

SZEMLE

A talajok mikromorfológiája

A mikromorfológia az elmúlt évtizedekben jelentős fejlődésen ment keresztül. Hazánkban a talaj-mikromorfológiai kutatások fejlődése azonban elmarad a jelentőségétől. A néhány hazai mikromorfológiai vizsgálat eredményeinek megismérésére [38, 81, 92, 93, 100, 101, 102] mind a hazai, mind a külföldi szakembereknek lehetőséjük nyílt. A mikromorfológia nemzetközi szakirodalmáról összefoglaló közlemény azonban még nem jelent meg, a jelentős eredmények ellenére.

A mikromorfológiát KUBIENA fejlesztette ki és először 1938-ban megjelent „Micropedology” című munkájában foglalta össze. Később az európai talajokat tárgyaló könyvében [54] is következetesen támaszkodott a mikromorfológia eredményeire. KUBIENA irányításával fejlesztették ki a talaj mikrofotometriát és szerkesztésében jelent meg a mikrofotometriát tárgyaló első összefoglaló mű [69] is 1967-ben. Később a mikromorfológiai rendszerekről több összefoglaló munka jelent meg [7, 16, 77, 79, 94].

A jelenleg legelterjedtebben elfogadott és megítélésünk szerint a legteljesebb mikromorfológiai rendszer BREWER [16] rendszere, ezért hangsúlyozottan tárgyaljuk.

A következőkben csak a „ped”-en belüli mikromorfológiai jellemzőkre vonatkozó szakirodalommal foglalkozunk.

BREWER [16] szerint az elsődleges szerkezet az elemi szerkezetet, és az ún. különálló mikromorfológiai jelenségek méretét, alakját és elrendeződését foglalja magában. Az elemi szerkezet a szemcsék és a pórusok nagyságát, alakját és elrendeződését, az alapanyag szerkezete pedig az alapanyagban a szemcsék és a szemcsék közötti hézagok nagyságát, alakját és elrendeződését foglalja magában.

Mikromorfológiailag a szerkezetvizsgálat tehát a vázszemcsék, az alapanyag, a pórusok és az ún. különálló mikromorfológiai jelenségek jellemzésére épül.

A következőkben a fent felsorolt mikromorfológiai elemekről rendelkezésre álló szakirodalom összefoglalását adjuk.

A vázszemcsék mikromorfológiája

BREWER és SLEEMAN [19] meghatározása szerint a vázszemcsék viszonylag stabil, a talajképző folyamatok által nem könnyen áthalmazható ásványszemcsék vagy növényi maradványok, melyeknek nagysága a kolloid méretnél nagyobb.

Az ásványi vázszemcsék mikromorfológiai jellemzésének szempontjai lehetnek az ásványi minőség, a méret és a mállottság foka.

Az ásványi összetétel meghatározására rendszerint más módszereket, mint pl. röntgendiffrakciót, differenciáltermikus elemzést alkalmaznak. Az ásványok polarizációs mikroszkópi vizsgálatát a talajásványtanban általában nem a vékonyeszesolatokban, hanem különböző, pl. szemcsenagyság, vagy fajsúly szerint dúsított preparátumokban végzik. E vizsgálati módszerek részletezésével itt nem foglalkozunk, azok megtalálhatók a megfelelő kézikönyvekben [16, 50, 55, 77, 79, 106, 114].

A vázszemcsék méret szerinti jellemzésénél különböző felosztásokat alkalmaznak. Célyszerű a talaj szemcsenagyság szerinti jellemzésénél használt kategóriákat használni.

A mállás fogalmának többféle értelmezése van. Az ásványok, kőzetek dezintegrálódásától (pl. VADÁSZ [112]) kezdve az olyan felfogásig, amely azokat a folyamatokat is beleérti a mállás folyamatába, amelyek során a földfelszíni körülmények között termodinamikailag stabil ásványi összetétel alakul ki [74]. A talajban végbe menő mállási folyamatok leírásának és értelmezésének több összefoglaló munkát szenteltek [46, 57].

A talajok mikromorfológiai vizsgálatánál a mállási jelenségek leírására a Nemzetközi Talajtani Társaság Mikromorfológiai Albizottságának a mállási jelenségek és a másodlagos képződmények vizsgálatára alakult munkacsoportja dolgozott ki ajánlást [96]. Mállás alatt ásványok, kőzetek, talajok részleges, vagy teljes lebomlását és a másodlagos pórusok és ásványok képződését értik.

Az alapanyag mikromorfológiája

Az alapanyag BREWER és SLEEMAN [19] meghatározása szerint a talajnak az a része, amely a talajképződés során elmozdulásra, újrendeződésre és koncentrációra képes. A fenti meghatározás azonban részben vonatkozik a talaj mikromorfológiailag nemcsak alapanyagként tekintett részére is. A mikromorfológiai vizsgálatoknál gyakorlatilag alapanyagon egy adott mérethatár alatti nagyságú szemcsék összességét értik, amelyek már fénymikroszkóppal részletesen nem elemezhetők. Jellemzésük egyik módja ezért a többi mikromorfológiai sajátossággal való viszonyuk és kölcsönhatásuk alapján lehetséges. Ezeket a vonatkozó fejezeteknél említjük meg, mint pl. vázszemcsék, szerves anyag, karbonátok mikromorfológiája.

PARFENOVA és JARILOVA [77] az alapanyag összetétele alapján állította fel a következő típusokat:

- agyagos-humuszos-;
- agyagos-meszes-;
- agyagos-vasoxi-hidroxidos alapanyag.

Az alapanyag mikromorfológiai jellemzését BREWER [16] a kettőstörő szemcsék orientációjának leírásával adja meg, a következő típusokat különítve el:

- orientálatlan alapanyag;
- részben, sávosan orientált alapanyag;

– sávosan orientált alapanyag;

– vázszemcsék körül orientálódott alapanyag. LAFFEBER [56] szerint az alapanyag szemcséinek orientálódását a vázszemcsék eltolódása, vagy elfordulása okozza;

– a pórusok menti orientálódás képződését a nedvesedés és száradás kiváltotta duzzadás és zsugorodás hatására a pórus fala mentén fellépő erők okozta mozgással magyarázza;

– a párhuzamos sávok orientáció képződését úgy magyarázza, hogy a nedvesedés és a száradás következtében létrejövő duzzadás és zsugorodás hatására párhuzamos felületek mentén végbemenő elmozdulások hozzák létre az orientációt úgy, hogy a felületek nem válnak el egymástól, nem hoznak létre pórusokat;

– a hálózatos orientációt MCCORMACK és WILDING [61] a szerkezeti elemek felületén és belsejében különböző mértékben végbemenő nedvesedés és száradás okozta duzzadással és zsugorodással és az általuk kiváltott különböző mértékű erőkkel és elmozdulásokkal magyarázza, amelyek a talajban eredetileg kialakult orientáció iránya mellett egy új orientálódási irányt hoznak létre;

- többirányú, sávok orientáció;
- izotrop, kettőstörést nem mutató alapanyag.

Az alapanyag kettőstörő szemcséinek különböző orientációjánál vizsgálták azt, hogy anyagukban, összetételükben van-e különbség. VEEN és MAASKANT [113] szerint trópusi podzol talajban az alapanyagban a $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0,8$ arány azt jelzi, hogy az agyagszemcsék relatíve mállatlanok, változatlanok, orientációjuk olyan mértékben párhuzamos, hogy kettőstörést mutatnak. Ha ez az arány kisebb, az alapanyag izotrop megjelenésű, gélyszerű. Eszerint az elképzelés szerint a kettőstörő alapanyag mállik, gélyszerű, izotrop, amorf, erősen hidratálódott alumíniumvegyület (alumínium-hidroxiddá) alakul. A bomlási folyamat tehát a SiO_2 -tartalom csökkenésével jár.

SZTASZJUK és FEDOROV [104] különböző mértékben orientált agyagszemcsék halmazok mikropróba-elemzését végezték el. A foltokban és a vázszemcsék körül orientálódott alapanyag elemi kémiai összetétele hasonló volt az izotrop alapanyagéhoz. A pórusok falán orientálódott agyagszemcsékben a P- és C-tartalom valamivel nagyobb volt. Az orientált szemcsékben általában nagyobb a Si- és a Na-tartalom is, mint az orientálatlan agyagszemcsék-halmazokban.

A talaj szerves anyagjának mikromorfológiája

A humuszformáknak 3 csoportja különíthető el KUBIENKA [54] szerint: a víz alatt, az időszakosan vízborítás alatt és szárazföldön képződött humuszformák. Az utóbbi, a talajokban előforduló humuszformák közül a következő típusokat különíti el: nyers humusz, moder és mull.

BREWER [16] rendszere nem tér ki a szerves anyag részletes leírására. BARRATT [7] a humuszos szintek és a szerves anyag mikromorfológiai leíró rendszerét tovább fejlesztette és a szerves anyag alkotórészeire is kidolgozta. A következőkben csak a szerves anyag és a humusz mikromorfológiai rendszerét érintjük. Két osztályra tagolódik a rendszer: a vázszemcsékre, ezen belül különíti el a szervesanyag-maradványokat, és az alapanyagra, ahol a szerves anyagot tekintve elkülöníti a humuszkolloidból, és az agyag-humusz kolloidból (mull) álló alapanyagot. A leírás további szempontjai: az alak, méret, elrendeződés, orientáció.

PARFENOVA és JARILOVA [79] a szerves anyag jellemzésének következő rendszerét adja:

- növényi maradványok: (friss, gyén és közepesen lebontott, erősen lebontott, szivacszerű);

- humusz: (koagulált, diszpergált);
- állati eredetű maradványok.

Az eltérő talajtípusokban előforduló különböző humuszformákra összehasonlító értékelést SZTASZUK és FEDOROV [103] és PARFENOVA és JARLOVA [78] közöltek. Az utóbbiak a Szovjetunió európai részének sztyepp-, erdős sztyepp- és erdőzónáira jellemző talajait vizsgálták meg. A sztyepp-zóna csernozjom és gesztenyebarna talajaiban a mull humuszforma két típusát írták le. A sztyeppzóna szolonyec talajai a Szovjetunióban főként gesztenyebarna talajokkal együtt fordulnak elő. A szint felső részének humuszformája erősen hasonlít a gesztenyebarna talajéhoz, csak a jelentős mennyiségű szálas növénymaradvány és az agyagpseudomorfoza jelenik meg. Az A-szint alján a kieserélhető nátriumtartalom növekedése miatt megfigyelhető a mobilis agyag-humusz alapanyag, amelyben sötét színű humuszszemesék fordulnak elő. A sötét humuszszemesék a foltszerű vaskiválásokban is előfordulnak. Az erdős sztyeppzónában a szürke erdei talajokban a mull a humuszforma, ami a különböző diszpergált humuszformákkal együtt fordul elő. Az erdőzóna podzol talajaiban a moder és a nyers humuszformák az uralkodók.

A pórusok mikromorfológiája

A pórusok mikromorfológiai vizsgálata önálló, külön vizsgálati módszerrel rendelkező kutatási iránnyá fejlődött ki, a mikrofotometriává. Kezdetben a módszertani változás a fluoreszcens festékeknek az átítató szerhez való keverése volt [115]. Később a mikroszkópot projektor-rendszerekkel kapcsolták össze (BECKMANN és GEYGER [11]) és a kinagyított fényképeken a különböző pórusok területének, illetve az ezzel arányos kivágott papír súlyának mérésével végezték a mennyiségi meghatározást. Új lehetőséget nyitott, pontosabbá, gyorsabbá és könnyebbé tette a módszert a mikroszkóphoz kapcsolt televíziós és elektromos összegező rendszerek alkalmazása [48]. A módszert ismertető és kutatási eredményeit összegező munka KUBIENA szerkesztésében már 1967-ben megjelent [69]. A mikrofotometriával, mivel a szakirodalmi eredmények összefoglalása jelenlegi munkánkkal hasonló terjedelmű anyagot kívánna, itt nem foglalkozunk.

