et al., 2004). Machon és munkatársai 2010-ben illetve Machon 2011-ben vizsgálta az N_2O- és a NO-emisszió biogeokémiai tényezőkre való érzékenységét Magyarországon. Vizsgálataikhoz az ún. DNDC (Denitrification Decomposition) modellt (Li et al., 1992) és a Bugac-pusztai mérőállomás adatait használták fel. Elemezték az N_2O- és az NO-emissziónak

- a talaj szerves anyagának széntartalmára (SOC),
- a talaj ásványi részének nitrogén-tartalmára (MNC),
- a mikrobiális aktivitásra és
- a pH-ra való érzékenységét.

Tapasztalataik szerint a SOC, az MNC és a pH a legfontosabb biogeokémiai tényezők. Modellezett eredményeiket az éves emissziókra terepmérések igazolták. A napi emissziós áramsűrűségek extrém értékei azonban jelentősen eltértek (Machon et al., 2010). Grosz és munkatársai 2010-es munkájában hasonló elemzés található. A talajrespirációhoz hasonlóan, a nitrogén vegyületek forráserősségének, illetve ülepedésének (gondoljunk csak az ammóniára NH_3) tér- és időbeli változékonysága igen nagy, ezért e változékonyságot együttes mérési és modellezési programokkal kutatják mind hazánkban (Horváth et al., 2005), mind a nemzetközi tudományos közösségben (lásd pl.: az EU FP4 GRAMINAE programot).

A környezeti tényezők közül a talajhőmérséklet és a talajnedvesség-tartalom megkülönböztetett figyelmet érdemel, ahogy azt a mérések és a szimulációk is mutatják.

A hazai üvegházhatású gázok mérésével és modellezésével kapcsolatos szakirodalom bemutatása nem lenne teljes Haszpra (2011) könyve nélkül (a Szerkesztő megjegyzése)

Egy alapállapothatározó: a talajnedvesség-tartalom

Az evapotranszspirációt leginkább meghatározó környezeti tényezők a rendelkezésre álló vízmennyiség (szárazföldön a talaj vízkészlete) és a felszín sugárzási egyenlege (Seneviratne

et al., 2010). A Pannon-medencét jellemző éghajlati és hidrológiai viszonyok mellett, az *LH*-t télen és tavasszal a besugárzás, míg nyáron a talajnedvesség limitálja (lásd Ács et al., 2011 és a 8a ábra Seneviratne et al. (2010) cikkében). A nyári nedvességhiány eredményeképpen az *LH* és a talajtextúra kapcsolata mezoskálán kimutatható.

Az *LH* és a talajnedvesség kapcsolatát globális skálán is vizsgálták. Megállapították, hogy vannak szárazföldi régiók, ahol a kapcsolat kifejezetten erős. Ezek a régiók a száraz és nedves klímájú területek átmeneti zónáiban találhatók (Koster et al., 2004). Nyári időszakban a Pannon-medence egyes területein is előfordulnak (lásd Seneviratne et al. (2010) cikkében a 8e ábrát). A Pannon-medence éghajlatának egyik jellemző tulajdonsága a nyári időszakban a többnyire sekély-konvekcióval meghatározott hőségnapok előfordulása. A hőségnapokon a talajnedvesség (*csökkenő tendencia*) és a hőmérséklet közötti erős a visszacsatolás (Stéfanon et al., 2013), aminek eredményeképpen növekszik a hőmérsékleti anomália (Fischer et al., 2007a, b).

A sekély konvekcióval képződő gomolyfelhőkkel a PBL-ben egyre több munka foglalkozik (Ek & Holtslag, 2004), de hiányoznak a magyarországi alkalmazások. A régió másik tipikus tulajdonsága a zivataraktivitás. A talajnedvesség és a konvektív csapadék közötti visszacsatolással több szerző (Elfatih et al., 1996; Schär et al., 1999; Findell & Eltahir, 2003) foglalkozott. A visszacsatolás lehet pozitív és negatív, mert e kapcsolat sokkal összetettebb, mint a talajnedvesség és a hőmérséklet közötti (Seneviratne et al., 2010). Egyes szerzők szerint Közép-Európában a visszacsatolás pozitív (Schär et al., 1999). Más tanulmányokhoz hasonlóan, ebben a közleményben is inkább a talajnedvességi anomáliák, mintsem a talajnedvesség jelentőségét állapították meg. A talajnedvességi anomáliák nagy-skálájú hatásait a csapadék-klíma kapcsolatrendszer alakulására több szerző is tárgyalta (Rowntree & Bolton, 1983; Beljaars et al., 1996). Erre vonatkozó hazai tanulmányok azonban még nem készültek.

A talajnedvesség-tartalom hat a mikrobiális folyamatokra is. Vízbőségben (anaerob viszonyok) a bomlást reduktív folyamatok uralják, amelyek ekkor metánt termelnek. A jó levegőzöttségű talajokban (aerob viszonyok) a bomlást a respiráció uralja. A respirációs folyamatok közül a heterotróf respiráció a domináns (Reichstein & Beer, 2008), amely erősen hőmérséklet- és talajnedvesség-függő (Smith et al., 2003). A közvetlen környezeti hatások mellett, a fotoszintézis nettó primer produkción keresztül kifejtett hatása szintén figyelmet érdemel (Raich & Schlesinger, 1992; Raich & Tufekcioglu, 2000). A jelenlegi, inkább holisztikus jellegű talajrespirációs modellek nem, vagy csak részlegesen veszik számításba a növényzet talaj feletti és talaj alatti biomasszája kapcsolatát (Högberg et al., 2001). A talaj vízellátottságát módosíthatják a talaj és a felhő közötti visszacsatolási mechanizmusok a besugárzás szabályozásával. A sekély konvekciós időjárási helyzetekben, pl. a gomolyfelhők árnyékoló hatása az *LH* és az *SH* közötti eloszlás további dinamikájára jelentős (de Arellano et al., 2014). Schär és munkatársai 1999-ben megmutatták, hogy a talaj és a csapadék mély konvekciós visszacsatolásában a hosszúhullámú sugárzás meghatározó fontosságú.

A biofizikai és a biokémiai folyamatok kapcsolata a fotoszintézisben a legerősebb. A sekély konvekció fotoszintézis-típusra való érzékenységét elemezve kimutatták, hogy a nedves, meleg légbuborékok emelkedésével létrejövő sekély gomolyfelhők jelentősen különböznek a C_3-as és a C_4-es fotoszintézisű növényzettel borított területek felett (Heus et al., 2010; de Arellano et al., 2014). A C_4-es növények vízhasznosítási hatékonysága (WUE) nagyobb, mint a C_3-ké. Következésképp a C_4-es növények feletti légbuborékok melegebbek (nagyobb *SH*) és szárazabbak (kisebb *LH*), mint a C_3-as növények felett. A különbségek a gomolyfelhők szerkezetében is észlelhetők. A felhőzet nagysága, valamint a felhők cseppfolyós víztartalma is nagyobb a C_4-es, mint a C_3-as növényzetű területek felett, amikor az összes többi szabad troposzférára vonatkozó feltétel azonos és a növények vízellátottsága

is jó. A vízellátottság (vízbőség vagy vízhiány) alapvető fontosságú környezeti tényező mind biogeofizikai, mind biogeokémiai szempontból.

Következtetések, kitekintés

E tanulmányban azokat a numerikus modellezési kísérleteket tekintettük át, amelyek a talajok légkörre gyakorolt hatásával foglalkoztak. Az áttekintést a hazai és a nemzetközi publikációk eredményeinek ismertetésével tettük meg. Az eredményeket a következőkben foglaljuk össze:

- Guo és munkatársai (2006) terminológiája szerint, a hazai numerikus kísérletek nem a talaj/légkör rendszer fluxus/légkör alrendszerével, hanem a talaj/fluxus alrendszerével foglalkoztak. Az evapotranszspirációval összefüggő kutatásokkal mind a hazai, mind a nemzetközi gyakorlatban foglalkoztak (Ek & Cuenca, 1994; Cuenca et al., 1996).
- Ács (2005) megmutatta, hogy a transzspiráció és a vízellátottság közötti kapcsolat jól jellemezhető a θ_f és a θ_w értékeinek ismerete alapján. Az $LH^v(\theta)$ és az $LH^b(\theta)$ közötti különbségeket illetően. A különbségek a θ_w-re lettek a legnagyobbak. Az eltérések sokkal kisebbek a θ inhomogén területi eloszlása esetében (Kim & Entekhabi, 1998; Shao et al., 2001; Ács & Szász, 2002). A Pannon-medence jelenlegi éghajlati és hidrológiai viszonyaiban az *LH* alakulását a nyári időszakban a vízhiány határozza meg (Ács et al., 2011). Az eredmények azt is valószínűsítik, hogy a Θ és az LH^v területi eloszlásának mezoskálájú szerkezete szoros összefüggésben van a talajtextúra területi eloszlásának mezoskálájú szerkezetével.
- A Pannon-medence talajai, és hidraulikus tulajdonságaik is (Nemes, 2002; Fodor & Rajkai, 2011), régió-specifikusak. Ezért a Pannon-medencében zajló légköri konvekció is régió-specifikus, függetlenül attól, hogy sekély (Breuer et al., 2012) vagy mély (Ács et al., 2010) konvekcióról van-e szó. A régió-specifikussági mértéket azonban még nem jellemezték.
- A biogeokémiai folyamatok közül Pannon-medencében a talajrespirációt és az ózon száraz ülepedését tanulmányozták leginkább. A tanulmányok szerint a talajtextúrának a talajrespirációra (Ács & Breuer, 2006) és az ózon száraz ülepedésére gyakorolt hatása a meleg, nyári napokon lehet meghatározó (Czender et al., 2009). Nyilvánvaló, hogy mikro- és mezoskálán sok egyéb tényező is meghatározhatja a térbeli eloszlásukat (Brockett et al., 2012). Ennek következtében a szimulált tér- és időbeli eloszlások, nem csak a nyomgázok esetében, hanem általában is, bizonytalanok. Emiatt, inkább méréseket mintsem szimulációkat alkalmaznak a gázemisszió-értékek megállapítására.

A tanulmányok nagy-nagy többsége utal a talajnedvesség-tartalom meghatározó szerepére mind biogeofizikai (Seneviratne et al., 2010; Santanello et al., 2011), mind biogeokémiai szempontból (Smith et al., 2003). Igaz ez a többnyire száraz Pannon-medencére is, akár a sekély (Breuer et al., 2012a), akár a mély (Horváth et al., 2009) konvekció esetében. A Pannon-medence a vízfolyam-szabályozás előtti időszakában nedves, vagy inkább extrém nedves régió volt. Mivel a felszín vízellátottsága döntő tényező (Elfatih et al., 1996; Santanello et al., 2009), feltételezhetjük, hogy a légköri konvekció, következésképp a klímakarakterisztikák, nem csak nyáron, hanem az év más időszakaiban is tekintélyesen különbözhetnek a Pannon-medence vízfolyam-szabályozási előtti és utáni időszakaiban. A megállapítás irányadó lehet a jövőbeni kutatások számára, az éghajlatváltozással járó aszályok és hőségnapok negatív hatásainak mérsékléséhez.

Köszönetnyilvánítás

E tanulmány elkészítését az Országos Tudományos Alap (OTKA) K-81432-es szerződése támogatta.

Hivatkozások

Aiken, R., Jawson, M., Grochmmer, K., Polymenopoulas, A., 1991: Positional, spatially correlated and random components of variability in carbon-dioxide efflux. *Journal of Environmental Quality*, 20: 301–308.

Ács, F., Szász, G., 2002: Characteristics of microscale evapotranspiration: a comparative analysis. *Theoretical and Applied Climatology*, 73: 189–205.

Ács, F., 2003: A comparative analysis of transpiration and bare soil evaporation. – *Boundary-Layer Meteorology*, 109: 139–162.

Ács, F., 2005: On transpiration and soil moisture content sensitivity to soil hydrophysical data. *Boundary-Layer Meteorology*, 115: 473–497.

Ács, F., Breuer, H., 2006: Modeling of soil respiration in Hungary. *Agrokémia és Talajtan*, 55(1): 59–68.

Ács, F., Horváth, A., Breuer, H., 2008: A talaj szerepe az időjárás alakulásában. *Agrokémia és Talajtan*, 57: 225–238.

Ács, F., Horváth, A., Breuer, H., Rubel, F., 2010: Effect of soil hydraulic parameters on the local convective precipitation. *Meteorologische Zeitschrift*, 19(2): 143–153.

Ács, F., Breuer, H., Szász, G., 2011: Estimation of actual evapotranspiration and soil water content in the growing season. *1st online edition of Agrochemistry and Soil Science*, 60: 57–74.

Beier, C., Emmett, B., Tietema, A., Schmidt, I., Penuelas, J., Kovács-Láng, E., Duce, P., de Angelis, P., Gorissen, A., Estiarte, M., de Dato, G., Sowerby, A., Kröel-Dulay, G., Lellei-Kovács, E., Kull, O., Mand, P., Petersen, H., Gjelstrup, P., Spano, D., 2009: Carbon and nitrogen balances for six shrublands across Europe. *Global Biogeochemical Cycles*, 23: GB4008.

Beljaars, A., Viterbo, P., Miller, M., Betts, A., 1996: The anomalous rainfall over the united states during July 1993: sensitivity to land surface parameterization and soil moisture. – *Monthly Weather Review*, 124(3): 362–383.

Beljaars, A. C. M., Bosveld, F., 1997: Cabauw data for the validation of land surface parameterization schemes. *Journal of Climate*, 10: 1172–1194.

Betts, A. K., 1992: Fife atmospheric boundary layer budget methods. *Journal of Geophysical Research*, 97: 18,523–18,531.

Bonan, G., 2002: Ecological Climatology. Cambridge University Press, first edition, ISBN 0 521 80032 3.

Borhidi, A., Kevey, B., Lendvai, G., 2013: Plant communities of Hungary. Akadémiai Kiadó, ISBN: 9789630592789.

Breuer H., Ács F., 2011: Magyarország többrétegű talajmodell alapján becsült vízmérlege a XX. században. *Agrokémia és Talajtan*, 60: 65–86.

Breuer, H., Ács, F., Laza, B., Horváth, A., Matyasovszky, I., Rajkai, K., 2012a: Sensitivity of MM5-simulated planetary boundary layer height to soil dataset: Comparison of soil and atmospheric effects. – *Theoretical and Applied Climatology*, 109(3–4): 577–590.

Breuer, H., Ács, F., Horváth, A., Laza, B., Matyasovszky, I., Németh, P., Weidinger, T., Rajkai, K., 2012b: A sensitivity study on the soil parameter-boundary layer height

interrelationship. *ISRN Meteorology*, Article ID 786592, 7 pages, doi: 10.5402/2012/786592.

Breuer, H., Ács, F., Laza, B., Rajkai, K., Matyasovszky, I., Horváth, A., Weidinger, T., 2012c: A talaj hidraulikus tulajdonságainak és a planetáris határréteg magasságának kapcsolata. *Agrokémia és Talajtan*, 61(1): 9–28.

Brockett, B., Prescott, C., Grayston, S., 2012: Soil moisture is the major factor influencing microbial community structure and enzyme activities across seven biogeoclimatic zones in western Canada. *Soil Biology and Biochemistry*, 44: 9–20.

Cape, J., 2008: Surface ozone concentrations and ecosystem health: past trends and a guide to future projections. *Science of the Total Environment*, 400: 257–269.

Charney, J. G., 1975: Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101: 193–202.

Charney, J. G., Stone, P., Quirk, W., 1975: Drought in the Sahara. a biophysical feedback mechanism. *Science*, 187: 434–435.

Charney, J. G., Quirk, W., Chow, S., Kornfield, J., 1977: A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *Journal of Atmospheric Sciences*, 34(9): 1366–1386.

Clapp, R. B., Hornberger, G. M., 1978: Empirical equations for some hydraulic properties. – *Water Resources Research*, 14: 601–604.

Clark, R., Brown, S., Murphy, J., 2006: Modeling northern hemisphere summer heat extreme changes and their uncertainties using a physics ensemble of climate sensitivity experiments. *Journal of Climate*, 19(17): 4418–4435.

Conen, F., Dobbie, K., Smith, K., 2000: Predicting N_2O emissions from agricultural land through related soil parameters. *Global Change Biology*, 6: 417–426.

Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., Ginn, T. R., 1984: A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research*, 20: 682–690.

Cuenca, R., Ek, M., Mahrt L., 1996: Impact of soil water property parameterization on atmospheric boundary layer simulation. *Journal of Geophysical Research*, 101(D3): 7,269–7,277.

Czender, C., Komjáthy, E., Mészáros, R., Lagzi, I., 2009: Spatial and temporal variability of ozone deposition. *Advances in Science and Research*, 3: 5–7.

de Arellano, J., Ouwersloot, H., Baldocchi, D., Jacobs, C., 2014: Shallow cumulus rooted in photosynthesis. *Geophysical Research Letters*, 10.1002/2014GL059279.

Delon, C., Reeves, C. E., Stewart, D. J., Serca, D., Dupont, R., Mari, C., Chaboureau, J. P., Tulet, P., 2009: Biogenic emissions of nitrogen oxides from soils: impact on ozone formation in west Africa. *Ileaps Newsletter*, 6: 28–30.

Delsol, F., Miyakoda, F., Clarke, R., 1971: Parameterized processes in the surface boundary layer of an atmospheric circulation model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 97: 181–208.

Diffenbaugh, N., Giorgi, J. P. F., Gao X., 2007: Heat stress intensification in the Mediterranean climate change hotspot. *Geophysical Research Letters*, 34(11): 1–6.

Dolman, A. J., 1993: A multiple-source land surface energy balance model for use in general circulation models. *Agricultural and Forest Meteorology*, 65: 21–45.

Doutriaux-Boucher, M., Webb, M., Gregory, J., Boucher, O., 2008: Carbon dioxide induced stomatal closure increases radiative forcing via a rapid reduction in low cloud. – *Geophysical Research Letters*, 36: LO2703, doi:10.1029/2008GL036273.

Ek, M., Cuenca, R., 1994: Variations in soil parameters: Implications for modeling surface fluxes and atmospheric boundary-layer development. *Boundary-Layer Meteorology,* 70: 369–383.

Ek, M., Holtslag, A., 2004: Inuence of soil moisture on boundary layer cloud development. *Journal of Hydrometeorology,* 5: 86–99.

