

MÖDSZERTANI KÖZLEMÉNYEK

TALAJÁSVÁNYTAN

Nyomdai munka: ECOPLAN Kft

Gyöngyös, Bornemissza u. 8. tel.1 (37) 312-484

Lektor:
DR. VICZIÁN ISTVÁN

Írta:
DR. SZENDREI GÉZA

Szerkesztő:
RÉMI RÓBERTNÉ

Technikai szerkesztő:
HORVÁTHNÉ OLLÁRY GABRIELLA

Kézirat lezárva: 1989.

Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet
Felelős kiadó: Dr. GAÁL GÁBOR igazgató
ISSN 032 4571
ISBN 963 671 153 4

B E V E Z E T É S

Az újabb anyagvizsgálati módszereket és a társtudományok korszerű eredményeit is felhasználva a talajásványtan az utóbbi időben rohamos fejlődésen ment keresztül. Eredményeiről — különösen a külföldi szakirodalomban — egyre növekvő számú közlemény jelent meg, és törekvések voltak ezeknek az ismereteknek összefoglalására, szintetizálására is (BEAR F. E. 1975; BISDOM E. B. A. 1980; BISDOM E. B. A.—DUCLOUX J. 1983; DIXON J. B.—WEED S. B. 1977; GORBUNOV N. I. 1978; GREENLAND D. J.—HAYES M. H. B. 1978, 1981; MARSHALL C. E. 1964, 1977; STELLY M.—DINAUER R. C. 1968). Ez az ismeretanyag hazánkban a szélesebb, mind földtudományi, mind talajtani szakmai közönség számára kevésbé hozzáférhető, ezért egy a talajásványtannal 25 éve foglalkozó mineralógus előtt nyilvánvaló feladatként jelentkezett erről magyar nyelven áttekintést adni.

E célkitűzést az is aktuálissá tette, hogy az elmúlt években hazánkban is megújult a földtudományok érdeklődése a mezőgazdaság és ezen belül a talajtan iránt. Kialakították az agrogeológia korszerű koncepcióját (ZENTAY T. 1980), befejezték az Alföld komplex kutatási programját (RÓNAI A. 1987) és folyik a Kisalföld kutatása (a Magyar Állami Földtani Intézet Kisalföldi osztályán DR. MARSZ ISTVÁN majd DR. SCHAREK PÉTER vezetésével). Az elméleti és a gyakorlati kérdések továbbfejlesztésével korszerű törekvéseket valósít meg a Magyar Állami Földtani Intézet Agrogeológiai osztálya (DR. KUTI LÁSZLÓ vezetése alatt). Összefoglaló munka született a hazai ásványi nyersanyagok talajjavításban való alkalmazásáról is (ZENTAY T. 1987, VITÁLIS GY. közreműködésével).

E jelen munkában szándékos törekvés volt, hogy elsősorban a talajásványtani ismeretanyagra támaszkodva adjon egy képet, tükrözve annak sajátos megközelítési és szemléletmódját, annak a talajtan, a kémia, az ásványtan és a közetan területéről látható korlátaival együtt. A korlátozott terjedelem nem teszi lehetővé a kapcsolódó alapismeretek tárgyalását, hanem feltételezi az ilyen témájú magyar nyelvű talajtani (BALLENEGGER R.—DI GLÉRIA J. 1962; BARANYAI F.—FEKETE A.—KOVÁCS I. 1987; BOHN H. L.—MCNEAL B. L.—O'CONNOR G. A. 1985; DARAB K.—FERENCZ K. 1968;

DI GLÉRIA J.—KLIMES SZMIK A.—DVORACSEK M. 1957; FEKETE J. 1988; FEKETE Z.—HARGITAI L.—ZSOLDOS L. 1964; GYŐRI D. 1984; KÉZDI Á. 1972, 1975; LÁNG S.—NAGY J.-NÉ 1977; Melioráció, öntözés és tápanyag-gazdálkodás '87 melléklet; SIMON T.—JUHÁSZ NAGY P. 1977; STEFANOVITS P. 1963, 1981; STEFANOVITS P.—CSÁKINÉ MICHÉLI E. 1986; SZABÓ I. M. 1984, 1986; SZABOLCS I. 1966), ásványtani és közettani (KISS J. 1976, 1984; KOCH S.—SZTRÓKAY K. I. 1967; SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1962, 1963), agyagásványtani (NEMECZ E. 1973) és kolloidikai (SZÁNTÓ F. 1980) jegyzetek, tan- és kézikönyvek ismeretét és használatát. Az eligazodás megkönnyítésére az 1. függelékben megadtam az előforduló ásványok nevét és képletét, míg a 2. függelékben a szövegben nagy kezdőbetűvel írt talajok esetében a talajosztályozási rendszert és az ajánlott forrásmunkát.

A talajásványtan nem lezárt, kikristályosodott ismeretanyag, hanem állandóan fejlődő tudományterület, amely sokszor ellentmondásokat és eltérő nézeteket is tartalmaz. E fejlődés egy szakaszának egyes szempontjait tükrözi a jelen munka. Ennek megfelelően közli az ismeretek forrását — a szakirodalmi hivatkozásokat —, így egyben ahhoz is segítséget nyújt, hogy az egyes kérdések részletesebb feldolgozásához megadja a kezdő lépést, kézbe adja „Ariadné-fonalának” egy kis darabját.

A kézirat átnézéséért, értékes tanácsaiért és lektori munkájáért köszönettel tartozom DR. VICZIÁN ISTVÁN-nak, a földtudományok doktorának.

Budapest, 1989. június hó.

Köszönetemet szeretném kifejezni BREZSNYÁNSZKY KÁROLY-nak — előbb a Szerkesztőség vezetőjének, később igazgatóhelyettesnek — a tanulmány megjelenését elősegítő erőfeszítése miatt.

Budapest, 1994. november hó.

1. AZ ÁSVÁNYOK SZEREPE ÉS JELENTŐSÉGE A TALAJOKBAN

A talaj ásványi összetétele és tulajdonságai között nyilvánvaló összefüggés van, amit jól szemléltetnek a GORBUNOV N. I. (1978) összegezéséből vett példák. Eszerint többek között kapcsolat van az ásványi összetétel és a talaj színe, hőgazdálkodása, mágneseessége, fajsúlya, térfogatsúlya, tömörsége, szilárdsága, aggregálódása, reológiai tulajdonságai, diszperzitása, peptizálhatósága és koagulálhatósága, felülete, ionmegkötő képessége, diffúziós sajátságai, oldhatósági viszonyai, kémhatása, pufferkapacitása, redoxipotenciálja, kémiai elemeinek koncentrációja között. Ezek az összefüggések különböző mértékűek és szintűek (GORBUNOV N. I. közvetlen, részleges és közvetett összefüggést különböztetett meg) és bonyolult kölcsönhatásban vannak (1. ábra).

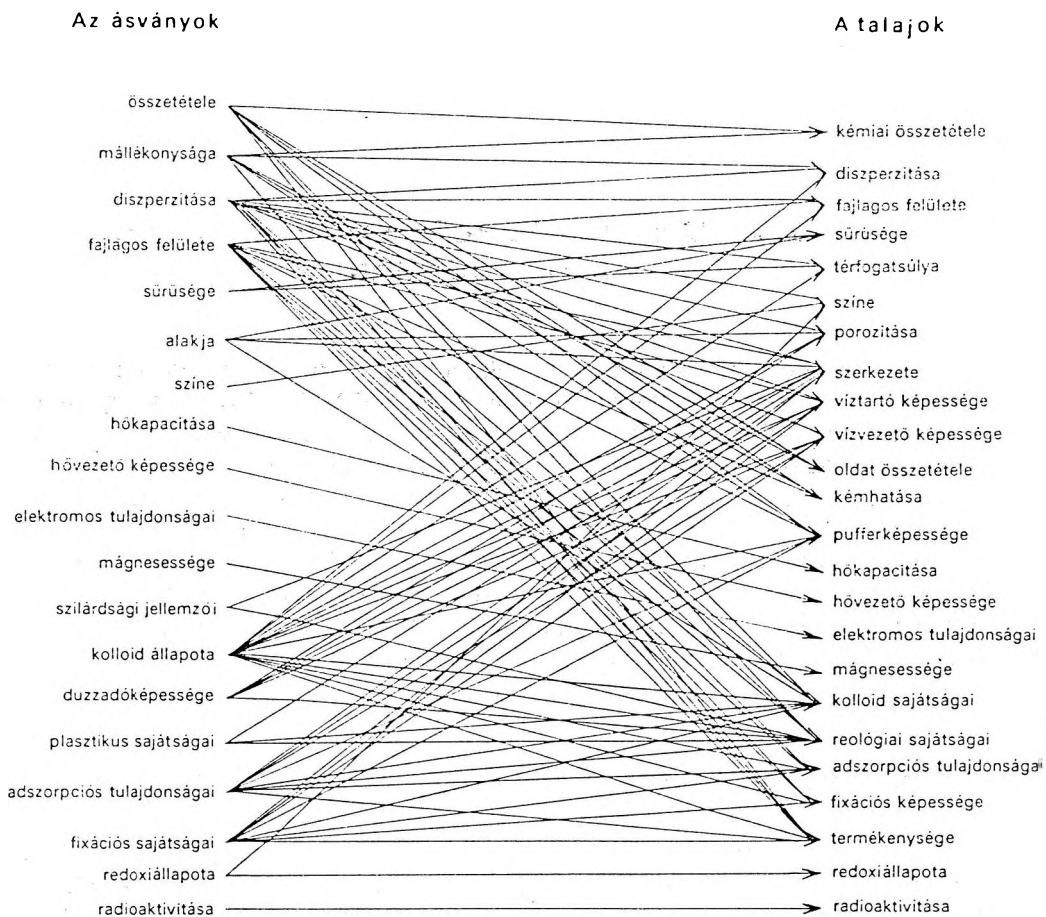
1.1. AZ ÁSVÁNYOK ÉS A TALAJ FIZIKAI TULAJDONSÁGAI

Fajsúly és térfogatsúly. A talaj fajsúlyát alkotórészeinek és ezen belül az ásványoknak is a fajsúlya szabja meg. A talajban előforduló ásványok fajsúlyát a magyar ásványtani tankönyvek (KOCH S.—SZTRÓKAY K. I. 1967) tartalmazzák.

A talaj térfogatsúlyát, vagyis az egységnyi térfogatban lévő súlyt, az alkotórészek fajsúlya és hézagterfogata határozza meg. Ez utóbbit az ásványi rész a szerkezetképződésen keresztül befolyásolja (l. 1.4. fejezet).

Szín. A talajok színe más tulajdonságra is hatással van, és a színek elhatárolásának egyik szempontja; így a rendszerbe sorolásukban és a genetikájuk értelmezésében is segítséget nyújt.

A talajok színe és kémiai összetétele közötti kapcsolatot tekintve, a szerves anyag mellett színezőanyagként a C-, Ca-, Fe-, Mn- és Si-vegyületek jönnek elsősorban szóba. A talajokban gyakori szilíciumásványok (oxidok és részben a szilikátok) főként világos színűek, ugyanúgy, mint a C ásványai, a karbonátásványok. A mangánásványok rendszerint fekete színt, míg a vasásványok sárga, barna, fekete, vörös és zöld színt adnak.



1. ábra. Az ásvány- és talajtulajdonságok néhány összefüggése

A talaj színét reflexiós spektroszkópiai vizsgálatokkal is jellemezték és ezzel ugyancsak bizonyították a vasásványok, főként a vas-oxihidroxidok és -oxidok lényeges színező hatását (ORLOV D. SZ. 1985).

A különböző vas-oxihidroxidok, valamint -oxidok és a színük közötti összefüggést 90 szintetizált amorf vas-oxid, valamint hematit, lepidokrokit és goethit vizsgálata alapján állapították meg (SCHWERTMANN U.—LENTZE W. 1966). Egyértelmű különbség volt a Munsell-színskála „hue” értékében, így a hematit eloszlási görbéjének maximuma 10 R-nél volt, míg a lepidokrokité 5 YR-nél, a goethité pedig 7,5 YR-nél. A 174 vas-oxihidroxidokkal és -oxidokkal színezett talajmintánál az összefüggés kevésbé volt egyértelmű. A talajokban ezeknek az ásványoknak a színe a következő volt (zárójelben

a Munsell-színskála „hue”-értéke): ferrohidrit — vörösbarna (5—7,5 YR), lepidokrokit — narancssárga (5—7,5 YR), goethit — sárga (7,5—10 YR), hematit — vörös (7,5 R—2,5 YR) (SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R.—TAYLOR R. M. 1974).

Hőgazdálkodás. A talaj szilárd, folyadék- és gázfázisának hővezető képességében és hőkapacitásában a folyadék- és gázfázis között van nagy különbség, így ezeknek aránya döntő hatással van a talaj hőgazdálkodására. A szeretlen szilárd fázisban és ezen belül az ásványok között kisebbek a különbségek. Az ásványok hővezető képességéről és hőkapacitásáról kevés adat áll rendelkezésre (1. táblázat).

1. táblázat

Tájékoztató adatok néhány ásvány fajhőjéről és hővezetőképességéről

(BOWERS S. A.—HANKS R. J. 1962; valamint KING E. G.—WELLER W. W., OSTER J. D., LOW P. F., WILKES G. B., WOOD C. O., KELLEY K. K. et al., WELLER W. W.—KING E. G., GOLDSMID J. J.—BOWLEY A. E., POWELL R. W.—GRIFFITHS E. cit. LOW P. F. 1968 adatai alapján)

| | Fajhő cal/g/°C | Hővezető képesség cal/sec/°C/cm |
|-------------------|-------------------|------------------------------------|
| Hematit | 0,16 | |
| Flogopit | 0,190 | 0,0011—0,044 |
| Na-montmorillonit | 0,191 | |
| Muszkovit | 0,193 | 0,0013 |
| Vermikulit | 0,205 | |
| Apatit | 0,21 | |
| Mikroclin | 0,21 | |
| Albit | 0,22 | |
| Dickit | 0,222 | |
| Kaolinit | 0,227 | |
| Halloysit | 0,228 | |
| Dolomit | 0,23 | |

Összefoglalás. A talaj fizikai tulajdonságai közül az ásványi összetétel, a fajsúly és a térfogatsúly között kézenfekvő és közismert az összefüggés. Nyilvánvaló a kapcsolat az egyes ásványok jelenléte, mennyisége és a talajok színe között is (pl. a limonit sárgára, barnára, a hematit vörösre, a mangán-oxid-ásványok feketére színezik a talajt). Ezeket az összefüggéseket a vas-oxid és vas-oxihidroxid összetételű ásványoknál tovább pontosították, megadva az egyes ásványoknál a Munsell-színskála értékhatárait.

A bemutatott adatok részben képet adnak az ásványok hőgazdálkodási sajátosságairól. Hangsúlyozni kell azonban, hogy a talajok hőgazdálkodásában a víz- és levegőgazdálkodás okozta hatások a jelentősebbek.

1.2. AZ ÁSVÁNYOK ÉS A TALAJ VÍZGAZDÁLKODÁSA

A talajokban az ásványok a vízgazdálkodást a vízadszorpción és vízdeszorpción, valamint a vízvezető képességen keresztül befolyásolják.

1.2.1. AZ ÁSVÁNYOK VÍZMEGKÖTŐ KÉPESSÉGE

A talajokban a gyakoribb ásványok közül ebből a szempontból az oxid-, oxihidroxid- és az agyagásványokat, valamint a zeolitokat kell számbavenni.

A megfelelő nedvességtartalmú közegben, így általában a talajban is, a nedvesedett alumínium- és vas-oxidok és -oxihidroxidok felülete hidroxil-ionokból áll, de oxihidok és vízzel koordinált kationok is előfordulnak. A goethit és a gibbsit hidroxilizált felületéről a megkötött víz csak nagy vákuumban távolítható el.

A vízmegkötés és -leadás az agyagásványok esetében a 0—1500 kPa szívás-tartományban a bentonitnál a legnagyobb, az illitnél közepes, a kaolinitnél pedig a legkisebb volt (ALI M. H.—BISWAS T. D. 1971). A különböző erősségű szívás mellett mért nedvességtartalom görbéi azt mutatják, hogy azok kis szívásnál válnak el nagyobb mértékben, és a szívás növelésével a különbségek csökkennek.

Az 1500 kPa és 33 kPa tartományban a kaolinitre és a montmorillonitra meghatározott pF-görbék azt mutatják, hogy a víz affinitása a kaolinithez nagyobb, ha azonban a montmorillonit lényegesen nagyobb fajlagos felületét figyelembe vesszük, akkor az jóval több vizet köt meg, mint a kaolinit (KUTILEK M. 1973).

A 33 kPa és 1500 kPa szívásnál mért nedvességtartalom, a talajban előforduló agyagásványok és néhány talajtulajdonság között korrelációt ismertek fel az Egyesült Államok nyugati részéről származó 2000 talajminta agyagfrakciójának vizsgálata során. A kalciummal telített agyagok esetében 1500 kPa szívásnál a megkötött víztartalom a csillámszerű agyagásványoknál és a kaoliniteknél kisebb volt, mint a szmektitnél (NETTLETON W. D.—BRASHER B. R. 1983).

33 kPa szívásnál a vízmegkötés és az agyagtartalom, míg 1500 kPa-nál az agyag fajlagos felületének nagysága között találtak szoros korrelációt (BROWN G. et al. 1978).

0,01 MPa szívásnál legnagyobb a vízmegkötés, ha a talaj agyagfrakciója szmektitese, kevert rétegű illit/szmektit agyagásvány-tartalmúnál kisebb, az illittartalmúnál pedig a legkisebb. 1,0 MPa értéknél ezek a különbségek özszemosódtak (NEWMAN A. C. D. 1984).

A vízmegkötés az agyagásványok külső vagy belső felületén mehet végbe.

A duzzadó agyagásványokban a víz megkötődhet a szilikáttetraédes rétegek sziloxan felületei közötti rétegek közötti térben. A megkötődést befolyásolja a 2:1 réteggomplexumok negatív töltésfeleslegének nagysága, illetve elhelyezkedése, vagyis hogy az a tetraédes, vagy oktaédes rétegben képződött-e.

Az oktaédes rétegben két vegyértékű kationokat tartalmazó vermikulit például nem köt meg két vízmolekula rétegnél többet a rétegek közötti térben ($d = 15 \text{ \AA}$), míg a szaponit, amelyben kisebb a negatív töltésfelesleg, 3 vagy 4 vízmolekula réteget is megköthet ($d \sim 19 \text{ \AA}$).

A hectoritban, ahol a negatív töltésfelesleg az oktaédes rétegben képződik, az infravörös spektroszkópiai vizsgálatok a felületen a víz gyenge kötődését jelzik, míg a szaponitban, ahol a negatív töltések a tetraédes rétegben vannak, a kötés a gyengétől a közepes erősségűig terjed (FARMER V. C. 1978).

A rétegek közötti térben a víz vagy közvetlenül a szilikátfelületre kötődik, vagy az adszorbeált ionokat hidratálja. Az adszorbeált kationoknak az agyagásványokban megkötődő víz mennyiségére gyakorolt hatását vizsgálva, az 33 kPa szívásnál a Na-telített wyomingi bentonit esetében volt a legnagyobb (628%), a Ca-telítetténel jóval kisebb (165%), míg az Al-telített esetében a legkisebb (115%). A különböző kationnal telített bentonitok között a különbségek 1500 kPa szívásnál kisebbek voltak, amit annak tulajdonítottak, hogy a vízmegkötés itt már csak a külső felületeken ment végbe (THOMAS G. W.—MOODY J. E. 1962).

A vízmegkötés más tényezőktől is függ, így többek között a folyadékfázis összetételétől és koncentrációjától. A vízmegtartás mértéke a kis elektrolitkoncentrációnál megnő, ez a növekedés a szemektinél a legnagyobb, kisebb a vermikulitnál és szinte elhanyagolható a kaolinitnél (EL-SWAIFY S. A.—HENDERSON D. W. 1967).

A korlátozott mértékű duzzadás miatt a rétegek közötti térben megkötött víz mennyisége csökken. A duzzadást a Fe- és Al-hidroxidok mellett (EL-RAYAH H. M. E.—ROWELL D. L. 1973) a kalcium-karbonát is csökkenti (RIMMER D. L.—GREENLAND D. J. 1976), ami egyrészt cementáló hatásával, másrészt pedig azzal magyarázható, hogy a könnyen oldódó kalcium-karbonát növeli az oldat kalciumkoncentrációját, ami csökkenti az agyagszemcsék közötti elektromos kettősréteg vastagságát és így a duzzadást is. Az 1:1 típusú agyagásvány, a kaolinit esetében az adszorpciós kapacitás kicsi, a felület gibbsit-szerű vagy sziloxan (Si—O—Si) kötésű. Az éleken OH-csoportok vagy vízmolekulák fordulnak elő. A sziloxan felület affinitása a víz iránt kicsi. A gibbsit felület a vizet H-kötéssel köti meg, amely aránylag könnyen dehidratálódik, míg az éleken, ahol a víz az oktaédes kationokat koordinálja, erősebb a kötés (FARMER V. C. 1978).

Az egy adott, állandó hőmérsékleten végbemenő ad- és deszorpciót izotermagörbékkel írják le. Esetenként a deszorpciós izoterma az adszorpciós

felett helyezkedik el, így hiszterézishurok jön létre. A hiszterézis oka a kaoliniteknél és más nem-duzzadó agyagásványnál az adszorpció során végbe ment szövetváltozás, az időleges cementálódás, a kapilláris kondenzáció és az ionhidratáció. A duzzadó agyagásványoknál a hiszterézis oka ezen kívül még az, hogy a vízmolekulák rétegek közti térbe lépésekor az éleken egy elasztikus feszültség lép fel, ami az adszorpciót késlelteti. A deszorpciónál a rétegek közti víz leadása szakaszos lesz, bár az utolsó szakaszban a kristály közepén történő összehúzódásnál a képződő elasztikus erők meggyorsítják a vízleadást. A hiszterézis okai között tehát ásványtani vonatkozásúak is vannak.

A talajokban — bár csak esetlegesen — számolni kell a zeolitok előfordulásával is, amelyek kristályszerkezetükből következően a vizet is jelentős mértékben megkötik. Így a maximális vízmegkötést az analcimnál 8%, a klinoptilolitnál 14%, az erionitnál 20%, a mordenitnél 15%, a phillipsitnél 22%-ra becsülik (VAUGHAN D. E. W. 1978).

1.2.2. ÁSVÁNYI ÖSSZETÉTEL ÉS VÍZVEZETŐ KÉPESSÉG

Az ásványi összetétel több tényezővel kölcsönhatásban (így pl. a talajdat összetételével és koncentrációjával, a kicserélhető kationok minőségével és mennyiségével) befolyásolja a duzzadást, a zsugorodást, a diszperziót, a flokkulációt, a talajszerkezet-képződést és így hatással van a talaj vízvezető képességére is.

A kaolinites talaj vízvezető képességénél kisebb a montmorillonitos és vermikulitos talajoké, ha azonos állapotú (azonos ESP és elektrolitkoncentráció-értékek) és mennyiségű agyagtartalomnál hasonlítjuk azokat össze. A kaolinites talajok kevésbé érzékenyek az ESP és az elektrolitkoncentráció változására, mint a montmorillonitosak. Az értékek, amelyeknél a vízvezető képesség jelentős (25%-ot meghaladó) csökkenését megfigyelték, a különböző ásványi összetételeknél a következők:

— montmorillonitos talajnál 10 ESP-nél 10 mekv/l; 20 ESP-nél 20 mekv/l és 30 ESP-nél 30 mekv/l elektrolitkoncentráció,

— vermikulitos talajnál 20—30 ESP értékeknél és 10 mekv/l elektrolitkoncentrációnál, míg a kaolinites talajnál csak 10 mekv/l koncentráció alatt (FRENKEL H.—GOERTZEN J. O.—RHOADES J. D. 1978).

Az Amerikai Egyesült Államok nyugati részéből származó Gila, Pacha-pa, Waukena (nagy csillám- és montmorillonittartalom) és Grangeville (jelentős mennyiségű a közberétegzett csillám és a vermikulit) talajokban 3—50 mekv/l elektrolitkoncentráció tartományban a vízvezető képesség csökkenése 20—35 ESP érték között következett be (MCNEAL B. L.—COLEMAN N. T. 1966).

A vízvezető képességet befolyásolja az ásványok alakja is. A lemezes agyagásványokhoz képest a nyúlt, illetve szálal alakúak (halloysit, atta-

pulgit) mintáiban a vízvezető képesség nagyobb lehet (GILLOTT J. E. 1968).

A duzzadást és így a vízvezető képesség változását is befolyásolja az agyagásványok kölcsönhatása más vegyületekkel. A kísérletek tanúsága szerint a wyomingi bentonit duzzadását és egy szikes homokos-agyagos vályogtalaj vízvezető képességét például jelentős mértékben csökkentették az alumínium- és vas-hidroxidok (EL-RAYAH H. M. E.—ROWELL D. L. 1973).

Természetesen az adszorbeált kationok milyensége mellett a mennyisége is hatással van a vízvezető képességre, amely Na-Ca-agyagokkal végzett kísérletek szerint a montmorillonitnál az adszorbeált nátriumtartalom növekedésével (15—20 ESP körül) ugrásszerűen, az illitnél kevésbé, de jelentősebben csökken, mint a kaolinitnél (YONG R. N.—WARKENTIN B. P. 1975).

A Ca-val telített wyomingi bentonit taktoidok felületén az adszorbeált Na-tartalom növekedése miatt bekövetkező hidraulikus vezetőképesség lényeges csökkenését — amely már 20% adszorbeált Na-tartalomnál bekövetkezett — azzal magyarázták, hogy a diszpergált szemcsék eltömik a pórusokat (SHAINBERG I.—CAISERMAN A. 1971).

Az eredetileg kalciummal telített agyagoknál a növekvő adszorbeált káliumtartalom hatását a talajok szerkezetére és vízgazdálkodására izraeli vályogos homok-, könnyű és nehéz agyagtalajokon vizsgálták (CHEN Y.—BANIN A.—BOROCHOVITCH A. 1983). A vályogos homok- és a nehéz agyagtalajoknál 20% adszorbeált K-tartalomig a vízvezető képesség nőtt, míg ezen érték felett, illetve az illitesebb könnyű agyagtalajnál az egész tartományban csökkent. Ez a csökkenés a legnagyobb kicserélhető káliumtartalomnál (58,0—76,0%) a 20%-ot is elérheti. A pásztázó elektronmikroszkópos megfigyelések szerint a szemcsék diszpergálódásuk után a pórusokat kitöltő hálózatos szerkezetet alkottak, ami a vízvezető képesség romlását okozta.

A Mg-ionoknak a talaj vízvezető képességére gyakorolt hatását tekintve, egy izraeli szikes homokos vályogtalajban (amelynek agyagásványai a montmorillonit és a kaolinit voltak) 10 mekv/l oldatkonzentrációnál, a Na-Mg adszorbeált kationok esetében a vízvezető képesség csökkenése 10—20% adszorbeált nátriumtartalom között jelentősebb, és kisebb értéknél ment végbe, mint a Na-Ca kationok esetében. Ez a hatás nem az agyag diszpergálódására, hanem duzzadására vezethető vissza (ROWELL D. L.—SHAINBERG I. 1979).

A duzzadó agyagásványokat tartalmazó talajban, így például a szemkites talajokban a vízvezető képesség romlik az elektrolitkoncentráció csökkenésével, a kaolinites talajban ezzel szemben a vízvezető képesség jóval kevésbé változik az elektrolitkoncentrációval (SAFFAF A. Y. cit. BROWN K. W. 1977).

A vízvezető képesség csökkenésének egyik oka tehát a duzzadás. Ezt bizonyítja egy homokos—agyagos vályog mechanikai összetételű nagy-bri-

tanniai barnaföld talaj is (az agyagfrakció ásványi összetétele uralkodóan illit — 75—80%, emellett kaolinit — 10—15%, montmorillonit — 5—10% és pár % kvarc és goethit), mivel a duzzadás és a vízvezető képesség romlása ugyanazon elektrolitkoncentrációnál indult meg. A 100, 54 és 35 ESP értékeknél az elektrolitkoncentráció csökkenésével a vízvezető képesség csökkenése igen jelentős volt a 10^{-1} — 10^{-2} , 10^{-1} — 10^{-2} , 10^{-2} — 10^{-3} mol/liter koncentráció tartományokban, míg a 22 ESP értéknél a csökkenés csak egy bizonyos határig (30—40%) volt megfigyelhető (ROWELL D. L.—PAYNE D.—AHMAD N. 1969).

A számított hidraulikus vezetőképesség a vízzel telített talajokban az egyes SAR-értékeknél (15, 25, ill. 40) az elektrolitkoncentráció növekedésével (10—1000 mekv/l) nőtt, míg egy változatlanul tartott elektrolitkoncentrációnál (2,5 mekv/l) a növekvő SA_{Σ} -értékkel csökkent (DANE J. H. 1978). (A talaj agyagásvány-összetétele 60% szmektit, 20% csillám, 20% kaolinit volt).

A vízmegkötő képesség csökkenésének okát keresve, azt tehát kétlépésű folyamatnak tartják, az első lépés a duzzadás, a második a szemcsék diszpergálódása és áthalmozódása.

A vízmegkötő képesség csökkenésében a szmektit, vermikulit duzzadó agyagásványokkal jellemezhető talajoknál tehát a duzzadás az uralkodó mechanizmus. A könnyű mechanikai összetételű, illetve kevés duzzadó agyagásványt tartalmazó talajoknál pedig a diszperzió és az áthalmozódás.

A vízvezető képesség csökkenésének okaként a duzzadás és diszpergálódás mellett feltételezték a talajszerkezet és szövet átrendeződését is. Izraeli homok- és agyagtalajoknál 20 mekv/l oldatkoncentrációnál 8 SAR-érték alatt megindult a diszpergálódás, a szerkezetátrendeződés, és ezekből a szemcsékből egy folyamatos hálózat keletkezése (CHEN Y.—BANIN A. 1975). A homoktalajoknál kisebb SAR-értékeknél a finom diszperziszemcsék vagy a homokszemcsékhez tapadnak, vagy aggregátumokat alkotnak, míg nagyobb SAR-értékeknél (16 és 24) kialakul egy folyamatos hálózat a pórusokban. Az agyagtalajokban e folyamat hasonlóan megy végbe, de a vízmozgás korlátozott.

A vízvezető képességet befolyásolja a víz ténylegesen megtett úthossza, ami függ az agyag (a talaj) szövetétől. Véletlenszerű szerkezeteknél, például flokkulált szemceahalmazok között ez az úthossz a különböző folyási irányokban kevéssé változik, míg a jól orientált szerkezetek esetében bizonyos irányokban a tényleges úthossz lényegesen nagyobb lehet (YONG R. N.—WARKENTIN B. P. 1975).

1.2.3. ÖSSZEFOGLALÁS

Az ásványi összetétel jelentős mértékben befolyásolja a talajok vízgazdálkodását (a vízad- és deszorpción, valamint a vízvezető képességen ke-

resztül), bár erre általában kisebb figyelmet fordítanak, mint az egyéb tényezők (pl. pórustérfogat és eloszlás) vizsgálatára.

A talaj vízmegkötő képességét lényeges mértékben meghatározza az, hogy milyen ásványok — elsősorban agyagásványok — vannak jelen a talajban, de ezen túl az oxihidroxid- és hidroxidásványokat és a zeolitokat is figyelembe kell venni. Az agyagásványok között a szmektitek vízmegkötő képessége nagyobb, mint az illité vagy a kaolinité. Hatással vannak a vízmegkötésre a kristálytani jellemzők (pl. a 2:1 rétegkomplexum negatív töltésének nagysága és eloszlása is). Ezen túl a vízmegkötő képesség más tényezőktől is függ, így pl. a szemcsemérettől (csökkenésével a megkötött víz mennyisége nő), az agyagásványok felületén adszorbeált kationtól (pl. az Na-telített bentonité jóval nagyobb, mint a kalcium-bentonité), a környező elektrolit összetételétől és koncentrációjától, természetesen a relatív páratartalomtól is (nagyobb %-nál a megkötött víztartalom is nagyobb).

Jelentős mértékben kötik meg a vizet a zeolitok (mint azt a tájékoztató adatok is jelzik), de ezek az ásványok a talajokban viszonylag ritkák.

Az ásványi összetétel a talajok vízvezető képességét is számottevően befolyásolja, főként a duzzadás—zsugorodás, peptizáció—koaguláció és a szerkezetképződés folyamatainak keresztül (a duzzadás, a fokozódó diszperzió és az ezzel együttjáró szerkezetromlás a vízvezető képesség csökkenését idézi elő).

Kézenfekvő az összefüggés a vízvezető képesség romlása és a duzzadó agyagásvány-tartalom növekedése vagy állapotváltozása között, azonban az ezt alátámasztó adatok kevésbé ismertek. A bemutatott adatsorok azt is szemléltetik egyben, hogy ez a hatás több tényező kölcsönhatásában érvényesül. Az ásványi milyenségen túl meghatározza e tulajdonságot az ásványfelületen adszorbeált kation milyensége és mennyisége (pl. az adszorbeált nátriumtartalom növekedése korlátozza a vízvezetést), a talajoldat összetétele és koncentrációja (pl. nátriumsók esetén a koncentráció csökkenésével a vízvezető képesség is csökken). A vízvezető képességre hatással van ezen túl az agyagásványok alakja és elrendeződése is (szálas, csöves alaknál azok irányában nagyobb).

1.3. AZ ÁSVÁNYOK ÉS A TALAJ KÉMIAI ÉS FIZIKOKÉMIAI SAJÁTSÁGAI

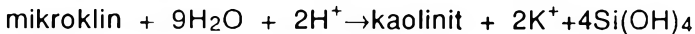
Ebbe a fejezetbe tartozó ismeretanyag jórészének korszerű feldolgozását a magyar nyelvű agyagásványtani (NEMECZ E. 1973), kolloidikai (SZÁNTÓ F. 1980), illetve talajtani (STEFANOVITS P. 1981) és talajkémiai (BOHN H. L.—MCNEAL B. L.—O'CONNOR G. A. 1985; DARAB K.—FERENCZ K. 1968; DI GLÉRIA J.—KLIMES SZMIK A.—DVORACSEK M. 1957 és FILEP

GY. 1988) tan- és kézikönyvek adják, ezért e fejezet egyes részeiben csak a tanulmány szerkezetéből adódó vázlatos áttekintésre szorítkozunk.

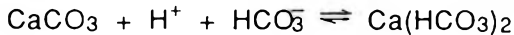
1.3.1. KÉMCHATÁS

A talaj savanyúságát a H^+ -ionok idézik elő. Protontermelő és -elnyelő folyamatok a talajoldatban, továbbá a talajoldat és a gáz- és a szilárd fázis, valamint a biológiai rendszerek kölcsönhatásakor mennek végbe. Ezek közül a talajoldat és a szilárd fázis kölcsönhatásakor végbemenő folyamatoknak vannak talajásványtani vonatkozásai. Ezen belül többek között megkülönböztetik: az ásványképződés—mállás (egyes esetei), a karbonátképződés—oldódás, hidrogénion—egyéb kationcsere, Fe^{2+} -oxidáció—vas-hidroxid redukció, vas-szulfid-ásványok oxidációja— SO_4 -redukció folyamatpárokat. A folyamatpár első tagja protontermelő, a második -elnyelő folyamatot jelent (FILEP GY. 1988).

A mállás során végbemenő kémhatás-változásra közismert példa a földpát mállása (protonelnyelő folyamat):



A karbonátképződés és -oldódás az alábbi egyenlet szerint megy végbe.



Az ásványokon adszorbeált kation—hidrogén ioncsere mellett a talaj savanyúság forrása lehet a kicserélhető pozícióban lévő H_3O^+ és Al^{3+} , $Al(OH)^{2+}$, $Al(OH)_2^+$ -ről, valamint az adszorbeált $Al-OH$ polimerekről, az agyagásványok peremi $-Al-OH$, $Al-OH_2$ csoportjairól és a vas- és alumínium hidratált oxid-, oxihidroxid-, illetve hidroxidásványokról a H^+ -iondiszociáció.

A ferroion oxidációjával és a vas-oxid-, oxihidroxid-ásványok képződésével a 2.3.4. fejezetben, míg a vas-szulfid-ásványok oxidációjával a 2.1.—2.2. fejezetben foglalkozunk.

A talaj is rendelkezik pufferképességgel, amelynek legfontosabb szervetlen pufferanyagai a következők (FILEP GY. 1988):

- könnyen málló szilikátásványok,
- változó töltésű kolloidok,
- alumínium-hidroxid polimerek,
- $CaCO_3-Ca(HCO_3)_2-H_2CO_3$ rendszer.

A fenti felsorolás mutatja, hogy mindegyik felsorolt pufferanyag tartalmaz ásványt vagy kapcsolódik a talajokban előforduló ásványokhoz.

A fenti vázlat is meggyőzően mutatja, hogy a talaj kémhatását a talajokban előforduló ásványok lényegesen befolyásolják. A különböző ásványok ún. abráziós pH-értékeit a 2. táblázat tartalmazza.

2. táblázat

Tájékoztató adatok néhány ásvány abráziós pH-járól
(STEVENS R. E.—CARRON M. K. cit. LOUGHNAN F. C. 1969 után)

| | |
|--------------------|--------|
| <i>Oxidok:</i> | pH |
| böhmít | 6, 7 |
| gibbsit | 6, 7 |
| kvarc | 6, 7 |
| hematit | 6 |
| <i>Szilikátok:</i> | |
| aktinolit | 11 |
| diopszid | 10, 11 |
| olivin | 10, 11 |
| tremolit | 10, 11 |
| augit | 10 |
| hornblende | 10 |
| leucit | 10 |
| albit | 9, 10 |
| egirin | 9 |
| oligoklász | 9 |
| talk | 9 |
| antofillit | 8, 9 |
| biotit | 8, 9 |
| labradorit | 8, 9 |
| mikroklin | 8, 9 |
| anortit | 8 |
| hipersztén | 8 |
| muszkovit | 7, 8 |
| ortoklász | 8 |
| andaluzit | 7 |
| montmorillonit | 6, 7 |
| halloysit | 6 |
| pirofillit | 6 |
| kaolinit | 5, 7 |
| <i>Karbonátok:</i> | |
| magnezit | 10, 11 |
| dolomit | 9, 11 |
| aragonit | 8 |
| kalcit | 8 |
| sziderit | 5, 7 |

A talaj kémhatásának tárgyalása a talajkémia körébe tartozik, ami e terület magyar nyelvű irodalmában részletesen meg is történik (BOHN H. L.—MCNEAL B. L.—O'CONNOR G. A. 1985; DI GLÉRIA J.—KLIMES SZMIK A.—DVORACSEK M. 1957; FILEP GY. 1988; STEFANOVITS P.1981).

1.3.2. A LITOSZFÉRÁBÓL SZÁRMAZÓ ELEMÉK A TALAJOKBAN

A talajokban az elemek geokémiai körforgalma szervesen kapcsolódik a geológiai körforgalomhoz, amit leegyszerűsítve az 2. ábra mutat. Ez a kapcsolat a földtörténeti fejlődés eredménye. A Föld fejlődését ebből a szempontból a következő szakaszokra lehet osztani:

- a) abiotikus szakasz — 2—3 milliárd év,
- b) biotikus szakasz — 0,8—1 milliárd év,
- c) talajképződéssel is jellemzett szakasz — 300—400 millió év,
- d) antropogén szakasz — 1 millió év.

A jelenlegi talajképződés időtartama 50—60 000 évre tehető. Ezen idő alatt az emberi tevékenységnek intenzívebb hatása a talajra csak az elmúlt 10—20 000 évben volt (KOVDA V. A. 1973).

Az anyag-hozzájárulással járó geológiai folyamatok közül az atmoszférikus eredetű por, a csapadék által hozott anyag, a vulkáni por és hamu, valamint a lávafolyások nem képeznek jelentős mennyiséget, és az utóbbiak helyi jelentőségűek is. Anyag-hozzájárulást jelentenek az ismétlődő áradások is, a folyók szabályozásának előrehaladtával azonban csökkenő mértékűek.

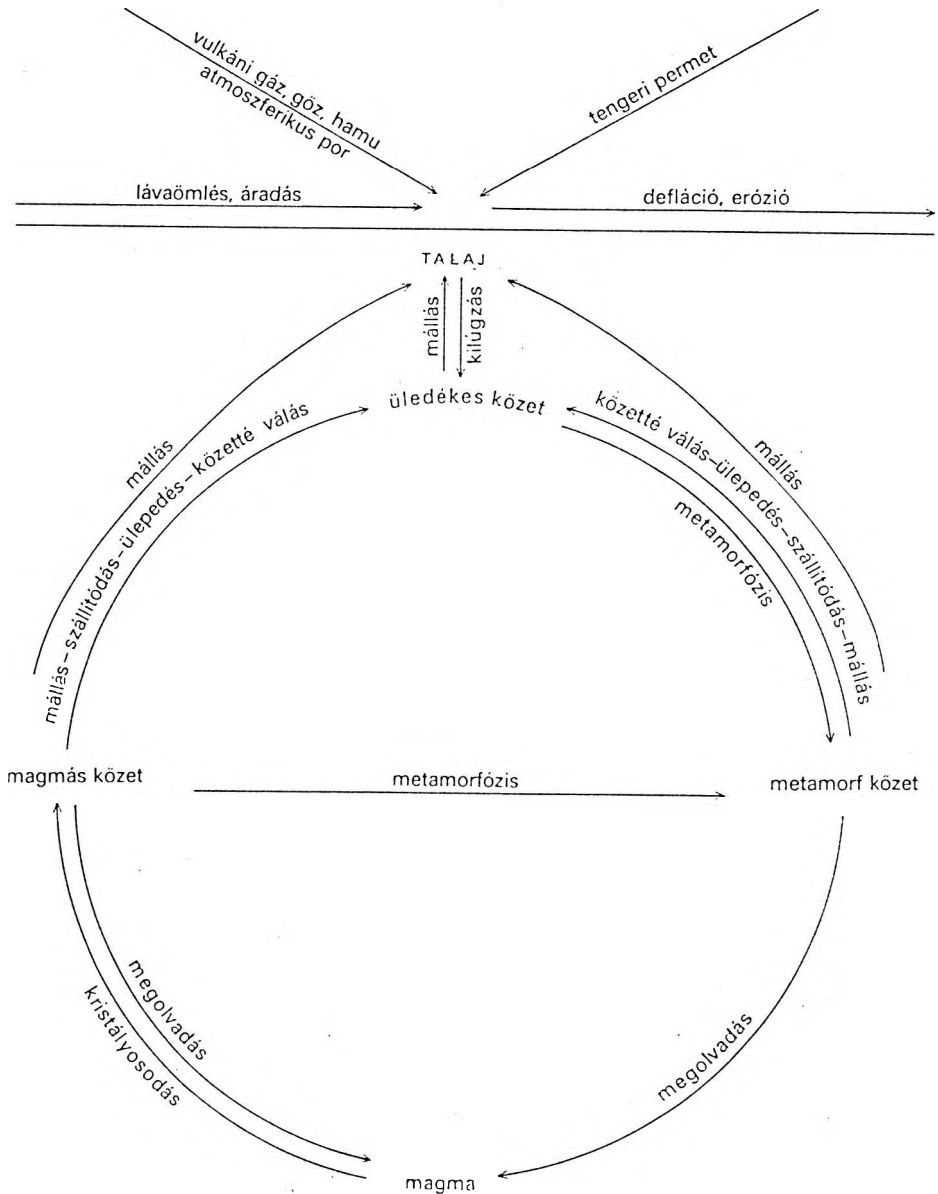
A fenti forrásokon túl a litoszférából származó kémiai elemek a talajba a talajképző kőzet mállása során jutnak in situ közvetlenül, vagy pedig közvetve a mállástermékeknek a talaj- és felszíni vizekből történő felhalmozódásával.

A pedoszféra—hidroszféra—litoszféra talaj szempontjából veszteséges folyamatai az erózió és a kilúgozódás (KILMER V. J. 1979).

A geokémiai folyamatok a globális tárgyaláson túl, kisebb egységekben, a geokémiai tájakban is értelmezhetők. Megkülönböztetnek automorf, hidromorf és akkumulatív geokémiai tájtypusokat, amelyeknek rövid jellemzése a következő (KOVDA V. A. 1973):

Az automorf (eluviális) geokémiai tájban a talajvíz olyan mélyen van, hogy nem hat a talajszintekre, e talajokban a kilúgozódás uralkodik a felhalmozódással szemben. A biológiai körforgalommal, a szerves anyag felhalmozódásával a geokémiai folyamatok ellentétes irányúak, a kilúgozódás a talaj elszegényedéséhez és mállási kéreg képződéséhez vezet.

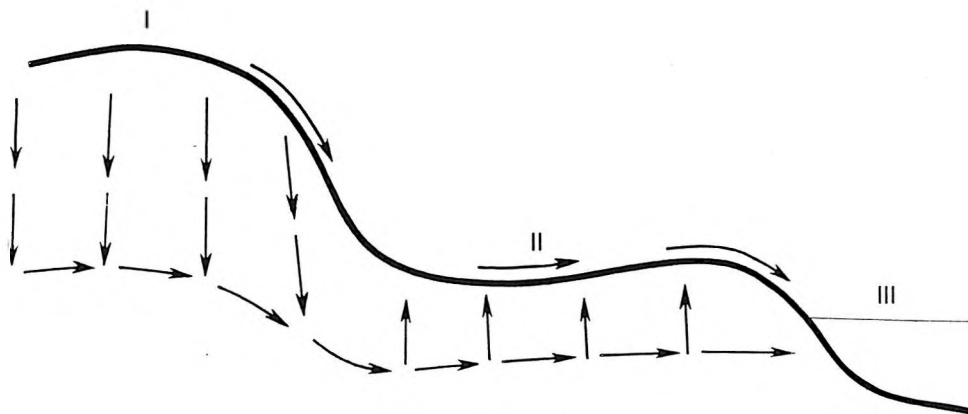
A hidromorf (eluviális—akkumulatív) geokémiai tájban a talajvízszint rendszerint a felszínhez közel van (3—4 m felett) és az esetek többségében a kapilláris oldatokon keresztül hatást gyakorol a talajképző folyamatokra és a növénytakaró életműködésére. Ilyen körülmények között végbemegy a mállás, talajképződés és a biogenezis termékeinek részbeni felhalmozódása a talajvízből is. A hidromorf geokémiai tájak átmeneti jellegűek, eluviális—akkumulatívak lehetnek. Felhalmozódnak a szerves anyagok és a geokémiai



2. ábra. A geológiai körforgalom és a talajok anyagforgalmának kapcsolata

folyamatok termékei is. A legmozgékonyabb vegyületek esetében, mint az alkáliák, kloridok és szulfátok, ezek a tájak átmeneti területek. A kalcium-karbonátoknál, mangán-, vas- és kovavegyületeknél ez a táj gyakrabban akkumulatív.

Az akkumulatív geokémiai tájnál jelentős a talajképződési és biogenetikus termékek odaszállítódása. A biológiai körforgalom és a geokémiai folyamatok iránya itt teljesen egybeesik, ami a növények ásványi tápanyagainak és a különböző vegyületeknek feldúsulásához vezet (3. ábra).



3. ábra. Talaj-geokémiai tájtypusok (KOVIDA V. A. 1973 után)

I: eluviális, II: eluviális—akkumulatív, III: akkumulatív

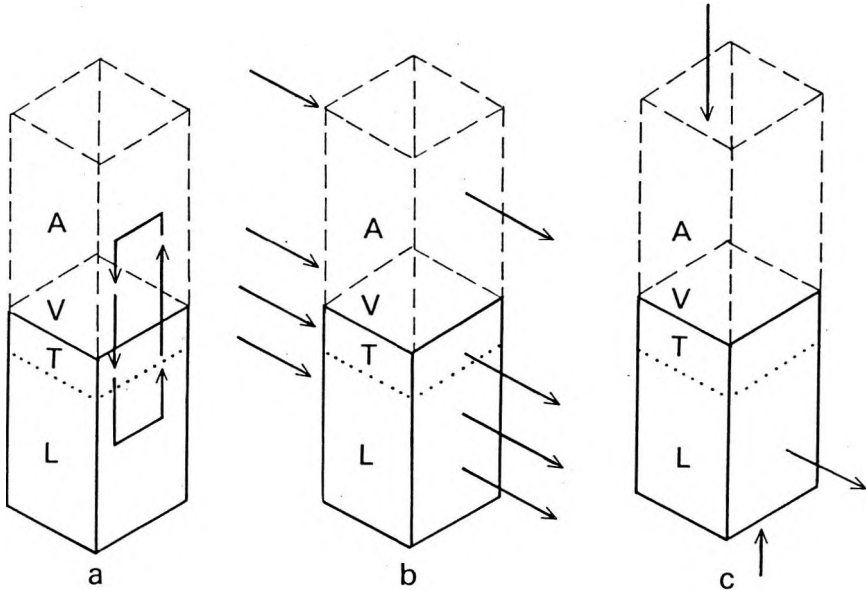
A táj talajtakarója különböző talajtypusok foltjaira, térben szemléelve talajtestekre tagolódik. Ezek kisebb képzelt egységekre bonthatók, amelyekben horizontális és vertikális anyagforgalmi folyamatok szemléltethetők (4. ábra).

Az egyes talajszelvényekben is elkülöníthetők a talajban végbemenő anyagmozgás, pontosan vízmozgás szerinti típusok (felfelé irányuló, periodikusan változó és gyengén kilúgozódó valamint kilúgozódásos vízmozgás) és ennek megfelelő a talajszelvényekben az egyes vegyületek felhalmozódási (kilúgozódási) sorrendje (5. ábra).

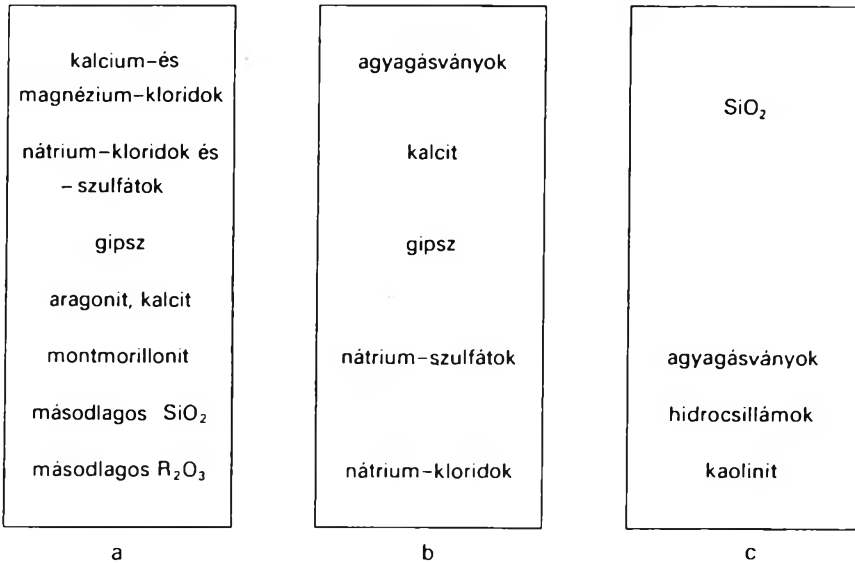
Az anyagmozgás során a talajban az anyag odaszállítódása mellett végbemehet a mállás és a talajképződés termékeinek elszállítódása, illetve helyben történő felhalmozódása is.

A kőzet—talaj rendszerben a talaj geokémiai anyagforgalmában az anyagmérleg szempontjából az egyik legjelentősebb geokémiai elemforrás a mállás.

A mállás folyamata megindul a talajképző kőzetben és folytatódik a talajban. E két részfolyamat között csak elvileg van különbség, úgy, mint geokémiai és talaj-mállás (JACKSON M. L.—SHERMAN G. D. 1953). A mállás tömör tárgyalása is a jelen tanulmányhoz hasonló nagyságú értekezést igényel.



4. ábra. Az anyagmozgás típusai a talajprizmákban (FORTESCUE J. A. 1980)
 a: körforgalom, b: keresztüláramlás, c: átáramlás. — A: atmoszféra, V: vegetáció, T: talaj, L: litoszféra



5. ábra. Az anyagmozgás típusai a talajszelvényben (KOVDA V. A. 1973)
 a: felfelé irányuló, b: periódikus, gyengén kilügződő, c: kilügződéses anyagmozgás

nyelne, így itt nem kerül ismertetésre; már csak azért sem, mert ezzel az ásvány-kőzettani szakirodalom részletesen foglalkozik. Az egyes ásványok mállására vonatkozó utalásokat a rendszeres ásványtani rész tartalmazza.

Az egyes ásványok tehát (kémiai összetételüktől, ásványi milyenségüktől, mállékonyságuktól, a mállási és talajképződési folyamatoktól stb. függően) a talaj számára geokémiai elemforrásként jöhetnek számításba.

A felszabaduló kémiai elemek geokémiai mobilitásuktól függően (3. táblázat) — amelyet természetesen befolyásolhatnak a környező körülmények is — kapcsolódnak be az elemek geokémiai körforgalmába.

3. táblázat

A nyomelemek mobilitása a különböző mállási viszonyok között
(KABATA-PENDIAS A.—PENDIAS H. 1984 összegzése szerint)

| Mobilitás foka | Mállási viszonyok | Nyomelemek |
|----------------|--|--|
| Nagy | oxidáló és savas semleges vagy lúgos redukáló | B, Br, I B, Br, I, Mo, Re, Se, U, V, W Br, I |
| Közepes | oxidáló és savas fóként savas reduktív, váltakozó potenciállal | Cs, Mo, Ra, Rb, Se, Sr, Zn. Ag, Au, Cd, Co, Cu, Hg, Ni As, Cd, Co, Cr, F, Fe, Ge, Mn, Nb, Sb, Sn, Tl, U, V |
| Alacsony | oxidáló és savas semleges vagy lúgos | Ba, Be, Bi, Cs, Fe, Ga, Ge, La, Li, Th, Ti, Y Ba, Be, Bi, Ge, Hf, Ta, Te, Zr |
| Igen alacsony | oxidáló és savas semleges vagy lúgos redukáló | Cr, Os, Pt, Rh, Ru, Ta, Te, Zr Ag, Au, Co, Cu, Ni, Th, Ti, Zn Ag, B, Ba, Be, Bi, Co, Cu, Cs, Ge, Hg, Li, Mo, Ni, Re, Se, Zn, Zr |

A mobilitás értelmezésénél figyelembe kell venni, hogy az elemek különböző vegyületeket, ásványokat alkotnak, amelyek közül a talajokra jellemzőket a 4. táblázat mutatja.

Az elemek mobilitását a talajban a talaj termékenysége, a növények számára való felvehetőségük szempontjából is kell értékelni. Eszerint közvetlen, közeli és potenciális tartalékokat különböztetnek meg (GORBUNOV N. I. 1971).

Közvetlen tartalékok:

a) oldott sók, kicserélhető ionok, monofoszfátok;

b) fixált kationok, gipsz, kalcit, Ca—Mg-difoszfátok.

4. táblázat

A talajt alkotó vegyületek és ásványok geokémiai mozgékonyasága
(KOVDA V. A. 1973)

| A mobilitás foka | Vegyület, ásvány | Relatív mobilitás |
|------------------|--|-------------------|
| Igen nagy | Alkáli- és részben alkáliföld-nitrátok, -kloridok, -jodidok, -bromidok, -szulfátok, -karbonátok, -borátok, -szilikátok, -foszfátok | 100 |
| Nagy | Gipsz, magnézium- és kalcium-karbonát, alkáli-humátok és -aluminátok, vas és alumínium timsók | 50—10 |
| Közepes | Mangán-, vas-bikarbonátok, -fulvátok és -foszfátok, kovasav hidroszol, humusz hidroszol | 0,5—1,0 |
| Kicsi | Alumínium-, vas-, mangán-hidroxidok, nehézfémi humátok | 0,1—0,001 |
| Igen kicsi | Kvarc, rutil, cirkon, gránát, agyagásványok, szulfidok | 0,001 |

Közeli tartalékok:

- labilis rétegekőzi kationok az agyagásványokban (montmorillonit, beidellit esetében), a foszfor-organikus kötések, Ca—Mg-trifoszfátok;
- stabil rétegekőzi kationok az agyagásványokban (csillámok, hidrocillámok, kloritok esetében), Fe—Al-trifoszfátok, foszfor-organikus kötések.

Potenciális tartalékok:

- plagioklászok, agyagásványok (szemcsenagyság <0,001 mm) oktaéderes és tetraéderes pozícióban lévő ionjai, csillámok, klorit, apatit;
- K-földpátok (ortoklász, mikroklin), turmalin, cirkon.

1.3.3. ADSZORPCIÓ ÉS FIXÁCIÓ

A talajokban végbemenő ionadszorpciót részletesen tárgyalják a magyar nyelvű talajtani és talajkémiai tan- és kézikönyvek (BOHN H. L.—MCNEAL B. L.—O'CONNOR G. A. 1985; DI GLÉRIA J.—KLIMES SZMIK A.—DVORACEK M. 1957; FILEP GY. 1988 és STEFANOVITS P. 1981), valamint az agyagásványok kristályszerkezeti, kristálykémiai és kolloidikai viszonyait az agyagásványtani (NEMECZ E. 1973) és kolloidikai (SZÁNTÓ F. 1980) munkák, ezért ezekkel a kérdésekkel itt bővebben nem foglalkozunk.

1.3.3.1. Kationadszorpció

Az ioncsere egyensúlya főként az adszorbeálódó kation sajátosságaitól, a talajoldat jellemzőitől, az adszorbens felületén lévő kationoktól és az adszorbens tulajdonságaitól függ (FILEP GY. 1988).

A talajokban a kationadszorpciónál adszorbensként a szerves anyag mellett főleg az agyagásványok szerepelnek.