A pórusok mikromorfológiai jellemzését csak annyiban tárgyaljuk, amennyiben ez a talajok egységes mikromorfológiai jellemzéséhez szükséges. BREWER [16] rendszere a pórusok között szemeseközi hézagokat, üregeket, repedéseket és csatorná-

kat különít el. Jellemzésüket alakjuk, méretük, eloszlásuk, orientációjuk és faluk lefutása alapján adja. A méret szerinti osztályozásnál JONGERIUS [47] osztályozását ismertetjük, mivel ez a rendszere a kategóriákat a talaj levegő- és vízgazdálkodása szempontjából is értelmezi:

– mikropórusok – $< 30 \mu\text{m}$ – jelentőségük és szerepük a növények és a mikroorganizmusok számára történő víztárolásban van;

– mezopórusok – $30-100 \mu\text{m}$ – szerepük a talajban végbemenő víz- és légmozgásban van;

– makropórusok – $> 100 \mu\text{m}$ – szerepük a talajban végbemenő gyors és mélyre hatoló víz- és légmozgásban van.

Hangsúlyozni kell azt, hogy a fenti összefüggések és megállapítások igen korlátozottak. A mikromorfológiai vizsgálatok alapján jelentős és a talajtani szempontból igen fontos pórustartományt ($< 1 \mu\text{m}$) nem lehet jellemezni, és az e méret feletti pórusokat is csak átmetszetük alapján, eloszlásuk, mennyiségük meghatározását tekintve pontatlanabban, munkaigényesebben és funkciójuk értékelése szempontjából kevesebb információt adva lehet vizsgálni.

A szövet jellemzése

A talaj szövetének mikromorfológiai jellemzésére számos, többé vagy kevésbé párhuzamosítható rendszerezés alakult ki.

KUBIENA [53] a következő szövettípusokat különítette el:

– „porfiropectic” szövet: a vázszemesékek körül bevonat nincs, az alapanyagban elszórtan helyezkednek el. Ez a szövettípus megfelel BREWER [16] „porphyric” és STOOPS és JONGERIUS [94] „porphyroskelic” szövettípusának;

– „intertextic” szövet: a bevonat nélküli vázszemeséket alapanyaghidak kötik össze. BREWER [16] ezt a szövettípust ugyanazon név alatt, STOOPS és JONGERIUS [94] pedig „gefuric” név alatt különíti el;

– „chlamidiomorf” szövet: a vázszemeséket bevonat fedi, a bevonatok vastagodásával koherens, de igen könnyen szeparálható részekké kapcsolódnak össze. Ez a szövettípus megfelel STOOPS és JONGERIUS [94] „chitonic” szövettípusának;

– „plectoamietic” szövet: a vázszemeséket részben bevonatok veszik körül és szemeseközi alapanyaghidak kapcsolják össze azokat;

– „agglomeratic” szövet: a vázszemesék és az agglomerálódott alapanyag hal-

mazából áll. BREWER [16] e szövetet ugyanezzel a névvel adja meg, STROOPS és JONGERIUS [94] pedig „enaulic” név alatt különíti el;

– kilúgozott homokszövet: nyers humusz és szervetlen vázszemcsék halmazából áll;

– rendzina szövet: a humuszszemcsék alkotta laza alapanyagba ágyazott, bevonat nélküli, igen gyakran karbonát vázszemcsékből álló szövet;

– magmoid szövet: bevonat nélküli vázszemcsékből és az azokat összekötő sárga-narancsvörös színű, vasoxi-hidroxidokban és hidroxidokban gazdag alapanyaghidakból áll;

– BREWER [16] elkülöníti még a szemcsés szövettípust, amit STROOPS és JONGERIUS [94] „monic” név alatt különböztet meg, ha a vázszemcsék mérete közel azonos.

A szövettípus változása a talajképző kőzet heterogenitására is utalhat. Bár ennek megítélésére emellett még más módszerek is szükségesek.

A talajképző kőzet homogenitását azon tulajdonságok alapján ítélik meg, amelyeket a talajképződési folyamatok nem, vagy csak kis mértékben érintettek.

A talajképző kőzet heterogenitása így meghatározható az ellenálló ásványok eloszlása alapján. Az ásványok ellenálló képességük szerinti rangsorolásának összehasonlítása alapján (BREWER [16]) a legellenállóbb ásványok közé a cirkon, turmalin, TiO_2 -ásványok és – azokban a rangsorolásokban, ahol figyelembe veszik az ún. könnyű ásványokat is – a kvarc tartozik.

A cirkont, illetve a cirkoniumtartalom eloszlását használták fel legtöbb esetben az anyakőzet egységességének vizsgálatánál [4, 8, 10, 24, 31, 58, 59, 60, 118].

A turmalint index-ásványként a többi ellenálló ásvánnyal együtt ADAMS és MATELSKI [1], MARSHALL [58], a kvarcot pedig a cirkonium- és titán-eloszlással együtt SUDOM és ST. ARNAUD [97] határozták meg.

Fiatalt, nem erősen mállott anyakőzet esetében kevésbé ellenálló ásványok is felhasználhatók index-ásványként (pl. gránát, muszkovit), ha az egyéb, módszertani szempontok miatt előnyös [99].

BARSHAD [8] az agyag szemcse-nagyságnál durvább méretű frakciók szemcse-eloszlását és egyes esetekben az agyagtartalom eloszlását is alkalmasnak tartja az anyakőzet, különösen az üledékes kőzetek homogenitásának megítélésére.

RAAD és PROTZ [80] az anyakőzet homogenitásának kimutatására az agyag- és karbonátmentes talajra számolt összes ho-

mok- és iszaptartalom %-ának hányadosát használta fel.

A mikromorfológiában tehát a szövet meghatározásánál a kőzetben használt fogalomhoz képest [98] a textúrát jellemző szempontok az uralkodók, a struktúra jellemzését (pl. morfológiai, méret) rendszerint külön adják meg.

A szövettípusok – amint azt az előzőekben tárgyaltuk – utalhatnak a talajképző kőzet tulajdonságaira, mint pl. heterogenitásra, és a talajban végbement egyes folyamatokra, mint pl. kilúgozás. Amint arra KUBIENA [53] is rámutatott, az egyes szövettípusok jellemzőek lehetnek az egyes talajtípusokra, természetesen annak figyelembevételével, hogy milyen volt a talaj anyakőzetének szövete.

Az előző részben meghatározott és részletezett szövet fogalmától BREWER [16] rendszere megkülönbözteti azokat a különálló mikromorfológiai sajátosságokat, amelyek a beágyazó szövetből eredetükben, koncentrációjuk mértékében, vagy elrendeződésükben különböznek el. Ilyenek pl. a slirek, kiválások, kristályhalmazok, beiszapolódások, excrementumok stb.

Ezek a sajátosságok rendszerint a mikromorfológiai jellemzők között talajtani szempontból részletesebben értelmezhetők, így külön figyelmet érdemelnek, ezért foglalkozunk külön a slirek és a kiválások szakirodalmával.

A slirek mikromorfológiája

A slirek BREWER [16] definíciója szerint valamely felület mentén történő elváltozások, amelyek a talaj valamely alkotórészének koncentrációjával, vagy az alapanyag szemcséinek szeparálódásával képződnek. Anyaguk szerint lehetnek agyag-, szeszkvioxid, karbonát-, kova-, só-, és szerves anyagú slirek.

Az agyagslirek mikromorfológiájáról számos adat áll rendelkezésre és talajtani, elsősorban talajgenetikai értelmezésükre is több próbálkozás történt, ezért részletesen tárgyaljuk.

Az agyagslirek keletkezése és bomlása. – BREWER [16] szerint a slirek képződésük szerint négy típusban sorolhatók:

– illuviációs slir: az anyagmozgás oldott állapotban, vagy szuszpenzióban történő;

– diffúziós slir: diffúzióval történő anyagkoncentráció;

– nyomási slir: a talaj alapanyagának nyomás hatására in situ történő orientálódása,

– poligenetikus slir.

Az illuviációs agyagásvány-slireknek azt a képződési módját, amikor az anyag-

mozgás szuszpenzióban történik, kísérleti-
leg is megpróbálták bizonyítani.

DIJKERMAN, CLINE és OLSON [25] durva, középszemű, finomszemű és igen finom homokkal töltött hengerekben nátriummal telített 1%-os montmorillonit ($< 2 \mu\text{m}$ szemcsék) szuszpenziót szívárogtattak át. Kimutatták, hogy az agyagslírek a szuszpenziókból száradással, gravitációs kiülepedéssel és kiszűrődéssel keletkezhetnek. Kiszáradásnál az agyagslírek szemcsék körüli hártályként és szemcsék közötti hidakként váltak ki. A gravitáció hatására történő kiülepedéssel létrejött agyagslírek a száradással keletkező sírekekhez hasonló megjelenésűek. A kiszűrődéssel kialakuló sírekek erősen orientálódtak, de a keletkező hidak kisebb nagyságúak. A kiszűrődéssel keletkező agyagslírek mennyisége a pórusok csökkenő átmérőjével és/vagy a szemcsék növekvő méretével nő. Az agyagosabb szemcseösszetételű részek így elősegítik a gravitáció és a kiszáradás hatására keletkező sírekek képződését.

BREWER és HALDANE [18] is igazolták kísérleti-
leg, hogy a sírekek keletkezhetnek az agyagszemcséknek az oldatból való kiülepedésével. Kísérleteiknél 2,5%-os, 35% kaolinitből, 60% illitből és 5% kvarcból álló szuszpenziót szívárogtattak át homokoszlopon. Megállapították, hogy az agyagszemcsék orientációját nem befolyásolja az, hogy a szuszpenzió átszivárgással vagy kapilláris emelkedéssel mozgott és az agyagszemcsék adszorpciós komplexumában uralkodó kationnak nincs lényeges hatása. Ezzel szemben a sókoncentráció egy bizonyos koncentráció felett kiflokkulálja az agyagszemcséket. Hasonló, az orientálódást akadályozó szerepe van a hozzákeveredő homokszemcséknek is. Az orientációt nagyban befolyásolja az agyagszemcsék alakja és a szuszpenzióban a mennyisége és aránya.

HALLSWORTH [41] ugyancsak modellezte a talajokban a szuszpenzióban végbemenő agyagmozgást. Kísérleti-
leg bizonyította, hogy a felső szint relatíve legnagyobb mértékű agyagvesztése a legkisebb agyagtartalmú mintákban ment végbe, az agyagásványtípusától függő mértékben. Azt is megállapította, hogy 40% kaolinit- és 20% montmorillonit-tartalomnál az agyagmozgás gyakorlatilag megszűnt, bár felhívta ugyanakkor a figyelmet arra, hogy természetes körülmények között, a keletkező repedések mentén szintén végbemegy agyagmozgás és így nagyobb agyagtartalom mellett is számolni kell vele.