Elfatih, A., Eltahir, B., Pal, J., 1996: Relationship between surface conditions and subsequent rainfall in convective storms. *Journal of Geophysical Research,* 101(D21) 26: 237–26,245.

Famiglietti, J. S., Wood, E. F., 1994: Multi-scale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resources Research,* 30: 3061–3078.

Feddema, J. J., 2005: A revised thornthwaite-type global climate classification. *Physical Geography,* 26: 442–466.

Findell, K., Eltahir, E., 2003: Atmospheric controls on soil moisture-boundary layer interactions. part ii: feedbacks within the continental united states. *Journal of Hydrometeorology,* 4(3): 570–583.

Fischer, R. A., 1915: Frequency distribution of the values of the correlation coefficient in samples of an indefinitely large population. *Biometrika,* 10: 507–521.

Fischer, E., Seneviratne, S., Lüthi, D.,Schär, C., 2007a: Contribution of land-atmosphere coupling to recent European summer heat waves. *Geophysical Research Letters,* 34: L06707, doi:10.1029/2006 GL029068.

Fischer, E., Seneviratne, S., Vidale, P., Lüthi, D., Schär, C., 2007b: Soil moisture atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave. *Journal of Climate,* 20: 5081–5099.

Fowler, D., Pilegaard, K., Sutton, M., Ambus, P., Raivonen, M., Duyzer, J., Simpson, D., Fagerli, H., Fuzzi, S., Schjoerring, J., Granier, C., Neftel, A., Isaksen, I., Laj, P., Maione, M., Monks, P., Burkhardt, J., Daemmgen, U., Neirynck, J., Personne, E., Wichink-Kruit, R., Butterbach-Bahl, K., Flechard, C., Tuovinen, J., Coyle, M., Gerosa, G., Loubet, B., Altimir, N., Gruenhage, L., Ammann, C., Cieslik, S., Paoletti, E., Mikkelsen, T., Ro-Poulsen, H., Cellier, P., Cape, J., Horváth, L., Loreto, F., Niinemets, U., Palmer, P., Rinne, J., Misztal, P., Nemitz, E., Nilsson, D., Pryor, S., Gallagher, M., Vesala, T., Skiba, U., Brüggemann, N., Zechmeister-Boltenstern, S., Williams, J., ODowd, C., Facchini, M., de Leeuw, G., Flossman, A., Chaumerliac, N., Erisman, J., 2009: Review atmospheric composition change: Ecosystems-atmosphere interactions. *Atmospheric Environment,* 43: 51935267.

Fodor, N., Rajkai, K., 2011: Computer program (soilarium 1.0) for estimating the physical and hydrophysical properties of soils from other soil characteristics. *Agrokémia és Talajtan,* 27–40.

Frissel, M., van Veen, J., 1981: Simulation of Nitrogen Behavior of Soil-Plant Systems. *PUDOC.*

Frostegard, A., Tunlid, A., Baath, E., 2010: Use and misuse of PLFA measurements in soils. *Soil Biology and Biochemistry,* doi:10.1016/j.soilbio.2010.11.021.

Garcia-Carreras, L., Parker, D., Marshman, J., 2011: What is the mechanism for the modification of convective cloud distributions by land-surface induced flows? *Journal of Atmospheric Sciences,* 68: 619–634.

Giorgi, F., 1997: An approach for the representation of surface heterogeneity in land surface models. part II. validation and sensitivity experiments. *Monthly Weather Review,* 125: 1900–1919.

Gras, A., Ginovart, M., Valls, J., Baveye, P., 2011: Individual-based modelling of carbon and nitrogen dynamics in soils: Parameterization and sensitivity analysis of microbial components. *Ecological Modelling,* 222: 1998–2010.

Grosz, B. P., Machon, A., Horváth, L., 2010: The DNDC Process-Oriented Ecosystem Model. Chapter 9.3. Springer, 211–214.

Guillod, B., Davin, E., Kündig, C., Smiatek, G., Seneviratne, S., 2013: Impact of soil map specifications for European climate simulations. *Climate Dynamics*, 40: 123–141.

Guo, Z., Dirmeyer, P., Koster, R., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Gordon, C., Kanae, S., Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu, P., Lu, C., Malyshev, S., McAvaney, B., Mitchell, K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K., Pitman, A., Sud, Y., Taylor, C., Verseghy, D., Vasic, R., Xue, Y., Yamada, T., 2006: Glace: The global land-atmosphere coupling experiment. part ii: Analysis. *Journal of Hydrology*, 7: 611–625.

Hahmann, A. N., Dickinson, R., 1997: RCCM2-BATS model over tropical south America: Applications to tropical deforestation. *Journal of Climate*, 10: 1944–1964.

Haszpra, L., (ed.) 2011: Atmospheric Greenhouse Gases: The Hungarian Perspective. A new comprehensive overview of atmospheric greenhouse gas budget from Eastern Central Europe. Springer. ISBN 978-90-481-9950-1

Heus, T., van Heerwaarden, C. C., Jonker, H. J. J., Siebesma, A. P., Axelsen, S., van den Dries, K., Georoy, O., Moene, A. F., Pino, D., de Roode, S. R., de Arellano, J. V., 2010: Formulation of the dutch atmospheric large-eddy simulation (dales) and overview of its applications. *Geoscientific Model Development*, 3: 415–444.

Hofstra, N., Bouwman, A. F., 2005: Denitrification in agricultural soils: summarizing published data and estimating global annual rates. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 72: 521–527.

Horváth, L., Asztalos, M., Führer, E., Mészáros, R., Weidinger T., 2005: Measurement of ammonia exchange over grassland in the Hungarian great plain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 130: 282–298.

Horváth, A., Ács, F., Breuer, H., 2009: On the relationship between soil, vegetation and severe convective storms: Hungarian case studies. *Atmospheric Research*, 93: 66–81.

Högberg, P., Nordgren, A., Buchmann, N., Taylor, A., Ekblad, A., Högberg, M., Nyberg, G., Ottosson-Löfvenius, M., Read, D., 2001: Large-scale forest girdling shows that current photosynthesis drives soil respiration. *Nature*, 411: 789–792.

Inglett, K. S., Inglett, P., Reddy, K. R., Osborn, T. Z., 2012: Temperature sensitivity of greenhouse gas production in wetland soils of different vegetation. *Biogeochemistry*, 108: 77–90.

Katul, G., Oren, R., Manzoni, S., Higgins, C., Parlange, M., 2012: Evapotranspiration: A process driving mass transport and energy exchange in the soil-plant-atmosphere-climate system. *Review of Geophysics*, 50: RG3002, doi:10.1029/2011RG000366.

Kim, C. P., Entekhabi, D., 1998: Impact of soil heterogeneity in a mixed-layer model of the planetary boundary layer. *Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques* 43(4): 633–658.

Koster, R., Suarez, M., Higgins, W., den Dool, H. V., 2003: Observational evidence that soil moisture variations affect precipitation. *Geophysical Research Letters*, 30(5): 1241. doi:10.1029/2002GL016571.

Koster, R., Dirmeyer, P., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Gordon, C., Kanae, S., Lawrence, E. A. K. D., Liu, P., Lu, C. H., Malyshev, S., McAvaney, B., Mitchell, K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K., Pitman, A., Sud, Y., Taylor, C., Verseghy, D., Vasic, R., Xue, Y., Yamada, T., 2004: Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305: 1138–1140.

LeMone, M., Pennel, W., 1976: The relationship of trade wind cumulus distribution to subcloud layer fluxes and structure. *Monthly Weather Review*, 104: 524–539.

Lauber, C., Hamady, M., Knight, R., Fierer, N., 2009: Pyrosequencing-based assessment of soil ph as a predictor of soil bacterial community structure at the continental scale. *Applied and Environmental Microbiology*, 75: 5111–5120.

Lellei-Kovács, E., Kovács-Láng, E., Botta-Dukát, Z., Kalapos, T., Emmett, B., Beier, C., 2011: Thresholds and interactive effects of soil moisture on the temperature response of soil respiration. *European Journal of Soil Biology*, 47: 247–255.

Li, C., Frolking, S., Frolking, T., 1992: A model of nitrous oxide evolution from soil driven by rainfall events: 1. model structure and sensitivity. *Journal of Geophysical Research*, 97: 9,759–9,776.

Li, C., Mosier, A., Wassmann, R., Cai, Z., Zheng, X., Huang, Y., Tsuruta, A., Boonjawat, J., Lantin, R., 2004: Modeling greenhouse gas emissions from rice-based production systems. sensitivity and upscaling. *Global Biogeochemical Cycles*, 18: GB1043, doi: 10.1029/2003GB002045.

Machon, A., Horváth, L., Weidinger, T., Grosz, B., Pintér, K., Tuba, Z., Führer, E., 2010: Estimation of net nitrogen flux between the atmosphere and a semi-natural grassland ecosystem in Hungary. *European Journal of Soil Sciences*, 61: 631–639.

Machon, A., 2011: Determination of nitrogen exchange between the grassland and atmosphere on the landscape scale using measurements and model calculations. *Ph.D. thesis,* Szent István University, 124p.

Massman, W., 2004: Toward an ozone standard to protect vegetation based on effective dose: a review of deposition resistances and the possible metric. *Atmospheric Environment*, 38: 2323–2337.

Mészáros, R., Zsély, I. G., Szinyei, D., Vincze, C., Lagzi, I., 2009: Sensitivity analysis of an ozone deposition model. *Atmospheric Environment*, 43: 663–672.

Mihailovic, D., de Bruin, H., Jeftic, M., van Duken, A., 1992: A study of the sensitivity of land surface parameterization to the inclusion of different fractional covers and soil textures. *Journal of Applied Meteorology*, 31: 1477–1487.

Mintz, Y., Walker, G. K., 1993: Global fields of soil moisture and land surface evapotranspiration derived from observed precipitation and surface air temperature. *Journal od Applied Meteorology*, 32: 1305–1334.

Molina, J. A. E., Clapp, C. E., Chichester, M. J. S. F. W., Larson, W. E., 1983: Ncsoil, a model of nitrogen and carbon transformations in soil: Description, calibration and behavior. *Soil Sciences Society of America Journal*, 47: 85–91.

Nemes, A., 2002: Unsaturated soil hydraulic database of Hungary: Hunsoda. *Agrokémia és Talajtan*, 51(1–2): 17–26.

Nemes, A., 2003: Multi-scale pedotransfer functions for Hungarian soils. *Ph.D. Thesis,* Wageningen University, 115p.

Nicholson, S. E., 2013: The west African Sahel: A review of recent studies on the rainfall regime and its interannual variability. *ISRN Meteorology*, Article ID 453521, 32p.

Nikolov, N., Zeller, K., 2003: Modeling coupled interactions of carbon, water, and ozone exchange between terrestrial ecosystems and the atmosphere. *Environmental Pollution*, 124: 231–246.

Peng, C. H., Guiot, J., van Campo, E., 1998: Past and future carbon balance of European ecosystems from pollen data and climatic models simulations. *Global Planetary Change*, 18: 189–200.

Rabb, P., 2007: Natural conditions in the carpathian basin of the middle ages. *Periodica Polytechnica*, 38(2): 47–59.

Randall, D. A., Abeles, J., Corsetti, T., 1985: Seasonal simulations of the pbl and boundary-layer stratocumulus clouds with a gcm. *Journal of Atmospheric Sciences*, 42: 641–676.

Raich, J., Schlesinger, W., 1992: The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus,* 44B: 81–99.

Raich, J., Tufekcioglu, A., 2000: Vegetation and soil respiration: Correlations and controls. *Biogeochemistry,* 48: 71–90.

Reichstein, M., Rey, A., Freibauer, A., Tenhunen, J., Valentini, R., Banza, J., Casals, P., Cheng, Y., Grünzweig, J., Irvine, J., Joffre, R., Law, B., Loustau, D., Miglietta, F., Oechel, W., Ourcival, J. M., Pereira, J., Peressotti, A., Ponti, F., Qi, Y., Rambal, S., Rayment, M., Romanya, J., Rossi, F., Tedeschi, V., Tirone, G., Xu, M., Yakir, D., 2003: Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperature and vegetation productivity indices. *Global Biogeochemical Cycles,* 17(4): doi:10.1029/2003GB002035.

Reichstein, M., Beer, C., 2008: Soil respiration across scales: The importance of a model data integration framework for data interpretation. *Journal of Plant Nutrion and Soil Science,* 171: 344–354.

Ronda, R. J., van den Hurk, B. J. J. M., Holtslag, A. A. M., 2002: Spatial heteorgeneity of the soil moisture content and its impact on surface flux densities and near-surface meteorology. *Journal of Hydrometeorology,* 3: 556–570.

Rowntree, P., Bolton, J., 1983: Simulation of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society,* 109: 501–526.

Santanello, J., Peters-Lidard, C., Kumar, S., 2011: Diagnosing the sensitivity of local landatmosphere coupling via the soil moistureboundary layer interaction. *Journal of Hydrology,* 12: 766–786.

Santanello, J., Peters-Lidard, C., Kumar, S., Alonge, C., Tao, W. K., 2009: A modeling and observational framework for diagnosing local land-atmosphere coupling on diurnal time scales. *Journal of Hydrometeorology,* 10: 577–599.

Schär, C., Lüthi, D., Beyerle, U., Heise, E., 1999: The soil-precipitation feedback: A process study with a regional climate model. *Journal of Climate,* 12: 722–741.

Shao, Y. P., 2008: Physics and Modelling of Wind Erosion. ISBN 0-7923-6657-3. Springer.

Shao, Y. P., Leslie, L.M., 1997: Wind erosion prediction over the Australian continent. *Journal of Geophysical Research,* 102: 30,091–30,105.

Shao, Y., Sogallaa, M., Kerschgens, M., Brücher, W., 2001: Effects of land-surface heterogeneity upon surface fluxes and turbulent conditions. *Meteorology and Atmospheric Physics,* 78: 157–181.

Seneviratne, S., Lüthi, D., Litschi, M., Schär, C., 2006: Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature,* 443: 205–209.

Seneviratne, S., Corti, T., Davin, E., Hirschi, M., Jaeger, E., Lehner, I., Orlowsky, B., Teuling, A., 2010: Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Review*s, 99: 125–161.

Smith, K., Ball, T., Conen, F., Dobbie, K., Massheder, J., Rey, A., 2003: Exchange of greenhouse gases between soil and atmosphere: interactions of soil physical factors and biological processes. *European Journal of Soil Science,* 54: 779–791.

Sorimachi, A., Sakamoto, K., Ishihara, H., Fukuyama, T., Utiyama, M., Liu, H., Wang, W., Tang, D., Dong, X., Quan, H., 2003: Measurements of sulfur dioxide and ozone dry deposition over short vegetation in nothern china-a preliminary study. *Atmospheric Environment,* 37: 3157–3166.

Stéfanon, M., Drobinski, P., D'Andrea, F., Lebeaupin-Brossier, C., Bastin, S., 2013: Soil moisturetemperature feedbacks at meso-scale during summer heat waves over western Europe. *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-013-1794-9.

Sun, S. F., 1982: Moisture and heat transport in a soil layer forced by atmospheric conditions. *Master's thesis*, Department of Civil Engineering, University of Connecticut, USA.

Szilágyi, J., Józsa, J., 2009: Estimating spatially distributed monthly evapotranspiration rates by linear transformations of modis daytime land surface temperature data. *Hydrological Earth System Sciences*, 13(5): 629–637.

Szilágyi, J., Kovács A., 2010: Complementary-relationship-based evapotranspiration mapping (cremap) technique for Hungary. *Periodica Polytechnica-Civil Engineering*, 54(2): 95–100.

Tanji, K., 1982: Modeling of soil nitrogen cycle. *Agronomy*, 22: 721–772.

Várallyay, G., Michéli, E., 2005: Soil Atlas of Europe, European Soil Bureau Network, European Commission. Office for Official Publications of the European Communities.

Várallyay, G., Szücs, L., Rajkai, K., Zilahy, P., Murányi, A., 1980: Hydro-physical classification and 1:100000 scale maps of Hungarian soils. *Agrokémia és Talajtan*, 29: 77–112.

Vivoni, E. R., Rodiguez, J. C., Watts, C. J., 2010: On the spatiotemporal variability of soil moisture and evapotranspiration in a mountainous basin within the north american monsoon region. *Water Resources Research*, 46: W02509, doi: 10.1029/2009WR008240.

Vivoni, E., 2012: Diagnosing seasonal vegetation impacts on evapotranspiration and its partitioning at the catchment scale during smex04-name. *Journal of Hydrometeorology*, 13: 1631–1638.

Wang, Q., Takahashi, H., 1999: A land surface deficit model for an arid and semiarid region: Impact of desertification on the water deficit status in the loess plateau, China. *Journal of Climate*, 12: 244–257.

Warrach-Sagi, K., Schwitalla, T., Wulfmeyer, V., Bauer, H. S., 2013: Evaluation of a climate simulation in Europe based on the WRF-NOAH model system: precipitation in Germany. *Climate Dynamics*, 41: 755–774.

Wetzel, P., Argentini, S., Boone, A., 1996: Role of land surface in controlling daytime cloud amount: Two case studies in the gcip-sw area. *Journal of Geophysical Research*, 101: 7,359–7,370.

Wilson, M., Henderson-Sellers, A., Dickinson, R., Kennedy, P., 1987: Sensitivity of the biosphereatmosphere transfer scheme (bats) to the inclusion of variable soil characteristics. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26: 341–362.

Wösten, J., Lilly, A., Nemes, A., Bas, C. L., 1999: Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*, 90: 169–185.

Xu, X., Yang, D., 2010: Analysis of catchment evapotranspiration at different scales using bottom-up and top-down approaches. *Frontiers of Architecture and Civil Engineering in China*, 4(1): 65–77.

Yang, D., Sun, F., Liu, Z., Cong, Z., Ni., G., Lei, Z., 2007: Analyzing spatial and temporal variability of annual water-energy balance in non-humid regions of china using the Budyko hypothesis. *Water Resources Research*, 43: doi: 10.1029/2006WR005224, W04426.

Zhang, Y., Klein S., 2010: Mechanisms affecting the transition from shallow to deep convection over land: Inferences from observations of the diurnal cycle collected at the arm southern great plains site. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67: 2943–2959.