Az agyagásványoknál a kationokat vonzó negatív töltés a következőkből eredhet (YARIV S.—CROSS H. 1979):

a) Izomorf helyettesítés

Az agyagásványoknál az SiO_4 -tetraéderekből felépülő rétegben az Si^{4+} -helyére történő Al^{3+} -helyettesítéssel jöhet létre negatív töltésfeltesleg, míg az oktaédere rétegben erre példa a centrális Al^{3+} -ion helyére belépő Mg^{2+} vagy Fe^{2+} .

b) Törési felületeken megszakadt kötések

Az agyagásványok sziloxan ($-\text{Si}-\text{O}-\text{Si}-$), szilanol ($-\text{Si}-\text{OH}$), aluminol ($-\text{Al}-\text{OH}$) illetve egyéb kötéseinek megszakadása negatív töltés forrása lehet.

c) Az agyagásványok kristályszerkezetében az OH-csoportokból (szilanol, aluminol csoport) a H^+ -ion disszociáció ugyancsak negatív töltést hozhat létre.

d) Anionok (szilikát, alumínát) speciális adszorpciója.

Az agyagásványok kationadszorpciójának nagyságáról az 5. táblázat tartalmaz tájékoztató adatokat.

5. táblázat

Agyagásványok kation-kicserelő kapacitása
(GRIM R. E. 1953)

| | mekv/100 g |
|------------|------------|
| Kaolinit | 3—15 |
| Halloysit | 5—10 |
| | 40—50 |
| Szmektit | 60—120 |
| Illit | 10—40 |
| Vermikulit | 100—160 |
| Klorit | 10—40 |

A talajokban, bár igen ritkán, de számolni kell a zeolitok előfordulásával, ahová bekerülhetnek javítóanyagokkal, vagy az alomból szerves trágyával is. A zeolitok adszorpciók kapacitása jelentős, sőt szelektív adszorpciók, fixációs és molekulaszűrő képességgel is rendelkeznek. Egyes esetekben a talajokban a zeolitok jelenlétére éppen a rendhagyó adszorpciók tulajdonságok alapján irányult rá a figyelem (BABCOCK K. L. 1960; SCHULTZ R. K.—OVERSTREET R.—BARSHAD I. 1965; valamint HUSSAIN M. S.—AHMAD S. 1969).

A zeolitok általános képlete leegyszerűsítve a következő formában írható: $(\text{M}_x^+, \text{M}^{2+})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{gSiO}_2 \cdot \text{zH}_2\text{O}$, ahol az M^+ rendszerint Na^+ vagy K^+ , az M^{2+} pedig Mg^{2+} , Ca^{2+} vagy Fe^{2+} , ritkább az M^+ vagy M^{2+} helyén Li^+ , Sr^{2+} , Ba^{2+} . Az M-kationok kicserélhetők, de helyzetük a kristályrácsban nagyban befolyásolja a kicserélődésre való készségüket. A zeo-

litok a tekto- (állvány-) szilikátok közé tartoznak. Jellemzőek ezekre az ásványokra a tetraéderekből felépülő gyűrűk, amelyek adott átmérőjű üregeket, csatornákat hoznak létre, ami meghatározza azt, hogy milyen anyagokat képesek megkötni. A talajokban eddig meghatározott zeolitokban a Si/Al arányt (a kicserélődési kapacitás maximuma), az ideális kristályszerkezetben szereplő M-kationt, a szelektív adszorpciós és szorpciós sajátságokat a 6. táblázat tartalmazza (VAUGHAN D. E. W. 1978). Általában a zeolitok adszorpciós kapacitását 100—300 mekv/100 g között adják meg (GRIM R. E. 1953).

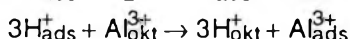
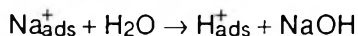
6. táblázat

Tájékoztató adatok a zeolitok adszorpciós viszonyairól, szelektív adszorpciójáról és fixációjáról (VAUGHAN D. E. W. 1978)

| Zeolitok | A csatornát alkotó tetraéder gyűrűk típusa | Csatornák átmérője Å | Fő szorpciós aktív hely | Si/Al arány | Kristályrács alkotó M ⁺ kation | Szelektív adszorpciós képesség sorrendje |
|---------------|--|-------------------------|-------------------------|-------------|---|---|
| Analcim | 6 | 2,8 | csatorna | 2 | Na | |
| Kabazit | 8 | 4,1-3,7 | üreg | 1,4—2,8 | Ca, K | Tl ⁺ >Cs ⁺ >K ⁺ >Ag ⁺ >Rb ⁺ >NH ₄ ⁺ >Pb ²⁺ >Na ⁺ = Ba ²⁺ >Sr ²⁺ >Ca ²⁺ >Li ⁺ |
| Klinoptilolit | 10 8 | 7,9-3,5 4,4-3,0 | csatorna | 2,7—5,3 | Ca, Na, K | Cs ⁺ >K ⁺ >Sr ²⁺ =Ba ²⁺ >Ca ²⁺ >>Na ⁺ >Li ⁺ >Pb ²⁺ >Ag ⁺ >Cd ²⁺ >Zn ²⁺ >Cu ²⁺ >Na ⁺ |
| Erionit | 8 | 4,2—3,6 | üreg | 3—4 | Na,K | Cs ⁺ >Sr ²⁺ >K ⁺ >Na ⁺ |
| Mordenit | 12 | 7—6,7 | csatorna | 4,4—5,5 | Ca, Na | Cs ⁺ >K ⁺ >NH ₄ ⁺ >Na ⁺ >Ba ²⁺ >Li ⁺ >NH ₄ ⁺ >Mn ²⁺ >Cu ²⁺ >Co ²⁺ ~Zn ²⁺ >Ni ²⁺ |
| Phillipsit | 8 | 4,2-4,4 2,8-4,8 | csatorna | 1,3—2,9 | K, Ca, Na | Ba ²⁺ >Rb ⁺ ~Cs ⁺ ~K ⁺ >Na ⁺ >>Li ⁺ |

1.3.3.2. Kationdeszorpció

A deszorpció folyamatát a nátriummal telített agyagásvány $\text{Na}^+ \rightarrow \text{H}^+$ ioncseréje, hidrolízise példáján mutatva be, a reakció két lépésből áll. Egyrészt a szilárd fázis felületén végbemenő ioncseréből, másrészt a felületen adszorbeált hidrogénionoknak az üregeken keresztül a kristályrácsba migrálásából és az oktaéderes kationok lecseréléséből, valamint azoknak a felületre vándorlásából, majd pedig a kovasavval együtt az oldatba kerüléséből. E két folyamat egyenletei a következők:



ahol az ads és okt indexjelek, az adszorbeált, illetve az oktaéderes pozícióban lévő kationokat jelzik.

Kimutatták, hogy a hidrogénion inkább az Mg—O—Si , mint az Al—O—Si kötések bontja meg. Ezt azzal magyarázták, hogy az Al—O—Si kötés erősebb és emellett a magnézium-alumínium helyettesítés során negatív töltésfelesleg keletkezik, amely elektrosztatikusan vonzza a H^+ -t (BAR-ON P.—SHAINBERG I. 1970). A montmorillonit kilúgozódásakor az adszorbeált kationok hidrolízise során csökken az adszorpciós kapacitás és megfigyelték az ásvány oldódásának megindulását is (BAR-ON P.—SHAINBERG I. 1970). Azt tapasztalták, hogy a Na-telített agyagásvány 0,03 N NaCl koncentráció felett stabil, míg bomlásuk észrevehetően 0,001 N koncentráció alatt figyelhető meg (SHAINBERG I. 1973).

Az oktaéderes helyettesítések növelik a montmorillonit instabilitását, így a fenti folyamat sebességét és előrehaladását is (SHAINBERG I.—LOW P. F.—KAFKAFI U. 1974).

Hasonló folyamat megy végbe a Ca-val telített agyagok hidrolízisének, beleértve a folyamatnak azt a részét is, hogy a kristályszerkezetből Mg- és Al-ionok kerülnek az ásvány felszínére és megindul az agyagásvány lebomlása is (FRENKEL H.—SUAREZ D. L. 1977).

Hidromorf talajokban anaerob viszonyok között a szabad vas redukálódik. A ferroion adszorbeálódhat és az ennek következtében deszorbeálódott kationok kilúgozódhatnak. Az ezt követő aerob ciklusban a ferroion ferri-hidroxiddá oxidálódhat H^+ -ionok képződése mellett, amely vasionok helyére lép az adszorpciós komplexusban, majd pedig az agyagásványok kristályrácsába hatolva, annak degradálódását okozhatja, amit e fejezet következő része tárgyal (ferrolízis).

Az agyagásvány-átalakulásokat tekintve, a ferrolízis első szakaszában az illitben a H^+ -ion a K^+ -ion helyére léphet, és így duzzadó illit jöhet létre. A fő szakaszban az agyagásványok lebomlása mehet végbe (főként a nagy adszorpciós kapacitású agyagásványoké). A felszabaduló ionok kilúgozódhatnak, de az alumínium megfelelő körülmények mellett az előzőleg duzzadó

agyagásványok rétegek közötti terébe épülve („kloritosodás”) fixálja azokat. A ferrolízis végső szakaszára az a jellemző, hogy az agyagtartalom kevés, vagy pedig az agyagásványok kloritá alakultak át. A ferrolízis folyamatát pakisztáni hidromorf talajok vizsgálata alapján tételezték fel, de számos más hidromorf talaj esetében is valószínűsítik (BRINKMAN R. 1982).

1.3.3.3. Kationfixáció

A kationfixációt a hazai tan- és kézikönyvek nem tárgyalják részletesen, ezért erről valamivel bővebb áttekintést adunk.

1.3.3.3.1. *K-fixáció 2:1 típusú agyagásványokban*

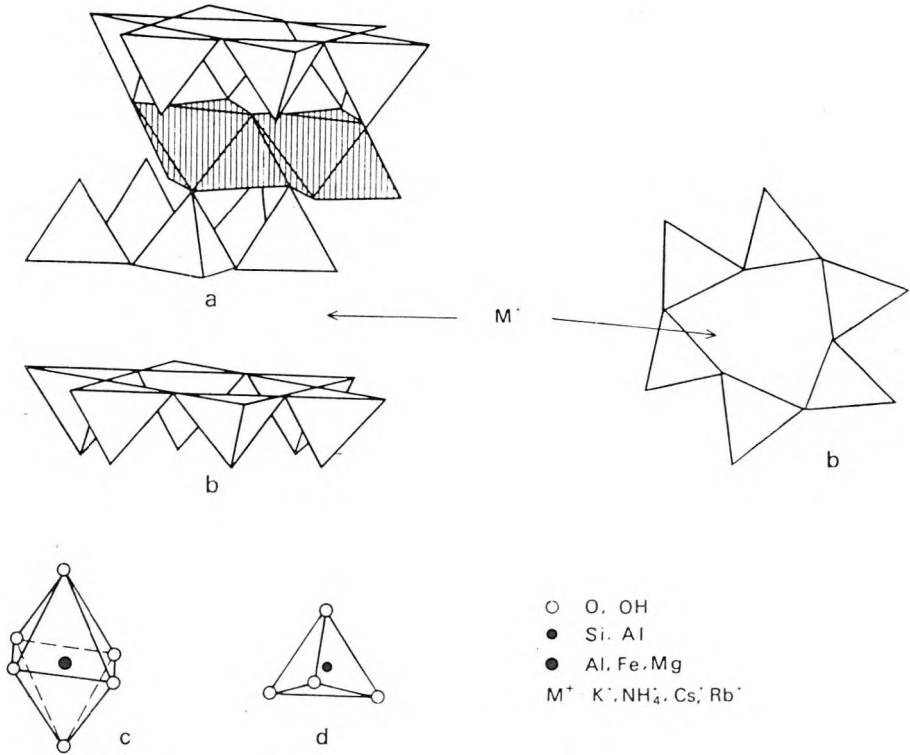
A 2:1 típusú agyagásványok tetraéderez rétegeinek ditrigonális üregeiben azok a megfelelő méretű kationok kötődhetnek meg, amelyek (mint a K^+ , NH_4^+ , Rb^+ , Cs^+) könnyen dehidratálódhatnak, majd beépülve a kristályszerkezet üregeibe, összezárva a rétegek komplexumokat — fixálódnak (6. ábra).

A megkötődés a 2:1 rétegek komplexumok felületén a tetraéderez rétegek ditrigonális üregeiben megy végbe, az ásványok fellazult rétegű élein különösen nagy szelektivitással.

A következőkben csak azok a folyamatok és tényezők kerülnek tárgyalásra, amelyek a szilárd fázis tulajdonságaiból következően befolyásolják a kationfixációt.

A dioktaéderez rétegben a központi kationpozíciók betöltöttsége 2/3-os, kis ionméretű, három vegyértékű kationokkal az oktaéderez réteg rövidüléséhez, torzulásához vezet és, hogy a két réteg illeszkedni tudjon, a tetraéderez rétegnek is módosulnia kell, így a tetraéderez rotációja következik be. A K^+ -iont koordináló 6 O-atom (K—O távolság 3,04 Å) ditrigonális szimmetria szerint helyezkedik el, így 3 oxigénatom közelebb, 3 pedig távolabb kerül (illetve a két szomszédos 2:1 rétegek komplexum határoló tetraéder rétegét figyelembe véve 6—6 K—O távolság rövidül, illetve hosszabbodik meg). Eszerint a dioktaéderez 2:1 rétegszilikátokban a trioktaéderezekhez képest megnő a kötés erőssége. Másrészt a tetraéderez csúcsoxigénjei is elmozdulnak, a tetraéder elhajlik, a tetraéderez lapjain lévő csúcsoxigének kimozdulnak a tetraéderez réteg síkjából, ami a kristályrácon belüli diffúziót befolyásolja. A tetraéderez elhajlása és így ez a hatás a trioktaéderez csillámokban kisebb (NEMECZ E. 1973).

Az ásvány di- vagy trioktaéderez jellege az OH^- csoportok orientációján keresztül is befolyásolja a K-kötés erősségét. Az infravörös spektroszkópiai vizsgálatok alapján kimutatható volt, hogy a trioktaéderez változatokban az oktaéderez rétegben a szimmetrikus kationbetöltés miatt az OH-kötés merőleges a szilikátréteg síkjára, míg a dioktaéderezben az aszimmetrikus eloszlás miatt, a kationbetöltés mértékétől függően ez a kötés 90° -nál kisebb szö-



6. ábra. A kationfixáció mechanizmusa 2:1 rétegösszetételű agyagásványokban

a: 2:1 rétegösszlet, *b:* ditrigonális üreg, *c:* oktaédes koordináció, *d:* tetraédes koordináció, M^+ : fixálódó kation

get zár be. Mikor az OH-kötés dipolusmomentuma merőleges a bázislapra, a $K^+—H^+$ tasztás nagyobb (BASSETT W. A. cit. RICH C. I. 1972).

A rétegeközi térben lévő K^+ -ion kötéseerősségét alapvetően a pozitív töltésű ion és a negatív töltésfeleslegű 2:1 rétegkomplexumok elektrosztatikus vonzása határozza meg. A rétegeközi kationok kicserélhetőségét a 2:1 rétegkomplexum összes töltésének nagysága is megszabja.

A 2:1 rétegkomplexumok negatív töltésfeleslegének eloszlását tekintve, ha a negatív töltésfelesleg a tetraédes rétegben képződik, a K^+ -ionhoz viszonyított kisebb távolság miatt erősebb e kötés, mintha a töltésfelesleg az oktaédes rétegben képződött volna. A montmorillonit K^+ -fixációjánál végzett vizsgálatok azonban ezt a feltevést nem igazolták (WEIR A. H. 1965).

Az ásvány kémiai összetétele tehát, amint az a fentiekben kiderült — pl. az oktaédes és tetraédes réteg összetételén keresztül — lényegesen

befolyásolja a K megkötődését. További példa erre a csillámokban az F^+ -ionok beépülése az OH-csoportok helyére, amikor a K—OH kötésben lévő, a H^+ -ion töltéséből eredő taszító erő megszűnte növeli a K-kötődés erősségét a kristályrácsban (RICH C. I. 1972).

Amint azt elektronmikroszkópos vizsgálatok bizonyították, a csillámok bázisalapján lévő repedések mentén a beépülő hidratált kationok hatására a lap felhajolhat, vagy visszagöngyölödhet. Ezekben a helyeken kationcsere vagy -fixáció mehet végbe, így az ilyen rácshibák esetén nő az adszorpciós vagy a fixációs képesség. Ha a hidratált kationok helyére ismét beépül a K^+ -ion, a réteg eredeti helyzetébe simul vissza (RAMAN K. V.—JACKSON M. L. cit. RICH C. I. 1972).

A rétegek közötti térbe az Al—OH beépülése csökkenti az aktív helyeket és fixálhatja a közbezárt rétegek közötti kationokat. Így az Al—OH-nak a rétegekbe való beépülése csökkentheti az adszorpciós kapacitást és fixációt okozhat.

A csillámok mállását a K-megkötődés szempontjából értékelve, a biotitnál elektronmikroszkopos elemzéssel megfigyelték (TARZI J. G.—PROTZ R. 1979), hogy oxidatív mállási körülmények között, egy kezdeti káliumvesztés után az ásvány ismét káliumot vesz fel és stabil lesz, amit eredeti trioktaéderes jellegének dioktaéderessé alakulásával magyaráznak. Eszerint a 2:1 típusú rétegszilikátoknál a ferro-ferri oxidációval az oktaéderes rétegben a kationok betöltése dioktaéderes lesz, ami az OH-dipólus orientációjának megváltozásával az előzőekben részletezettek szerint növeli a K megkötődését (RICH C. I. 1972; SCHROEDER D. 1980). A ferroionok oxidációja a 2:1 réteggkomplexumok negatív töltésfeleslegének csökkenéséhez vezet és így feltételezik, hogy a K-megkötés gyengüléséhez is, bár ez az oxidációval nem arányos mértékű, mivel a H^+ -ionok a kristályrácsba hatolva az oktaéderes rétegekben OH^- -csoportokat képeznek (TALIBUDEEN O. cit. GREENLAND D. J.—HAYES M. H. B. 1978).

A vermikuliton végzett kísérletek szerint az egyik rétegek közötti térből történő K-kilépés az ebben az irányban ható vonzóerő megszűnésével erősíti a szomszédos réteggkomplexum K—O kötését. Ennek következtében K-kilépés csak a következő rétegből várható (BASSETT W. A. cit. RICH C. I. 1972). A mállás során kialakulhat olyan szerkezet is, ahol váltakozva, egymás után zárt és félig nyitott rétegek fordulnak elő, illetve, ahol a rétegek az ásvány élei mentén ék alakban lazulnak csak fel a hidratált kationok beépülésével. A K^+ -ionok beépülésével ezek a rétegek fokozatosan újra összezáródnak. Az éleknek ezek az ék alakú rétegmenti fellazulásai a K^+ -ion megkötésére igen alkalmasak.

A dehidratáció, a kiszáradás növeli a K-fixációt, amit a duzzadó agyag-ásványoknál a rétegek közötti tér összehúzódásával magyaráznak, sőt egyes feltételezések szerint kiszáradás nélkül végbe sem mehet fixáció. A K megkötődését azonban nedves talajokban is tapasztalták.

A mállott csillámok és a vermikulit mind nedves, mind száraz állapotban fixálják a káliumot, míg a szmektiteknél K-fixáció csak az ásvány kiszáradásakor, illetve a kiszáradás és nedvesedés ismétlődésekor következik be (RICH C. I. 1968).

7. táblázat

Tájékoztató adatok az agyagásványok káliummegkötő képességéről (mekv/100 g)

| Illit | Vermikulit | | Szmektit | | | |
|--------|---|----------------|----------------|---------|-----------------|-----------|
| | | | Montmorillonit | | | Beidellit |
| 2,4 a/ | Transvaal | 130,6 c/ | Wyoming | 20,0 a/ | Black Jack Mine | 25,0 b/ |
| | Culsagee | 149,0 c/ | | 25,6 a/ | Unterrupsroth | 19,5 b/ |
| | Delaware (-klorit) | 38,5 c/ | Kalifornia | 13,4 a/ | | |
| | Fe-vermikulit Fe ³⁺ Fe ²⁺ | | | 16,7 a/ | | |
| | nedves | 7—39 7—43 d/ | Skyrvedalen | 39 b/ | | |
| | száraz | 36—69 33—74 d/ | Camp Berteau | 15 b/ | | |
| | | | Redhill | 2,2 b/ | | |
| | | | Wyoming | 7,5 b/ | | |

a/WEAR J. I.—WHITE J. L. (1951); b/WEIR A. H. (1965); c/ BARSHAD I. (1954b); d/ BARSHAD I.—KISHK F. M. (1970)

A K-szmektit az ismétlődő nedvesítés és kiszáritás hatására a káliumiont irreverzibilisen köti meg és egy rendezetlen illit/szmektit közberétegzett ásvány jön létre. Ebben az illit komponens aránya a Cheto típusnál az 50%-ot is elérheti, míg a Wyoming típusnál csupán pár százalék lehet. Negyven nedvesítési és szárítási ciklus után legtöbb rétegben irreverzibilis változás ment végbe. A kísérletek azt mutatták, hogy ehhez az átalakuláshoz a káliumtartalmú ásványok (földpát és muszkovit) mállása is szolgáltat elég káliumot (EBERL D. D.—SRODON J. 1985).

Hasonló célú kísérletek, amikor oszlopokban a talaj fölé frissen őrölt biotitot rétegeztek és 0,005 M CaCl₂ oldatot szivárogtattak át rajta, azt bizonyították, hogy a biotitból kioldódó kálium-koncentráció elég volt a szmektit, illetve vermikulit illitesedéséhez (NIEDERBUDE E. A.—FISCHER W. R. 1980).

A K—Ca telített montmorillonitoknál az ismétlődő nedvesedés és kiszáradás hatására, a kalcium kicserélhetősége megmaradt, míg a káliumé csökkent (GAULTIER J. P.—MAMY J. 1979).

A teljesen K-telített montmorillonit esetében a százszor ismételt kiszáritás és nedvesítés hatására a rétegek újrarendeződése nőtt, de nem jött létre teljesen 3 dimenziós rendezettség (PLACON A. et al. 1979, 1983).

A kiszáradásnál a fenti folyamatokkal szemben K-felszabadulás, illetve egyidejű megkötődés is végbemehet, e folyamatok dinamikus jellegűek (MORTLAND M. M. 1961). Erre szemléletes példa a biotit kiszáritásával vég-

zett kísérlet, ahol is egyes rétegek összezáródtak, a K fixálódott bennük, míg egy részük felleveleződött, ahol a kálium felszabadult (SCOTT A. D.—SMITH S. J. 1968).

A duzzadó kristályrácsú agyagásványoknál a szmektit K-fixációs képessége kisebb, mint a vermikulit, hasonlóan a K-szelektivitáshoz, amit arra vezetnek vissza, hogy a montmorillonitban a töltéssűrűség kisebb, mint a vermikulitban, valamint jóval kisebb, mint a csillámokban (SAWHNEY B. L. 1970).

Az egyes agyagásványok káliummegkötő képességéről néhány tájékoztató adatot a 7. táblázat tartalmaz.

1.3.3.3.2. NH_4 -fixáció 2:1 típusú agyagásványokban

Az NH_4 -fixáció alapvető mechanizmusa hasonló a K-fixációhoz.

Az ammóniumion fixációjánál is meghatározó szerepet játszik a 2:1 réteggkomplexum negatív töltésfeleslege, amelynek növekedésével nő a megkötődés, amint azt montmorillonit és vermikulit esetében bizonyították. 210 mekv/100 g negatív töltésfeleslegnél tapasztalták a legnagyobb mértékű megkötődést, 190 mekv/100 g-nál a maximumhoz képest 20%-os, 150—160 mekv/100 g-nál 40—70%-os a csökkenés, míg 100 mekv/100 g-nál már nem tapasztalható megkötődés (BARSHAD I. 1954b).

A szemcseméret csökkenésével a vermikulitnál nőtt az NH_4 -adszorpció és -fixáció (BARSHAD I. 1954b).

A H^+ -ion koncentráció növekedése is lényegesen csökkentette az NH_4 -ion megkötődést, amint az västerbyi agyagtalajokon (Svédország) végzett kísérletek kimutatták. A savanyú talajokban az ammónium-megkötődés kicsi, amit a réteggközi térbe beépülő NH_4^+ - és K^+ -ionnal nehezen kicserélhető Al^{3+} -, Fe^{3+} - és H^+ -ionok beépülésével magyaráztak (NOMMIK H. 1957). Vermikuliton végzett kísérletek azt mutatták, hogy az adszorbeált H^+ -ion mennyiségének növekedése csökkentette mind az ammónium-adszorpciót, mind a megkötődést.

Azt tapasztalták, hogy a Na_2CO_3 -os kezelés jelentősen növelte az ammóniumion-megkötődést, amit azzal magyaráztak, hogy a nátriumionok beépülése duzzasztja a réteggközi teret (ALLISON F. E.—ROLLER E. M. 1955).

Az előzetes NH_4^+ -telítés gátolja a K^+ -megkötődést és ez fordítva is jelentkezik, az előzetes K^+ -telítés az ammóniumion megkötődését mérsékli (NOMMIK H. 1957).

Az NH_4^+ utáni K-telítés kissé összefüggésben zárja a kristályrácsot, ezzel magyarázható, hogy a K-megkötődési képesség nagyobb (BARSHAD I. 1954b). Az NH_4^+ -ionok egy része nem cserélhető vissza K^+ -ionnal. Ammónium- és káliumionokat egyenlő mennyiségben tartalmazó oldatból (2 mekv/100 g) a västerbyi agyagtalaj nagyobb mennyiségben kötött meg ammóniumot, $NH_4^+/K^+ = 3,4$. A vizsgálatok azt mutatták, hogy kisebb kon-

centrációnál a két ion közel azonos mértékben kötődik meg. A kísérleteknél használt västerbyi agyagtalaj agyagásványai a vermikulit és a montmorillonit (NOMMIK H. 1957).

A trópusi területek rizstalajait vizsgálva arra a következtetésre jutottak, hogy a jól kristályos montmorillonit NH_4^+ -megkötése hidromorf körülmények között nem jelentős, de az ismétlődő nedvesedés és kiszáradás hatására nő, a dehidratáció következtében végbemenő kristályrács-összehúzódás megköti az ammóniumionokat (BAJWA M. I. 1982).

A mállatlan illit fixációs képessége nem jelentős, a mállás és réteg-fellazulás után azonban megnő, a montmorillonit jelentősebb és legtöbb a vermikulit (BAJWA M. I. 1982). A többi ásvány közül még az attapulgité lényeges (ALLISON F. E.—ROLLER E. M. 1955).

Az NH_3 -adszorpciójának és fixációjának különböző módjait tételezik fel, így a kicserélhető kationok körüli közvetlen koordinálódását, a kicserélhető kation vízburkából protonlehasítással történő NH_4^+ -ion-képződést — pl. $[\text{Na}(\text{H}_2\text{O})]^+ + \text{NH}_3 \rightarrow \text{NaOH} + \text{NH}_4^+$ —, ammóniumion-képződést a szilanolkötésből történő protonlehasítással, hidrogénkötést a felületi oxigénatomokon, illetve az előzőleg adszorbeálódott NH_3 -hoz; valamint a van der Waals-kölcsönhatásokat (ASHWORTH J. 1978). Ezen túl feltételezik, hogy ammóniumion képződhet az ammóniából és az oktaédes réteg hidroxil-csoportjaiból lehasított H^+ -ionból is (STONE M. H.—WILD A. 1978).

Az ammóniumion és az ammóniamegkötődésről néhány tájékoztató adatot a 8. táblázat tartalmaz.

8. táblázat

Tájékoztató adatok az agyagásványok NH_4^+ -megkötő képességéről
(mekv/100 g)

| Illit | | Vermikulit | | Szmektit | | | |
|-------------|--------|----------------|----------|-----------------|----------|------------|------------|
| | | | | Montmorillonit | Bentonit | | |
| Grundit | 1,0 a/ | Montana | 80,9 b/ | Volclay | 3,2 a/ | Logan | 0,0 c/ |
| Fithian | 0,9 a/ | Dél-Karolina | 39,3 b/ | Panther Creek | 4,6 a/ | Wyoming | 0,0 c/ |
| Morris | 1,4 a/ | Transvaal | 86,7 c/ | Utah | 8,8 a/ | Kalifornia | 1,5—2,0 c/ |
| Tazewell | 0,0 a/ | Culsagee | 145,0 c/ | Tehachapi | 3,6 a/ | Nevada | 2,0 c/ |
| High Bridge | 1,2 a/ | Loch Scye | | Cheto | 11,3 a/ | | |
| | | Mg-vermikulit | d/ | Island of Ponzi | 2,1 a/ | | |
| | | 167 mmol/100 g | | Randsburg | 9,0 a/ | | |
| | | Llano | | Chambers | 7,4 a/ | | |
| | | Mg-vermikulit | d/ | Itawamba | 6,3 a/ | | |
| | | 139 mmol/100 g | | | | | |

a/ ALLISON F. E.—ROLLER E. M. (1955); b/ ALLISON F. E.—ROLLER E. M.—DOETSCH J. H. (1953); c/ BARSHAD I. (1954b); d/ AHLRICHS J. L.—FRASER A. R.—RUSSEL J. D. (1972)

1.3.3.3. Rubidium- és céziumfixáció

A 2:1 típusú agyagásványok a K^+ - és NH_4^+ -ionok mellett megköthetik a megfelelő ionmértű, de kis hidratációs energiájú alkálifémionokat, úgy mint a rubidiumot és a céziumot is (SAWHNEY B. L. 1972).

A céziummegkötődést, mivel ez az elem előfordul radioaktív szennyezőanyagként, alaposabban vizsgálták. Ennek az ionnak kisebb a hidratációs energiája, mint a káliumionnak, erősebben kötődik, a hidratált kalcium- és magnéziumionok is kevésbé cserélik vissza és nem okozza a kristályrács duzzadását sem. Ugyanakkor a káliumionok könnyebben cserélik le a céziumot, mint a kalcium- vagy a magnéziumion (COLEMAN N. T. et al., cit. SAWHNEY B. L. 1972). A szakirodalmi adatok összegezése szerint az illit és a vermikulit céziumszelektivitása nagyobb, mint a montmorillonit és a kaolinité, és ez a koncentráció növekedésével nő (SAWHNEY B. L. 1972).

1.3.3.4. Anionadszorpció és -fixáció

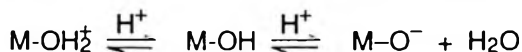
Az anionadszorpciónál megkülönböztetik a nem specifikus és a specifikus adszorpciót. Ez utóbbinál a nem teljesen disszociáló savak anionjai (foszfát, szilikát, arsenát, molibdenát) megkötődhetnek a pozitív töltésű felületek mellett a negatív és a nulla töltésű felületeken is. A teljesen disszociáló savanionok a ligandumcserével adszorbeálódnak. A F^- -ion csak pozitív töltésű felületekhez, míg a SO_4^{2-} -ionok pozitív, zérus és negatív töltésű felületekhez kötődhetnek (FILEP GY. 1988).

A 1.3.3.1. fejezetben vázlatosan áttekintettük az ásványokban a negatív töltésfelesleg képződésének módját, az anionadszorpciót tárgyalva az ásványokban a pozitív töltésfelesleg képződésének módjára utalunk.

Anionadszorpció és -fixáció a talajokban az ásványok közül főként az oxid-, oxihidroxid-, hidroxid- és agyagásványokon, valamint a kalcium-karbonátokon várható.

1.3.3.4.1. Oxid-, oxihidroxid- és hidroxidásványok

Az oxidfelületek a talajra általában jellemző nedvességtartalomnál is aránylag gyorsan hidratálódnak, így lényegében hasonlóak az oxihidroxid és hidroxid felületekhez. A kvarcé hasonló a szilikagéléhez, a hematit és a goethitéhez és a korundé a gibbsitéhez. E felületek változó, a közeg kémhatásától függő töltéssel bírnak az alábbi egyenlet szerint:



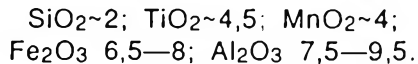
savas

lúgos kémhatás

A változó töltésű felületek jellemzésére használják azt a pH-értéket, amelynél a felületi töltés összege 0 (izoelektromos pont). Különböző oxidoknál ezek az értékek:

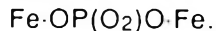
| | | |
|--|-------------|--------|
| egy vegyértékű kation, M_2O típusú oxid | 11,8 pH | alatt |
| két vegyértékű kation, MO típusú oxid | 8,5—12,5 pH | |
| három vegyértékű kation, M_2O_3 típusú oxid | 6,5—10,4 pH | |
| négy vegyértékű kation, MO_2 típusú oxid | 0—7,5 pH | |
| egyéb kationok MO_3 és M_2O_5 típusú oxidjai | 0,5 pH | alatt. |

A talajban gyakrabban előforduló oxidoknál ezek a pH-értékek a következők (PARKS G. A. cit. GREENLAND D. J.—MOTT C. J. B. 1978):



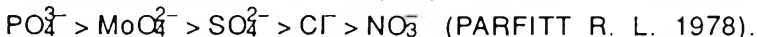
Az ásványi milyenséget tekintetbe véve, az izoelektromos pontok a következők: gibbsit: 4,8, bayerit: 6,2—7,4, ferrihidrit: 8,1, limonit: 3,6, lepidokrokit: 5,4—7,3, goethit: 7,6—8,9, hematit: 1,6—4,9, maghemit: 6,7 (ATKINSON R. J. et al., BREEUWSMA A., KINNIBURGH D. G. et al. cit. SCHWERTMANN U.—TAYLOR R. M. 1977).

A goethit felületén a két szomszédos, egy Fe-atommal koordinált OH-t a PO_4^{3-} -anion két oxigénje cseréli le, így két vasatomhoz kapcsolódva, binukleáris felületi komplexet képez:



Az arzenátmegkötődés nagyon hasonló a foszfátéhoz.

Az arzenát és a szelenit az OH-gyökök egy részének helyére lépve, binukleáris komplexeket alkot (PARFITT R. L.—RUSSELL J. D. cit. PARFITT R. L. 1978). Feltételezik, hogy a szulfát ligandumkicserélődéssel az $M \cdot OH_2^+$, vagy az $M \cdot OH$ csoportokhoz kötődik (HARWARD M. E.—REISENAUER H. M. cit. PARFITT R. L. 1978) és a goethitnél binukleáris híd-komplexeket képez a következő módon: $Fe \cdot OS(OO) \cdot Fe$ (PARFITT R. L.—RUSSELL J. D. és PARFITT R. L.—SMART R. ST. C. cit. PARFITT R. L. 1978). A goethitnél az anionok adszorpciójának csökkenő sora a következő:



A borát, molibdát, szilikát és a fluorid ligandumkicserélődéssel kapcsolódik az OH-gyökök helyére. A feltételezések szerint a bórsav $Fe \cdot OH \cdot B(OH)_3$, míg a kavasav $Fe \cdot OSi(OH)_3$ felületi komplexet képez (HINGSTON F. J. et al. cit. PARFITT R. L. 1978). Az oxalát erősen adszorbeálódik binukleáris felületi komplexben ($Fe \cdot OOCOO \cdot Fe$) (GREENLAND D. J. cit. PARFITT R. L. 1978).

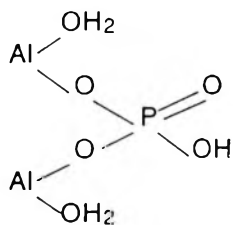
A lepidokrokiton és az akaganeiten mind a PO_4^{3-} , mind a SO_4^{2-} binukleáris híd komplexként kötődik meg (PARFITT R. L. et al. és PARFITT R. L.—SMART R. ST. C. cit. PARFITT R. L. 1978).

A hematiton a foszfát monodenát ($\text{Fe-O-PO}(\text{OH})_2$) kötést alkot (JURINAK J. J. cit. PARFITT R. L. 1978), de infravörös vizsgálatok alapján hídkötést is feltételeznek (PARFITT R. L. et al. cit. PARFITT R. L. 1978). A kémhatással való összefüggését vizsgálva arra a következtetésre jutottak, hogy kis pH-értékeknél a PO_4^{3-} az OH_2 -csoportokat, míg nagy pH-értékeknél az OH-gyököket cseréli le (BREEUWSMA A.—LYKLEMA J. cit. PARFITT R. L. 1978).

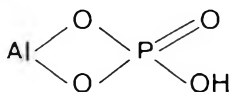
A szulfát is ligandumcserélődéssel kapcsolódik a hematithez (REYES E. D.—JURINAK J. J. cit. PARFITT R. L. 1978).

A gibbsit uralkodó (001) lapján az OH^- -csoportok nem cserélődtek ki foszfátra vagy oxalátra (PARFITT R. L. et al. cit. PARFITT R. L. 1978).

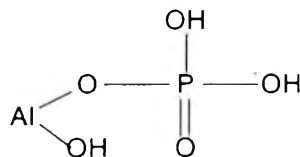
Az (100) és (110) éleken OH^- -csoportok fordulnak elő, amelyek a közeg kémhatásától függően protondonorok lehetnek (PARFITT R. L. et al. cit. WHITE R. E. 1980). Az ideális szerkezetnél az éleken az Al^{3+} -ionokat egy H_2O és egy OH^- koordinálja. Azt tételezik fel, hogy az éleken lévő $\text{Al}(\text{OH})\text{H}_2\text{O}$ csoportok binukleáris vagy bidenát komplexeket alkotva kötik meg az oxalátot és a foszfátot (PARFITT R. L. et al. cit. WHITE R. E. 1980), de előfordulhat monodenát kötés is:



binukleáris
(kétmagvú)



bidenát
(kétfogú)



monodenát
(egyfogú)

Nagy foszfátkoncentrációnál a megkötődés bonyolultabb folyamat, a felületi Al-ionokkal a PO_4^{3-} új ásványi fázisokat, mint pl. taranakitot képezhet (WADA K., TAYLOR A. W. et al. és TAMIMI Y. N. et al. cit. PARFITT R. L. 1978).

1.3.3.4.2. Agyagásványok

Az 1:1 típusú agyagásványok közül a kaolinit élein lévő aluminol- és szilanolcsoportok a kémhatástól függően változó töltésűek.

A kaolinit izoelektromos pontjának megfelelő pH-értéket 4 és 5 közé teszik, míg a kaolinit élein lévő töltéseket pH = 7,3-ra (DIXON J. B. 1977).

A kaolinit anionadszorpciós kapacitásának a kationadszorpcióshoz viszonyított nagyobb arányát a már említetteken kívül (kisebb mértékű tet-

raéderes behelyettesítés, kisebb fajlagos felület) a bázislap szerinti öszszecementálódással és így a negatív töltésű felület aktív helyeinek lecsökkenésével, valamint a felületen kiváló vas- és alumínium-oxidok és oxihidroxid réteg ugyancsak negatív töltésű felületcsökkentő hatásával is magyarázzák, — bár ez utóbbit a konkrét vizsgálati eredmények alapján nem tartják olyan gyakorinak, mint azt előzőleg hitték (GREENLAND D. J.—HAYES M. H. B. 1978).

2:1 típusú agyagásványok élein a szilanol-és aluminolcsoportok változó, a kémhatástól függő töltésűek, de a változó és állandó töltés aránya ezeknél az agyagásványoknál jóval kisebb, mint a kaolinitnél. Az adszorpció mechanizmusa a megfelelő OH^- -csoportokkal való PO_4^{3-} -kicserélődés, ahol uralkodóan monodenát kötést tételeznek fel és emellett előfordulnak binukleáris komplexek is (PARFITT R. L. 1978).

A foszfát megkötődhet az agyagásványokon az adszorbeált kationokon keresztül is. A két vegyértékű kationokkal telített illit, kaolinit és montmorillonit több foszfátot adszorbeált, mint az egy vegyértékű kationokkal telített (PISSARIDES A. et al. cit. SAMPLE E. C.—SOPER R. J.—RÁCZ G. J. 1980), így a Ca^{2+} -mal telített agyagok több foszfátot adszorbeáltak, mint a Na^+ -, NH_4^+ - és K^+ -mal telítettek (KURTZ cit. SAMPLE E. C.—SOPER R. J.—RÁCZ G. J. 1980). A kalciummal telített különböző agyagásványok foszfátmegkötő képességében is találtak különbségeket, így a kalciumtelítés a montmorillonitnál növelte, az illitnél csökkentette, míg a kaolinitnél és a kloritnál lényegesen nem befolyásolta a foszfátmegkötést (DIEZ J. A. 1980a, b).

A PO_4^{3-} és az SO_4^{2-} a montmorillonit rétegeközi terébe is beépülhet

9. táblázat

Tájékoztató adatok néhány ásvány P-megkötődéséről
(P_2O_5 mg/100 g)

| Ásvány | P-megkötődés |
|-------------------------------|------------------|
| Alumínium-hidroxid (csapadék) | 15 600 <i>a)</i> |
| Gibbsit | 816 <i>b)</i> |
| Vas-oxihidroxid (csapadék) | 9 500 <i>a)</i> |
| Goethit | 88 <i>a)</i> |
| | 568 <i>c)</i> |
| Hematit | 241 <i>d)</i> |
| Muszkovit | 15 <i>e)</i> |
| Szmekit | 150 <i>e)</i> |
| | 450 <i>a)</i> |
| Vermikulit | 105 <i>e)</i> |
| Kaolinit | 50 <i>a)</i> |
| | 126 <i>e)</i> |
| Halloysit | 1 200 <i>a)</i> |

a) SAROSKINA N. B.—GORBUNOV N. I. (1961); *b)* VANDERDEELEN J.—BAERT L. (1971);
c) HINGSTON F. J. et al. cit. SCHWERTMANN U.—TAYLOR R. M. (1977); *d)* BREEUWSMA
A. cit. SCHWERTMANN U.—TAYLOR R. M. (1977); *e)* GORBUNOV N. I. (1978)

(KODAMA H.—SINGH S. S. és KODAMA H.—WEBBER M.D. cit. PARFITT R. L. 1978).

Felhívták a figyelmet arra, hogy egyes anionok (így foszfát, arzenát, borát stb.) kitüntetetten kötődnek meg az agyagásványokon, mivel ezeknek a mérete és a geometriája hasonló a szilikáttetraéderéhez (HENDRICKS S. B. cit. GRIM R. E. 1953).

Az agyagásványok között az illiten nagyobb a bórmegekötődés, mint a montmorilloniton vagy a kaoliniten (FLEET M. E. L. és HINGSTON F. J. cit. PARFITT R. L. 1978). Az illitnél feltételezik, hogy a $B(OH)_4^-$ az éleken lévő aktív helyeken kötődik meg, majd a bór lassan a tetraéderes pozíciókba diffundál (COUCH E. L.—GRIM R. E. cit. PARFITT R. L. 1978).

A foszformegkötésről tájékoztató adatok a 9. táblázatban találhatóak.

1.3.3.4.3. *Kalcium-karbonát-ásványok*

A kalcit-hoz kis töménységű foszforoldatokkal adva, a megkötődés adszorpcióval, míg töményebb oldatok esetében kicsapódással történik (COLE C. V. et al. cit. SAMPLE E. C.—SOPER R. J.—RÁCZ G. J. 1980).

A P-adszorpció mechanizmusa nem teljesen egyértelmű. A PO_4^{3-} az adszorbeált vízmolekulák, hidroxil- és bikarbonát-gyökök helyére léphet be (KUO S.—LOTSE E. G. cit. SAMPLE E. C.—SOPER R. J.—RÁCZ G. J. 1980). A kalciumionoknak nagyobb a hidratációs energiája, mint a karbonátionoké, ezért viszonylag nagyobb arányban mennek oldatba és így a felületen negatív töltésfelesleg alakul ki (DOUGLAS H. W.—WALKER R. A. cit. WHITE R. E. 1980), aminek ellenére a foszfát megkötődik a felületen kemisorpcióval (pl. tiszta, jól kristályos kalcitnál ez nem haladja meg a felület 5%-át) és a továbbiakban ezek a kristályosodási göcképződés megindítói lehetnek (WHITE R. E. 1980).

A kalcit oldhatósága elég nagy ahhoz, hogy közepes foszfátkoncentrációknál közvetlen kalcium-foszfát kicsapódással is lehessen számolni.

Az elektronmikroszkopos elemzés lehetővé teszi, hogy a talaj kalcit-szemcséiben vizsgálják a P eloszlását. Egy nagy-britanniai talajból szeparált törmeléken, homok méretű kalcit-szemcsében és Foraminifera váz-töredékekben átlag 0,3% P-t határoztak meg, amely a mikroszkopos elemzés szerint inkább egyenletesen van eloszolva, mint koncentrálnodva, különálló kalcium-foszfát fázisként (QUERESHI R. H.—JENKINS D. A. 1978).

A kalcit esetében feltételezik az NO_3^- beépülését is a kristályrácsba a CO_3^{2-} helyére. Mivel mind a nitrát-, mind a karbonátionok síkbeli elrendeződése és mérete hasonló, izomorf helyettesítés lehetséges. A szulfátionok csökkentették, míg a kloridionok lényeges mértékben nem befolyásolták a nitrát megkötődését a kalcium-karbonáton. Tiszta kalcium-karbonáton 80,7 $\mu\text{g/g}$ NO_3^- maximális adszorpciót (SINGH B.—SEKHON G. S. 1978), illetve 42 $\mu\text{g/g}$ NO_3^- -ot mértek (JURINAK J. J.—GRIFFIN R. A. 1972).

Az anionadszorpció részletes megismeréséhez ismételten utalunk a magyar nyelvű talajtani tan- és kézikönyvekre (BOHN H. L.—MCNEAL B. L.—O'CONNOR G. A. 1985; FILEP GY. 1988; STEFANOVITS P. 1981).

1.3.3.5. Szerves anyag megkötődése

A szerves anyag megkötődése az ásványok számos tulajdonságát befolyásolja, amelyek közül az agyagásványokra gyakorolt hatásuk az ismertebb. Ezeket az összefüggéseket az alábbi néhány példa szemlélteti.

A humuszadszorpció csökkentette a foszfátadszorpciós kapacitást. A szervesanyag-megkötődés hatással van az agyagásványok elektroforetikus mobilitására (csökkentheti vagy növelheti azt), csökkentheti a vízadszorpciót, megváltoztathatja a felület hidrofíliáját, továbbá növelheti az agyagásványok vizes közegben való duzzadását és elősegítheti egyes esetekben a diszperziót. Sok hosszú láncú szerves polianion ezzel szemben kitűnő flokkulátor. A szerves anyagok (pl. poliszaharidok), valamint a humusz is kisebb mértékben kedvező hatással vannak az aggregátumok vízállóságára, az agyag és szerves anyag kölcsönhatása növelheti a vízvezető képességet. Természetesen a szervesanyag-megkötődés nagyban befolyásolja a talaj szerkezetét és annak stabilitását is. A szerves anyag és az agyagásvány kölcsönhatása a talaj fizikai, vízgazdálkodási tulajdonságain keresztül közvetve hat a talaj biológiai sajátosságaira is, de befolyása közvetlenül is megfigyelhető azon keresztül, hogy a szerves anyag, pl. a fehérje, megőrződik a lebontódástól vagy legalábbis e folyamat sebessége csökken, mivel megkötődik az agyagásványok rétegek között. Ugyanakkor megfigyelhető volt esetenként az is, hogy a lebontódást elősegítették az agyagásványok.

A fenti összefüggések részletezése, konkrét leírása, további példák a szerves anyagnak a talajásványokon és ezen belül főként az agyagásványokon való megkötődéséről, kölcsönhatásáról megtalálhatók BURCHILL S.—GREENLAND D. J.—HAYES M. H. B. (1981); GREENLAND D. J. (1965a, b); HARTER R. D. (1977), valamint SCHNITZER M.—KODAMA H. (1977) munkájában.

1.3.4. ÖSSZEFOGLALÁS

Az itt tárgyalt kérdések az ásványtanhoz, agyagásványtanhoz, a kolloidikához, illetve a kémiához, geokémiához és a talajkémiához is tartoznak, amit a magyar nyelvű szakirodalom ismertet, ezért a fejezet nagyrésze az egyes kérdéseket csak érintőlegesen, a tanulmány szerkezeti egysége miatt tárgyalja.

Nyilvánvaló, hogy a talaj kémhatásának meghatározásában az ásványoknak is megvan a maga szerepe, ami számos folyamaton keresztül érvényesül (pl. a kémhatás változásával járhat az ásványképződés, illetve a mállás, az ásvány rácspontjaiban H^+ -ion a- és disszociációja, redoxiváltozások hatására vasásványok képződése, vas-szulfid-ásványok oxidációja stb.). A talaj pufferanyagai között is megtaláljuk az ásványokat, elég itt utalni csak a mész szerepére, amely ásványtanilag a kalcium- és kalcium-magnézium-karbonát-ásványokat fedi.

E témakörhöz tartozik a talajokban a kémiai elemek eloszlásának, migrációjának, szerepének vizsgálata. A kémiai elemek meghatározó része az ásványokban kötött, mobilizálódását és megkötődését ásványtani tényezők is szabályozzák. E fejezet a kérdés megvilágításának csak egy megközelítési módját követi. Kiindulva az elemek eloszlásából és migrációjából a természeti geokémiai tájakban, megadja az anyagmozgás típusait a talajprizmákban, majd átvezet az anyagmozgás típusaihoz a talajszelvényben, és utalva ásványi tartalékok csoportosítására, jut el az elemek geokémiai mobilitásáig.

Az ionad- és -deszorpció is szoros összefüggésben van a talajok ásványi összetételével. A fejezet a vázlatos áttekintésen túl, két kevésbé ismert kérdést taglal. Először a kationde- és a hidrogénadszorpció folyamatát, ami kristályszerkezeti változásokhoz vezethet. Az ásvány felületéről az adszorbeált H^+ -ion az oktaéderes pozícióba lép, az ott lévő kation (pl. Al^{3+} , Mg^{2+}) pedig a felületre jut, ahonnan kilúgozódhat. E folyamat az agyagásvány instabillá válásával és degradációjával jár együtt. A másik kérdés a ferrolízis. Ez a folyamat anaerob viszonyok között léphet fel, a vasionok redukciójának és oxidációjának egymásra következésénél. A folyamat során képződő H^+ -ionok az előbb említettek szerint idézik elő az agyagásványok lebomlását. Majd a képződő $Al-Fe-OH$ -komplexek a duzzadó agyagásványok rétegekzi terébe épülve „kloritosodáshoz” vezethetnek.

Az ionfixációnak is számos ásványtani vonatkozása van. A 2:1 típusú agyagásványokban a káliumfixáció folyamatát az ásványtani és agyagásványtani szakirodalom részletesen ismerteti. A talajásványtani célú kutatásokból főként a fixációt befolyásoló tényezőkről lehet ismereteket meríteni. Bebizonyosodott, hogy a K-fixációban többek között az agyagásvány di- vagy trioktaéderes jellegének, a 2:1 réteggkomplexum negatív töltésének és eloszlásának, a $F \rightarrow OH$ helyettesítésének, a kristályhibáknak, a rétegekzi térbe beépülő anyagoknak (pl. $Al-OH$ polimerek), az oxidációs állapotnak, a dehidrációnak, az ismétlődő száradásnak és nedvesedésnek, a mállásnak van szerepe. A K-fixáció mértékéről közölt tájékoztató adatok tág határok között mozognak, ami a meghatározási módszerekben lévő különbségek mellett arra vezethető vissza, hogy a K-fixációt, amint az a fenti felsorolásból is kitűnik, az ásvány számos sajátossága befolyásolja.

Kevésbé feltártak a talajokban az NH_4^+ -fixáció és tényezői, amelynek mechanizmusát alapvetően a káliumfixációra vezetik vissza. Az ammóniumfixáció a talajban azonban nem kevésbé fontos. A K^+ - és az NH_4^+ -ionok kölcsönösen befolyásolják egymás fixációját, mivel az előbb adott elem elfoglalja az aktív helyeket, így az utóbbi fixációja visszaszorul. E ténynek a műtrágyázásban jelentős gazdasági kihatása van. A kevésbé drága műtrágyával feltöltve az aktív helyeket lehet a drágább, később adagolt műtrágya felhasználását csökkenteni.

Lényegében az előzőekben vázolthoz hasonló lefolyású, csak jóval kevésbé részletesen vizsgált a rubídium és a cézium fixációja. Az utóbbinál — mivel radioaktív szennyező anyag — e kérdésnek lényeges környezetvédelmi vonatkozásai is vannak.

Az anion-megkötődésnél a talajok makrotápanyag-forgalmában a foszforfixációnak van lényeges szerepe. Az ásványok közül főként a vas- és alumínium-oxihidroxid és kalcium-karbonát összetételű ásványokkal, valamint az agyagásványokkal kell számolni. Kevésbé ismert, hogy számos más anion is megkötődhet a talajásványokon (pl. az arzenát, borát, molibdát, szelenát), így e kérdésnek ilyen vonatkozású tápanyagforgalmi, valamint a toxikus elemek, illetve koncentrációsintek esetében környezetvédelmi jelentősége is van.

Bár a szerves anyag megkötődése a talajásványokon és elsősorban az agyagásványokon már régóta felismert tény, konkrét adatok annak módjáról és mértékéről csak a legutóbbi időben születtek. Az ásványi—szerves komplexek a talaj kialakulását és számos lényeges tulajdonságát (pl. tápanyag-ellátottság, vízgazdálkodás, szerkezetképződés, biológiai sajátságok) befolyásolják.

1.4. ÁSVÁNYOK ÉS A KOLLOIDIKAI SAJÁTSÁGOK, VALAMINT A TALAJSZERKEZET

1.4.1. DUZZADÁS ÉS ZSUGORODÁS

A duzzadó agyagásványok vízzel vagy vízgőzzel érintkezésbe jutva a rétegek közötti térbe vizet vehetnek fel (interlamináris vagy intrakristályos duzzadás) és bázistávolságuk valamint térfogatuk is ennek megfelelően megnő (VAN OLPHEN H. 1963).

A duzzadó agyagásványok közül a montmorillonit duzzad jobban, mivel a 2:1 réteggkomplexum negatív töltésfeleslege kisebb, és főként az oktaédes rétegben történő behelyettesítések miatt ered, így távolsága a rétegek közötti tértől nagyobb és a fentiekből következően a rétegek közötti térben érvényesülő vonzóerő kisebb. A vermikulitban a 2:1 réteggkomplexum negatív töltésfeleslege a tetraédes rétegben végbemenő helyettesítésből ered,

tehát közelebb van a rétegek közötti térhez és a töltésfelesleg nagyobb, így a duzzadás ebben az ásványban kisebb (BRINDLEY G. W.—BROWN G. 1980).

A víz—szilikát rendszerben egy adott töltéssűrűség felett (160 mekv/100 g cserélőképesség) a kationok és a szilikátréteg közötti erős vonzás miatt az agyagásvány nem képes vízzel duzzadni (WHITE Z. L. cit. NEMECZ E. 1973). A csillámok töltéssűrűsége meghaladja ezt az értéket.

Interkristályos duzzadást okoz a szemcsék közé behatoló víz is. A felületen adszorbeálódó víz eltávolítja a szemcséket, ami a montmorillonitnál 100%-os térfogat-növekedést is okozhat.

Ha a szemcsék közötti távolság meghaladja a 10 Å-öt (4 vízmolekularétegnek megfelelő távolság), a duzzadást előidéző taszító erő nem a hidratációból, hanem az elektromos kettős réteg tágulásából ered (ozmotikus duzzadás) (VAN OLPHEN H. 1963), amikor is a környező oldat kiegyenlíteni igyekezve a szemcsék közötti oldat nagyobb ionkoncentrációjából eredő különbséget, a szemcsék közé hatol. Ez a folyamat is jelentős térfogat-növekedéssel jár, de mértékét gyakran korlátozzák az él-lap kapcsolódások és a gélképződés. A Na-telített montmorillonit csökkenő elektrolitkoncentrációnál először 20 Å-ra, majd 40 Å-ra, ezen túl pedig folyamatosan duzzad (illetve a duzzadás nagyságának statisztikus eloszlása átlagában folyamatos duzzadást mutat). Ezzel szemben a Ca-montmorillonitok általában nem duzzadnak 18 Å-öt meghaladó értékben, bár 3 hidrátréteget is kimutattak a Ca-montmorillonitnál ($d = 19,1$), valamint a Mg- és Ba-mal telített montmorillonitnál is. A Ca-vermikulitnál két hidrátréteg van ($d = 14,9$ Å) (SUQUET H. et al. cit. BRINDLEY G. W.—BROWN G. 1980).

A Ca-agyagoknál taktoidok alakulnak ki. A Na—Ca-agyagoknál gyakori, hogy a Ca-ionok az agyag-taktoidok lemezei között, míg a Na-ionok azok külső felületén helyezkednek el.

A K-ionnal történő telítés is korlátozza a duzzadást és Ca-agyag káliumtartalmú oldatok hatására zsugorodik, míg ugyanez Na-agyagnál nem következik be.

A duzzadás az agyagásványtól, kicserélhető kationoktól, a pórusvíz koncentrációjától való függésén túl kapcsolatban van az agyagásvány orientációjával és a cementálódással is (YONG R. N.—WARKENTIN B. P. 1975).

Az újabb adatok szerint az agyagásványoknál a duzzadási nyomást előidéző tényezők között az oszmotikus nyomást kisebb jelentőségűnek tekintik és a duzzadást elsősorban a rétegek közötti térbe beépülő víz és agyagásvány-szerkezet kölcsönhatására vezetik vissza (LOW P. F.—MARGHEIM J. F. 1979).

A különbség a víz és a montmorillonit felületének szerkezete között kis mértékű, a H-kötés közöttük annyira erős és elasztikus modulusaik olyan nagyságrendűek, hogy pszeudomorfizmus jöhet létre. Ha rétegek közötti vízfilm vékony, akkor az szerkezetileg illeszkedik a montmorillonitéhoz. Ha

a vízréteg vastagsága nő, meghatározott konfigurációt vesz fel és a montmorillonit szerkezete módosul, a felületi oxigének széthúzódnak közel hexagonális elrendeződésbe és az elemi cella b-paramétere nő. A duzzadás addig tart, amíg a b-paraméter el nem éri szélső értékét (RAVINA I.—LOW P. F. 1972).

Az Amerikai Egyesült Államok nyugati részéről származó 2000 talajminta vizsgálata alapján az agyagtartalom és a talaj tulajdonságai, így a talaj 2 mm alatti szemcsenagyságú frakciójának lineáris duzzadása között összefüggést állapítottak meg (NETTLETON W. D.—BRASHER B. R. 1983).