Az illuviációt és így az illuviációs sírekek képződését meszes talajokban nem tartották valószínűnek, annak ellenére, hogy DIJKERMAN, CLINE és OLSON [25] is ki-

mutatták, hogy a Ca-val kiflokkulált agyagszemcsék is képeznek síreket. Meszes talajokból írt le síreket MERMUT és PAPER [67] törökországi pala törmelékes mészköveken kialakult „alfisból”. MERMUT [66] kristályos kőzetben keletkezett vöröszínű mediterrán talajokban a kalcitkristályokon is megfigyelt síreket. WIEDER és YAALON [117] pedig izraeli szerozjom és sivatagi barna talajokból írtak le vázszemcsék körüli síreket. Szerintük agyag illuviációja meszes szintekben alacsony kalciumkoncentráció mellett lehetséges. VAN SCHUYLENBORGH [83] is az agyagilluviációt meszes talajokban csak alacsony kalciumkoncentrációnál tartja lehetségesnek.

Azt a jelenséget, hogy a meszes szintekben a vázszemcsék körüli sírekek ritkábbak, WIEDER és YAALON [116] annak tulajdonítják, hogy a mészfelhalmozódási szintben a másodlagos karbonátkristályok képződése szétrombolja a síreket.

Az illuviációs sírképződés másik módjának tartják az oldatban történő mozgást és az oldatból történő szintetizálódást is. A 25 °C hőmérsékleten és az 1 atm. nyomáson — így a talajban is — az agyagásvány-képződés lehetőségeire és a folyamat problematikájára több szerző rámutatott.

SIFFERT (cit. NEMECZ [75]) telített monokovasav-oldatban alumínium és magnézium sóoldatokkal állított elő kaolinitet. HARDER [42, 43] illitet, kloritot és szmektitet szintetizált.

KOVDA és TRUBIN [51], valamint TRUBIN, OREHOVA és KOZSUHAR [109] talajoldatban, illetve a talajtani viszonyokat modellezve mutattak ki montmorillonitot és vermikulitot.

PARFENOVA és JARILOVA [77, 79] azokat az agyagslíreket, amelyek az illuviációs folyamatok során szintézissel keletkeznek, polinit név alatt különítették el. Fajtaí a következők:

- héjasan réteges,
- héjasan egymásra épülő rétegekből álló, a hasadékokkal és repedésekkel sarló-szerűen tagolt,
- folyásos,
- és tömör, éles határvonalú sírekek.

FEDOROFF [32], elsősorban a franciaországi talajok mikromorfológiai vizsgálatai alapján, összefoglalta az agyagilluviáció mikromorfológiai bélyegeit és ennek alapján a kezdődő diszperzió, az elsődleges és a másodlagos illuviáció, valamint a kipelyhesedés szakaszait különítette el.

A mikromorfológiai sajátosságok időállóságát savanyú-csemleges kémhatású talajokban vizsgálva DOBROVOLSKIJ, MOROZOVA és SOBA [26] a síreket időálló mikromorfológiai jellemzőnek tartják. Az

általuk adott csoportosítás hiányossága azonban az, hogy kevésbé differenciál, a sókiválások és a humusz kivételével, a mikromorfológiai sajátosságok sorát sorolja egy csoportba, az időálló mikromorfológiai képződmények közé. Emellett ezt az elképzelést ki kell egészíteni azzal, hogy lúgos kémhatásnál és nagy adszorbeált nátriumtartalomnál a fokozódó peptizálódás miatt a slirek nem tekinthetők időálló mikromorfológiai sajátyságnak, számolni kell bomlásukkal is.

BRINKMAN és munkatársai [20] pszeudoglej talajból szeparált agyagslir bomlását vizsgálták polarizációs mikroszkóppal, röntgendiffrakcióval és elektronmikrográfival. A friss kettőtörő slir átmenetekkel izotropá válik. E folyamat során a vasvegyületek redukálódnak és részben kilúgozódnak, a szmektit és az illit bomlik, és az alumínium, magnézium, kalcium legalábbis részben kilúgozódik. A szilícium mikrokristályos kvarcként válik ki, és a slirben felszaporodik a rutil és kandit. Ezt a folyamatot az időszakos átnedvesedés, anaerob viszonyok és a kilúgozás eredményeként a ferrolízis folyamatával magyarázzák.

GERASZIMOVA és TURSINA [34] az Altáj-hegység hegylábi területein elterülő csernozjom, szürke erdei-, podzol és szology talajok (a talajok típusmeghatározását a szerzők szerint adjuk meg a következőkben is) mikromorfológiáját vizsgálva, a slirek bomlásának 3 fázisát különböztették meg:

- a) öregedés — a slir szemcséi átrendeződnek anélkül, hogy felbomlana a slir;
- b) a slirek szétbomlása szálakra;
- c) a slirek szétbomlása agyagfoltokká.

Az agyagslirek összetétele és mennyiségének meghatározása. — Az agyagslirek értelmezésénél jelentős támpontot adhat összetételük ismerete, ami azonban polarizációs mikroszkóppal rendszerint nem határozható meg.

GROSSMAN, ODEL és BEAVERS [40] brunozjom és szürkésbarna podzol talajok szerkezeti elemeinek — amelyeket előzőleg petróleummal telítettek — felületéről kalgonnal leoldott anyag összetételét határozták meg. A szerkezeti elemek felületének két típusát különítették el. Az akkumulációs felületet, amelyen anyag halmozódik fel és a degradációs felületet, ahonnan eltávozik. A degradációs felületen több a durva agyag ($> 0,5 \mu\text{m}$) és kevesebb a montmorillonit, míg az akkumulációs felületen a finom agyag ($> 0,04 \mu\text{m}$) és a montmorillonit mennyisége több mint a szerkezeti elem belsejében.

BAJWA és JENKINS [5] a vékonyesizszolatokban az agyagásványok kimutatására különböző módszereket, így fluoreszkáló festékekkel való festést, autoradiogra-

fiát, elektronmikropróba-elemzést és a szelektív adszorpciót próbálták ki.

BUOL és HOLE [22] szürkés-barna podzol talajok B_3 -szintjéből szeparáltak ki agyaghártyát és több P-t és Mn-t találtak benne, mint átlag a talajban.

Az agyagslirek ásványi összetételét tekintve, még montmorillonitot, illitet és kaolinitet, és paligorszkítot írtak le BREWER és STREMMER (cit. PARFENOVA és JARILOVA [77]) és BEATTIE és HALDANE (cit. BREWER [16]).

Törekvések voltak a slirek mennyiségi meghatározására is. Ez azért is szükség-szerű volt, mivel a "7th Approximation" talajosztályozási rendszere szerint az „argillie” szint egyik megkülönböztető jegye az, hogy az agyagslirek mennyisége meghaladja az 1%-ot.

A vékonyesizszolatokban az agyagslirek mennyiségét legtöbb esetben gyakoriságuk alapján pontszámálással határozták meg (BREWER [17], HILL [44] és MIEDEMA és SLAGER [68]). HILL [44] rámutatott azonban arra, hogy azonos mintából készített esziszolatokban is jelentős mértékben változnak a mérések értékei.

BUOL és HOLE [22] az agyagslirek mennyiségét úgy határozták meg, hogy határvonalukat átmásolták, kivágták és a területtel arányos papír súlyát mérték. A esziszolatoknak kb. 1%-át mérték így ki.

BREWER [17] vörös-barna föld és vörös podzol talajokat vizsgált és azt állapította meg, hogy az agyagfelhalmozódási B-szintben az illuviális eredetű agyagslirek mennyisége 0–12% között van.

McKEAGUE és ST. ARNAUD [62] egy új-skóciai „Glossborall” talajban határozták meg az agyagslirek mennyiségi eloszlását: A_c -szint: 0%; B_{textural} : 7,9%, C_{cambic} : 1,4%.

BUOL és HOLE [22] szürkés-barna podzol talajban határozták meg az agyagslirek mennyiségi eloszlását, amely a következő volt: A_2 : 0,03%, B_1 : 0,69%, B_2 : 2,69%, B_3 : 3,15%, C_1 : 5,27%, C_2 : 2,5%.

HILL [44] „ferruginous tropical és ferralitic soil”-ban az agyagslirek mennyiségét a különböző szintekben 0 és 5,6% között határozta meg.

MIEDEMA és SLAGER [68] az irodalmi adatokra és saját vizsgálataikra támaszkodva megállapították, hogy az agyag illuviáció legnagyobb értéke a legtöbb szerző szerint nem haladja meg a 12%-ot, és az addig mért legnagyobb érték 17% volt. A 7%-ot meghaladó mennyiség aránylag ritka, leggyakrabban a slirek mennyisége 1–7% között van. A felhalmozódási szintben levő agyagslirek mennyisége alapján az illuviáció mértékére egy osztályozási rendszert dolgoztak ki. Figyelembe véve az

agyagszilik degradációját is, az illuviáció mértékét megpróbálták az egész talaj-szilikénre becsülni úgy, hogy az agyagszilik mennyiségét a térfogatszázalék és a szint vastagságának szorzata alapján számolták és osztályozták.

BREWER [17] annak alapján, hogy az általa vizsgált vörös-barna földek és vörös podzol talajok felhalmozódási B₃-szintjeiben az agyagszilik mennyisége 0-12% volt, arra a következtetésre jutott, hogy az illuviáció mellett a vizsgált talajokban a szintenként különböző mértékű mállás és az anyakőzet heterogenitása is szerepet játszik az A- és B-szintek agyagtartalmában levő különbség létrehozásában.

Ezen túl HILL [44] szerint az A- és B-szintek agyagtartalmában levő különbség oka lehet a felületi erózió is. OERTEL [76] annak a ténynek a magyarázatánál, hogy a talajok egy részénél nem az előrehaladó mállásból következően a felső szinttől a mélységgel egyenletesen csökkenő az agyagtartalom, hanem a felhalmozódási szintben mutat maximumot, számol az illuviáció folyamatával. Számba vesz más képződési lehetőségeket is, úgy mint a szintenként eltérő intenzitású, differenciált mállást és az anyakőzet heterogenitását is.

Az agyagszilik hatása a talajok termékenységére. — A szilik a talajokban befolyást gyakorolnak a talajok szerkezetének kialakulására és stabilitására (WILKE és SCHWERTMANN [119].) A talajok szerkezetén keresztül gyakorolt közvetett hatáson kívül, mint azt tenyészedény-kísérletekkel is bizonyították, a szilik közvetlenül is hatnak a talajok termékenységére.

SOULEAU, JACKSON és MCCracken [89] 82% illit-, 12% kaolinit- és 6% kvarctartalmú palából szeparált aggregátumokat használtak tenyészedények talajaként, amelyben mesterségesen sziliket állítottak elő. E sziliket úgy hozták létre, hogy az oszlopba helyezett aggregátumokon felváltva 1%-os Fe(OH)₃·H₂O szololdatot és 2%-os nátriumionokkal telített kaolinit szuszpenziót folytattak át. A tenyészedény-kísérleteket búza jelzőnövénnyel (*Triticum aestivum* [66]) végezték. A bevonat nélküli aggregátumok felületére a gyökerek erősen tapadtak, míg a szilikkel bevont aggregátumoknál a gyökerek az aggregátumok közé hatoltak be. A szilik nélküli aggregátumokkal végzett kísérletekben a növények K-felvételre 30 nap után szignifikánsan nagyobb volt, a növények jobban növekedtek és nagyobb volt a zöld- és a szárazanyag-súlyuk.