NÖVÉNYTERMESZTÉS, FÖLDHASZNÁLAT ÉS KLÍMAVÁLTOZÁS

Jolánkai Márton, Tarnawa Ákos, Kassai M. Katalin, Nyárai H. Ferenc, Birkás Márta

Szent István Egyetem, Növénytermesztési Intézet, 2100 Gödöllő, Páter Károly utca 1
E-mail: jolankai.marton@mkk.szie.hu

Crop production, land use and climate change

Abstract

Agriculture is one of the fields that are highly affected by climate change. Soil-climatic conditions, amount and distribution of precipitation, anomalies and extremities of temperature as well as various manifestation of air movement from stand still to storms are some of the main factors that may influence agriculture. Global climate change is one of the major issues today. A continuous rise in temperature escorted by the increasing frequencies of weather anomalies is observed. There is an evidence of global temperature change which has a measurable magnitude and an observed ascending trend during the past centuries. Another fact is the rapid rise of atmospheric CO_2 concentrations.

In case of Hungary two facts can be observed in the Carpathian Basin. In first place the ascending levels of temperature rise, with a magnitude of 1 °C. The other is the decreasing trend-line of annual precipitation according to what, during one century some 80 mm rainfall has disappeared. Hungary is a country in the centre of Europe with a most peculiar geographic location regarding the possible impacts of any sort of climatic changes.

Crop production has been a main issue in all ages of history. Agriculture and food industry are related to crop production activities. Traditionally animal husbandry and human alimentation are both based on plant products. Nowadays crop production is much more diverse concerning its fields of economic and social utility. Adaptation can be manifested only by appropriate land use, soil tillage and management techniques as well as with the use of novel biological bases.

Key words: climate change, land use, crop production, adaptation.

Összefoglalás

A klímaváltozás hatásainak egyik elszenvedője a mezőgazdasági tevékenység. A talaj-klimatikus viszonyok, a csapadék mennyisége és eloszlása, a hőmérsékleti szélsőségek, valamint a légkör fizikai jelenségei mind befolyással lehetnek a mezőgazdaságra. A globális felmelegedés napjainkban a legnagyobb kihívások közé tartozik. Egy folyamatos hőmérséklet emelkedés tapasztalható, amely együtt jár az időjárási anomáliák gyakoriságának növekedésével is. Tényként kell elfogadnunk, hogy a globális hőmérséklet az elmúlt századok során növekvő trendet mutat. Egy másik jelentős tény a légköri CO_2 koncentráció növekedésének felgyorsulása.

Magyarországon a Kárpát-medencében két jelenség figyelhető meg. Az egyik a légkör hőmérsékletének mintegy 1 °C-os emelkedése, a másik az éves csapadék mennyiségének mintegy 80 mm-es csökkenése egy évszázad alatt. Magyarországnak Európa közepén

sajátságos földrajzi elhelyezkedése van, amely jelentősen befolyásolja a klímaváltozás hatásait.

A növénytermesztés az emberiség története során mindenkor meghatározó tevékenység volt. Valójában a teljes mezőgazdasági tevékenység alapját képezi. Mind az állattenyésztés, mind a humán táplálkozás a növénytermesztésen alapul. Ezen túlmenően azonban számos gazdasági és társadalmi tényezőre is befolyással van. Az alkalmazkodás egyedül az okszerű földhasználaton, talajművelésen és termesztés-technológiákon, valamint új biológiai alapok használatával valósítható meg.

Kulcsszavak: klímaváltozás, földhasználat, növénytermesztés, alkalmazkodás.

Klímaváltozás és mezőgazdaság

A mezőgazdaság minden bizonnyal legnagyobb kihívása napjainkban a globális klímaváltozás, annak életfeltételeinkre gyakorolt hatása, a felmelegedés, valamint az időjárási anomáliák előfordulási gyakoriságának megnövekedése. A mezőgazdaság szempontjából két ténnyel – legalábbis Magyarországon, illetve a Kárpát-medencében – mindenképpen számolnunk kell. Az egyik a napjainkig tartó felmelegedés. Közép-Európában az elmúlt másfél évszázad során mintegy 1 ^{o}C hőmérsékletemelkedés következett be. A felmelegedés okai nem teljesen tisztázottak, nevezetesen az, miszerint földtörténeti ciklikus jelenségről, avagy antropogén eredetű klímaváltozásról van szó, a tény azonban tény, egy felmelegedési folyamat részesei vagyunk.

1. ábra: A Kárpát-medence hegy és vízrajzi térképe.

Figure 1. Topographic and hydrographic map of the Carpathian Basin.

Van egy másik tényező is, amelynek tendenciája ugyancsak eltérő okokra vezethető vissza, de amely ugyancsak tényként kezelendő; Magyarországon az elmúlt évszázad során az éves csapadék mintegy 80 mm-rel csökkent. (*Kisebb időszakokra más trendszerű változásokat tapasztalhatunk pl. az elmúlt 60 évben, lásd* Bartholy & Pongrácz *(2017) – a Szerkesztő megjegyzése*.) Sokszor szó esik a csapadék anomáliáiról is, ez azonban nem feltétlenül igazolható; egyik évről a másikra bekövetkező 200 – 300 mm-es csapadékingadozásra az elmúlt évszázadok során több alkalommal is volt már példa. Tény azonban, hogy a mező-

gazdaság szempontjából kritikus 500 mm-es szint alatti csapadék előfordulása gyakoribbá vált: ez 1901 és 1950 között 6 alkalommal, 1951 és 2000 között 10 alkalommal fordult elő.

A klímaváltozás egyik jellemzője a karbon ciklus torzulása. Lényegében két antropogén tényező is van, amely hozzájárul a karbon ciklus mérlegének pozitív változásához; az egyik a fosszilis tüzelőanyagok égetése, a másik a globális mértékű erdőirtás. A Föld légkörének CO_2 tartalma két évszázada folyamatosan növekszik. Az éves növekedés mennyisége 1,8 – 5,2 GtC között ingadozik. A növényi életfolyamatok aktív részesei a szén kibocsátásának és elnyelésének. Okszerű földhasználattal, talajműveléssel és megfelelő növénytermesztési technológiákkal az éves CO_2 növekmény mintegy harmada megköthető. Ez két szempontból jelentős; csökkenti az üvegházhatású gázok mennyiségét és egyúttal hozzájárul a biomassza termelés növeléséhez – közvetve a világ növekvő élelmiszerigényének kielégítéséhez.

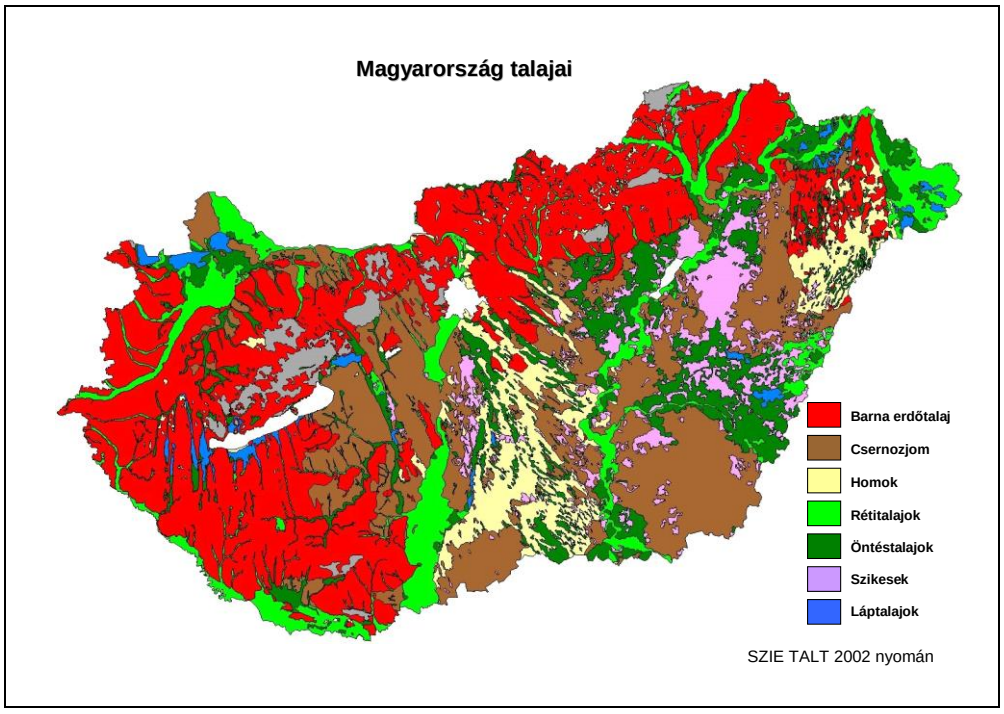
A növénytermesztés lényegében a klímaváltozás és klímavédelem mindkét területének kulcsszereplője. Ami a megelőzést (mitigation) illeti, Magyarországon a bejövő rövidhullámú sugárzásból évente átlagosan 1500 MJ a fotoszintetikusan aktív energia négyzetméterenként. A termőhelyi viszonyok nagymértékben meghatározzák a növénytermesztési tevékenység feltételeit. A számos befolyásoló tényező közül némileg pontatlan összefoglaló kifejezéssel a „talaj-klimatikus" viszonyokat tekinti a mezőgazdaság olyan tényezők összességének, amelyek hatását nem, vagy csak kis mértékben képes szabályozni, és amely hatások ugyanakkor alapvetően meghatározni képesek a termelés célját, a termesztendő növény faját, fajtáját, az alkalmazható agrotechnikai műveleteket és magát a tevékenység gazdaságosságát. Ez utóbbi pedig nem más, mint az alkalmazkodás (adaptation). A klímaváltozás számos negatív, de ugyanakkor pozitív hatással is lehet a növényi életfeltételek alakulására. A VAHAVA program növénytermesztési munkacsoportja az elmúlt években kutatásokat végzett annak érdekében, hogy meghatározza a klímaváltozás növénytermesztésre hatással bíró tényezőit. Ezek közül mutatunk be néhány példát.

A talaj szerepe

Magyarország a Kárpát-medence közepén terül el és talaj-klimatikus szempontból élvezi ennek minden előnyét, és természetesen elszenvedi hátrányait is.

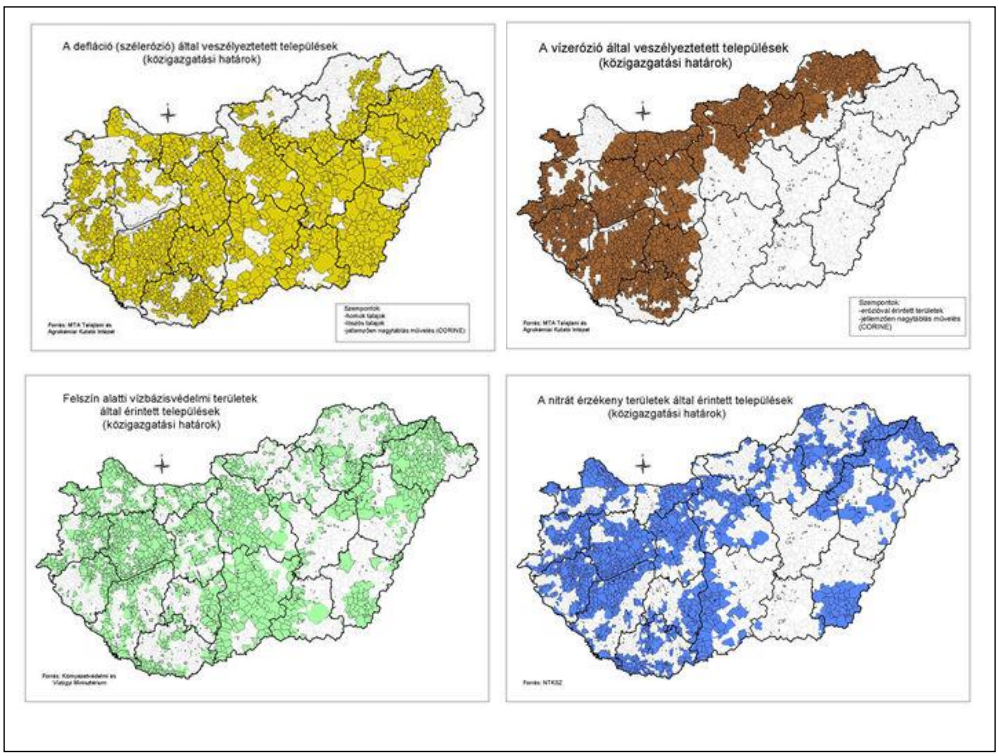
A Kárpát-medence mezőgazdasági szempontból három talaj-klimatikus jellemzővel bír, amely meghatározó lehet a növényi produkcióra és ezen keresztül az agrár ágazatra. Az egyik a medence jellegből eredő földrajzi védettség. Ennek vannak pozitív és negatív hatásai is; klimatikusan kevésbé kitett mint a Föld más tájai, pl. kicsi a valószínűsége tornádók kialakulásának, időjárásilag relatíve stabil, a frontok sok esetben elkerülik, ugyanakkor e stabilitás növényélettani veszélyeket is hordoz, pl. „betanyázik" a fagy, vagy a szárazság hosszabb időn át. A másik medencei jellemző a vízgazdálkodás. Lényegében az átfolyó Dunát leszámítva a medence teljes vízgyűjtőjének minden felszíni vízfolyása (a Dunajec és az Olt kivételével) a medence középpontja felé, az alföldekre irányul. Ez egyaránt jelent kiszámítható vízellátottsági viszonyokat, valamint nehezen kezelhető árvízi és belvízi helyzeteket. A harmadik jellemző, összefüggésben az előző kettővel a medence talajadottságait foglalja össze. Magyarország, Európában egyedülállóan területének több mint 80%-án rendelkezik agro-ökoszisztémákkal, továbbá területének csaknem fele szántó.

Magyarország talajai mezőgazdasági szempontból értékelve összességében jók, alkalmasak a termelésre. A *2. ábrán* látható, hogy az ország területének legnagyobb részét négy talajtípus; a csernozjomok, a barna erdőtalajok a réti- és az öntéstalajok adják. Kisebb területet foglalnak el a homoktalajok, de még ezek egy része is termelésre alkalmas. Talajaink klíma-érzékenysége elsődlegesen nem a talaj típusában, vagy fizikai féleségében keresendő, hanem annak kultúrállapotában. Ezért kiemelt jelentőségű a földhasználat és a talajművelés módja.



2. ábra: Magyarország genetikus talajtérképe. (SZIE TALT, 2002 nyomán)

Figure 2. The genetic soil map of Hungary.



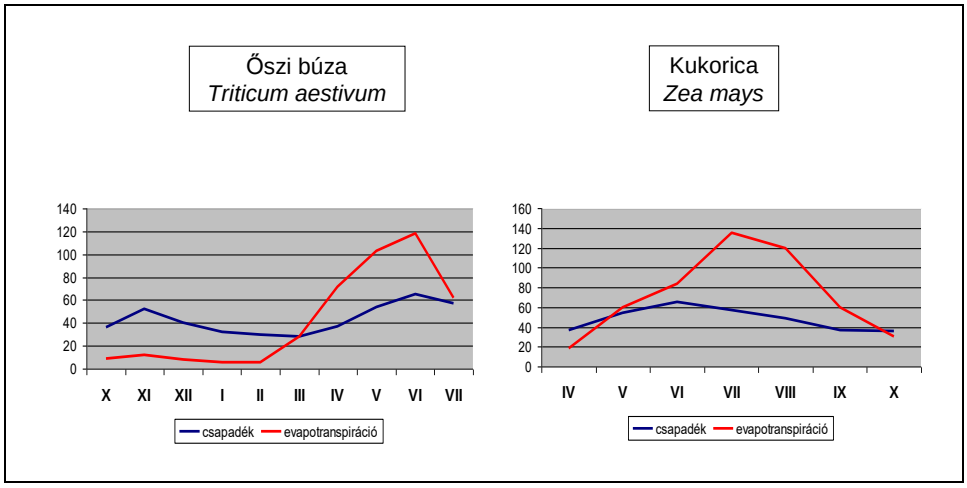
3 ábra: A Magyarország területén található települések veszélyeztetettsége a talajt érő szélerózió, vízerózió, és a felszín alatti vizek, valamint a talajvíz nitrát-érzékenysége alapján.

Figure 3. The endangered settlements in Hungary from the aspect of the wind erosion, water erosion, the subsurface water, and the nitrate sensibility of the soil.

A klímaváltozás talajra gyakorolt hatásai közül a legjelentősebbnek ítélhetők a talaj-degradációs folyamatok. Ezek közül kettőt szükséges kiemelni: az eróziót, valamint a felszín alatti vízkészletek alakulását. Magyarország csaknem minden síkvidéki térsége deflációtól, és lényegében az összes hegyvidéki és dombsági térség a vízeróziótól veszélyeztetett. Felszín alatti vizeink tekintetében az elsődleges veszélyt a folyamatos talajvízszint csökkenés jelenti. Emellett jelentős e vízrétegek elszennyeződése is, pl. a nitrátosodás révén.

A vízellátás mint ható tényező

A vízellátás a növénytermesztés egyik meghatározó tényezője. Minden természetes és termesztett növényfajnak, és ezen belül minden fajtának is specifikus evapotranspirációs vízigénye van, amelynek kielégítése két tényezőtől függ: az egyik a tenyészidei csapadék, a másik a termőhely talajának vízmegőrző és vízszolgáltató képessége (*evapotraspiráció v. evapotranszspiráció – mindkét szóhasználat elterjedt a hazai szakirodalomban, a Szerkesztő megjegyzése*). A *4. ábrán* látható a búza, amelynek a tenyészidei vízigénye – szezonális eltérésekkel – egyensúlyban lehet, míg pl. a kukorica vízigény zömében csak a tenyészidőn kívüli csapadékkal, vagy öntözéssel fedezhető. Nem mindegy tehát, hogy mikor, hol, milyen növényfajokat termesztünk.