Azokban a talajokban, ahol szmektit az uralkodó agyagásvány:

$$LE = 0,25C + 0,60(I-4),$$

ahol csillámszerű agyagásványok az uralkodóak:

$$LE = 0,21C - 0,2(I-1),$$

ahol kaolinit az uralkodó agyagásvány:

$$LE = 0,12(C-1)$$

(LE lineáris duzzadás, C = agyagtartalom, I = az agyagásvány röntgendiffrakciós csúcsának intenzitása).

A vízzel telített agyag lassú kiszáritásánál a víztartalom-csökkenés és a térfogatváltozás összefüggését adó görbe alapján a zsugorodás két szakasza különíthető el, a normál és a maradék zsugorodás. A normál zsugorodásnál az egységnyi víztartalom-vesztéssel egységnyi térfogatcsökkenés jár. További kiszáradásnál a zsugorodási határ alatt a szemcséközi kölcsönhatások (szemcsék közötti közvetlen érintkezés vagy hidratált rétegek érintkezése szemcséközi taszítóerők) megakadályozzák a további zsugorodást és az elpárolgó víz helyét levegő foglalja el. További zsugorodás (maradék zsugorodás) a szemcseorientáció és -elrendeződés megváltozása, valamint az agyaglemezek meghajlása következtében lehetséges.

19 nagy-britanniai talaj (pelosolok, glejek, glejes öntések és öntés glejek) zsugorodása és agyagásvány-tartalma között korrelációt találtak. Az erősen zsugorodó talajok összes szintjére, a közepesen zsugorodó talajoknál a szintek közül legalább egyre jellemző a szmektit, míg a kevésbé zsugorodó talajok agyagásványai között a csillámszerű agyagásványok és a kaolinit jellemző, bár egyes szintekben a szmektit és a vermikulit is előfordult. A legjobb korrelációt a zsugorodás és kevert rétegű csillám/szmektit agyagásvány-tartalom között kapták. A zsugorodás mértéke és a kaolinit, csillámszerű agyagásvány, szepiolit és vermikulit előfordulása között kismértékű, míg a klorit és a csillám/klorit közberétegzések esetében jobb a korreláció. A talajok zsugorodása természetesen az agyagásvány fajtája mellett más tulajdonságokkal is összefügg, így korrelációt

találtak a zsugorodás és a talaj szervesszén-tartalma, adszorpciós kapacitása, agyagtartalma, folyási és plasztikus határa és sűrűsége között is (REEVE M. J.—HALL D. G. M.—BULLOCK P. 1980).

1.4.2. PEPTIZÁCIÓ ÉS KOAGULÁCIÓ

A peptizáció során a vízmolekulák először behatolnak az aggregátumba, a szemcsék felületén molekularéteget, a szemcsék között pedig hidakat alkotva. Miután elegendő víz hatol a szemcsék közé, elektromos kettős réteg alakul ki. A szemcsék közötti tasztítás és az aggregátumok dezintegrálódása nő az elektromos kettős réteg vastagságának növekedésével (YARIV S.—CROSS H. 1979).

Peptizáció többek között a szilárd fázistól (az ásványok sajátosságaitól), az adszorbeált kationoktól és a folyadékfázistól (pl. annak összetételétől, koncentrációjától) függ.

A 2:1 típusú agyagásványoknál a van der Waals-vonzóerők nagyjából hasonlóak, az elektromos kettős réteget a tasztító erőben lévő különbségek határozzák meg. A különböző felületi töltéssűrűségű agyagásványok között változnak a tasztító erők, így a nettó vonzóerő és az elektromos kettős réteg vastagsága is. A relatíve nagyobb töltéssűrűségű csillámnál, illitnél és vermikulitnál az elektromos kettős réteg lényegesen kisebb, mint a szmektitnél (GAST R. G. 1977).

Előzetesen különböző SAR-értékű és koncentrációjú elektrolittal kezelt talajoknál a diszpergálódás sora, elektrolitmentes esetre vonatkoztatva a talajban uralkodó agyagásvány mennyisége szerint a következő volt: montmorillonitos>halloysites—kaolinites>csillámszerű agyagásvány-tartalmú talaj.

Kis ESP-értékeknél az uralkodóan csillámszerű agyagásványokat tartalmazó talaj jobban diszpergálódott, mint a halloysites—kaolinites talaj (VELASCO—MOLINA H. A.—SWOBODA A. R.—GODFREY C. L. 1971).

Az adszorbeált nátriumionok hatását tekintve, talajból és palákból szeparált illitnél azt tapasztalták, hogy a diszperzió Mg—Na—illitnél 4—5 ESP, míg Ca—Na—illitnél 6—8 ESP-értéknél indult meg. A magnéziumionok jelenlétében a diszperzió fokozódott.

A kicserélhető Na-tartalmat tekintve, diszperzió már kis ESP-értékeknél (10—20%) előfordul, (10 mekv/l elektrolitkoncentráció alatt), a duzzadás 25—30 ESP-értékek felett lesz észrevehető (FELHENDLER R. et al. cit. FRENKEL H.—GOERTZEN J. O.—RHOADES J. D. 1978). A Ca-montmorillonit általában 4—9 lemezből álló taktoid. A Na-adszorpció kezdetén (20 ESP alatt) a nátriumionok a külső felületen és az éleken adszorbeálódnak, de a lemezek között megmaradnak az adszorbeált kalcium-

umionok. Az adszorbeált nátriumtartalom további növekedésével (ESP 25% felett) a nátriumionok a lemezek közé is beépülnek, duzzadást és a taktoid szerkezet felbomlását okozva. A taktoid szerkezet lebomlása 50 ESP felett teljes (SHAINBERG I.—CAISERMAN A. 1971).

Az anionoknak a diszpergálódásra gyakorolt hatását ausztráliai vörös-barnaföld 0—10 cm-éből vett mintán mutatták be (agyagásványai: kaolinit, illit és egy kevés közberétegzett ásvány). Az anionok közül leghatékonyabb a foszfát és a fulvát volt, kisebb hatása volt a citrátnek, oxalátnak, szilikátnak és tartarátnak, míg legkevésbé hatásos volt a szalicilát, katechol, aszparát, laktát és az acetát (SHANMUGANATHAN R. T.—OADES J. M. 1983).

Azt tapasztalták, hogy a mechanikai nyomás is befolyásolja azt az elektrolitkoncentrációt, amelynél a diszpergálódás végbemegy, természetesen egyéb tényezőktől is függően (mint pl. az adszorbeált Na-tartalom vagy egyéb szuszpenzió jellemzők), amint azt egy uralkodóan illit-, emellett kaolinit- és montmorillonit-, valamint goethit- és kvarctartalmú barnaföld talaj esetében kimutatták (ROWELL D. L.—PAYNE D.—AHMAD N. 1969).

Az agyagásvány kolloidok koagulációját számos tényező befolyásolja, így pl. az agyagásvány milyensége, valamint a közeg, így az elektrolit összetétele, koncentrációja, az adszorbeált kationok milyensége és mennyisége, szuszpenzió koncentráció stb. A továbbiakban ezeket az összefüggéseket csak érintőlegesen, példákat hozva tárgyaljuk.

Különböző adszorbeált Na-tartalomnál a Na/Ca-illit flokkulációs értékei (az a minimális sókoncentráció, amely 24 órán belül flokkulációt okoz) körülbelül 2,5-szer nagyobbak, mint a Na/Ca-montmorillonité:

| E_{Na} | 0,1 | 0,2 | 0,3 |
|----------------------|--------------------------------------|------|------|
| | flokulációs érték mol/m ³ | | |
| Na/Ca-montmorillonit | 4,0 | 7,0 | 8,5 |
| Na/Ca-illit | 10,0 | 18,0 | 24,0 |

Az alábbi adatsor is, bár más arányban, de az illitnél nagyobb flokkulációs értékeket ad meg (VAN OLPHEN H., EL-SWAIFY S. A., GREENE R. S. B. et al. cit. OSTER J. D.—SHAINBERG I.—WOOD J. D. 1980):

| | NaCl | | CaCl ₂ |
|-------------------|---------------------|-------------------|-------------------|
| | molc/m ³ | | + |
| Na-montmorillonit | 12—16 | Ca-montmorillonit | 0,2 |
| Na-illit | 40 | Ca-illit | 0,25 |

Az előző adatsorokból az is látszik, hogy a flokkulációs érték függ az adszorbeált kationoktól is, adott flokkulálószer esetében a flokkulációs érték az adszorbeált Na-tartalommal nő.

A 0,25%-os szoloknál a következő flokkulációs értékeket határozták meg:

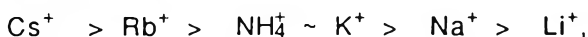
| | NaCl | CaCl ₂ | | |
|------------------------------------|---------|-------------------|--------------------------|-----|
| | | mekv/l | | |
| Na-montmorillonit | 12—16 | 2,3—3,3 | | |
| Ca-montmorillonit | 1,0—1,3 | 0,17—0,23 | | |
| E _{Na} | | 0 | 0,2 | 0,4 |
| | | | NaCl molc/m ³ | |
| 0,05—0,3%-os Ca-montmorillonitszol | 0,25 | 6 | 9 | 12 |
| 0,1—0,2%-os Ca-illitszol | 0,25 | | | 55 |

(OSTER J. D.—SHAINBERG I.—WOOD J. D. 1980).

A flokkulációs koncentráció függ a flokkuláló kation vegyértékétől; a Schulze-Hardy-féle szabály értelmében minél nagyobb a vegyérték, annál kisebb a flokkulációs koncentráció (VAN OLPHEN H. 1963):

egy vegyértékű ionoknál 25—150 mmol/l
 két vegyértékű ionoknál 0,5—2,0 "
 három vegyértékű ionoknál 0,01—0,1 "

Azonos vegyértékű kationoknál a negatív szolokra gyakorolt flokkulációs erő szerinti sorrend a következő:



anionok esetében pedig pozitív szoloknál:



1.4.3. ATTERBERG-HATÁRÉRTÉKEK

A plasztikus és folyási határértékek a legnagyobbak a szemtiteknél, közepesek az értékek az illitnél és legkisebbek a kaolinitnél (WHITE W. A. cit. BROWN K. W. 1977). Ezt a megállapítást támasztják alá a tájékoztató adatok is (10. táblázat).

Az Atterberg-határértékeket mesterséges keverékekben (agyagásvány — 16 μm-os kvarchomok) is meghatározták, amikor is a bentonit esetében jóval nagyobb értékeket kaptak, mint az illit és a kaolinit esetében. Egy adott agyagásványt tartalmazó keverékben a növekvő agyagtartalommal ezek az értékek szintén nőttek. E keverékekben a folyási határ nagysága ugyancsak nőtt a kaolinit, illit és a montmorillonit sorrendjében, valamint egy adott agyagásványnál annak növekvő mennyiségével (TRASK P. D. 1959).

Hasonlóan olyan mesterséges keverékekben is, amelyek kvarchomokból, iszappból és különböző agyagásványokból készültek, jó korrelációt találtak az agyagásvány mennyisége és a plasztikus, illetve folyási határ között. A „Surrey” finomszemcsés, Ca-mal telített montmorillonitra kapott folyási határérték agyagtartalom-görbéje nagyobb vízmennyiség volt, mint

Tájékoztató adatok az agyagásványok

A) Folyási határ, %

| Ad- szor- beált kation | Illit | | | | Szmektit | | | | | | | |
|---------------------------------|-------|----|----|----|----------------|-----|-----|-----|-----|----------|-----|-----|
| | | | | | Montmorillonit | | | | | Bentonit | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| Li | | 68 | 63 | | | | | | | 638 | 565 | 600 |
| Na | 120 | 61 | 59 | 61 | 710 | 700 | 950 | 870 | 350 | 344 | 443 | 700 |
| NH ₄ | | 82 | 60 | | | | | | | 214 | 114 | 323 |
| K | 120 | 81 | 72 | | 660 | | | | | 161 | 125 | 297 |
| Mg | 95 | 83 | 71 | | 410 | | | | | 158 | 199 | 162 |
| Ca | 100 | 90 | 69 | 90 | 510 | 177 | 360 | | 310 | 166 | 155 | 177 |
| Fe | 110 | | | | 290 | | | | | | | |
| Fe ^x | 79 | | | | 140 | | | | | | | |

| Adszorbeált kation | Kaolinit | | | | | | | | Halloysit | Attapulgit | |
|-----------------------|----------|----|----|----|----|----|----|----|-----------|------------|-----|
| | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | | 21 | 22 |
| Li | | 67 | 37 | | | | | | | | |
| Na | 53 | 52 | 29 | 52 | 36 | 34 | 40 | | | | |
| NH ₄ | | 75 | 35 | | | | | | | | |
| K | 49 | 69 | 35 | | | | | | | | |
| Mg | 54 | 60 | 39 | | | | | | | | |
| Ca | 38 | 73 | 34 | 73 | | | | | | | |
| Fe | 59 | | | | | | | | | | |
| Fe ^x | 56 | | | | | | | | | | |
| H | | | | | | | | | | | 270 |
| Ismeretlen | | | | | | | | 94 | 171 | | |

^x ötszörös nedvesítés és szárítás után

1, 5, 13, 22 — Cornell Univ. Report cit. LAMBE T. W.—WHITMAN R. V. (1969); 2 (Fithian),
— WHITE W. A. cit. GRIM R. E.—GÜWEN N. (1978); 4, 6, 16 — WHITE W. A. cit. LAMBE
(1,0 N NaCl/CaCl₂ oldatban) — WARKENTIN B. P. cit. YONG R. N.—WAR-

a St.Austell-i (Anglia) „Suprem” kaolinité. Hasonló összefüggés volt a Jamaikából, Borneóról, Kenyából, Tanganyikából és Ausztráliából származó montmorillonitos és kaolinites talajok folyási és plasztikus határértékei között is. Ugyanazt az agyagásványt tartalmazó keverékre és a talajra kapott görbékét hasonlítva össze, azok lefutása hasonló volt. A kaolinites és a montmorillonitos talaj plasztikus határértéke, valamint a többi talaj folyási határa nagyobb víztartalomnál volt, mint a keverékeké. A kaolinit esetében ezt az eltolódást egyrészt a talajban lévő vas-oxid-ásvány (hematit) és az agyagásványok kölcsönhatására, másrészt pedig a kaolinitek kristályos-

Atterberg-féle határértékeiről

B) Plasztikus határ, %

| Adszorbeált kation | Illit | | | | Szmektit | | | | | |
|--------------------|-------|----|----|----|----------------|----|-----|----------|----|----|
| | | | | | Montmorillonit | | | Bentonit | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 10 | 11 | 12 |
| Li | | 41 | 38 | | | | | 80 | 59 | 60 |
| Na | 53 | 34 | 34 | 34 | 54 | 97 | 950 | 93 | 89 | 97 |
| NH ₄ | | 42 | 37 | | | | | 75 | 75 | 60 |
| K | 60 | 43 | 40 | | 98 | | | 57 | 57 | 60 |
| Mg | 46 | 39 | 35 | | 60 | | | 59 | 51 | 53 |
| Ca | 45 | 40 | 36 | 40 | 81 | 63 | | 65 | 65 | 63 |
| Fe | 49 | | | | 75 | | | | | |
| Fe ^x | 46 | | | | 73 | | | | | |

| Adszorbeált kation | Kaolinit | | | | Halloysit | Attapulgit | |
|--------------------|----------|----|----|----|-----------|------------|-----|
| | 13 | 14 | 15 | 16 | 20 | 21 | 22 |
| Li | | 33 | 28 | | | | |
| Na | 32 | 26 | 28 | 26 | | | |
| NH ₄ | | 34 | 28 | | | | |
| K | 29 | 38 | 28 | | | | |
| Mg | 31 | 30 | 28 | | | | |
| Ca | 27 | 36 | 26 | 36 | | | |
| Fe | 37 | | | | | | |
| Fe ^x | 35 | | | | | | |
| H | | | | | | | 150 |
| Ismeretlen | | | | | 65 | 145 | |

^x ötszörös nedvesítés és szárítás után

3 (Jackson County), 10 (Pontotoc), 11 (Cheto), 12 (Wyoming), 14 (Anna), 15 (Dry Branch) T. W.—WHITMAN R. V. (1969); 7, 17 (vízben), 8, 18 (0,01 N NaCl oldatban), 9, 19 KENTIN B. P. (1975); 20, 21 — YONG R. N.—WARKENTIN B. P. (1975)

ságában lévő különbségekre vezették vissza (DUMBLETON M. J.—WEST G. 1966).

A plasztikus és folyási határértékek nemcsak az agyagásvány milyenségétől és mennyiségétől, hanem további tényezőktől, így a szemcseösszetételtől, az adszorbeált ionoktól és az elektrolittől is függenek (BROWN K. W. 1977).

Az Amerikai Egyesült Államok nyugati részéről származó, nagyjából 2000 talajminta agyagfrakciójának vizsgálata alapján összefüggést találtak az agyagásvány összetétele és egyes talajtulajdonságok, így a plasztikus

és a folyási határértékek között is. Az összefüggéseket kifejező regressziós egyenletek a következők (NETTLETON W. D.—BRASHER B. R. 1983).

Az agyagfrakcióban uralkodóan szmektitet tartalmazó talajok:

$$LL = 0,97(C+8)$$

$$PL = 1,61OC - 0,24S+28$$

Az agyagfrakcióban uralkodóan csillámszerű agyagásványokat tartalmazó talajok:

$$LL = 1,11C + 0,34I$$

$$PL = 0,16C + 2,8I - 0,30S+15.$$

Az agyagfrakcióban uralkodóan kaolinitet tartalmazó talajok:

$$LL = 78 - 3,03I - 0,94S$$

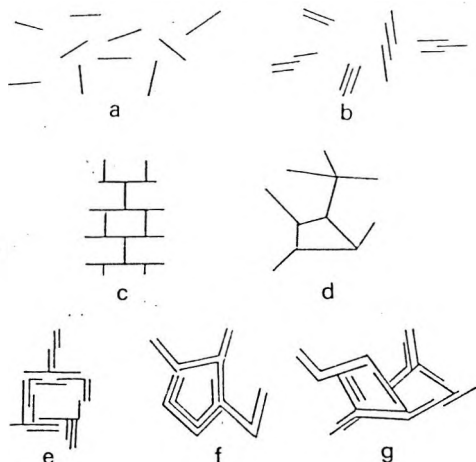
$$PL = 48 - 3,67I - 0,50S + 0,16SI$$

ahol LL = folyási határérték, PL = plasztikus határérték, C = agyagtartalom, I = az agyagfrakció röntgendiffraktogramján az agyagásványok intenzitását kifejező érték, SI = összes iszaptartalom (2—50 μm), S = összes homoktartalom (50—2000 μm), ESP = kicserélhető nátriumion százalék, OC = szervesszén-tartalom.

1.4.4. TALAJSZERKEZET

A koaguláció során az agyagásvány-lemezkék kapcsolódásának 3 alapesete van: az él-él; él-lap; lap-lap illeszkedés.

Az aggregálódást is figyelembe véve, az agyagásvány-lemezkék illeszkedésének 7 lehetséges módját különböztették meg (7. ábra).



7. ábra. Az agyagásvány-lemezkék illeszkedésének módjai (VAN OLPHEN H. 1963)

a: deflocculált, diszpergált, b: deflocculált, aggregált, c: flocculált, él-lap illeszkedés, d: flocculált él-él illeszkedés, e: flocculált, aggregált él-lap illeszkedés, f: flocculált, aggregált él-él illeszkedés, g: flocculált, aggregált, él-lap és él-él illeszkedés

A lap-lap illeszkedésű halmazok (taktoidok) és a képződési körülményeik közötti összefüggéseket is feltárták. Mg-, Ca-, Al-, Fe- és La-montmorillonit szuszpenzióhoz a Na-montmorillonit szuszpenziót keverve azt tapasztalták, hogy kis koncentrációnál a Na-montmorillonit lemezek teljesen szeparálódnak, míg a Ca-montmorillonit néhány lemezből álló taktoidokat képez (BLACKMORE A. V.—MILLAR R. D. cit. FRENKEL H.—SHAINBERG I. 1981). A taktoidok mérete az adszorpciós komplexumokat telítő kationok liotrop sora szerint nő (BANIN A.—LAHAV N. cit. FRENKEL H.—SHAINBERG I. 1981).

A Mg- és Ca-taktoidok szétesése 20—50% adszorbeált Na-ion értékeknél indult meg.

A Na-montmorillonit szuszpenziót már kis mennyiségű Al-montmorillonit, valamint a Fe- és La-montmorillonit is flokkulálja.

Kis elektrolitkoncentrációnál a Na-montmorillonit általában egy szemcséből áll, a taktoid mérete nő a kicserélhető kationok növekvő töltésével. A Ca-montmorillonit szuszpenzióban a taktoidok általában több, 3—9 lemezből állnak (YARIV S.—CROSS H. 1979).

Pasztázó elektronmikroszkóp segítségével elkülönítették a különböző ionokkal, így a nátriummal és a kalciummal telített montmorillonit morfológiájában, illeszkedésében lévő különbségeket. A Ca-montmorillonit nagy, szabálytalan aggregátumokat alkot, amelyek között aránylag nagy üregek vannak. A Na-montmorillonit ezzel szemben igen vékony lemezeket képez, amelyek kapcsolódnak egymáshoz és részben átfedik egymást. A közöttük lévő pórusok kisebbek, 5 μm alatti méretűek. E különbségeket a Na- és Ca-montmorillonit szuszpenziókban lévő különbségekre vezetik vissza. A Na-montmorillonit teljesen diszpergálódik a szuszpenzióban, a vékony lemezek erősen taszítják egymást. A Ca-montmorillonit taktoid szerkezetet alkot. A Na-montmorillonit szuszpenzióban a szemcsék közötti taszítás nagyobb mérvű, mint a Ca-montmorillonit szuszpenziójában, így az utóbbi esetben a kisebb erő nem képes orientálni a szemcséket (CHEN Y.—BANIN A.—SCHNITZER M. 1976).

Kísérletek történtek arra, hogy megfigyeljék hogyan változik a SAR értékváltozásával a talaj mikroszerkezete. A vizsgálatra kiválasztott homoktalajnál, amelynek agyagfrakciója mindössze 6%, az agyag frakciójának ásványtani összetétele a következő volt: 55—60% montmorillonit, 20—25% kaolinit, 5—10% illit és 5—10% vas-oxid és kvarc. Kis SAR-értékeknél (0 és 8) a talaj mikroszerkezetét az jellemzi, hogy a hcmok vázszemcsék és az agyagszemcsékből álló aggregátumok vagy egy halmazt alkotnak, vagy pedig a finom szemcsék a homok vázszemcsék felületére tapadnak. A szemcsék között nagy üregek vannak. Nagy SAR-értékeknél (16 és 24) a finom szemcsék nagyobb mértékben vannak diszpergálva, úgy hogy a vázszemcsék közötti üregeket kitöltik. Erős nagyításnál látszik, hogy az

agyagszemcsék egy összefüggő hálózatot alkotnak (CHEN Y.—BANIN A.—SCHNITZER M. 1976).

Az agyag mikroszerkezetét 3 szempont szerint csoportosítják (COLLINS K.—MCGOWN A. 1974):

1. Az egyes ún. elemi szemcsék elrendeződése:

Az egyes agyaglemezekből álló szerkezet a megfigyelések szerint igen ritka. A szemcsehalmazon belüli illeszkedésük sokszor nem különböztethető meg.

2. Szemcsehalmazok elrendeződése:

a) Cementáló anyagként:

Az agyaglemezek halmaza iszap- és homokszemcséket kapcsol össze. Méretük és formájuk szerint különíthetők el. A hosszúságuk és a szélességük alapján a következő típusokat különítik el: híd, köteg, lánc.

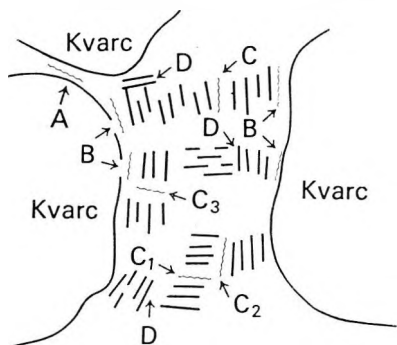
b) Aggregátumokként:

Az agyaglemezek halmaza különálló egységként jelentkezik. Méretük, alakjuk és szerkezetük alapján különböztethetők meg.

3. Pórusok leírása:

A pórusok között elhelyezkedésük szerint elemi szemcsék közötti, szemcsehalmazon belüli, vagy halmazok közötti és halmazokat átszelő pórusokat különítenek el.

A talajmorzsa szerkezetének vázlatát a 8. ábra adja. Eszerint a vázszemcsék vagy közvetlenül, vagy két, vagy több agyag domenen keresztül kapcsolódnak a szerves anyaghoz. Az agyag domének egymással is összekapcsolódhatnak (EMERSON W. W. 1959).



8. ábra. A talajmorzsa szerkezeti modellje (EMERSON W. W. 1959)

Kötéstípusok: A: kvarc—szerves anyag—kvarc; B: kvarc—szerves anyag—agyagásvány domén; C: agyagásvány domén—szerves anyag—agyagásvány domén (C₁: lap-lap, C₂: él-lap, C₃: él-él illeszkedés); D: agyagásvány domén—agyagásvány domén (él-lap illeszkedés)

Az alább ismertetett példában az aggregátumok ásványtani összetétele, tulajdonságai és vízállósága között is nyilvánvalóan van összefüggés. A jelentős szabad vas-oxidot tartalmazó talajokban a vízálló aggregátumok mennyisége elsősorban a vas-oxid-, másodsorban az agyag- és ezen belül a kaolinittartalommal mutatott korrelációt. A fekete agyagtala-

jokban a vízálló (250 μm feletti méretű) aggregátumok mennyisége elsősorban a szmektit- és emellett a vas-oxid-tartalommal volt összefüggésben. Az alluviális talajokban a vízálló aggregátumok (2–50 μm) mennyisége ugyancsak a szmektit-, és ezen kívül kisebb mértékben a vas-oxid- és a kaolinit-tartalommal mutatott korrelációt (KRISHNA MURTI G. S. R.—SINGH G.—RENGASAMY P. 1977).

A morfológiai szerkezeti elemek keletkezése és ásványtani összetétele közötti összefüggésre az alábbi példa adható:

Ausztráliai szologyosodott szolonyec talaj B-szintjéből vett oszlopokban a duzzadó és a víztartó képesség, az agyagásvány fajtája és mennyisége, valamint a káliumtartalom változott szisztematikusan. A jellegzetes szerkezet képződését a fellépő duzzadási feszültséggel magyarázták, amit egyrészt a függőleges repedésekbe hullott homokszemcsék ilyen irányú duzzadást gátló hatása, másrészt pedig az okozott, hogy az oszlopok tengelye mentén nagyobb a duzzadás, mivel nagyobb az agyagásványokban a közberétegződés mértéke is.

Az oszlopok tengelye menti és a mélységgel növekvő mérvű közberétegzést a szerzők szerint nehéz magyarázni és értelmezésére két lehetőség van:

1. Az illit degradációja. Mértéke az oszlop belseje felé és a mélységgel nő.

2. Az illit regenerációja. Ezt tartják valószínűbb oknak, mivel rendelkezésre állnak a K-forrásul szolgáló ásványok, és a homokkal kitöltött repedésekben a vízvezető képesség jobb, ami egyben biztosítja a megfelelő kálium-utánpótlást is.

Az oszlopok belseje felé az illitnek a kaolinithez viszonyított mennyisége csökkent. Az oszlop belseje felé és a mélységgel nőtt az agyagtartalom és a kation-kicserélhető kapacitás, valamint a telítettség és az adszorbeált nátriumtartalom is. Ezek a tények arra utalnak, hogy a kilúgozás az oszlop felületén és felső részén nagyobb mérvű, és ott számolni lehet a sók és a kolloidszemcsék kimosásával.

A szerzők az oszlopok kialakulását tehát úgy képzelték el, hogy a száraz időszakban keletkezett repedésekbe homok iszapoldódik be, a nedvesedés során pedig a duzzadás vízszintes irányban nem mehet végbe és ezért a talaj anyaga a plasztikus deformáció során függőlegesen felboltozódik. Így feloldódik a vízszintes irányú feszültség, és stabilizálódik a jellegzetes oszlopos szerkezet (HOLMES I. W.—STACE H. C. 1968).

1.4.5. ÖSSZEFOGLALÁS

Az összefüggések a talajásványok és a duzzadás, a zsugorodás, a peptizáció, a koaguláció folyamatai, valamint a plasztikus tulajdonságok között egyben betekintést adnak a talajszerkezettel való kapcsolatba is.

Az interlamináris duzzadás folyamata és az azt befolyásoló tényezők (pl. az agyagásvány fajtája és egyes tulajdonságai, így a 2:1 réteggomplexum negatív töltésfeleslege, az adszorbeált kationok milyensége és mennyisége, az oldat összetétele és koncentrációja, a relatív páratartalom) az ásványtani, agyagásványtani és kolloidikai munkákból közismertek.

Az interkristályos duzzadás lefolyásáról és meghatározó tényezőiről kialakult képet a kémiai, talajkémiai és kolloidikai szakirodalom tovább pontosítja (lásd hidratáció és elektromos kettősréteg elmélet). E duzzadást is befolyásolja természetesen a szilárd fázis, az adszorbeált kationok milyensége és mennyisége, a környező elektrolit összetétele és koncentrációja stb.

Az agyagásványok duzzadását visszavezetik a víz- és agyagásvány-szerkezet kölcsönhatására. Ez az elmélet az elmúlt két évtizedben vált ismertté.

Az agyagásványok és a talajok duzzadóképessége közötti összefüggés tehát kézenfekvő, azonban erre konkrét, statisztikailag is megalapozott adat kevés van. Ezért kiemelést érdemelt az Amerikai Egyesült Államok nyugati részéről származó talajminták vizsgálatából megállapított összefüggések ismertetése és ez indokolta a — bár jóval kisebb mintaszámon alapuló — nagy-britanniai adatok bemutatását is.

A peptizáció a talajokban is több tényező által meghatározott folyamat, amit befolyásol a szilárd fázis milyensége (agyagásvány-fajtája), az adszorbeált ionok milyensége és mennyisége, az elektrolit összetétele és koncentrációja. Hasonló tényezőktől függ a koaguláció is, de ellenkező előjellel, amit bizonyítanak a bemutatott példák, amelyek szerint ez a jelenség függ az agyagásvány fajtájától (pl. a szmektit kisebb sókoncentrációnál koagulál mint az illit), az adszorbeált kationoktól (az adszorbeált nátriumtartalom növekedése hátráltatja a koagulációt, nagyobb sókoncentráció szükséges hozzá), az elektrolit összetételétől és koncentrációjától (nagyobb vegyértékű ionoknál a flokkulációhoz kisebb koncentráció kell, azonos vegyértékű kationok között az ionok flokkulációs erő sorrendje szerint meg végbe stb.). A felhozott példák azért is tarthatnak igényt az érdeklődésre, mivel a jelenség összetettségét, több tényező együttes hatását mutatják be.

Az ásványi összetétel és különösen az agyagásvány-tartalom nagyban befolyásolja a plasztikus és a folyási határértéket. A bemutatott adatok kézenfekvően bizonyítják, hogy ezeket az értékeket meghatározza a szilárd fázis (a folyási és plasztikus határ a kaolinitnél a legkisebb, az illitnél nagyobb és legnagyobb a szmektitnél), annak mennyisége (a koncentrációval a határérték is nő) és az adszorbeált kationok, valamint az elektrolit is.

A duzzadás, a zsugorodás, a peptizáció, a koaguláció, a képlékenység lényeges szerepet játszanak a talajszerkezet kialakításában, így az ásványi összetétel és a talajszerkezet közötti kapcsolat már ebből is nyilvánvaló.

Ez az összefüggés a talajszerkezet különböző szintjeit tekintve további megerősítést nyer. A koagulumok szerkezetében nyilvánvaló az agyagásvány-lemezek kapcsolódásának szerepe (amit a kolloidika tárgyal részletesen). A talajszerkezet alkotóelemeinek (koagulumok, vázszemcsék, cementáló anyagok, pórusok) a viszonyát jól szemlélteti Emerson modellje a talajmorzsák szerkezetéről. A vázszemcsék alatt adott mérethatár feletti szerves anyag vagy ásványi szemcsék értendők. Az alkotó elemek cementáló kötőanyaga, a szerves anyag mellett főleg limonit és kalcit, ritkábban egyéb ásványok is lehetnek.

Az ásványi összetétel nyilvánvalóan hatással van az aggregátumok tulajdonságaira is (pl. az említett példában a kaolinit és vas-oxid-tartalom kedvezően befolyásolja az aggregátum vízállóságát).

Az ásványi összetételnek természetesen jelentősége van a talaj szerkezeti elemeinek kialakulásánál is, amit a szologyos szolonyec talaj oszlopos szerkezeti elemeinél hozott példa szemléltet, ahol is a B-szintben oszlopok tengelye felé nőtt az illit/szmektit közberétegzett ásványtartalom és így a duzzadás is. Mivel a repedésekbe behulló homokszemcsék a vízszintes kiterjedést gátolták, a duzzadás során a talaj oszlopszerűen felboltozódott.

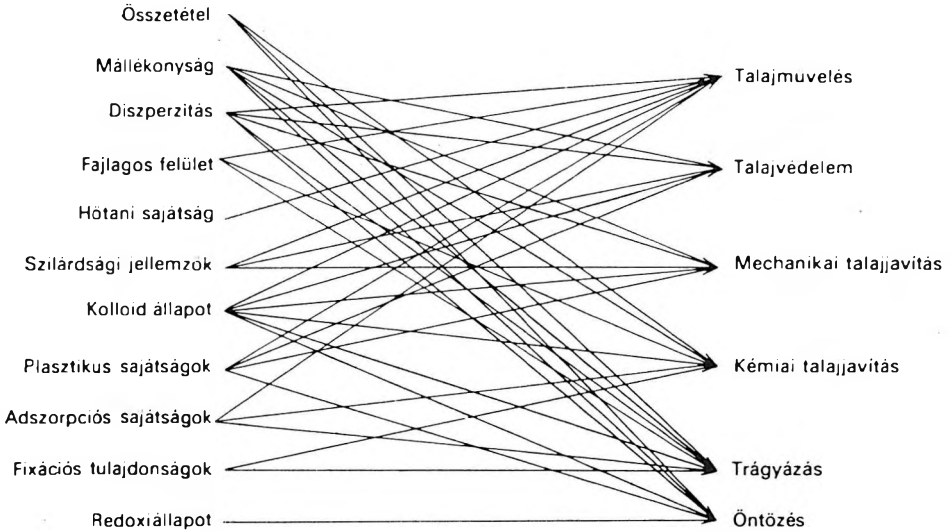
1.5. ÁSVÁNYI ÖSSZETÉTEL ÉS AZ ALKALMAZOTT TALAJTAN EGYES VONATKOZÁSAI

Olyan lényeges tevékenységeknél is figyelemmel kell lenni a talajok ásványi összetételére, mint a talajvédelem, talajművelés, talajjavítás, trágyázás és öntözés. Az ásványi összetétel befolyásolja a felsoroltak megtervezésénél és kivitelezésénél számításba veendő talajtulajdonságokat, illetve megfordítva, azok hatással vannak a talaj ásványi összetételére. Ennek bemutatására szolgál az alábbi néhány kiragadott példa (9. ábra).

1.5.1. TALAJVÉDELEM ÉS TALAJMŰVELÉS

A talajpusztulás folyamata nagyban függ a talaj szilárdsági jellemzőitől, így például a szmektites talajok erodálhatósága fordítottan arányos a húzószilárdsággal (BORCHARDT G. A. 1977).

A talajok erodálhatóságára következtetni lehet a lejtőállékonysági vizsgálatok során tett megállapításokból is. Általában az agyagtartalom növekedésével és a homoktartalom csökkenésével a stabilitás nő, de a repedezettség és a csúszási felületek a duzzadó agyagásványt tartalmazó talajokban ezt nagyban csökkentik (BROWN K. W. 1977). Emellett a lejtő-



9. ábra. Az ásványi sajátságok szerepe az alkalmazott talajban egyes területein

stabilitás függ az ásványi összetételtől, így az agyagásványok fajtájától és az adszorpciós komplexumokat telítő kationoktól is. A lejtőállékonyosság szempontjából a montmorillonitos agyagok a legproblematisabbak. 10%-os víztartalomnál a Ca-mal telített agyagok szilárdsága néhányszorosa a Na-agyagokénak. A káliumos telítés növeli az illites agyag szilárdságát (ZARUBA Q.—MENCL V. 1969).

Oregoni (Amerikai Egyesült Államok) talajok vizsgálata szerint kemény ágyazati kőzeten, jó drénviszonyok esetén, meredek lejtőn fekvő, kohézió nélküli talajoknál törmelékklavinák jönnek létre. Ásványi összetételük függ a talajképző kőzettől, de általános jellemzőjük, hogy kis fajlagos felületű, aránylag nagy szemcseméretű, kis víztartó képességű ásványok alkotják. Az amorf anyag jelenléte csökkenti a nyírószilárdságot és növeli a mozgó anyag fluiditását. Az elmozdulás síkjában megfigyelhető vékony szmektitrétegnek lubrikáló szerepe van.

A csúszások és suvadások a lágy, nehéz mechanikai összetételű üledékes kőzetek rossz drénviszonyokkal rendelkező részein gyakoriak, ahol a képződő talaj mély szelvényű és homogén agyagfrakciójú, amelyet legálább részben szmektit alkot.

Talajfolyásokat a vizsgált területen tufás üledékes kőzeten és puha piroklasztikumokon figyeltek meg. Ezek a kőzetek könnyen mállanak és az enyhe lejtőkön mély szelvényű talajok képződnek. E talajok ásványtani összetételére a hidratált halloysit és az amorf gélek jellemzők (ISTOK J. D.—HARWARD M. E. 1982).

A talajművelés lehetőségeit és módját, mélységét, időpontját, valamint eszközeit számos talajtulajdonság, így a talaj nedvességállapota, konzisztenciahatárai, szemcseösszetétele, szerkezete stb. befolyásolja. Mint azt az előző fejezetben felhozott példák is mutatják, ezek a tulajdonságok szoros kapcsolatban vannak a talaj ásványi összetételével, különösen az agyagtartalommal és az agyagfrakció összetételével.

A talajművelésnél meghatározó a talajművelő eszközökkel szembeni talajellenállás. E szempontból legfontosabb mechanikai tulajdonságok a súrlódási tényező, a talaj függőleges deformációja, a nyírófeszültség és a talaj vágási ellenállása.

A talajszilárdsági tulajdonságok, amint azt az alábbiak bizonyítják, összefüggésben vannak a talaj ásványi összetételével is.

Néhány ásvány súrlódási együtthatóját a 11. táblázat tartalmazza. A felület nedvesedése is befolyásolja a súrlódás nagyságát, a térhálós szilikátok és a kalcit esetében a víz növeli a súrlódást, míg a rétegszilikátnál csökkenti azt. A fenti vizsgálatokat polírozott ásványfelületeken végezték. Hogy képet kapjanak a természetes állapotú felületekről is, csiszolóporral érdesítették a kvarc felületét, amikor is a súrlódás nőtt (HORN H. M.—DEERE D. U. 1962).

A talaj nyírószilárdsága számos tényezővel van kapcsolatban, így a szemcsék alakjával, méretével, felületi töltéssűrűségével stb., nagyban függ tehát a talajban lévő agyagásvány fajtájától és mennyiségétől (BROWN K. W. 1977). Bármely telítettség alatti víztartalomnál a nyírási feszültség az agyagásványok között a montmorillonitnál a legnagyobb, az illitnél közepes és a kaolinitnél a legkisebb (TRASK P. D.—CLOSE J. E. H., valamint LANGSTON R. B.—TRASK P. D.—PASK J. A. cit. BROWN K. W. 1977), amely különbségeket mesterséges keverékek (agyagásvány — 16 μ m-es kvarchomok) vizsgálatával is kimutatták (TRASK P. D. 1959).

Befolyásolja a nyírószilárdságot az agyagásványok állapota, pl. víztartalma, az adszorbeált kationok milyensége. Mesterséges keverékekkel (agyagásvány — 16 μ m-es kvarchomok) végzett vizsgálatokkal is bizonyították, hogy e szilárdság a víztartalom növekedésével csökken (TRASK P. D. 1959). Az adszorbeált kationokat tekintve, a Ca-montmorillonit nyírószilárdsága kisebb, mint a Na-mal telítetté (YONG R. N.—WARKENTIN B. P. 1975).

A különböző agyagásványok nyírófeszültségét összehasonlítva, azt tetelezik fel, hogy a kaolinit belső súrlódási szöge (Φ_R) nagyobb, mint az illité, ez utóbbié pedig a montmorilloniténél nagyobb. Az egyes agyagásványokat tekintve, a kaolinit esetében a belső súrlódási szög relatíve nagy, és a nyírófeszültséget elsősorban fizikai tényezők szabják meg, a diffúz kettős réteg hatása kicsi, amit egyrészt a kismértékű izomorf helyettesítéssel, másrészt a szemcsék relatíve nagy méretével magyaráznak, valamint a feltételezett él-lap és él-él szemcseilleszkedéseknek tulajdonítanak.

Tájékoztató adatok az ásványok sűrűdési együtthatójáról különböző nedvességtartalomnál
(HORN H. M.—DEERE D. U. 1962)

| Ásvány | Lelőhelye | A | | B | | C | |
|------------|--------------------|------|------|------|------|------|------|
| | | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 |
| Kvarc | É-Carolina (USA) | 0,11 | 0,10 | 0,11 | 0,10 | 0,42 | 0,23 |
| Tej kvarc | Wisconsin (USA) | 0,14 | 0,14 | 0,16 | 0,16 | 0,51 | 0,27 |
| Rózsakvarc | Ismeretlen | 0,13 | 0,11 | 0,13 | 0,11 | 0,45 | 0,26 |
| Muszkovit | Pennsylvania (USA) | 0,43 | 0,43 | 0,30 | 0,30 | 0,23 | 0,23 |
| Muszkovit | Brazília | 0,41 | 0,41 | 0,32 | 0,32 | 0,22 | 0,22 |
| Muszkovit | Ismeretlen | 0,45 | 0,45 | 0,36 | 0,36 | 0,26 | 0,26 |
| Flogopit | Madagaszkár | 0,31 | 0,31 | 0,25 | 0,25 | 0,15 | 0,15 |
| Flogopit | Kanada | 0,29 | 0,30 | 0,22 | 0,22 | 0,16 | 0,16 |
| Biotit | Kanada | 0,31 | 0,31 | 0,26 | 0,26 | 0,13 | 0,13 |
| Klorit | Vermont (USA) | 0,53 | 0,53 | 0,35 | 0,35 | 0,22 | 0,22 |
| Szerpentin | Vermont (USA) | 0,62 | 0,62 | 0,50 | 0,47 | 0,29 | 0,26 |
| Szerpentin | Ismeretlen | 0,76 | 0,76 | 0,65 | 0,65 | 0,48 | 0,48 |
| Szteatit | É-Carolina (USA) | 0,38 | 0,38 | 0,26 | 0,26 | 0,23 | 0,19 |
| Talk | Vermont (USA) | 0,36 | 0,36 | 0,24 | 0,24 | 0,16 | 0,16 |
| Mikroklin | Ismeretlen | 0,11 | 0,11 | 0,13 | 0,11 | 0,76 | 0,76 |
| Mikroklin | Ismeretlen | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,77 | 0,77 |
| Kalcit | New-Jersey (USA) | - | - | 0,21 | 0,21 | 0,60 | 0,60 |
| Kalcit | New-Jersey (USA) | - | - | 0,12 | 0,12 | - | - |
| Kalcit | Kansas (USA) | 0,14 | 0,14 | 0,14 | 0,14 | 0,68 | 0,68 |

A: A minta néhány óráig 105°C-on szárítva, majd 7% relatív nedvességtartalmat meg nem haladó levegővel egyensúlyba hozva.

B: A minta néhány óráig 105°C-on szárítva, majd normál nedvességtartalmú levegővel egyensúlyba hozva. (Relatív nedvességtartalom 17 és 97% között változott.)

C: A mintát először vízzel telítették, majd szobahőmérsékleten hagyták állni. (Relatív nedvességtartalom 30—40%.)

1 - statikus, 2 - kinetikus sűrűdési együttható mérés

A Ca-illitnél is a fizikai tényezők az uralkodók, a diffúz kettős rétegnek nincs jelentős hatása, a Φ_R érték 23—26° között van. A Na-illit szilárdsága kisebb és a pórusvíz elektrolitkoncentrációjától és a szemcseilleszkedéstől függ. A legnagyobb érték 0,1 N pórusvíz-koncentrációnál van: 21°, a legkisebb 0,007 N-nél: 16°, a szilárdság tehát csökkent. A Ca-montmorillonit mintánál 0,1—0,001 N pórusvíz-elektrolitkoncentráció tartományban nem tapasztaltak változást, így feltételezték, hogy a diffúz kettős rétegnek itt sincs lényeges hatása a nyírószilárdságra. E hatást Na-montmorillonitnál

sem tudták kimutatni, mivel ennek szilárdsága igen kicsi volt. A kalciummal telített montmorillonit nagyobb szilárdságát a nátriummal telítettel szemben annak tulajdonítják, hogy ez utóbbi lemezekre válik szét, míg az előzőnél a lemezek aggregálódtak (OLSON R. E.—ASCE F. 1974).

A kvarchomok-csillám keverékeket vizsgálva, megállapították, hogy az összenyomás utáni sűrűség maximális értéke a csillámtartalom növekedésével lineárisan (mivel a lemezes szemcsék akadályozták a szferoidális szemcsék szorosabb illeszkedését), az összenyomhatóság kezdeti tangense, az összenyomhatóság reciprokl indexe, a nyírófeszültség, a terhelési kapacitás, a „kaliforniai” terhelési arány pedig logaritmikusan csökkent (HARRIS W. G.—PARKER J. C.—ZELAZNY L. W. 1984).

Az orientált agyagfilmekben végzett mérések szerint a húzószilárdság a montmorillonitnál az adszorpciós komplexumot telítő kationok következő sorrendjében csökkent: $Fe > K > Na > Al > Ca$. A víztartalom hatására a Na-montmorillonitok húzószilárdsága a következőképpen változott: 0,02—0,32 relatív vízgőznyomásnál (P/P_0) az interlamináris duzzadás tartományában a bázistávolság 9,8-ról 12,3 Å-ra nőtt és a húzószilárdság gyorsan csökkent, míg 0,32—0,53 P/P_0 között nem változott lényegesen. Nagyobb víztartalomnál a húzószilárdság csökkent (DOWDY R. H. 1975; DOWDY R. H.—LARSON W. E. 1971).

Általánosan elfogadott elképzelés, hogy a vas-oxidhidroxid és a -hidroxid növeli a talaj szilárdságát, amit az a kísérlet is tanúsított, amikor montmorillonit szuszpenzióhoz $FeCl_3$ -oldatot adva, nátrium-hidroxiddal vas-oxidhidroxidos agyagásványokat állítottak elő. A Fe-montmorillonit húzószilárdsága 2% vastartalomig nőtt — több mint kétszeresére —, ezután 20% Fe-koncentrációig tovább lényegesen nem változott. A víztartalom növekedése (0,54-ről 0,90 P/P_0 -ra) itt is lényegesen csökkentette a húzószilárdságot. A fenti adatokból azt a következtetést vonták le, hogy 2% Fe-t vas-oxidhidroxid formában tartalmazó talajoknál a legnagyobb a megműveléshez szükséges energia (DOWDY R. H. 1975).

Az egyes agyagásványok összenyomhatóságáról tájékoztató adatok a 12. táblázatban található, amely szerint a montmorillonit összenyomhatósága a legnagyobb, az illit közepes, míg a legkisebb a kaolinité, illetve ez az agyagásványok fajtáján kívül egyéb tényezőktől is függ, így az agyag „előélete” és a víztartalom mellett az adszorbeált kationok minőségétől is. A táblázatban megadott összenyomhatósági és tágulási index az összenyomáskor, majd annak megszűnte után kitáguláskor az egységnyi vertikális normál feszültségváltozásra jutó hézagtéynyező-változás (LAMBE T. W.—WHITMAN R. V. 1969).

Az agyagásványok nyomószilárdsága a telítő kationok következő sorrendjében csökkent: $Na > Ca > Al$ (MATHERS A. C. et al. cit. DOWDY R. H.—LARSON W. E. 1971).

Tájékoztató adatok az agyagásványok összenyomási és tágulási indexéről

(Cornell Univ. Report cit. LAMBE T. W.—WHITMAN R. V. 1969)

| Kicsérélhető kation | Agyagásvány | Összenyomási index | Tágulási |
|---------------------|----------------|--------------------|----------|
| | Montmorillonit | | |
| Na ⁺ | | 2,6 | |
| K ⁺ | | 1,0 | |
| Ca ²⁺ | | 2,2 | 0,51 |
| H ⁺ | | 1,9 | 0,34 |
| Mg ²⁺ | | 1,9 | 0,44 |
| Fe ³⁺ | | 1,6 | 0,03 |
| *Fe ³⁺ | | 1,7 | 0,006 |
| | Illit | | |
| Na ⁺ | | 1,10 | 0,15 |
| K ⁺ | | 0,62 | 0,27 |
| Ca ²⁺ | | 0,86 | 0,21 |
| H ⁺ | | 0,61 | 0,10 |
| Mg ²⁺ | | 0,56 | 0,18 |
| Fe ³⁺ | | - | 0,15 |
| *Fe ³⁺ | | 0,50 | 0,22 |
| | Kaolinit | | |
| Na ⁺ | | 0,26 | - |
| K ⁺ | | - | 0,06 |
| Ca ²⁺ | | 0,21 | 0,06 |
| H ⁺ | | 0,23 | 0,05 |
| Mg ²⁺ | | 0,24 | 0,08 |
| Fe ³⁺ | | 0,24 | 0,06 |
| *Fe ³⁺ | | 0,19 | 0,15 |
| Mg ²⁺ | Attapulgit | 0,77 | 0,24 |

$$\text{Összenyomási index: } -\frac{\Delta e}{\log \sigma_v}$$

$$\text{Tágulási index: } -\frac{\Delta e}{\log \sigma_v}$$

e = pórus arány

 σ_v = függőleges normál feszültség

* szárított és ismét nedvesített minta

A talajművelést tekintve, a bangalorei (India) vörösbarna laterites talajjal és ragi (jávai élesztő) jelzőnövényvel végzett tenyészedény-kísérletek szerint a kikelő növényállomány sűrűsége is függ a talaj agyagtartalmától. Összefüggést találtak a növényállomány sűrűsége és az agyagtartalom, illetve a talajfelszínen képződő kéreg szilárdsága között, amely szerint az állománysűrűség 10%-os agyagtartalomnál volt a legnagyobb (ekkor nem képződött kéreg), míg a legritkább 25% agyagmennyiségnél volt, mivel a kéreg szilárdsága az agyagtartalommal nő. Bár erre e vizsgálatok nem tértek ki, de nyilvánvaló, hogy a kéreg szilárdságára az agyag mennyisége mellett az agyagásvány milyensége is hatást gyakorol. A szeszkvioxid-tartalomnak a fenti kísérletekben nem volt lényeges befolyása (RANGANATHA B. R.—SATYANARAYANA T. 1979).

Az összefüggést a másik irányból közelítve, a különböző talajművelési módok hatással vannak a talajok agyagfrakciójára. Ennek a hosszú távú hatását vizsgálták a Szovjetunió területén három podzolos szology talajon, amelyek közül az egyik 100 éves lucfenyő erdő volt, a másik kettőn pedig 300 évet meghaladó vetésforgós növénytermesztés folyt, ahol a különbség a két szelvény területe között a művelés szintjében, intenzitásban jelentkezett. E talajok agyagfrakciójának összetétele hasonló volt: közberétegzett klorit/vermikulit és csillám/vermikulit, hidrocillám, klorit és kvarc. A talajművelés hatására nőtt a szmektit- és a hidrocillámtartalom (amelybe vas és magnézium épül be). Az intenzív művelésnél a szmektit egyenletesen oszlott el a szántott rétegben és a szerves anyagot stabilizáló agyag-humusz komplexek képződtek (GRADUSOV B. P.—KONCHIN A. E.—CHIZHIKOVA N. P. 1986).

1.5.2. TALAJJAVÍTÁS

Felismerték azt, hogy a mechanikai talajjavításnál is figyelembe kell venni a talajok ásványi összetételét.

A vakondrénezésnél a talajnak erre a javítási módra való alkalmasságát és a talajcsövek időállóságát főként a talaj nyírószilárdsága, zsugorodó és duzzadó képessége és viszkozitási tulajdonságai befolyásolják, amelyek szoros összefüggésben vannak a talaj ásványi összetételével az alábbiak szerint.

Nagy nyírófeszültségnél az agyagásvány összetételében lévő különbségek kisebb változásokat okoznak, mint kis feszültségértékeknél. Ugyanazon terhelés mellett, hasonló sűrűségnél a szmektites agyagok jobban deformálódnak (nagyobb az összenyomhatósági és tágulási indexük), mint a csillámszerű agyagásványoknál (12. táblázat). A duzzadás-zsugorodás utáni repedések szélességétől függ a talajcső beiszapolódásának mértéke

és a csőboltozat beomlásának veszélye is. A duzzadás okozta sűrűség-csökkenés nagyobb a szmektit-, mint a csillámszerű agyagásványoknál (SPOOR G.—LEEDS-HARRISON P. B.—GODWIN R. J. 1982a).

A potenciális lineáris duzzadás értéke a szmektites agyagnál nagyobb, mint a csillámszerű agyagásványoknál (REEVE M. J.—HALL D. G.—BULLOCK P. 1980).

Az egyes agyagásványok között jelentős különbség van az Atterberg-határértékekben (10. táblázat). A montmorillonit plaszticitása jóval nagyobb, mint a többi agyagásványé, de a nagyobb különbség a folyási határértékében van. Ez a tendencia a talajoknál is látszik, ahol a plasztikus határ értékeiben nincs nagy különbség, de a szmektitet és közberétegzett agyagásványokat tartalmazó talajok folyási határa kb. 40%-kal nagyobb, mint a csillámszerű agyagásványokat tartalmazóké.

A vakondréncső degradálódási mechanizmusa kis sűrűségű szmektites talajnál várhatóan duzzadás, beiszapolódás, konszolidálódás és az elasztikus regenerálódás, míg kis aggregátum stabilitásnál korlátlan a keresztmetszet „gyűrűje” mentén végbemenő duzzadás. Csillámszerű agyagásvány-tartalomnál kis sűrűségű talajban, kis nyomás hatására folyás — kis aggregátum stabilitásnál pedig csúszás jön létre (SPOOR G.—LEEDS-HARRISON P. B.—GODWIN R. J. 1982b).

A talajok ásványi összetétele számos olyan talajtulajdonságot befolyásol jelentősen (mint pl. savasság, szikesség, kötöttség, vízgazdálkodási tulajdonságok), amelyek lényeges, esetenként döntő módon gátolják a talajok termékenységét s amelyek megszabják a talajjavítás módjait és lehetőségeit. E kérdés másik oldala az, hogy talajjavító anyagként számos ásványi anyag kerül a talajba (pl. kalcit, dolomit, gipsz, bentonit, zeolit), így elvben az elsődleges, a talajképző kőzetből származó és a másodlagos, a talajban képződött ásványok mellett lehet beszélni antropogén hatásra, a talajjavítás során a talajba kerülő, „harmadlagos” ásványokról is.

1.5.3. TRÁGYÁZÁS

A talajásványok és a műtrágyázás kölcsönhatásának egyik oldala az, hogy az ásványi összetétel hogyan befolyásolja a tápanyag-gazdálkodást és ezen keresztül a szükséges műtrágyák mennyiségét. Egyrészt az ásványokból felszabaduló kémiai elemek hozzájárulnak a talaj tápanyagtőkéjéhez. Ennek nagyságát rendszerint nem vizsgálják külön, hanem azt a talaj tápanyag-szolgáltató képességéről meghatározott értékek foglalják magukban. Ezek a kémiai elemkészletek a felvehetőségük szerint különbözőek, amire a közvetlen, közvetett és potenciális tartalékok megkülönböztetésével az 1.3.2. fejezetben utalás is volt. A makrotápanyagok közül

az ásványokból a mállás során elsősorban a K és P felszabadulásával kell számolni. A néhány ásványból kioldható és felvehető mennyiségről a 13. táblázatban található tájékoztató adatok.

Az ásványokból felvehető tápanyagok közvetlen meghatározására tenyészedény-kísérleteket is végeztek, így *Aspergillus niger*-módszerrel is bizonyították, hogy őrölt és homok, iszap, és agyag szemcsefrakciókra szeparált biotitból, muszkovitból, mikroklinből és zöldhomokból is történt K-felvétel, mégpedig a biotit és muszkovit e szempontból jóval kedvezőbb volt, mint a mikroklin és a zöldhomok (ENO C. F.—REUZER H. W. 1955). Zab jelzőnövénnyel végzett tenyészedény-kísérletek azt mutatták, hogy a frissen őrölt K-szilikátásványokból is képes a növény a káliumot felvenni a következő csökkenő mértéket jelző sorrendben: biotit > muszkovit > ortoklász > mikroklin (PLUMMER J. K. cit. VAN DIEST A. 1980).

Az őrölt biotit és kvarchomok keverékkel töltött tenyészedényekben négyszer egymásutáni búzavetés után azt tapasztalták, hogy a biotit káliumtartalma csökkent és az adszorpciós kapacitás nőtt. A röntgendiffrakciós vizsgálatok szerint a biotit vermikulittá alakult (MORTLAND M. M.—LAWTON K.—UEHARA G. cit. VAN DIEST A. 1980).

A tápanyag-gazdálkodást az ásványok másrészt úgy befolyásolják, hogy megköthetik a trágyák hatóanyagának egy részét, amint azt az 1.3.3.3. és az 1.3.3.4. fejezetekben részletesen kifejtettük. Az ásványi összetétel a műtrágyázást természetesen közvetve még számos tényezők keresztül befolyásolja (pl. kémhatás, szemcseösszetétel, mésztartalom stb.), amint arról az előző fejezetekben szó volt.