Egy „Typic Hapludult” felhalmozódási szintjéből vett aggregátumokat KHALIFA és BUOL [49] méret szerint és aszerint válogatták szét, hogy van-e rajtuk szilik

vagy sem, és így használták fel a tenyészedények talajául. Jelzőnövénnyel búzát (*Triticum vulgare*) alkalmaztak, amit 4 hét után arattak le. Az aggregátumok felületén az agyaghártyák megakadályozták a gyökerek behatolását. Az agyaghártya nélküli aggregátumokban mind a növények szárazanyag-súlya, mind pl. a N-, P-, K-tartalom szignifikánsan nagyobb volt. A szilikben a P- és K-tartalom nagyobb, mint az aggregátumokban. Az agyaghártya nélküli aggregátumokon a növények jobban növekednek, amit a jobb tápanyag-felvételnek (a diffúziót gátló hatás nem érvényesül), és a gyökérzet jobb kifejlődésének tulajdonítanak.

GERBER, WILDING és FRANKLIN [35] kísérletileg próbálták meghatározni a sziliknek az iondiffúzióra gyakorolt hatását. A szilikkel bevont aggregátumokat egy „Typic Arquidoll” (Brunozem) és egy „Typic Fragudalf”-ból (Gray-Brown Podzolic soil) szeparálták. A szilikkel bevont és az anélküli talajoszplopokon keresztül P³² és C¹⁴ izotópot diffundáltattak keresztül. A hosszmetsetből készült csiszolatokat megvizsgálva azt tapasztalták, hogy az ionok behatolási mélységében nem volt lényeges különbség, de az agyaghártyákkal fedett aggregátumok esetében a diffundált ionok mennyisége kisebb volt.

A vas- és mangántartalmú kiválások mikromorfológiája

A kiválások BREWER [16] szerint a talaj olyan 3 dimenziós alkotórészei, amelyek a beágyazó közegtől, a talaj környező anyagától vagy anyagukban, vagy szerkezetükben, vagy pedig éles határvonalakkal különböznek el. A kiválások, ebben az esetben a vas- és mangántartalmú kiválások morfológiai jellemzését belső szerkezetük, ásványi összetételük, határvonaluk élessége és alakjuk alapján adja meg. E leíró rendszert itt nem részletezzük, hanem csak akkor utalunk rá, ha abból a keletkezési körülményekre lehet következtetni. A kiválások típusainak összefüggése a keletkezési körülményekkel a következő:

a) Belső szerkezet nélküli kiválások. PARFENOVA és JARILOVA [79] leíró rendszerben az ezzel párhuzamosítható fogalmak a pikkelyek (erősen átnedvesedő, de gyorsan kiszáradó talajokra jellemzők), a foltok (nehéz mechanikai összetételű, erősen átnedvesedő talajok glejes szintjeire jellemzők) és a mikroortstein foltok. ZAIDELMAN [121] a moszkvai terület glejes és glej, vályog, vagy agyag mechanikai összetételű talajainak vizsgálata alapján a kerek, vagy ellipszis alakú kiválások esetében a következő összefüggéseket ismerte

fel: a glejesedés mértéke a Fe/Mn aránnyal és a kiválás színével mutat összefüggést. A nem, vagy a felszíni vizekkel kis mértékben glejesített vályog- vagy agyagtalajokban a finomszemcsés ortstein sötét-szürke és jóval nagyobb benne a mangán-, mint a vastartalom. A közepesen vagy erősen átnedvesített vályog- és agyagtalajokban a kiválás színe barna és a vastartalom nagyobb, mint a mangántartalom.

RUDEFORTH [82] angliai, felszíntől glejes talajok mikromorfológiáját vizsgálva azt az összefüggést ismerte fel, hogy az éles határvonalú, folt alakú kiválások gyengébb, a diffúz határvonalúak pedig erősebb glejesedési folyamatra utalnak.

b) A konkreciók — koncentrikus gömbhéjakból álló kiválások. Változó átnedvesedést és kiszáradást jeleznek. A vastag, elmosódó határvonal a konkrecióknál átnedvesedésre és diffúzióra utal. BLÜMEL [14] megfigyelése szerint a felszíntől átnedvesedő pszeudoglej talajokban a kisméretű, szabálytalan alakú és a sötétbarna színű konkreciók erős átnedvesedésre mutatnak. PAFENOVA és JARILOVA [79] rendszere a kiválásokat a „mikroortstein konkreció” név alatt különíti el. A tömör, jól kifejlődött konkreciókat a trópusi talajoknak glejes szintjeire, a lazább szerkezetű, kevés gömbhéjból álló, nem teljesen kerek alakú, kevésbé kifejlődött konkreciókat a mérsékelt éghőv humid éghajlatú talajaira tartják jellemzőnek.

c) Üreg kitöltések, gömbhéjas és a szeptáriákra jellemző sugaras repedésrendszerrel. Képződésükben a kiszáradás, zsugorodás és az összekeményedés játszik szerepet. Az elmosódó határvonallal szemben az éles határvonalú kiválások periodikus kiszáradásra és összekeményedésre utalnak, de jelezhetnek áthalmozódást is.

PAFENOVA és JARILOVA [79] a fentiekben kívül elkülöníti még a következő kiválásokat:

- bevonat (BREWER [16] vastartalmú slirjével megegyező fogalom), amely diffúzióval, illuviációval vagy a mállás eredményeként a szemcsék felületén képződhet;
- diffúziós gyűrűk, vékony, önmagukba visszatérő, nem egyenletes távolságban levő egyes, vagy koncentrikus szalagok;
- gyűrűk, rendszerint gyökérjáratok körül a talajvíz átnedvesítő hatására képződnek. BLÜMEL [14] szerint a talajvízzel átitatott glej talajokban udvarszerűen jelentkeznek;
- vízszintes szalagok, a nedves talajok fokozatos kiszáradása során a vastartalmú kolloidok ritmikus kiválásával jönnek létre;

— redők, az előzőkhöz hasonló keletkezésűek.

A vas- és mangántartalmú kiválások ultramikromorfológiája elektronmikroszkópiával vizsgálható. Az elektronmikroszkópia elektronmikropróba, vagy röntgenfluoreszcenciás-mikroelemzéssel kombinálva lehetőséget ad az elemek eloszlásának vizsgálatára is, így a különböző morfológiájú alkotórészek és ezek különböző szerkezeti egységeinek és az elemek eloszlása közötti összefüggéseknek feltárására.

CESCAS és TYNER (cit. CESCAS, TYNER és GRAY [23]) a talajok homokfrakciójában belső szerkezet nélküli és zónás szerkezetű kiválásokat különböztetnek meg. A zónás szerkezetű kiválás magjában a vas mennyisége 30%, a mangán 3–8% között volt, ezzel szemben a kiválás külső zónájában a mangán mennyisége az uralkodó. A belső szerkezet nélküli kiválásban a vas- és mangántartalom alacsonyabb és egyenletesen oszlik meg.

Georgia és Tennessee államokbeli iszapos vályog és finom homokos vályog talajokban előforduló konkreciókban az eloszlás alapján GALLAHER, PERKINS és REDCLIFFE [33] a vastartalom mellett alumíniumszilikát ásványok, kvarc, ilmenit és pszilomelán jelenlétét valószínűsítették.

Egy hollandiai „Fluvaquent” talaj vas- és mangántartalmú kiválásaiban BISHOP és munkatársai [12] kvarc- és alumíniumszilikát-ásványok jelenlétére következtettek és kimutatták, hogy a kiválásban a vas- és a mangánvegyületek eloszlása nem egyenletes.

A Terek-folyó (Grúzia, Szovjetunió) alluviumán kialakult réti szoloncsák és különböző mértékben szikesedett réti talajból gyűjtött kiválásokban SZTASZUK és munkatársai [105] kimutatták, hogy az egyenletesen diffúz eloszlású Fe, Mn és Ca mellett a Si és az Al eloszlása zónás.

McKEAGUE és WANG [64] kanadai podzol talajok ortsteinjeinek energiadiszipatív spektrometriai mikroanalízissel kombinált mikromorfológiai vizsgálatát végezték el. A vázszemeséket cementáló anyag főleg alumínium-szerves anyag és kisebb mértékben vas-szerves anyag komplex. A sötét színű cementáló anyagban jelentősebb mennyiségű a mangán. Különböző mértékben, kis koncentrációval a P- és az S-elemek jelenlétét is kimutatták.

McKEAGUE és PROTZ [63] a fenti módszerrel vizsgálták különböző kanadai talajok kemény, cementálódott szintjeit. Cementáló anyagokként az alumínium, a vas és szilíciumoxi-hidroxidok és szerves anyag kombinációit írták le.

ESWARAN és RAGHU MOHAN [29] és ESWARAN és munkatársai [30] kemény la-

terit konkréciók (petroplinthite) szerkezetét tanulmányozták, és amorf vas- és mangánvegyületeket, valamint goethitet és mangánitot írtak le változatos morfológiai formákban.

A vas- és mangántartalmú kiválások minrológiája

A mikromorfológia megértéséhez szükséges a kiválások mineralógiájának legalább érintőleges összefoglalása is.

Az amorf vasvegyületeknek vékonyesizszolokban való meghatározására BULLOCK, LOVELAD és MURPHY [21] szelektív kioldási módszereket, míg a kristályos vas- és mangánvegyületek kimutatására általában differenciáltermikus és röntgendiffrakciós elemzést alkalmaznak.

A képződési körülmények a következőként befolyásolják SCHWERTMANN, FISCHER és TAYLOR [85] összegezése szerint a vaskiválások ásványi minőségét: a kémhatást tekintve alacsony, 3 körüli pH-nál goethit, nagyobb pH értéknél pedig ferrohidrát keletkezik. Goethit képződhet magasabb pH értéknél is, ha a szerves anyag komplexbe víve a vasat, csökkent a ferriion-koncentrációt. Reduktív körülmények között, pH = 7 körül nem ferri-hidroxid válik le, hanem ferro-ferri-hidroxid vagy pedig sziderit, az oldat kémhatásától és a széndioxid parciális nyomásától függően. A sziderit goethitté oxidálódhat. Ez a tény magyarázza azt, hogy meszes, hidromorf talajokban lepidokrokrit helyett goethit fordul elő. A ferro-ferri-hidroxid ($\text{Fe}_3(\text{OH})_8$) oxidációja a lepidokrokrit vagy a maghemit képződéséhez vezet. A talajokban termodinamikailag a goethit a stabil vasoxi-hidroxid ásvány.

Aerob körülmények között BOLT és BRUGGENWERT [15] szerint hematit, maghemit, goethit, lepidokrokrit és amorf vasoxi-hidroxid gél-ferri-hidrát; anaerob körülmények között pedig $\text{Fe}(\text{OH})_2$, FeCO_3 , FeS , FeS_2 és Fe_3O_4 fordul elő.

A vasoxi-hidroxid és oxid ásványok előfordulásának gyakoriságát a különböző talajképződési körülmények között SCHWERTMANN, FISCHER és TAYLOR [85] foglalták össze. Eszerint a hideg és a mérsékelt égöv savanyú kémhatású, szerves anyagban gazdag talajaiban ferrohidrát, a hidromorf talajokban lepidokrokrit, meszes hidromorf talajokban, valamint a többi talajban goethit a jellemző ásvány. A goethit a jellemző ásvány a mediterrán és a trópusi égöv talajaiban általánosan a hematit, a trópusi égövi talajokban emellett a maghemit fordul elő.