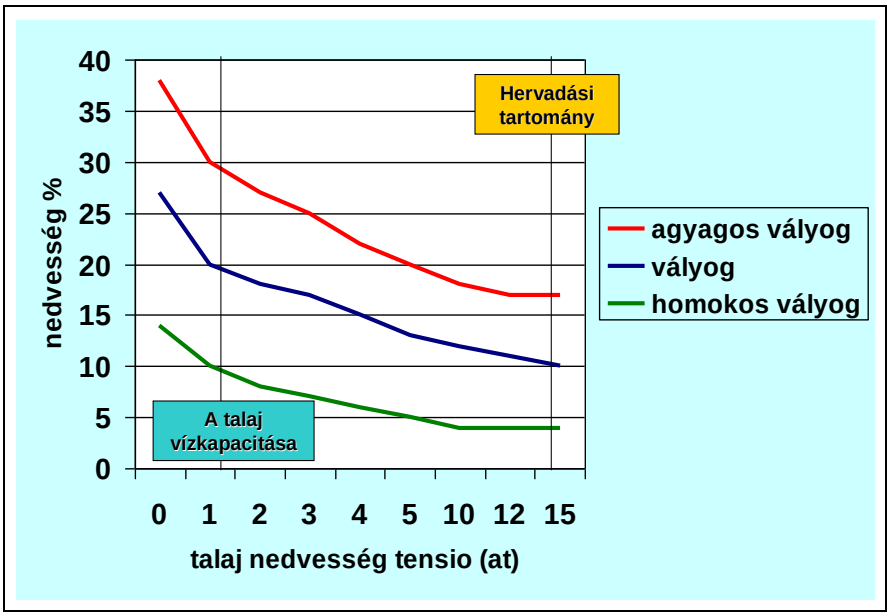


4. ábra: Szántóföldi növények evapotranspirációs vízmérlege, mm/hónap (Gödöllő-Nagygombos, 40 éves átlag).

Figure 4. The water-balance of the evapotranspiration of the arable plants, in mm/month units. (Gödöllő-Nagygombos, average of 40 years).

Tápanyagellátás.

Minden élő szervezet, így termesztett növényeink is élettevékenységükhöz tápanyagokat használnak. Ezek egy része elérhető mennyiségben rendelkezésre áll a termőhely talajában, illetve a légkörben, más részüket, így pl. a nitrogént, a foszfort, a káliumot és egyes makro- és mikroelemeket folyamatosan biztosítanunk kell annak érdekében, hogy fenntartsuk a talaj termőképességét, és megóvjuk annak kizsarolását. A harmonikus tápanyagellátás ugyanakkor segíthet a növények vízhasznosításában. Kísérleti eredményeink szerint a megfelelő tápanyag-ellátottságú növényállomány még aszályos körülmények között is 10 – 20%-kal nagyobb termést képes adni, mint a trágyázatlan kontroll.



5. ábra: A talaj vízmegtartó képessége (*Jolánkai*, 2005).

Figure 5. The water retention capacity of the soil (red – clay loam, dark blue – loam, green – sandy loam).

Éghajlatváltozás–növényvédelem–alkalmazkodás

A CO_2 koncentráció és a hőmérséklet növekedése. A növényi produkció függvénye a légköri szén-dioxid koncentrációnak, valamint a tenyészidei hőmérsékleti viszonyoknak. A nagyobb mennyiségben jelenlévő szén-dioxid általában pozitív hatással van a termésképzésre. Ugyanakkor a magasabb hőmérséklet csak megnövelt vízellátottság mellett képes azonos produkcióra. Martonvásári kísérletek eredményei szerint búza esetében például a szén-dioxid koncentráció növelheti a produkciót, ez a hatás azonban nem volt mérhető még 2 ^{o}C-os hőmérséklet emelésekor.

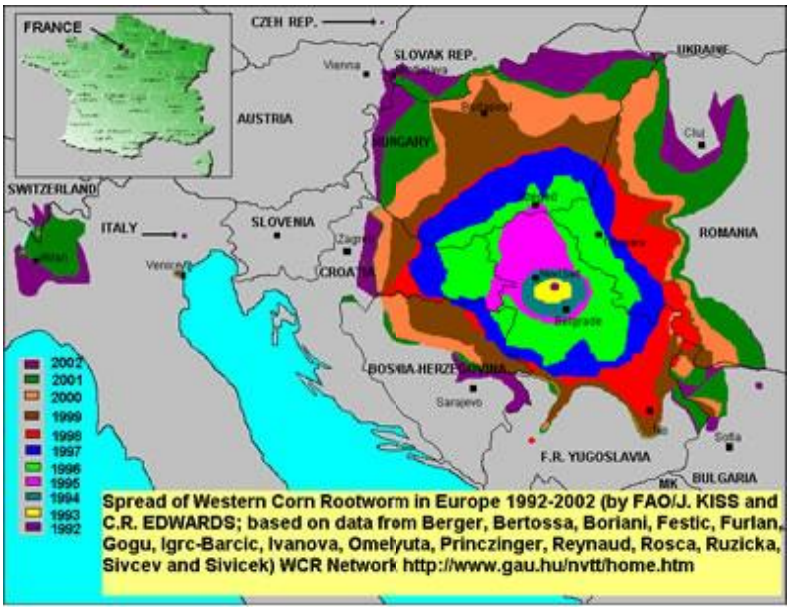
A légköri szén-dioxid koncentráció különösen a C4-es növények termésképzésének esélyeit képes megnövelni. Ugyanakkor megállapítható, hogy az ebbe a fotoszintetikus csoportba tartozó növényfajok aszályérzékenysége nagyobb a C3-as fajokénál. A tenyészidő kitolódása elméletileg megnövelheti pl. a termesztésbe vonható kukorica hibridek körét, ugyanakkor az elvárt produkció a vízellátásban való szélsőségek okán meghiúsulhat.

Növényvédelmi szempontok. A szélsőséges időjárási viszonyok eltérő módon képesek befolyásolni a növényvédelmi helyzetet. Alapjában véve a gyomok, a kórokozók és a kártevők életfeltételeit ugyanazok a klimatikus, és időjárási tényezők alakítják, mint az általuk károsított, illetve velük kompetícióban lévő kultúrnövényekét. Általában az az elfogadott vélekedés, hogy az aridabb körülmények kedvezőbb növényvédelmi helyzetet eredményezhetnek. Ez azonban nem igaz, sem ebben a formában, sem pedig a kártétel egyes egyedi eseteit tekintve. Az aszályosabb körülmények ugyan vízhiányt jelentenek a gyomnövények számára is, azonban ezek közül több növényfaj is képes a kultúrnövényeket meghaladó szárazságtűrésre, továbbá a kevesebb rendelkezésre álló víz megszerzéséért folytatott kompetíció révén fokozottabban károsíthatják a termesztett növényállományt. Tipikus példája ennek a fenyércirok *Sorghum halepense*, vagy a szőrös disznóparéj *Amaranthus retroflexus*.

A klímaváltozás hat a természetes vegetáció összetételére is. Ilyen például a konkoly magyarországi visszaszorulása, és egyidejűleg a pipacs sosem látott térhódítása. A másik az

átlaghőmérséklet emelkedésével összhangban lévő mediterrán fajok betelepedése, illetve újraterjedése. Ilyenek például a máriatövis, vagy a Szicíliában honos vetési margit.

Hasonló példák ismeretesek a gombás megbetegedések között is. Míg általában elfogadott, hogy aridabb körülmények között kisebb az epidémiák veszélye (ez pl. igaz lehet a lisztharmat *Blumeria graminis* előfordulásánál), ugyanakkor ismeretes, hogy míg egy aszályos időszakban bekövetkező rövidebb ideig tartó csapadékos szakasz magán a kultúrnövényen nem képes segíteni, a rövidebb életciklusú kórokozó létfeltételeit azonban nagymértékben javítja, továbbá annak terjedéséhez hozzájárulhat a vízhiányos, legyengült kultúrnövény csökkent védekező képessége is. Jó példa erre az őszi búzában károsító, 4 – 5 évente előforduló szárrozsda *Puccinia graminis* megjelenése és kártétele. Lehetne példákat sorolni a rovarok gradációjával kapcsolatosan is. A kukoricabogár *Diabrotica virgifera,* amely évente 30 – 50 km-es sávban terjedt, Magyarországot 1999-ben „hódította" meg, amikor a tavaszi aszály és a csapadékos nyár eredményeképpen 120 km-t haladt gradációja.



6. ábra: Az amerikai kukoricabogár *Diabrotica virgifera virgifera* terjedése Európában (*Kiss* & *Edwards*, 2003).

Figure 5. The distribution of the western corn rootworm (Diabrotica virgifera virgifera) in Europe.

Alkalmazkodóképesség. A növénytermesztés sikere minden korban a termesztett növény alkalmazkodóképességétől függött. A termesztett növényfaj megválasztásán túlmenően legfontosabb a fajtaismeret. Nemesítő intézeteink, fajtanemesítőink minden fajta esetében közzéteszik a növény habitusának, tenyészidejének, vízforgalmának, télállóságának, tápanyagigényének, betegségekkel szembeni rezisztenciájának adatait. A termesztő felelőssége, hogy ezek közül milyet választ ki az adott termőhelyre, és hogyan képes kielégíteni annak igényeit. Történelmi példa, hogy a nagy termőképességű mediterrán búzafajták magyarországi elterjedésének két egymást követő kemény tél vetett véget, amikor is azok a hazaiaknál sokkal súlyosabb fagykárt szenvedtek.

Összefoglaló megjegyzések

Az értekezés legfontosabb konklúziója: **a növénytermesztési szabályok betartása**. Termőhely kiválasztás, vízforgalmat és talajéletet fenntartó talajművelés, faj és fajta

megválasztása, vetésidő, vetésmélység, sortáv, tőtáv alkalmazása, elő és utóvetemény szerepe, vetésváltás és vetésforgó, élettanilag helyes tápanyagellátás, okszerű növényápolás, megfelelő időben végzett betakarítás – hogy csak néhányat soroljunk fel, mind olyan tényezők, amelyek biztosíthatják a klímaváltozás káros hatásainak megelőzését, de legalábbis a kártétel mértékének enyhítését.

Hivatkozások

Anda, A., 1998: Water loss and microclimate of two maize (*Zea Mays* L.) hybrids. *Acta Agronomica Hungarica,* 46(2): 121–133.

Bartholy, J., Pongrácz, R., 2017: Rövidtávú klímaváltozások és előrejelzésük. *Egyetemi Meteorológiai Füzetek*, 28, 217–229. (jelen kiadványban)

Birkás, M., Jolánkai, M., Stingli, A., Bottlik, L., 2007: Az alkalmazkodó művelés jelentősége a talaj- és klímavédelemben. *KLÍMA-21 Füzetek*, 51: 34–47.

Czelnai, R., 2003: Klímaváltozás: IPCC konszenzus – hazai feladatok. *AGRO-21,* 32: 3–10.

IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. IPCC. Cambridge University Press 881p.

Jolánkai, M., Birkás, M., 2007: Global climate change impacts on crop production in Hungary. *Agriculturae Conspectus Scientificus,* 72(1): 17–20.

Jolánkai, M., Szentpétery, Zs., Tarnawa, Á., Ambrus, A., Kassai, M.K., 2015: Evaluation of climate change impact by biological indicator. *Acta Hydrologica Slovaca,* 16(2): 218–223.

Jolánkai, M., 2005: A klímaváltozás és a mezőgazdaság. *XV. Keszthelyi Növényvédelmi Fórum, VE Georgikon, Keszthely,* (abstract) 21–22.

Kiss, J., Edwards, C. R., 2003: Spread of western corn rootworm. http://www.gau.hu/nvtt/home.htm

Lal, R., 2004: Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma,* 123: 1–22.

Láng, I., Csete, L., Jolánkai, M., (Eds.) 2007: A globális klímaváltozás: hazai hatások és válaszok. A VAHAVA Jelentés. Szaktudás Kiadó Ház, Budapest.

Lawlor, D. W., 2002: Carbon and nitrogen assimilation in relation to yield: mechanisms are the key to understanding production systems. *Journal of Experimental Botany,* 53: 773–787.

Pepó, P., 2007: The role of fertilization and genotype in sustainable winter wheat (*Triticum aestivum* L.) production. *Cereal Research Communications,* 35(2): 917–920.

SZIE TALT, 2002 – Szent István Egyetem Talajtani és Agrokémiai Tanszék. http://www.koti.szie.hu/TALT/index.htm

Várallyay, G., 2006: Soil degradation processes and extreme soil moisture regime as environmental problems in the Carpathian Basin. *Agrokémia és Talajtan,* 55(1–2): 9–18.

ELMÉLKEDÉS A PEDOSZFÉRÁRÓL

Kordos László

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet
1143 Budapest, XIV., Stefánia út 14. E-mail: kordoslaszlo@gmail.com

Contemplation about the pedosphere

Abstract

The text is summarizing the authors' free ideas about the category of pedosphere, especially in the sense as a geonomic interactive border at different environments on the Earth and Space.

Keywords: pedosphere, geonomy, living world, origin of soils, interactive boundary.

Összefoglalás

A szerző a pedoszféra helyét jelöli ki a földi szférák között, különös tekintettel arra, hogy a pedoszféra számos geoszféra kölcsönhatási határterületét jelenti.

Tárgyszavak: pedoszféra, geonómia, élővilág, a talajok eredete, kölcsönhatási határterület.

Bevezetés

A rövid tanulmány a 2013-ban az MTA X. Földtudományok Osztálya keretében működő Geonómiai és Planetológiai Albizottság által 2013-ban rendezett „Pedoszféra" konferencián vetítettképes gondolatmenet kulcskérdéseinek rövid szöveges átiratát próbálja közzé tenni. Az előadás címe a meghirdetetthez képest („Pedoszféra a Föld múltjában"; Klíma és környezetváltozás földtörténeti kölcsönhatásai; „Elmélkedés a pedoszféra evolúciójáról") is többször változott. A szerző nem talajtannal, hanem kihalt és ma is élő emlősökkel foglalkozó paleontológus. A kutatás klasszikus kínálmai mellett mindig ott lebeg a tágabb cél, a geonómiai szférák és a kozmikus összefüggések kölcsönhatás rendszerének összevetése. Most a talaj került sorra.

Mi a talaj?

Az elmúlt több mint kétszáz év irodalmában szemezgetve lássunk néhány definíciót!

- Comenius: *Orbis pictus* (1806)*:* A ' szántó–föld terem minden gabonát, és veteményt.
- Pallas Lexikon (1897): A Föld termőképes felszíne, mely a kőzetek elmállásából keletkezik.
- Fekete et al. (1964): A talaj a szilárd földkéreg legfelső, laza, termékeny takarója …
- Természetismeret 5. osztály (2013) A talaj a földkéreg legfelső, laza, termékeny rétege.
- Anonymous (internet, 2013): A talaj a Föld szilárd kérgének legfelső része, háromfázisú polidiszperz rendszer, ebben szilárd, cseppfolyós és légnemű anyagok találhatók diszpergáltan …

- Soil Science Soc. America (2013): A mixture of minerals, organic matter, water, and air, which forms on the land surface. Can support the growth of plants.

Az alapfokú oktatásban 1806 és 2013 között szinte semmi sem változott. Azóta, de lehet, hogy már korábban is a tudományos meghatározások tobzódásában keveredik egymással a gyakorlat, a talajtan irányzatai, s mindenhol ott van, hogy a talaj jellemzője, annak földfelszíni elhelyezkedése.

A talajokról

A talajok jellemzőiről a köztudat viszonylag keveset ismer, ezért a vezető nemzetközi szervezetek (European Commission, 2005; ISRIC, 2013) pl. a következő közhasznú tényeket sorolják fel:

- több mint 500 év alatt keletkezik 2 cm topsoil a természetes folyamatokkal;
- esetenként egy hektár talajban 5 tonna állat is élhet;
- a talajban átlagosan 45% ásvány, 25% víz, 25% levegő és 4% szerves anyag található;
- egy hektár aktív talajban 3,750 tonna víz van;
- számítások szerint évente az ember okozta szén-dioxid kb. 20%-át köti meg a talaj;
- Európában több mint 10 000 talajtípust különböztetnek meg, stb. …

Paleotalajok (paleosoil)

Földtani szempontból: A fosszilizálódott talajt nevezzük paleotalajnak vagy paleosoil-nak. (*Gyakran alkalmazzák a paleosol kifejezést is – A Szerkesztő megjegyzése.*)

Talajtani szempontból: A paleotalaj a föld története során olyan körülmények között keletkezett, amelyek az adott helyen már megszűntek.

Áthalmozott talajok: A természetes talajerózió és az emberi tevékenység okozta talaj-áthalmozások több talajtípusból összeállt olyan alapkőzetet („C" szintet) is létrehozhatnak, amelyeken a megváltozott körülmények hatására új talajtípusok is kialakulhatnak.

Eltemetett talajszintek: Elsősorban a lösz-sztratigráfiában szembetűnő a különböző löszös, vagy homokos szintekkel elválasztott különböző talajtípusok sorozatai, amelyek nem minden esetben alkalmasak talajrétegtani korrelációra.

Eltűnt talajok csapdamaradékai: Gyakori eset, hogy a barlangokban közvetlenül a felszínről bemosódott talajok – sokszor módosult formában – felhalmozódásai a jelenlegi környezetben már nem fordulnak elő. Hasonló jelenség a talajban élő vagy ott időszakosan tartózkodó állatok járatainak kitöltéseiben (krotovinák) a fosszilis talajszintek teljes eróziójával eltűnt talajt lehet kimutatni.

Pedoszféra – Geonómia

A geonómia szemszögéből nézve a pedoszféra aktív határfelület a litoszféra és a többi szféra között (bioszféra, hidroszféra, atmoszféra). Klasszikusan fogalmazva a talajnak alapkőzetre, vízre, szerves anyagra, kialakulásához pedig időre van szüksége, és szerkezettel kell rendelkeznie. A talajalkotó tényezőket külön-külön tekintve, az alapkőzet minden kozmikus test felszínén és belsejében adott. A víz a Föld szárazföldi és vízzel borított területein, a kőzetekben, az ásványokban, a köpeny magmájában és a kozmikus térben többféle módon általánosan jelen van. Amikor a talajképződéshez hozzárendeljük a szerves anyagot, akkor nem csak az életjelenségeket mutató szervezetek jöhetnek számításba. Az együttes hatáshoz

szükséges idő rendkívül tágan is értelmezhető, csakúgy, mint valamilyen anyagi szerkezet létrejötte.