A kölcsönhatás másik oldala az, hogy hogyan hatnak a műtrágyák az ásványi összetételre. Nyilvánvalóan a műtrágyák a kémhatás, a talajoldatban a saját- és idegenion-koncentráció stb. befolyásolásán keresztül hatnak az egyes ásványok oldódására, mállására.

Vizsgálták a szerves trágyák hatását az agyagásványokra, konkrétan az illitre. Eszerint röntgendiffrakcióval nem találtak különbségeket a kezelt és kezeletlen minták között, de differenciáltermikus vizsgálatokkal bizonyos mértékű változásokat igen, amelyek főként a közberétegződő víztartalom növekedéséből erednek (ADHIKARI M.—BANDHOPADHYAY A. K.—MAJUMDAR M. K. 1978).

A trágyák esetenként nemcsak az ásványok fokozott bomlásához vezethetnek, hanem új ásványi fázisok képződéséhez is. Közismert példa, amint arra a 2.4.5. fejezetben számos utalás található, hogy a K-műtrágyázás hatására a szemektites agyagtartalmú talajokban „illitesedés” megy végbe. A foszfor műtrágyázás hatására is számos új foszforvegyületet, ezen belül ásványt is kimutattak a talajban, így pl. a magnézium-foszfátok a műtrágyázott talajokban képződő reakciótermékként fordulnak elő, később elbomlanak és helyettük stabilabb foszfátvegyületek és ásványok képződnek.

13a. táblázat

Tájékoztató adatok néhány, a talajban előforduló foszfátásvány oldhatóságáról

| Ásvány | Oldhatósági szorzat | Hivatkozás | Dithi- | NaOH- ban oldható | HCl- ben old- ható | Mara- dék |
|---|--|---|--|-------------------------|-----------------------------|--------------|
| | | | onit- citrát puf- fer- ben old- ható | | | |
| P az összes P %-ában (WILLIAMS J. D. H.— MAYER T.—NRIAGU J. O. 1980) | | | | | | |
| Fluorapatit | 4·10 ⁻¹¹⁹ | LINDSAY W. L.—MORENO E. C. (1960) | 1,1 | 0,1 | 91,9 | 6,8 |
| Francolit | | | 7,8 | 36,0 | 47,4 | 2,3 |
| Hidroxilapatit | 2·10 ⁻¹¹⁴ | LINDSAY W. L.—MORENO E. C. (1960) | | | | |
| Klórapatit | | | 4,0 | 0,1 | 95,8 | 0 |
| Bobierrit | 6,3·10 ⁻²⁶ | TAYLOR A. W. et al.* | | | | |
| Brushit | 2,77·10 ⁻⁷ | MORENO E. C. et al.* | | | | |
| Crandallit | | | 2,4 | 12,4 | 17,7 | 66,7 |
| Monacit | | | 1,5 | 0,2 | 3,2 | 95,3 |
| Monetit | 2,16·10 ⁻⁷ | FARR T. D.* | | | | |
| Newberyit | 1,5·10 ⁻⁶ | TAYLOR A. W. et al.* | | | | |
| Strengit | 10 ⁻³⁴ ·8·10 ⁻³⁶ | CHANG S. C.—JACKSON M. L.* | | | | |
| Struvit | 7,1·10 ⁻¹⁴ | TAYLOR A. W. et al. | | | | |
| K-taranakit | 2·10 ⁻¹⁷⁹ | TAYLOR A. W.—GURNEY E. L.* | }92,8 | 2,7 | 0,3 | 4,2 |
| NH ₄ -taranakit | 3,6·10 ⁻¹⁷⁶ | TAYLOR A. W.—GURNEY E. L.* | | | | |
| Variscit | 3,2·10 ⁻³¹ | LINDSAY W. L.—PEECH M.—CLARK J. S. (1959) | 6,2 | 87,7 | 1,2 | 3,4 |
| Vivianit | 10 ⁻³⁶ | NOVOZAMSKY I.—BEEK J. (1976) | 99,3 | 0,2 | 0,5 | 0 |
| Whitlockit | 3·10 ⁻³³ | HOLT L. E. et al.* | | | | |
| Xenotim | | | 1,0 | 0,2 | 1,5 | 97,4 |

*cit. ARVIEU J. C. (1969)

13b. táblázat

Tájékoztató adat néhány, a talajban előforduló káliumtartalmú ásvány oldhatóságáról,
öttször ismételt kioldás alapján
(PLUMMER J. K. cit. RICH C. I. 1968)

| | Desztillált vízben | Szénsavas vízben |
|-----------|--------------------------|------------------|
| | K ₂ O mg/100g | |
| Biotit | 17,5 | 174,2 |
| Muszkovit | 16,1 | 112,9 |
| Ortoklász | 13,6 | 62,7 |
| Mikroklin | 12,1 | 40,9 |

A kálium- és ammónium-műtrágyák hatására a talajokban NH_4 - és K-taranakit képződhet.

1.5.4. ÖNTÖZÉS

Az öntözés több módon hat a talajok ásványi összetételére, illetve az ásványi összetétel is többféleképpen befolyásolja a talajok öntözhetőségét, amint azt az alábbi néhány kiragadott példa is mutatja.

Az öntözés várhatóan fokozza a mállás intenzitását. Modellkísérletek alapján ezt bizonyították is, amely szerint az öntözés a nátrium, kalcium és magnézium fokozott felszabadulásához vezetett a talajokban. Ezek az ionok részben kilúgozódtak, részben pedig a kalcium- és magnéziumionok másodlagos kalcitként és dolomitként jelentek meg (HRASKO J. 1969; RHOADES J. D. 1968; RHOADES J. D.—KRUEGER D. B.—REED M. J. 1968).

Ha az öntözés egyben erőteljes kilúgozóással jár együtt, számolni kell az agyagásványok hidrolízise során bekövetkező változásokkal, degradációjukkal is, amint azt az 1.3.3.2. fejezetben részleteztük is.

Az öntözés során bekövetkező kilúgozódási és felhalmozódási folyamatok az agyagásványoknak a szintek közötti vándorlásával járnak. Ez az agyagfrakció összetételében is hozhat létre változásokat, bár a száraz és sivatagi sztyepp szolonyec komplexeinek szology talajainál ez az agyagvándorlás nem járt együtt az agyagfrakció összetételének változásával (KORNBLJUM E. A. 1978).

Az öntözés fokozott hidromorf hatást jelent, így számolni kell a körülményektől függően az erre jellemző bélyegek jelentkezésével, a vas- és mangánvegyületek oldódásával, intenzív migrációjával és kiválásával (amely utóbbi már a talaj-mikromorfológiához vezet át), az agyagásványok ferrolízisével stb.

Az öntözött, illetve rizstermesztéssel hasznosított talajokban várható az agyagfrakció összetételének megváltozása. Így a száraz és sivatagi sztyepp zóna szolonyec komplexeinek talajaiban a rizstermesztés során az illit szmektitésedését, vermikulitosodását és a 2:1 és 2:2 típusú agyagásványok allofánosodását figyelték meg, valamint annak a folyamatnak különböző fokozatait, amikor is a vas beépül az agyagásványok (illit vagy szmektit) kristályrácsába (KORNBLJUM E. A. 1978). Az öntözött kazahsztáni közönséges és déli csernozjomoknál a talaj felső 10 cm-es rétegében ugyancsak kimutattak szmektitésedési folyamatot, valamint szmektit/klorit közberétegzések képződését (SZULTANBAJEV E. A. 1982).

Az öntözött talajok ásványi összetételében lévő különbségeket részben az öntözővízből kiülepedett anyagból is származtathatják és ebből a célból adatokat közöltek az öntözésre használt folyók (pl. Amu-darja, Ki-

zuthén-csatorna) hordalékának ásványi összetételéről is (International Source Book on Irrigation and Drainage, 1967).

Az öntözővízből kiülepedéssel a felszínen kéreg képződhet. Ilyen kéreget írtak le ÉNy-egyiptomi meszes talajokból, ahol e kéreg 1 cm vastag volt, a felületén a párhuzamos repedések pedig lemezes szerkezetet hoztak létre. A kéreg anyaga homogén szürkésbarna agyag (BISHAY B. G.—STOOPS G. 1975).

1.5.5. ÖSSZEFOGLALÁS

Az e fejezetben tárgyalt összefüggéseknek számos összetevője van.

A talajok erodálhatósága és szilárdsági jellemzői között nyilvánvaló a kapcsolat. Általános tapasztalat, hogy a lejtőstabilitás jelentős duzzadó agyagásvány-tartalomnál lesz problematikus. A talajművelést, annak időpontját, mélységét, módját olyan talajtulajdonságok is befolyásolják, mint a szemcseösszetétel, nedvességtartalom, konzisztencia, szerkezet — amelyeknek az ásványi összetételtől való függésére már az előzőekben utaltunk — valamint a szilárdsági jellemzők.

Az ásványi összetétel és a talajművelés között az összefüggés kétoldalú, a művelés módja is visszahat az ásványokra, amelyet az ásványi összetétel változása leginkább hosszú távú tartamkísérletek talajaiban bizonyított meggyőzően.

A talajszilárdság jellemzőivel, így az ásványi összetétellel van kapcsolatban a mechanikai talajjavítás lehetősége is. Vizsgálták az ásványi összetétel hatását a mechanikai talajjavítás hatékonyságára, időállóságára.

A talajerózió, a talajművelés, a mechanikai talajjavítás esetében, mint az az előzőekből is kitűnt, különös jelentősége van a szilárdsági jellemzőknek. A szilárdsági mutatók és az ásványi milyenség közötti összefüggés nem kétséges, de erre kevés adat volt ismert. Ez indokolta az adatok gyűjtését az ásványok különböző szilárdsági jellemzőiről (súrlódási együttható, nyírószilárdság, húzószilárdság, összenyomhatóság). Ezeknek a tényezőknek az érvényesülése nagyban függ a környezeti tényezőktől, amit a bemutatott példák különböző oldalról jól szemléltetnek. A talajeróziót, a talajművelést befolyásoló ásványok között különös szerepe van az agyagásványoknak, ezen belül a duzzadó agyagásványoknak.

A kémiai talajjavítási igényt (a javítóanyag fajtáját, dózisát, a javítás idejét, módját stb.) olyan talajtulajdonságok alapján határozzák meg, amelyekre az ásványi összetétel által gyakorolt hatás már az előzőekben bizonyított. A kémiai talajjavításnál sokszor használnak fel ásványi anyagokat (mint pl. mészkövet, dolomitot, gipszet, zeolitot), amelyeknek a tala-

jokban végbemenő hasznosulásának ismeretéhez is nélkülözhetetlen ezeknek az összefüggéseknek a feltárása.

A talajban előforduló ásványok szerepe a talajok tápanyag-elláttságában ugyan közismert, azonban a konkrét adatok kevésbé voltak ismertek. Az ásványokban kötött tápanyagok felvehetőségét a növények számára a K- és P-ásványokból készített táptalajokkal végzett tenyészédesénykísérletek is bizonyították. Az ásványoknak nemcsak a tápanyag-szolgáltatásban van jelentősége, hanem a tápanyagok, úgymint kálium, nitrogén és foszfor megkötésében is, amint már előbb tárgyaltunk.

Az ásványok tápanyag-szolgáltatását és fixációját figyelembe kell venni a trágyázásnál. Ez az összefüggés azonban kétoldalú, a trágyázás is hat az ásványokra, mint ahogy azt az illit bomlását előidéző szerves trágyák vagy a káliumtrágyázás hatására végbemenő szmektit → illit átalakulás példája jól szemlélteti.

Az öntözést tekintve annak a talaj ásványi összetételére gyakorolt hatását — mint az összefüggés egyik oldalát — derítették fel részletesebben abból a célból, hogy okoz-e az öntözés káros változásokat a talajban. Az öntözés fokozza a mállást, ami együttjárhat kilúgozódással is. Az öntözés során az agyagásvány is kimosódhat. Az 1.3.3.2. fejezetben az is bebizonyosodott, hogy az agyagásványok hidrolízise degradációjukkal járhat együtt. Az öntözött talajokban agyagásvány-átalakulási folyamatokat is kimutattak, amire kifejező példa rizstermesztés alatt szolonyec talajokban az illit szmektitesezése és vermikulitosodása, valamint a vasionok fokozott beépülése az agyagásványok kristályrácsába. Az öntözés során anaerob viszonyok jöhetnek létre, a vas- és mangánvegyületek mobilizálódhatnak és migrálhatnak, majd kiválhatnak a talajszelvényben. E folyamat a talaj-mikromorfológia eszközeivel is eredményesen követhető.

Az öntözés során az öntözővízből a talajfelszínre kéreg ülepedhet ki, amelynek ásványtani összetételére ugyancsak figyelmet kell fordítani. E kéreg káros lehet a talaj termékenysége szempontjából.

2. RENDSZERES TALAJÁSVÁNYTAN

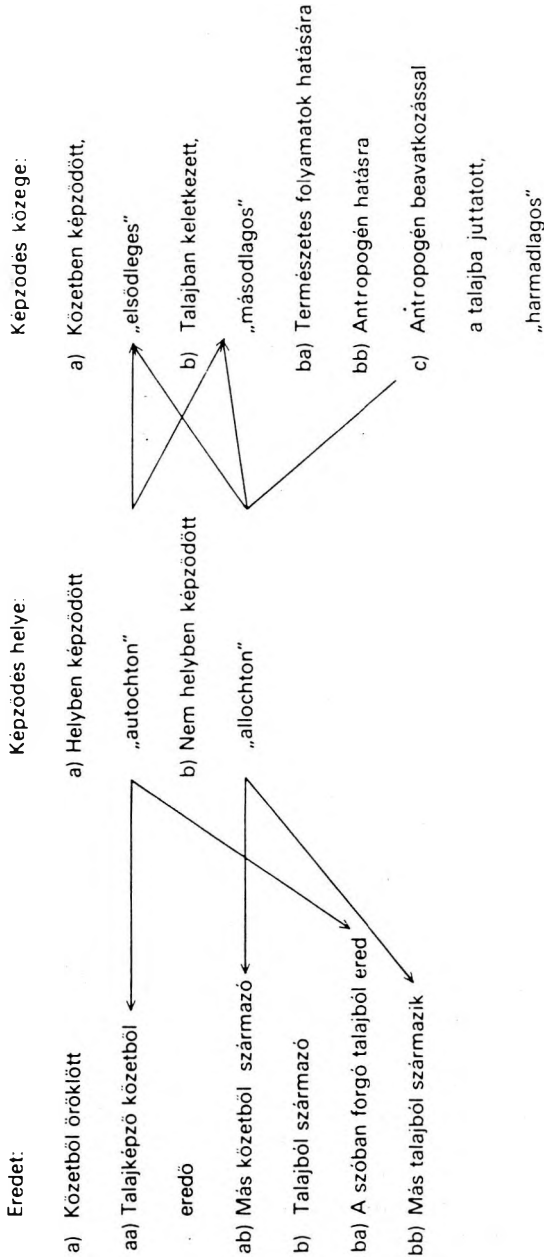
Az ásványok előfordulásáról a talajokban és a talajképződésben játszott szerepéről rendelkezésre álló ismeretek az ásványrendszertan keretei között kerülnek ismertetésre. A fejezetek a hazánkban elfogadott ásványrendszertan (KOCH S.—SZTRÓKAY K. I. 1967) osztályai szerint következnek. A talajban előforduló ásványok eredete, képződésének helye és közege szerinti megkülönböztetéséről a 10. ábra ad áttekintést.

2.1—2.2. TERMÉSELEMEK ÉS SZULFIDÁSVÁNYOK

A terméselemek a kőzetekből nyilvánvalóan bekerülhetnek a talajokba, de ez nem jelent széles elterjedést, csupán ritka eseteket, amelyekről azonban konkrét adatok nem állnak rendelkezésre.

A szulfidásványok jelentős szerepet a talajképződésben az ún. savanyú szulfáttalajok esetében játszanak. E talajok rendszerint előzőleg vízzel borított talajképző kőzeteken alakulnak ki, amelyekben számottevő a szulfid-, főként a pirittartalom. Ilyen talajok jelentős kiterjedésben fordulhatnak elő a poldereken. A lecsapolás után az átlegezőződés során a szulfidok oxidálódnak, kénsav képződik, amelynek egy része kilúgozódhat, más része semlegesítőddhet. A fennmaradó sav megtámadhatja az agyagásványokat (természetesen a többi ásványt is) alumíniumionokat szabadítva fel kristályrácsukból, ami felhalmozódva toxikus lehet a növények és a mikroorganizmusok számára.

A szulfidok oxidációjával együttjáró elsavanyosodás tehát a talajban az alumínium mobilizálódásához vezethet. Ez az alumínium megfelelő körülmények között megkötődhet az agyagásványok rétegek közötti terében (Al—OH közberétegzett agyagásványokat képezve). A fenti folyamatok természetesen a talajtulajdonságok megváltozásához is vezetnek, így csökken az adszorpciós kapacitás, a duzzadás, az ionmegkötő képesség, míg az aggregálódás, a viszkozitás és a húzószilárdság nő (FRINK C. R. 1973).



10. ábra. A talajásványok megkülönböztetése eredetük, képződésük helye és közege szerint

A vas-szulfidok $pe-pH$ (pe az elektronaktivitás negatív logaritmus) stabilitási diagramja szerint a pirit redukív közegben, széles pH -tartományban elterjedt, ahol kis pH -értéknél egy szűk $pe-pH$ tartományban fordulhat elő elemi kénnel.

A nehézfémek (mangán, vas, cink, réz és higany) szulfidjai anaerob talajokban relatíve stabilak. Stabilitásuk az oldhatóság csökkenésével nő [oldhatósági szorzataik (K_{sp}) $MnS = 1,4 \cdot 10^{-15}$, $FeS = 3,7 \cdot 10^{-19}$, $ZnS = 1,2 \cdot 10^{-23}$, $CuS = 3,5 \cdot 10^{-39}$ és $HgS = 1,0 \cdot 10^{-15}$]. Ha az elárasztott üledékek vagy talajok később aerob körülmények közé kerülnek, a fenti szulfidok oldhatóbb oxisókká alakulhatnak át és viszonylag instabillá válnak (ENGLER R. M.—PATRICK W. H. 1975).

A molibdén-szulfid azonban csak szélsőségesen redukív körülmények között stabil ($pe+pH = 5,7$). Az oxidációja során $pH = 6$ felett a molibdén-szulfid molibdenáttá oxidálódik, míg $pH = 6$ alatt egy átmeneti ásvány, az ilsemanit jön létre (VLEK P. L. G.—LINDSAY W. L. 1977).

Az üledékekben végbemenő vas-szulfid képződésnél a vasionok főként a ferri-oxidokból és -oxihidroxidokból, míg különleges esetekben a vas-szilikátokból, -foszfátokból és -karbonátokból származtathatók, a kén pedig részben a szerves anyagok biotikus és abiotikus lebomlásából és a baktériumok (*Desulfovibrio* és *Desulfotomaculum*) szulfátredukáló tevékenységéből eredhet.

Vizes oldatokban a ferro- és ferriionok és a kén reakciója során általában mackinawit és greigit képződik, és a szabályos szimmetriájú FeS is átalakul mackinawittá, míg a szulfátredukáló baktériumok első terméke a hexagonális FeS . A monoklin Fe_2S_3 spontán fekete ferro-szulfidra (amelyben részben mackinawitet határoztak meg) és kénre bomlik szét.

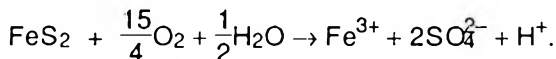
A greigit savas kémhatásnál gyorsabban képződik, míg a mackinawit a greigithez képest csak $pH = 7$ alatti igen kis pe -értéknél jön létre.

A mikroorganizmusok szerepét és jelentőségét a vas-szulfidok, így a pirit képződésében többen is hangsúlyozták, amint azt ARISZTOVSZ-KAJA T. V. (1980) összefoglaló munkája is tükrözi.

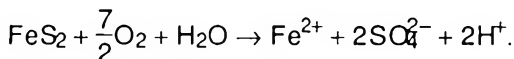
Összefoglalva tehát, az üledékben először a törmelékes vasásványok és bakteriális eredetű szulfid reagálásával ferro-szulfid csapadék képződik, amely mackinawiten és greigiten kívül más fázisokat is tartalmazhat. Semleges—lúgos kémhatással átmeneti oxidánsok mellett pirit képződhet. Savanyúbb kémhatásnál a metastabil ferro-szulfidok oldódása megnő, és markazit keletkezhet.

Az üledékben képződő pirit framboidális mikrokristályok szférikus aggregátumaiból áll (RICKARD D. T. 1973).

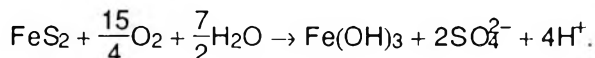
A szulfidokat (főleg piritet) tartalmazó talajokban az oxidációval kén-sav keletkezik. Ennek az oxidációnak során bekövetkező talaj-elsavanyosodás mértéke egyrészt a vasionok további reakcióitól függ (VAN BREMEN N. 1973). Ha az összes vas ferriionként marad az oldatban, a reakció a következő:



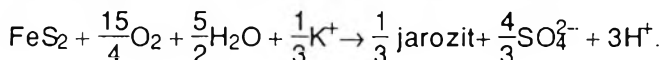
Ha ferroionokká redukálódik, az elsavanyosodás nagyobb:



Ha ferriionokká oxidálódik és hidrolizálódik, akkor még jelentősebb az elsavanyosodás:



Az oldat elsavanyosodásával jár a jarozit képződése is:



Az elsavanyosodás mértékét másrésről a savasságot lekötő anyagok és folyamatok szabják meg:

- a talajoldat kémhatása,
- az oldatból a H^+ -ionok adszorpciójának lehetősége az agyagásványokon,
- az ásványok mállása, oldódása — pl. szilikátok kongruens (kaolinit) vagy inkongruens (magnézium-klorit) oldódása — vagy a karbonátásványok oldódása.

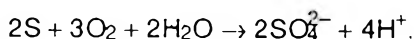
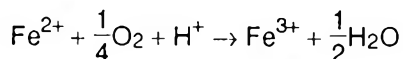
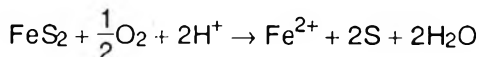
A levegő oxigénjének hatására az amorf vas-szulfid vagy a mackinawit elemi kénné oxidálódik és emellett a semleges—gyengén lúgos kémhatásnál lepidokrokit képződik, míg lúgosabb kémhatásnál goethit és hematit.

A piritnél oxidáló anyagként az O_2 mellett az oldott Fe^{3+} jöhet csak szóba.

Ha a pH-érték eléggé lecsökken, jelentős mennyiségű Fe^{3+} -ion van az oldatban, mivel a ferroionokat a Thiobacillusok feloxidálhatják. A pirit és az elemi kén jelenlétében a ferriionok ferrová redukálódnak, amit a Thiobacillusok ismét oxidálnak, így az oldott vas katalizálása mellett a pirit gyorsan oxidálódik.

Ha megfelelő pufferanyag van jelen ahhoz, hogy a $\text{pH} = 4$ alá süllyedését megakadályozzák, a képződő ferroionok viszonylag gyorsan oxidálódnak és $\text{Fe}(\text{OH})_3$ -ként csapódnak ki. Kis pH-értékeknél a jarozit lesz az uralkodó ferriásvány.

Ha O_2 oxidál, a következő reakciók mennek végbe:



A pirit oxidációja során a képződő vas nemcsak önálló ásványokat alkothat, hanem beépülhet az ásványok kristályrácsába, így pl. a szmektitben a magnéziumionok helyére ferriionok léphetnek be (VAN BREEMEN N. cit. PONS L. J. 1973; VAN BREEMEN N. 1973).

Piritet különböző talajokból írtak le. A hollandiai alluviális talajokból készült talaj-vékonycsiszolatokban fénymikroszkóppal illetve EDXRA-val kombinált pásztázó elektronmikroszkóppal a pirit különböző formáit figyelték meg, így framboidális, amöboidális piritet, szerves anyag utáni pszeudomorfozait, slíreket és neoslíreket (KOOISTRA M. J. cit. BİSDOM E. B. A. 1980b).

A pirit oxidációja a meszes és a mésztelen talajokban másként ment végbe. Az első esetben az oxidáció eredményeként amorf ferri-hidroxid és gipsz képződött, míg a mésztelen talajokban amorf ferri-oxid mellett jarozit jött létre. Ha az oxidáció aránylag lassú, a pH-érték is lassan csökken. Ha az oxidáció során a pH folyamatosan csökken, a ferri-hidroxid jarozittá alakul át. Amikor az oxidáció gyorsan megy végbe és a pH-érték is gyorsan csökken, nem alakul ki egyensúly, a piritből képződő jarozit csak átmeneti fázis, ami végül is ferri-hidroxiddá alakul át, amikor a H^+ -ionok kimosódnak.

Belgiumi, ugyancsak alluviális talajokban gyakori mocsári ércben fény- és pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokkal négy réteget különítenek el, amelyek a felszíntől lefelé a következők: agyagos, limonitos, vivianitos—sziderites réteg, majd rétegzett üledék. A pirit framboidok, amelyeket a mocsári ércben képződöttnek tekintenek, a sziderites—vivianitos rétegben fordulnak elő (STOOPS G. 1983).

A piritet, mellette a jarozitot és a gipszet pásztázó elektronmikroszkóppal kelet-nigériai fosszilis talajokból is kimutatták (ESWARAN H. és MOORMANN F. R. cit. BİSDOM E. B. A. 1980a). A pirit framboidok a szerves anyaghoz kapcsolódtak, amelyekből esetenként vékony gipsztük nőttek ki.

Összefoglalva: A talajképző kőzetből nyilvánvalóan terméselemek is kerülhetnek a talajokba, erről azonban nincsenek konkrét adataink.

A szulfidásványok elterjedése azonban már jelentősebb a talajokban. A szulfidok képződésének több módja lehetséges, így biogén és abiogén eredetűek is lehetnek. A leggyakoribb szulfidásvány a talajokban a pirit, de a mackinawit és greigit előfordulásával is számolni kell (esetenként mint a képződési folyamatok átmeneti tagjaival).

Döntő szerepük van a szulfidoknak az ún. savanyú szulfáttalajok képződésében. E talajok rendszerint olyan kőzeten képződtek, amely előzőleg vízborítás alatt volt (pl. polder területek), ahol is a lecsapolás után meginduló átlegevőződéssel a talaj vas-szulfid-tartalma oxidálódik és kénsav képződik, ami a talajban szélsőségesen savanyú kémhatás előidézője. A talaj elsavanyosodásának mértéke nagyban függ a reakció lefolyásától, így pl. a vasionok további reakcióitól, ez azonban már a talajkémia témakörébe vezet át. Az elsavanyosodás atöbbi ásvány bomlásával jár

együtt (pl. alumínium-szilikátok lebomlásával, az alumínium mobilizálódásával, amely azután beépülhet a duzzadó agyagásványok rétegek közti térébe). Az oxidáció során alumínium- és vas-szulfát-ásványok képződhetnek (pl. karfosziderit, coquimbit, jarozit). A jarozit képződése feltételezi a talajoldat nagyobb káliumkoncentrációját, amely az elsődleges kálium-alumínium-szilikátok (pl. csillámok, glaukonit, földpátok) bomlásából is eredhet. Ha a talajképző kőzet egyben meszes is volt, akkor az gipsz képződése közben semlegesítheti a talajban a savtartalmat. A szulfidok arid területeken végbemenő oxidációjakor alkáli- és alkáliföldfém-szulfátok keletkezhetnek, mint pl. $\text{NaAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12 \text{H}_2\text{O}$, pickeringit, rozenit, tamarugit.

2.3. OXID-, OXIHIDROXID- ÉS HIDROXIDÁSVÁNYOK

Az ismétlések, átfedések elkerülésére ugyanazon kémiai elem alkotta ásványok egy fejezetben vannak összefoglalva.

2.3.1. SZILÍCIUM-DIOXIDOK

A szilíciumvegyületek szerepével a talajokban több összefoglaló munka foglalkozott.

Az egyes talajképződési folyamatok a szilíciumvegyületek, így a SiO_2 -ásványok eloszlásában is jellemző változásokat hoznak létre, amelyek közismert példái a szilíciumtartalom csökkenéséhez vezető intenzív mállás (pl. a laterites talajokban), vagy a felhalmozódást előidéző podzolosodás (elsősorban a kvarctartalom relatív növekedése), vagy a szologyosodás (ami az amorf vagy rosszul kristályos szilíciumvegyületek felhalmozódásával is jár). A szilícium-dioxid-ásványok, így a kvarc eloszlását olyan folyamatok is befolyásolják, mint az illuviáció, amely az eluviális szintben mennyiségének relatív növekedéséhez, míg az illuviális szintben viszonylagos csökkenéséhez vezet (higítási hatás). Továbbá relatív csökkenést okoz a mész-, a szeszkvioxid-, valamint a humusfelhalmozódás is, míg viszonylagos növekedéséhez vezet a kilúgozódás, a többi ásvány elmállása stb. Értelemszerűleg ezek a folyamatok nemcsak a kvarctartalomra gyakorolnak befolyást, hanem más ásványok eloszlására is.

Összegezték a szilíciumvegyületek és ezen belül a kvarc eloszlásának szabályszerűségeit a talajokban, nevezetesen a „7th Approximation” talajrendjeinél (MCKEAGUE J. A.—CLINE M. G. 1963). A talajszintekre nem, vagy csak kis mértékben differenciálódott talajokban (Entisols, Inceptisols) a kvarctartalom főként a talajképző kőzetben való eloszlást tükrözi. Az Aridisolokban a kvarc mennyisége változó, ezt lényegesen befolyásoló folyamat a korlátozott kémiai mállás és a kilúgozódás. A közepesen mállott talajokban (Alfisols, Mollisols, Spodosols és Ultisols) a máll-

lás, azokban a talajokban pedig, ahol jellemző az illuviáció, a kilúgozódás a felső szintben a kvarctartalom felhalmozódásához vezet, míg az illuviális szintben a kvarc mennyisége csökken. Az Alfisolok változó, esetenként jelentős mennyiségű kvarcot tartalmazhatnak, a felső szintekben dúsuló tendenciával. A Mollisolokban változó a kvarctartalom, esetenként itt is jelentkezik a felső szintbeli dúsulás. A Spodosoloknál rendszerint már a talajképző kőzet is nagy szilíciumtartalmú, ami a talajképződés során tovább nő. E talajokban a kvarc mennyisége általában jelentős, ami rendszerint a homok- és az iszapfrakcióban uralkodik. Az Ultisolokban is egyes esetekben domináns ásvány a kvarc; ahol A₂-szint alakult ki, ott abban a szintben dúsul fel. Olyan erőteljes mállásnál, amely a kvarcot is megtámadja, a relatív felhalmozódással szemben az agyagfrakcióban csökken a mennyisége, mint pl. az Oxisolokban. Ezzel szemben a homok- és iszapfrakcióban esetenként jelentékeny, pl. 85%-ot is meghaladó koncentrációjú is lehet. A kvarc helyenként a Vertisolokban is figyelemre méltó mennyiségben fordulhat elő.

A szemcsenagyság szerinti eloszlást tekintve a kvarc elsősorban a talajok homok- és iszapfrakciójában fordul elő, sokszor uralkodó mennyiségben. Az agyagfrakcióban a kvarc aránylag gyakran fordul elő kis mennyiségben, de kevéssé dúsul fel és a finom agyagfrakcióból rendszerint hiányzik.

Tropozférikus eredetű kvarcsezemcsék talajhoz keveredését kvarcmentes, mafikus kőzeten (bazalton) kialakult talajok vizsgálatával bizonyították a Hawaii-szigeteken. E talajokban jelentékeny kvarctartalmat (45%-ig) mutattak ki, ahol a kvarc mennyisége az évi átlagcsapadékkal, a talaj korával, kitétséggel és a térszín feletti magassággal nőtt, míg az erózió és a denudáció fokozódásával csökkent. A kvarc szemcsenagyság szerinti eloszlása (70%-a a 2–10 µm frakcióban volt), morfológiája, oxigénizotóp-aránya alapján igen hasonlít az északi félteke aeroszolikus poraihoz és a Csendes-óceán középső részének pelágikus üledékeihez. Utaltak arra az ebből következő veszélyre, hogy ez a por a radioaktív és vegyi (pl. DDT, ólomvegyületek) szennyezéseket nagy területeken terjesztheti el. Ez a por a kvarc mellett csillámot, apatitot is tartalmaz, így a fent említett erősen mállott és kilúgozott talajok termékenységét javíthatja (JACKSON M. L. et al. 1971).

ÉNy-Kyushu és San-in (Japán) területén bazalton kialakult Andosolokból szeparált kvarc és csillám szemcsenagyság szerinti eloszlása (a kvarc uralkodóan a 2–53 µm frakcióban) és pásztázó elektronmikroszkóppal meghatározott morfológiája hasonló a Csendes-óceán középső területének északi részén lévő pelágikus üledékekben és a Hawaii-szigetek talajaiban előforduló kvarcéhez (MIZOTA C.—TAKAHASHI Y. 1982). Fukuokai és iwatei Andosolok és sagai és nagasaki (Japán) bazalton kialakult vörös-sárga talajok és a sagai lösz 1–10 µm szemcsefrakciójában előforduló kvarcot jellemző oxigénizotóp-aránya alapján is aeroszolikus eredetű por-

nak tartják (MIZOTA C. 1982). A kvarctartalomnak a 2:1 típusú agyagásványokkal való kovariáns összefüggése arra utalt, hogy a japán Andosolok 2:1 típusú agyagásványai is lehetnek troposzférikus eredetűek. Ezek a talajok vermikulitot is tartalmazhatnak, ami azért is említésre méltó, mert nukleáris eredetű Cs¹³⁷-t köthet meg (SYERS J. K. et al. 1969). Kimutatták, hogy az ÉNy-Indiában gyűjtött atmoszférikus por, amely uralkodóan kvarcból és emellett csillámból, földpátból, kalcitból, kaolinitből, kloritból és amfibolból áll, ásványtani és fiziko-kémiai jellemzői alapján igen hasonló a Thar-sivatag (India) felszíni üledékeihez (SIDHU P. S. 1977).

A kvarc pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálata a mállás előrehaladásával a felületváltozások különböző fokainak megkülönböztetését tette lehetővé grániton kialakult angolai, malaysiai és zairei Ulti- és Oxisolokban (ESWARAN H.—STOOPS G. 1979). A fizikai mállás hajszálszerű repedésekkel jelentkezett, majd a szemcsék ezek mentén felaprózódtak. A kémiai mállás fellépte rendszerint kristálytani irányok és diszlokációk megszabta maródásai nyomokban és oldódási, háromszögletű üregekben, bárdákban jelentkezett. A legintenzívebb mállás morfológiai nyomait egy petroplinit-kiválás kvarc szemcséjén figyelték meg. Az üregeket és repedéseket talajalapanyag töltheti ki. Franciaországi eolikus homokon kialakult humusz és vasas podzol talajokban a kvarc szemcsék felületének pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatánál a felületi oldódási üregeket és a szemcse körüli vasvegyület és humuszbevonatok megjelenését tekintették a talajtani folyamatok nyomainak (LEGIGAN P.—LE RIBAUT L. cit. BIRDOM E. B. A. 1980a).

A kvarc szemcsék morfológiája alapján megpróbálták következtetéseket levonni a kőzet, illetve a talaj korára is. Három, teraszon kialakult, különböző korú (i. e. 22 000—63 000), kaliforniai gránitos alluviumon képződött alluviális talaj A, B, C szintjeiben az 500—1000 µm szemcsenagyságú kvarc szemcsék vizsgálata alapján megállapították, hogy a talajszelvényekben a mélyebb szintek felé, azonos szintekben pedig a talaj növekvő korával nőtt a szemcsefelület morfológiájának komplexitása. Az alapvetően folyóvízi szállításra utaló lekerekítettség mellett a kovasav oldódására és kicsapódására utaló morfológiai bélyegek a jellemzőek. A talajnedvesség állapota és felületének morfológiája közötti összefüggést itt kisebb jelentőségűnek tartják (WHITE K. L. 1981).

Massachusettsi különböző korú (Wisconsin, Illinoian és Kansan) pleisztocén üledékeken podzol, szürke-barna podzol és szürke-barna-vörössárga podzol talajok genetikai szintjeiből szeparált 250—500 és 500—1000 µm-es szemcsefrakcióban előforduló kvarc szemcsék pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálata alapján a növekvő korrallal a mikromorfológiai felületi jelenségek heterogenitásának növekedését figyelték meg. Feltételezték, hogy a változásokat a talaj textúrája, nedvességállapota és kémiai hatások okozták (DOUGLAS L. A.—PLATT D. W. 1977).

A kvarcot a mállásnak ellenálló ásványnak tartják, oldódása kismértékű. HENDERSON J. H. et al. (1970) összegezése szerint az oldott kovásvartartalom 25 °C-nál 0—30 mg/l SiO₂, KRAUSKOPF K. B. (1956) szerint többnyire 6—15 mg/l SiO₂ közé esik, míg LINDSAY W. L. (1979) 6 mg/l SiO₂-ben adja meg. A szemcsenagyság csökkenésével 0,001—0,01 µm közötti szemcsenagyságnál a kvarcoldódás ugrásszerűen megnő és meghaladja a 150 mg/l SiO₂-t is (LINDSTROM L. 1968). A kvarc oldódásának ugrásszerű megnövekedését több esetben a „zavart” felületi rétegnek tulajdonítják. A frissen őrölt kvarc esetében ez a hatás jóval nagyobb lehet. Az opál oldhatósága hasonló az amorf SiO₂·H₂O oldhatóságához (110—150 mg/l SiO₂), de az oldódás folyamata sokkal lassúbb (KRAUSKOPF K. B. 1956) és mértéke az opál víztartalmának növekedésével fokozódik (HUANG W. H.—VOGLER D. L. 1972).

Egy savanyú Paxton és egy meszes Ulysses talaj kivonataiban meghatározták a szilíciumkoncentrációt, amely a kvarc és az amorf kovásvan oldhatóságának megfelelő értékei közé esett (ELGAWHARY S. M.—LINDSAY W. L. 1972).

A talajoldatban a kovásvan koncentrációját (amit monokovásvannak vagy lószínűsítének) természetesen a többi szilikátásvány mállása, valamint a biolitok oldódása is befolyásolja.

A monokovásvan oldhatósága pH = 9-ig kevéssé változik, ennél lúgosabb kémhatásnál azonban disszociálódásával (H₂SiO₄⁻) ugrásszerűen megnő.

Az oldódás a redoxipotenciállal is összefüggésben van. Anaerob közegben a kovásvan nagyobb mértékben oldódik, amit azzal magyaráznak, hogy a vas- és mangán-oxidokon és -oxihidroxidokon adszorbeált kovásvan a redukció során deszorbeálódik (PASRICHA N. S.—PONNAMPERUMA F. N. 1978).

Feltételezik, hogy a szerves anyag szilícium—szerves molekula komplexeket alkotva megnövelheti a kvarc oldódását is (CROOK K. A. W. 1968). A szerves komplexképző anyagoknak — mint pl. a citrátionnak — van a szilíciumvegyületeket oldatban tartó hatása is (ACQUAYE D. K.—TINSLEY J. 1965).

Elterjedt vélemény, hogy a talajoldat kovásvantartalmát elsősorban nem a szilíciumtartalmú ásványok oldhatósága, hanem az ad- és deszorpció mechanizmusa befolyásolja, ahol is elsősorban a szeszkvioxidokon való szorpcióval kell számolni (KRAUSKOPF K. B. 1959; MCKEAGUE J. A.—CLINE M. G. 1963; PHAIL M. P.—PAGE A. Z.—BRINGHAM F. I. 1972; YARIV S. 1974).

Az újabb adatok szerint agyagásványokon is végbemegy az adszorpció, és idővel (15 éves kísérletek tanúsága szerint) a szilícium beépülhet az agyagásványok szerkezetébe (TAN K. H. 1982).

Az adszorpció a maximumát pH = 7 és 9 között éri el, és a pH-érték növekedésével a deszorpció nő, bár ezt TAN K. H. (1982) nem tartja általános érvényűnek.

Kvarc továbbnövekedést a talajokban már SMITHSON F. (1956) is kimutatott, amit elsődleges eredetűnek tekintett. Mikromorfológiai vizsgálatok alapján a továbbnövekedések két típusát különítették el, a ránövést és a szemcseközi hidakat, amelyeket új-dél-walesi (Ausztrália) pana talajból írtak le. Az utóbbiakról feltételezték, hogy a talajban képződtek, mivel e szemcseközi hidak fennmaradását a talajképző kőzet áthalmozódása során nem tartották valószínűnek (BREESE B. F. 1960).

Missouri diabázon kialakult talaj 20—500 μm szemcsenagyságú frakcióiban feldúsult kvarcot — amelyet jelentős mennyiségű kalcedon kísért — a talajban képződöttnek tartják (HUMBERT R. P.—MARSHALL C. E. cit. MARSHALL C. E. 1977).

A Hawaii-szigeteken Humic ferruginous, Hydrol humic latosol és Humic latosol talajokban a kvarc másodlagos képződését tételezik fel, annak alapján, hogy a kvarc csak a talajban fordul elő, a talajképző kőzetben nem (SHERMAN G. D. et al. 1964). Az utóbbi időben azonban felmerült, hogy ez a kvarc is troposzférikus porból származik.

A másodlagos kvarc előfordul a talajokban, de az nem tisztázott, hogy közvetlenül oldatból csapódik-e ki, vagy pedig amorf anyagból kristályosodik ki. Oldatban kovasavmonomerként van jelen jóval kisebb koncentrációban, mint a polimer kiválásához szükséges érték (MCKEAGUE J. A.—CLINE M. G. 1963).

WILDING L. P.—SMECK N. E.—DREES L. R. (1977) összegezése szerint földfelszíni viszonyok között a kvarc képződhet még a kovasav hidrogének öregedésével, opál→kalcedon→kvarc, valamint amorf kovasav→krisztobalit→kvarc átalakulásokkal.

Dél-walesi glaciális üledéken kialakult barna, barna podzol, glej és glej-podzol talajok szelvényeiben 80—130 cm között a tömődöttség mellett cementálódást is megfigyeltek, amelyekben a röntgenmikroszkopos elemzéssel kombinált pásztázó elektronmikroszkóppal amorf kovaanyagú kristály továbbnövekedést, szemcseközi hidakat vagy szélsőséges esetben kriptokristályos kicsapódásokat határoztak meg. Képződésüket értelmezve ACQUAYE D. K.—TINSLEY J. (1965) munkájára utaltak, amely szerint podzol talajokban 0,5 pH-érték változás is kova kicsapódásához vezethet (BRIDGES E. M.—BULL P. A. 1983).

Az Amur menti alluviális síkság elsősorban réti és glejes réti talajaiban a humuszos szint alatt, 70—100—180 cm mélységekben fehér kovasav port és néha opálszerű slíreket és kérget figyeltek meg. A talajban „szabad”, 5%-os KOH-ban oldható kovasav mellett amorf alumoszilikátok (allofanoidok), montmorillonit, valamint vas- és mangánkiválások jelezték

a hidrogenetikus felhalmozódási folyamatokat (KOVIDA V. A.—ZIMOVEC B. A.—AMCSISZLAVSZKAJA A. G. 1958).

A kovaanyag oldódása és kicsapódása arid területeken is végbemehet, amit a nedvesedéskor képződő sóoldatok oldó hatásának tulajdonítanak. A meszes felhalmozódásoknál is vannak kova oldódására és kicsapódására utaló jelek. A kvarc szemcsék felületén maratási mélyedéseket, ezekben elszórt kalcit mikrokristályokat, kvarc utáni epigén kalcitképződést, valamint gyakran a felszínen virágszerű kovakicsapódásokat figyeltek meg (HALITIM A.—ROBERT M.—BERRIER J. 1983).

Az Amur és Zeja folyók közötti terület nehéz mechanikai összetételű, rossz vízvezető képességű, barna erdei, glejes podzol és glejes réti talajaiban 100—150 cm-es mélységben 5%-os KOH-ban oldható fehér por-szerű kovasavkiválást figyeltek meg, amelynek keletkezését nem a talajképződési folyamatokkal, hanem a nagy koncentrációban lévő kovasav oldatból történő kifagyásával magyarázták (SZLAVNIJ JU. A.—VOROBÉVA E. SZ. 1962).

A kovakiválás olyan mértékű is lehet, hogy cementálja a talajt. Ilyen rétegek többek között előfordulnak az Egyesült Államokban (Sierra Nevada, Arizona stb.), Ausztráliában, Dél-Afrikában és Európában (pl. Dél-Olaszországban).

Gyenge cementáció esetén talaj-vékonycsiszolatokban az alapanyagban sok, néhány μm átmérőjű diffúz opálfolt figyelhető meg. Közepes cementálódásnál a kovabevonatok elérik a talajprizmák felső részét, és ott lemezes szerkezetet hoznak létre. A kovaanyag lehet teljesen izotróp, diffúz kiválás is. Erős cementációnál $1\mu\text{m}$ -es, gyengén kettőtörő szálak hálózják be az alapanyagot és az agyaghártyákat (két dimenzióban ez szabálytalan szivacszerű szerkezetet jelent). Igen erősen cementálódott rétegekben kalcedonszerűen kettőtörő vagy izotróp, folyamatos rétegek figyelhetők meg (FLACH K. W. et al. 1969).

A krisztobalit vulkáni hamun kialakult talajokban fordul elő Costa Ricában, Dél-Amerikában, Japánban, Jáván, Új-Guineában és Új-Zélandon WILDING L. P.—SMECK N. E.—DREES L. R. (1977) összegezése szerint. Andezitvulkán hamun kialakult talajokból is írtak le krisztobalitot (22—77%-ot) a homokfrakció ásványai között Hokkaido szigetről (MIZOTA C.—AOMINE S. 1975).

SWINDALE L. D.—JACKSON M. L. (1960) új-zélandi rioliton kialakult podzol talaj 2—5 μm szemcsefrakciójában 60% feletti mennyiségű krisztobalitot határoztak meg, másodlagos eredetűnek tartva azt. E talajból kiszeparált krisztobalitról azonban oxigénizotóp-vizsgálatokkal kimutatták, hogy elsődleges, hidotermális eredetű (HENDERSON J. H. et al. 1972).

Vulkáni hamuból kialakult delta és tengeri üledéken képződött Planosol iszapfrakciójában is határoztak meg krisztobalitot az Egyesült Ál-

lamokban, Texasban. E krisztobalitot elsődleges eredetűnek tartják (KUNZE G. W.—OAKES H. 1957).

Összefoglalva: A kvarc jelentős földrajzi elterjedésű magmás, metamorf és üledékes kőzetekben előforduló ásvány. A kvarc emellett a mállásnak ellenálló ásványok közé is tartozik. E két tény ahhoz vezet, hogy a kvarc a talajokban is igen elterjedt ásvány, főleg azok homokfrakciójában fordul elő, de esetenként még az agyagfrakciókból is kimutatható. A talajokban végbemenő folyamatok egy része (pl. podzolosodás, szologyosodás, eluviáció, illuviáció) közvetlenül vagy közvetve befolyásolja a talajok kvarctartalmát és eloszlását a szintek között. A kvarc mind földrajzilag, mind a talajtípusokat tekintve, igen széles elterjedésű, amit meggyőzően támaszt alá az ismertetett példa a kvarc előfordulásáról a „7th Approximation” talajosztályozás talajrendjeiben.

A kvarc a talajokban elsődleges eredetű. Felvetették képződésének lehetőségét a talajokban annak alapján, hogy olyan talajokban is kimutatták a kvarcot, ahol az a talajképző kőzetben nem szerepelt. Bbizonyosodott azonban az, hogy ennek a talajokba kerülő eolikus anyag, a troposzférikus por kvarctartalma a magyarázata.

A kvarc közvetlen képződését a talajokban azért is megfontolás tárgyává tették, mivel hasonló viszonyok között üledékes kőzetekben erre volt példa, és bár a példa egyedi, talajokban is megfigyeltek a kvarcon továbbnövekedést, rákristályosodást. A közvetett képződés amorf kvasav, opál, kalcedon vagy krisztobalit átkristályosodásával elfogadott nézet.

A kvarcot ugyan a mállásnak ellenálló ásványok közé sorolják, de — főként a pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokkal — kimutatták a mállási folyamatok nyomait a felületén és oldhatósági adatok is bizonyítják oldódását. A talajokban a kvarc oldódását számos környezeti tényező befolyásolja (pl. kémhatás, redoxiviszonyok, szerves anyag).

A kvarc mellett a többi SiO_2 -ásvány jóval ritkább, így a krisztobalit is, míg az opál és a kalcedon előfordulása esetleges.

A kvarc szerepe a talajban azért jelentős, mert vázszemcséket alkot. A többi SiO_2 -ásvány — legalábbis lokálisan — inkább cementáló anyag.

2.3.2. TITÁN-OXIDOK

A titán-oxid-ásványok közül a talajokban az anatóz, brookit, ilmenit, leukoxén és rutilt előfordulásával lehet számolni. Ezen ásványok közül az anatózt és a rutilt a mállásnak legellenállóbb ásványok közé sorolták (GRAHAM E. R., VAN DER MAREL H. W., PETTIJOHN F. J., SMITHSON F., WEYL R. cit. BREWER R. 1964), amit mesterséges oldási kísérletek is megerősítettek (NICKEL E. 1973). A titán-oxid-ásványokat ennek megfelelően számos talajból leírták (14. táblázat), feldúsulásuk elsősorban erősen mállott talajokban várható.

Titán-oxid-ásványok néhány előfordulása különböző talajok homokfrakciójának nehézásványai között

| Ásvány | Ausztrália | Észak-Amerika (Amerikai Egyesült Államok) | Európa |
|---------|--|---|--|
| | CARROLL D.—WOOF M 1951; CHITTLEBOROUGH D. J.—OADES J. M. 1980; GRAHAM E. R. 1953; HALLSWORTH E. G.—WARING H. D. 1964 alapján | ADAMS J. E.—MATELSKI R. P. 1955; BUCKHANNAN W. H.—HAM W. E. 1941; CARROLL D. 1953b; JEFFRIES C. D.—WHITE J. W. 1940; MARSHALL C. E.—JEFFRIES C. D. 1945; NASH V. E. 1963; YASSOGLOU N. J.—WHITESIDE E. P. 1960 alapján | CRAMPTON C. B. 1962; DELGADO M. et al. 1972; ELLIS S. 1980; HUFFMANN H. 1954; VAN DER MAREL H. W. 1949; ROTSCHE J. 1973; SMITHSON N. F. 1953; SZULTANBAJEV E. A. 1979 alapján |
| Atanáz | Alluviális, barna, vörösbarna talajok, barna, fekete és vörösföldek, sárga és vöröspodzol, podzol, reziduális és vályogtalajok, lateritek, gilgai és szologyoszolonyec talajok | Dunmore és Hagerstown homoktalaj, Grundy és Tilsit iszapos vályogtalaj | Nagy-britanniai Dyffryn, Ston Easton, Gorrer, Cogan, Worcester, Sand Hull, Bodkin és Gower talajsorozatok, norvégiai brunisol, podzol és regosol, németországi agyagbemosódásos barna erdőtalaj, podzol, szovjetunióbeli közönséges és réti csernozjomok |
| Brookit | | Montalto iszapos vályogtalaj | Nagy-britanniai Dyffryn, Ston Easton, Cogan, Worcester, Sand Hull talajsorozatok, norvégiai regosol és németországi agyagbemosódásos barna erdőtalaj, podzol |

| Ásvány | Ausztrália | Észak-Amerika (Amerikai Egyesült Államok) | Európa |
|----------|---|---|--|
| Ilmenit | Alluviális és barna talajok, barna, fekete és vörösföldek, sárga és vörös podzol, reziduális és vályogtalajok, vörös-barna földek, lateritek, gilgai és szologyos-szolonyec talajok | Vörös-sárga podzolos vályogos homoktalaj, Scott és Montalto iszapos vályogtalaj | Nagy-britanniai Bodkin, Gower és Newport talajsorozatok, németországi erdőtalaj, agyagbemosódásos barna erdőtalaj, barnaföld, podzol, spanyolországi Umbrandepts mollico, szovjetunióbeli közönséges csernozjom |
| Rutil | Alluviális, barna talajok, barna, fekete és vörösföldek, sárga és vörös podzol, podzol, reziduális és vályogtalajok, vörös-barna földek, lateritek, gilgai és szologyos-szolonyec talajok | Podzol, vörös-sárga podzolos vályogos homoktalaj, Dunmore és Hagerstown homoktalaj, Grundy, Montalto, Tilsit és Scott iszapos vályogtalaj, Canadian, Chickasha, Derby, Dougherty, Kirkland, Lincoln, Minco, Nimrod talajsorozatok | Hollandiai podzol, norvégiai brunisol podzol, regosol, németországi agyagbemosódásos barnaföld és podzol, szovjetunióbeli kilúgozott, közönséges és réti csernozjom, nagy-britanniai Dyffryn, Ston Easton, Gower, Sully, Cogan, Worcester, Sand Hull, Bodkin és Newport talajsorozatok |
| Leukoxén | Gilgai és szologyos-szolonyec talajok és lateritek | Podzol, vörös-sárga podzolos vályogos homoktalaj, Dunmore és Hagerstown homoktalajok | Németországi agyagbemosódásos barna erdőtalaj, barnaföld, podzol, szovjetunióbeli közönséges csernozjom, nagy-britanniai Bodkin, Gower és Newport talajsorozatok |

Másodlagos titán-oxidok képződését az ausztráliai vörös-barna földben az agyagfrakció TiO_2 -tartalmának és Ti/Zr arányának a növekedése alapján valószínűsítették (OERTEL A. C. 1974). Skóciai tőzeges podzol talaj agyagfrakciójában 25%-ot elérő titán-dioxidot határoztak meg (szervesanyag- és vas-oxihidroxid-mentes talajra számolva), amely röntgenamorf volt, de transzmissziós elektronmikroszkópos vizsgálatokkal anatóznak bizonyult. A talajban szfénből való képződését az anatóz kriptokristályos megjelenése és az alapkőzetből az A_2 -szint felé növekvő mennyisége valószínűsítheti. Mennyisége a felső szintben relatíve tovább nő a kilúgozó anyagok rovására (BAIN D. C. 1976).

A titán-oxid-tartalom eredhet az ásványokba izomorf módon behelyettesített titánból is, amelyet a kristályos TiO_2 -ásványokból szelektív kioldással próbáltak elkülöníteni. A kaolinitekben (Bordeaux, Cornwall, Georgia, Keokuk, Wrens lelőhelyekről) általában a titántartalom 96%-a különálló ásvány (főleg anatóz), míg a bentonitban (Belle Fourche, Colony és Mississippi) csak 28%-a, az illitben (Beavers Bend) pedig 19%-a, míg a többi izomorf helyettesítés. A megvizsgált néhány talajból szelektíve kioldható titántartalom azonban igen széles határok között mozgott (DOLCATER D. L.—SYERS J. K.—JACKSON M. L. 1970).

Az ilmenitet, amely ugyancsak számos talaj nehézásvány-frakciójában előfordul (14. táblázat), kevésbé ellenálló ásványnak tartják (GRAHAM E. R., PETTIJOHN F. J. cit. BREWER R. 1964), mint a rutilt.

Összefoglalva: A titán-oxid összetételű ásványok a talajokban részben elsődlegesek, a talajképző kőzetből öröklöttek; részben másodlagosak is, így az anatóz képződését valószínűsítették a talajokban. A TiO_2 képződésére — többek között — a talajképző kőzethez képest a talajszintek agyagfrakciójában való felszaporodásból következtek. Ehhez hozzájárulhat az is, hogy a mállásnak igen ellenálló ásvány, valamint az is, hogy a Ti-ionok pl. az agyagásványok kristályrácsába beépülhetnek izomorf behelyettesítéssel.

A többi titán-oxid-ásvány közül számos talajból az ilmenitet is leírták, bár a TiO_2 -ásványoknál kevésbé ellenálló ásványnak tartják.

2.3.3. ALUMÍNIUM-OXIDOK, -OXIHIDROXIDOK ÉS -HIDROXIDOK

A korund esetlegesen előfordulhat a talajok homok- és iszapfrakciójában. Ez az ásvány a fizikai és a kémiai mállásnak igen ellenálló — bár erősen savas közegben lassan oldódik (MARSHALL C. E. 1964). A mállással szembeni ellenálló képesség szerinti rangsorolásban a 13-as fokozatba, a legellenállóbb ásványok közé tartozik (JACKSON M. L.—SHERMAN G. D. 1953).

Az Al—OH beépülhet a 2:1 típusú agyagásványok rétegekzi terébe, ezért feltételezik, hogy a gibbsit önálló fázisként addig nem képződik, amíg az agyagásványokba történő beépülésére lehetőség van. Az irodalom ezt „anti-gibbsit” jelenségnek nevezi (JACKSON M. L. 1975).

Az alumínium-oxihidroxidok közül a böhmít képződésének két módja ismert: pszeudoböhmítből szikes, sós közegben (HSU P. H., CHESWORTH W. cit. HSU P. H. 1977) vagy amorf alumínium-hidroxidok dehidratációjával (HSU P. H. 1977).

A talajokban az alumínium-hidroxidok közül a gibbsit gyakori, de a bayeritet és a nordstranditot is kimutatták.

Laboratóriumi kísérletek tanúsága szerint az OH-Al-polimerek lassú öregítése savas közegben a gibbsit, míg a gyors kicsapás és semleges vagy lúgos közegben történő öregítés a bayerit, nordstrandit vagy mindkettő képződéséhez vezet. A talajokban e folyamatok lassúak és többnyire savas közegben mennek végbe, ami a gibbsit képződésének kedvez.

Az ásványok mállás során való átalakulásával egyrészt közvetlenül, másrészt közvetve átmeneti ásványokon (agyagásványokon, így kaoliniten) keresztül jöhet létre gibbsit. Ez utóbbi esetben a kaolinitet a kevésbé, míg a gibbsitet az erősen mállott zónákra tartják jellemzőnek. A gibbsit képződése tehát magában foglal egy deszilifikációs folyamatot is.