Hazai, hortobágyi talajokban SIGMOND [88], később pedig GEREI és MÁTÉ [36] vizsgálták különböző vasborsók összetételét, és az egyes fajtákban jelentős mennyiségű szerves anyagot, meszet és mangánt mutattak ki, valamint értelmezték képződési körülményüket is. GEREI és REINHOLD [37] értelmezték a vaskiválások, a vasvegyületek mozgása és az agyag-ásványok átalakulási folyamatai közötti összefüggéseket egy szarvasi szikes talajban.

A kiválásokban különböző mangán ásványok is előfordulnak, TAYLOR, MCKENZIE és NORRISH [108] szerint a litioforit $[(\text{Al}, \text{Li}) \text{MnO}_2(\text{OH})_2]$ az üregek falát borító vékony hártvaként fordul elő, vagy pedig kiválásokat cementál össze. A nsutit ($\gamma - \text{MnO}_2$) konkrécióban, annak külső zónájában, a birnessit magra épülve fordul elő, és megfigyelték kvare felületét rövid tűs kristályokból álló bevonatát is. A birnessitet az előzőekben már ismertetett morfológiával figyelték meg.

Az amorf mangán-oxidok és -oxihidroxidok gömböcskék, vagy mandulaszerű formákban fordultak elő a konkréciók üregeiben. A feitknechtit ($\beta - \text{MnOOH}$) egyes konkréciókból írták le, azok külső héját alkotta, vékony hexagonális szimmetriájú táblákként [30].

Keletkezésüket tekintve, a litioforit a savanyú és a semleges kémhatású, a birnessit pedig mind a savanyú, mind a lúgos kémhatású talajokban előfordul. A talajokban a mangánásványok keletkezését és átalakulását a következőkben foglalják össze: piroluzit ($\beta - \text{MnO}_2$) $\rightarrow$ manganit ($\gamma - \text{MnOOH}$) $\rightarrow$ birnessit ($\delta - \text{MnO}_2$). A további átalakulást jelentős mértékben befolyásolják a környező viszonyok, így semleges és lúgos közegben további oxidációval rendezetlen szerkezetű birnessit keletkezik. A K, B és az egyéb nagy átmérőjű ionok a kriptomelán ($\text{K}_2\text{Mn}_8\text{O}_{16}$) ásvány képződésének kedveznek, míg savanyú kémhatású oldatban az alumínium adszorpciójával litioforit keletkezik [65].

A kiválások morfológiájából, ásványi összetételéből — amint azt az előzőekben összegeztük — a talajképződés folyamataira lehet következtetni, ugyanakkor hatást gyakorolnak a talaj számos tulajdonságára.

A vas- és mangánvegyületek már igen kis mennyiségben színezik a talajt, és ezen keresztül befolyásolják a talaj egyéb fizikai tulajdonságait is, mint pl. hőgazdálkodását. A vas-hidroxidok, -oxihidroxidok, és -oxidok elősegítik a talaj aggregálódását. A vasvegyületek hatását az aggregálódásra WILKE és SCHWERTMANN [119] mesterségesen előállított aggregátumok vizsgálatával is bizonyították. Ezek az

ásványok emellett a talajok adszorpciós viszonyainak tényezői közé tartoznak. SCHWERTMANN és TAYLOR [84] összegezése szerint a vas-hidroxid és -oxihidroxid ásványok izoelektromos pontjában számottevő különbségek vannak. Az adszorpciós tulajdonságok megítélésénél ezért számba kell venni az ásványi minőséget is. Az anionok közül külön figyelmet érdemel a szilikát, foszfát és molibdát adszorpciója ezeken az ásványokon. A talaj tápanyag-gazdálkodása szempontjából a vas-oxidban gazdag talajokban a fent megadott szempontok szerint különböző mértékben a P és Mo fixációjával, esetenként hiányával kell számolni. A vas-oxidok jelentős szerepet játszanak egyes nyomelemek, így a Cu, Zn, Co, Pb, Mn adszorpciójában is.

A karbonátkiválások mikromorfológiája

A kalcitkiválások mikromorfológiájáról szóló ismereteket PARFENOVA és JARILOVA [79] foglalták össze. A kiválásokat méretük és formájuk szerint osztályozták. Méretük szerint megkülönböztetnek: kriptokristályos vagy kolloid ($< 1 \mu\text{m}$); mikrokristályos ($1 - 10 \mu\text{m}$); aprószemes ($10 - 100 \mu\text{m}$); középszemes ($100 - 1000 \mu\text{m}$) és durvaszemes ($1000 \mu\text{m} <$) kalcitkiválásokat. Forma szerint a mikrokristályos kiválások között elkülönítik a szabálytalan, lekerekített; gyengén megnyúlt; pikkelyes és ujszerű formákat. Az aprószemes kalcitkiválások között a lekerekített, tűs, prizmás, romboéderes, sarlós, szálas szerkezetű, hordóalakú formákat különböztetik meg. A tű formájú kiválások között elkülönítik a rövid és nyúlt tűs kiválásokat.

BREWER [16] a karbonátkiválásokat elsősorban morfológiájuk és nem összetételük alapján tárgyalja. Ezek során megkülönböztet foltszerű, tűs, slires és mikrokristályos kiválásokat.

A karbonátos alapanyagú szövet osztályozására BAL [6] dolgozott ki rendszert. Három típust különített el: kristályos, karbonátos és szálas. A kristályos szövetet finom vagy durva szemes karbonátkristályok szoros halmaza alkotja. A karbonátos szövetben a karbonátszemesek elszórtan, különálló szemesékként, vagy halmazokban fordulnak elő, de nem alkotnak összefüggő egységet. A szálas szövetet lublinit alkotja, ahol a kristályok vagy párhuzamosak, vagy kéveszerű, vagy egymásra merőleges kristályhalmazokat alkotnak. BAL osztályozása átfedi BREWER [16] osztályozását, aki a kristályos „crystic” megjelölést csak az alapanyag

($2 \mu\text{m}$ alatt) tárgyalásánál használja, míg BAL a nagyobb méretű szemeséknél is.

HRAŠKO, BEDRNA és ČURLIK [45] a szlovákiai meszes kőzeteken, alluviumon és löszön kialakult talajok karbonátkiválásának mikromorfológiáját vizsgálva, eredetük szerint a következő osztályozásukat adták:

a) Allochton kiválások, amelyek nem in situ a talajban keletkeztek. Ez a fogalom nem fedi teljesen az elsődleges karbonátkiválások fogalmát, mivel pl. más talajból is áthalmazódhattak.

b) Autochton kiválások in situ keletkeztek. Ez a fogalom sem fedi teljesen a másodlagos kiválások fogalmát, mivel keletkezhetnek a kőzet diagenezise során is. A fenti fajták nehezen különíthetők el egymástól.

c) Átmeneti, egyértelműen az első két csoportba nem sorolható képződmények.

A talaj karbonátszemesének eredetét tekintve PARFENOVA és JARILOVA [79] azt állapították meg, hogy a talajban a karbonátkiválások másodlagos eredetét biztosan kimutatni csak karbonátot nem tartalmazó anyakőzetben kialakult talajokon lehet. Mindezek mellett összefüggéseket kerestek a karbonátok mikromorfológiája és keletkezése között.

A közép- és durvaszemes kalcitoknál feltételezik azt, hogy elsődleges eredetűek, a karbonátkőzetek töredékei.

Az aprószemes kalcit különböző morfológiájú szemesei vagy a talaj alapanyagában, vagy a pórusokban fordulnak elő.

A mikrokristályos kalcitkiválások keletkezhetnek az alapanyagban KUBIENA [53] szerint úgy, hogy nagy koncentrációjú, erősen lúgos oldatból a gyors párolgás miatt válnak ki, mielőtt még az oldat elérné a nagyobb vízvezető pórusokat — „interflorescence” kiválás. Ha az oldat eléri a pórust és kiesapódik a falán, ezt KUBIENA „efflorescence” kiválásnak nevezi. Ez BREWER [16] nomenklatúrája szerint „neokalcit”.

A kristályos szövet lehet BAL [6] szerint mind másodlagos, mint pl. csatorna kitöltés (autigen), mind pedig elsődleges (allogen) pl. oolitos mészkő litoreliktum. A meszes (karbonátos) szövet lehet másodlagos, de esetenként elsődleges is.

A foltszerű kiválások előfordulhatnak az alapanyagban cementálódva és pórus kitöltésként is. BREWER [16] a foltszerű kiválások közül a kerek, kemény, foltszerű kiválásokat elsődlegesnek, míg a szabálytalan alakú (mind éles, mind diffúz határvonalú) kiválásokat másodlagosnak, in situ akkrecióval képződött kiválásoknak tartja. Szudáni vertisolakban végzett vizsgálatok alapján BLOKHUIS, PAPE és SLA-

GER [13] a kemény, foltszerű kiválást elsődlegesnek, a lágyat másodlagosnak tartja. SEHGAL és STOOPS [86] szerint az a megállapítás, hogy a tömör és az alapanyagától jól elkülöníthető kiválások elsődlegesek, vizsgálataik szerint nem fogadható el teljesen.

WIEDER és YAALON [116] 3 izraeli talajban (lössös szerozjom, „Husmas” talaj és egy barna „Grumosol”) vizsgálták a foltszerű átmenetű karbonát kiválásait és a következő 3 típusukat különböztették meg:

a) „Orthic” — a vázszemesek a kiválásban hasonlóak a környező szövetben levő vázszemesekhez, a kiválás határvonalánál fokozatos az átmenet. A mészfelhalmozódás a mikropórusokban kezdődik, fokozatosan kitölti azokat, a szövet egyre tömöttebb lesz. A mikrokalcit-szemesek a pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálat szerint ovális szemesékből épülnek fel.

b) Disorthic” — a vázszemesek a kiválásban hasonlóak a környező szövetben levő vázszemesekhez, de a határvonal éles. Ez a kiválástípus az első kiválástípusa töredéke.

c) „Allothic” — szöve, vázszemesi eltérnek a környező szövetből, áthalmozás kerül a talajba.

A pórusokban levő kiválás anyaga BREWER [16] szerint eredhet a pórusok körüli alapanyagból diffúzióval, vagy a pórus (repedés, csatorna, üreg) mentén mozgó oldatból, vagy pedig szuszpenzióból.

A mikrokristályos „interflorescence” kiválás SEHGAL és STOOPS [86] szerint úgy képződik, hogy in situ akkrécióval először egy lágy diffúz határvonalú kiválás képződik, amely ezután a mésztovábbi felhalmozódása és kiválása miatt tömör, kemény, éles határvonalú kiválás lesz. A tömör kiválások képződését a kiszáradás hatására végbemenő tömörödéssel is magyarázzák.

A tús kiválások — a lublinit — első sorban a pórusokban jelentkeznek. KUBIENA [53] szerint előfordulásuk erősen függ a pH-tól, 6,5–6,8 pH érték között tapasztalható (de ez kérdéses).

BAL [6] szerint a tük orientációja kétféle lehet, egymással párhuzamos, vagy egymással szöget bezáró, néha merőleges. Megfigyelhetők mind a pórusok falán, mind pedig az alapanyagban. Előfordulásukat leírta SEHGAL és STOOPS [87] is az indiai „ustie” talajokból.

Szovjetunióbeli csernozjom talajokból több helyről is leírtak túszerű kiválásokat. ALEKSZEEV [3] megfigyelte, hogy a csernozjom talajok különböző változataiban különböző a megjelenésük, egyrészt változik előfordulásuk mélysége: a karbonátos

csernozjomtól kezdve a közönséges, típusos, kilúgozott csernozjomokon keresztül a podzolos csernozjomokig 30–40 cm-ről 250 cm-re csökken. Változik a tük hossza is, leghosszabb a típusos csernozjomban: 5–100 μm , míg legrövidebb a podzolos csernozjomokban: 3–30 μm . A többi csernozjomváltozatnál hosszuk különböző, 7–40 μm .