A Földön a legkorábbi talajok keletkezésének korát Grönlandon, Dél-Afrikában, Skandináviában és még több helyen is 3 és 1,82 milliárd évvel ezelőttinek határozták meg. Szárazföldi élet legfeljebb bakteriális szinten létezhetett, vagy a tenger aljzatának szárazfölddé válásával jöhetett létre. Ugyanakkor az atmoszférában az oxigén jelenléte már a 3 milliárd éve keletkezett talajnak mondott kőzetből is kimutatható (Nature, 2013:501 – lásd az irodalomjegyzékben, mint Crowe et al., 2013).

Vajon talajnak nevezhető-e az óceánok legmélyebb területén, a Grand Canyonnál ötször hosszabb, a Csendes-óceán nyugati részében fekvő 10 994 m mélységű Mariana-árokban levő óceánfenék. Az elmúlt tíz év kutatásai eredményeként a Mariana-árok üledékében csaknem tízszer annyi baktériumot és egyéb mikroorganizmust találtak, mint a fele olyan mélységű, hatezer méteres mélységben. Ez annak köszönhető, hogy az árok falán lecsúszó iszaprétegek dúsítják az aljzat mikrobiotikus lényeinek táplálékát (Nature Geoscience, 2013., március – lásd az irodalomjegyzékben, mint Glud et al., 2013).

Geonómiai szempontból miként értelmezhetők a tenger aljzatán feltörő forróvizes, a tengeralatti vulkáni tevékenységhez köthető, akár 350 ^{o}C-os hőmérsékletű vízfeltörések (hydrothermal vents)? A kéményszerű képződményeket alkotó, a kb. 4,0 pH értékű vízben és a vízből kiváló képződmények különböző (magnézium, vas, szulfidok) lerakódásával biztosítanak sajátos életteret az ökoszisztémának. A baktérium-kolóniák különböző fajai számára a fotoszintézis hiányában kemoszintézissel (hidrogén-szulfid oxidációval) termelnek energiát. Mindezek mellett a forrásoknál és közvetlen környezetükben különböző csigák, gyűrűsférgek, tengeri uborkák és lassan mozgó ízeltlábúak a Földön máshol ismeretlen ökoszisztémát alkotnak; mindezek a körülmények már az 1970-es években felvetették a földi élet eredetének egyik lehetséges alternatíváját (Cone, 1991*: The Discovery of the Most Extraordinary Environment on Earth.- New York: William Morrow and Company).*

Talaj-e a regolit? A regolit a Föld és egyéb kozmikus szilárd testek felszínén lepelként kialakult, a por frakciótól a sziklatörmelékig kialakult méretű réteg (Fairbridge, 1968*: Encyclopedia of Astronomy and Astrophysics; Reinhold Publishers Cooperation*). A Földön általában az alapvetően szélhordta üledékeket (lösz, futóhomok), a pedológiában a váztalajokat értik alatta.

A talaj definíciójának lényeges eleme az élő szervezetek, a szerves anyagok jelenléte és kölcsönhatása. Sokáig misztikus kérdés volt, hogy a Földön kívül van-e élet. Statisztikai alapon számítva kell, hogy legyen (felidézem a nevezetes „*If..*” című angol filmsiker ide vonatkozó részét: a távcső ámulatába esett két Eaton-i diák megállapítja, hogy valahol a messzeségben léteznek angolul beszélők). Ma már egyértelmű, hogy a kozmikus tér teli van szerves molekulákkal, a Marson fellelt meteoritok pedig a földi kőzeteket is bontó baktériumokhoz hasonló fosszíliákat is tartalmaznak. A kozmikus objektumokban a víz és a jég jelenléte napjainkban már tényként kezelendő.

Felmerül a kérdés, hogy talajnak (soil-nak) nevezhető-e az a határfelület, ahol mindezek a tényezők együttesen nem mutathatók ki. A klasszikus talajtan alapján természetesen nem. Ugyanakkor határfelületek mindenhol kimutathatók. A pedoszférát annak globális és planetáris léptékében különösen gazdasági-társadalmi hatása miatt viszont továbbra is célszerű elkülöníteni.

Hivatkozások

Anonymous (internet), 2013.
lásd pl: http://mkweb.uni-pannon.hu/tudastar/ff/06-mezogazdasag/mezogazdasag.xhtml

Comenius, I. A., 1806: *Orbis pictus*. Orbis sensualium pictus hoc est Omnium principalium in Mundo Rerum, et in Vita Actionum, Pictura et Nomenclatura. web.archive.org/web/20120329044934/http://www.grexlat.com/biblio/comenius/index.html

Cone, J., 1991: The Discovery of the Most Extraordinary Environment on Earth. New York: William Morrow and Company.

Crowe, S. A., Døssing, L. N., Beukes, N. J., Bau, M., Kruger, S. J., Frei R., Canfield, D. E., 2013: Atmospheric oxygenation three billion years ago. *Nature*, 501.

European Commission, 2005: – http://ec.europa.eu/environment/soil/index_en.htm

Fairbridge, R.W., 1968: Encyclopedia of Astronomy and Astrophysics. Reinhold Publishers Cooperation.

Fekete, Z., Hargitai, L., Zsoldos, L., 1964: *Talajtan*. – Mezőgazdasági Kiadó, Budapest.

Glud, R. N., Wenzhöfer, F., Middelboe, M., Oguri, K., Turnewitsch, R., Canfield, D. E., Kitazato, H., 2013: High rates of microbial carbon turnover in sediments in the deepest oceanic trench on Earth. *Nature Geoscience*, 6: 284–288.

ISRIC, 2013: http://www.isric.org/

Pallas Lexikon, 1897: A Pallas Nagy Lexikona. HTML változat. mek.oszk.hu/00000/00060/html/

Soil Science Soc. America, 2013: www.soils.org/

Természetismeret 5. oszt., 2013: Jámbor Gyuláné, Kissné G. Á., Vízvári Albertné, Természetismeret 5. Élő és élettelen környezetünk. – Mozaik Kiadó 4. kiadás (2016. 07. 21.), MS-2604U, tanterv: NAT2012.

[1] *Megjegyzés*

[1] (*Az irodalomjegyzéket a beérkezett kézirat alapján – a kiadvány formai követelményeinek megfelelően állítottuk össze – a Szerkesztő megjegyzése.*)

További beérkezett publikáció

MÁSODLAGOS ÁSVÁNYOK KELETKEZÉSI VISZONYAINAK VIZSGÁLATA A NAKHLA-, YAMATO-593-, LAFAYETTE- ÉS GOVERNADOR VALADARES-NAKHLITOKBAN

Gyollai Ildikó[1, 2, *], Kereszturi Ákos[1], Szabó Máté[3], Elias Chatzitheodoridis[4], Bérczi Szaniszló[5]

[1]MTA CSFK Konkoly Thege Miklós Csillagászati Intézet, Asztrofizikai és Geokémiai Laboratórium, Budapest, 1121 Budapest, Konkoly Thege Miklós út 15–17.
[2]MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet, Geobiomineralizációs és Asztrobiológiai Kutatócsoport, 1112 Budapest Budaörsi út 45

[3]MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet, Archeometriai Kutatócsoport, 1112 Budapest Budaörsi út 45
[4]Athéni Nemzet Műszaki Egyetem, Földtani Tudományok Tanszék, GR-15780, Athén (Zografou), Heroon Polytechneiou út 9 (Görögország)
[5]ELTE TTK Fizikai Intézet, Anyagfizikai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A

*e-mail: gyildi@gmail.com

Study of secondary mineral formation of Nakhla, Yamato-593 Lafayette and Governador Valadares Martian meteorites

Abstract

We studied secondary mineral formation in Nakhla, Yamato-593, Lafayette and Governador Valadares nakhlites. Two separate hydrothermal alterational events and their formation periods (based on superpositional relationship) were separated, produced by an low temperature phase of sulfidic alteration and a lower temperature aqueous alteration phase by iron-rich fluids. These meteorite show signatures that are more compatible with magmatic effect related hydrothermal alteration first (the sulphidic alteration), whereas iron-rich fluids probably circulated after the first impact event, when the fluids cooled down to 50 °C. Most of the secondary minerals formed at alkaline-neutral conditions, and the few observed signature of brine conditions are probably from local spatial effects in larger cavities.

Keywords: Nakhlite, aqueous alteration, secondary minerals.

Összefoglalás

A másodlagos ásványképződést a Nakhla-, Lafayette- és Governador Valadares- nakhlitokban tanulmányoztuk. Két hidrotermális eseményt különíthetünk el: magasabb hőmérsékletű hidrotermális szulfidos átalakulást és alacsonyabb hőmérsékletű, vastartalmú fluidumok okozta átalakulást. Ezek a vizes átalakulások az első (kilökődést megelőző) marsi becsapódást követően keletkezhettek. A legtöbb ásvány alkáli-neutrális körülmények között jött létre, néhány esetben a Ca-SO_4-Fe-Mn tartalmú oldatokból a nagyobb üregekben kalciumszulfátok és vas-mangán-karbonát -ásványok csapódtak ki.

Tárgyszavak: Mars, nakhlit, vizes átalakulás, másodlagos ásványok.

Bevezetés

A vizsgált nakhlitok (Nakhla, Lafayette, Governador Valadares) egy marsi vulkáni terület 1,3 milliárd éves lávafolyásaiból és sekély magmás intrúzióiból származnak (McSween, 1985). Ezek a kőzetek egy nagy marsi becsapódási esemény során 10,75 millió éve lökődtek ki a világűrbe, majd a Földre néhány tízezer éve csapódtak be (Wetherill, 1984). A másodlagos ásványok vizsgálata a nakhlitokban különösen fontos az egykori marsi vizes környezet megértéséhez (Marion et al., 2003; Chatzitheodoridis et al., 2014). A nakhlitok általában 1 – 4%-ban tartalmaznak másodlagos ásványokat (Fe-Mg-Ca karbonátok, anhidrit, gipsz, kősó, rétegszilikát), amelyek a marsi vizes átalakulás során kristályosodtak alacsony hőmérsékletű (25 – 150 °C) Fe-Mg-Ca-SO_4-Cl tartalmú oldatokból (Bridges & Grady, 2000). A földi és marsi eredetű másodlagos ásványok jól elkülöníthetők, a földi légköri felizzás során keletkezett égetett kéregben (fusion crust) található jarosit és kalcit földi eredetű, míg ugyanitt a repedéskitöltő iddingzitek, vas-oxihidroxidok, szideritek-rodokrozitok, és evaporit-ásványok marsi vizes átalakulás során keletkeztek (Hicks et al., 2014). Iddingzitesedés a nakhlitokban 600 millió évvel ezelőtt történt az evaporit képződéssel egyidőben (White et al., 2014). Amikor az első, kilökődést megelőző marsi becsapódási esemény után a hidrotermális oldatok 50 °C-ra hűltek le, vas-gazdag hidrotermális réteg-szilikátok csapódtak ki, melyeket nagyobb Mg-tartalmú amorf gél képződése követett (Hicks et al., 2014).

Módszerek

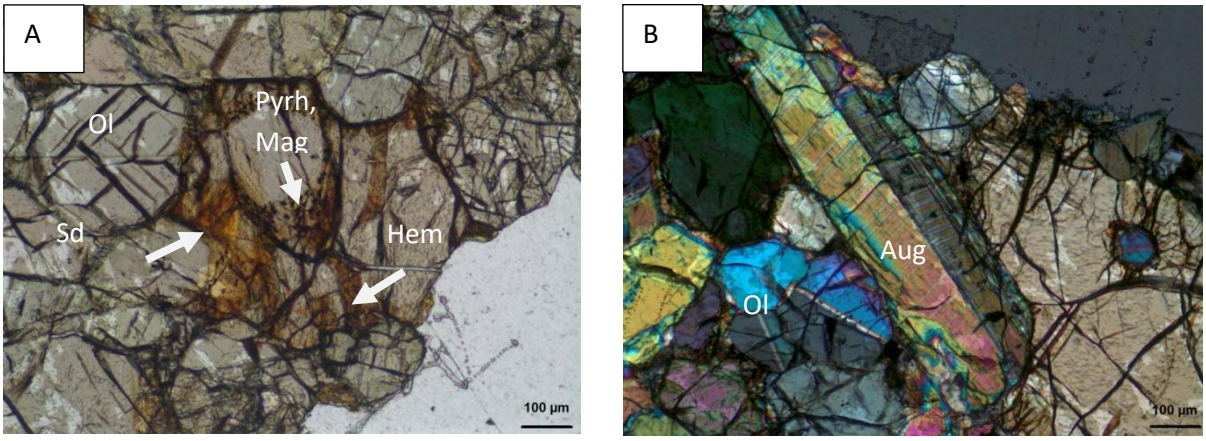
A Nakhla-, Yamato- és Lafayette- nakhlitokat NICON Eclipse E600 polarizációs mikroszkóppal és Bruker VERTEX70 FTIR ATR Hyperion 2000 mikroszkóppal vizsgáltuk az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében (20x objektív, infravörös spektrumok felvétele 4 cm^{-1} felbontással Opus 5.5 szoftverrel). A pásztázó elektronmikroszkópos mérések (JEOL JSM 6380-LV SEM EDS (20 kV, 1 nA, 60 s mérési idő) + SSD) az Athéni Nemzeti Műszaki Egyetemen (Yamato 593, Lafayette, Nakhla minták), és a Yamato-593-nakhlit elemtérképezése az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében (JEOL Superprobe733 + INCA Energy 200 Oxford Instrument Energy Dispersive Spectrometer, 20 keV, 6 nA;) készült. A másodlagos ásványok Raman spektroszkópiai vizsgálatát (Renishaw Ramascope RM1000 + Leica DMLM mikroszkóp hűtött CCD kamerával, a mérés alatt 100x-os objektívet a 632,8 nm He-Ne lézer, <5 mW, spektrumok felvétele GRAMS szoftverrel) az Athéni Műszaki Egyetemen végeztük.

Eredmények

A **Nakhla**-nakhlitban az átalakulási ásványtársulások vörösbarna színük alapján különíthetők el, amelyek repedések mentén, szemcseközi térben fordulnak elő (*1. ábra, A kép*). Nakhla-nakhlit 70%-a augit (helyenként mechanikai ikresedéssel *1. ábra, B kép*), 20%-a olivin, és 10% alapanyag, utóbbi főleg diaplektik földpátüvegből (maszkelinit) és másodlagos ásványokból áll. Az alapanyagban 10 – 150 μm nagyságú léces földpátok vannak, melyek között a magnetit és szulfid ásványok (40 – 70 μm) magmás eredetűek. A másodlagos ásványok 10 μm-nél kisebbek, főleg sziderit és hematit, ritkábban szulfátok és halit ásványok is detektálhatók.

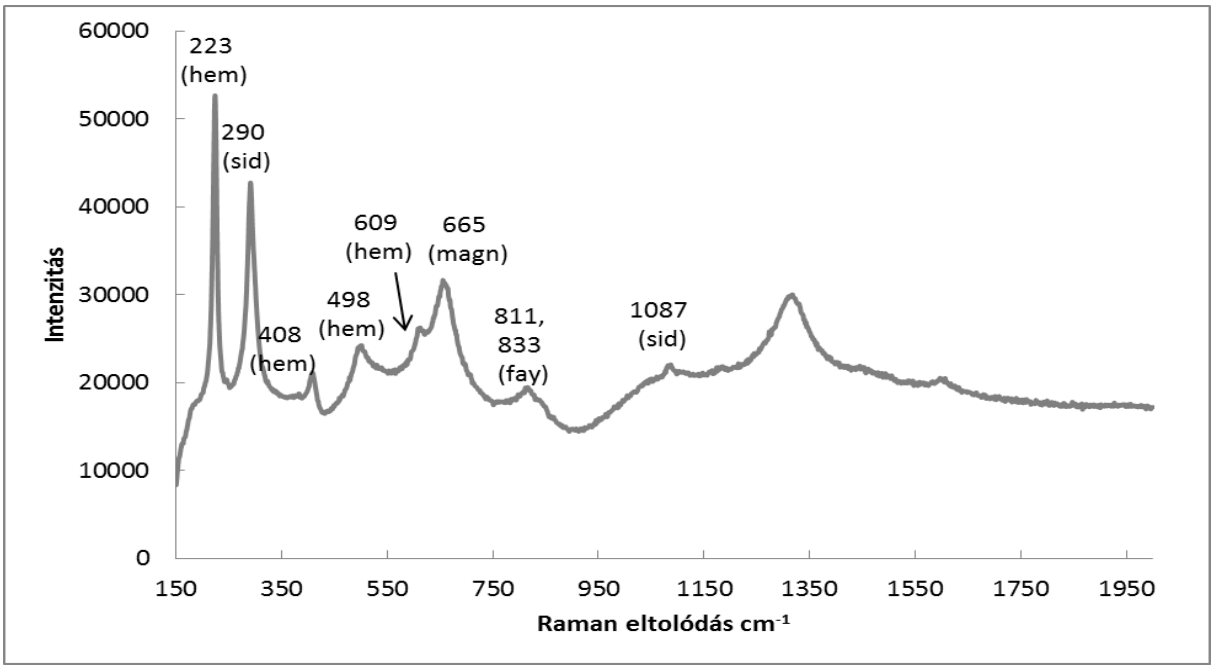
A **Governador Valadares** -nakhlitban a másodlagos ásványokat Raman spektroszkópiával vizsgáltuk, a mérések átalakulási üregekben repedésekben történtek. Kétféle repedés különíthető el: nyílt repedések (nem töltik ki másodlagos ásványok), és hematittal-sziderittel kitöltött erek (*2. ábra*). A szemcseközi térben az átalakulási üregeket sziderit, hematit,

montmorillonit és fayalit tölti ki, ahol a fayalit a marsi átalakulás előtt képződött magmás ásvány.



1. ábra: A: repedés és szemcsehatár menti átalakulás a Nakhla-nakhlitban: sziderit, hematit, pirrhotin, magnetit (10x nagyítású objektív, 1 nikol, baloldali kép) B: Mechanikai ikresedés az augitban a Nakhla-nakhlit (10x objektív, keresztezett nikolok, jobb oldali kép).

Figure 1. A: Alteration along the fractures in the Nakhla-nakhlite containing siderite, hematite, pyrrhotite, and magnetite (10x magnification, plain polarized light, left side image). B: Augite with mechanical twins in Nakhla-nakhlite (10x magnification, crossed polars, right side image).