A gibbsit egyike a humid trópusi és szubtrópusi övezet Oxisoljainak és egyes japán Andosolok uralkodó mennyiségű ásványainak, valamint kis mennyiségű, de gyakori ásvány az Ultisolokban (HSU P. H. 1977).

A gibbsit előfordul a mérsékelt égövön és ennél hidegebb éghajlaton képződött talajokban is. Leírták ezt az ásványt alpi talajok agyagfrakciójából, japán vulkáni hamun kialakult talajokban és mérsékelt égövi észak-karolinai és franciaországi, valamint skóciai talajokból is (CATE R. B.—MCCRACKEN R. J., DEJOU J. et al., REYNOLDS R. C., WADA K.—AOMINE S., WILSON M. J. cit. ESWARAN H.—STOOPS G.—SYS C. 1977).

Mikromorfológiai vizsgálatok során is kimutattak gibbsitet, így laterit talajokból is zairei Petroferric Haplustoxban a sílírekben lévő véletlenszerűen aggregálódott kristályokként üregkitöltő, valamint szerkezeti elemekben lévő aggregátumszerű kiválásokként, ezenkívül megfigyelték kvarc-szemcsék körül és biotit utáni kaolinit pszeudomorfózákon. Malaysiai Acrorhox talajban az alapanyagban elszórva fordult elő (szemcsenagyság szerint az iszapfrakcióban dúsult), végül megjelent néhány nagyobb aggregátumszerű kiválásként és kristályhalmazokként is. Madagaszkári Acrorhox talajban a gibbsit kristályszövedék és kristályhalmazok formájában, valamint fennöve a pórusok falán fordult elő.

Különböző kristályformájú gibbsitet határoztak meg pásztázó elektronmikroszkóppal Oxisolok üregeiben (ESWARAN H.—DE CONINCK F. cit. BIRDSONG E. B. A. 1980a).

Az Oxisolokban és az Oxic-szintben gyakran előfordul a gibbsit, ritkábban a böhmít. A gibbsit gyakran 2—5 μm mérettartományban kristályosodik, esetenként nagyobb is lehet mint 10 μm . A gibbsit többnyire az iszapfrakcióban, de aggregátuma a homokfrakcióban is előfordulhat (ESWARAN H.—STOOPS G.—SYS C. 1977).

Gibbsitet meghatároztak inverelli (Ausztrália) lateritek 2 mm alatti szemcsefrakcióiban is (CARROLL D.—WOOF M. 1951).

Összefoglalva: Az alumínium-oxidok közül a talajokban a mállásnak igen ellenálló korund előfordulása várható.

Az alumínium-hidroxid beépülhet az agyagásványok kristályrácsába. Feltételezik, hogy a talajban önálló ásványként csak akkor képződik, ha az agyagásványokba való beépülésre már nincsen lehetőség („anti-gibbsit hatás”). Az alumínium-hidroxid összetételű ásványok közül a talajokban csak a bayeritet, nordstranditot és a gibbsitet mutatták ki. A képződési körülmények a talajokban inkább a gibbsit képződésének kedveznek. Számos ásvány átalakulásának, mállásának végterméke, így az erősen mállott talajokban gyakori és a szubtrópusi és trópusi területek Oxisoljainak is jellemző ásványa.

Az alumínium-oxihidroxid- és -hidroxid-ásványok, valamint az azokból kioldódó alumínium a talajoknak mind a genetikája, mind a termékenysége szempontjából fontos tulajdonságait befolyásolja (pl. kolloidok állapota, szerkezet, P-fixáció).

2.3.4. VAS-OXIDOK, -OXIHIDROXIDOK ÉS -HIDROXIDOK

A vas-oxid-, -oxihidroxid és -hidroxid-ásványok a talajokban igen gyakoriak, különböző földrajzi övezetek számos talajtípusában fordulnak elő. Ezekkel az ásványokkal kapcsolatban felhalmozott ismeretanyag igen nagy, önmagában is könyv terjedelmű, így e munkában csak érintőleges tárgyalására lehet vállalkozni.

2.3.4.1. Stabilitás

A termodinamikai adatok összefoglaló értékelése azt mutatja, hogy földfelszíni viszonyok között a legtöbb talajban csak a goethit a stabil (SCHWERTMANN U.—TAYLOR R. M. 1977). Ezen ásványok stabilitásának értékelésénél az ionaktivitások (és a P_{CO_2}) és a pH mellett a redoxiviszonyok figyelembevétele is szükséges, amely sok esetben az Eh-pH diagramok alapján történik (GARRELS R. M.—CHRIST V. L. 1965).

Anaerob viszonyokra, az elárasztott talajok vas-hidroxid rendszerére összefoglaló értékelést PONNAMPERUMA F. N.—TIANCO E. M.—LOY T.

(1967) adtak. Azt feltételezték, hogy e rendszerben szilárd fázisként a $\text{Fe}(\text{OH})_3$ és a $\text{Fe}_3(\text{OH})_8$ metastabil fázisok és $\text{Fe}(\text{OH})_3 \rightarrow \text{Fe}^{2+}$, $\text{Fe}_3(\text{OH})_8 \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ és $\text{Fe}(\text{OH})_3 \rightarrow \text{Fe}_3(\text{OH})_8$ reakciók jellemzők. Összesen 32 talajt vizsgáltak, amelyekben 17 heti elárasztás után az $\text{Fe}(\text{OH})_3 \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ reakció megy végbe, míg az $\text{Fe}_3(\text{OH})_8 \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ és a $\text{Fe}(\text{OH})_3 \rightarrow \text{Fe}_3(\text{OH})_8$ folyamatok a vízzeloldható ferroionok felhalmozódása után hatnak. A $\text{Fe}_3(\text{OH})_8$ nagy pH-értéknél, néhány hetes vízborítás után lesz uralkodó mennyiségű a hidroxidok között.

A vasásványok stabilitását az elárasztott talajokban az Eh-pH diagramok alapján YAMANE I. (1970) a vas-hidroxid, vas-karbonát, vas-szulfid—vas-hidroxid, vas-karbonát—vas-szulfid—vas-hidroxid rendszerben értelmezte.

Az aerob talajokban a hematit, maghemit, goethit, lepidokrokit vagy $\text{Fe}(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ előfordulása várható (NOVOZAMSKY I.—BEEK J. 1976).

2.3.4.2. Képződés és elterjedés a talajokban

2.3.4.2.1. Hematit

A talajban a hematit származhat a talajképző kőzetből, mivel még az agyagszemcse méretű ásványok között is a mállásnak ellenálló ásványok közé tartozik (JACKSON M. L.—SHERMAN G. D. 1953).

Keletkezhet a hematit talajban is, amikor képződésének az erősen oxidatív és a semleges vagy gyengén lúgos közeg kedvez (ZONN SZ. V. 1982). A szintéziskísérletek alapján a ferriionokat tartalmazó rendszerben, lassú hidrolízisnél, amikor az oldat ferriion-koncentrációja meghaladja a goethit oldhatósági szorzatát, goethit jön létre, míg gyors hidrolízisnél, ha e koncentráció a ferrihidrit oldhatósági szorzatát haladja meg, ferrihidrit képződik. Goethit létrejöhet a ferrihidrit oldódásával, majd kicsapódással is, ami a ferrihidritből történő hematitképződéssel kompetitív folyamat. A ferrihidritből a nagyobb aggregátumok keletkezése elősegíti a hematit kristályosodási göcök képződését. A ferrihidrit előzetes jelenléte tehát szükséges a hematit képződéséhez. E folyamatnak kedveznek az aggregálódást és dehidratációt elősegítő tényezők, így a ferrihidrit nagy koncentrációja, a nagyobb hőmérséklet, valamint a csapadék izoelektromos pont körüli öregedése (SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R.—TAYLOR R. M. 1974). A ferrihidritből történő hematitképződéshez nem szükséges okvetlenül sem a kiszáradás, sem a nagyobb hőmérséklet, de szobahőmérsékleten e folyamat igen lassú (15 év alatt a ferrihidrit teljesen átkristályosodhat hematittá). Az amorf ferri-hidroxid négy és fél évig szobahőmérsékleten végzett öregítésére pH = 10 alatt hematit képződött (SCHWERTMANN U. 1965).

A goethit képződését a pH csökkenése (7—4 között), illetve kis pH-érték (pH = 3 alatt), valamint a goethit kristályosodási göcök jelenléte segíti elő.

A komplexképző szerves vegyületek a ferrihidrit hematittá történő átkristályosodása helyett oldódásához és goethit képződéséhez vezetnek. A hidroxikarbonsavak gátolják a ferrihidritek átalakulását jól kristályos oxidokká. A kis citrát-koncentráció a hematitlécek létrejöttének kedvez (SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R.—PAPENDORF H. 1968). Az oxalationok a ferrihidritből történő hematitképződésnek kedveztek a goethittel szemben. Míg ha az oldatban oxalát nem volt jelen, kis amorf szemcsék képződtek, amelyek azután aggregálódtak, addig a nagyobb oxalát-koncentrációnál kristálygócok képződnek az aggregálódás előtt. A végső aggregátumok nem mutatnak hexagonális elrendeződést, és a hidroxidszemcsék méretéhez hasonló nagyságú hexagonális hematitkristályok keletkeznek. Az oxalationok gyorsítják a hematit kristálygócok kiválását, mivel a vas-oxalátban a Fe—Fe távolság hasonló a hematitéhez (FISCHER W. R.—SCHWERTMANN U. 1975).

Laboratóriumi megfigyelések arra utalnak, hogy a Ca^{2+} - és Mg^{2+} -ionok adszorpciója a frissen lecsapott vas-oxid gélen a hematit, míg a HCO_3^- és SO_4^{2-} -ionoké a goethit képződését segíti elő (SCHELLMANN W. cit. TAYLOR R. M.—GRALEY A. M. 1967). Tasmániai vörösföldeket vizsgálva is rámutattak arra, hogy a Ca és Mg mennyisége a kicserélhető komplexben korrelációban van a goethit/hematit aránnyal (TAYLOR R. M.—GRALEY A. M. 1967).

A hematit előfordul a talajok homok- és iszapfrakciójában, így széles földrajzi elterjedésben, számos talajtípus homokfrakciójának nehézásványai között határozták meg (15. táblázat).

Kimutatható ez az ásvány a talajt színező diszpergált formában is, olyan talajokban, mint a laterites talajok és trópusi vörösföldek (JACKSON M. L. 1975; MARSHALL C. E. 1964; ZONN SZ. V. 1982). A hematitot általában mediterrán, szubtrópusi és trópusi talajokra tartják jellemzőnek (SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R.—TAYLOR R. M. 1974).

A lateritekben, amorf ferri-hidroxidokhoz és a goethithez képest a hematit + H_2O fázisok a 70% relatív humiditás alatt stabilak (a stabilitás alatt — a továbbiakban is — a földfelszíni viszonyokra vonatkoztatott termodinamikai stabilitás értendő). A goethit→hematit + H_2O átalakulás normál éghajlati körülmények között nem reverzibilis folyamat, így a hematit olyan vízgőznyomásnál is fennmarad, ahol a goethit a stabil ásvány (MARSHALL C. E. 1977). A talaj nedvesedése és kiszáradása során a határt többször is keresztezik az értékek.

XRD-, DTA-, SEM-EDXRA-technikával nepáli fosszilis laterites talajokból másodlagos hematitkristályokat írtak le (MÜLLER H. cit. BISDOM E. B. A. 1980b).

A differenciál röntgendiffrakciós módszerrel (a különbséggörbe kiszámítása a szelektív kioldás előtt és után felvett röntgendiffraktogramokból) sikerült a vas-oxid- és -oxihidroxid-ásványok kimutathatósági határát ja-

Vas-oxid- és vas-hidroxid-ásványok néhány előfordulása különböző talajok homokfrakciójának nehézasványai között

| Ásvány | Ausztrália | Észak-Amerika (Amerikai Egyesült Államok) | Európa |
|---------------------|---|--|---|
| | CARROLL D.—WOOF M. 1951; GRAHAM E. L. 1953 alapján | ADAMS J. E.—MATELSKI R. P. 1955; CADY J. G. 1940; JEFFRIES C. D.—WHITE J. W. 1940; MAKEDONOV A. V. 1980; MARSHALL C. E. 1977; MARSHALL C. E.—JEFFRIES C. D. 1945; NASH V. E. 1963; YASSOGLU N. J.—WHITESIDE E. P. 1960 alapján | AQUILAR J. R. et al. 1978; DELGADO M. et al. 1972; HUFFMANN H. 1954; NIEDERBUDE E. A.—SCHWERTMANN U. 1980; ROTSCHE J. 1973; SMITHSON N. F. 1953; SZULTANBAJEV E. A. 1979 alapján |
| Hematit | | Podzol és szürke erdőtalaj, vörös és sárga podzol talaj, valamint oxisolok | Németországi agyagbemosódásos barna erdőtalaj és podzol, spanyolországi Umbrandepts mollico, Ochrandepts entico és Haploxeralf, Rendoll és Xerothent, szovjetunióbeli közösleges csernozjomok |
| Maghemit + magnetit | Laterit | | |
| Magnetit | Alluviális, barna és vörös-barna talajok, vörös-barna és fekete földek, vörös podzol, podzol vályogtalajok és lateritek | Podzol és barna podzolos erdőtalaj, vörös-sárga podzolos vályogos homok, Scott-, Tilsit iszapos vályog | Németországi barna erdőtalaj, agyagbemosódásos barna erdőtalaj, barnaföld és podzol, spanyolországi Umbrandepts mollico, Ochrandepts entico és Haploxeralf, Rendoll és Xerothent, nagy-britanniai Bodkin, Gower és Newport talajsorozatok |
| Goethit | Laterit | | Spanyolországi Umbrandepts mollico és Ochrandepts entico |
| Limonit | | | Szovjetunióbeli közösleges csernozjom |

vítani és így hematitot kimutatni pl. az egyesült államokbeli Paleustalf és Paleudalf talajokból, valamint a braziliai Acrorthox talajból (SCHULZE D. G. 1981). Rámutattak azonban arra is, hogy a ditionitos kioldás részben a hematitot is oldja (WALKER A. L. 1983).

A kiválások alkotórészeként, különösen elektronmikroszkópiával kombinált mikromorfológiai vizsgálatokkal határoztak meg számos talajban hematitot, így Oxisolokban (BUOL S. W.—ESWARAN H. 1978), valamint malaysiai Eutropept, Tropudult, zairei Haplustox talajokból (ESWARAN H. et al. 1978).

A hematit számos talajban fordul elő mikroaggregátumok formájában, így spanyolországi mészkövön kialakult rendzina, meszes barna és ferrallitos talajokban is. A talajképző kőzet itt pirites volt és a hematitot ennek oxidációjával származtatták, amit esetenként megfigyelhető pirit utáni hematit pszeudomorfoza bizonyított. A rossz vízvezető képességű talajban goethitesedés ment végbe (DORRONSORO C.—DELGADO M. 1974). Elektronmikroszkópos vizsgálatokkal 0,005—0,008 μm -es mikroaggregátumokat cementáló hematitkristályokat írtak le braziliai, amazóniai Terra Roxa Estrutura talajból is (KITIGAWA Y. 1983). Lateritekben hematit mikroaggregátumokat határoztak meg, illetve közép-európai fosszilis talajokban ezek alapján mutatták ki a lateritesedési folyamat nyomain (SCHMIDT-LORENZ R. cit. BISDOM E. B. A. 1980a).

A rubefikáció során is végbemegy hematitosodás, így spanyolországi Rendoll, Haploxeralf és Xerorthent talajok rubefikálódását a talajszövetet átszövő hematitos vasas agyag slíreknek tulajdonítják (AQUILAR J. R. et al. 1978).

A hematit mállása során goethitesedhet.

2.3.4.2.2. *Maghemit*

A maghemit előfordulására a talajokban a mágnességére irányította rá a figyelmet.

A maghemit főként trópusi és szubtrópusi talajok jellemző vas-oxidásványa (SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R.—TAYLOR R. M. 1974), így pl. sárga és vörös talajban, vörösföldben, szologyban, barna podzol, laterites podzol talajokban, valamint podzol talajok vaskonkrécióiból írták le, de előfordult a mérsékelt égöv talajaiban is, így Hollandiában, Németországban, a Szovjetunióban és Kanadában is (TAYLOR R. M.—SCHWERTMANN U. 1974 összegezése szerint). A mágneses konkréciókban általában maghemit és hematit, míg a nem-mágnesesben goethit és hematit fordult elő, és az utóbbiban több a talajalapanyag is.

Nagy-britanniai barnaföld, glej, podzol, glej-podzol talajokban olyan mértékű mágneses szuszceptibilitást mértek (OADES J. M.—TOWNSEND W. N. 1963), ami ferromágneses ásványok, feltételezés szerint maghemit

jelenlétére utalt. A ferromágneses ásványok képződéséhez előbbi szerzők szerint optimális körülmények a jól levegőzött talaj (jó szerkezet, kevés—közepes mennyiségű agyagfrakció) és jelentékeny mennyiségű szerves anyag. Így az általuk vizsgált talajok között a podzol és a glejes podzol talajokban voltak a legkisebb mennyiségben jelen.

Észak-németországi lápokból is írtak le maghemitet, amely a feltevés szerint goethitből és lepidokrokkitből keletkezett a tőzeg elégetése során (SCHWERTMANN U.—HEINEMANN B. cit. OADES J. M.—TOWNSEND W. N. 1963).

Talajokban maghemit képződésének egyik módja tehát a goethit vagy lepidokrokkit nagyobb hőmérsékleten történő dehidratációja szerves anyag jelenlétében. Ez azonban nem magyarázza meg szélesebb elterjedésüket. A magnetitből oxidációval történő képződéssel is csak ott lehet számolni, ahol a talajban a magnetit jelentősebb mennyiségben fordul elő, így elsősorban bázisos vulkáni kőzeteken kialakult talajokban (TAYLOR R. M.—SCHWERTMANN U. 1974; ZONN SZ. V. 1982). Képződésének további lehetősége az, amikor a ferro-ferrivas rendszerben (pH = 7-nél és a talajokra jellemző ferroion-koncentrációnál) ferro-ferri-hidroxid vagy sziderit keletkezik (a kémhatástól és a CO₂ parciális nyomásától függően), majd a sziderit oxidációjával általában goethit, míg a ferro-ferri-hidroxid oxidációjával lepidokrokkit vagy maghemit képződik. A maghemit keletkezésénél a lassú oxidációs sebesség, a nagyobb pH-értékek (6—8), a 20—40 °C közötti hőmérséklet, a nagyobb összes vaskoncentráció és a ferriionok jelenléte kedvező. Képződéséhez az szükséges, hogy a ferro-ferri-hidroxid dehidrációja még teljes oxidációja előtt végbemenjen. A gyors oxidációnál lepidokrokkit jön létre (SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R.—TAYLOR R. M. 1974).

2.3.4.2.3. *Magnetit*

A talajokban a magnetitet általánosan elterjedt ásványnak tartják, amely a talajképző kőzetből származik és rendszerint a homok (JACKSON M. L. 1975), vagy pedig a homok- és az iszapfrakciókban fordul elő (MARSHALL C. E. 1964). A magnetitet a mállásnak ellenálló, bár nem a legellenállóbb ásványok közé sorolják (PETTIJOHN F. J., WEYL R., GRAHAM E. R. cit. BREWER R. 1964). Ennek megfelelően a talajképző kőzet heterogenitásának vizsgálatánál is felhasználták indexásványnaként, így az észak-michigani podzol és sötét erdőtalaj finom homokfrakciójának nehézásványai között jelentős mennyiségű magnetitet (20—77,5%) határozta meg (YASSOGLOU N. J.—WHITESIDE E. P. 1960). A nehézásvány-vizsgálatok szerint a magnetit különböző típusú és földrajzi elterjedésű talajok sorában fordult elő (15. táblázat).

A mágnesez szuszceptibilitás vizsgálatok vezettek a magnetit talajban végbemenő képződésének felvetéséhez. Automorf, pl. gypes podzol talajokban a mágnesez szuszceptibilitás nagyobb mint az alapkőzetben (VODJANICKIJ JU. N. 1981). Keletkezése lehetséges $\text{Fe}(\text{OH})_2$ -ből. A talaj átnedvesedésekor a szerves anyagok (a humusz- és fulvosavak) elősegítik a vasvegyületek lebomlását és redukálódását. Kiszáradáskor oxidáció és a képződött $\text{Fe}(\text{OH})_2$ dehidratációja következik be, majd további oxidálódással magnetit keletkezik. Képződésének a nedvesedés és kiszáradás közötti átmeneti szakasz kedvez. Ez a periódus a humuszos szintben hosszabb, a podzolos szintben rövidebb. A hidromorf talajok és az alapkőzet között a mágnesez szuszceptibilitásban a fenti különbség nincs meg.

A magnetit goethitből és hematitből történő képződésénél szerepet játszik a szerves anyag, amelynek bomlásánál képződő energia használódik fel.

A gypes podzol talaj szemcsefrakcióiban a ferromágnesez ásványok eloszlása heterogén. A vályogos homok mechanikai összetételű gypes podzol 1—5 μm közötti méretű frakcióiban koncentrálódik a magnetit és a maghemit, a hidrogoethit pedig az 50—250 μm frakcióban. Amíg a homok mechanikai összetételű gypes podzolban a magnetit a <50 μm frakcióban halmozódik fel, addig a hidrogoethit a homokfrakciókban (VODJANICKIJ JU. N.—BAGIN V. I. 1982).

A magnetit szintézisére számos kísérletet végeztek (SCHWERTMANN U.—TAYLOR R. M. 1977). Újabban a Cl^- -ion hatását tanulmányozták ferro-klorid oldatban (pH = 7 és 25°C-nál) aerációval történő szintézisnél, és megállapították, hogy a nagyobb kloridion-koncentráció nem kedvez a magnetit képződésének, gátolja a Fe—O—Fe kötések képződését. A Fe^{2+} -, Fe^{3+} -hidroxid öregedése során magnetit és lepidokrokit képződik. A fenti összefüggésre vezetik vissza, hogy alacsonyan fekvő tengerparti talajokban a lepidokrokit jelentős mennyiségben lehet jelen (TAYLOR R. M. 1984).

Felhívták a figyelmet arra is, hogy amorf, illetve rosszul kristályos vasvegyületek meghatározására felhasznált szelektív kivonószerek, különösen az ammónium-oxalát a talajban előforduló, „aktivizált” felületű magnetitből jelentős mennyiségű vasat oldhatnak ki (RHOTON F. E. et al. 1981; WALKER A. L. 1983).

2.3.4.2.4. *Ferrihidrit*

A ferrihidrit rosszul kristályos, a hematithoz hasonló, de rendezetlenebb szerkezetű, Fe—O , OH , OH_2 oktaéderekből álló ásvány, ahol a Fe -kristálypontok egy része betöltetlen és ekkor az OH_2 aránya is nő (SCHWERTMANN U.—SCHULZE D. G.—MURAD E. 1982).

A ferrihidrit kristályszerkezetének nagyfokú rendezetlenségéből arra következtek, hogy képződése gyorsan vagy pedig a kristályosodást gátló anyagok jelenlétében folyik le. A szerves anyagok vassal számos komp-

lex vegyületet képeznek, így a szerves anyagok gátolják a kristályosodást, míg hasonló szerepet tulajdonítanak a Si-tartalmú talajoldatoknak is (CARLSON L.—SCHWERTMANN U. cit. SCHWERTMANN U. 1984).

Képződésében kiemelik a szerves és biotikus tényezők szerepét. A talajban képződött szerves vas komplexeket az erőteljes oxidáció során a mikroorganizmusok átalakítják és az oldatból ferri-hidroxid válik ki (SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R. 1973).

Ferrihidrit aggregátumokat mutattak ki vasbaktériumok maradványaiban is, utalva arra, hogy kiválása az oldatból a felgyorsuló oxidációnál a vasbaktériumok (*Gallionella*, *Leptothrix* vagy *Toxothrix*) közreműködésével mehet végbe (CSUHROV F. V. et al. 1973).

A ferrihidrit képződését SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R.—TAYLOR R. M. (1974) a ferrirendszerben a 10^{-37} — 10^{-38} oldhatósági szorzatot meghaladó koncentrációnál valószínűsítik.

A ferrihidrit más vasásványokká is átalakulhat. A hematithoz hasonló szerkezete miatt először hematittá alakulását tételezték fel (SCHWERTMANN U.—SCHULZE D. G.—MURAD E. 1982), különösen melegebb éghajlatú területeken (SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R.—TAYLOR R. M. 1974).

Mérsékelt, humid (nedves) éghajlaton a ferrihidrit nem alakul át közvetlenül hematittá, hanem oldódik, és az oldatból később goethit kristályosodik ki (SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R. 1973; SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R.—TAYLOR R. M. 1974). E folyamatot CSUHROV F. V. et al. (1973) is feltételezik.

Ferrihidritet különböző talajokból írtak le, így kanadai és holland glej, németországi tőzeges glej talajokból (SCHWERTMANN U.—SCHULZE D. G.—MURAD E. 1982), valamint a velikolukszkiji és a kalinyini terület (Szovjetunió) gyepes podzol, az Azovi-tenger mellék közönséges csernozjom talajaiból és az Elefántcsontpart trópusi erdői alatt kialakult talajokból (CSUHROV F. V. et al. 1980; CHUKHROV F. V.—GORSHKOV A. I. 1981).

2.3.4.2.5. *Goethit*

A laboratóriumi kísérletek szerint goethit képződhet OADES J. M. (1963) összegezése alapján:

- a) kis pH-értékű oldatokban a ferriionok lassú kicsapódásával,
- b) nagy pH-értékeknél, magasabb hőmérsékleten a ferri-hidroxid gélek öregedésével,
- c) ferro-karbonátok oxidációjával vagy karbonátionok jelenlétében a ferro-hidroxidok oxidációjával.

Mindhárom eset lehetséges, de legvalószínűbbnek a talajban az elsőt tartják.

A további kutatások szerint ferriionokat tartalmazó oldatból egyrészt goethit csapódhat ki, másrészt ferrihidrit képződhet, amely hematittá kristályosodhat át.

E folyamatokat a dehidráció nem akként befolyásolja, hogy a goethit dehidrációjával hematit képződik, hanem úgy, hogy a hematitot megelőző átmeneti fázis, a ferrihidrit veszít vizet. Brazíliai Incepti-, Ulti- és Oxisolokban a hematit mennyisége nőtt a mintavételi helyre megadott évi átlaghőmérséklet 15°C-ról 20°C-ra való emelkedésével (KÄMPF N.—SCHWERTMANN U. 1983). A növekvő relatív nedvességtartalommal csökken a ferrihidritből történő hematit-átkristályosodás mértéke (TORRENT J.—GUZMAN R.—PARRA M. A. cit. KÄMPF N.—SCHWERTMANN U. 1983).

A kémhatást tekintve a ferrivas rendszerben, amikor a pH-érték 8-ról 4-re csökkent, a goethit mennyisége a hematithoz viszonyítva nőtt, párhuzamosan a monomer $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$ aktivitásával (KÄMPF N.—SCHWERTMANN U. 1983). Több szerző szerint az oldatban már az alumínium kis koncentrációja visszaszorítja a goethit képződését a hematittal szemben az Al—Fe-hidroxiid-csapadékból (SCHWERTMANN U. 1984). A szerves anyag komplexbe véve a vasat, csökkenti az oldatban a szerves ferriionok aktivitását. Így az ritkábban érheti el a ferrihidrit oldhatósági szorzatát (10^{-37} — 10^{-39}), de gyakrabban haladhatja meg goethitét (10^{-42}), (SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R.—PAPENDORF H. 1968).

A ferrihidrit→goethit, illetve hematit átalakulást a kísérletek szerint nagyban gátolja az oldatban a monokovavas jelenléte. Az átalakulás eredményeként a keletkező kristályok morfológiája is megváltozik, így a hematitnál szokásos hexagonális lemezek helyett ellipszoidszerű, míg a goethit esetében pszeudohexagonális kristályok képződnek (CORNELL R. M. 1986).

A fentiekben túl utalnak a ferrihidrit, illetve a lepidokrokit→goethit átalakulások lehetőségére is (VAN SCHUYLENBORGH J. 1965).

ZONN SZ. V. (1982) összegezése szerint a goethit ferrihidritből (CSUHROV F. V. et al.; SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R.), lepidokrokitból (KRAUSE A.—BORKOWSKA A.; VAN OOSTERHAUT G.) és hematitból (SCHWERTMANN U.) alakulhat át.

Amorf ferri-hidroxiid öregedésével goethit és hematit képződik, amelynek arányát a kísérletek tanúsága szerint befolyásolja részben a kémhatás is. Szobahőmérsékleten 4 és fél évig, 5—12 pH között végzett kísérletek szerint 10 pH felett goethit keletkezett (SCHWERTMANN U. 1965).

A lepidokrokit→goethit átalakulás a lepidokrokit oldódásával, majd a goethit kristályosodásával megy végbe. Ezt a folyamatot elősegítik a lepidokrokit oldódását fokozó tényezők (pl. oldathőmérséklet és lúgosság növelése, ferroionok jelenléte, a lepidokrokit kristályosságának csökkenése). A goethit átkristályosodását hátráltatja az oldott kovavas jelenléte, mivel a Si adszorbeálódik és beépül a goethit kristályszerkezetébe, gátolja a kristálymagok képződését és így nagyobb, sokszor ikresedett goethit-kristályok jönnek létre (SCHWERTMANN U.—TAYLOR R. M. 1972, 1973)

A hematit→goethit átalakulást megváltozott éghajlati körülmények közé (pl. hidegebb és nedvesebb éghajlat alá) került hematitos talajokban

figyelték meg, amit a talaj színének változása (vörösről sárgára) követhet. Ezt a folyamatot a szerves anyag fokozott szerepével, a vasat oldó szerves komplexek képződésével, majd az oldatból goethit képződésével magyarázzák. Ilyen átalakulást figyeltek meg közép-európai vörös hematitos homokkővön kialakult hidromorf talajokban, ahol a hematit az anaerob körülmények között oldódott, majd a jelenlegi éghajlati viszonyoknak megfelelően goethit vagy lepidokrokit képződött (SCHWERTMANN U. 1971).

Az előzőek szerint az egyes ásványok képződésére tehát a szintéziskísérletek tanúságán túl abból is lehet következtetni, hogy milyen természeti körülmények között fordulnak elő. Dél-Németországban Ny-K irányú talajsorozatokban a goethit/hematit arány csökkenését ismerték fel, ahol az évi átlaghőmérséklet 7,5°C-ról 10,5°C-ra nőtt, míg az évi átlagcsapadék 1000 mm-ről 600 mm-re csökkent (SCHWERTMANN U. et al. cit. SCHWERTMANN U. 1984).

A goethit/hematit arány csökkenését állapították meg ÉNy-Tasmania talajaiban is, amikor is a tengerszint feletti magasság 575 m-ről a tengerszintre, az évi átlagcsapadék 1650 mm-ről 1080 mm-re csökkent, míg az évi átlaghőmérséklet 9°C-ról 12°C-ra nőtt (TAYLOR R. M.—GRALEY A. M. 1967).

Hasonló összefüggést ismertek fel Dél-Braziliában is, ahol K-Ny irányú talajsorozatban (Oxisolok, Ultisolok, Inceptisolok) a goethit/goethit+hematit arány nőtt a növekvő nedvességtartalommal (csapadék mínusz evapotranszspiráció), a talaj növekvő szervesanyag-tartalmával és csökkenő pH-értékkel (KÄMPF N.—SCHWERTMANN U. 1983).

Hasonló változást figyeltek meg Közép-Braziliában mállott bazalton kialakult Acrox talajok B-szintjénél, ahol 176 m-en belül 2 m-es szintkülönbségnél a lejtő felső, szárazabb részén a talaj B-szintjének színe vörös (2,5 YR), és a goethit/goethit+hematit arány 0,19, míg a mélyebben fekvő részeken a szín sárgába (10 YR) megy át, és a talaj csak goethitet tartalmaz (CURI N. cit. SCHWERTMANN U. 1984).

A Natisone és az Isonzo völgyében (Olaszország) a terra rossából álló kolluvium az alluviális síkságon egyre erősebb vízhatás alá (és redukációs viszonyok közé) kerül, amikor is konkréciók képződnek, amelyeknek hematittartalma kisebb, mint eredetileg az agyagfrakcióé volt, és valószínűleg másodlagos, kisebb Al-tartalmú goethitet, valamint mangán-oxidokat tartalmaz (BOERO V.—SCHWERTMANN U. 1986).

Mint a fenti példából is leszűrhető, a szerves anyag jelenléte és felhalmozódása nem kedvez a hematit előfordulásának.

Erre az is utal, hogy a vörös színű fosszilis talajokban a gyökérjáratok mentén közvetlenül egy kifakult színű zóna van, amit egy sárga színű goethites rész vesz körül, amely végül a gyökérjáratától távolodva átmegy a vörös színű talajba (SCHWERTMANN U. 1984).

A fenti összefüggések tehát azt támasztják alá, hogy a fokozott vízhatás, a szervesszén-tartalom, a kisebb pH-érték a goethit képződésének

kedvez, míg a magasabb hőmérséklet a hematiténak (KÄMPF N.—SCHWERTMANN U. 1983).

Amerikai egyesült államokbeli szaproliton kialakult Hapludult talaj C-szintjében röntgendiffrakcióval és Mössbauer-spektroszkópiával nagyobb alumíniumtartalmú hematitot és goethitet határoztak meg. Mivel a B₂₁₁ szintben csak goethitet találtak, feltételezték e talajban a hematit goethitesedését (BIGHAM J. M. et al. 1978).

Mérsékelt éghajlaton is lehetséges a hematit→goethit átalakulás, mivel itt a szerves anyag mineralizációja lelassul, felhalmozódik a humusz, és a humuszsavak feloldhatják a hematitot, ami után goethit képződik (ZONN SZ. V. 1982).

A talajokban előforduló goethitekben számos esetben nagyobb mértékű alumíniumbehelyettesítéseket határoztak meg. Összefüggést mutattak ki a teljes kémiai elemzés, szelektív kioldások és a röntgendiffrakciós vizsgálatok eredményei alapján a goethit növekvő alumíniumtartalma (15—30 mol% AlOOH) és csökkenő szemcse nagysága között ausztráliai laterit, vörösföld, sárga és vörös-barna podzol talajokban. Ezt az összefüggést annak tulajdonították, hogy az alumínium beépülése korlátozza a goethit kristályméretét. Megfigyelték, hogy a nagyobb alumíniumtartalmú goethitek kevésbé oldódtak a ditionitos kivonószerben és így az a szokatlan helyzet állt elő, hogy a nagyobb szemcseméretű kristályok oldódtak jobban (NORRISH K.—TAYLOR R. M. 1961).

Fe⁵⁷ Mössbauer-spektroszkópiával ausztráliai és amerikai egyesült államokbeli goethit mintákat vizsgáltak. A legnagyobb Al₂O₃-tartalmat (9,87%) és egyben a legkisebb szemcseméretet (140 Å) az ausztráliai mállott bazalton kialakult talajból származó mintában mérték (JOHNSTON J. H.—NORRISH K. 1981).

Több mint 200 dél-afrikai talajból és kőzetmálladékból származó goethit esetében az alumínium behelyettesítése 0—32% között változott. E minták alapján megerősítették azt a megfigyelést, hogy az alumínium behelyettesítése és a kristályosság (a röntgendiffrakciós csúcs félmagasságánál mért szélesség) között fordított összefüggés van, ami azt jelezheti, hogy az alumínium a kristályosodást gátló egyik tényező (a másik a szerves anyag) (FITZPATRICK R. W.—SCHWERTMANN U. 1982). A goethitben gyengén savanyú, hidromorf körülmények között az alumínium behelyettesítése 0 és 15 mol% között volt, míg az erősen mállott, nem hidromorf és savanyú kémhatású képződményekben 15—32%. Ezt az összefüggést egyrészt a kémhatásra vezetik vissza, amikor is a pH csökkenésével az alumíniumionok aktivitása és mennyisége az oldatban, és így a goethitben is növekedik. A hidromorf viszonyok mellett a kisebb mértékű behelyettesítésnek is a kémhatás volt az egyik oka, mivel itt a korlátozott mértékű kilúgozódás miatt a bázisok részben felhalmozódtak és ez növelte a pH-t. A másik tényező a hidromorf talajokban az, hogy a goethit itt a mobilizálódott ferroionokból képződik, amelyek a nagyobb pórusok felé, a nagyobb parciális O₂-nyomású részek felé mozognak. Így

aránylag tiszta körülmények között képződik, nincs közvetlen kontaktusban a szilárd fázissal. Ennek folytán az ebből származó alumínium sem épülhet be a kristályrácsba.

Az alumíniumtartalmú goethitek képződési körülményeire is lehet a szintéziskísérletekből következtetni. Így meghatározott körülmények között az Fe^{3+} —Al—KOH rendszerben Al-goethitek képződnek, de az alumínium-koncentráció és a reakcióhőmérséklet növelésével, illetve a kálium-hidroxid töménységének csökkenésével egy bizonyos határon túl hematit jön létre. Az alumíniumkoncentráció növekedésével az oldatban növekedik a goethitbe épülő alumíniumionok mennyisége is, és csökken a csapadék (ferrihidrit→goethit) átalakulás sebessége (LEWIS D. G.—SCHWERTMANN U. 1979).

Szokatlan habitusú 20—50 Å széles és pár μm hosszú, szálas goethitkristályokat először japán Andosolokban és skóciai podzol és barna erdőtalajokban határoztak meg szelektív kioldással, EDXRA-spektroszkópiával, elektronmikroszkópiával és elektrondiffrakcióval (NAKAI M.—YOSHINAGA N. 1980). Hasonlóan szálas goethitmikrokristályokat (0,005 μm széles és 0,1 μm hosszú) mutattak ki tasmaniai podzol talajok B-szintjéből szelektív kioldási módszerekkel, elektronmikroszóppal, röntgen- és elektrondiffrakcióval (FORDHAM A. W.—MERRY R. H.—NORRISH K. 1984). Nedves, mérsékelt éghajlaton kialakult rubifikált talajokban és a Párizsi-medencében holocén agyagbemosódásos barna erdőtalajok alapanyagában is szálas goethitkristályok előfordulására utaltak (BRESSON L. M. 1974).

A goethit két típusát sikerült kimutatni röntgendiffrakcióval, elektronmikroszkópiával, termikus és infravörös spektroszkópiai elemzéssel braziliai vörös—sárga podzol, vörös—sárga Latosol, valamint Terra Roxa Esturuturada talajokban. Elkülönítettek egyrészt hexagonális vagy négyszögletes lemezeket, amelyek kristályvize 370°C körül távozik el, másrészt tűs kristályokat, amelyeknek súlyvesztése alacsonyabb hőmérsékleten, 300°C körül megy végbe (KITAGAWA Y. 1983).

A goethit a talajok széles sorában fordul elő, amiről konkrét adatok sokasága is rendelkezésre áll. Ezek felsorolására a teljesség igényével itt nincs mód. Ez az ásvány SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R.—TAYLOR R. M. (1974) összegzése szerint a hideg és mérsékelt humid, valamint a szubtrópusi (pl. mediterrán) éghajlati zóna hidromorf talajaira jellemző.

A vas-oxihidroxid-ásványok kimutathatóságát nagyban megnövelte a differenciál röntgendiffrakciós eljárás bevezetése (a különbséggörbe kiszámítása a szelektív kioldás előtt és után felvett röntgendiffraktogramokból). E módszerrel sikerült már 1,8% ditionit-citrát-bikarbonát oldható vastartalomnak megfelelő goethitet is meghatározni. Így mutattak ki goethitet göttingeni Ochrept (Terra fusca), valamint braziliai Acrothox és amerikai egyesült államokbeli Paleustalf talajokból (SCHULZE D. G. 1981).

A talajokon végzett nehézásvány-vizsgálatok értékelésénél a goethit, illetve a többi vas-oxihidroxid-ásvány esetében fokozottan igaz az a megállapítás, hogy a rendelkezésre álló adatoknál jóval nagyobb elterjedésben várhatók, nemcsak a vizsgálatok viszonylag kis száma miatt, hanem azért is, mivel a legtöbb esetben olyan előkészítést alkalmaznak, amely ezeket az ásványokat is oldja (15. táblázat).

A goethit gyakran előfordul a talajokban kiválások alkotórészeként, így Oxisolokban (BUOL S. W.—ESWARAN H. 1978), malaysiai Eutropept, Tropudult és Tropaquept talajokban (ESWARAN H. et al. 1978).

A Granada és Malaga (Spanyolország) környéki mészkövön kialakult rendzina, meszes barna és ferriallitic talajok vaskiválásaiban az előző sorrendben nő a goethit relatív gyakorisága a vasásványok között. Gyakran a hematit körül filmszerű bevonatként figyelték meg, amiből a hematit goethitesedésére következtettek. Az átalakulás először a kristályok élei mentén ment végbe, végül az egész hematitkristály átalakulhat. A talajokban az átalakulást a mészkő repedései körül figyelték meg, ahol is a humiditás nagyobb. Az átalakulást a hematit oldódásával (amely a szerves anyag hatására fokozott mértékű) és a goethit in situ kicsapódásával képzelték el (DORRONSORO C.—DELGADO M. 1974).

Kanadai Fera Eluviated Gleysolok B-szintjének nemmágneses vas-kiválásaiban az amorf vasvegyületek és a hematit mellett goethitet is kimutattak. E kiválások tömött, differenciálatlan szerkezetűek voltak, bár néhány kvarckristály megfigyelhető volt bennük (PAWLUK S.—DUMANSKI J. 1973).

A szintetizált, nemkristályos vas-oxid, a goethit és a hematit oldódását szerves savakban vizsgálva azt lehet megállapítani, hogy a nemkristályos vas-oxid pH = 3,5 értéknél az oxálsavban, a malonsavban, az almasavban, a citromsavban, a borkősavban valamint EDTE-ben, DTPE-ben és NTE-ben teljes mértékben oldódott, míg ecetsavban, tejsavban, szalicilsavban és ftálsavban jóval kisebb volt az oldódás, valamint mérsékeltebb volt pH = 5,5-nél is. Kisebb volt az oldódás a goethit és a hematit esetében is (MILLER W. P.—ZELAZNY L. W.—MARTENS D. C. 1986).

2.3.4.2.6. *Feroxihit*

Feroxihitet a moszkvai, rjazani és szmolenszki terület (Szovjetunió) glej talajaiból, valamint tengeri vaskonkréciókból írtak le (CSUHROV F. V. et al. 1976). A talajokban ez az ásvány kis pikkelyekből álló aggregátumokat alkot, amelyben néhány μm -es pálcikaszerű goethitkristályok is lehetnek, valamint goethit aggregátumokban is megfigyeltek feroxihit pikkelyeket. A képződéséhez a következő feltételeket tartják szükségesnek:

a) Fe-vegyületek jelenléte az oldatban,

b) lúgos vagy gyengén savas kémhatású közeg,

c) az oldat olyan átlevégződése, amely a vasionok gyors oxidációját okozza,

d) a vasbaktériumok hiánya, illetve életfeltételeiknek nem kedvező közeg, mivel e baktériumok a ferrihidritként való kicsapódást idéznék elő.

Képződését a talajban úgy képzelik el, hogy az átnedvesedett talajban, 5-nél nagyobb pH-jú oldatban a vasionok redukciója a $\text{Fe}(\text{OH})_2$ kiválását okozza. Kiszáradás során a redukciós viszonyok gyorsan oxidatívvá válnak, ami a feroxihit topotaxikus képződéséhez vezet, míg kevésbé gyors oxidációnál lepidokrokit jön létre. Kisebb pH-értékeknél (CSUHROV F. V. et al. 1976), amikor a $\text{Fe}(\text{OH})_2$, illetve ezen keresztül a feroxihit és lepidokrokit nem képződik, a ferroionok oxidációja goethit keletkezését segíti elő.

A feroxihit nem túl ellenálló ásvány, spontán módon goethitté alakulhat.

A feroxihit a talajoldatban lévő ferroionok viszonylag gyors abiogén oxidációjával jön létre (CHUKHROV F. V.—GORSHKOV A. I. 1981).

Az említetteken kívül leírták még az Azovi-tenger menti közönséges csernozjomból, réti talajból, a krasznodari és orlovi terület északi csernozjomjaiból, a kurszki és orlovi csernozjomból, vlagyimiri, velikolukszkiji, szalairszki és kalinyingrádi glej, kirovi glejes gyepes podzol és a priszalairi réti talajokból (Szovjetunió), valamint olaszországi vörös—barna talajokból (CSUHROV F. V. et al. 1980).

2.3.4.2.7. *Lepidokrokit*

A ferrovas rendszerben kicsapódott $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}$ -hidroxid oxidációja a lepidokrokit vagy a maghemit képződéséhez vezet SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R.—TAYLOR R. M. (1974) összegzése szerint. A kísérletek azt mutatták, hogy a lassú oxidációs sebesség, a nagyobb pH-értékek (6—8 között), a nagyobb összes vaskoncentráció és a magasabb hőmérséklet (20—40°C), valamint a ferriionok jelenléte a maghemit képződésének kedvez, míg ha a ferro-ferri-hidroxid gyors oxidációja a részleges dehidráció előtt megy végbe, akkor lepidokrokit képződik. Ha a ferroionok oxidációja inkább az oldatban megy végbe és nem a $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3 (\text{OH}, \text{O})_8$ kicsapódása után, akkor az oxidálódó ferroionok közvetlenül ferrihidritként csapódnak ki.

A lepidokrokit a szintéziskísérletek alapján a ferri-rendszerben kristályosodik, de a tapasztalatok szerint képződéséhez a talajban ferroionok jelenléte is szükséges. Újabbán végzett kísérletek szerint FeCl_2 oldatot oxidálva, CO_2 -mentes közegben, 5—7 pH között lepidokrokit jön létre.

Az oldatban a szilíciumvegyületek bizonyos esetekben gátolták a vas-oxidok és -oxihidroxidok kristályosodását (SCHWERTMANN U.—THALMANN H. 1976).

0,05 M ferro-klorid oldat részleges oxidációjával nátrium-hidroxiddal történő semlegesítéskor a különböző Si/Fe aránynál (0 és $53,5 \cdot 10^{-3}$) között végzett kísérletek szerint a zöldrozsda \rightarrow lepidokrokit képződési folyamatot a Si jelenléte gátolja, így a végtermék ferrihidrit lesz (KARIM Z. 1986).

A vas-hidroxid csapadékot 0,1 M FeCl_2 oldatból 0,1 M NH_4OH -val csapták ki pH = 4,0—6,0 között. Ennek átkristályosodását lepidokrokittá még a birnessit is gátolta (KRISHNA MURTI G. S. R.—HUANG P. M. 1986).

A lepidokrokit→goethit átalakulásnál két lehetőséget különböztetnek meg, a topokémikusat és az oldódás és kicsapódás útján végbemenőt.

A szilikácionok a lepidokrokit→goethit átalakulást is gátolják, míg a ferroionok gyorsítják ezt a folyamatot.

Gátolja a lepidokrokit goethitté alakulását az oldatban az alumínium is. A szobahőmérsékleten végzett szintéziskísérletek szerint 10 mol% feletti alumíniumtartalom visszaszorítja a lepidokrokit képződését (TAYLOR R. M.—SCHWERTMANN U. cit. SCHWERTMANN U. 1984).

A talajokban a lepidokrokit és a goethit sok esetben együtt fordul elő, amit egyrészt annak tulajdonítanak, hogy a talajban a lepidokrokit→goethit átalakulás lassú, másrészt a talajviszonyokat modellező in vitro kísérletekben is esetenként képződhetnek együtt.

A talajokban előforduló lepidokrokit rendszerint lécszerű alakú, tökéletesebb kristályformákban fordul elő, mint a többi vas-oxihidroxid (SCHWERTMANN U. 1984).

Nagy-britanniai Rothwell, Hallsworth, Frogmoor, Pentir, Eifion, Nerrquis, Cegin talajsorozatok glejtalajaiban röntgendiffrakcióval lepidokrokitot mutattak ki, ami a gyakori narancssárga színű kiválások színezőanyagát is adta. Ez utóbbi megfigyelés, valamint a szintek közötti eloszlása alapján valószínűsítik képződését e talajokban (BROWN G. 1953).

Lepidokrokitot határoztak meg az Azovi-tenger menti közönséges csernozjom, a kurszki és orlovi csernozjom, a Komi ASZSZK-ban lévő, a vlagyimiri és a velikolukszkiji gyepes, glejesedett podzol talajokban (CSUHROV F. V. et al. 1980; CHUKHROV F. V.—GORSHKOV A. I. 1981). Dél-afrikai pszeudoglejtalajokból is kimutatták a lepidokrokitot (SCHWERTMANN U.—FITZPATRICK R. W. 1977), ahol előfordulása egy rossz vízvezető képességű, a területen alacsonyabban fekvő (1300—1900 m) lejtőre korlátozódik. A redukált vas az újraoxidáció során képzett lepidokrokitot.

Japánban, elárasztott rizstalajokban végzett vizsgálatok szerint (IWASAYA Y. 1965) a jó vízvezető képességű rizstalajokban a limonit rozsdafoltok főleg goethitből és alárendelten lepidokrokitból állnak, míg a rossz vízvezető képességű talajokban lepidokrokitból.

A lepidokrokitot mérsékelt égövi, nem meszes, agyagos hidromorf talajokra tartják jellemzőnek, bár leírták jó vízvezető képességű talajokból is. Így kimutatták röntgendiffrakcióval jó vízvezető képességű texasi Arenic Arridic Paleustalf talajok agyagfrakcióiból is, ahol a talajt ért előző hidromorf hatás reliktum bélyegének tartják (ALLEN B. L.—DANIELS W. D.—CHITALE D. V. 1986).

A lepidokrokit hidromorf, erősen savanyú talajokban kevésbé gyakori (SCHWERTMANN U. 1984). Ezt a talajoldatban lévő alumínium gátló hatásának tulajdonítják.

2.3.4.2.8. *Összefoglalás*

A vas-oxid-ásványok (hematit, maghemit, magnetit) a talajokban mind a földrajzi öveket, mind a talajtípusokat tekintve igen széles elterjedésűek. A nagyobb oxidációs fokú hematit és maghemit inkább a trópusi és a szubtrópusi övezet talajaiban gyakori. Eredetüket tekintve egyrészt elsődlegesek, de mindhárom ásvány lehet másodlagos is.

A hematit létrejöhet az oldatból kicsapódott ferrihidrát átkristályosodásával is.

A maghemit a talajban képződhet goethitből, lepidokrokittől (pl. lápok égése alatt bekövetkező dehidrációval), magnetitből vagy az oldatból kicsapódó ferro-ferri-hidroxid megfelelő körülmények közötti oxidációjával (ez utóbbi a lepidokrokit képződésével kompetitív folyamat).

A magnetitnél felmerült a talajokban kicsapódott ferro-hidroxidból történő képződés részben oxidatív körülmények között, illetve keletkezése a goethitből, hematitből, ami redukciót is feltételez.

A vas-oxihidroxid-ásványok közül is több fordul elő a talajokban.

A ferrihidrit a ferri-vas rendszerből válhat ki. A szerves anyagok, a biotikus tényezők képződésénél kiemelt szerepet játszanak. Átalakulhat más vasásványokká is.

A feroxihit a talajoldat ferro-vas-tartalmának gyors, abiogén oxidációjával jöhet létre. Nem túl stabil ásvány, goethitté alakulhat át.

Mind a ferrihidrit, mind a feroxihit elterjedéséről a talajokban még igen kevés adat van, így erről egy általánosított kép nem alakítható ki.

A goethit közvetlenül kicsapódhat az oldatból vagy átalakulhat ferrihidritből, lepidokrokittől, vagy hematitből. A lepidokrokittől, a hematitből a goethit a kiindulási ásvány oldódásával, majd a goethit kristályosodásával képződik. A képződési körülményekre egyrészt a szintéziskísérletekből, másrészt pedig abból lehet következtetni, hogy a természeti körülmények (elsősorban éghajlati tényezők, így a hőmérséklet, átlagcsapadék) változásával hogyan változik a talajban a két ásvány pl. a goethit és a hematit aránya. A különböző földrajzi zónákban kijelölt szelvényekben követhető volt az az összefüggés, hogy a goethit/hematit arány csökken az évi átlaghőmérséklet emelkedésével és a csapadékatlag csökkenésével. A goethit képződésének kedvez a fentiek mellett pl. a fokozott vízhatás, a szervesanyag-tartalom, és a csökkenő pH. A goethit képződését gátló tényező többek között az oldat nagyobb alumíniumkoncentrációja. Ha ilyen körülmények között képződik goethit, akkor az alumínium részben beépül a kristályrácsba és egyben csökkenti a goethit kristályosságát és méretét. Gyengén savanyú kémhatásnál és hidromorf viszonyok-

nál az volt megfigyelhető, hogy a kristályrácsba kevesebb alumínium épült be.

A goethit a talajokban igen gyakori ásvány mind azok homok szemcsenagyságú frakciójában (erre mutatnak a nehézásvány-vizsgálati adatok), mind az iszap- és agyagfrakcióban (a goethit egyike a talajt színező anyagoknak). Előfordulása jellemző mind a hideg, a mérsékelt humid, mind a mediterrán, szubtrópusi zónák talajaira.

A ferrovasat tartalmazó oldatokban a kicsapódó ferro-ferri-hidroxid oxidációja maghemit vagy lepidokrokit képződéséhez vezet. A lepidokrokit képződésének az kedvez, ha a részleges dehidráció előtt megy végbe a gyors oxidáció. A lepidokrokit kristályosodik a ferrivas rendszerben is.

A lepidokrokit előfordulása a mérsékelt égöv mésztelen, agyagos, hidromorf talajaiban várható, azonban az utóbbi időben kimutatták jó vízvezető képességű, nem hidromorf talajokból is.

A talajokban előforduló vas-oxidok és vas-oxihidroxidok, illetve az azokból mobilizálódó vasvegyületek a talajok számos olyan tulajdonságát (pl. szín, kolloidok állapota, szerkezet, anionmegkötődés) befolyásolja, amely mind a talajok képződése, mind termékenysége szempontjából lényeges.

2.3.5. MANGÁN-OXIDOK ÉS -OXIHIDROXIDOK

A talajokban előforduló mangán-oxid-ásványokról több összefoglaló tanulmány jelent meg (MCKENZIE R. M. 1972, 1977, 1980). Az összegezések szerint a mangán oldott formában erősen savanyú talajokban fordul elő. Oxidált formában a mangán inkább semleges—lúgos kémhatású talajokban jelenik meg. Lúgos közegben gyors oxidáció megy végbe, míg semleges körüli kémhatásnál lassúbb, ahol is az első kiválási termék hausmannit, majd pedig manganit képződik. A mangán oxidációját több adat szerint a talaj finom szemcséi és a MnO_2 katalizálják. A mangán gyakran csapódik ki a vassal együtt. A mangánkiválások főként periódusosan vízzel telített talajokban fordulnak elő, illetve más megfogalmazás szerint vas-mangánkiválások előfordulása a talajokban az időszakosan túlbő nedvességgel jellemzett típusokhoz, illetve szintekhez kapcsolódik (MAKEDONOV A. V. 1980). A mangán koncentrációs folyamatát, a vasvegyületéhez hasonlóan, BLÜME elgondolása alapján MCKENZIE R. M. (1972) úgy képzei el, hogy a talaj nedves állapotában a mangánionok redukálódnak az aggregátumok felületén és az aggregátumok belsejébe vándorolnak, ahol a kiszáradás során oxidálódnak és kicsapódnak.

MCKENZIE R. M. (1972) részletesen összefoglalja a mangán-oxid-szintézis kísérletek eredményeit a talajokban és a mangán-oxid-, -oxihidroxid-ásványoknak következő képződési sorát tételezi fel:

pirokroit → hausmannit → manganit → jól kristályos birnessit

- oxidált birnessit
- hollandit
- kriptomelán
- litioforit
- todorokit

A talajban előforduló mangán-oxid-ásványok közül a birnessitet és a hollanditot tartják a gyakoribbnak (MCKENZIE R. M. 1972, 1977, 1980; TAYLOR R. M.—MCKENZIE R. M.—NORRISH K. 1964).

A manganozit és a partridgeit instabil a víz jelenlétében és pirokroitá és manganittá alakul, így előfordulásuk a talajban nem valószínű (MCKENZIE R. M. 1972).

Erősen oxidatív viszonyok között a piroluzit a legstabilabb mangán-oxid-ásvány. Redukálódás során a piroluzit oldódik és manganit válhat ki. Már kis mennyiségű idegen ion gátolja a piroluzit képződését (MCKENZIE R. M. 1977, 1980), így a piroluzit a talajban a ritkább mangán-oxid-ásványok közé tartozik. Egy ausztráliai talaj alluviális agyag alapkőzetéből mutatták ki (TAYLOR R. M.—MCKENZIE R. M.—NORRISH K. 1964).

A nsutit kissé jobban oldódik, mint a piroluzit és sem a nagyobb, sem a kisebb redoxiértéknél nem stabil fázis (LINDSAY W. L. 1979). Képződését a szintéziskísérletek tanúsága szerint az idegen ionok kevésbé gátolják, mint a piroluzitét (MCKENZIE R. M. 1972, 1977, 1980). Ausztráliai nehéz mechanikai összetételű talaj felső szintjéből birnessitkonkréciót írtak le (TAYLOR R. M.—MCKENZIE R. M.—NORRISH K. 1964), amelynek külső kérge (ESWARAN H. et al. 1978) főként tús nsutit kristályokból állt.

A birnessit mind nagy, mind kis redoxiértékeknél instabil ásvány (LINDSAY W. L. 1979). Ennek ellenére MCKENZIE R. M. (1972, 1977) a talajokban leggyakrabban előforduló mangánásványnak tartja. Számos talajból leírták. Ausztráliai szürke, nehéz mechanikai összetételű talaj, vörösföld és podzol talajok kiválásaiban határozták meg, ahol inkább a felszíni lúgos kémhatású szintekben fordult elő. A kiválások festő- és cementáló anyagát, esetenként a konkréciók héjait alkotja vagy repedések mentén igen vékony festődéseket, a talaj alapanyagrészein bevonatokat vagy cementálódásokat képez (TAYLOR R. M.—MCKENZIE R. M.—NORRISH K. 1964). Izraeli szürkésvörös barna agyag és terra rossa, valamint libanoni barna homokos agyag, jugoszláviai terra rossa talajokból is leírták ezt az ásványt (TAYLOR R. M. 1968), indiai Aquic Udipsamment és Typic Ochraqualf talajok B-szintjéből pedig mangánkiválásokból mutatták ki (ROSS S. J.—FRANZMEIER D. P.—ROTH C. B. 1976). Többnyire homok szemcsenagyságú, fluktuáló talajvíz hatása alatt álló talajokban határozták meg.