A kalcium-karbonát és a vas-, valamint a mangántartalmú kiválások együttes előfordulása hidromorf hatásra utal. A kalciumkarbonát és szeszkvioxid sírelek, valamint tömör kalcitfoltok, szeszkvioxid-foltok és sírelek együttes előfordulását SEHGAL és STOOPS [86] írták le északnyugat-indiai szikes talajokból.

A vasvegyületeknek a kalciumkarbonát környezetében való kicsapódását kísérletileg GERET, MÁTÉ és BENEDEKNÉ [39] is bizonyították.

A karbonátkiválások mineralógiája

A karbonátkiválások mikromorfológiájának jellemzésénél szükséges mineralógiájuk alapjainak ismerete.

A desztillált vízben történő kicsapódás során TAFT [107] szerint először metasztabil aragonit keletkezik, amely átkristályosodik kalcitá.

Az ásványstabilitási vizsgálatok és a szintézis kísérletek szerint nagy magnéziumtartalmú oldatokban a víztartalmú magnézium-karbonátok (hidromagnezit és nesquehonit) képződését tartják valószínűnek WOLF, CHILINGAR és BISSELL [120] összegezése alapján.

A magnézium kicsapódása karbonátként az oldatból lehetséges magnéziumtartalmú kalcitok képződésével is. ST. ARNAUD és HERBILLON [91] saskatchewan (Kanada) csernozjom talajokból alacsony magnéziumtartalmú kalcitot (< 8% mol MgCO_3), szolonyec és sülyvedékekben kialakult csernozjom talajokban, a talajok mészfelhalmozódási szintjeit vizsgálva, nagy magnéziumtartalmú kalcitokat határoztak meg. ST. ARNAUD [90] saskatchewan talajok, főleg csernozjom talajok mészfelhalmozódási szintjeit vizsgálva, a magnéziumtartalmú kalcitok előfordulását a magnéziumban és ezzel párhuzamosan sokban feldúsult oldatok hosszú idejű hatásának tulajdonítja, ami feltételezi a talajokban a rossz drénviszonyokat.

A dolomit képződését sokáig csak 1 atm. fölötti nyomásnál, a diagenézis során tartották lehetségesnek. USPOWSKI [111] a nagy magnéziumtartalmú oldatokban a dolomit képződését a magnézium-beépülés hatására a kalcit dolomitizációjá-

val képzelet el. Újabban azonban leírtak dolomitot lagunákból is, erősen sós és lúgos kémhatású közegből, ahol azért bizonyos mértékű hidrosztatikus nyomással is kell számolni [2]. Hazánkban MÜLLER [72] protodolomitot írt le a Balatonból, és a dolomit keletkezését valószínűsítik a Duna–Tisza közi szikes tavakban is [52, 71]. MOLNÁR [70] e folyamat értelmezésénél MÜLLER, IRON és FÖRSTER [73] elméletét tartja alkalmazhatónak, akik a tavi karbonátképződés elméletének egy összefoglaló rendszerét dolgozták ki. A képződés körülményeit és ezen belül az oldat kalcium magnézium arányának hatását vizsgálva megállapították, hogy 0–2 érték között kalcit, 2–12 között nagy magnéziumtartalmú kalcit, 12 érték felett aragonit, szélsőségesen nagy magnézium koncentrációnál pedig hidromagnezit vagy nesquehonit képződik. A diagenezis során 7–12 érték között a nagy magnéziumtartalmú kalcitokból dolomit képződik.

Meg kell jegyezni, hogy a tó-iszapokban képződött dolomit a talajképződés szempontjából nézve ugyancsak elsődleges ásvány.

A sókiválások mikromorfológiája és mineralógiája

Vékonycsiszolatokban a sókiválásoknak csak egy részét, főleg a gipszkiválások mikromorfológiáját vizsgálják. Ennek egyrészt az az oka, hogy fénymikroszkóppal nem határozható meg egyértelműen az összes sókiválás ásványi összetétele, másrészt a vízben oldható sók egy részét az impregnáló anyag is oldhatja. Ezért a sókiválások mikromorfológiai vizsgálatára csak az utóbbi időben került sor, amióta erre a pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok lehetőséget adtak.

A gipszkiválások mikromorfológiai vizsgálatával részletesebben BARZANJI és STOOPS [9] foglalkoztak, akik az iraki gipszes talajokban a következő formákat írták le:

1. laza, lencses, vagy hipidiomorf szemcsés, póruskitöltő kristályok — laza, gipszes szintekben,

2. szorosan illeszkedő lencses kristályok, amelyek között kevés az alapanyag — laza, gipszes szintekben,

3. hipidiomorf — allotriomorf szemcses tömeg — a tömődött, gipszes szintekben.

A vizsgált talaj eredetileg erősen meszes volt, a gipsz a kalcit átalakulásával képződik. A kalcit rácsába több stroncium épülhet be, mint a gipsz kristályrácsába, így a gipszesedés mellett szegregálódással cölesztin (SrSO_4) keletkezik.

A gipsz pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatával STOOPS, ESWARAN és ABTAHI [95] több gipszformát különböztet meg, így prizmás sókristályokat perui savanyú szulfáttalajokból, szálas kristályokat (Calciorthid, Egyiptom), nyúlt, prizmás kristályokat (Csad poldereiből) és rozettaszerű kristályhalmazokat („cat clay”, Nigeria). A gipsz mellett más autigen szulfátásványok pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatát is elvégezték.

Thenarditot sós tavakból és playakból írtak le, ahol közvetlen sós oldatokból válnak ki, vagy pedig a mirabilit dehidrációjával keletkeznek. Leírták perui sós, alluvialis talaj C-szintjéből is. DRIESSEN és SCHOORL [27] pedig a törökországi Konya-medence sós kérégeiben is találtak thenarditot.

Az anhidrit gyakran fordul elő gipszes talajokban. Keletkezését tekintve, még nem eldöntött, hogy sós oldatokból közvetlenül válik-e ki, vagy a gipsz dehidrációjával képződik. Leírták nevadai playakból és Peruból is, ahol párhuzamos szálakból álló kristályhalmazt alkotott a gipszkristályok felületén.

Baritot az USA déli részén levő „alfi-, és ultisol”-okból és perui „laplusalta”-ból írtak le, ahol a szerkezeti elemek felületén prizmás, vagy táblás kristálycsoportokat, vagy pedig alapanyagban belüli kristályhalmazokat alkot.

Cölesztint BARZANJI és STOOPS [9] Irakból és az Eufrates és a Tigris teraszán kialakult talajok gipszes szintjeiből írtak le, de megtalálható volt Algéria, Irán és Irak gipszes talajaiban is.

A hexahidrat igen ritkán fordul elő, egyrészt a törökországi Konya-medence sós kérégeiből (DRIESSEN cit. STOOPS, ESWARAN és ABTAHI [95], másrészt iráni „Salic gypsorthid”-ből írták le, (STOOPS, ESWARAN és ABTAHI [95]) az epszomit és a leonhardtit közötti átalakulási terméknek tartják.

Blödit a törökországi Konya-medence szolonesák talajainak felületi rétegeiben fordul elő [27].

Jarositot számos savanyú szulfáttalajból írtak le, ahol a pirit mállása során képződik.

ESWARAN és CARRERA [28] perui andosolokban levő sókiválások és felületi sókéreg pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatát végezték el. A sókiválás mirabilitból és hexahidrátból állt. A gipsztartalom a mélységgel nő. A sókéregben egy zonáció figyelhető meg, amely döntően blöditből áll. A felső két réteg különböző illeszkedésű blöditből áll, míg a harmadik rétegben megjelenik a hexahidrit és mennyisége a mélységgel nő, míg a legalsó réteg alján

megjelenik a thenardit és a halit cementáló anyag is. A talajban a sókiválásokban mirabilit, míg a felszíni sókéregben thenardit fordul elő. E különbség azzal magyarázható, hogy a felszínen, a nagyobb hőmérsékleten a thenardit a stabilisabb ásvány.

TURSZINA, JAMNOVA és SOBA [110] mongóliai szolonesák talajok sókiválásait vizsgálták. A sókiválások zonalitása a következő: kloridok, nátrium-szulfátok, gipsz, karbonátok. A kloridok között különböző kristályformájú halitot, a szulfátok között thenarditot, glauberitot, gipszet és karbonátot írtak le. Mikrokémiai reakciókkal a felső szintből borátokat is kimutattak. Növényi maradványok utáni halit és thenardit anyagú pszeudomorfozátokat is találtak.

A sókiválásokról rendelkezésünkre álló adatokat összegezve megállapítható, hogy a mikromorfológiai formák és a képződési körülmények összefüggéseit még kevésbé ismerték fel, erre inkább a kiválások ásványi és kémiai összetételéből következtetnek és nem elsősorban a vékonyecsiszlatos vizsgálatok alapján.

A fenti téma fontosságához képest aránylag rövid, összefoglaló jellegű anyagból is megállapítható, hogy a talajok mikromorfológiájának szakirodalma jelentős, és számos talajtani, elsősorban talajgenetikai és anyagforgalmi összefüggés vizsgálatára ad lehetőséget.