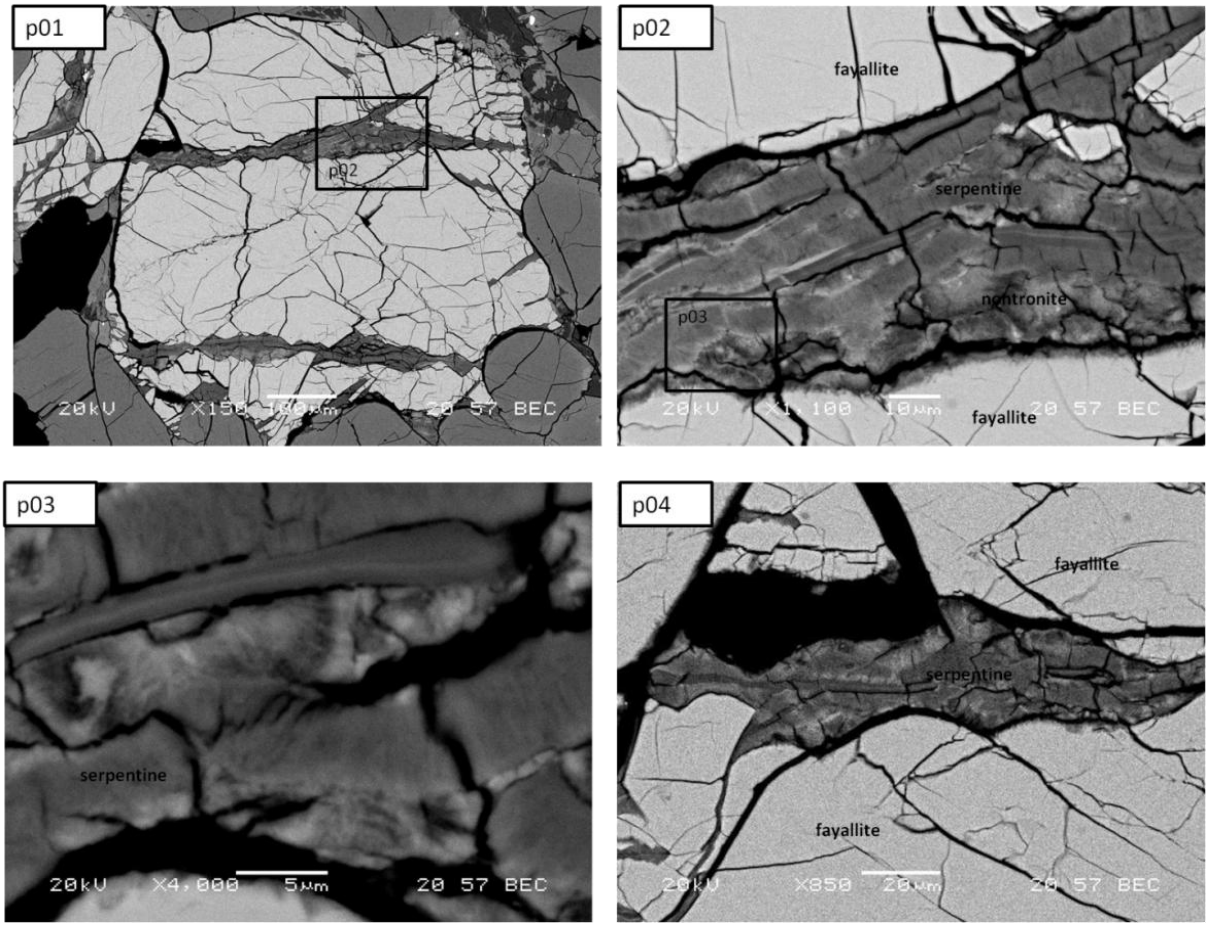


2. ábra: Vastartalmú repedésmenti átalakulás Raman spektruma a Governador Valadares- nakhlitban (Jelmagyarázat: hem: hematit, sid: sziderit, magn: magnetit, disord fay: gyengén kristályosodott fayalit) az adott ásványokra jellemző csúcspozíciókkal.

Figure 2. Raman spectrum of alteration products along the fractures in the Governador Valadares- nakhlite. (Legend: hem: hematite, sid: siderite, magn: magnetite, disord fay: disordered fayalite with characteristic peak positions.

A **Lafayette-**nakhlitban a fayalit szemcséket 20 – 80 µm vastag szerpentin erek szelik át. A szerpentines erek réteges szerkezetet mutatnak a BSE képeken a peremek felé növekvő Fe

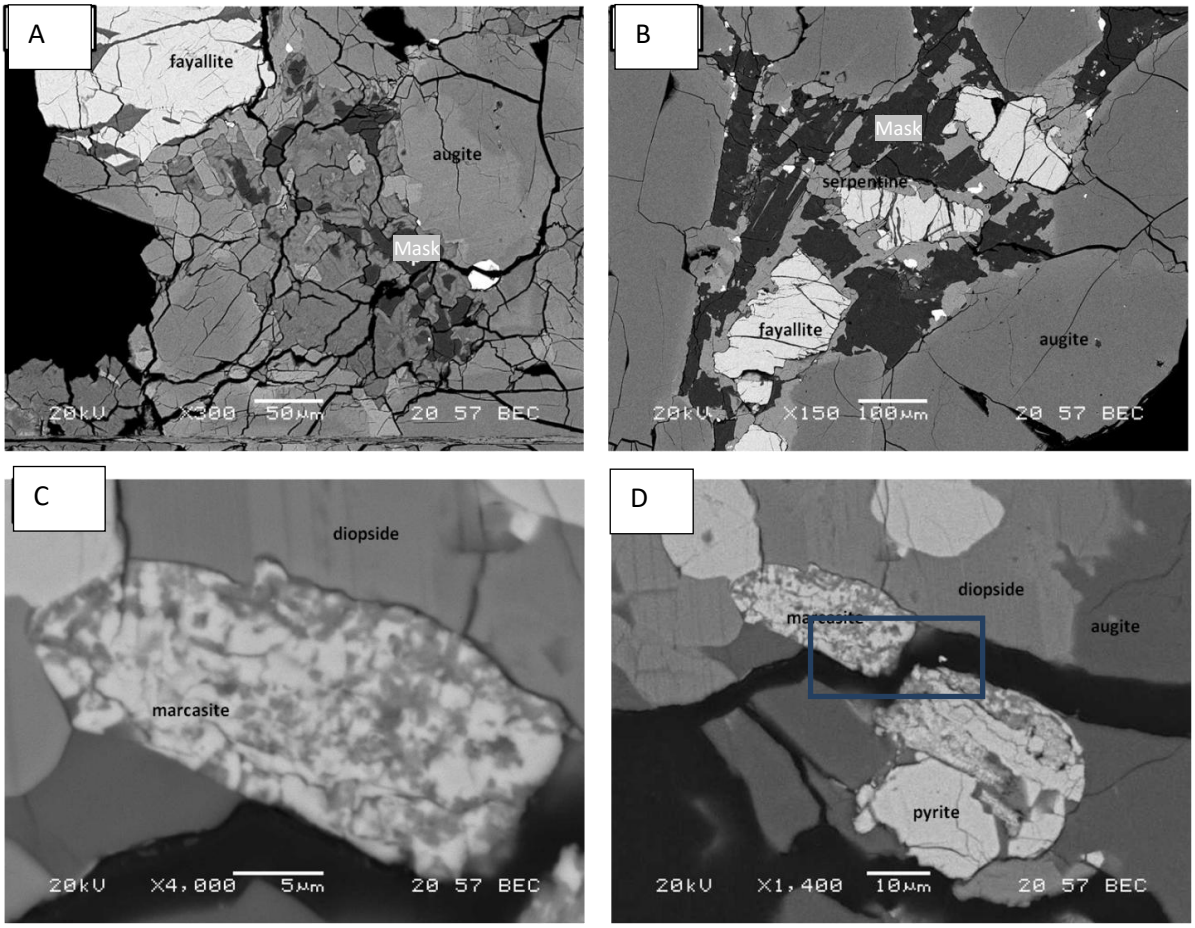
tartalommal (*3. ábra*). A szerpentin erek falán vörösesbarna hematit kiválások vannak, melyek optikai BSE és Raman-mikroszkópiai módszerekkel jól megfigyelhetők (*3. ábra, p02* kép). A BSE képeken a szerpentin erekben csatornás szerkezetek (tunnel structure: *3. ábra, p03* képén csőszerű képződmény a szerpentin érben) figyelhető meg, valamint gömbös szmektit kiválások (*3. ábra*).



3. ábra: Vastag szerpentin erek az olivinben a Lafayette-nakhlitban. A külső peremnél -nontronitos gömb alakú kiválások (*p02 kép*), illetve csatornás szerkezet figyelhető meg (*p03 kép*). A szövegben részletezett réteges szerkezet a *p04* képen figyelhető meg.

Figure 3. Thick serpentine veins in the Lafayette-nakhlite. At the boundary of veins clay-iron oxide bearing concretions (image p02) and tunnel structures (image p03) can be observed. The layered structure (see details in text) is displayed on the image p04.

A finomszemcsés részben az olivin jórészt rétegszilikátokká (szerpentin, nontronit) alakult, csak kis része őrződött meg (*4. ábra. B kép*). Helyenként a vizsgált Lafayette-nakhlit töredezett, a töredezett zónát augit és maszkelinit tölti ki (*4. ábra. A kép*). A bázisos földpát becsapódás során magas sokknyomás hatására (50 – 90 GPa) diaplektik üveggé, maszkelinitté alakult át, ami az ALH77005 shergottitban is előfordul (Kubovics et al., 1996; Kubovics, 2008). Raman spektroszkópiai vizsgálattal az eredeti magmás szulfid ásványok (pirrhotin) piritté és markazittá való átalakulását mutattuk ki (*4. ábra C – D, 5. ábra)*.

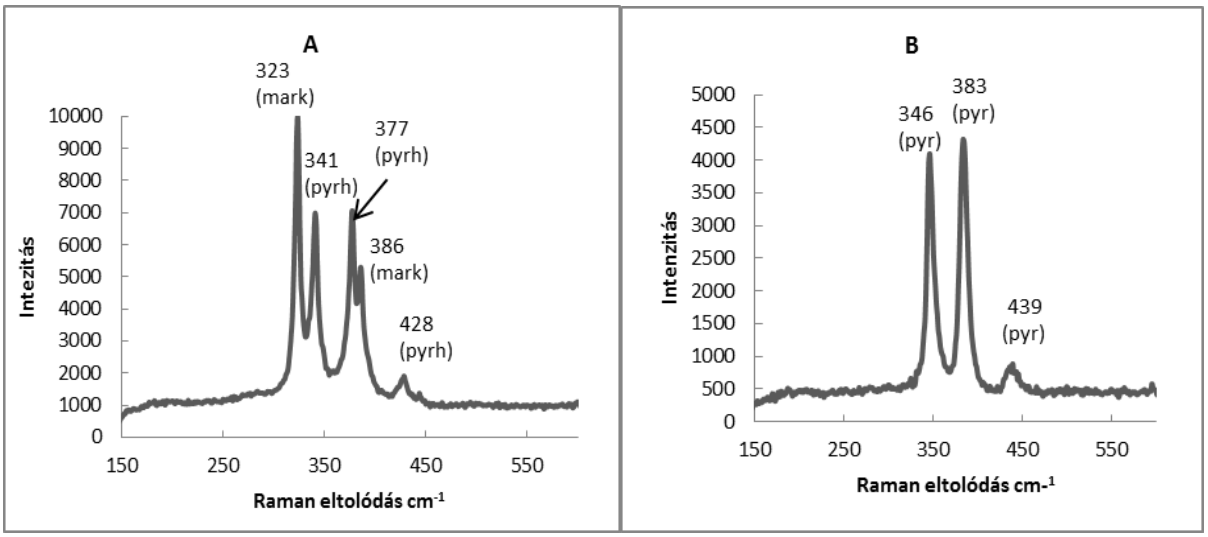


4. ábra: Vizes átalakulás nyomai a Lafayette-nakhlitban. A: töredezett zóna, amelyet második generációs (az eredeti magmás piroxén után kristályosodott, repedéskitöltő, magas hőmérsékletű oldatokból) piroxén és maszkelinit tölti ki. B) Erősen iddingzitesedett olivin, csak kis része őrződött meg az eredeti szemcsének. D: Pirrhotin (D kép bekeretezett terület) piritté és markazittá (C nagyított kép) átalakulása (keret jelöli a Raman spektroszkópiai mérések helyét).

Figure 4. Signatures of hydrothermal alterations in the Lafayette-nakhlite. A: fractured zone, which is filled by secondary generation (crystallized later than the original magmatic pyroxene along the fractures, crystallized from high temperature hydrothermal fluid) pyroxene and feldspar. B: strongly iddingsitized olivine, where preserved only little part of the original grain. D: Pyrrhotite (marked by rectangular on the image D), which transformed to pyrite and marcasite (magnified image C).
(The area of the Raman measurements is marked by rectangular.)

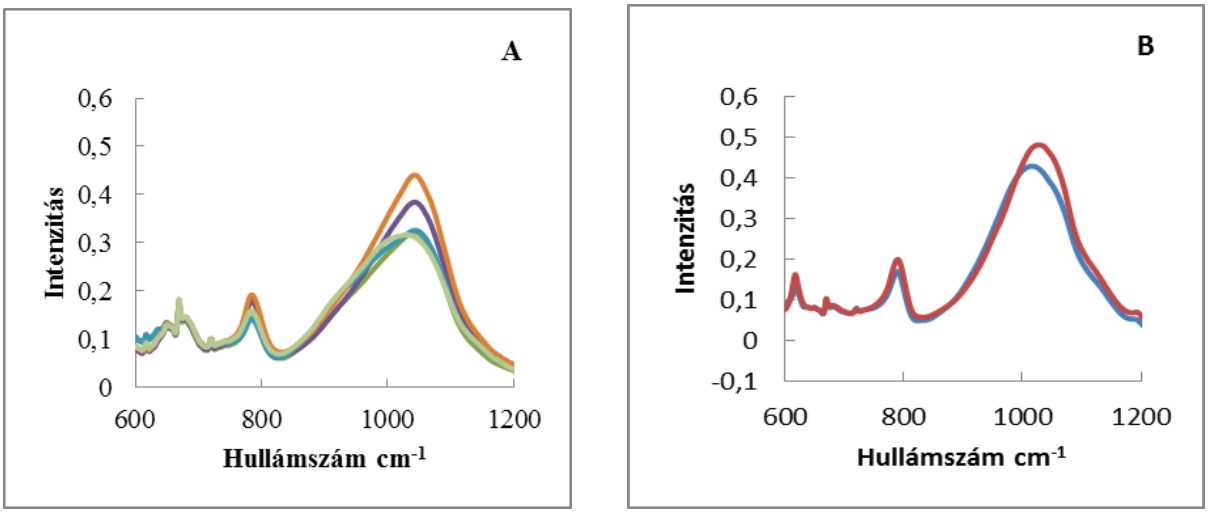
A **Yamato-593** minta mintegy 15%-át átalakulási termékek alkotják, melyek erekben és a nagy augit szemcsék közti alapanyagban fordulnak elő. Sziderit és hematit repedésekben jelenik meg valamint a szemcsehatárok mentén is. Mangán tartalmú sziderit a rozettás szerkezetek (méhkaptár mintázatú másodlagos átalakulás a szemcseközi térben) szélén alkot néhány µm vastag peremet, a rozettás szerkezet belsejét rétegszilikátok (szerpentin és nontronit) tölti ki. Az alapanyagban az olivinek erősen átalakultak, csak töredékek maradtak fenn, melyeknek nagy része szerpentinné alakult. A kumulátum olivinekben vastag szerpentin erek alakultak ki, de az eredeti szemcsehatárok nem őrződtek meg. A többi nakhlittól eltérően a **Yamato-593** mintában nagy mennyiségben fordul elő a finomszemcsés területeken klórapatit, és Ca-szulfát is kimutatható az FTIR-ATR és az elemtérképezéses módszerekkel (*6.* és *7. ábra*). A piroxének kisebb mértékben alakultak át, mint az olivinek: a piroxénekben főleg repedés menti sziderites-hematitos átalakulás történt, az olivinekben szerpentin erekből ágazó ún. csatornás szerkezet (tunnel structure) észlelhető a BSE képeken (*8. ábra*). A többi

vizsgált nakhlithoz hasonlóan az aprószemcsés területeken eredeti magmás relikt szulfid-ásványok (pirrhotin) és magnetit mutathatók ki.



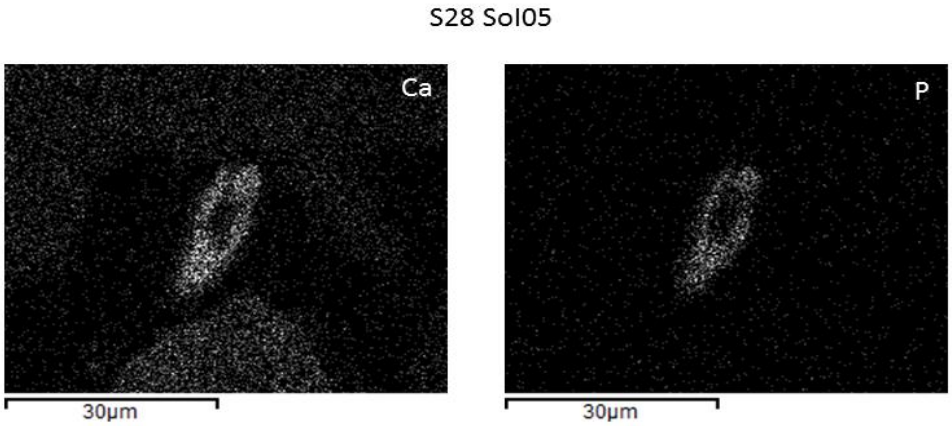
5. ábra: Raman spektrumok: Pirrhotin (pyrh) átalakulása markazittá (mark) (A) és pirit (B) (mérések helye: BSE kép 4/D ábra) a Lafayette-nakhliteban.

Figure 5. Raman spectra of the alteration products in the Lafayette-nakhlite. A: alteration of pyrrhotite to marcasite (mark), B: pyrite.