Malaysiai Aeric Tropaquept talaj kiválásaiban ESWARAN H. et al. (1978) mutattak ki birnessitet.

A Szovjetunióban az azovi terület, a hormutovszkiji sztyepp csernozjom és a vlagyimiri terület gypes podzol talajaiban határozták meg

(CSUHROV F. V. et al. 1980), ahol a mikroorganizmusok hatása nélkül lassú oxidációval képződött aggregálódott lemezek formájában. Mind savanyú, mind lúgos kémhatásnál előfordult (CHUKHROV F. V.—GORSHKOV A. I. 1981).

A talajban a hausmannit nem stabil ásvány (LINDSAY W. L. 1979). Azokban a talajokban, ahol hausmannit előfordult, így az Azovi-tenger menti terület csernozjom és a szibériai réti talajokban, a pH-érték nagy (CHUKHROV F. V.—GORSHKOV A. I. 1981).

A hollandit a talajban megjelenő mangánásványok közül ritkábban fordul elő, mint a litioforit vagy a birnessit (MCKENZIE R. M. 1972), képződését a birnessit átkristályosodásával magyarázzák. Ausztráliai talajok mangánkiválásait vizsgálva ezt az ásványt préri és szology talajokból írták le (TAYLOR R. M.—MCKENZIE R. M.—NORRISH K. 1964).

A kriptomelánt stabil ásványnak tekintik (CHUKHROV F. V.—GORSHKOV A. I. 1981), amely az instabil birnessit, ranciéit és vernadit átalakulásával képződik a megfelelő káliumkoncentrációnál. A kriptomelán képződését a talajban elsősorban a birnessit átalakulásával magyarázzák (MCKENZIE R. M. 1972, 1977, 1980). A szintéziskísérletek tapasztalatai szerint a nagyméretű idegen ionokat tartalmazó birnessit könnyen átalakul kriptomelánná. A Szovjetunióból több helyről is leírtak a talajokból kriptomelánt, így Moszkva környéki szürke erdei talajból, vlagyimiri területi gyepes podzoból, az Azovi-tenger körüli homutovszkiji sztyepp réti talajából, valamint a szalairszkiji terület gyepes podzol talajainak kiválásaiból. Kimutatták az Amazonas teraszán kialakult sötét színű talajokból is (CHUKHROV F. V.—GORSHKOV A. I. 1981; CSUKROV F. V. et al. 1980).

A litioforitot a talaj gyakori mangánásványai közé sorolják, ahol főként semleges-savanyú kémhatású felső szintekben fordult elő. Feltételezik a birnessitből való átalakulását (MCKENZIE R. M. 1972, 1977, 1980). Leírták ezt az ásványt tasmaniai (Ausztrália) vörösföldekből, ausztráliai laterites podzol, laterites sárgaföld, réti podzol, szology, vörösföld, sárga podzol és alpi humusz talajok kiválásaiban is (TAYLOR R. M.—MCKENZIE R. M.—NORRISH K. 1964).

A todorokit a talajban előforduló mangánásványok közül a ritkábbak közé tartozik. Az oldatból a mangán lassú oxidációjával csapódik ki (CHUKHROV F. V.—GORSHKOV A. I. 1981), vagy a birnessit átalakulásával keletkezik (MCKENZIE R. M. 1972, 1980). A lúgos körülmények kedveznek képződésének. Ez az ásvány előfordult az amerikai egyesült államokbeli Aquic Hapludoll meszes szintjeiben, a Nílus-völgy szoloncsák talajaiban és gipsz kérgében, a hormutovszkiji sztyeppről és a kurszki és orlovi területéről származó csernozjom talajokban (CHUKHROV F. V.—GORSHKOV A. I. 1981; CSUHROV F. V. et al. 1980). Megjelent ausztráliai talaj szepiolit és dolomit aggregátumain bevonatként, illetve ezek póru-saiban (TAYLOR R. M.—MCKENZIE R. M.—NORRISH K. 1964).

A manganit a talajokban igen ritka ásvány, lécsalakú kristályait pásztázó elektronmikroszkóppal indiai laterites talajokban határozták meg (ESWARAN H.—RAGHU MOHAN N. G. 1973).

Összefoglalva: A talajokban általában a mangán-savanyú kémhatású, redukzív viszonyok között van oldott állapotban. Az oxidáció és/vagy a kémhatás-változás a nagyobb pH-értékek felé a mangánvegyületek kiválásához vezet.

A talajokban erősen oxidatív körülmények között a piroluzitot tekintik a legstabilabb mangán-oxid-ásványnak, elterjedése ennek ellenére nem nagyon széles körű, mivel a talajoldatban az idegen ionok nem túl nagy koncentrációban már gátolják képződését. A birnessit erre kevésbé érzékeny ásvány, így annak ellenére, hogy stabilitási tartománya kisebb, a talajokban a leggyakoribb mangánásvány, Ausztráliától a Szovjetunióig számos, eltérő képződésű talajtípusból írták le.

A litioforit is a gyakoribb mangánásványok közé tartozik, megjelenése kémhatást tekintve a semlegestől a lúgos talajokig várható. A hollandit az előző ásványokhoz képest kevésbé gyakori. A litioforit és a hollandit képződését a birnessitből magyarázzák. A kriptomelánt is főként birnessitből származtatják, de utaltak a ranciéitből és a vernaditből végbemenő képződésére is, mindegyik esetben nagyobb káliumkoncentrációjú közegben.

A többi mangán-oxid- és oxihidroxid-ásványt tekintve a hausmannitot lúgos kémhatású talajokban határozták meg, míg az ugyancsak ritka és igen ritka mangánásványok közé tartozik a talajokban a nsutit, a manganit és a todorokit is (az utóbbi képződésénél is kedvez a lúgos kémhatású közeg).

2.3.6. EGYÉB OXIDOK

A talajokból leírtak még néhány ritkább oxidásványt is, kassziteritet az oksskolteni (ÉK-Norvégia) podzol és regosol talajokból (ELLIS S. 1980), baddeleyitet ugandai talajokból (BALDOCK J. W. cit. HUTTON J. T. 1977), spinellit oksskolteni brunisol, podzol és regosol talajokból (ELLIS S. 1980) valamint kromitot és krizoberillt K-thüringiai podzol talajokból (ROTSCHÉ J. 1973).

Ezek az ásványok valószínűsíthetően a talajképző kőzetből származnak. A talajokban az említettekén kívül még egyéb oxidásványok előfordulása is várható, elsősorban a talajképző kőzet összetételétől és a mállás intenzitásától függően, de kimutatásukra elegendő számú konkrét vizsgálat még nem történt. Az előző fejezetekben említett többi oxidásványhoz hasonlóan a felsorolt talajokon kívül jóval szélesebb elterjedésük valószínűsíthető, azonban az ilyen irányú vizsgálatok jelenleg igen korlátozott számúak.

2.4. SZILIKÁTÁSVÁNYOK

2.4.1.—2.4.2. SZIGET- ÉS CSOPORTSZILIKÁTOK

A szigetszilikátok a talajokban a mállással szemben legkevésbé ellenálló olivintől kezdve a legellenállóbb cirkonig előfordulnak aránylag kis mennyiségben.

Az olivinben a szilikáttetraédereket összekötő oktaédes koordinációjú kationok elég mobilak, kilúgozódásuk után a kristályrács különálló szilikáttetraéderekre esik szét. Az utóbbiak között meginduló polimerizáció a kationok (elsősorban a magnézium és vas) megkötésével rétegszilikátok képződéséhez vezet. Az olivin mállásánál két szélső esetet különböztetnek meg, az izomorf sor két végső tagjának elbomlása és átalakulása szerint: egyrészt a forsterit mállását szerpentinné, másrészt pedig a fayalit mállását vasoxidá (hematitá) és kovasavvá (LOUGHNAN F. C. 1969).

Az olivin mállása során közepes kilúgozódásnál szerpentin, szaponit, nontronit, ferrihidrátok és -gének, míg erőteljes kilúgozódásnál rosszul kristályos szmektit, kaolinit, halloysit, vasásványok, (goethit, hematit és rosszul kristályos, illetve amorf anyagok) képződése várható (HUANG P. M. 1977).

Mivel az olivin egyike a legkevésbé stabil szilikátásványoknak, ezért már az eredeti kőzetben is megindul az átalakulása, és emiatt átalakulási termékeinek eredete igen nehezen különíthető el. Azokban a talajokban, ahol a mállástermékek felhalmozódnak, illetve kevésbé lúgozódnak ki, nontronit, míg az erőteljesen kilúgozott talajokban vas-hidroxid pszeudomorfózák képződése várható (DELVIGNE J. et al. 1979).

Az olivin mállását kísérletileg is modellezve megállapítást nyert, hogy desztillált, szénsavval telített vízben és komplexképző szerves savakban (ecet-, aszparagin-, szalicil- és borkősavban) oldva elsősorban a magnéziumionok és a kovasav oldódik ki (HUANG W. H.—KELLER W. D. 1970). A szénsavas vízben az olivinből kioldódó magnézium mennyisége jelentősen megnő, míg a vasé a desztillált vízhez képest lecsökken. Nagy magnéziumkoncentrációjú oldatok esetén valószínűsíthető az olivinből egyes magnéziumszilikátok (így pl. szerpentin és klorit) képződését (KELLER W. D.—BALGORD W. D.—REESMAN A. L. 1963). Sóoldatban (0,01 N $AlCl_3$ -ban) is vizsgálva az olivin oldódását, megfigyelték a magnézium kioldódását, ami a hőmérséklettel nőtt és váltakozó hőmérsékletű oldatban nagyobb mértékű volt, mint állandó hőmérsékletnél (LANYON L. E.—HALL G. F. 1979).

A gránátokat az ellenálló (LOUGHNAN F. C. 1969; VAN DER MAREL H. W., PETTIJOHN F. J. cit. BREWER R. 1964), illetve a közepesen ellenálló ásványok (GRAHAM E. R., SMITHSON F., WEYL R. cit. BREWER R. 1964) közé sorolták és mállékony ásványnak csak DRYDEN L.—DRYDEN C. (cit. BREWER R. 1964) ítelték. MARSHALL C. E. (1964) is a

mállással szemben ellenálló ásványoknak tartja a gránátokat, de szerinte savanyú kémhatású közegben a geológiai időmértéket figyelembe véve aránylag gyorsan mállanak. A gránát izomorf sor tagjai közül a kalcium-gránátokat tartja a legmállékonyabbaknak, míg a vas-magnézium- és alumínium-magnézium-gránátokat ellenállóbbaknak. Az almandin oldhatósága csökken a pH-érték növekedésével és erősen lúgos közegben kevésbé oldódik. Erősen savas közegben az ásványból az alumínium és a vas oldódik ki, és csak a kovasav marad vissza, míg a pH-érték növekedésével nagyobb mértékben marad vissza előbb a vas, majd az alumínium is (NICKEL E. 1973).

E szilikátok közül még jó néhány ásvány ugyancsak kis mennyiségben fordul elő a talajban (16. táblázat), így pl. az andaluzit, disztén, epidot, staurolit, titanit, topáz. Ezen ásványok közül a cirkon igen ellenálló, közepes ellenálló képességű az andaluzit, disztén, staurolit, míg kevésbé ellenálló az epidot, topáz és a zoizit (DRYDEN L.—DRYDEN C., FIELDS M.—SWINDALE L. D., GRAHAM E. R., PETTIJOHN F. J., SMITHSON F., VAN DER MAREL H. W., valamint WEYL R. cit. BREWER R. 1964, és MITCHELL W. A. 1975), bár az egyes szerzők által felállított rangsorolásban vannak kisebb különbségek.

A talajban a gránátok mellett előforduló többi ortoszilikát ásványt (úgy mint andaluzit, disztén, staurolit és topáz) MARSHALL C. E. (1964) ugyancsak ellenállóknak tartja a mállással szemben. Kiemeli azt is, hogy a cirkon mind a kémiai, mind a fizikai mállással szemben igen ellenálló. Lúgos közegben azonban bizonyos mértékben mállhat, amint erre más szerzők is (CARROLL D. 1953a) rámutattak, emellett arra is utalva, hogy a cirkonváltozatok mállással szembeni ellenálló képessége nem egyforma. Legbomlékonyabb a radioaktív elemeket tartalmazó cirkon. Különböző kémhatású oldatokban végzett oldási kísérletek szerint a cirkon igen ellenálló és igen erősen savas közegben is csak kissé oldódik. Az epidot és a staurolit savas kémhatásnál jobban oldódik, míg a disztén a savas közegben ellenállóbb, mint a lúgosban (NICKEL E. 1973).

BUTTERFIELD J. A. (cit. BREWER R. 1964) szerint a cirkon is lehet autigén keletkezésű.

A csoportszilikátok közül a talajokban elsősorban a turmalin előfordulásával kell számolni (16. táblázat). Ezt az ásványt DRYDEN L.—DRYDEN C., GRAHAM E. R., SMITHSON F., VAN DER MAREL H. W., WEYL R. (cit. BREWER R. 1964), valamint MITCHELL W. A. (1975) és JACKSON M. L. (1975) a mállással szemben legellenállóbb ásványok közé sorolják. MARSHALL C. E. (1964) szerint is a turmalin igen ellenálló ásvány, amelyben a mállás a kristályszerkezetben lévő csatornák mentén hatol előre. A nátrium kioldódása gyors, ez után egy kovasavban gazdag réteg marad vissza, amely a semleges körüli kémhatásnál több alumíniumot tartalmaz. A turmalin oldódásának mértéke semleges kémhatásnál a legkisebb és az erősen savas és lúgos közegben bizonyos mértékben megnő (NICKEL E. 1973).

Sziget- és csoportszilikátok néhány előfordulása különböző talajokban

| Ásvány | Ausztrália | Észak-Amerika (Amerikai Egyesült Államok) | Európa |
|-------------|---|---|--|
| | CARROLL D.—WOOF M 1951; GRAHAM E R. 1953; HALLSWORTH E. G.—WARING H. D. 1964 alapján | ADAMS J. E.—MATELSKI R. P. 1955; BARSHAD I. 1975; BUCKHANNAN W. H.—HAM W. E. 1941; CADY J. G. 1940; CARROLL D. 1953b; MARSHALL C. E.—HASEMAN J. 1942; MARSHALL C. E.—JEFFRIES C. D. 1945; MATELSKI R. P.—TURK L. M. 1947; MCCAULEB S. B. 1954 alapján | CRAMPTON C. B. 1961; ELLIS S. 1980; VAN DER MAREL H. W. 1949; ROTSCHE J. 1973; SCHROEDER D. 1955; WEYL R. 1952 alapján |
| Andaluzit | | Dunmore homoktalaj | Nagy-britanniai Dyffryn, Ston Easton, Gower és Sand Hall és Newport talajsorozatok, szovjetunióbeli közösleges csernozjom |
| Cirkon | Laterit, alluviális, barna- és vörös-barna földek, sárga podzol, reliktum, feketeföld, podzol, vörös podzol és vályogtalajok, szologyos-szolonyec és gilgai talajok | Kirkland, Zaneis, Chickasha, Nimrod Minco, Vanoss, Dougherty, Derby, Canadian, Lincoln, Yahola talajsorozatok, barna podzol és podzol, Hagerstown homoktalaj, Dunmore homoktalaj, Bethel, Montalto, Putnam, Scott, iszapos vályogtalaj, Grundy iszapos agyagtalaj | Nagy-britanniai Dyffryn, Ston Easton, Gower, Sully, Cogan, Worcester és Sand Hall, Bodkin és Newport talajsorozatok, hollandiai podzol és norvégiai regosol, brunisol és podzol, szovjetunióbeli közösleges és réti csernozjom |
| Disztén | | Minco, Vanoss, Dougherty, Canadian, Lincoln talajsorozatok, Hagerstown és Dunmore homoktalaj, Montalto-, Putnam-, Scott iszapos vályogtalaj | Nagy-britanniai Ston Easton, Gower és Newport talajsorozat, norvégiai regosol, brunisol és podzol, szovjetunióbeli kilúgozott, közösleges réti csernozjom |
| Dumortierit | | | Nagy-britanniai Dyffryn talajsorozat |

| Ásvány | Ausztrália | Észak-Amerika (Amerikai Egyesült Államok) | Európa |
|-----------|---|--|---|
| Epidot | Alluviális, barna-, vörös barnaföld, laterit, sárga podzol, relik-tum, feketeföld, podzol, vörös podzol talajok | Kirkland, Zaneis, Minco, Vanoss, Dougherty, Canadian, Lincoln, Yahola talajsorozatok, barna podzol és podzol, Hagerstown homoktalaj, Grundy, Putnam, Scott, Tilsit iszapos vályogtalajok | Nagy-britanniai Dyffryn, Ston Easton, Gower, Sully, Cogan, Worcester, Sand Hall, walesi Gower, Newport talajsorozatok, hollandiai podzol és norvégiai regosol, brunisol és podzol, szovjetunióbeli kilügozott közönséges és réti csernozjom |
| Gránátok | | Kirkland, Zaneis, Minco, Vanoss, Dougherty, Canadian, Lincoln, Yahola talajsorozatok, barna podzol és podzol, Hagerstown homoktalaj, Grundy-, Montalto-, Putnam-, Scott-, Tilsit iszapos vályogtalaj | Nagy-britanniai Dyffryn, Ston Easton, Gower, Sully, Cogan, Worcester, Sand Hall, Bodkin és Newport talajsorozatok, hollandiai podzol, norvégiai regosol, brunisol és podzol, szovjetunióbeli kilügozott, közönséges és réti csernozjom |
| Olivin | | Grundy iszapos vályogtalaj | |
| Staurolit | | Kirkland, Chickasha, Nimrod, Minco, Vanoss, Dougherty, Canadian, Lincoln, Yahola talajsorozatok, Hagerstown homoktalaj, Grundy-, Montalto-, Putnam iszapos vályogtalaj | Nagy-britanniai Dyffryn, Ston Easton, Gower, Sully, Cogan, Worcester, Sand Hall, Bodkin, Newport talajsorozatok, hollandiai podzol, norvégiai regosol, brunisol és podzol, szovjetunióbeli kilügozott, közönséges és réti csernozjomok |
| Titanit | | Hagerstown homoktalaj, Grundy iszapos vályogtalaj | Norvégiai regosol, szovjetunióbeli kilügozott, közönséges és réti csernozjomok |
| Topáz | | Grundy iszapos vályogtalaj | Nagy-britanniai Dyffryn, Ston Easton talajsorozatok |

| Ásvány | Ausztrália | Észak-Amerika (Amerikai Egyesült Államok) | Európa |
|----------|---|--|--|
| Turmalin | Laterit, alluviális, barna-, vörös barnaföld, sárga podzol, reliktum, feketeföld, podzol, vörös podzol és vályogtalaj | Kirkland, Zaneis, Chickasha, Nimrod, Minco, Vanoss, Dougherty, Derby, Canadian, Lincoln, Yahola talajsorozatok, podzol, Hagerstown homoktalaj és Dunmore homoktalaj, Bethel, Grundy, Montalto, Putnam, Scott, Tilsit iszapos vályogtalaj | Nagy-britanniai Dyffryn, Ston Easton, Gower, Sully, Cogan, Worcester, Sand Hall, Bodkin és Newport talajsorozatok, hollandiai podzol, norvégiai regosol, brunisol és podzol, szovjetunióbeli kilúgozott, közönséges és réti csernozjomok |
| Zoizit | | Grundy iszapos vályogtalaj | Nagy-britanniai Bodkin, Gower és Newport talajsorozatok, norvégiai regosol, brunisol és podzol, szovjetunióbeli kilúgozott, közönséges és réti csernozjomok |
| Vezuvián | | | Nagy-britanniai Ston Easton és Sully talajsorozatok |

Összefoglalva: A talajokban a sziget- és a csoportszilikátok közül számos ásvány, többek között az andaluzit, cirkon, disztén, epidot, gránátok, olivin, staurolit, titanit, topáz, turmalin fordul elő. Ezek az ásványok általában elsődlegesek, bár egyes esetekben utaltak autigén képződésükre is. A felsorolt ásványok meglétét a talajképző kőzet összetételén túl nagyban befolyásolja az illető ásvány mállással szembeni ellenálló képessége. Ebből a szempontból végleteket képviselő ásványok is vannak a felsoroltak között, az igen könnyen málló olivintól az igen ellenálló cirkonig. Bár ez utóbbi ásvány esetében a felhozott példák azt is bizonyítják, hogy ez a megítélés igen viszonylagos, nincs abszolút értelemben a mállásnak ellenálló ásvány. A mállékonyság függ az ásvány reális állapotától is és változik a különböző környezeti feltételek között.

Az egyes ásványok esetében a mállási folyamatokra említett példák mutatják, hogy ezeknek az ásványoknak a mállási végtermékei — természetesen — igen változatos ásványi összetételt jelentenek.

A sziget- és csoportszilikátok elterjedése — mint az az előzőkből következik — mind földrajzilag, mind talajgenetikailag igen széles körű. Ezeknek az ásványoknak a kimutatására a talajokban igen kevés vizsgálat volt, így elterjedésük a hozott példáknál várhatóan jóval nagyobb.

2.4.3. LÁNCSZILIKÁTOK

A láncszilikátok közül a leggyakoribb — és egyben közetalkotó — ásványok a piroxének. A mállással szembeni ellenálló képességük alapján egyöntetűen a legmállékonyabb ásványok közé tartoznak (DRYDEN L.—DRYDEN C., FIELDS. M.—SWINDALE L. D., GRAHAM E. R., PETTIJOHN F. J., SMITHSON F., VAN DER MAREL H. W. és WEYL R. cit. BREWER R. 1964., valamint MITCHELL W. A. 1975). Az előzőkből következően általában a homok- és az iszapfrakcióban fordulnak elő, az agyagfrakcióban csak kivételes esetben: korlátozott kémiai és fokozott fizikai mállásnál, mint pl. glaciális kőzetliszten kialakult talajokban (JACKSON M. L. 1975).

A lánc- és szalagszilikátok leggyakoribb tagjainak stabilitási sorát HUNG P. M. (1977) a következőkben állapítja meg: hipersztén<augit<amfibol, ami nagyjából megfelel a fenti szerzők által megadott sorrendnek is. Az agyag szemcseméretnél is az igen mállékony ásványok — közvetlenül a só- és a karbonát-ásványok — után sorolják be a piroxéneket (JACKSON M. L.—SHERMAN G. D. 1953).

Bázisos és ultrabázisos kőzetekből kiszeparált augit-, hipersztén- és diopszidkristályok pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatával is bizonyították (BERNER R. A. et al. 1980), hogy a mállás ezeknél az ásványoknál sem az egész felületen egyenletesen megy végbe, legömbölyítve a szemcsét, hanem meghatározott pontokon és megadott irányokban. A piroxének felületén a mállás során általában lécszerű maratási mélyedések keletkeznek, amelyek a c-tengellyel párhuzamosak. Keletkezésüket azokon a pontokon valószínűsítik, ahol kristályhibák fordultak elő. Savas-hidrogén-fluoridos oldással is hasonló morfológiai képet kaptak. Említésre méltó, hogy az általában elfogadott nézettel ellentétben az augit felszínén sokkal gyakoribbak az oldódási mélyedések, mint a hiperszténben, tanúsítva, hogy az augit gyorsabban mállik el. A piroxénekben várhatóan a fizikai és kémiai mállás a c-tengellyel párhuzamosan, a szilikátláncok hosszában hat. Az alkáliákban, kalciumban, illetve a ferrovasban gazdagabb piroxének a legkevésbé ellenállóak a mállással szemben (MARSHALL C. E. 1964).

Az SiO_4 -tetraéder láncokat összekötő magnézium, vas és alumínium oktaéderes koordinációjú ionok kötése viszonylag gyenge, az (110) szerinti hasadási síkok párhuzamosak a szilikátláncokkal és a mállás ebben az irányban előrehaladva az ásványt részekre bontja. A szétbomlott szilikátláncok azonban rétegekké polimerizálódhatnak és a kationok beépülésével rétegszilikátok képződhetnek, és így az alumínium és magnézium beépülésével klorittá, montmorillonittá vagy kevert szerkezeteiké alakulhatnak. A vas oxidálódva vas-oxidokként, a felszabaduló titán anatózsként, a kalcium kalcitként kristályosodhat ki. Az intenzív mállásnál és kilúgozódásnál a felszabaduló kalcium és magnézium teljesen a kavasav részben távozik

el, és így kaolinit, ferri-oxidok és anatóz keletkeznek (LOUGHNAN F. C. 1969).

A desztillált és szénsavas vízben végzett oldási kísérletek szerint az enzstatit oldódott a legnagyobb mértékben, majd az augit és legkevésbé a diopszid. Az enzstatit esetében mállástermékként klorit és szerpentin, míg az augitból zoizit, zeolit vagy montmorillonit képződését valószínűsítik (KELLER W. D.—BALGORD W. D.—REESMAN A. L. 1963).

Az augitból a komplexképző szerves savak (pl. ecet-, aszparagin-, szalicil- és borkősav) több alumíniumot, magnéziumot, vasat és kalciumot oldanak ki, mint a desztillált vagy a szénsavval telített víz és ezekkel szemben az augit felületéről a magnézium és a kalcium mellett a vasat és az alumíniumot is kioldják (HUANG W. H.—KELLER W.D. 1970).

Malaysiai pleisztocén bazalton és andeziten kialakult különböző talajtípusokban fény- és pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokkal az augit mállásának következő módjait különböztették meg: korlátozottan kilúgozott, így bázisokban gazdagabb talajban (Eutropept és Tropudalf) az augit montmorillonittá, savanyú közegben (Dystropept) amorf vas-oxihidroxiddá és goethitté, míg a jól kilúgozott talajokban (Tropudult) goethitté alakul (ESWARAN H. 1979).

A szillimanitot is a láncszilikátokhoz sorolják. A mállással szemben közepesen (DRYDEN L.—DRYDEN C., FIELDS M.—SWINDALE L. D., GRAHAM E. R., PETTIJOHN F. J., SMITHSON F., VAN DER MAREL H. W., WEYL R. cit. BREWER R. 1964; valamint MITCHELL W. A. 1975) vagy erősen ellenálló (MARSHALL C. E. 1964) ásványnak tartják.

Angliai Dyffryn talajsorozat homokfrakciójának nehézasványai között — amelyeknek összetétele hasonló a talajképző kőzetéhez — dumortieritet határoztak meg (CRAMPTON C. B. 1961).

Összefoglalva: A láncszilikátok közül tehát a talajokban is a piroxének a leggyakoribb ásványok, amelyeket általában a mállással szemben legkevésbé ellenálló ásványok közé sorolnak. Előfordulásuk a piroxéntartalmú talajképző kőzeteken kialakult kevésbé mállott talajoknak főként a homokfrakciójában várható. Az agyagfrakcióban csak kivételesen, erősen korlátozott kémiai mállás esetében fordulhatnak elő. A mállás során a kristályrácsból először a tetraéderláncokat összekötő kationok oldódnak ki és a modellkísérletek szerint a piroxén felületén is lécszerű, orientációtól függően a c-tengellyel párhuzamos maratási mélyedések keletkeznek. Az oldatba ment alkotórészekből másodlagos ásványok is képződhetnek (pl. a vasból vas-oxid-, oxihidroxid-ásványok, a titánból anatóz, a kalciumból kalcit). A szilikáttetraéderekből rétegszilikátok (klorit, szmektit stb.) képződhetnek, de az intenzív mállásnál — legalábbis részben — a kóvasav is kilúgozódhat. A szerves savakkal végzett mállási kísérletek arra is utalnak, hogy a piroxének mállása a kőzetekhez képest a talajokban fokozott lehet.

A dumortierit és a szillimanit a talajokban igen-igen ritka, inkább csak ásványtani érdekességet jelent.

2.4.4. SZALAGSZILIKÁTOK

A szalagszilikátok közül leggyakoribb és ugyancsak közetalkotó ásványok az amfibolok, amelyek általában a mállékony ásványok közé tartoznak (DRYDEN L.—DRYDEN C., FIELDS M.—SWINDALE L. D., GRAHAM E. R., PETTIJOHN F. J., SMITHSON F., VAN DER MAREL H. W. és WEYL R. cit. BREWER R. 1964; valamint MITCHELL W. A. 1975). Az amfibolokat az agyagszemcseméret esetében is a legmállékonyabb szilikátásványok közé sorolják, közvetlenül a só- és a karbonátásványok után (JACKSON M. L.—SHERMAN G. D. 1953). Elsősorban a homok- és az iszapfrakcióban fordulnak elő. Az agyagfrakcióban igen ritkák, az olivinhez és a piroxénekhez hasonlóan a glaciális közetliszten kialakult talajokban (JACKSON M. L. 1975) jelentek meg.

Az amfibolokban a mállás a c-tengellyel, a szilikátzalagokkal párhuzamosan halad előre, elsősorban a szalagokat összekapcsoló kationokat oldva ki (MARSHALL C. E. 1964).

Az amfibolból desztillált és szénsavas vízben végzett oldási kísérletek alapján vas-oxidok mellett bauxit- és agyagásványok (így a montmorillonit) képződését tartják valószínűnek (KELLER W. D.—BALGORD W. D.—REESMAN A. L. 1963).

Az amfibol erősen savas és lúgos kémhatásnál oldódik legjobban, semleges kémhatásnál kevésbé (NIXON R. A. 1979).

Az izraeli, Földközi-tenger melléki Rhodoxeralf talajból szeparált amfibolokon végzett hideg- és forróvizes oldási kísérleteknél pásztázó elektronmikroszkóppal repedések, üregek keletkezését és az amfibollécek végeinek fűrészfogszerű kiképződését figyelték meg (WILLIAMS C.—YALON D. M. 1977).

Skóciai appiniten kialakult erdőtalajban az amfibol először a hasadási síkok mentén aprózódik fel és kloritá alakul, amellest szfén, hematit és epidot keletkezik. A további kilúgozódás során a kloritból klorit/vermikulit közberétegzés, majd vermikulit képződik (STEPHEN I. 1952).

Az amfibol beidellítetté alakulását is megfigyelték Black-Hill-i amfibolitban (GOLDICH S. S. 1938).

Ugyancsak skóciai appiniten kialakult barna erdőtalajban azt állapították meg, hogy az amfibolt átszövő, vasban gazdagabb amfibollemezsek alakultak csak át jelentős mértékben, mégpedig duzzadó, közberétegzett klorit/szaponittá (WILSON M. J.—FARMER V. C. 1970).

A lánc- és szalagszilikátokat számos igen eltérő földrajzi helyről származó talajokból írták le (17. táblázat).

Lánc- és szalagszilikátok néhány előfordulása különböző talajok homokfrakciójának nehézasványai között

| Ásvány | Ausztrália | Észak-Amerika (Amerikai Egyesült Államok) | Európa |
|------------|--|--|--|
| | CARROLL D.—WOOF M 1951; GRAHAM E. R. 1953; HALLSWORTH E. G.—WARING H. D. 1964 alapján | ADAMS J. E.—MATELSKI R. P. 1955; BARSHAD I. 1975; BUCKHANNAN W. H.—HAM W. E. 1941; CADY J. G. 1940; CARROLL D. 1953b; JEFFRIES C. D.—WHITE J. W. 1940; VAN DER MAREL H. W. 1949; MARSHALL C. E. 1940; MARSHALL C. E.—HASEMAN J. 1942; MARSHALL C. E.—JEFFRIES C. D. 1945; MATELSKI R. P.—TURK L. M. 1947 alapján | CAMPTON C. B. 1961; ELLIS S. 1980; VAN DER MAREL H. W. 1949; ROTSCHE J. 1973, 1974; SCHROEDER D. 1980; SZULTANBAJEV E. A. 1979; WEYL R. 1952 alapján |
| Hipersztén | | Podzol és barna podzol és Scott iszapos vályogtalaj | |
| Ensztatit | | Scott iszapos vályogtalaj | |
| Diopszid | | Podzol és barna podzol és Scott iszapos vályogtalaj | Norvégiai regosol, brunisol és podzol |
| Augit | Alluviális, barna-, vörös barnaföld, laterit, sárga podzol, reliktum, feketeföld, podzol, vörös podzol talajok | Minco, Vanoss, Dougherty, Derby, Canadian, Lincoln, Yahola talajsorozatok, podzol és barna podzol talajok és Dunmore homoktalajok, Scott iszapos vályogtalaj | Nagy-britanniai Bodkin, Gower és Newport talajsorozatok |
| Tremolit | | Podzol, Grundy és Scott iszapos talaj | |

| Ásvány | Ausztrália | Észak-Amerika (Amerikai Egyesült Államok) | Európa |
|--------------------------------------|---|---|---|
| Hornblende—zöld (kalcium-) amfibolok | Alluviális, barna-, vörös barnaföld, laterit, sárga podzol, relik-tum, feketeföld, podzol, vörös podzol talajok | Kirkland, Zaneis, Chickasha, Nimrod, Minco, Vanoss, Dougherty, Derby, Canadian, Lincoln, Yahola talajsorozatok, podzol, barna podzol, Hagerstown és Dunmore homoktalaj, Grundy, Scott, Tilsit iszapos vályogtalaj, Sherdian agyagos vályogtalaj | Nagy-britanniai Dyffryn, Ston Easton, Gower, Sully, Cogan, Worcester, Sand Hall, Bodkin és Newport talajsorozatok podzol és norvégiai regosol, brunisol és podzol talajok, szovjetunióbeli kilügzött, közönséges és réti csernozjom |
| Oxi (bazaltos) amfibolok | | Grundy és Scott iszapos vályogtalaj | |
| Szillimanit | Grundy iszapos vályogtalaj | | Nagy-britanniai Ston Easton és Sand Hall talajsorozatok, szovjetunióbeli kilügzött, közönséges és réti csernozjom |

2.4.5. RÉTEGSZILIKÁTOK

2.4.5.1. Hármás rétegösszetű csillámok és csillámszerű ásványok

2.4.5.1.1. *Talk-pirofillit csoport*

A pirofillit igen ritkán fordul elő a talajokban, így kolumbiai Oxisolokból mutatták ki röntgendiffrakcióval mind a talajok iszap- (2—50 μm), mind agyagfrakciójában (2 μm alatt), a szintek között nagyjából egyenletes eloszlásban (CORTEZ R. B.—JIMENEZ J.—REY J. A., GUERRERO R., LEON A., MEJIA L.—WEAVER R. M. cit. ZELAZNY L. W.—CALHOUN F. G. 1977), valamint Paleudults és Dystropepts talajokban (BENAVIDES S. T. cit. ZELAZNY L. W.—CALHOUN F. G. 1977) és braziliai Eustrustox talajból (MOURA FILHO W.—BUOL S. W. cit. ZELAZNY L. W.—CALHOUN F. G. 1977).

A talk a pirofillitnél is ritkább ásvány; kolumbiai talajokból írták le (LEON A. cit. ZELAZNY L. W.—CALHOUN F. G. 1977).

2.4.5.1.2. *Csillámok*

A csillámokat a talajban általában elsődleges eredetűnek, a talajképző kőzetből származónak tekintik. Felmerült a talajban képződésének lehetősége is, mivel a Hawaii-szigeteken bazalton kialakult talajokban a talajképző kőzet nem tartalmaz csillámot, míg a talajszintekben a 2 μm alatti szemcsefrakcióban mennyisége a felszín felé nőtt. Hasonló különbséget találtak a kvarctartalomban is, de később felismerték, hogy ezek az ásványok eolikus eredetűek, a troposzférikus porból származnak (2.3.1. fejezet).

Azt is kimutatták, hogy a csillám, illetve csillámszerű agyagásványok képződése duzzadó agyagásványokból K-felvétellel megy végbe (MAHJORITY R. A., NETTLETON W. D.—NELSON R. E.—FLACH K. W., NIEDERBUDDE E. A.—SCHWARZMANN A.—SCHWERTMANN U. cit. FANNING D. S.—KERAMIDAS V. Z. 1977). A kálium származhat a növényi maradványok bomlásából, mállásából vagy műtrágyázásból is.

A talajképző tényezők többféle módon befolyásolhatják a talajok csillámtartalmát VON REICHENBACH H.—RICH C. I. (1975) összegzése szerint:

— a talajképző kőzet: egyrészt a kőzet csillámtartalmán mint kiinduló anyagon keresztül, másrészt pedig a kőzet szöveti, fizikai és kémiai tulajdonságain keresztül, amelyek befolyásolják a mállást;

— az éghajlat: hatása összetett, amely főként a vízgazdálkodáson és a hőmérsékleten keresztül érvényesül (ezt az összefüggést részletesebben a 2.4.5.2.2. fejezet tartalmazza);

— a biológiai tényezők, amelyeknek 3 fő mechanizmusát különítik el:

— az élő szervezetek felvehetik a csillámból a kristályrács-alkotó elemeket,

— ezeket az elemeket e magasabb rendű növények visszajuttatják a geokémiai körforgalomba,

— az élő szervezetek által vagy a szerves maradványok bomlása során a mállást elősegítő vegyületek (pl. savak, komplexképző vegyületek) képződnek;

— a földrajzi tényező: ez a tényező is főleg a terület vízgazdálkodását befolyásolja és ezen keresztül hat a mállásra;

— az idő tényező: hatása abban nyilvánul meg, hogy a mállási, talajképződési folyamatok előrehaladottabb állapotba jutnak. Így új-zélandi talajok sorozatában a talaj növekvő korával csökkent a csillámtartalom a homok- és iszapfrakcióban (MOKMA D. L. et al. 1972).

A csillámok és csillámszerű agyagásványok igen elterjedtek a talajokban, így sarki vázталajok, barnaföldek, préri-, gesztenyebarna talajok, csernozjomok, szerozjomok, szikes talajok és számos intrazonális magashegységi és azonális talaj agyagfrakciójában uralkodó mennyiségűek (JACKSON M. L. cit. VON REICHENBACH H.—RICH C. I. 1975). A „7th

Approximation" talajrendjei szerint a fiatalabb, kevésbé mállott talajokban (Entisols, Inceptisols, Mollisols, Aridisols, Alfisols) inkább elterjedtek, míg a mállottabb talajokban (Ultisols, Oxisols) kevésbé (FANNING D. S.—KERAMIDAS V. Z. összegzése, 1977). Hasonló széles elterjedésben fordulnak elő a Szovjetunió talajaiban, így glejes tundra, gyepes erdő, podzol, réti csernozjom, szürkésbarna, vörösföld, szerozjom, podzolos sárgaföld és takir talajokban (GORBUNOV N. I. 1956). A csillámok széles körű elterjedésére utalnak a mikroszkópos vizsgálatok adatai is (18. táblázat).

18. táblázat

A muszkovit, biotit és glaukonit néhány előfordulása különböző talajok homokfrakciójának ásványai között

| Ásvány | Észak-Amerika (Amerikai Egyesült Államok) | Európa |
|-----------|--|---|
| | ADAMS J. E.—MATELSKI R. P. 1955; BUCKHANNAN W. H.—HAM W. E. 1941; JEFFRIES C. D.—WHITE J. W. 1940; MATELSKI R. P.—TURK L. M. 1947; YASSOGLU N. J.—WHITESIDE E. P. 1960 alapján | ELLIS S. 1980, HUFFMANN H. 1954; JARILOVA E. A. 1953; VAN DER MAREL H. W. 1949; SZULTANBAJEV E. A. 1979 alapján |
| Muszkovit | Podzol, Scott iszapos vályogtalajok, Hagerstown, Dunmore és Kirkland, Zaneis, Chickasha, Nimrod, Minco, Vannoss, Dougherty, Derby, Canadian, Lincoln, Yahola talaj-sorozatok | Hollandiai podzol, szovjetunióbeli sötétszürke erdő és kilügzött, közönséges és réti csernozjom talajok |
| Biotit | Podzol, Scott iszapos vályogtalajok, Hagerstown talaj-sorozat | Norvégiai regosol, brunisol és podzol, németországi barna erdőtalaj |
| Glaukonit | | Szovjetunióbeli sötétszürke erdőtalaj és kilügzött, közönséges és réti csernozjom |

A mállással szemben a trioktaéderes csillámok (pl. biotit) kevésbé ellenállóak, mint a dioktaéderesek (pl. muszkovit).

A muszkovitet így a mállásnak ellenállóbb, míg a biotitot a kevésbé ellenálló ásványok közé sorolják (FIELDER M.—SWINDALE L. D., PETTIJOHN F. J., VAN DER MAREL H. W. cit. BREWER R. 1964). Az agyagszemcseméretű ásványoknál a 13 fokozat közül a muszkovitet a 7-es, míg a biotitot és a glaukonitot a 4-es fokozatba sorolják (JACKSON M. L.—SHERMAN G. D. 1953).

Az oldási kísérletek azt mutatták, hogy a muszkovit legnagyobb mértékben a savas kémhatásnál oldódott, legkevésbé pedig a lúgos közegben (NICKEL E. 1973).

A csillámok mállását döntően meghatározó K-ionok kötődését befolyásoló tényezőket az 1.3.3.3. fejezet részletezi.

2.4.5.1.3. *Összefoglalás*

A talk és a pirotillit igen ritkán fordul elő a talajokban.

A csillámok (muszkovit, biotit) azonban a talajokban széleskörűen elterjedtek. Eredetüket tekintve elsősorban elsődlegesek, bár a duzzadó agyagásványokból K-fixációval csillámszerű agyagásványok képződhetnek. Bebizonyosodott, hogy csillámot nem tartalmazó kőzeten kialakult talajok csillámtartalma nem feltétlenül másodlagos, hanem eolikus eredetű (troposzférikus por) is lehet. A mállással szemben a dioktaéderes csillámok (pl. muszkovit) ellenállóbbak, mint a trioktaéderesek (pl. biotit). A muszkovit a modellkísérletek szerint savanyú közegben jobban mállik, mint lúgos közegben. A csillámok mállását, átalakulását, esetleges képződését a talajokban végbemenő folyamatok jelentős mértékben befolyásolják, amit a talajképző tényezőknek e folyamatokra gyakorolt hatását bemutató példák bizonyítottak.

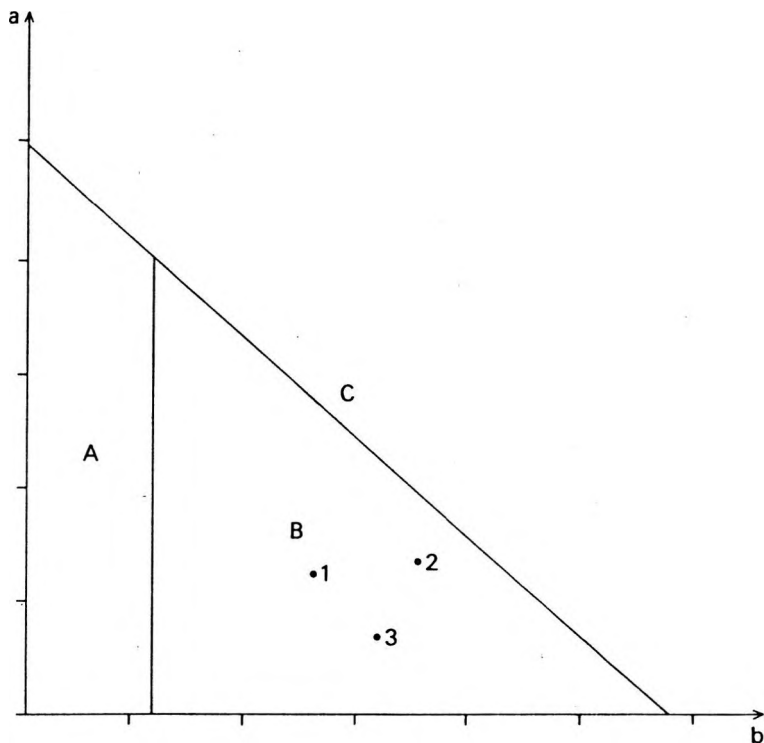
2.4.5.2. **Agyagásványok**

A talajban az agyagásványok képződéséről, elterjedéséről és talajgenetikai vonatkozásairól szóló munka is önállóan könyvnyi terjedelmet kívánna, ezért itt e kérdésnek csak néhány vonatkozását érintjük.

2.4.5.2.1. *Agyagásványok stabilitása a talajokban*

A talajokban előforduló agyagásványok stabilitásának egyik értékelési módja a fázisdiagramok (11. ábra) alapján annak megállapítása, hogy a talajban az adott összetételű folyadékfázis milyen szilárd fázissal van egyensúlyban. Hangsúlyozni kell, hogy ez a megközelítési mód számos problémával terhelt, attól az alapvető kérdéstől kezdve, hogy a talajban rendszerint nincs meg a két fázis között az egyensúlyi állapot, egészen addig, hogy a talajásványok sem ideális összetételűek. Ezen túl a diagramok adataiban és szerkesztési módjaiban is vannak különbségek és a talaj folyadékfázisában az ionaktivitásokról, különösen az ásványalkotó elemek aktivitási adatairól világszerte igen kevés adat áll rendelkezésre.

E diagramok készítésének alapelvei adottak (KITTRICK J. A. 1977) és számos összefoglaló munka született a szerkesztésükhöz szükséges termodinamikai adatok összegezéséről és értékeléséről (GARRELS R. M.—CHRIST V. L. 1965; LINDSAY V. L. 1979; MEIJER E. L.—VAN DER PLAS L. 1980; ROBIE R. A.—WALDBAUM D. R. 1968; TARDY Y.—GARRELS R. M. 1974).



11. ábra. Stabilitási diagram egyszerűsített vázlata

A, B, C: szilárd fázisok (ásványok) stabilitási mezői; *a, b:* az *A, B* és *C* szilárd fázisok átalakulása során oldalba került komponensek közül a figyelembe vett *a* és *b* komponens aktivitása; 1, 2, 3: a folyadékfázis (pl. talajoldat) *a* és *b* komponensének aktivitása által meghatározott pont, amely azt jelzi, hogy e folyadékfázisban egyensúlyi állapotban a *B* szilárd fázis stabil, az *A* és *C* instabil

Az ásványstabilitás értékelése mindig viszonylagos, a környezeti tényezőktől függ. Kimutatták az összefüggést például a közeg kémhatásával (LINDSAY W. L. 1979), valamint a folyadékfázis kémhatásán és ionkoncentrációin keresztül a talaj nedvességtartalmával is (FERNANDEZ-MARCOS M. L.—MACÍAS F.—GUITIÁN-OJEA F. 1979).

A talajban az alumínium általában kevésbé mobilis elemnek számít, ezért a stabilitási diagramok szerkesztésénél az esetek nagy részében az alumíniumot immobilis komponensnek tekintették.

A $\text{Na}_2\text{O}—\text{Al}_2\text{O}_3—\text{SiO}_2—\text{H}_2\text{O}$ és $\text{K}_2\text{O}—\text{Al}_2\text{O}_3—\text{SiO}_2—\text{H}_2\text{O}$, valamint a $\text{Na}_2\text{O}—\text{K}_2\text{O}—\text{Al}_2\text{O}_3—\text{SiO}_2—\text{H}_2\text{O}$ rendszerekben értékelve a stabilitást a hollandiai agyagtalajban a kaolinit volt a stabil ásvány (VERTSTRATEN J. M.—SEVINK J. 1978).

A $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ rendszerben a hollandiai agyagtalajban a montmorillonit (szmektit), míg az amerikai egyesült államokbeli Enti-, Alfi-, Spodo-, Aridi- és Oxisolokban egy esetet kivéve a kaolinit volt a stabil ásvány (MARION G. M. et al. 1976).

Az Amerikai Egyesült Államokban előforduló 6 talajrend 9 talajánál az arizonai Enti-, az illinoisai Alfi- és az arizonai Aridisolokban a montmorillonit, a kentuckyi Alfisolban a kaolinit és a montmorillonit, míg az észak-carolinai Ulti- és a michigani Spodosolban és a hawaii Oxisolban a kaolinit volt a stabil ásvány a figyelembe vett gibbsit, montmorillonit és kaolinit közül (MARION G. M. et al. 1976).

6 brazíliai Oxisol szuszpenziójában a pH-, pAl- és pSi(OH)₄-értékeket értékelték abból a szempontból, hogy a gibbsit és a kaolinit mennyiben határozza meg ezeket. Azt találták, hogy ezekben a talajokban a gibbsit és a kaolinit a stabil ásvány, és a talajszuszpenzióban az Al és Si aktivitását az ezek felületén létrejött alumíniumszilikát szabja meg (WEAVER R. M.—BLOOM P. R. 1977).

A fenti adatokból — bár jóval egyszerűbb rendszert vesznek figyelembe, mint ami a talajban előfordul — az a tendencia adódik, hogy az agyagásványok közül általában a kaolinit a stabil ásvány abban az esetben, amikor a szilárd és a folyadékfázis eléri az egyensúlyi állapotot. Ez párhuzamosítható azzal a megfigyeléssel, hogy olyan talajokban, amelyekre a hosszú ideig tartó, intenzív mállás a jellemző, gyakran a kaolinit az uralkodó ásvány.

2.4.5.2.2. *A talajképző tényezők hatása az agyagásványok elterjedésére*

A talajok ásványtani vizsgálatának kezdetén felvetődött az a gondolat, hogy hasonlóan számos más talajtulajdonsághoz, az egyes talajtípusokra egy adott ásványtani összetétel jellemző. A talajokban az egyes ásványok előfordulásáról felhalmozódó adatok cáfolják ezt az elképzelést. Az említett feltételezés ellen szól az is, hogy számos ásvány, így pl. a kvarc, a földpátok és a csillám a talajtípusok széles skáláján fordulnak elő. A másik szélsőséges általánosítás, az, hogy az ásványtani összetétel független a talajfejlődéstől, szintén helytelen. Az ásványok keletkezését és átalakulását is befolyásolják azok a feltételek, amelyek meghatározzák a talajképződést, így az anyaközet, a domborzati viszonyok, az éghajlat, a biológiai- és az időtényező.

A talajképző közet három alapvető módon befolyásolja az ásványok eloszlását a talajokban:

1. A talajásványok egy része közvetlenül a kőzetből származik. A fiatal alluviális talajokban rendszerint az ásványok zömét teszik ki, míg az idősebb vagy intenzívebben mállott talajokban csak az ellenállóbb ásványok primér eredetűek.

2. Az ásványok milyensége az egyik meghatározója az ásványok mállással szembeni ellenálló képességének. A mállás az elsődleges ásványok összetételére és mennyiségére gyakorolt hatásán kívül a mállástermékek milyenségén keresztül is hat a másodlagos ásványok képződésére.

3. Az alapkőzet fizikai tulajdonságai számos talajgenetikai folyamatra is hatással vannak. Így a porozítás, a szövet stb. befolyásolja a vízáteresztő képességet és ezen keresztül a kilúgozást. E tényező jelentőségét mutatja, hogy a mállási és ásványátalakulási folyamatok tárgyalásánál megkülönböztetnek jó és rossz vízvezető képességű talajokra jellemző folyamatokat. A rossz drénviszonyokkal jellemzett talajok kedvező közeget jelentenek a rácsalkotó elemek felhalmozódásának és így a másodlagos ásványok képződésének. A jó vízvezető képességű talajokban nagyobb szerepe van a kilúgozásnak, amelynek során eltávozhat a kovasav és számos, egyéb kristályrács-alkotóelem. Ilyen talajokban inkább a kaolinit és a vas- és alumínium-hidroxid-, oxihidroxid- és oxid-ásványok a jellemzőek.

Az éghajlat hatása összetett; több tényezőn keresztül azok kölcsönhatásában érvényesül, ezért az egyes éghajlati tényezők szerepe nehezen tisztázható. Voltak azonban törekvések arra, hogy az egyes éghajlati tényezők hatását elkülönítve is megállapítsák. Így Kaliforniában évi közép-hőmérsékletben kevéssé (10—16°C), de az átlagos évi csapadékban erősen (120—2300 mm) eltérő területeken, savanyú és bázisos magmás kőzeteken kialakult talajokban vizsgálták az illit eloszlását. Kimutatták, hogy a savanyú magmás kőzeteken az illittartalom maximuma 500—750 mm évi átlag csapadékkal jellemzett területeken fordult elő. Nagyobb csapadékú területeken a vermikulitosodás mértéke nőtt (BARSHAD I. 1975 és EBERL D. D. 1984).

A Hawaii-szigeteken bazalton kialakult mállási kérgekben és talajokban a száraz területeken (0—500 mm évi átlagcsapadék) a szmektit, míg csapadékos területeken (10 000 mm-es csapadékátlag) a gibbsit, e kettő közötti csapadékmennyiségű területeken pedig a halloysit a jellemző ásvány (BATES T. cit. EBERL D. D. 1984).

Dél-afrikai doleriten kialakult talajokban azonban 350 mm alatti évi átlagcsapadékú területeken fordul csak elő az illit, míg a növekvő csapadékmennyiséggel sorrendben a szmektit, a kaolinit, illetve a Fe-Al-oxid-ásványok lesznek jellemzők (VAN DER MERVE C. R.—WEBER H. W. cit. VON REICHENBACH H.—RICH C. I. 1975).

Az agyagásvány-összetétel és az éghajlat összefüggését Idaho és Montana medencéjének (Amerikai Egyesült Államok) negyedkori üledékeiben is követték, ahol az arid éghajlatú szakaszok üledékeiben uralkodó mennyiségű a szmektit, míg a nedves szakaszban a kaolinitben gazdag fosszilis talajok a jellemzőek (THOMPSON G. R.—FIELDS R. W.—ALT D. cit. EBERL D. D. 1984).

A domborzati viszonyok, a geomorfológia is jelentős mértékben befolyásolhatja az ásványok mállását és átalakulását. Többek szerint az akkumulatív geokémiai viszonyokkal jellemzett topográfiai viszonyok a montmorillonit képződését, míg a kilúgozásnak kedvező geomorfológiai viszonyok a kaolinitfeldúsulást segítik elő (JACKSON M. L. 1975; KOVDA V. A. 1973).

A talajokban specifikus szerepe van a biológiai tényezőknek. A növények tápanyagfelvétele egyrészt elősegíti a mállást, de a növényi maradványoknak a talajok felszínén történő elbomlása lehetőséget ad a kristályrács alkotóelemeinek a mélyebb szintekből a feltalajba való jutására, és így befolyásolja a másodlagos ásványok képződését is. Az ember tevékenysége amellett, hogy közvetve befolyásolja az ásványok képződését és átalakulását a geomorfológia, az éghajlati viszonyok és az anyakőzet (pl. vízvezető képességének) módosításával, az egyre intenzívebb kemizáláson keresztül közvetlenül is hat.

A fenti három tényező az idő függvényében hat a talajképző kőzetre, és ennek ásványi összetételére. Ha huzamosabb ideig hatottak ezek a tényezők, a mállási és ásványátalakulási folyamatok előrehaladottabb szakaszába jutottak, és ennek megfelelő ásványtársulások jellemzik a talaj ásványi összetételét. Pl. Pennsylvániában a szürkésbarna podzol talajokban illit és beidellit a gyakoribb, míg az előzőnél idősebb anyakőzeten kialakult talajok kaolinitben gazdagabbak (BARSHAD I. 1975).

2.4.5.2.3. *Az agyagásványok eloszlása barna erdő-, csernozjom-, szikes és réti talajokban*

A hazánkban gyakori talajfőtipusok, úgy mint barna erdőtalajok, csernozjom, szikes és réti talajok agyagásvány-eloszlásáról a külföldi szakirodalomban rendelkezésre álló adatok a 19—23. táblázatban vannak összegezve. Elsősorban Európának a hazánkkal megegyező földrajzi szélességen fekvő területei, illetve az ehhez közel eső országok ilyen talajtípusainak agyagásvány-eloszlásáról készült vizsgálatokat vettük figyelembe. Ez alól azonban vannak kivételek, különösen a szikes talajok esetében, ahol a Szovjetunió nem-európai területének talajairól is közöltünk adatokat.