Irodalom

- [1] ADAMS, J. E. & MATELSKI, R. P.: Distribution of heavy minerals and soil development in Scott silt loam. *Soil Sci.* **79**, 59–69. 1955.
- [2] ALDERMAN, A. R. & VON DER BORCH, C. C.: A dolomite reaction series. *Nature*. **198**, 465–466. 1963.
- [3] ALEKSZEEV, V. E.: Mikromorfológieseszközök vizsgálata csernozjom Szevera Moldaviában. In: Voproszhi issledovaniia i ispol'zovaniia pochv Moldavii. Izd. Kartja Moldovenjaskze. Kisinev. 235–244. 1969.
- [4] ALEXANDER, J. D., BEAVERS, A. H. & JOHNSON, P. R.: Zirconium content of coarse silt in loess and till of Wisconsin age in Northern Illinois. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **26**, 189–191. 1962.
- [5] BAJWA, I. & JENKINS, D.: The investigation of clay minerals in soil thin section. In: *Soil micromorphology*. (Ed.: DELGADO, M.). Moreno. Granada. **1**, 3–18. 1978.
- [6] BAL, L.: Carbonate in soil. A theoretical consideration on, and proposal for its fabric analysis. I. Crystic, calcic and fibrous plasmic fabric. *Neth. J. Agric. Sci.* **23**, 18–35. 1975.
- [7] BARRATT, B. C.: A revised classification and nomenclature of microscopic soil materials with particular reference to organic components. *Geoderma*. **2**, 257–271. 1968/1969.
- [8] BARSHAD, I.: Chemistry of soil development. In: *Chemistry of soil*. (Ed.: BEAR, F.) Reinhold. New York. 1964.
- [9] BARZANJI, A. F. & STOOFS, G.: Fabric and mineralogy of gypsum accumulations in some soils of Iraq. *Trans. 10th Internat. Congr. Soil Sci. Moscow*. **7**, 271–277. 1974.
- [10] BEAVERS, A. H.: Use of X-ray spectrographic analysis for the study of soil genesis. *Trans. 7th Internat. Congr. Soil Sci. Madison*, **2**, 1–9. 1960.
- [11] BECKMANN, W. & GEYGER, E.: Entwurf einer Ordnung der natürlichen Hohlraum-, Aggregat-, und Strukturformen im Boden. In: *Die mikromorphometrische Bodenanalyse*. (Ed.: KUBIENA, W. L.) Enke. Stuttgart. 1967.
- [12] BISDOM, E. B. A. et al.: Wavelength and energy-dispersive X-ray microanalysis with EMA and SEM-EDXRA on thin sections of soils. *Neth. J. Agric. Sci.* **24**, 209–222. 1976.
- [13] BLOKHUIS, W. A., PAPE, TH. & SLAGER, S.: Morphology and distribution of pedogenic carbonate in some vertisols of the Sudan. *Geoderma*. **2**, 173–200. 1968/1969.
- [14] BLÜMEL, F.: Formen der Eisenoxyhydrat-Ausscheidungen in Gleyen und Pseudogleyen. In: *Arbeiten aus dem Gebiet der Mikromorphologie des Bodens*. (Eds.: ALTMÜLLER, H.-J. & FRESF, H.) Verlag Chemie. GMBH. Weinheim. 148–154. 1962.
- [15] BOLT, G. H. & BRUGGENWERT, M. G. M.: Soil chemistry. A. Basic elements. Elsevier. Amsterdam. 1976.
- [16] BREWER, R.: The fabric and mineral analysis of soils. Wiley. New-York. London. Sydney. 1964.
- [17] BREWER, R.: Clay illuviation as a factor in particle size differentiation in soil profiles. *Trans. 9th Internat. Cong. Soil Sci. Adelaide*. **4**, 489–499. 1968.
- [18] BREWER, R. & HALDANE, A. D.: Preliminary experiments in the development of clay orientation in soils. *Soil Sci.* **84**, 301–309. 1957.
- [19] BREWER, R. & SLEEMAN, J. R.: The arrangement of constituents in Quaternary soils. *Soil Sci.* **107**, 435–442. 1969.
- [20] BRINKMAN, R. et al.: Clay decomposition in seasonally wet, acid soils: micromorphological, chemical and mineralogical evidence from individual argillans. *Geoderma*. **10**, 259–270. 1973.
- [21] BULLOCK, P., LOVEAD, P. J. & MURPHY, C. P.: A technique for selective solution of iron oxides in thin sections of soil. *J. Soil Sci.* **26**, 247–249. 1975.
- [22] BUOL, S. W. & HOLE, F. D.: Some characteristics of clay skins on peds in the B horizon of a gray-brown podzolic soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **23**, 239–241. 1959.
- [23] CASCAS, M. P., TYNER, E. H. & GRAY, L. J.: The electron microprobe X-ray analyzer and its use in soil investigations. *Advances Agron.* **20**, 153–198. 1968.

- [24] CHAPMAN, S. L. & HORN, M. E.: Parent material uniformity and origin of silty soils in Northwest Arkansas based on zirconium-titanium contents. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **32**, 265–271. 1968.
- [25] DIJKERMAN, I. C., CLINE, M. G. & OLSON, G. W.: Properties and genesis of textural subsoil lamellae. *Soil Sci.* **104**, 7–16. 1967.
- [26] DOBROVOLSZKI, G. V., MOROZOVA, T. D. & SOBA, Sz. A.: Primenenie mikromorfologiceszkogo metoda dlja diagnostiki pogrebnih i drevnih (reliktovyh) pocsv. *Trudj X. mezsdunarodnogo kongressza pocsvovedov*. Moskva. 7, 198–204. 1974.
- [27] DRIESSEN, P. M. & SCHOORL, R.: Mineralogy and morphology of salt efflorescences on saline soils in the Great Konya Basin, Turkey. *J. Soil Sci.* **24**, 436–442. 1973.
- [28] ESWARAN, H. & CARRERA, M.: Mineralogical zonation in salt crusts. In: *International Symposium on Salt Affected Soils*. Karnal. 1980. National Printers. New Delhi. 20–30. 1980.
- [29] ESWARAN, H. & RAGHU MOHAN, N. G.: The microfabric of petroplinthite. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **37**, 79–82. 1973.
- [30] ESWARAN, H. et al.: Scanning electron microscopy of secondary minerals in Fe–Mn galebules. In: *Soil micromorphology*. (Ed.: DELGADO, M.) Moreno. Granada. 2, 851–885. 1978.
- [31] FANNING, D. S. & JACKSON, M. L.: Zirconium content of coarse silt from some Wisconsin soil and sediments. *Soil Sci.* **103**, 253–260. 1967.
- [32] FEDOROFF, N.: The clay illuviation (A micromorphological study). In: *Soil micromorphology*. Panstwowe Wydawnictwo Naukowe. Warszawa. 195–207. 1972.
- [33] GALLAHER, R. N., PERKINS, H. F. & REDCLIFFE, D.: Impregnating soil concretions for electron microprobe analysis. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **36**, 181–188. 1972.
- [34] GERASZIMOVA, M. I. & TURSINA, T. V.: Mikromorfologiceszkie osobennosti pocsv sz teksturno-differencirovannim profilem (na primere pocsv pred-Altajskoj ravniny i nizkih predgorij). *Trudj X. mezsdunarodnogo kongressza pocsvovedov*. Moskva. 7, 205–217. 1974.
- [35] GERBER, T. O., WILDING, F. P. & FRANKLIN, R. E.: Ion diffusion across cutans: a methodology study. In: *Soil microscopy*. (Ed.: RUTHERFORD, G. K.) Limestone. Kingston. 730–746. 1974.
- [36] GEREL, L. & MÁTÉ, F.: Vas- és mangántartalmú kiválások néhány hazai talajban. *Agrokémia és Talajtan*. **6**, 43–50. 1957.
- [37] GEREL, L. & REINHOLD, M.: Néhány összefüggés a szikes talajok kolloid frakciójának ásványtani tulajdonságai és vasforgalma között. *Agrokémia és Talajtan*. **7**, 263–270. 1958.
- [38] GEREL, L. & SZENDREI, G.: Micromorphological investigation of some representative meadow and solonetz soils of the alluvial plain of the Zagya river in Hungary. *Trans. 10th Internat. Congr. Soil Sci. Moscow*. **7**, 264–270. 1974.
- [39] GEREL, L., MÁTÉ, F. & BENEDEK, J.-NÉ: A talajban végbemenő vaskonkrécio képződés vizsgálata modellkísérletekben Fe^{59} izotóppal. *Agrokémia és Talajtan*. **9**, 491–494. 1960.
- [40] GROSSMAN, R. B., ODEL, R. T. & BEAVERS, A. H.: Surfaces of peds from B horizons of Illinois soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **28**, 792–798. 1964.
- [41] HALLSWORTH, E. G.: An examination of some factors affecting the movement of clay in an artificial soil. *J. Soil Sci.* **14**, 360–371. 1963.
- [42] HARDER, H.: The role of magnesium in the formation of smectite minerals. *Chem. Geology*. **10**, 31–39. 1972.
- [43] HARDER, H.: Illite mineral synthesis at surface temperatures. *Chem. Geology*. **14**, 241–253. 1974.
- [44] HILL, I. D.: Quantitative micromorphological evidence of clay movement. In: *Micromorphological techniques and applications*. (Eds.: OSMOND, D. A. & BULLOCK, P.) Technical Monograph No. 2. Harpenden. 33–42. 1970.
- [45] HRAŠKO, J., BEDRNA, T., & ČURLIK, J.: Some forms of carbonates in the soils of Slovakia. In: *Soil micromorphology*. Panstwowe Wydawnictwo Naukowe. Warszawa. 159–167. 1972.
- [46] JACKSON, M. L. & SHERMAN, G. D.: Chemical weathering of minerals in soils. *Advan. Agronomy. Academic*. New-York. **5**, 219–318. 1953.
- [47] JONGERIUS, A.: Morphologic investigations of soil structure. *Bodenkundige Studies No. 2*. Mededelingen van de Stichting voor Bodenkartering. Wageningen. 1957.
- [48] JONGERIUS, A. et al.: Electro-optical soil porosity investigation by means of Quantimet-B equipment. *Geoderma*. **7**, 177–198. 1972.
- [49] KHALIFA, E. M. & BUEL, S. W.: Studies of clay skins in a Cecil (Typic Hapludult) soil: II. Effect on plant growth and nutrient uptake. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **33**, 102–105. 1969.
- [50] KOCH, S. & SZTRÓKAY, K. I.: Ásványtan. Tankönyvkiadó. Budapest. 1955.
- [51] KOVDA, V. A. & TRUBIN, A. I.: Obrazovanie vermikulitnogo minerala iz komponentov gruntovoj vodi. *Pocsvovedenie*. (6) 99–105. 1977.
- [52] KRIVÁN, P.: Die Bildung der Karbonatsedimente im Zwischengebiet von Donau und Theiss. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **2**, 91–108. 1953–1954.
- [53] KUBIENA, W. L.: Micropedology. Collegiate Press-Ames. 1938.
- [54] KUBIENA, W. L.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Enke. Stuttgart. 1953.
- [55] KUBOVICS, I.: Kőzetmikroszkópia. Tankönyvkiadó. Budapest. 1964.
- [56] LAFEVER, D.: Aspects of stress-induced differential movements of fabric elements in mineral soils. *Proc. of the First Conference of the Australian Road Research Board*. **1**, 1059–1067. 1962.
- [57] LOUGHNAN, F. C.: Chemical weathering of the silicate minerals. Elsevier. New-York. 1969.
- [58] MARSHALL, C. E.: Petrographic method for the study of soil formation processes. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **5**, 100–103. 1940.
- [59] MARSHALL, C. E. & HASEMAN, I. F.: The quantitative evaluation of soil formation and develop-