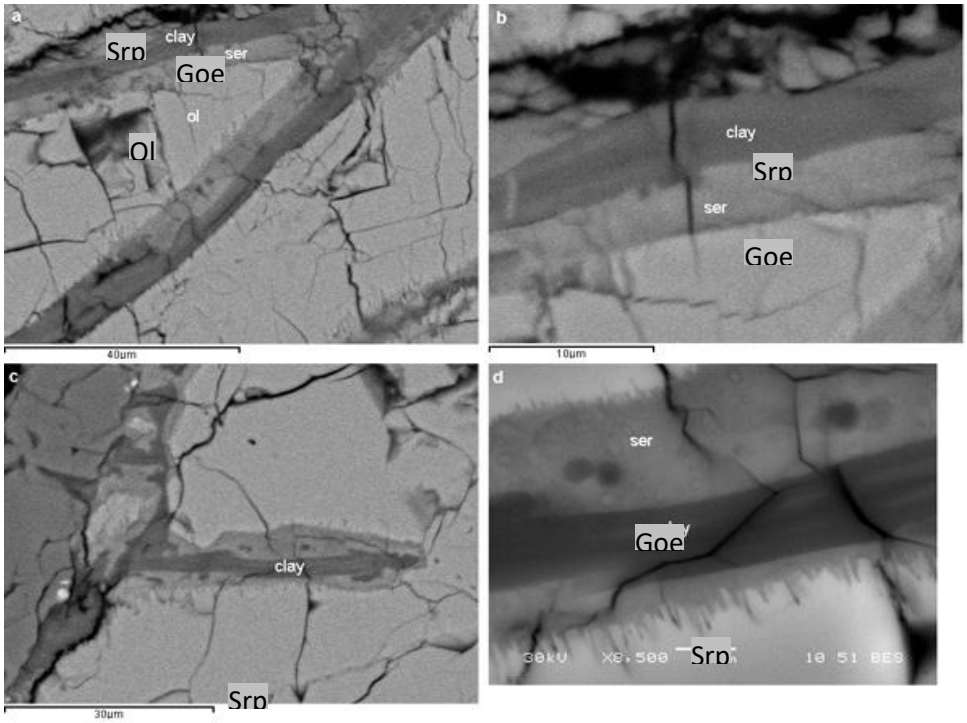
6. ábra: A: Ca-szulfát v1 IR csúcsa 1045 cm^{-1}-nél (Yamato-593 minta, area3). B: Ca-szulfát v1 IR csúcsa 1027 cm^{-1}-nél (Yamato-593 minta, area12).

Figure 6. FTIR spectra of the detected Ca-sulfates in the Yamato-593 nakhlite. A: v1 vibration near 1045 cm^{-1}, B: v1 vibration near 1027 cm^{-1}.



7. ábra: Apatit elemtérképe az Yamato-593-nakhlit area3 mérési területén, amit a Ca és P ugyanazon területen lévő koncentrációjával lehet kimutatni.

Figure 7. Element map of the apatite in the Yamato-593 meteorite, which could be detected by high concentration of Ca and P in the same area.



8. ábra: Szerpentin (Srp) – goethites (Goe) átalakulások a Yamato-593 nakhlitban, ahol a szerpentin erek szélén csatornás szerkezetek (*tunnel structure*) alakultak ki (d ábra).

Figure 8. Serpentine (ser) and clayey (clay) alterations in the Yamato-593 nakhlit, where formed tunnel structures at the rims of the serpentine veins (image d).

Összefoglalás

Valamennyi általunk vizsgált nakhlitban találtunk átalakulással keletkezett ásványokat. Háromféle átalakulást különíthetünk el: sziderites-vasoxidos, szerpentines-szmektites, valamint szulfidos (magmás eredetű szulfid ásványok markazittá való átalakulása). Ezek az átalakulások a vizsgált nakhlitokban különböző mértékben fordulnak elő. Nakhla és a Governador Valadares mintákban döntően a vasoxidos-sziderites, míg a Lafayette-nakhlitban

a szerpentines-nontronitos átalakulás jellemző. A **Yamato-593**-nakhlitban a szerpentin-agyagos és a sziderites-vasoxidos átalakulások hasonló arányban fordulnak elő. Magmás eredetű szulfid ásványok markazittá való átalakulása egyedül a **Lafayette**-nakhlitban figyelhetők meg.

A **Lafayette**-nakhlitban kétféle másodlagos ásványcsoport mutatkozott: a szerpentines olivinek és a töredezett zóna (maszkelinit és piroxének között ásványkitöltés (*4. ábra, A kép*) és a szulfidos átalakulás (*4. ábra, C–D kép*) között különbségek mutatkoznak. Hőmérséklet alapján kétféle vizes átalakulást különíthetünk el:

1) Az olivinekben előforduló vastag szerpentin erek iddingzitesedés folyamán lúgos és semleges kémhatású környezetben keletkeztek alacsony hőmérsékleten,
2) A repedéses zónában keletkezett ásványok (szulfidok és magnetit) magas hőmérsékleten magmából váltak ki, vizes átalakulás során, a peremek mentén piritté és markazittá alakultak.

A **Nakhla**-nakhlitban az olivinek repedéseit ferrihidrit és vas gazdag szerpentin ásványok töltik ki, és ez alapján vastartalmú oldatok okozta átalakulásra lehet következtetni. (A Nakhla mintában ritkábban fordulnak elő szerpentinásványok, mint a Lafayette-nakhlitban.) Emellett lehet nagy hőmérsékletű, szulfidos átalakulásra következtetni, Nakhla-nakhlitban is. A szulfidos átalakulás után itt bekövetkezett egy alacsony hőmérsékletű átalakulás is, melynek során szerpentin-vasoxidos és szerpentin-montmorillonitos kitöltések jöttek létre. (A Nakhla-nakhlit szulfidos átalakulása különbözik a Lafayette-nakhlitban megfigyelt folyamattól, mert itt csak a pirrhotin és magnetit van jelen (*1/A ábra*), Lafayette-ben a pirrhotin piritté és markazittá alakulását (*4/D ábra bekeretezett terület*) láttuk, ami egy következő,alacsony hőmérsékletű átalakulás, ahol pirit és markazit együttes előfordulása a pH változással magyarázható. Pirit üledékes környezetben és alacsony hőmérsékleten likvidmagmás fázisban egyaránt keletkezhet). A finomszemcsés magmás ásványtársulás a kumulát olivinek és augitok között főleg földpátüvegből (maszkelinit) klinopiroxénből, olivinből és apatitból áll, de kis mennyiségben tartalmaz krómitot, magnetitet és pirrhotint.
Összehasonlításképpen elmondhatjuk, hogy a Nakhla mintában vékonyabbak a szerpentin erek (10 μm), mint a Lafayette-nakhlitban (100 μm), ami alapján arra következtethetünk, hogy a Lafayette-nakhlit forrásterületét erősebben fölülírta az alkáli-neutrális átalakulás. Lafayette-mintára inkább az olivin szerpentinesedése jellemző nontronit kiválásokkal (*3/p02 ábra*), sziderit csak az erek falán elvétve fordul elő. Ezzel szemben a Nakhla mintánál döntően a repedésmenti és szemcseközi teret kitöltő vasoxidos-sziderites átalakulás fordul elő (*1/A ábra*), ezek alapján vas-gazdag átalakulásra lehet következtetni. Az átalakulás különbségét okozhatta az eltérő ásványos összetétel is: a Nakhla-nakhlit nagyobb részét piroxén alkotja, míg a Lafayette-nakhlit olivin fordul elő nagyobb arányban. A Nakhla és a Governador Valadares-nakhlitokokban a vastartalmú oldatok okozta átalakulás során a repedésekben és az alapanyagban Mn-sziderit és vasoxid vált ki (*1/A ábra, 2. ábra*). A két folyamat dominanciájának ásványos összetételtől való függését jól mutatja a Yamato 593-nakhlit szövete is: az olivinekben döntően szerpentines-nontronitos átalakulás (*8. ábra*) figyelhető meg, míg a finomszemcsés magmás ásványokban sziderit, vasoxid, és sziderites átalakulás mutatkozik. A szulfát jelenléte (*6. ábra*) a sziderittel együtt a Yamato593-nakhlit finomszemcsés magmás ásványtársulásában felveti a Fe-Mn-Ca-SO_4-CO_3 tartalmú oldatok okozta átalakulást is. A Yamato593- és a Nakhla- nakhlitban az auguitokban megfigyelt poliszintetikus ikrek (*1/B ábra*) és az olivinekben megfigyelt mozaikos kioltás S3 sokk metamorfózis során keletkeztek.

Következtetés

Az átalakulási üregek a szemcseközti térben találhatók, melyeknek az eredeti anyaga a magmából kivált mezosztázis, ezt földpát diaplektik üveg (maszkelinit), fayalit, diopszid és klórapatit alkotja, ezt döntően alacsony hőmérsékletű oldatok járták át (pH 5,0 – 8,0). A markazit, pirit és a magnetit együttes előfordulása a sziderittel és a vasoxiddal egy pH és oxidációs viszonyok változásához köthető vizes átalakulásra enged következtetni. Magnetit, hematit a fayalit oxidációja során is keletkezhetett a marsi becsapódás után, mikor a nakhlitok kilökődtek, és napközeli pályára kerültek.

Az augitokban (Nakhla-, Yamato593-nakhlitok) a mechanikai ikresedés S3 (15 GPa) sokk szinten képződött átalakulást jelez, mely talán a marsi becsapódás során keletkezett, amikor a nakhlitok a marsi kéregből a világűrbe lökődtek ki.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk az MTA-CSFK Földtani és Geokémiai Kutatóintézetének és az Athéni Nemzeti Műszaki Egyetemnek a műszeres anyagvizsgálatok lehetővé tételéért. Az Athéni kutatómunkát a COST-STSM TD1308- 010215-053644-53644 kutatási ösztöndíj és a Magyar Állami Eötvös Ösztöndíj (MAEÖ2016_1) támogatta. Köszönettel tartozunk Dr. Kubovics Imre professzor úrnak a kőzettani elemzésben és fejlődéstörténetben tett javaslataiért.

Hivatkozások

Bridges, J. C., Grady, M. M., 2000: Evaporite mineral assemblages in the nakhlite (martian) meteorites. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(3): 267–279.

Chatzitheodoridis, E., Haigh, S., Lyon, I., 2014: A conspicuous clay ovoid in Nakhla: evidence for subsurface hydrothermal alteration on Mars with implications for astrobiology. *Astrobiology,* 14(8): 651–693.

Kubovics, I., 2008: Általános kőzettan – a földövek kőzettana. Mundus Kiadó, 652p.

Kubovics, I., Gál-Sólymos, K., Bérczi, Sz., Holba, Á., Lukács, B., Puskás, Z., Szakmány, Gy., Török, K., 1996: Experimental investigations on ALHA 77005, 105-3 shergottite sample from Antarctica. *Annales Universitatis Scientiarium Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae Sectio Geophysica et Meteorologica* T. XII. Budapest p. 21. (ISSN 0237 2738)

Hicks, L. J., Bridges, J. C., Gurman, S. J., 2014: Ferric saponite and serpentine in the nakhlite martian meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 136: 194–210.

Marion, G. M., Catling, D. C., Kargel, J. S., 2003: Modeling aqueous ferrous iron chemistry at low temperatures with application to Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(22): 4251–4266.

McSween, H. Y., 1985: SNC meteorites: Clues to Martian petrologic evolution? *Reviews of Geophysics*, 23(4): 391–416.

Wetherill, G. W., 1984: Orbital evolution of impact ejecta from Mars. *Meteoritics*, 19(1): 1–13.

White, L. M., Gibson, E. K., Thomas-Keprta K. L., Clemett S. J., McKay D. S., 2014: Putative Indigenous Carbon-Bearing Alteration Features in Martian Meteorite Yamato 000593. *Astrobiology,* 14(2): 170–181.

Függelék

Az MTA X. Osztály, Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottság Geonómiai és Planetológiai Albizottságának(2011-ig) és jogelődjének az MTA Planetológiai Tudományos Bizottságkiadványai (1991-től) és a Bizottság által szervezett konferenciák programja (2007-től)

Publications (from 1991) and organization of conferences (from 2007) of Subcommittee on Geonomy and Planetology of Committee on Geochemistry, Mineralogy and Petrology of Hungarian Academy of Sciences (HMS) and former Committee on Geonomy of HMS (until 2011)

Könyvek (*Books*):

Bérczi Sz., 1991: *Kristályoktól Bolygótestekig*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 210. oldal (ISBN 963 05 5842 4)

Dudich E. (szerk.), 2003: *Geonómia az ezredforduló után.*– Magyar Tudományos Akadémia és az UNICONSTANT kiadása, Budapest, 199. oldal (ISBN 963 508 386 6)

Dudich E. (Szerkesztő), 2005: *Geonomy: The Synthesizing Geoscience for the 21st Century* – Magyar Tudományos Akadémia és azUNICONSTANT kiadása, Budapest, (ISBN 963 86401 8 9)

Kubovics I., Póka T. és Weidinger T. (Szerkesztők), 2017: A talajtakaró geonómiája. *A pedoszféramint a Föld sajátos fázishatára.* – Az MTA Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottság, Geonómiai és Planetológiai Albizottság konferenciája. 2013. szeptember 26. és 27. Egyetemi Meteorológiai Füzetek.

MTA Planetológiai Tudományos Bizottság konferenciája az MTA Veszprémi Területi Bizottság (VAB) székházában (Veszprém Vár út 37), 2007. május 22 – 23.

Conference of former Committee on Geonomy of HMS in Veszprém, 22 – 23 May 2007

A Konferencia programja:

2007. május 22. délelőtt

Mészáros Ernő akadémikus, a Veszprémi Akadémiai Bizottság elnöke
(a konferencia védnöke)
Pannon Egyetem, Veszprém
A légkör fejlődéstörténete, légköri ciklusok (nyitóelőadás)

Lukács Béla, MTA doktora, tudományos tanácsadó
KFKI Részecske- és Magfizikai Kutatóintézet
A kémiai elemek születése a csillagokban

Bérczi Szaniszló, kandidátus, egyetemi docens
ELTE Fizikai Intézet
Anyagvizsgálatok a Naprendszerben

Almár Iván, a Fizika Tudomány doktora, MANT tiszteletbeli elnöke
MTA Csillagászati Kutatóintézet, Magyar Asztronautikai Társaság (MANT)
A kozmikus veszélyek fokozódó jelentősége az emberiség szempontjából

Horváth András, kandidátus, űrkutató csillagász
Magyar Asztronautikai Társaság (MANT)
Bolygókutatás űrszondákkal

2007. május 22. délután

Illés Erzsébet, kandidátus
MTA Csillagászati Kutatóintézet
Milyen tulajdonságaiban különleges a Föld a bolygók között?

Kubovics Imre, a Földtudomány doktora, professor emeritus
Ditrói-Puskás Zuárd, PhD, egyetemi docens
ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék
A Földövek kialakulása és fejlődése

Horváth Ferenc, kandidátus, tszv. egyetemi tanár
ELTE Geofizikai Tanszék
Az új globális geodinamika

Sweitzer Ferenc, MTA doktora, tudományos tanácsadó, egyetemi tanár
MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Pécsi Tudományegyetem
Klímaváltozás geográfiai vonatkozásai[*]

[*]*Az előadás pontos címe nem áll rendelkezésre.*

2007. május 23. délelőtt

Nagy Béla, Földtudomány doktora, tudományos titkár
Magyar Tudományos Akadémia Földtudományok Osztálya
Gaia-hipotézis mai szemmel

Major György, akadémikus, c. egyetemi tanár, tudományos tanácsadó
Országos Meteorológiai Szolgálat
A Föld-légkör rendszer sugárzásháztartása

Czelnai Rudolf, akadémikus, c. egyetemi tanár, tudományos tanácsadó
Országos Meteorológiai Szolgálat
Az óceánok szerepe az éghajlati rendszerben

Horváth Zalán, akadémikus, egyetemi tanár
ELTE Elméleti Fizikai tanszék
Rácz Zoltán, akadémikus, kutatóprofesszor
MTA- ELTE Elméleti Fizikai Tanszéki Kutatócsoport
Klímaváltozás fizikus szemmel[*]

Bartholy Judit, MTA doktora, tszv. egyetemi tanár
Pongrácz Rita, PhD, egyetemi tanársegéd
Matyasovszky István, PhD, egyetemi docens
Weidinger Tamás, kandidátus, egyetemi docens
ELTE Meteorológiai Tanszék
A Kárpát-medence éghajlatának múltja és jövője a megfigyelések és a modellek tükrében

2007. május 23. délelőtt

Kálmán Béla, kandidátus, obszervatóriumvezető:
MTA Csillagászati Kutatóintézet, Napfizikai Obszervatórium Debrecen
Napsugárzás, naptevékenység

Borhidi Attila, akadémikus, tudományos tanácsadó, professzor emeritus:
MTA Ökológiai és Botanikai Kutatóintézet, Pécsi Tudományegyetem
Ökológiai rendszerek felbomlása és újraszerveződése, avagy hogyan vándorolnak az élőközösségek?

Kordos László, Földtudományok doktora, intézetigazgató, egyetemi tanár
Magyar Állami Földtani Intézet
Emberré válás és környezetváltozás

Nemecz Ernő, akadémikus, professzor emeritus
Pannon Egyetem, Veszprém
Éghajlatváltozás – geológiai vonatkozások[*]

Kubovics Imre, a Földtudomány doktora, professzor emeritus
ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék
Zárszó

[*]*Az előadás pontos címe nem áll rendelkezésre.*

Az MTA Geonómiai Tudományos Bizottság a Föld Éve tudományos rendezvénysorozathoz kapcsolódó konferenciája a Magyar Állami Földtani Intézetben (MÁFI), 2008. december 16.