Tájékoztató adatok közberétegzett agyagásványok előfordulásáról a talajokban

| Talaj | Illit/szmektit ¹ | Illit/klorit ² | Illit/vermikulit ³ | Szmektit/Klorit ⁴ |
|------------------|--|--|---|--|
| Podzol talaj | Nagy-britanniai és lengyelországi podzol, csehországi szürke-barna podzol, szovjetunióbeli gyepes podzol, egyesült államokbeli szürke-barna podzol | Nagy-britanniai, németországi és kanadai podzol | Norvégiai podzol, nagy-britanniai podzol és tőzeges podzol, szovjetunióbeli, kanadai podzol, egyesült államokbeli barna podzol, szürke-barna podzol, ausztráliai barna podzol | Nagy-britanniai, kanadai podzol, egyesült államokbeli barna podzol |
| Szürke erdőtalaj | Szovjetunióbeli szürke erdőtalaj | | | |
| Barna erdőtalaj | Írországi podzolos barna erdőtalaj, nagy-britanniai barnaföld, csehországi barna erdőtalaj, romániai barna erdőtalaj és podzolos barna erdőtalaj, szovjetunióbeli gyepes, meszes barna erdőtalaj, egyesült államokbeli barna erdőtalaj | Nagy-britanniai barnaföld, barna erdőtalaj és podzolos barna erdőtalaj, lengyelországi barna erdőtalaj | Nagy-britanniai podzolos barna erdőtalaj, barnaföld, csehországi savanyú barna erdőtalaj, lengyelországi barna erdőtalaj, egyesült államokbeli barna erdőtalaj | Írországi podzolos barna erdőtalaj, nagy-britanniai barna erdőtalaj, németországi agyagbemosódásos és pszeudoglejes barna erdőtalaj, romániai barna erdőtalaj és podzolos barna erdőtalaj, szovjetunióbeli gyepes, meszes és barna erdőtalaj |
| Csernozjom talaj | Csehszlovákiai csernozjom, lengyelországi degradált csernozjom, szovjetunióbeli csernozjom és déli valamint réti csernozjom, kanadai és dél-afrikai préri talaj | Szovjetunióbeli csernozjom és déli csernozjom | Szovjetunióbeli agyagos és karbonátos csernozjom | Németországi meszes csernozjom és barna sztyepp talaj, szovjetunióbeli csernozjom |

19a. táblázat folytatás

| Talaj | Illit/szmektit ¹ | Illit/klorit ² | Illit/vermikulit ³ | Szmektit/klorit ⁴ |
|--------------------------|---|--|---|--|
| Szikes talaj | Szovjetunióbeli szoloncsák-szolonyec, szódás szolonyec, szolonyec, szolonyec, szolonyec, szolonyec, szolonyec, szolonyec, indiai szikes talaj | Szovjetunióbeli szoloncsák-szolonyec, szódás szolonyec, szolonyec, szolonyec, szolonyec | | |
| Réti talaj és glej talaj | Nagy-britanniai glej talajok | Nagy-britanniai glej és meszes glej | Nagy-britanniai glej és tőzeges glej | Nagy-britanniai glej, németországi pszeudoglej, szovjetunióbeli glej |
| Öntéstalaj | Szovjetunióbeli öntéstalaj | | Szovjetunióbeli öntéstalaj, egyesült államokbeli öntéstalaj (biotit/vermikulit) | |
| Egyéb talajok | Szovjetunióbeli gesztenyebarna, szolonyeces gesztenyebarna talaj, csernozjom és zseltozjom | Kínai vörös- és sárga barnaföld, dél-kameruni Humitropepts, Tropohumults és Tropudults (biotit/klorit közberetegzés) | Németországi pelosol, egyesült államokbeli lejtőhordalék talaj (biotit/vermikulit), egyesült államokbeli savanyú talajok és indiai Ustalf | |

Tájékoztató adatok közberétegzett agyagásványok előfordulásáról a talajokban

| Talaj | Szmektit/vermikulit ⁵ | Klorit/vermikulit ⁶ | Kaolin/szmektit ⁷ | Hármas közberétegződések ⁸ | Négyes közberétegzés ⁹ |
|--------------------------|--|---|--|---|---|
| Podzol talaj | Nagy-britanniai barna podzolos és egyesült államokbeli szürke-barna podzol és barna podzol talaj | Nagy-britanniai podzol és egyesült államokbeli barna podzolos talaj | | Kanadai podzol (illit/vermikulit/szmektit) | |
| Barna erdőtalaj | | Nagy-britanniai barna erdőtalaj | Nagy-britanniai barna erdőtalaj | | Egyesült államokbeli barna erdőtalaj (illit/klorit/vermikulit/szmektit) |
| Szikes talaj | | | | Szovjetunióbeli szódás szolonyec (illit/szmektit/klorit), indiai szikes talaj (illit/szmektit/klorit) | |
| Réti talaj és glej talaj | Nagy-britanniai tőzeges glej talaj | Nagy-britanniai glej talaj | | | |
| Öntéstalaj | Szovjetunióbeli öntéstalaj és egyesült államokbeli öntéstalaj | Szovjetunióbeli szürkésbarna talaj, krasznojom és zseltozjom, indiai Ustalf, egyesült államokbeli homok talaj | | | |
| Egyéb | | | Szovjetunióbeli krasznojom és zseltozjom | | |

Irodalmi hivatkozások a 19a–b táblázathoz

1. ALEKSZEJEV V. E. 1977; AVERY B. W.—BULLOCK P. 1977; BREUSZ N. M.—KUCŰKOVICS M. B. 1975; CSIZSIKOVA N. P. 1965; CSIZSIKOVA N. P.—DAJNEKO E. K. 1978; DE CONINCK F.—CONRY M.—TAVERNIER R. 1975; DE CONINCK F.—VASU AL.—RAPAPORT C. 1976; DEMENTEVA T. G. 1975; GONCSAROVA N. A.—PANOV N. P. 1970; GORBUNOV N. I. et al. 1975; GRADUSZOV B. P. 1976; KAPOOR B. S. et al. 1981; KINST A. V. 1976; KODAMA H.—BRYDON J. E. 1968; KORNBLJUM E. A. 1967; MAKKENZI R. K. 1965; VAN DER MERWE C. R.—HEYTEK H. 1961; PANOV N. P.—CJURUPA I. G. 1980; PANOV N. P.—GONCSAROVA N. A.—GRADUSZOV B. P. 1968; POLOVICKIJ I. JA.—SZTRELCSENKO V. P.—VOLODIN V. M. 1969; ROMANOVA N. P.—CSIZSIKOVA N. P.—GRADUSZOV B. P. 1982; SIROVY V. 1973, 1974, 1975; SZOKOLOVA T. A.—SZOLJANIK G. M. 1984; TRAVNIKOVA L. SZ. 1976; UZIAK S. 1961; WILLSON M. J.—BAIN D. C.—DUTHIE D. M. L. 1984; WHITTIG L. D.—JACKSON M. L. 1954; WURMAN E. cit. MACEWAN D. M. C.—RUIZ-AMIL A. 1975 alapján.

2. ALEKSZEJEV V. E. 1977; AVERY B. W.—BULLOCK P. 1977; BREUSZ N. M.—KUCŰKOVICS M. B. 1975; CHODAK T.—BOGDA A. 1976; CSIZSIKOVA N. P. 1965; CSIZSIKOVA N. P.—DAJNEKO E. K. 1978; EMBRECHTS J.—DE CONINCK F.—SYS K. 1986; GONCSAROVA N. A.—PANOV N. P. 1970; GORBUNOV N. I. et al. 1975; GRADUSZOV B. P. 1976; KODAMA H.—BRYNDON J. E. 1968; LI XUEYUAN, XUE FENGLIN, LUO FAN 1986; LOVELAND P. J.—BULLOCK P. 1976; MAKKENZI R. K. 1965; NIEDERBUDDE E. A.—SCHWERTMANN U. 1980; POLOVICKIJ I. JA.—SZTRELCSENKO V. P.—VOLODIN V. M. 1969; ROMANOVA N. P.—CSIZSIKOVA N. P.—GRADUSZOV B. P. 1982; SZOKOLOVA T. A.—SZOLJANIK G. M. 1984; TRAVNIKOVA L. SZ. 1976 alapján.

3. AVERY B. W.—BULLOCK P. 1977; COLEMAN N. T.—LEROUX F. H.—CADY J. G. 1963; CHODAK T.—BOGDA A. 1976; KAPOOR B. S. 1972; KODAMA H.—BRYDON J. E. 1968; KORNBLJUM E. A. 1967; LOVELAND P. J.—BULLOCK P. 1976; MAKKENZI R. K. 1965; NIEDERBUDDE E. A.—SCHWERTMANN U. 1980; PAL D. K.—DESHPADE S. B. 1986; SIROVY V. 1973, 1974; TAMURA T. cit. MACEWAN D. M. C.—RUIZ-AMIL A. 1975; WILSON M. J.—BAIN D. C.—DUTHIE D. M. L. 1984; WURMAN E. cit. MACEWAN D. M. C.—RUIZ-AMIL A. 1975; WHITTIG L. D.—JACKSON M. L. 1954; ZŰRIN N. G.—KORNBLJUM E. A. 1971 alapján.

4. BEUTELSPACHER H. et al. 1966; BUKOLOV N. G.—GRADUSZOV B. P. 1980; DE CONINCK F.—CONRY M.—TAVERNIER R. 1975; DE CONINCK F.—VASU AL.—RAPAPORT C. 1976; GRADUSZOV B. P. 1976; MAKKENZI R. K. 1965; PAWLUK S. cit. MACEWAN D. M. C.—RUIZ-AMIL A. 1975; WILSON M. J.—BAIN D. C.—DUTHIE D. M. 1984 alapján.

5. DEMUMBRUM L. E.—BRUCE R. R. cit. MACEWAN D. M. C.—RUIZ-AMIL A. 1975; KORNBLJUM E. A. 1967; LOVELAND P. —BULLOCK P. 1976; MAKKENZI R. K. 1965; TAMURA T. cit. MACEWAN D. M. C.—RUIZ-AMIL A. 1975 alapján.

6. GRADUSZOV B. P. 1976; LOVELAND P. J.—BULLOCK P. 1976; MAKKENZI R. K. 1965; PAL D. K.—DESHPADE S. B. 1986; TAMURA T.—SWANSON C. L. W. cit. MACEWAN D. M. C.—RUIZ-AMIL A. 1975; WILSON M. J.—BAIN D. C.—DUTHIE D. M. L. 1984 alapján.

7. WILSON M. J.—CRADWICK P. D. 1972; GORBUNOV N. I. et al. 1975 alapján.

8. KAPOOR B. S.—SINGH H. B.—GOSWAMI S. C. 1981a; KODAMA H.—BRYDON J. E. 1968; TRAVNIKOVA L. SZ. 1976 alapján.

9. WHITTIG L. D.—JACKSON M. L. 1954 alapján.

A közberétegzett agyagásványokról jóval kevesebb adat áll rendelkezésünkre, ezért a 19a, b. táblázat külön példákat sorol fel arra, hogy az egyes közberétegzett agyagásványokat milyen talajokból írták le. Általános megállapítás, hogy széles földrajzi elterjedésben és számos talajtípusban határozták meg ezeket az agyagásványokat. Földrajzi és talajtípusra történő lehatárolás csak a kisszámú előfordulásnál volna tehető, azonban itt felmerül, hogy ez éppen azért lehetséges, mert eddig csak kevés számú adat áll az adott közberétegzett agyagásványról rendelkezésre.

A 20—23. táblázatokban az agyagásványok mennyiségét és eloszlását a szintek között egy többszámjegyű számsor jelzi. Ezek kettős számcsoporthoz tartoznak, amelyeknek első számjegye a talajképző kőzetben az adott agyagásvány mennyiségét, a második pedig az eloszlás típusát jelenti. Mivel a cél itt nem az agyagásványokhoz kapcsolódó talajtulajdonságokkal való kapcsolat, hanem a talajképződés folyamatával való összefüggések feltárása, ezért nem az A- vagy a B-szint, hanem a talajképződés kiinduló anyaga, a talajképző kőzet vagy a C-szint agyagásvány-tartalma van megadva.

Az agyagásvány-tartalmat jelölő számok a következő mennyiségeket jelentik: 0 = 0—09, 1 = 10—19, 2 = 20—29, 3 = 30—39, 4 = 40—49, 5 = 50—59, 6 = 60—69, 7 = 70—79, 8 = 80—89, 9 = 90—99%.

Az eloszlást jelző számok magyarázata a következő:

0 — egyenletes eloszlás (a szintek között az agyagásvány-tartalomban lévő különbség 10%-on belül van),

1 — az agyagásvány mennyisége a felszín felé nő,

2 — az agyagásvány mennyisége a felszín felé csökken,

3 — az agyagásvány-tartalom a C- és B-szintek között lényegesen nem változik, majd az A-szintben lecsökken,

4 — az agyagásvány-tartalom a C- és B-szintek között nem változik lényegesen, de az A-szintben megnő,

5 — az adott agyagásvány eloszlásának maximuma a B-szintben van,

6 — a szóban forgó agyagásvány eloszlásának minimuma a B-szintben van,

7 — az agyagásvány-tartalom maximuma a C- vagy a BC-szintben van, majd lecsökken a B-szintben,

8 — az agyagásvány-tartalom minimuma a C- vagy a BC-szintben van, majd megnő a B-szintben.

Ha a vizsgálati eredmények nem numerikusan voltak megadva, akkor az egyes agyagásványok csökkenő mennyiségük sorrendjében a következő betűjelekkel vannak jelezve: I = illit (csillám, hidrocsillám), S = szmektit, V = vermikulit, K = kaolinit, C = klorit, Kv = kvarc, Fp = földpát, Cr = krisztobalit, Z = zeolit, illetve a közberétegzett agyagásványok kezdetbetűik kombinációjával, pl. I/S = illit/szmektit közberétegzés.

A táblázatok több mint 130 talajszelvény adatait tartalmazzák, amelyeknek kiértékelésére a 2.4.5.2.3.1—2.4.5.2.3.4. fejezetekben kerül sor.

2.4.5.2.3.1. Agyagásványok eloszlása barna erdőtalajokban

2.4.5.2.3.1.1. *Barnaföld (Ramann-féle barna erdőtalajok)*

E talajok talajképző kőzetének uralkodó agyagásványai a hidrocillám-illit és a szmektit, míg a többi mennyisége ritkán jelentős, bár norvégiai talajokban (GJEMS O. 1970) nagyobb mennyiségű vermikulit-, vermikulit/illit közberétegzett agyagásvány, valamint közberétegzett klorit: az észak-kaukázusi szelvényekben pedig 40% feletti kaolinit + klorittartalmat határoztak meg.

A barna erdőtalajok jórésznél az illit mennyisége a szelvényben vagy nem mutat lényeges változást, vagy pedig különböző eloszlástípus fordult elő kis számban. A szmektit, vermikulit, klorit és a kaolinit kevés talajban fordult elő, ezért ezekre még kevésbé mutatható ki egy jellemző eloszlási típus (20a, b, c. táblázat).

E talajok agyagásványainak egy része természetesen lehet elsődleges eredetű. A hidrocillámot-illitet származtatták a talajképző kőzet mállásával (DE CONINCK F. et al. 1979; DUCHAUFOR P. 1982; NIEDERBUDDE E. A.—SCHWERTMANN U. 1980; SIROVY V. 1974). A felső szintben való felhalmozódást a többi ásvány erőteljesebb mállása következtében végbemenő relatív felszaporodással is magyarázták. A szabad meszet tartalmazó szelvényekben, mivel ez gátolja az elsavanyodást és a kálium kilúgozódását a kristályrácsból, a hidrocillám-illit mennyisége nem változott a szelvényben (DE CONINCK F. et al. 1979). Ezek az ásványok a mállás és talajképződés során átalakulást is szenvedhetnek, így feltételezték az észak-kaukázusi szelvényekben az illit→illit/szmektit, míg a németországi vizsgált talajokban az illit→illit/vermikulit átalakulásokat, illetve az Al-kloritok képződését (NIEDERBUDDE E. A.—SCHWERTMANN U. 1980).

A szmektitet ugyancsak származtatják elsődleges szilikátásványok (piroxének, amfibolok stb.) mállásával (SIROVY V. 1974). A barna erdőtalajok jellemző folyamata az agyagásványosodás, amit az észak-kaukázusi szelvényeknél a durvább szemcsenagyságú frakciók aprózódásával és nem az agyagásványok szintetizálódásával magyaráztak (SZOKOLOVA T. A.—DRONOVA T. JA. 1983). A szmektit képződhet más agyagásványból, pl. vermikulitból transzformációval is (DUCHAUFOR P. 1982). A szelvény középső szintjeiben maximumot mutató eloszlásoknál ezt a differenciális, a felső szintekben fokozott mállással magyarázták, valamint számbavették az agyagbemosódás lehetőségét is (SZOKOLOVA T. A.—DRONOVA T. JA. 1983), bár meg kell jegyezni, hogy a Ramann-féle barna erdőtalajoknál az agyagbemosódás nem jellemző folyamat.

A norvégiai talajokban nagy mennyiségű a vermikulit és a kevert szerkezetű illit/vermikulit, kis mennyiségben fordul elő illit/klorit és közberétegzett klorit. Annak alapján, hogy eloszlásukban nincsenek egyértelmű különbségek, mélyreható, de

egyenletes, kevésbé intenzív mállást tételeztek fel (GJEMS O. 1970). A csehszlovákiai barna erdőtalajban előforduló vermikulitot biotitból származtatták (SIROVY V. 1974). Észak-norvégiai talajszelvényben az A- és B1-szintben megjelenő vermikulittartalmat másodlagosnak valószínűsítették (GJEMS O. 1970).

20a. táblázat

Agyagásványok eloszlása barna erdőtalajokban

| Talaj | Írország | Nagy-Britannia | | Nagy-Britannia (Skócia) |
|----------------------------------|---|--|--|---|
| | DE CONINCK F.— CONRY M.— TAVERNER R. 1975 | LOVELAND P. J.—BULLOCK P. 1976 | AVERY B. W.— BULLOCK P. 1977 | MAKKENZI R. K. 1965 |
| | | I V K C I/S IV I/C S/V V/C | I K C I/S IV | I/C |
| Ramann-féle barna erdőtalaj | | -6 -0 -2 -- -- -1 -- -- -- -2 -- -0 -2 -- -- -8 -- -- -1 -5 -- -0 -2 -- -- -0 -- -- -- | | |
| Agyagbemosódásos barna erdőtalaj | | -0 -4 -2 -2 -3 -0 -- -- -- -3 -3 -3 -5 -- -4 -5 -- -4 -0 -0 -0 -0 -- -5 -- -- -- -6 -0 -- -2 -- -4 -- -4 -5 | 5- -- 3- 2- -- -- 8- -- 1- -- -- -- 6- 1- 1- -- 1- 7- -- 1- -- -- -- 7- -- 2- -- -- -- 6- -- 2- -- -- -- 3- -- 3- -- -- -- | 1- 1- 1- 1- 1- -- 1- |
| Podzolos barna erdőtalaj | Kv, C, I, Fp | | | S, V, I, K, V, I, K, S V, I, K, C I, K, V I, K I, C, K K, V, I I, K, C |

A klorit a szabad mésztartalmú barna erdőtalajokban, illetve talajszintekben nem alakult át duzzadó agyagásványokká (lásd romániai talajszelvény: DE CONINCK F. et al. 1979). Németországban, gneiszen kialakult barna erdőtalajokban kimutatták a kloritot, amelynek maximuma a B-szint felső részében volt, mivel az A-szintben a szerves anyag hatására az Al—OH polimerek kioldódhatnak az agyagásványok rétegek közötti teréből (NIEDERBUDDE E. A.—SCHWERTMANN U. 1980).

A kaolinit esetenkénti előfordulását a granodiorit talajképző kőzet mállásával magyarázták (SIROVY V. 1974). A skóciai szelvények C-szintjének durva agyagfrakciójából (1—2 µm) kimutatott kaolinit/szmektit közberétegzett ásványt vagy közvetlenül az andezit talajképző kőzetből vagy annak mállási termékeként származtatták (WILSON M. J.—CRADWICK P. D. 1972).

2.4.5.2.3.1.2. *Agyagbemosódásos barna erdőtalajok*

A vizsgált talajok talajképző kőzetében uralkodó volt a hidrocillám-illit mennyisége. A többi agyagásvány kisebb koncentrációban mutatható ki, 30%-ot meghaladó klorit csak nagy-britanniai szelvényekben fordult elő, és ugyanitt jelentős volt a közberétegzett illit/szmektit agyagásvány-tartalom (20—40%) is.

20b. táblázat

Agyagásványok eloszlása barna erdőtalajokban

| Talaj | N SZ K | | | | | | | | | | Lengyel-ország | | |
|----------------------------------|---------------------------------|----|----|---------------------------------|----|----|----|----|--|-----|----------------|--------------|--|
| | (Schleswig-Holstein) | | | (É-Rajna-Vesztfália) | | | | | (Fekete- és Bajor-erdő) | | | UZIAK S 1961 | |
| | SCHROEDER D.— DÜMLER H. 1963 | | | BEUTELSPACHER H. et al. 1966 | | | | | NIEDERBUDE E. A.—SCHWERTMANN U. 1980 | | | | |
| | I | S | K | I | S | K | C | Kv | Fp | S/C | | | I |
| Ramann-féle barna erdőtalaj | | | | 80 | 00 | 00 | 00 | 10 | 00 | | | | S, I, I/S, K, Kv S, I, I/S, K, Kv I/S, S, I, K, Kv I, I/S, K, Kv I, I/S, S, K, Kv I, S, K, Kv |
| Agyagbemosódásos barna erdőtalaj | | | | 80 | 10 | 00 | 00 | 10 | 00 | | -1 | -2 | |
| | | | | 83 | 00 | 00 | 01 | 30 | 00 | | -1 | -2 | |
| | | | | 73 | 10 | 00 | 14 | 14 | 00 | | | | |
| | | | | 70 | 10 | 00 | 00 | 20 | 00 | | | | |
| | | | | 83 | 00 | 00 | 01 | 10 | 00 | 01 | | | |
| Podzolos barna erdőtalaj | 3- | 2- | 3- | 82 | 00 | 00 | 04 | 20 | 00 | 00 | | | |
| Pseudoglejes barna erdőtalaj | | | | 80 | 00 | 00 | 14 | 20 | 00 | | | | |
| | | | | 70 | 12 | 00 | 10 | 20 | 00 | 10 | | | |
| | | | | 82 | -- | 00 | 11 | 20 | 00 | 01 | | | |
| | | | | 61 | 00 | 00 | 00 | 20 | 00 | 13 | | | |

Az illit eloszlása e szelvényekben elég változatos képet mutat. Valamivel gyakrabban csak a mélyebb szintekben nagyjából egyenletes, majd az A-szintben lecsökkenő eloszlási görbe fordult elő. A szmektit és a kaolinit esetében a változás az legtöbbször 10%-on belül volt. A vermikulitot csak néhány szelvényből mutatták ki. A klorit és a vermikulit eloszlása nem mutat egységes képet (20a, b. táblázat).

Az agyagásványok eredhetnek a talajképző kőzetből. Ezen kívül ezekben a talajokban lényeges talajképződési folyamat az agyagosodás, amelynek során az elsődleges szilikátásványokból főleg illit, illetve vermikulit és klorit képződött (KUSSMAUL H.—NIEDERBUDE E. A. 1979; NIEDERBUDE E. A.—KUSSMAUL H. 1978; NIEDERBUDE E. A.—

Agyagásványok eloszlása barna erdőtalajokban

| Talaj | Csehszlovákia | Románia | Szovjetunió (É.-Kaukázus) | | |
|-----------------------------|----------------------|--|--|-------|-----|
| | SIROVY V. 1972, 1974 | DE CONINCK F.—VASU AL.—RAPAPORT C. 1976 | SZOKOLOVA T. A.— DRONOVA T. JA 1983 | | |
| | I S V K C I/V C/V | | I | S+I/S | K+C |
| Ramann-f. barna erdőtala | | C, I, Kv, Fp | 40 | 13 | 40 |
| | | | 40 | 23 | 34 |
| | | | 20 | 62 | 14 |
| Savanyú erdőtalaj | I2 S V K3 C I/V C/V1 | | | | |

Jelmagyarázat a 2.4.5.2.3. fejezetben

SCHWERTMANN U. 1980; SIROVY V. 1974). A csillám→illit mállás a felső mészsíntben intenzívebb (SIROVY V. 1973).

A másik lényeges folyamat az agyagbemosódás, amellyel elsősorban a szemkitaloszlás értelmezésénél számoltak (szelektív illuviáció, KUSSMAUL H.—NIEDERBUDE E. A. 1979; NIEDERBUDE E. A.—KUSSMAUL H. 1978; NIEDERBUDE E. A.—SCHWERTMANN U. 1980; SIROVY V. 1972, 1973), de e folyamatot figyelembe kell venni a többi agyagásvány esetében is. Az illit és vermikulit illuviációját kimutatták németországi agyagbemosódásos barna erdőtalajokban (KUSSMAUL H.—NIEDERBUDE E. A. 1979; NIEDERBUDE E. A.—KUSSMAUL H. 1978). Az agyagbemosódás következménye az is, hogy a nem illuviális eredetű ásványok relatív mennyisége a felhalmozódási szintben lecsökken, illetve az eluviális szintben megnő. Németországi szelvényben feltételezik a vermikulit biotitból való keletkezését (NIEDERBUDE E. A.—SCHWERTMANN U. 1980), a kloritnak pedig vermikulitból, illitesedett szemkitalból való képződését (KUSSMAUL H.—NIEDERBUDE E. A. 1979; NIEDERBUDE E. A.—KUSSMAUL H. 1978).

2.4.5.2.3.1.3. Podzolos barna erdőtalajok

A talajok kiinduló anyagának, a talajképző kőzetnek az agyagásványai között uralkodó a változó mennyiségben előforduló hidrocillám-illit. Esetenként jelentősebb volt a szemkital (Schleswig-Holstein-i és skóciai talajok), a vermikulit (skóciai talajok), a klorit (írországi szelvények) és a kaolinit (Schleswig-Holstein-i és skóciai talajok) mennyisége.

Az eloszlási görbék alapján nem mutatkozott határozott tendencia. Ez kapcsolatban lehet itt is, mint e fejezetben belül több más esetben is, az adatok aránylag kis számával. Több esetben azonban a szemkitalszerű ásványok megjelenését a felső A- és B-A₁B-szintekben a podzolosodás jelének tekintették (LOVELAND P. J.—BULLOCK P. 1976; HERBAUTS J. 1982).

A felhalmozódási szintben megfigyelhető volt kloritosodás az Al—Fe—OH polimerek rétegekzi térbe épülésének a maximumát jelzi (LOVELAND P. J.—BULLOCK P. 1976). A szelvény kaolinittartalmának változása általában 10%-on belül marad. A közberétegzett agyagásványokat tekintve, az angliai és walesi szelvényekben a csillám/szmektit közberétegzés két szelvényben a felső szintben volt meg, a csillám/vermikulit közberétegzett ásvány eloszlása pedig nem mutatott egyértelmű képet, míg a csillám/klorit közberétegzés csak egy szelvényben jelent meg, ahol is a szelvény középső szintjeiben mutatott maximumot. A vermikulit és a klorit eloszlása sem mutatott egységes képet. A klorit duzzadó agyagásvány közberétegzéseket írországi podzolos barna erdőtalajokból is leírták.

E talajokban az elsődleges eredetű agyagásványok mellett feltételezték az elsődleges ásványok (csillám) mállását, illitesedését (angliai és walesi talajokban), és a kevert rétegű agyagásványok, csillám/szmektit közberétegződés képződését (írországi szelvényben). A Schleswig—Holstein-i mocsári talaj → réti talaj → barnaföld → podzolos barnaföld → podzol talajsorozatban a mállási folyamatok intenzitásának és időtartamának növekedésével a podzol talajban az illittartalom erősen lecsökken, míg a montmorillonit nem volt kimutatható, és megjelentek egyes átmeneti ásványok is. Amint az már fent szóba került, az eluviális szintben a podzolosodás jelzőjének tekintették a szmektitszerű ásványok megjelenését, míg a felhalmozódási szintben a kloritosodás mutatott maximumot.

E talajokban számoltak a klorit mállásával és átalakulásával (klorit → klorit/szmektit közberétegzés, illetve szmektit vagy vermikulit képződése) (DE CONINCK F. et al. 1979; LOVELAND P. J.—BULLOCK P. 1976). Az angliai és walesi szelvények vizsgálatánál a közberétegzett ásványoknak két csoportját különítették el, egyrészt azokat, amelyek csak a felső szintekben (csillám/szmektit, vermikulit/szmektit), másrészt azokat, amelyek a talaj mélyebb szintjeiben fordultak elő; a talajképző kőzetből származnak és fennmaradnak az egész talajszelvényben (csillám/klorit, csillám/vermikulit, klorit/vermikulit közberétegzések). E talajokban az agyagásványok változását a következőképpen magyarázták. A talajásványokból a kationok kilúgozódása és ezzel együtt a pH-érték csökkenése a vas és az alumínium, valamint kisebb mértékben a kovasav mobilizálódását okozta. A kristályrácsot alkotó kationok kioldódása a nagymértékben rendezetlen közberétegzett ásványok képződéséhez vezetett, a szmektites közberétegződéshez. Ha a pH 4,5—5,5 között van, az Al—Fe—OH polimerek kicsapódhatnak a duzzadó agyagásványok kristályrácsában, ami e talajok podzolos B-szintjében mutatott maximumot. Az eluviális szintben a szmektites megjelenését a kis pH-értéknek és a nagy szervesanyag-tartalomnak tulajdonították, amikor is a vízdoldható és kelátképző szerves anyag kilúgozza az alumíniumot és a vasat, és így 2:1 és 2:2 típusú rétegszilikátok folyamatos, intenzív mállását okozta (HERBAUTS J. 1982). A barnaföld-podzol talaj sorozatban az agyagásványok változását két lépcsőben tételezték fel:

1. Kezdeti szakasz (savanyú barnaföld). A 2:1 típusú agyagásványok alumíniumot vettek fel, a 2:1—2:2 átmeneti ásványok mennyisége nőtt a felszín felé (pH = 4,5 felett, kis szervesanyag-tartalom, 1% alatti szerves szén- és nagy szabad Al-tartalom, 0,1—0,4% Al a finom frakcióban).

2. Az alumínium fokozatos és folyamatos kilúgozódása a felső szintekből (0,15% szabad Al-tartalom alatt), savanyúbb kémhatás (pH = 4,5, esetenként 4,0 alatt) és nagyobb szervesanyag-tartalom (1—10% szerves szén), ami 2:1 rétegű agyagásványok intenzív mállásához és szmektit-szerű ásványok képződéséhez vezetett. A degradált szmektitetek az illuviális szintben a kaolinnal együtt halmozódtak fel.

2.4.5.2.3.1.4. *Savanyú barna erdőtalajok*

E talajoknál a talajképződés kiinduló anyaga változó, a belgiumi szelvényeknél (DE CONINCK F. et al. 1979) klorit, csillám (különösen a biotit), kaolinit, kvarc és földpát, míg a fekete-erdőieknél (Német Szövetségi Köztársaság — NIEDERBUDE E. A.—SCHWERTMANN U. 1980), valamint csehszlovákiaiaknál (SIROVY V. 1979) gránit.

A hidrocillám-illit eloszlását tekintve az a felszín felé csökkent; a belgiumi és csehországi talajokban a klorit csak a mélyebb szintekben mutatható ki; a szmektit és a közberétegzett agyagásványok mennyisége a németországi szelvényben a felszín felé nőtt, míg a kaolinit-tartalom kevéssé változott (20c. táblázat).

Az elsődleges eredetű agyagásványok mellett e talajoknál az illit és hidrocillámot részben mállással származtatják, mint pl. a belgiumi szelvényben (DE CONINCK F. et al. 1979), illetve csillám/vermikulit közberétegzett ásvánnyá, valamint vermikulittá vagy klorittá alakulását tételezték fel (DE CONINCK F. et al. 1979; DUCHAUFOR P. 1982; SIROVY V. 1974). A kloritnál is kimutatták az elsődleges ásványok fizikai aprózódását, mállását (DE CONINCK F. et al. 1979) és ezen túl más agyagásványok, mint pl. vermikulit kloritosodását is (NIEDERBUDE E. A.—SCHWERTMANN U. 1980; SIROVY V. 1974). Ez utóbbi azonban nem feltétlenül megy végbe, így a belgiumi vizsgált talajoknál másodlagos kloritosodást nem mutattak ki (DE CONINCK F. et al. 1979). Végbemehet a dekloritosodási folyamat is, pl. a vermikulitnál a csehszlovákiai szelvény humuszos szintjében. Klorit→klorit/vermikulit közberétegzett ásvány, illetve klorit→vermikulit átalakulásokat tételeztek fel a belgiumi (DE CONINCK F. et al. 1979) és a walesi szelvényben is (ADAMS W. A.—KASSIM J. K. 1983).

2.4.5.2.3.1.5. *Pszudoglejes barna erdőtalajok*

E talajok talajképző kőzetében a németországi szelvényeknél uralkodó a hidrocillám-illit, míg a csehszlovákiaiaknál a szmektit és az illit/szmektit közberétegzés, a többi agyagásvány pedig viszonylag kisebb mennyiség-

ben fordult elő. A kevés adat miatt az agyagásványok eloszlásában határozott tendenciákat nem lehetett kimutatni.

A glejes szintben e folyamat jelzőjének tartják a németországi szelvényekben a szmektit dúsulását (BEUTELSPACHER H. et al. 1966), míg a csehszlovákiai pszeudoglejes talajban a lepidokrokit megjelenését (SIROVY V. 1972).

2.4.5.2.3.1.6. *Összefoglalás*

Ebben az összefoglaló értékelésben és az agyagásványok eloszlásával foglalkozó többi fejezetben is, csak az eloszlásokban lévő fő jellegzetességekre térünk ki és azok genetikai értékelésére, a főtípusokban, típusokban előforduló agyagásványok felsorolására nem, mert ebben rendszerint nincsenek lényeges, genetikailag értelmezhető különbségek.

A barna erdőtalajok között az egyes típusokban eltérőek a jellemző agyagásvány-eloszlások.

A barnaföldben egy jellegzetes eloszlástípust elkülöníteni nem lehet. A típusra jellemző folyamat az agyagosodás, ami döntően az elsődleges szilikátásványok agyagásvánnyá mállását jelenti.

Az agyagbemosódásos barna erdőtalajban az agyagosodás mellett az illuviáció a jellemző folyamat, amely elsősorban a szmektit szelektív illuviációját jelenti, de megfigyelték azt az illit és a vermikulit esetében is.

A podzolos barna erdőtalajnál a podzolosodással járó jellegzetes folyamat az A- és a B-A₁B-szintekben a szmektitszerű ásványok megjelenése, illetve a B-szintben a kloritosodás. Az erősen savas kémhatásnál és kelátképző szerves anyagok jelenlétében végbemegy a kationok kilúgozódása a kristályrácsból (az alkáliák és alkáli földfémek mellett a vas, alumínium és részben a kovasavé is). E folyamat vezethet a rendezetlen közberétegzésű szmektitek megjelenéséhez. Ha a pH értéke 4,5—5,5 között van, a mobilizálódott alumínium- és vasionok Al—OH, illetve Fe—OH polimerekként kicsapódhatnak a duzzadó agyagásványok rétegekzi terében, „kloritosodás” mehet végbe.

A savanyú barna erdőtalajok esetében — feltehetően a kevés adat miatt — nem egyértelmű a kép, mint ahogy pszeudoglejes barna erdőtalajoknál sem. Ez utóbbinál egyes esetekben a szmektittartalom dúsulását figyelték meg, amit a glejesedési folyamat jellemzőjének tekintettek.

2.4.5.2.3.2. Agyagásványok eloszlása csernozjom talajokban

A csernozjom talajok agyagásványai között uralkodó mennyiségűek a hidrocillám-illit és a szmektit, illetve kevert szerkezeteik, míg a többi agyagásvány általában jóval kisebb mértékben fordult elő, bár egyes talajszelvényekben a kaolinitet és a kloritot 30%-ot meghaladó mennyiségben is kimutatták. A csernozjom talajokra (is) jellemző agyagásvány-eloszlásnak tartják, hogy az illittartalom nőtt, míg a szmektité csökkent a felszín felé, bár emellett számos eset van, amint azt a 21a, b. táblázat is mutatja,

Agyagásványok eloszlása csernozjom talajokban

| Talaj | NSZK | NDK | Lengyelország | Bulgária | Szovjetunió | | | |
|--------------------------|------------------------------|---------------------------|---|---------------|-----------------------|--|------------------------------|---|
| | | | | | (Moldava) | | (Kijevi és odesszai terület) | |
| | | | | | I | S | K | C |
| | BEUTELSPACHER H. et al. 1966 | RICHTER W.—MATZEL W. 1977 | UZIAK S. 1961 | BEHAR A. 1979 | ALEKSZEJEV V. E. 1977 | BREUSZ N. M.—KUCÜKOVICS M. B. 1975 | | |
| | I S K C Kv Fp SC | I S V K Kv Fp | | | I K C VS | I S K C | | |
| Tipusos csernozjom | 61 00 00 20 10 00 10 | 4- 2- 1- 1- 2- 1- | | VS, VK, VK | 21 00 00 52 | 50 00 10 32 70 00 20 10 70 00 10 00 70 00 10 -- 60 20 20 -- 70 10 10 -- 70 10 10 -- 82 00 00 10 51 32 10 -- 61 22 10 -- | | |
| Kilúgozott csernozjom | | | S, I, K, Kv S, K, I, Kv I, VS, Kv, K I, S, K, Kv | VK, VS | 21 00 00 52 | | | |
| Közönséges csernozjom | | | | | 21 00 00 52 | | | |
| Mészlepedékes csernozjom | 80 10 00 10 10 00 00 | | | | 21 00 00 52 | | | |
| Podzolos csernozjom | | | | VS, VK, IV | 21 00 00 62 | | | |

hogy a szintek közötti változás ezeknek az agyagásványoknak a mennyiségében 10%-on belül volt. Más eloszlási típus csak elvétve fordult elő.

Az illittartalomnak a felszín felé növekvő és a szemektit mennyiségének csökkenő eloszlását többféleképpen értelmezték. A legáltalánosabban elterjedt magyarázat az illitizáció, a szemektit átalakulása K-fixációval illítetté (BREUSZ N. M.—KUCÜKOVICS M. B. 1975; CSIZSIKOVA N. P. 1968; KORNBLJUM E. A. et al. 1972b; SZOKOLOVA T. A.—SZOLJANIK G. M. 1984, és SZULTANBAJEV E. A. 1979). Több esetben felmerült elképzelés a szemektit mélyebb szintbe mosódása, szelektív illuviációja (ALEKSZEJEV V. E. 1977; KORNBLJUM E. A. et al. 1972a, b; SZOKOLOVA T. A.—SZOLJANIK G. M. 1984), vagy a mállása, lebomlása alkotó vegyületeire (TRAVNIKOVA L. SZ. 1976). Ezek a folyamatok a szemektit tartalom abszolút, míg az illit mennyiségének (és természetesen a többi ásványnak is) relatív

Agyagásványok eloszlása csernozjom talajokban

| Talaj | Szovjetunió | | | | |
|--------------------------|---|--|--|---|--|
| | (Belgorodi terület) | (Orlovi és kurszki terület) | (Krasznodari terület) | (Kamennaja sztyepp) | (É-Kazahsztán) |
| | CSIZSIKOVA N. P.— DAJNEKO E. K. 1978 | ROMANOVA N. P.— CSIZSIKOVA N. P.— GRADUSZOV B. P. 1982 | SZOKOLOVA T. A.— SZOLJANIK G. M. 1984 | SURÜGINA E. A. 1953 | SZULTANBAJEV E. A. 1979 |
| | I S K | I IS+S K+C | I S+I/S K C V Kv | I S K Kv | I S K C I/S |
| Típusos csernozjom | 21 42 20 | | 30 30 30 0- 00 0- | | |
| Kilúgozott csernozjom | 31 52 00 | | 30 30 30 07 08 04 | | |
| Közönséges csernozjom | | | | 10 62 00 00 10 50 00 00 10 50 10 00 | 40 00 20 10 10 40 32 10 00 03 50 10 10 12 00 60 12 00 00 10 50 10 10 10 00 |
| Mészlepedékes csernozjom | | | 30 30 30 0- -- 0- | | |
| Agyagos csernozjom | 11 72 10 | | 30 30 20 -- 0- 0- | 10 72 00 00* | |
| Podzolos csernozjom | | 31 52 10 31 35 22 21 72 00 | | | |

* Réti csernozjom

változásával járnak. Az illittartalom abszolút növekedésével és a szemkített mennyiségének viszonylagos csökkenésével jár a durvább szemcsenagyságú frakciók ásványainak és ezen belül elsősorban a csillámoknak illítetté málása, agyagosodása a felső szintekben (ALEKSZEJEV V. E. 1977; CSIZSIKOVA N. P. 1968; KORNBLJUM E. A. et al. 1972b; SZOKOLOVA T. A.—SZOLJANIK G. M. 1984; SZULTANBAJEV E. A. 1979). A hidrocillámtartalom csökkenésénél a szelvények középső részén specifikus mállást tételeztek fel (CSIZSIKOVA N. P. 1968). Az értelemszerűen idevonatkozó folyamatok mellett (illitizáció, szelektív illuviáció) a mélyebb szintekben a szemkített tartalom növekedésénél számításba veszik az illit→szemkített átalakulást is (SZULTANBAJEV E. A. 1979). Az egyes típusokban, altípusokban különböző intenzitással végbemenő alábbi degradációs folyamatot tételez-

ték fel: illit→kevert rétegű illit/nagy kristályrács töltésű szmektit→nagy kristályrács töltésű szmektit→kis kristályrács töltésű szmektit→a kristályrács alkotó elemeire bomlása (ALEKSZEJEV V. E. 1977).

A kloritot egyrészt a talajképző kőzetből származónak tekintették (pl. CSIZSIKOVA N. P. 1968; SZOKOLOVA T. A.—SZOLJANIK G. M. 1984), fennmaradásának a semleges vagy lúgos kémhatású közeg kedvezett (SZOKOLOVA T. A.—SZOLJANIK G. M. 1984), másrészt pedig az elsődleges színes elegyrészek lebomlásával, mállásával, valamint 2:1 típusú agyagásványok átalakulásával származtatták (KORNBLJUM E. A. et al. 1972b; SZULTANBAJEV E. A. 1979). A talajképző kőzetből a felszín felé a klorittartalom csökkenését átalakulási, mállási folyamatokkal magyarázták, így a klorit→vermikulit átalakulással (KORNBLJUM E. A. et al. 1972b; SZOKOLOVA T. A.—SZOLJANIK G. M. 1984), illetve a különböző típusokban és altípusokban végbemenő eltérő intenzitású degradáció folyamatával (ALEKSZEJEV V. E. 1977): klorit→kevert rétegű klorit/kis kristályrács töltésű szmektit→szmektit→alkotó elemekre bomlása.

A kaolinitet elsődleges eredetűnek, általában a talajképző kőzetből származónak tekintették (CSIZSIKOVA N. P. 1968; SZULTANBAJEV E. A. 1979).

2.4.5.2.3.2.1. *Podzolos csernozjomok*

A podzolos csernozjomok C-szintjének uralkodó agyagásványai a szmektit és az illit/szmektit közberétegzés, illetve ezeknél valamivel kevesebb illit.

A szintenkénti eloszlást a felszín felé növekvő illit és csökkenő szmektittartalom jellemzi. A többi agyagásvány mennyisége többnyire 10%-on belül változik (21a, b. táblázat).

A Közép-Orosz felföld podzolos csernozjom talajainál a fenti általános jellemzés mellett kimutatták a talajképző kőzet heterogenitásának hatását is.

A moldvai csernozjom talajok (karbonátos, közönséges, típusos, kilúgozott és podzolos) között a podzolos csernozjomnál figyelték meg, hogy az általános részben említett degradációs folyamatok a legerősebbek, ennek következtében a felső szintben csökken az agyagtartalom, növekedik az illit és a kvarc mennyisége. Kimutatták a kloritosodás folyamatát is. Az agyagásványok áthalmazódása végbemehet a szelvényben a szemcsék átmosódásával és lehetséges az alkotóelemekre bomlásuk és azok kilúgozódása is. Az agyagásványok eloszlása a szelvényben eluviális típusú.

2.4.5.2.3.2.2. *Kilúgozott csernozjomok*

E talajok uralkodó agyagásványai az illit, a szmektit, illetve az illit-szmektit komponensű közberétegzett ásványok.

A lengyelországi degradált, valamint a belgorodi, moldvai és krasznodari csernozjomokban a szmektit, illetve a szmektites közberétegzés

mennyisége a felszín felé csökkent, míg az illité nőtt, bár ez a változás a krasznodari szelvényekben 10%-on belül volt. A kaolinit és a klorit nem minden szelvényben fordult elő, ahol volt, ott mennyiségében a szintek között nincsen jelentős változás.

A moldavai kilúgozott csernozjom talajok jellemzőjének tartották, hogy a bevezetőben említett agyagásvány-degradációs folyamatok előrehaladtak benne. A felső szintekben növekedett a kvarctartalom. Az eloszlás típusa itt is eluviális (ALEKSZEJEV V. E. 1977). A krasznodari szelvényekben jellemző az is, hogy a klorit csak a C-szintben fordult elő, mivel csak ebben a szintben van a megőrződéséhez kedvező semleges vagy lúgos kémhatású közeg (SZOKOLOVA T. A.—SZOLJANIK G. M. 1984).

A középső csernozjom zóna védett területén kilúgozott csernozjom néhány talajmintáját szemcsenagyság szerint frakcionálták (100—50, 50—10, 10—5, 5—1 és 1 μm alatt). A frakciók ásványtani és kémiai összetétele a szintek között kevéssé változott, kivéve az 5—1 μm -es frakciót, ahol is a felső szintekben több volt a finomdiszperz anyag és a másfélszeres oxid, míg az alsó szintekben a felaprózódott csillám, kvarc és földpát mennyisége az uralkodó (PETKOV I. A. 1965).

2.4.5.2.3.2.3. Déli csernozjomok

A zaporozsjei terület típusos, közönséges és déli csernozjom talajai között azt a különbséget figyelték meg, hogy a déli csernozjomokban az A-szintben a montmorillonittartalom csökkenése jelentősebb (CSIZSIKOVA N. P. 1968).

A Manücs folyó teraszán kialakult déli csernozjom talajban az illit, kaolinit és montmorillonit differenciálódását nem tudták kimutatni (KORNBLJUM E. A. et al. 1972b).

2.4.5.2.3.2.4. Réti csernozjomok

A réti csernozjom talajban szmekttartalom a legtöbb, ez utóbbi esetenként jelentős is lehet (>70%) (21b. táblázat).

Az agyagásványok eloszlását tekintve a Kamennaja-sztyeppi talajokban a felszín felé a szmekttartalom csökkenése figyelhető meg, de az ezzel ellentétes folyamat, az illit növekedése nem, míg a kaolinit- és a kvarctartalomban nincs jelentős változás (SURÜGINA E. A. 1953).

A kurszki terület típusos csernozjomjaihoz képest a réti csernozjomokban a montmorillonittartalom jelentősen lecsökkent, míg az illit és a rendezetlen kevert szerkezetű csillám/montmorillonit mennyisége megnőtt (CSIZSIKOVA N. P. 1968).

2.4.5.2.3.2.5. Tömődött, agyagos csernozjomok

E csernozjomok agyagfrakciója ugyancsak uralkodóan illitből és szmektitből áll, arányuk azonban jelentősen változhat a nagyjából egyen-

lőtől (krasznodari terület) a szmektit jelentős dominanciájáig (belgorodi terület). Az illittartalom a felszín felé nő, a szmektité csökken, de ennek mértéke is különböző; míg ez a krasznodari talajszelvényben 10%-on belül van, addig a belgorodi terület ilyen talajaiban 35—40%-os (21a, b. táblázat).

A krasznodari talajszelvényben a többi vizsgált csernozjomhoz képest (kilúgozott, típusos, karbonátos) több a diszpergált szemcsék mennyisége.

A Manücs folyó teraszán kialakult ilyen csernozjom talaj felső szintjeiben az illit viszonylagos felhalmozódását figyelték meg (KORNBLJUM E. A. et al. 1972a, b).

2.4.5.2.3.2.6. *Mészlepedékes, karbonátos csernozjomok*

E talajtípust a hidrocsillám-szmektit agyagásványtársulás jellemzi, amelyeknek aránya változó a körülbelül egyenlő mennyiségtől (krasznodari terület) az illit (ensheimi szelvény, NSZK), illetve az illit/szmektit közberétegzett ásvány (moldavai szelvény) túlsúlyáig. A krasznodari területi karbonátos csernozjomban a kaolinit mennyisége is jelentős. E talajszelvények között is megfigyelhető, hogy az illittartalom a felszín felé nőtt és a montmorillonittartalom csökkent.

A moldavai terület tömődött, kilúgozott, típusos és karbonátos csernozjomjai között azt a különbséget állapították meg, hogy a karbonátos csernozjom egész szelvénye tartalmaz kloritot, amely a talajképző kőzetből ered és a semleges—lúgos kémhatás elősegítette fennmaradását.

A moldavai karbonátos csernozjomok mélyebb szintjeiben lelassulnak a degradációs folyamatok, az illit dúsulása nem jelentős, és az átalakulási folyamat az illit/nagy kristályrács töltésű szmektit közberétegzés stádiumnál állt meg. A szelvényben felfelé az illittartalom nőtt. Az agyagásványeloszlás felhalmozódási típusú.

2.4.5.2.3.2.7. *Közönséges csernozjomok*

A közönséges csernozjomok agyagfrakcióját uralkodóan a változó arányú illites, szmektites összetétel jellemezte. Az észak-kazahsztáni szelvényeknél az illit volt túlsúlyban, ezzel szemben a moldavai és a Kamenaja-sztyeppiekben az illit/szmektit, illetve a szmektit. A többi agyagásvány kaolinit és klorit, általában 20% alatti mennyiségben fordult elő.

A szintek között az illit- és szmektittartalomban lévő különbség általában 10%-on belül volt, csak néhány csernozjomban mutatható ki az illittartalom határozott növekedése és a szmektit mennyiségének csökkenése a felszín felé.

A moldavai közönséges csernozjomok mélyebb szintjeiben, hasonlóan a karbonátos csernozjomokhoz, a degradációs folyamat lelassult, az átalakulás megmaradt az illit/nagy kristályrács töltésű szmektit közberétegzett ásvány stádiumában. A szelvényben felfelé nőtt az illit mennyisége, de a

degradációs folyamat a szmektit felé közelít, mivel a feltételek az utóbbi megőrzésének kedveztek, és megfelelő mennyiségű víz hiányában át sem halmozódtak. Valószínűsítik, hogy a szmektit a hidrolízis termékeiből is képződött. Az agyagásvány-eloszlás típusa akkumulációs.

Az észak-kazahsztáni közönséges csernozjomok vizsgálatánál merült fel a hidrocillám aprózódással történő képződésének lehetősége is, mivel e talajokban jelentős a nedvességtartalom és a hőmérsékletingadozás, emellett a biológiai tényezők is intenzíven hatottak. Azonban itt is utaltak az illitizáció lehetőségére.

A nem túl nagy klorittartalmat a színes ásványok bomlásával, illetve a 2:1 típusú agyagásványok átalakulásával magyarázták. A többi ásvány mennyiségének változása a szelvényben általában nem haladta meg a 10%-ot.

2.4.5.2.3.2.8. *Típusos csernozjomok*

A talajok agyagfrakciójának összetétele is uralkodóan illites-szmektites. A németországi és az ukrainai talajszelvényekben az illit volt túlsúlyban, a krasznodári ilyen típusú talajokban mennyiségük körülbelül azonos, míg a belgorodi és a moldavai típusos csernozjomokban a szmektit, illetve a szmektites közberétegzés a több. A többi ásvány általában kis mennyiségben fordult elő, csak esetenként haladták meg a 20%-ot (21a, b. táblázat).

A csernozjomokra általában jellemző az illittartalom felszín felé növekedése és a szmektit csökkenése, bár ez sokszor 10%-on belül volt. Az ukrainai szelvények közül egyben más eloszlási görbe fordult elő, ahol is az illittartalom minimuma van a felszínen.

A moldavai típusos csernozjom talajokat jellemzi, hogy az agyagosodás az egész szelvényben érvényesült. A felső szintekben az agyag elsősorban a 2:1 és 2:2 rétegű szilikátok degradációjából származik, míg a mélyebb szintekben ebből csak kisebb mértékben és nagyobb arányban az agyagbemosódásból és a szmektit szintetizálódásából ered. Az agyagásvány-degradációs folyamat végterméke itt a kis kristályrács töltésű szmektit, ami a szelvényben áthalmozódhat. Az agyagásvány-eloszlás e talajokban nagyjából egyenletes.

A krasznodari kilúgozott, karbonátos, tömött és típusos csernozjom talajok között a típusos és karbonátos csernozjomokra azt tartották jellemzőnek, hogy a klorittartalom az egész szelvényben előfordul, mivel a semleges-lúgos kémhatású közeg kedvez a fennmaradásának.

2.4.5.2.3.2.9. *Összefoglalás*

A csernozjom talajokra általában jellemző agyagásvány-eloszlás az illittartalom növekedése és a szmektit mennyiségének csökkenése a felszín felé. Ennek az eloszlásnak az értelmezésére a legelterjedtebb magyarázat a szmektit → illit transzformáció. Ezen túl azonban más képző-

dési lehetőségeket is figyelembe kell venni, így a csillámok hidrocillám-má, illitté mállását, amely az agyagfrakciót gazdagítja — a szmektit szelektív illuviációját — a szintenként eltérő intenzitású szelektív mállást.

Az egyes csernozjom típusokra is lehetnek jellemzők agyagásvány-eloszlások, változások.

A podzolos csernozjom talajokra jellemző, hogy itt a legerősebbek az agyagásványok degradációs folyamatai, amelyek pl. a felső szintben az agyagtartalom csökkenéséhez és az ellenállóbb ásványok (pl. kvarc, illit) viszonylagos mennyiségének növekedéséhez vezethetnek.

Hasonlóak, bár kisebb mértékűek ezek a változások a kilúgozott csernozjom talajokban.

A mészlepedékes (illetve meszes) csernozjomokban a degradációs folyamatok kisebb mértékűek, és ha a talajképző közet tartalmazott kloridot, akkor az a felszíni szintben is megtalálható.

A közönséges csernozjomnál általánosítható sajátosság lehet, hogy az illit- és szmektittartalom változása a szintekben kisebb, sok esetben 10%-on belül van.

A típusos csernozjomoknál az illit és a szmektit eloszlása több esetben 10%-on belül van és jellemző lehet, hogy a klorittartalom jobban fennmarad.

2.4.5.2.3.3. Agyagásványok eloszlása szikes talajokban

E témában más, elsősorban a Szovjetunió nem Európához tartozó területeiről származó adatok is feldolgozásra kerültek.

2.4.5.2.3.3.1. *Szoloncák és szoloncák-szolonyec*

E talajokban gyakori az illit és az illit/szmektit közberétégzés. A többi agyagásvány aránylag kisebb mennyiségben mutatható ki (22a, b. táblázat).

A Baraba-alföldi és a vojvodinai szelvényben az agyagásványok szintek közötti eloszlása egyenletes, azonban ez a tendencia a kevés adat miatt nem általánosítható. Az előforduló agyagásványokat részben elsődlegesnek tekintették (pl. a volgográdi terület szmektites közberétégzéseit, GONCSAROVA N. A.—PANOV N. P. 1970). Az észak-kazahsztáni szolonyec, réti csernozjom és szoloncák talajokban ebben a sorrendben a montmorillonittartalom nőtt, míg a hidrocillám mennyisége csökkent (SAROSKINA N. B.—GORBUNOV N. I. 1961). A folyadékfázis sajátosságainak (kémhatás és sótartalom) és a szilárd és folyadékfázis kölcsönhatásának megfelelően az agyagásványok, az illit—montmorillonit szuperdiszperz állapotban voltak (CSIZSIKOVA N. P.—GRADUSZOV B. P.—TRAVNIKOVA L. A. 1974).

2.4.5.2.3.3.2. *Szolonyec*

E talajok talajképző kőzetében uralkodó mennyiségűek a hidrocsillám—illit és a szmektit, illetve közberetegzéseik. Egyes esetekben a szmektit és illit/szmektit került túlsúlyba a volgográdi terület néhány szelvényében, a Kaszpi-tenger előterében, a Kalmük sztyepp löszös vályogon kialakult szolonyeceiben, valamint a bulgáriai burgaszi terület szelvényeiben. Ezen kívül kisebb, változó mennyiségben előfordult még a klorit és a kaolinit.

Az illittartalom mélységgel csökkenő és a montmorillonit mennyiségének mélységgel növekvő eloszlására is vannak példák, de a vizsgált szolonyec talajok nagy részénél csak a montmorillonitnak a mélységgel növekvő, illetve a B-szintben dúsuló mennyiségét emelték ki (MILJKOVIC N. 1963; PANOVA N. P.—SARDAKOV A. N. 1968), amit a szerzők sora tart a szolonyeces szint jellemzőjének (pl. PANOVA N. P.—BOLDÜREV A. I.—KOKURINA E. I. 1966). Ugyanakkor van ettől eltérő eloszlás is, így pl. a felső szintben az illit és az összes agyagásvány mennyisége csökkent és az elsődleges szilikáttartalom (kvarc és földpát) nőtt; valamint nőtt az alsó szint montmorillonittartalma a felső szinthez képest az Alsó-Don alluviális síkságának szikes talajaiban is (TRUBIN A. I.—KULESOV L. N. 1980).

A mélységgel csökkent a montmorillonittartalom gyengén és közepesen szolonyeces gesztenyebarna talajokban.

A vermikulit a felső talajszintekben fordult elő szolonyecokban a Kaszpi-tenger előterében és a Manücs folyó teraszán vizsgált szelvényben. A klorit az egyes szolonyec szelvényekben vagy megjelent az egész talajban (DEMENTEVA T. G. 1975), vagy lecsökkent a mennyisége a többi agyagásvánnyal együtt az elsődleges szilikátásványok javára, mint pl. a volgográdi területen. Többnyire azonban csak a mélyebb szintekben vagy pedig csak a talajképző kőzetben mutatható ki, így a Manücs folyó teraszán lévő szelvényekben. A kaolinit eloszlása nem mutatott lényeges különbséget.

A Volga menti terület különböző mértékben szolonyeces gesztenyebarna és szolonyec talajainál a szolonyeces jelleg növekedésével nő a montmorillonittartalom, míg az észak-kazahsztáni szolonyec, réti csernozjom és szoloncsák-szolonyec talajokban ebben a sorrendben csökkent a hidrocsillám és nőtt a montmorillonit mennyisége. A nyugat-szibériai csernozjom—réti csernozjom—szolonyec és szology talajszorozatban pedig csökkent a montmorillonittartalom. Az alsó Don-síkság szolonyec, gyengén és erősen tömődött réti talajaiban, ahol a tömődöttség nő; az utóbbiakban jelentős mennyiségű montmorillonit képződését tételezték fel (TRUBIN A. I.—KULESOV L. N. 1980).