- ment by heavy mineral studies: a Grundy silt loam profile. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **7**. 448–453. 1942.
- [60] MARSHALL, C. E. & JEFFRIES, C. D.: Mineralogical methods in soil research: Part I. The correlation of soil types and parent materials with supplementary information on weathering processes. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **10**. 397–405. 1945.
- [61] MCCORMACK, D. E. & WILDING, L. P.: Proposed origin of lattisepic fabric. In: *Soil microscopy*. (Ed.: RUTHERFORD, G. K.) Limestone. Kingston. 761–771. 1974.
- [62] MCKEAGUE, J. A. & ST. ARNAUD, R. J.: Pedotranslocation: eluviation-illuviation in soils during the Quaternary. *Soil Sci.* **107**. 428–434. 1969.
- [63] MCKEAGUE, J. A. & PROTZ, R.: Cement of duric horizons, micromorphology and energy dispersive analysis. *Can. J. Soil Sci.* **60**. 45–52. 1980.
- [64] MCKEAGUE, J. A. & WANG, C.: Micromorphology and energy dispersive analysis of ortstein horizons of podzolic soils from New Brunswick and Nova Scotia, Canada. *Can. J. Soil Sci.* **60**. 9–21. 1980.
- [65] MCKENZIE, R. M.: The manganese oxides in soils – a review. *Z. Pflernähr. Düng. Bodenk.* **131**. 221–242. 1972.
- [66] MERMUT, A.: Micromorphological study of initial clay illuviation and formation of red mediterranean soil. In: *Soil micromorphology*. (Ed.: DELGADO, M.) Moreno. Granada. **1**. 433–444. 1978.
- [67] MERMUT, A. & PAPE, TH.: Micromorphology of two soils from Turkey, with special reference to in situ formation of clay cutans. *Geoderma*. **5**. 271–281. 1971.
- [68] MIEDEMA, R. & SLAGER, S.: Micromorphological quantification of clay illuviation. *J. Soil Sci.* **23**. 309–314. 1972.
- [69] Mikromorphometrische Bodenanalyse. (Ed.: KUBENA, W. L.) Enke. Stuttgart. 1967.
- [70] MOLNÁR, B.: Hipersalin tavi dolomitképződés a Duna–Tisza közén. *Földtani Közöny.* **110**. 45–64. 1980.
- [71] MOLNÁR, B. & MURVAY, J. M.: Geohistorical evolution and dolomite sedimentation of the natron lakes of Fülöpháza, Kiskunság National Park, Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica*. **22**. 73–86. 1975.
- [72] MÜLLER, G.: Sedimentbildung im Plattensee (Ungarn). *Naturwissenschaften*. **56**. 606–615. 1969.
- [73] MÜLLER, G., IRON, G. & FÖRSTER, U.: Formation and diagenesis of inorganic Ca–Mg carbonates in the lacustrine environment. *Naturwissenschaften*. **59**. 153–164. 1972.
- [74] NEMECZ, E.: A mállási folyamatok geokémiája. In: *Az üledékes petrológia újabb eredményei. A Magyarhoni Földtani Társulat Kiadványa.* Budapest. 293–313. 1971.
- [75] NEMECZ, E.: Agyagüsványok. *Akadémiai Kiadó.* Budapest. 1973.
- [76] OERTEL, A. C.: Some observation incompatible with clay illuviation. *Trans. 9th Internat. Congr. Soil Sci. Adelaide*. **4**. 481–488. 1968.
- [77] PARFENOVA, E. I. & JARILOVA, E. A.: Mineralogiceszkizse issledovanija v pocsovoedenii. *Izd. Akademii Nauk SzSzsR.* Moszkva. 1962.
- [78] PARFENOVA, E. I. & JARILOVA, E. A.: Humus microforms in the soils of the U.S.S.R. *Geoderma*. **1**. 197–207. 1967.
- [79] PARFENOVA, E. I. & JARILOVA, E. A.: Rukovodstvo k mikromorfologiceszkim issledovaniyam v pocsovoedenii. *Izd. Nauka.* Moszkva. 1977.
- [80] RAAD, A. T. & PROTZ, R.: A new method for the identification of sediment stratification in soils of the Blue Springs Basin, Ontario. *Geoderma*. **6**. 23–41. 1971.
- [81] RÓZSAVÖLGYI, J. & STEFANOVITS, P.: Barna erdőtájak vékonyeszkizolatának vizsgálata. *Agrokémia és Talajtan*. **9**. 365–380. 1960.
- [82] RUDEFORTH, C. C.: The micromorphology of surface-water gley soils. In: *Micromorphological techniques and applications*. (Eds.: OSMOND, D. A. & BULLOCK, P.) Technical Monograph No. 2. Harpenden. 69–81. 1970.
- [83] SCHUYLENBORGH, J. VAN: Clay migration and accumulation. In: MOHR, E. C. J., BAREN, F. A. VAN & SCHUYLENBORGH, J. VAN: *Tropical Soils. Monton-Ichtiar Born-Van Hoove. The Hague–Paris–Djakarta*. 1972.
- [84] SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R. M.: Iron oxides. In: *Minerals in soil environments*. (Eds.: DIXON, J. B. & WEED, S. B.) Soil Science Society of America. Madison. 145–180. 1977.
- [85] SCHWERTMANN, U., FISCHER, W. R. & TAYLOR, R. M.: New aspects of iron oxide formation in soils. *Trans. 10th Internat. Congr. Soil Sci. Moscow*. **6**. 237–249. 1974.
- [86] SEHGAL, J. L. & STOOPS, G.: Pedogenic calcite accumulation in arid and semi-arid regions of the Indo-Gangetic alluvial plain of erstwhile Punjab (India). Their morphology and origin. *Geoderma*. **8**. 59–72. 1972.
- [87] SEHGAL, J. L. & STOOPS, G.: Comparative morphological and micromorphological studies on the salt-affected and associated cultivated soils of the Alluvial Plains of North-West India. *J. Indian Soc. Soil Sci.* **24**. 439–442. 1976.
- [88] SIGMOND, E.: A hazai szikesek és megjavítási módjaik. *Magyar Tudományos Akadémia Kiadványa.* Budapest. 1923.
- [89] SOILEAU, J. M., JACKSON, W. A. & MCCracken, R. J.: Cutans (clay films) and potassium availability to plants. *J. Soil Sci.* **15**. 117–123. 1964.
- [90] ST. ARNAUD, R. J.: The relationship between salinity and secondary soil carbonates. *Dryland-Saline-Seep Control. Proceedings. Meeting of the Subcommission on Salt-Affected Soils at the 11th International Soil Science Society Congress.* Edmonton, Canada. **2**. 30–39. 1978.
- [91] ST. ARNAUD, R. J. & HERBILLON, A. J.: Occurrence and genesis of secondary magnesium-bearing calcites in soils. *Geoderma*. **9**. 279–298. 1973.
- [92] STEFANOVITS, P.: Brown forest soils of Hungary. *Akadémiai Kiadó.* Budapest. 1971.

- [93] STEFANOVIĆ, P. & RÓZSAVÖLGYI, J.: Újabb paleopedológiai adatok a paksi lösz szelvényről. *Agrokémia és Talajtan*. 11. 143–160. 1962.
- [94] STOOFS, G. & JONGERIUS, A.: Proposal for a micromorphological classification of soil materials. I. A classification of the related distributions of fine and coarse particles. *Geoderma*. 13. 189–199. 1975.
- [95] STOOFS, G., ESWARAN, H. & ABTAHI, A.: Scanning electron microscopy of authigenic sulphate minerals in soils. In: *Soil micromorphology*. (Ed.: DELGADO, M.). Moreno. Granada. 2. 1093–1113. 1978.
- [96] STOOFS, G. et al.: Sub-group on weathering phenomena and neoformations. A progress report. In: *Soil micromorphology*. (Ed.: DELGADO, M.). Moreno. Granada. 2. 1429–1441. 1978.
- [97] STODOL, M. D. & ST. ARNAUD, R. J.: Use of quartz, zirconium and titanium as indices in pedological studies. *Can. J. Soil Sci.* 51. 385–396. 1971.
- [98] SZÁDECZKY, K. E.: *Kőzettan I–II*. Tankönyvkiadó. Budapest. 1962.
- [99] SZENDREI, G.: Kiskunsági talajok ellenálló ásványainak vizsgálata mikroszkóppal. *Agrokémia és Talajtan*. 19. 137–146. 1970.
- [100] SZENDREI, G.: Kiskunsági szikes talajok mikromorfológiai vizsgálata. *Agrokémia és Talajtan*. 19. 231–242. 1970.
- [101] SZENDREI, G.: Micromorphology of some salt-affected soils from two soil regions in Hungary. In: *Soil micromorphology*. (Ed.: DELGADO, M.). Moreno. Granada. 2. 1115–1132. 1978.
- [102] SZENDREI, G.: Szologys réti szolonyec talajok mikromorfológiai vizsgálata. *Agrokémia és Talajtan*. 29. 183–198. 1980.
- [103] SZTASZJUK, N. V. & FEDOROV, K. N.: Mikromorfológiai diagnosztika gumusza pocsvoobrazajuscsih porod i pocsv deltű Tereka. Naucsne dokladű vűszsej skolű biologicseszkie nauki. (9) 122–127. 1968.
- [104] SZTASZJUK, N. V. & FEDOROV, K. N.: Elektronno-zondovű mikroanaliz opticseszkih orientirovannűh glin pocsv Zapadnogo Prizkaszpija. Vesztnik Moszkovszkogo Universziteti. (1) 122–129. 1976.
- [105] SZTASZJUK, N. V. et al.: Elektronno-zondovű mikroanaliz novooobrazovannűh hidromorfűh pocsv deltű Tereka. Pocsvovedenie. [8] 122–129. 1976.
- [106] SZTRÓKAY, K. I. et al.: Ásványtani praktikum. Tankönyvkiadó. Budapest. 1971.
- [107] TAFT, W. H.: Physical chemistry of formation of carbonates. In: *Carbonate rocks* (Eds.: CHILINGAR, G. V., BISSELL, H. J. & FAIRBRIDGE, R. W.) Elsevier. Amsterdam–London–New-York. 1967.
- [108] TAYLOR, R. M., MCKENZIE, R. M. & NORRISH, K.: The mineralogy and chemistry of manganese in some Australian soils. *Aust. J. Soil. Res.* 2. 235–248. 1964.
- [109] TRUBIN, A. I., OREHOVA, E. V. & KOZSCHAR, JU. N.: Szintez montmorillonitovogo minerala iz kremnezema i organo-mineralnűh szoedinenij. Pocsvovedenie. (11) 107–116. 1979.
- [110] TURSZINA, T. V., JAMNOVA, I. A. & SOBA, SZ. A.: Opűt szoprjazsenno poctapnogo morfomineralogicseskogo i himicseszkogo izucsenija szosztava i organizacii zasolennűh pocsv. Pocsvovedenie. (2) 30–43. 1980.
- [111] USDOWSKI, H. E.: *Die Genese von Dolomit in Sedimenten*. Springer. Berlin. Heidelberg. New-York. 1967.
- [112] VADÁSZ, F.: *Elemző földtan*. Akadémiai Kiadó. Budapest. 1955.
- [113] VEEN, A. W. L. & MAASKANT, P.: Electron microprobe analysis of plasma in an impervious horizon of a tropical groundwater podzol. *Geoderma*. 6. 101–107. 1971.
- [114] VENDEL, M.: *A kőzetmeghatározás módszertana*. Akadémiai Kiadó. Budapest. 1959.
- [115] WERNER, J.: Über die Herstellung fluoreszierender Bodenanschliffe. In: *Arbeiten aus dem Gebiet der Mikromorphologie des Bodens*. (Eds.: ALTMÜLLER, H. J. & FRESE, H.) Verlag Chemie G. M. B. H. Weinheim. 210–216. 1962.
- [116] WIEDER, M. & YAALON, D. H.: Effect of matrix composition on carbonate nodule crystallization. *Geoderma*. 11. 95–121. 1974.
- [117] WIEDER, M. & YAALON, D. H.: Grain cutans resulting from clay illuviation of calcareous soil material. In: *Soil micromorphology*. (Ed.: DELGADO, M.). Moreno. Granada. 2. 1133–1158. 1978.
- [118] WILD, A.: Loss of zirconium from 12 soils derived from granite. *Aust. J. Agric. Res.* 12. 300–305. 1961.
- [119] WILKE, B. M. & SCHWERTMANN, U.: Micromorphology of synthetic soil aggregates. In: *Soil micromorphology*. (Ed.: DELGADO, M.). Moreno. Granada. 2. 1387–1403. 1978.
- [120] WOLF, K. H., CHILINGAR, G. V. & BISSELL, H. J.: Elemental composition skeletons, minerals and sediments. In: *Carbonate rocks*. (Ed.: CHILINGAR, G. V., BISSELL, H. J. & FAIRBRIDGE, R. W.) Elsevier. Amsterdam. London. New-York. 1967.
- [121] ZAIDELMAN, F. R.: Neubildungen hydromorpher Mineralböden der UdSSR, ihre Klassifikation und diagnostische Bedeutung. *Geoderma*. 12. 121–135. 1974.

SZENDREI GÉZA

MTA Talajtani és Agrokémiai
Kutató Intézet, Budapest

Érkezett: 1981. október 7