Conference of former Committee on Geonomy of HMS connected with „Earth-year Scientific Event Series" in Geological Institute of Hungary, 16 December 2008

Délelőtt, kezdés 10 órakor

Kubovics Imre, a Földtudomány doktora, professor emeritus
ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék
Megnyitó

Kubovics Imre, a Földtudomány doktora, professor emeritus
ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék
Illés Erzsébet, kandidátus
MTA Csillagászati Kutatóintézet
Űrkutatás a Föld érdekében – A Mars kutatásának geonómiai tanulságai

Bérczi Szaniszló, kandidátus, egyetemi docens
ELTE Fizikai Intézet
Új eredmények a marsi meteoritok kutatásában

Kálmán Béla, MTA doktora, obszervatóriumvezető:
MTA Csillagászati Kutatóintézet, Napfizikai Obszervatórium Debrecen
A Nap hatásai a bolygókra

Tasnádi Péter, kandidátus, egyetemi tanár
ELTE Meteorológiai Tanszék
Felhőképződés és optikai jelenségek a Föld és a bolygók légkörében

Szünet

Keresztúri Ákos, PhD
MTA Csillagászati Kutatóintézet
Weidinger Tamás, kandidátus, egyetemi docens
ELTE Meteorológiai Tanszék
A Mars légköre, időjárása és éghajlata

Horváth András, kandidátus, űrkutató csillagász
Magyar Asztronautikai Társaság (MANT)
Időszakos vízfolyások a Marson

Sík András, okl. geográfus,egyetemitanársegéd,
ELTE Természetföldrajzi Tanszék
A Mars felszíne a keringőegységek felvételein

Hargitai Henrik, PhD
ELTE Média és Kommunikáció Tanszék
Magyarok a Mars-szimulációs állomáson Utahban

Kubovics Imre, a Földtudomány doktora, professor emeritus

Zárszó

Az MTA Geonómiai Tudományos Bizottság és Geoszférák Albizottsága „A bioszféra a Föld rendszerben” című konferenciája az MTA Geokémiai Kutatóintézetében (MTA Budaörsi úti Székháza), 2010. május 26-án.

Conference of former Committee on Geonomyand Subcommittee on Geospheres of HMS in Institute for Geological and Geochemical Research, 26 May 2010

A BIOSZFÉRA A FÖLD-RENDSZERBEN

The Biosphere in the Earth System

Délelőtt, 10 – 12 óra

Kubovics Imre, a Földtudomány doktora, professor emeritus,
ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék
Megnyitó

Dudich Endre, kandidátus
Az „élő” Föld és a földi élet (Sok van, ami csodálatos, de a Földnél nincs csodálatosabb.)

Szabó István Mihály, akadémikus, professor emeritus
ELTE Mikrobiológiai Tanszék
A bioszféra anyag-és energiaforgalmának evolúciója, különös tekintettel a mikrobákra

Papp Sándor, a Kémia tudomány doktora, professor emeritus
Pannon Egyetem, Általános és Szervetlen Kémia Intézeti Tanszék
A kémiai elemek biogeokémiai körforgása

Nagy Béla, a Földtudomány doktora, tudományos titkár
Magyar Tudományos Akadémia Földtudományok Osztálya
A redoxviszonyok változása az élő- és élettelen anyag kölcsönhatásában

Hozzászólások a délelőtti előadásokhoz

Délután, 13 – 16 óra

Polgári Márta, kandidátus
MTA, Geokémiai Kutatóintézet
A mikrobiális tevékenység, mint környezeti indikátor az ásvány-, kőzet- és ércgenetikában

Müller Alexandra
MTA, Geokémiai Kutatóintézet
A biomineralizáció nyomozásának problematikája és jelentősége – esettanulmány egy zárt hidrotermális rendszeren

Hably Lilla, MTA doktora, tárigazgató
Magyar Természettudományi Múzeum Növénytára
A növényvilág hatása a külső geoszférákra az evolúció folyamatában.

Pálfy József, MTA doktora, kutatócsoport vezető
ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék:
Légköri, óceáni és litoszféra folyamatok az élővilág változásainak előidézésében.

Kordos László, Földtudományok doktora, intézetigazgató, egyetemi tanár
Magyar Állami Földtani Intézet
Lehetett volna más is talán…de emberek lettünk

Hozzászólások a délutáni előadásokhoz

Póka Teréz, kandidátus, MTA Geonómiai Tudományos Bizottság, Geoszférák Albizottság elnöke
MTA, Geokémiai Kutatóintézet
Polgári Márta, kandidátus, MTA Geonómiai Tudományos Bizottság, Geoszférák Albizottság titkára:
Zárszó, a konferencia eredményeinek összefoglalása és javaslat a témakör további feldolgozására

Az MTA Geonómiai Tudományos Bizottság „Meteoritkutatás” című konferenciája az ELTE TTK Lágymányosi Campusán (Pázmány Péter sétány, Déli épület), 2011. április 19-én.

Conference of former Committee on Geonomy of HMS in field of „Meteorite research” in EötvösLoránd University, Lágymányos Campus, 19 April 2011

Délelőtt, 10 – 11 óra 30 perc

Kubovics Imre, a Földtudomány doktora, professor emeritus, és *munkatársai*
ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék
A kaposfüredi meteorit nagy Ni-tartalmú része
A kaposfüredi meteorit nagy rendellenes része
A kassai meteorit
A kabai meteorit vizsgálata

Lukács Béla, MTA doktora
MTA Wigner Fizikai Kutatóközpont Részecske- és Magfizikai Intézet
Kozmikus elemgyakoriság

Délután, 13 – 15 óra

Illés Erzsébet, kandidátus
MTA Csillagászati Kutatóintézet
Gravitációs csomósodás

Kereszturi Ákos, PhD
MTA Csillagászati Kutatóintézet
Meteoritek a Mars felszínén

Lukács Béla, MTA doktora
MTA Wigner Fizikai Kutatóközpont Részecske- és Magfizikai Intézet
Történelmi vasmeteorit jelöltek

Bérczi Szaniszló, kandidátus, egyetemi docens
ELTE Fizikai Intézet
Az L-kondritokszülő-égitestjének története

Zárszó

A talajtakaró geonómiája

A pedoszféra, mint a Föld sajátos fázishatára

Az MTAX. Osztály, Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottság
Geonómiai és Planetológiai Albizottság
kétnapos konferenciája, 2013. szeptember 26. és 27.

Pedosphere – the Peculiar Phase Boundary of the Planet Earth

Conference of the Geochemistry-, Mineralogy- and Petrology- Committee, and its Geonomy and Planetology Subcommittee; of the Hungarian Academy of Science

26 and 27 September 2013

Helye: MTA Kutatóház.
MTA CsFK Földtani és Geokémiai Intézet, Nagy előadóterem
Budapest, 1112 Budaörsi út.45.

Levezető elnök *Dr. Kubovics Imre* professor emeritus, az Albizottság elnöke
ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet,
Kőzettan-Geokémiai Tanszék

A konferencia részletes programját lásd a jelen kiadványban (8 – 11. oldal).

Az MTA X. Osztály, Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottság Geonómiai és Planetológiai Albizottsága által szervezett 2015-ös tudományos konferencia programja

Conference program of Subcommittee on Geonomy and Planetology of Committee on Geochemistry Mineralogy and Petrology of Hungarian Academy of Sciences (HMS) in 2015

A konferencia címe:

Geonómiai és Planetológiai kutatások – Kubovics Imre professzor születésének 90. évfordulója alkalmából rendezett konferencia,

A konferencia ideje és helye:

2015. december 10. MTA Kutatóépület, Budapest, Budaörsi út 45.

A konferencia programja.

Szövényi Zsolt, nyugdíjas, Nemzeti Erőforrás Minisztérium:
Egy elmaradt köszöntő

Póka Teréz, MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földtani és Geokémiai Intézete:
Kubovics Imre munkássága

Nagy Béla, Pannon Egyetem:
A Mátra hegységi káli-metaszomatitok kutatásának jelenlegi állásáról

Polgári Márta és *Molnár Zsombor*, MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földtani és Geokémiai Intézete:
Szerkezeti hierarchia vizsgálatok az úrkúti mangántelep példáján

Illés Erzsébet, MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Csillagászati Intézete:
A Naprendszer keletkezésének 3 nagy korszaka.

Ács Ferenc, ELTE Meteorológiai Tanszék:
Az éghajlatváltozás elemzése Magyarországon a XX. században

Kávészünet, konzultáció

Kubovics Imre[1], *G. Sólymos Kamilla*[1], *Bendő Zsolt*[1] és *Bérczi Szaniszló*[2], [1]ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, [2]ELTE Fizika Intézet:
Spinell rácsú oxidok, maghemit a kabai meteoritban

Kereszty Zsolt, Magyar Csillagászati Egyesület:
Magyarországi meteoritgyűjtemény újdonságokkal

Gyollai Ildikó, MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont
Földtani és Geokémiai Intézete:
A mócsi meteorit sokkérképződése

Tasnádi Péter, ELTE Meteorológiai Tanszék:
A matató ménkü

Vizi Pál Gábor, MTA WignerFizikai Kutatóközpont (FK),
Részecske és Magfizikai Intézet (RMI), Űrfizikai és Űrtechnikai Osztály:
Új technikák, új meteor-megfigyelések

Hegedüs Tibor, Magyar Csillagászati Egyesület, Bajai Csillagvizsgáló:
Meteorithullás földi helyének meghatározása

Weidinger Tamás, ELTE Meteorológiai Tanszék:
Bolygólégkörök energiamérlege

Bérczi Szaniszló, ELTE Fizika Intézet:
A szerkezeti hierarchiák szerepe a Geonómiában és a Planetológiában

Kubovics Imre, ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék
Zárszó

Az EGYETEMI METEOROLÓGIAI FÜZETEK
eddig megjelent kötetei

No. 1. RÁKÓCZI FERENC és WEIDINGER TAMÁS szerkesztők (1990): A II. Planetáris Határréteg Szeminárium előadásai. Debrecen, 1989. szeptember 14-15.

No. 2. MATYASOVSZKY ISTVÁN, WEIDINGER TAMÁS és GYURÓ GYÖRGY szerkesztők (1990): Különböző típusú előrejelzések. Az ELTE Meteorológus TDK Nyári Iskolája. Balatonalmádi, 1990. augusztus 29-31. A Nyári Iskola előadásainak összefoglalói.

No. 3. GYURÓ GYÖRGY (1990): Rövidtávú előrejelzések egy háromparaméteres modellcsaláddal.

No. 4. GYURÓ GYÖRGY, BOZÓ LÁSZLÓ, MATYASOVSZKY ISTVÁN és WEIDINGER TAMÁS (1992): Szakköri tematika középiskolásoknak meteorológiából és levegő-környezetvédelemből.

No. 5. BARTHOLY JUDIT és WEIDINGER TAMÁS szerkesztők (1992): A felszín-légkör kölcsönhatások, környezetvédelem. Az ELTE Meteorológus TDK Nyári Iskolája. 1992. szeptember 2-4. A Nyári Iskola előadásainak összefoglalói.

No. 6. SZUNYOGH ISTVÁN szerkesztő (1992): Emlékkötet Makainé Császár Margit, Erdős László és Felméry László docensek tiszteletére, I-II.

No. 7. BARTHOLY JUDIT és WEIDINGER TAMÁS szerkesztők (1994): Nemzetközi tudományos együttműködések a meteorológiában. Magyarország részvétele a kutatási projektekben. Az ELTE Meteorológus TDK Nyári Iskolája. 1994. szeptember 5-7. A Nyári Iskola előadásainak összefoglalói.

No. 8. BARTHOLY JUDIT, MÉSZÁROS RÓBERT és WEIDINGER TAMÁS szerkesztők (1996): Mérés, modellezés és a meteorológiai információk felhasználása. Az ELTE Meteorológus TDK Nyári Iskolája. 1996. szeptember 2-5. A Nyári Iskola előadásainak összefoglalói.

No. 9. PONGRÁCZ RITA és TÓTH ÁGNES szerkesztők (1997): A meteorológus PhD-hallgatók I. országos konferenciája. 1996. november 26-27. Az előadások összefoglalói.

No. 10. MÉSZÁROS RÓBERT, WEIDINGER TAMÁS, BARTHOLY JUDIT és TÓTH ÁGNES szerkesztők (1997): A felszín-légkör kölcsönhatások és szerepük az időjárás, illetve az éghajlat alakításában. A PhD-hallgatók II. Nyári Iskolája. 1997. szeptember 1-5. Az előadások összefoglalói.

No. 11. RADICS KORNÉLIA, WEIDINGER TAMÁS, BARTHOLY JUDIT és MÉSZÁROS RÓBERT szerkesztők (1998): Az óceán időjárás- és éghajlatalakító szerepe. Az ELTE Meteorológus TDK Nyári Iskolája. 1998. szeptember 7-10. Az előadások összefoglalói.

No. 12. PONGRÁCZ RITA és SZANDÁNYI EMESE szerkesztők (1999): Megújuló tantárgypedagógiák és módszertan a meteorológiai felsőoktatásban. 1999. május 31.-június 1. Az előadások összefoglalói.

No. 13. KIRCSI ANDREA és PONGRÁCZ RITA szerkesztők (1999): A meteorológus PhD-hallgatók II. országos konferenciája. 1999. szeptember 20-21. Az előadások összefoglalói.

No. 14. BARTHOLY JUDIT és RADICS KORNÉLIA (2000): A szélenergia-hasznosítás lehetőségei a Kárpát-medencében.

No. 15. PONGRÁCZ RITA, WEIDINGER TAMÁS, BARTHOLY JUDIT és MÉSZÁROS RÓBERT szerkesztők (2000): A meteorológia alkalmazásai. Az ELTE Meteorológus TDK Nyári Iskolája. 2000. szeptember 4-7. Az előadások összefoglalói.

No. 16. GYURÓ GYÖRGY (2001): Szinoptikus előadások. Az Országos Meteorológiai Szolgálat munkatársai számára tartott továbbképzési előadások szerkesztett változata.

No. 17. WEIDINGER TAMÁS, BARTHOLY JUDIT, MÉSZÁROS RÓBERT, DEZSŐ ZSUZSANNA és PINTÉR KRISZTINA szerkesztők (2002): Az Időjárás előrejelzése. Az ELTE Meteorológus TDK Iskolája. 2002. szeptember 9-12. Az előadások összefoglalói.

No. 18. GYURÓ GYÖRGY (2004): Száz éve született meg a légkörmodellezés alapgondolata.

No. 19. WEIDINGER TAMÁS és KUGLER SZILVIA szerkesztők (2004): A meteorológia és a társtudományok kapcsolata. Az ELTE Meteorológus TDK Iskolája. 2004. szeptember 6-9. Az előadások összefoglalói.

No. 20. WEIDINGER TAMÁS, TARCZAY KLÁRA és BARTHOLY JUDIT szerkesztők (2006): Mérések a lokális skálától a globális folyamatokig – De miért is? Az ELTE Meteorológus TDK Iskolája. 2006. augusztus 28-31. Az előadások összefoglalói.

No. 21. WEIDINGER TAMÁS, TARCZAY KLÁRA és BARTHOLY JUDIT szerkesztők (2007): Mérések a lokális skálától a globális folyamatokig – De miért is? A Meteorológus TDK 2006. évi nyári iskola előadásainak összefoglalói, II. kötet.

No. 22. WEIDINGER TAMÁS, TASNÁDI PÉTER BARTHOLY JUDIT és MACHON ATTILA szerkesztők (2008): Meteorológia és az alaptudományok. A Meteorológus TDK 2008. évi nyári iskola előadásainak összefoglalói.

Különszám. A Meteorológus TDK 2008. évi kari konferenciája. Az előadások összefoglalói. Szerkesztette: Weidinger Tamás (2008)

Különszám. A Meteorológus TDK 2009. évi kari konferenciája. Az előadások összefoglalói. Szerkesztette: Weidinger Tamás (2009)

No. 23. MÉSZÁROS RÓBERT és KOMJÁTHY ESZTER szerkesztők (2010): A Meteorológus TDK 2010. évi nyári iskola előadásainak összefoglalói.

Különszám. A Meteorológus TDK 2010. évi kari konferenciája. Az előadások összefoglalói. Szerkesztette: Weidinger Tamás (2010)

Különszám. A Meteorológus TDK 2011. évi kari konferenciája. Az előadások összefoglalói. Szerkesztette: Weidinger Tamás (2011)

No. 24. PONGRÁCZ RITA, MÉSZÁROS RÓBERT DOBOR LAURA és KELEMEN FANNI szerkesztők (2012): Meteorológiai kutatások és oktatás a hazai felsőoktatási intézményekben. A Meteorológus TDK 2012. évi nyári iskola előadásainak összefoglalói.

Különszám. A Meteorológus TDK 2012. évi kari konferenciája. Az előadások összefoglalói. Szerkesztette: Weidinger Tamás (2012)

Különszám. A Meteorológus TDK 2013. évi kari konferenciája. Az előadások összefoglalói. Szerkesztette: Weidinger Tamás és Breuer Hajnalka (2013)

No. 25. PONGRÁCZ RITA, MÉSZÁROS RÓBERT, KIS ANNA, LEELŐSSY ÁDÁM és SÁBITZ JUDIT szerkesztők (2014): Légköri folyamatok előrejelzésének módszerei és alkalmazásaiA Meteorológus TDK 2014. évi nyári iskola előadásainak összefoglalói.

Különszám. A Meteorológus TDK 2014. évi kari konferenciája. Az előadások összefoglalói. Szerkesztette: Weidinger Tamás és Breuer Hajnalka (2014)

No. 26. PONGRÁCZ RITA, MÉSZÁROS RÓBERT és KIS ANNA, szerkesztők (2015): Aktuális kutatások az ELTE Meteorológiai Tanszékén. Jubileumi kötet – 70 éves az ELTE Meteorológiai Tanszéke.

Különszám. A Meteorológus TDK 2015. évi kari konferenciája. Az előadások összefoglalói. Szerkesztette: Weidinger Tamás és Breuer Hajnalka (2015)

No. 27. PONGRÁCZ RITA, MÉSZÁROS RÓBERT és KIS ANNA, szerkesztők (2016): Kutatási és operatív feladatok meteorológusként. Az ELTE Meteorológus TDK Nyári Iskolája. 2016. augusztus 23-25. Hercegkút. Az előadások összefoglalói.

Különszám. A Meteorológus TDK 2016. évi kari konferenciája. Az előadások összefoglalói. Szerkesztette: Weidinger Tamás és Breuer Hajnalka (2016)

Különszám. A Meteorológus TDK 2017. évi kari konferenciája. Az előadások összefoglalói. Szerkesztette: Weidinger Tamás és Breuer Hajnalka (2017)

No. 28. KUBOVICS IMRE, PÓKA TERÉZ és WEIDINGER TAMÁS, szerkesztők (2017): A talajtakaró geonómiája. A pedoszféra, mint a Föld sajátos fázishatára. Az MTA X. Földtudományok Osztálya,Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottság Geonómiai és Planetológiai Albizottságának a konferenciája, 2013. szeptember 26. és 27. Konferencia-cikkek.