A szolonyec talajok a környező zonális talajoktól különbözhetnek ásványi összetételben, illetve a szintek közötti eloszlásban (PANOVA N. P.—BOLDÜREV A. I.—KOKURINA E. I. 1966; PANOVA N. P.—SARDAKOV A. N. 1968; TRAVNIKOVA L. SZ. 1976). A volgográdi területen a szolonyec talajok ásványi

Agyagásványok eloszlása szikes talajokban

| Talaj | Jugoszlávia | Bulgária | Szovjetunió | | |
|------------------------------|------------------|------------------------------|------------------------------------|--|--------------------------------|
| | (Vojvodina) | (Burgasz és Plovdiv körzete) | (Alsó-Don vidéke) | (Kalmük-sztyepp) | (Kaszipi-tenger ÉNy-i előtere) |
| | MILJKOVIC N 1963 | EL-MARZUK N 1981 | TRUBIN A I— KULESOV L N 1980 | TRAVNIKOVA L SZ— TITOVAN A 1978 | KORNBLJUM E A et al. 1972b |
| | | | I S K | I K(C) I/S | |
| Szology és szologyos talajok | I, C, V, S7, Kv4 | | | | I/S, I, C, Kv, Fp |
| Szolonyec | I, C, V, S5, K | I, S, K, Kv S, I, C | 63 47 18 | 04 10 83 | |
| Szoloncsák—szolonyec | I, S, C, V, Kv8 | | | | |

összetétele a zonális, gyengén szolonyeces gesztenyebarna talajoktól abban különbözik, hogy a szolonyececikben nagyobb a montmorillonit- és a klorittartalom. Indiai szikes talajokban a nem-szikesekhez képest nőtt az illit- és csökkent a klorittartalom (KANWAR J. S. cit. PANOVA N. P.—BOLDÜREV A. I.—KOKURINA E. I. 1966), ezzel szemben a szologyos szolonyececikben az agyagtartalom és a montmorillonit mennyisége nagyobb volt, mint ugyanazon terület gesztenyebarna talajaiban (KLAGES M. G. 1969). A fentiek tehát azt mutatják, hogy megpróbálták különbséget tenni a szolonyeces és a nem-szolonyeces talajok ásványi összetétele között, ez azonban nem vezetett egyértelmű következtetésekhez.

A szikes és nem-szikes talajokban a szintek közötti agyagásvány-eloszlásban ugyancsak találtak különbséget. A szolonyeces szint jellemzőjének tartják az agyag és ezen belül a montmorillonit nagyobb mennyiségét a felső szinthez képest, és ezen túl a liofil SiO_2 -géleket, a három vegyértékű kationok hidroxidjait és a Na-humátokat is (KOVDA V. A. cit. PANOVA N. P.—CJURUPA I. G. 1980).

A montmorillonit feldúsulásának magyarázatára a szolonyeces, illetve a mélyebb szintekben több elképzelés született, így a felső szintekből való kimosódása, illetve mállástermékeinek kilúgozódása (DEMENTEVA T. G. 1975; GORBUNOV N. I. et al. 1975; KORNBLJUM E. A. et al. 1972a, b; MILJKOVIC N. 1963; PANOVA N. P.—CJURUPA I. G. 1980; SAROSKINA N. B.—GORBUNOV N. I. 1961), valamint a montmorillonit képződése a B-szintben, illetve a mélyebb szintekben egyrészt szintézissel (GORBUNOV N. I. 1955; TRUBIN A. I.—KULESOV L. N. 1980; VOLODIN V. M. cit. DEMENTEVA T. G. 1975),

Agyagásványok eloszlása szikes talajokban

| Talaj | Szovjetunió | | | | | |
|------------------------------------|---------------------------------------|---|---|--|----------------------------------|---|
| | (Kaszpi-ten- ger ÉNy-i előtere) | (Volográdi terület) | (É.-Kazah- sztán) | (Ny-Szibéria) | (Baraba- alföld), Szibéria | (Baraba- alföld, Szibéria) |
| | DEMENTEVA T. G. 1975 | GONCSAROVA N. A.—PANOV N. P. 1970 | SAROSKINA N. B.— GORBUNOV N. I. 1961 | PANOV N. P.— GONCSAROVA N. A.— GRADUSZOV B. P. 1968 | KINST A. V. 1976 | CSIZSIKOVA N. P.— GRADUSZOV B. P.— TRAVNIKOVA L. A. 1974 |
| I S V K C | | I S | | | I K C VS | |
| Szology és szologyos talajok | | I, VS, K, C, Kv | -1 -2 | I, VS, K, C, Kv | VS, K, C, | 41 - 10 32 |
| Szolonyec | 31 42 04 20 00 | I, VS, K, C, Kv S, I, Z, Cr, Kv | | I, VS, S, K, C, Kv | | 41 10 - 42 54 10 - 33 |
| Szolon- csák— szolonyec | | I, VS, Kv, Cr, Z | | | | |
| Szolon- csák | | | | | | 50 10 - 30 |

Jelmagyarázat a 2.4.5.2.3. fejezetben

másrészt transzformációval illitből ((GORBUNOV N. I. et al. 1975; TRUBIN A. I.—KULESOV L. N. 1980). Természetesen származhat a montmorillonit a talajképző kőzetből is (POLOVICKIJ I. JA.—GONCSAROVA N. A. cit. DEMENTEVA T. G. 1975; GORBUNOV N. I. et al. 1975), illetve képződhet az elsődleges szilikátok (földpát, csillám és egyéb színes ásványok) mállásával (GORBUNOV N. I. 1955).

A felső szintben a hidrocillám-illit-tartalom, illetve a többi ásvány növekedését is egyrészt relatív dúsulásnak tekintették a montmorillonittartalom csökkenésének eredményeként (PANOV N. P.—CJURUPA I. G. 1980; SAROSKINA N. B.—GORBUNOV N. I. 1961), másrészt számoltak a montmorillonit illitesedésével (DEMENTEVA T. G. 1975; KORNBLJUM E. A. et al. 1972a; POLOVICKIJ I. JA.—SZTRELCSENKO V. P.—VOLODIN V. M. 1969) azzal összhangban, hogy az egyes szerzők az illitesedést a sztyepp talajok általános jellemzőjének tartják (KORNBLJUM E. A. et al. 1972a). A hidrocillám-illit-tartalmat származtatják elsődleges szilikátásványok mállásával és a csillámok hidratációjából (DEMENTEVA T. G. 1975). Természetesen lehet az illit elsődleges eredetű is.

A vermikulit megjelenését elsősorban a kloritból történő átalakulásával magyarázták (DEMENTEVA T. G. 1975; KORNBLJUM E. A. et al. 1972a).

A klorit- és a kaolinittartalmat általában elsődlegesnek tekintették (GONCSAROVA N. A.—PANOV N. P. 1970; PANOV N. P.—GONCSAROVA N. A.—GRADUSZOV B. P. 1968; POLOVICKIJ I. JA. cit. PANOV N. P.—CJURUPA 1980).

2.4.5.2.3.3.3. Szology

E talajok talajképző kőzetében az uralkodó mennyiségű agyagásvány általában az illit, illetve a szmektit, valamint változó mennyiségű közberétegzéseik. A többi agyagásvány (vermikulit, klorit, kaolinit) kisebb mennyiségben van jelen.

Az illittartalomnak a szelvényben a mélységgel történő csökkenését, míg a montmorillonit, az illit/szmektit közberétegzett ásvány, illetve a közberétegzésen belül a szmektit-hányad növekedését ismerték fel a volgográdi területi, az észak-kazahsztáni, a szibériai Baraba-alföldi és az Irtis menti talajokban.

A klorit, ahol előfordult, ott vagy a talajképző kőzetben vagy a mélyebb szintekben volt meg, pl. a volgográdi területen és az Irtis menti szelvényekben. Nincsen adat a kaolinit jelentősebb változásáról a szintek között.

Az illit és a szmektit szintek közötti eloszlásának ellentétes lefutását részben az illitesedéssel magyarázták (KORNBLJUM E. A.—DEMENTEVA T. G. 1976; KORNBLJUM E. A.—DEMENTEVA T. G.—DRONOVA T. JA. 1977), amikor is a tetraéderes rétegből Si távozik el. Ez hozzájárulhat a szology talajokra jellemző kovasaveloszláshoz és -dinamikához. Utaltak arra a lehetőségre, hogy a montmorillonit, illetve az illit/szmektit közberétegzések szuperdiszperz állapotban fordulhatnak elő és a felső szint(ek)ből kimosódhatnak (AHTÜRCEV B. I.—KADER T. M.—JARILOVA E. A. 1970; CSIZSIKOVA N. P.—GRADUSZOV B. P.—TRAVNIKOVA L. A. 1974; KORNBLJUM E. A. et al. 1972a, b; SAROSKINA N. B.—GORBUNOV N. I. 1961). A többi agyagásványnál (illit, kaolinit) is számoltak a montmorillonitét követő kimosódással (KORNBLJUM E. A. et al. 1972a, b).

A nátriummal telített agyagásványoknak a kissé lúgos oldatokkal történő kilúgozása azok degradációjához, lebomlásához is vezethet az eluviális szintben (CSIZSIKOVA N. P.—GRADUSZOV B. P.—TRAVNIKOVA L. A. 1974).

Az agyagásvány-eloszlások értelmezésénél figyelembe vették a montmorillonit szintézisének, illetve az illit→montmorillonit átalakulásának lehetőségét is (CSIZSIKOVA N. P.—GRADUSZOV B. P.—TRAVNIKOVA L. A. 1974). Természetesen a kimosódás, a lebomlás az adott szintben a többi ásvány relatív felszaporodásához, míg a bemosódás és szintetizálódás vi-

szonylagos csökkenéséhez vezet (CSIZSIKOVA N. P.—GRADUSZOV B. P.—TRAVNIKOVA L. A. 1974; SAROSKINA N. B.—GORBUNOV N. I. 1961).

Az agyagásványok eredhetnek a talajképző kőzetből is. Ezzel számoltak a klorit esetében is, amelynek a felső szintekben csökkenő mennyiségét vermikulitosodásával magyarázták. A folyamat során később a vermikulitból allofán képződhet (KORNBLJUM E. A.—DEMENTEVA T. G. 1976; KORNBLJUM E. A.—DEMENTEVA T. G.—DRONOVA T. JA. 1977).

A kaolinitnél elsősorban a talajképző kőzetből való származására utalnak, míg a szintek közötti eloszlásánál a relatív felszaporodás mellett esetleges illuviációjára is (KORNBLJUM E. A. et al. 1972a, b).

2.4.5.2.3.3.4. *Összetoglalás*

A szikes talajokon belül az egyes típusokra jellemző eloszlások eltérőek.

A szoloncsák és a szoloncsák-szolonyec talajokban a szintek közötti eloszlás többé-kevésbé egyenletes, de e tendencia általánosítására nincs elég adat.

A szolonyecekre jellemzőnek tartott eloszlás — bár vannak kivételek — a szmektit mélységgel növekvő mennyisége, dúsulása a B-szintben. A nem-szikes→szikes talajsorozatban a szolonyec talajokban ugyancsak voltak példák a szmektit felszaporodására.

A szolonyec talajokban a szmektit dúsulására a B-szintben több magyarázat van. Az egyik az A-szintből a B-szintbe mosódása, másik pedig a szmektit képződése a B-szintben. Az agyagásványok (ezen belül a szmektit) szintetizálódásáról a talajokban igen kevés adat áll rendelkezésre, ez inkább még csak a feltételezés szintjén van. A szmektitfelhalmozódás oka lehet elsődleges szilikátásványokból mállással történő képződése is. A szmektit B-szintbeni dúsulásával együtt járhat a hidrocillám, az illit, illetve egyéb ásványok felszaporodása az A-szintben. Ennek magyarázatánál számbavették az illuviáció folyamatát, illetve a csillám→illit mállási folyamatot is.

A szology talajokban az illit/szmektit eloszlás többnyire hasonló a szolonyecekhez. E talajokra jellemző lehet a szologyos szintben a lebomlás, kimosódás miatt ellenállóbb ásványok, így elsődleges szilikátásványok (kvarc, földpátok) dúsulása, felhalmozódása.

2.4.5.2.3.4. Agyagásványok eloszlása réti és glej talajokban

A réti talajok talajképző kőzeteinek uralkodó mennyiségű agyagásványai a hidrocillám-illit, szmektit, illetve közberétegzéseik, míg a többi agyagásvány mennyisége alárendelt (23a, b. táblázat).

Agyagásványok eloszlása réti és glej talajokban

| Talaj | Nagy-Britannia (Skócia) | Dánia | NSZK | | NDK |
|------------|--|----------------------|-----------------------------------|--|--------------------------------------|
| | MAKKENZI R. K. 1965 | | (Schleswig-Holstein) | BEUTELSPACHER M. et al. 1966 | |
| | | MOBERG J. P. 1982 | SCHROEDER D.—DÜMLER H. 1963 | | RICHTER W.— MATZEL W. 1977 |
| | | I S K Fp Kv | I S K | I S K C Kv Fp | I S V K Kv Fp |
| Réti talaj | | 20 42 16 00 00 | 2- 4- 2- | | |
| Glej talaj | S, I, K, V V, I, K I, S, K, V I, K, V I, C, K I, K K, I, V | | | 83 00 00 01 30 00 70 00 00 10 30 00 80 00 00 11 20 00 70 10 00 10 20 00 | 3- 2- 3- 1- - - 3- 3- 2- 2- 1- 0- |

Agyagásványok eloszlása réti és glej talajokban

| Talaj | NDK | Szovjetunió | | |
|-------------------|----------------------------------|------------------------|-------------------------------------|---|
| | | GORBUNOV N. I. 1956 | (Alsó-Don sík- ság) | (Baraba-alföld, Szibéria) |
| | REUTER G.— MENNING P. 1964 | | TRUBIN A. I.— KULESOV L. N. 1980 | CSIZSIKOVA N. P.— GRADUSZOV B. P.— TRAVNIKOVA L. A. 1974 |
| | I S K C Kv | I S K | I K I/S | |
| Szikes réti talaj | | I, S, Kv | | 30 10 40 |
| Réti talaj | | | 60 43 00 76 35 00 | |
| Glej talaj | -2 -1 -0 -- -0 -2 -2 -0 -1 -0 | | | |

Jelmagyarázat a 2.4.5.2.3. fejezetben

Az agyagásványok eloszlásában olyan tendencia volt megfigyelhető, hogy a szmektitnek, illetve közberétegzéseinek mennyisége a mélységgel nőtt, illetve maximuma a B-szintben volt, míg egyes szelvényekben az illittartalom minimuma volt a B-szintben. A kaolinit a dániai hidromorf talaj középső részében mutatott minimumot.

Az agyagásványok elsődleges eredete mellett egyrészt számoltak a csillám, hidrocillám → szmektit (MOBERG J. P. 1982; TRUBIN A. I.—KULESOV L. N. 1980), klorit → szmektit (TRUBIN A. I.—KULESOV L. N. 1980) átalakulással és a szmektit szintetizálódásával is (CSIZSIKOVA N.

P.—GRADUSZOV B. P.—TRAVNIKOVA L. A. 1974; TRUBIN A. I.—KULESOV L. N. 1980). A dániai szelvény középső részén a hozzáfolyás, az oldat-utánpótlás miatt a szmektit és az illit stabilitása nőtt, a kaolinité csökkent (MOBERG J. P. 1982). Az illitnél számoltak az elsődleges szilikátásványok, így a csillámok mállásával hidrocillámmá, illitté (MOBERG J. P. 1982), illetve az eluviális szintben a csillám—hidrocillám mállásával, a mállástermékek kilúgozódásaival, az agyagfrakció kimosódásával, az eluviális—illuviális szintek kialakulásával és az eluviális szintben a kvarc és földpát relatív felhalmozódásával is (CSIZSIKOVA N. P.—GRADUSZOV B.P.—TRAVNIKOVA L. A. 1974). E talajokban a mélyebb sós, szódás szintekben a közberétegzett illit/szmektit szuperdiszperz állapotát tételezték fel.

A klorit lehet elsődleges eredetű, képződhet egyéb, főleg színes szilikátokból (amfibolok, piroxének, biotit és glaukonit), de el is mállhat változó aerob-anaerob viszonyok között, így a réti talajokban. Ezenkívül az előzőekben tárgyalt hidromorf talajoknál tekintetbe kell venni a ferrolízis lehetőségét is (BRINKMAN R. 1969/1970).

2.4.6. TÉRHÁLÓS SZILIKÁTOK

2.4.6.1. Földpátok

A földpátok a földkéreg leggyakoribb ásványai, amelyek a talajokban is előfordulnak, elsősorban azok homok- és iszapfrakcióiban, de esetenként kimutathatók — rendszerint kisebb mennyiségben — az agyagfrakcióból is.

Jelentőségüknek megfelelően számos összefoglaló munka jelent meg a földpátokról (BARTH T. F. W. 1969; SMITH J. V. 1974; VAN DER PLAS L. 1966). A földpátok mállásának és ezek talajtani vonatkozásainak korszerű összefoglalását HUANG P. M. (1977), MARSHALL C. E. (1964, 1977) és VAN DER PLAS L. (1966) adták.

Mállással szembeni ellenálló képességük alapján a közepesen mállékony (JACKSON M. L.—SHERMAN G. D. 1953), illetve az ellenállóbb ásványok (FIELDES M.—SWINDALE L. D. cit. BREWER R. 1964) közé sorolták a földpátokat.

A földpátok stabilitásának növekvő sorrendje — ami egyben az alumínium- és kalciumtartalom csökkenésének sorrendje is — anortit—bytownit—labradorit—andezin—oligoklász—albit—K-földpát (GOLDICH S. S. 1938). Stabilitásuk termodinamikai alapon a következő: legkevésbé stabil az anortit, az alacsony hőmérsékletű albit stabilabb, de a legstabilabb a mikroklin (RAI D.—LINDSAY L. 1975).

A $\text{MgO—CaO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O—CO}_2(\text{g})$ rendszerben, 25°C hőmérsékleten, 1 atm nyomásnál és $\log(\text{Mg}^{2+})+2 \text{ pH} = 10,82\text{—}9,85$ értékek között a kalcium-ionaktivitás és a pH-értékek csökkenésével az anortittal

szemben a gibbsit vagy kaolinit, illetve a Mg-szmektit lesz termodinamikailag stabil (VERSTRATEN J. M.—SEVINK J. 1978).

A $\text{Na}_2\text{O—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ rendszer stabilitási diagramját értelmezve arra a következtetésre jutottak, hogy várhatóan az albit mállásterméke a montmorillonit vagy a kaolinit, illetve ezek az ásványok az átalakulási termékek a gibbsit képződési folyamatában (FETH J. H.—ROBERTSON C. E.—POLZER W. cit. HUANG P. M. 1977).

A labradorit oldódása desztillált és szénsavas vízben a kísérletek szerint aránylag kis mértékű, ebből következően agyagásvány (montmorillonit) mállástermékek képződését tartják valószínűnek (KELLER W. D.—BALGORD W. D.—REESMAN A. L. 1963).

A desztillált vízben való oldódással ellentétben a szerves savakban (ecetsavban, aszparaginsavban, szalicilsavban és citromsavban) a kalciumban gazdag plagioklászok oldódtak jobban. A szerves savak növekvő komplexképző kapacitásuk sorrendjében oldották egyre nagyobb mértékben a földpátokat (HUANG W. H.—KIANG W. C. 1972).

A földpátok mállása, inkongruens oldódása során feltételezték, hogy a felületen az alkáliák kioldódása után amorf vagy kristályos kéreg alakul ki, ami lassítja a további mállást. Utóbb úgy gondolták, hogy ez a kilúgozott réteg csak elemi cella vastagságú (NIXON R. A. 1979; PETROVIC R. 1976 és PETROVIC R.—BERNER R. A.—GOLDHABER M. B. 1976). Ilyen réteget a pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok azonban nem mutatnak ki (HOLDREN G. R.—BERNER R. A. 1979). A röntgenfotoelektron spektroszkópiás vizsgálatok—amelyek a földpát felületének néhány tízed Å-ös rétegében alkalmasak a kémiai összetétel vizsgálatára — sem utaltak arra, hogy e réteg összetétele eltérne a módszer hibahatárát meghaladó mértékben a földpát összetételétől.

A mállás a földpát felszínén nem egyenletes, mivel kioldódási üregek figyelhetők meg és nincs a szemcsék felületén egy folyamatos, erősen kötődő mállási kéreg, amint arra új-mexikói szürkésbarna podzol, dél-afrikai laterit, észak-karolinai laterit-szaprolit és illinoisai erősen savanyú talajból gyűjtött nátriumföldpátok pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálata alapján rámutattak (BERNER R. A.—HOLDREN G. R. 1979).

Bazalton kialakult skóciai talajok földpát szemcséinek pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálata során is oldódási üregeket figyeltek meg (WILSON M. J. 1975).

Entisol talajok földpátjainál halloysitesedést, az Ultisolokban kaolinitesedést írtak le (ESWARAN H.—DE CONINCK F. 1971). Malaysiai gránitban plagioklász pseudomorfózákat vizsgáltak, amelyeket gibbsit, vagy pedig egy amorf gél állapot után halloysit, kaolinit és gibbsit alkotott (ESWARAN H.—WONG CHAW BIN 1978). Plagioklászok átalakulási termékeként malaysiai Eutropept talajban allofánt, gibbsitet, metahalloysitet, montmorillonitot; Tropudalf talaj egyik szelvényében kaolinitet, metahalloysitet, mont-

morillonitot, a másikban kaolinitet és gibbsitet; Dystropept talajok egyik szelvényében allofánt és metahalloysitet, a másik szelvényében pedig kaolinitet, allofánt és metahalloysitet mutattak ki polarizációs mikroszkóppal, pásztázó elektronmikroszkóppal és esetenként röntgendiffrakcióval (ESWARAN H. 1979).

A földpátok a mérsékelt égöv talajaiban közönséges ásványok (JACKSON M. L. 1975 összegezése szerint), bár az anortit e talajokban is gyorsan mállik és az izomorf sor bázisos tagjai (bytownit, labradorit) is inkább a kevésbé mállott talajokban fordulnak elő. Vulkáni hamuból kialakult talajok pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatával is a plagioklász halloysitesedését mutatták ki (ESWARAN H. 1972).

A káliföldpátokat általában mállással szemben ellenállóbbnak tekintik, mint a plagioklász földpátokat. Ezt a megállapítást megerősítik a stabilitási diagramok ($\text{pH} = 6$ és 8 , $\text{pCa}^{2+} = 2,5$, $\text{pNa}^+ = 3,0$, $\log \text{Al}^{3+} = 0-12$ és $-\log \text{H}_4\text{SiO}_4 = 2,5-5,5$), amelyek kiértékelése alapján megállapítható, hogy a mikroklin stabilabb, mint az alacsony hőmérsékletű albit és anortit (RAI D.—LINDSAY L. W. 1975). A $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ rendszer fázisdiagramjait értelmezve a káliföldpátokból csillám, kaolinit és gibbsit képződését valószínűsítik, feltüntetve a folyamat közbeni termékeit is (HELGESON H. C.—GARRELS R. M.—MACKENZIE F. T. 1969). A $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ rendszerben a csökkenő kovásv-aktivitásnál a következő mállási sorokat tartják lehetségesnek (HESS P. C. 1966):

káliföldpát → montmorillonit → kaolinit → gibbsit

káliföldpát → kaolinit → gibbsit

káliföldpát → csillám → gibbsit

káliföldpát → csillám → kaolinit → gibbsit.

Az agyagszemcsenagyságnál a káliumföldpátokat a mállékonyabb ásványok közé sorolják (JACKSON M. L.—SHERMAN G. D. 1953).

A káliumtartalmú ásványok szerepével a talajok káliumforgalmában — így a földpátok mállásával is — számos összefoglaló munka foglalkozik (ARNOLD P. W. 1960; GORBUNOV N. I. 1978; JACKSON M. L. 1975; LOUGHNAN F. C. 1969; MARSHALL C. E. 1964; RADOSLOVICH E. W. 1975; RICH C. I. 1968, 1972; SCHROEDER D. 1980; VAN DER PLAS L. 1966; VAN DIEST A. 1980; WILSON M. J. 1975).

A káliföldpátok mállását befolyásoló tényezők a következők (SCHROEDER D. 1980):

1. Belső tényezők:

- a) a kristályrács rendezettsége,
- b) az ásvány nátriumtartalma,
- c) az ásvány szilíciumtartalma,
- d) szemcsenagysága.

2. Külső tényezők:

- a) hőmérséklet,

- b) oldattérfogat,
- c) mállástermékek kilúgozása,
- d) mállási kéreg képződése,
- e) az oldat kémhatása,
- f) kelátképző anyagok milyensége és koncentrációja,
- g) növények káliumfelvétele.

A mállás mértéke növekszik a kristályrácsban a Si/Al rendezetlenség-gel, a nátriumtartalommal (RICH C. I. 1972), ezért a mikroklin ellenállóbb a mállással szemben, mint a szanidin vagy az ortoklász, illetve az ortoklász ellenállóbb a mállással szemben, mint az anortoklász. A kristályrácsban az izomorf helyettesítés csökkenésével, a szilíciumtartalom emelkedésével növekedik a stabilitás (SCHROEDER D. 1980).

A szemcsenagyság csökkenése természetesen növeli a mállás mértékét.

A pertitesedés is befolyásolja a mállással szembeni ellenálló képességet. A pertites földpátból az albit gyorsabban mállik, mint a káliföldpát. Miután a nátriumföldpát lemez kioldódott, a megmaradt káliföldpát részek gyorsabban mállanak el, mint a nem pertites káliföldpátnál (RICH C. I. 1972).

A külső tényezőket tekintve a hőmérséklet és a talaj nedvességtartalmanak a növekedése gyorsítja, míg a mállástermékek felhalmozódása fékezi a mállás folyamatát (SCHROEDER D. 1980). A kilúgozó anyagforgalmi rendszerű talajok a kaolinit képződésének kedveznek, míg azokban a talajokban, ahol a kilúgozás gátolt, a kovasav és egyéb kristályrácsalkotók felhalmozódhatnak és ez a montmorillonit képződését segíti elő (JACKSON M. L. 1975). A földpát mállása során a kálium korlátolt mértékű kilúgozódása a földpát → csillám átalakulásnak kedvez (WILSON M. J. 1975), míg erősen kilúgozott, trópusi talajokban a földpát mállása egészen a gibbsit képződéséig is eljuthat. A káliföldpátok mállásánál két esetet különböztetnek meg: ha az összes kálium kioldódik, kaolinit, ha egy része megkötődik a kristályrácsban, akkor illit keletkezik (LOUGHNAN F. C. 1969).

A mikroklin desztillált és szénsavas vízben történő oldódásakor mállástermékként elsősorban a kaolinit képződését valószínűsítik (KELLER W. D.—BALGORD W. D.—REESMAN A. L. 1963).

A kémhatás savanyodásával a káliföldpátok (ortoklász, mikroklin) káliumvesztése kissé növekedik, de jóval kevésbé, mint a csillámoké (bitit, muszkovit, flogopit). Eszerint a földpátokból és a csillámokból a kálium kioldódásának különbsége a pH csökkenésével nő (HUANG P. M.—CROSSON L. S.—RENNIE D. A. 1968).

A szerves savak, így a humusz- és fulvosav a káliumföldpátokból savanyú kémhatásnál (pH = 2,5) jóval nagyobb mértékben oldják ki a kovasavat, alumíniumot és káliumot, mint semleges kémhatásnál, és az ortoklászos mikroklinen belül az ortoklász oldódásának mértéke nagyobb mint a mikrokliné (TAN K. H. 1980).

A kelátképző anyagok és a szerves savak növelik a földpátok mállásának mértékét.

A növények káliumfelvétele egyrészt az egyensúlyok eltolásával, másrészt a növények speciális hatásával (savasság, szénsav, szerves savak, ioncsere, kelátképző anyagok kiválasztása) fokozza a mállást.

A földpátpótlók — a nefelin és a kevésbé gyakori leucit — különösen instabilak, és az ásványok között elsőként mállanak el (LOUGHNAN F. C. 1969). Desztillált és szénsavas vízben a nefelin oldódása nagymértékű volt, még az olivinét is meghaladó nagyságú (KELLER W. D.—BALGORD W. D.—REESMAN A. L. 1963).

Összefoglalva: A földpátok mint a földkéreg leggyakoribb ásványai, a talajokban is igen gyakoriak, főként a homokfrakcióban fordulnak elő, de belekerülhetnek még az agyagfrakcióba is. A földpátok mállással szembeni ellenálló képessége változó, nemcsak a környezeti körülményektől függően, hanem az ásványi összetételtől is (pl. a plagioklász soron belül az albit ellenállóbb ásvány mint az anortit). A földpátok mállása általában az alkáliák kioldódásával indul. Az az elképzelés átértékelésre szorul, hogy a visszamaradt mállott rész körül egy a további átalakulást fékező burok alakul ki. Rendszerezettebb ismeretek a káliumföldpátok mállásával kapcsolatban vannak (feltehetően azért, mert ezek az ásványok szerepet játszhatnak a talajok K-tápanyag forgalmában). Mállásukat befolyásoló tényezők között megkülönböztetnek belső (kristályrács rendezettsége, az ásvány nátrium- és szilíciumtartalma, szemcsenagyság) és külső tényezőket (hőmérséklet, oldattérfogat, mállástermékek kilúgozása, mállási kéreg képződése, oldat kémhatása, kelátképző anyagok milyensége és koncentrációja, növények K-felvétele). A talajokban a földpátok fokozott mállásával kell számolni, amire azok a modell-kísérletek eredményei utalnak, amelyek a talajokban előforduló speciális tényezőket (pl. szerves és humuszsavak, kelátképző anyagok, növények hatása) veszik figyelembe.

A földpát talajtani szerepe elsősorban a mállási folyamatokon keresztül érvényesül. A földpátokból kioldódó nátrium a szikesedést előidéző nátriumfelhalmozódáshoz járul hozzá. Ez rendszerint nemcsak közvetlenül a talajban megy végbe, hanem közvetve is, először a kőzetekből a talajvízbe, majd onnan a talajba kerül. A szikesedés világszerte és hazánkban is az egyik legkárosabb folyamat a talajokban. A földpátokból kioldott K-tartalom jelentősége abban van, hogy a talajok kálium-makrotápanyag készletének egyik összetevője. Megkísérelték a földpátok káliumtartalmát felhasználni a K-tápanyagok pótlására a talajokban. Nyilvánvaló, hogy ennek a K-tartalomnak a felvétele a növények számára nem olyan kedvező, mint a műtrágyáké.

2.4.6.2. Zeolitok

A talajtan kezdeti szakaszában az úgynevezett humusz-zeolit komplexumnak tulajdonították a talajok adszorpciós képességét. Az anyagvizsgálási módszerek fejlődésével lehetővé vált az egyes ásványok meghatározása, ami nem erősítette meg azt a feltevést, hogy általában a zeolitok a meghatározói a talajok adszorpciós tulajdonságainak. Később egyes talajok rendhagyó adszorpciós tulajdonságai és az ismeretek fejlődése a zeolitok elterjedéséről és genetikájáról a kőzetekben újra felvetették a zeolitok előfordulásának lehetőségét a talajokban.

A zeolitok előfordulását vizsgálva számosan (BRECK D. W. 1974; HAY R. L. 1978; MUNPTON F. A. 1973; MUMPTON F. A.—SHEPPARD R. A. 1972; SZENDEROV E. E.—HITAROV N. I. 1970 összegezései) felismerték és általánosították azt a megfigyelést, hogy a zeolitok vulkáni kőzetek mellett előfordulnak az üledékes kőzetekben, mégpedig sok esetben gazdaságilag is hasznosítható minőségben és mennyiségben. Ráműtattak arra is, hogy a zeolitok képződhetnek sós tavakban is, és ennek a folyamatnak vannak talajtani szempontból is értékelhető vonatkozásai. Származhatnak a talajképző kőzetből és keletkezhetnek a talajban. SURDAM R. C.—SHEPPARD R. A. (1978) összefoglalóan értékelték a zeolitok előfordulását és képződését a sós tavakban. Eszerint különösen piroklasztikumokon kialakult sós tavak ideális helyei a zeolitok képződésének. Leggyakoribbak itt az analcim, erionit, kabazit, klinoptilolit, morderit és a philipsit. Ezekben a helyeken megvan az a nagy nátrium- és káliumion aktivitás, pH-érték, valamint kovasav koncentráció, amelyeknél ezek a zeolitok stabilak, illetve képződésük várható (HESS P. C. 1966).

Az elsődleges zeolitok számos esetben vulkáni kőzetből származnak. Dél-texasi vulkánikus eredetű üledékes kőzeteken kialakult Vertic Argiustoll, Aridic Argiustoll és Aridic Calciustoll talajokból MING D. W.—DIXON J. B. (1986) klinoptilolitot mutattak ki. A felsorolásban említett utolsó talajtípusban a klinoptilolit mennyisége az A-szintben 2—5% volt, és mennyisége a C-szint felé nőtt, ahol a 20%-ot is elérte. A szemcsenyag-sági frakciók közül a zeolit az iszapfrakciókban dúsult.

Olaszországi vulkáni—üledékes rétegsor fölött kialakult meszes talajokban analcimot mutattak ki (PORTEGIES ZWART R.—WINK A. P. A.—VAN SCHUYLENBORGH J. 1975).

Romániában tufán kialakult talajokban ASVADUROV H.—POPESCU F.—CONSTANTINESCU M. (cit. MING D. W.—DIXON J. B. 1988) klinoptilolit jelenlétére következtettek.

Jelenlegi vulkáni tevékenységgel jellemzett területeken a Baker-hegyi (Amerikai Egyesült Államok) igen erősen savanyú, kavicsos homok talajokban (BOCKHEIM J. G.—BALLARD T. M. 1975) analcimot, míg új-zélandi

savanyú, homokos vályogtalajokból (KIRKMAN J. H. 1976) mordenitet mutattak ki.

Több esetben fluviatilis és eolikus üledékeken kialakult talajban is meghatároztak zeolitot, amit a kőzetekből is származtattak defláció, erózió és átszállítás eredményeképpen.

Idahoi eolikus üledéken kialakult Molli- és Vertisolokból GRAHAM R. C.—SOUTHARD A. R. (1983) határoztak meg zeolitot.

A Nata folyó (Botswana) alluviumán kialakult öntéstalajok talajképző kőzetéből írtak le klinoptilolitot (SMALÉ D. cit. SZUPRÜCSEV V. A. 1976).

Japánból (Aizu és Pusukawa körzete) rizstermesztéssel művelt eluviális talajoknak mind az agyag-, mind az iszap-, mind a homokfrakciójából határoztak meg klinoptilolitot, amelyet a talajképző kőzetből származtattak (KANEKO S.—SHOJI S.—MASUI J. 1972).

Ugyancsak Japánban, alluviumon kialakult paddy talajokból és a folyómeder hordalékából mutattak ki elsődleges eredetűnek tekintett klinoptilolitot és mordenitet (SAIGUSA M. et al. 1976).

A Szovjetunióban a Kvirili és Rioni folyók (Grúzia) alluviumából és az azon kialakult talajokból határoztak meg a 2—10 μm frakcióban klinoptilolitot (GORBUNOV N. I.—BOBROVICKIJ A. V. 1973).

Lengyelországban ős alluviumon kialakult kilúgozott barnaföldek kolloidfrakciójában pásztázó és transzmissziós elektronmikroszkópos vizsgálatokkal zeolit előfordulását valószínűsítették, amelyet a talajszelvény felső 80 cm-ében lehetett kimutatni (BROGOWSKI Z.—DOBRZANSKI B.—KOCION J. 1979).

A zeolitok keletkezésének ásványtani, kőzettani és földtani értékeléséből nyilvánvaló, hogy képződésük elsősorban lúgos, szikes talajokban várható.

A kaliforniai San Joaquin-völgy gránitos alluviumán kialakult lúgos kémhatású Fresno sorozat talajaiban rendhagyó adszorpciós tulajdonságokat észleltek. Az utóbbiak okát keresve analcimit mutattak ki e talajokból (BABCOCK K. L. 1960; SCHULTZ R. K.—OVERSTREET R.—BARSHAD I. 1965). A legtöbb analcím a durva agyag (2—0,2 μm) és finom iszap (5—2 μm) frakcióban volt, de kimutatható volt a finom agyag (0,2 μm >) és a durva iszap frakcióban (20—5 μm) is. A talajban az analcím mennyisége a mélységgel csökkent, amiből arra következtek, hogy a talajban képződött. E feltevést azzal is bizonyították, hogy a talajból az analcimit kioldották, majd kikristályosították, ennek során Na-phillipsitet kaptak (BALDAR N. A.—WHITTIG L. 1968). Analcimit mutattak ki kaliforniai Pelargid talajból is (EL-NAHAL M. A.—WHITTIG L. D. 1973).

A burundi Ruzini folyó medencéjében kialakult lúgos, erősen szódás talajokból írtak le analcimit (FRANKART R.—HERBILLON A. J. 1970).

KAPOOR B. S.—SINGH H. B.—GOSWAMI S. C. (1980) indiai (Maipur körzete, Uttar Pradesh állam) erősen karbonátos és lúgos alluviális talaj

agyagfrakciójában határoztak meg analcimit, amelynek mennyisége a mélységgel csökkent. E tényből és abból a megfigyelésből, hogy az analcím az iszapfrakcióban nem fordul elő, a zeolitnak a talajban végbemenő képződésére következtettek.

Az Indus folyó alluviumán Pakisztánban kialakult talajokat vizsgálva is rendhagyóan nagy ESP értékeket határoztak meg, amelyeknek alapján analcím jelenlétére következtettek, ezt azonban a röntgendiffrakciós vizsgálatok nem erősítették meg (HUSSAIN M. S.—AHMAD S. 1969).

A Csád-tó melléki szódás talajokból mordenitet, tanzániai szódás talajokból pedig phillipsitet írtak le (MAGLIONE J.—TARDY Y., HAY R. L. cit. SZUPRÜCSEV V. A. 1976).

A Volga menti területek és a Kaszpi-síkság szolonyec és szoloncsák talajaiban is meghatározták a klinoptilolitot (TRAVNIKOVA L. SZ.—GRADUSOV B. P.—CSIZSIKOVA N. P. 1973).

A Szovjetunió talajaiban az agyagfrakció ásványtani összetételét összegezve a szolonyec és a csernozjom talajokból jelezték a zeolitok előfordulását (GORBUNOV N. I. et al. 1974).

Klinoptilolitot kanadai szologyos szolonyec talaj szologyos szintjéből is kimutattak, képződését a szemektit mállástermékeiből származtatták. A klinoptilolit a durva agyag- és a finom és középfinom iszapfrakcióban jelent meg (SPIERS G. A.—PAWLUK S.—DUDAS M. J. 1984).

A képződésnek kedvező közeg a vulkáni kőzeteken kialakult lúgos szikes talaj. Ilyenek az Olduvai-szoros területén fekvő szikes talajok (HAY R. L. 1978).

Hideg éghajlatú sivatagi talajokból (Antarktisz) GIBSON E. K.—WENTWORTH S. J.—MCKAY D. S. (cit. MING D. W.—DIXON J. B. 1988) kabazitot írtak le. A területen jelenleg is vulkáni működés jelei figyelhetők meg.

A talajokban a zeolitok előfordulásának legújabb, korszerű összefoglalását MING D. W.—DIXON J. B. (1988) adták, akik ezeket az előfordulásokat genetikailag a következőképpen osztályozták:

1. Nem-vulkáni kőzeteken kialakult lúgos, szikes talajokban keletkezett zeolitok.
2. Vulkáni kőzeteken kialakult, illetve jelenlegi működés hatása alatt lévő területen lúgos, szikes talajokban képződött zeolitok.
3. Vulkáni talajképző kőzetből eredő zeolit.
4. A kőzetekből eolikus vagy folyóvízi ülepedéssel a talajba került zeolitok.
5. Egyéb származási módok.

A talajokban leggyakrabban előforduló zeolitásványinak a klinoptilolitot, míg legnagyobb mértékben a talajban képződöttnek az analcimit tekintik.

Összefoglalva: A zeolitoknak jóval kisebb szerepük van a talaj adszorpciós viszonyainak meghatározásában, mint azt régebben gondolták,

de előfordulásukra a talajokban mégis a rendhagyó adszorpciós tulajdonságok irányították rá a figyelmet.

A talajokban előforduló zeolitok lehetnek elsődlegesek és másodlagosak is. Előfordulásukat genetikai szempontok szerint a nem-vulkáni, illetve a vulkáni kőzeteken kialakult lúgos, szikes talajokban és a vulkáni, illetve üledékes (eolikus vagy fluviatilis) kőzeteken kialakult nem-szikes talajokban előforduló zeolitok képezik. Ezen túl vannak az egyéb, a fentiekbe nem sorolható esetek. A zeolitok közül a talajokban eddig analcimit, erionitot, kabazitot, klinoptilolitot, mordenitet és phillipsitet írtak le. Közülük a klinoptilolit a leggyakoribb, míg a talajban legnagyobb mértékben az analcím képződik.

Bár a zeolitok a talajokban aránylag ritka ásványok, e kevés adat a Föld különböző földrajzi zónáiból származik, különféle genetikájú talajokból. Általában azonban elmondható az, hogy ezeknek az ásványoknak a fennmaradásához, illetve képződéséhez nagy nátrium- vagy káliumaktivitású és pH-értékű, valamint nagy kóvasav-koncentrációjú oldat a kedvező, amely körülmények leginkább a lúgos, szikes talajokban vannak meg, különösen ha azok vulkáni hamun alakultak ki.

A zeolitok adszorpciós sajátságai lehetővé teszik, hogy a talajokban javítóanyagként felhasználják.

2.5. FOSZFÁTÁSVÁNYOK

A foszfátásványokkal foglalkozó fejezetnek a stabilitási, oldódási, mállási viszonyokat tárgyaló első része nem a rendszertani tagolást követi. A jobb összegezhetőség kedvéért a talajokban a foszfátásványok előfordulását feldolgozó második rész tagolása is eltér az előzőkben követett ásványrendszertantól (KOCH S.—SZTRÓKAY K. I. 1967).

2.5.1. STABILITÁS, OLDÓDÁS ÉS MÁLLÁS

A foszfátásványok stabilitását gyakran oldhatósági görbéik alapján értékelik, ezért célszerűnek tűnt a két témát egy fejezetben, összevontan tárgyalni.

Az alumínium-hidrofoszfátok között a savanyútól a semleges kémhatású közegig a wavellit, semleges körüli kémhatásnál az evansit, míg lúgos közegben és alacsony alumíniumkoncentrációnál az augelit a stabil.

A kalcium-alumínium-foszfátok közül kis pH-értékeknél a millisit a stabil ásvány, amely a kémhatás lúgosodásával kis P-koncentrációnál cran-dallitté vagy wavellitké, míg nagy foszfáttartalomnál montgomeryitté alakul. Földfelszíni viszonyok között a crandallit—millisit—wavellit ásványegyüttes

lehet termodinamikailag egyensúlyban, míg a crandallit—millisit—montgomeryit ásványtársulásnál ez kevésbé valószínű, mivel ehhez szélsőséges pH-érték és foszfátkoncentráció lenne szükséges.

Meszes, kis szervesanyag-tartalmú közegben, ahol a rendszer kémhatását a karbonátegyensúly szabályozza és a közeg kémhatása a semlegetől a lúgosig változik, az apatit a legstabilabb foszfátásvány.

A kalcium- és az alumínium-foszfátok összefüggését tekintve az apatit a lúgos, míg az alumínium-foszfátok a savas kémhatásnál stabilak (NRI-AGU J. O. 1976).

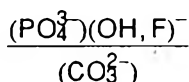
Részletesebb értékelés szerint a savanyú talajokban a variszcit, majd csökkenő stabilitással a strengit, K- és NH_4 -taranakit, míg a lúgos kémhatású talajokban a kalcium-foszfátok a stabilak. Ez utóbbiak sorrendje növekvő oldhatóságuk szerint a fluor-, hidroxilapatit, β -trikalcium-foszfát, oktakalcium-foszfát, monetit és brushit. Az oldhatósági diagramok szerkesztésénél, amelyek alapján a fenti következtetéseket levonták, feltételezték, hogy a Ca-ionaktivitást a kalcit, az Fe^{3+} -ét a $\text{Fe}(\text{OH})_3$, az Al^{3+} -ét a gibbsit, a F^- -ét a fluorit oldhatósága szabja meg, míg az NH_4 aktivitását 10^{-3} mol/l-nek vették (LINDSAY W. L.—VLEK P. L. G. 1977).

A mangán-foszfátok között a MnHPO_4 igen stabil, nagyobb pH és pe (az elektronaktivitás negatív logaritmus) tartományban stabilabb, mint a hidroxilapatit és még szélesebb határok között, mint a strengit. Ennél az értékelésnél feltételezték, hogy e rendszerben a Mn-ionok aktivitását a manganit, illetve a piroluzit, valamint a rodokrozit oldódása szabja meg (LINDSAY W. L. 1979).

Az üledékekben és a talajokban gyakoriak az agyag- és foszfátásvány-társulások. Az agyagásványok és az apatit (illetve montgomeryit) stabilitását ábrázoló diagramból megállapítható, hogy a gibbsit, illetve az illit, kaolinit és montmorillonit képződése kisebb pH-értékeket és nagyobb alumínium- és kóvasav-koncentrációt igényel, mint az apatit. A kaolinit—hidroxilapatit—alumínium-foszfátrendszerben semleges kémhatásnál és kisebb a $\text{aHPO}_4^- / \text{aH}_4\text{SiO}_4$ aktivitásarányánál a kaolinit a stabil ásvány, míg nagyobb foszfátion-aktivitásnál savas közegben az alumínium-foszfátok, lúgos kémhatásnál pedig az apatit.

Erőteljes deszilifikációnál, alumíniumban feldúsult, pl. bauxitos üledékekben alumínium-foszfátok képződhetnek, amelyek közül a wavellit a stabil (NRIAGU J. O. 1976). Ez utóbbi ásvány képződését lateritekben is megfigyelték (PALACHE C.—BERMAN H.—FRONDEL C. cit. NRIAGU J. O. 1976).

Az üledékek és a talajok másik gyakori és jelentős mennyiségben előforduló ásványa a kalcit. A kaloit-apatit rendszer stabilitási diagramjait értékelve: amikor a



ionaktivitási szorzat értéke meghaladja az egyensúlyi konstansnak megfelelő értéket, az apatit, amikor az alatt van, a kalcit a stabil. Általában a pH-érték csökkenésével az apatit kalcithoz viszonyított stabilitása nő.

A kalcium-karbonát jelenlétében számolni kell a CO_3^{2-} -ionok apatitba épülésének lehetőségével. A fluor-karbonátapatit (frankolit) stabilitási mezője nagyobb, mint a fluorapatité. A frankolit erősen sós közegben, így tengervízben stabil, képződéséhez az optimális körülmények a meleg, redukáló, semlegestől-gyengén savasig változó kémhatású és a normális értéket meghaladó sótartalmú pórúsvízben vannak meg (NATHAN Y.—SASS E. 1981).

Az oldhatósági görbék, így a foszfátásványok stabilitása is, nyilvánvalóan függenek a folyadékfázis kémhatásától. A variszcit és strengit oldhatósága növekedik, míg a kalcium-foszfátoké, pl. az apatité, a monetité és a brushité a pH-érték növekedésével csökken.

A vas-, az alumínium-, a magnézium- és foszfátionok aktivitása mellett ezeknek az ásványoknak az oldatbeli stabilitása természetesen függ az egyéb sajátságok, valamint az idegen ionok koncentrációjától is. Így a fluorapatit stabilitását az is meghatározza, hogy milyen ásvány, illetve vegyület (fluorit, illetve fluorflogopit) szabályozza a folyadékfázis fluorkoncentrációját. A fluorit, fluorflogopit és fluorapatit semleges-gyengén savas kémhatásnál együtt fordulhat elő, míg kisebb pH-értékeknél a fluorflogopit, nagyobbaknál pedig a fluorit volt instabil (LINDSAY W. L. 1979).

A foszfátásványok oldhatóságát és stabilitását a redoxiviszonyok is befolyásolják. A közepesen redukív közegben a ferri-foszfát, a strengit indul oldódásnak, de a ferro-foszfát (vivianit) kicsapódásához igen erősen redukív közeg kell (LINDSAY W. L.—VLEK P. L. G. 1977).

Abban az esetben, amikor egy savanyú talajban az alumíniumkoncentrációt a kaolinit-kvarc rendszer, a vastartalmat pedig úgynevezett talaj-Fe (a talajban mért ferriion aktivitása) alapján feltételezett talaj $\text{Fe}(\text{OH})_3$ szabályozza, a közepestől az erősen oxidatív talajokig a strengit a stabil ásvány. A redoxipotenciál, illetve a $p_e + \text{pH}$ értékek csökkenésével a magnetit stabilabb lesz és a strengit oldódása megnő. A redukció tovább növekedésével a vivianit stabilabb lesz, mint a strengit.

Erősen mállott talajokban, ahol a folyadékfázis vaskoncentrációját a goethit, az alumíniumét pedig a gibbsit szabja meg, oxidatív körülmények között a variszcit a stabil, majd a redukció fokozódásával a vivianit.

Az elárasztott területek talajaiban a foszfátoldódás növekedését alapvetően két okra vezetik vissza: egyrészt az anaerob talajokban a kémhatás a semleges felé tolódik el, és így a Fe- és Al-foszfátok oldhatósága nő-

vekszik, másrészt pedig, ha a $p_e + pH$ érték 8,34 alá esik — attól függően, hogy melyik ásvány szabályozza a talajoldat Fe- és Al-koncentrációját — a strengit vagy a variszcit átalakul vivianitá. Az elárasztás megszűnte után, az oxidáció következtében a vivianit oldódik, a ferroionok ferrivé alakulnak, kezdetben amorf $Fe(OH)_3$ képződik, és a ferri-foszfátok kicsapódása valószínűbb lesz, mint az alumínium-foszfátoké. A szélsőségesen redukzív körülmények között az olyan, különben kevésbé oldható bázisos kalcium-foszfát, mint pl. a hidroxilapatit vivianit képződése közben oldódhat (LINDSAY W. L. 1979).

A foszfátásványok oldódását a talaj biológiai aktivitása is befolyásolja. Ha pl. az apatit körül megnő a mikroorganizmusok populációja, nő a CO_2 parciális nyomása és ennek következtében az ásvány oldódása is (LINDSAY W. L.—MORÉNO E. C. 1960).

Az oldott P mennyisége a savanyú talajok meszezése során nő, maximuma általában 6,0—6,5 pH között van. A túlmeszezés azonban csökkenti az oldott foszfor mennyiségét, mivel ekkor kevésbé oldódó kalcium-foszfátok képződnek.

A műtrágyázás során a talajoldat foszforkoncentrációja jelentősen megnőhet, különösen a műtrágyaszemcsék körül, így ekkor lényeges változások történhetnek a foszforásványok stabilitási viszonyaiban is.

A magnézium-foszfátok a műtrágyázott talajokban képződő reakciótermékként fordulnak elő. Később elbomlanak, és helyettük stabilabb foszfátvegyületek és -ásványok képződnek. Oldhatóságuk jóval nagyobb, mint a kalcium-foszfátoké.

A kálium- és ammóniumműtrágyák hatására a talajokban NH_4 - és K-taranakit képződhet. A nagyobb ionkoncentrációnál ezek az ásványok átmenetileg stabilabbak, mint a variszcit, később az NH_4 - és K-koncentráció csökkenésével ismét a variszcit lesz a stabil ásvány LINDSAY W. L.—VLEK P. L. G. (1977) összegezése szerint.

A növények számára felvehető foszfor mennyiségére közvetlenül a tenyészkísérletekből lehet következtetni. Ilyen kísérletek során K- és NH_4 -taranakit, amorf és kristályos alumínium-foszfátokat (variszcitot) adtak savanyú, majd meszezett finom homokos vályog, illetve meszes finom homoktalajhoz. Jelzőnövényként Funka 706 hibrid kukoricát alkalmaztak. A savanyú talajnál a K-taranakit volt a leghatékonyabb, míg az NH_4 -taranakit kevésbé jó, az amorf alumínium-foszfát közepes P-forrás volt a növények számára, míg a variszcit nem volt hatékony. A meszes talajoknál az amorf alumínium-foszfát, a variszcit és mindkét taranakit a monokalcium-foszfáttal egyenértékű volt (TAYLOR A. W. et al. 1963).

Kvarchomok kultúrában szintetizált strengitet, variszcitet, illetve kolidális vas- és alumínium-foszfátokat adagolva szudáni fű jelzőnövény esetén azt tapasztalták, hogy a foszfor felvehetősége a következő sorrend

szerint növekedik: strengit—variszcit—kolloidális vas- és alumínium-foszfátok (JUO A. S. R.—ELLIS B. G. 1968).

Az egyes foszfátásványok oldhatóságáról néhány tájékoztató adat a 14. táblázatban található.

Savanyú kémhatásnál a variszcit oldódása pH = 2 alatt kongruens, míg pH = 2 és 3,1 között inkongruens (a pH-érték csökkenésével a pAl érték meredekebben nő meg, míg a pH₂PO₄ kevésbé változik). 3,1 pH érték felett a pK_s nagyjából lineárisan csökken. A variszcit hidrolízisekor az $\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Al}(\text{OH})_3 + \text{H}_3\text{O}^+ + \text{H}_2\text{PO}_4^-$ egyenlet szerint az egyik reakciótermék gyakorlatilag oldhatatlan, ami az ásvány felületén védőréteget alkot és gátolja annak oldódását (BACHE B. W. 1963).

A szintetizált variszcit oldhatósági szorzatát pK_{25°C} = 30,5-nek határozták meg (LINDSAY W. L.—PEECH M.—CLARK J. S. 1959).

Különböző kémhatású (pH = 4 alatt) és 0,10 ionerősségű NaCl-oldatban vizsgálták a strengit oldhatóságát. Az oldhatósági szorzat a pH-érték csökkenésével meredeken és lineárisan nőtt, majd pH = 1,4 alatt állandó értékeket vett fel (egyensúlyi állapot, kongruens oldódás). A növekvő pH-val a pFe-érték erősen nőtt, míg a pH₂PO₄ gyengén csökkent (inkongruens oldódás). A strengit hidrolízisét a következő egyenlettel írták le:



ahol is a nagyobb pH-értéknél ugyancsak képződő, kevésbé oldódó reakciótermék védőréteget képezett, ami a reakciót lassította (BACHE B. W. 1963).

A strengit oldódását vizsgálva az oldat kémhatása mellett a redoxiértékek változását is figyelembe vették, hogy e folyamatot anaerob viszonyok mellett vízzel telített üledékekben és vízzel borított talajokban is értelmezni tudják. Erősen redukzív körülmények között az oldat savasodása jelentősen fokozta a strengit oldódását, míg nagyobb redoxipotenciál értékeknél a kémhatás változásának hatása jóval kisebb volt. Az állandó pH-érték mellett a redoxipotenciál csökkenése növelte a strengit oldódását — legnagyobb mértékben a legkisebb pH-értéknél. A kémhatás és a redoxiviszonyok együttes hatását értékelve lúgos, oxidatív közegben (pH = 8, +300 mV redoxipotenciál) a strengit oldódása nem volt kimutatható, míg savas, redukzív körülmények között (pH = 5, redoxipotenciál = -250 mV) jelentős volt (PATRICK W. H.—GOTOH S.—WILLIAMS B. G. 1973).

A hidroxilapatit oldódása nem kongruens. Ha beáll az egyensúly, akkor kongruens lesz, megfelelően az apatitfelület összetételének, ez azonban nem feltétlenül egyezik meg az ásvány átlagösszetételével. A hidroxil-apatittal végzett izotóphigitásos mérések azt mutatták ki, hogy a felületen a Ca/P arány változik a fázis kémhatásától és más tényezőktől függően, és eltér az ideális összetételnek megfelelő aránytól (BELL L. C.—MIKA H. 1979).

A rendelkezésre álló szakirodalmi adatokat már LARSEN S. (1967) összefoglalta, aki ugyancsak arra a következtetésre jutott, hogy a hidroxil-apatit oldódását annak felületi tulajdonságai szabják meg, ahol is több felületi komplex képződését tételezték fel.

A karbonáthelyettesítés az apatitban csökkenti a kötés erősségét, befolyásolja a kristályalakot, amely a tús megjelenéssel szemben izometrikusabb formában jelentkezik, limitálja a méretét, és így a fajlagos felület növekedése eredményeképpen oldhatósága és az oldódás sebessége is növekedik (LEGEROS R. Z. et al. 1967).

Az apatit igen gyakran előfordul zárványként más ásványokban, és a zárványként előforduló apatit mennyisége, valamint a bezáró ásvány milyensége (így az, hogy a mállásnak ellenálló ilmenitben, kvarcban és magnetitben vagy a jól hasadó hiperszténben és plagioklászban van-e) befolyásolja a foszfor oldódását és felvehetőségét a növények számára (SYERS J. K. et al. 1967).

Különböző kémhatású oldatokban vizsgálva az apatit oldódását, megerősítették azokat a megállapításokat, hogy ez az ásvány lúgos oldatokban majdnem teljesen oldhatatlan, míg savasban erőteljesen oldódik, és a kongruens oldódást pH = 1 alatt éri el (NICKEL E. 1973).

A foszfor frakcionálási eljárás kidolgozásakor a módszert szintetizált alumínium- és vas-foszfáton, illetve kalcium-foszfátok esetében floridai apatiton ellenőrizték, amely a 0,5 N H₂SO₄-ban 20 mg/50 ml koncentrációban 100%-ig, míg az alumínium- és vas-foszfátok kioldására alkalmazott semleges 0,5 N NH₄F-ben 0,9%-ban, illetve csak nyomokban oldódott (CHANG S. C.—JACKSON M. L. 1957).

A mállással szembeni ellenálló képességet tekintve az agyagszemcsékre megadott 13 mállási fokozat közül az apatit a második fokozatba, az igen mállékony ásványok közé tartozik (JACKSON M. L.—SHERMAN G. D. 1953). GRAHAM E. R. (cit. BREWER R. 1964) a legmállékonyabb ásványok közé sorolja, néhány szerző szerint ugyanakkor (PETTIJOHN F. J., valamint SMITHSON F. cit. BREWER R. 1964) a mállásnak legellenállóbb ásványok közé tartozik.

A foszfátásványok oldhatóságából következően a nagyobb oldhatóságú apatitot a fiatal, mállatlan talajokra, míg a kis oldhatóságú plumbogummit csoport ásványait az erősen mállott talajokra tartják jellemzőnek (NORRISH K. 1968).

Az apatit a különböző szintek között a mállás intenzitásában lévő különbséget is jól tükröző ásvány (HASEMAN J. F.—MARSHALL C. E. cit. MARSHALL C. E. 1977).

Az apatit és az agyagásványok kölcsönhatása az előbbi mállását (MARSHALL C. E. 1964) az alábbiak szerint gyorsíthatja meg:

Ca-foszfát + H-agyag → Ca-agyag + foszforsav, illetve

Ca-foszfát + K-kolloid → Ca-kolloid + K-foszfát,

ha a kalcium kötési energiája a kolloidhoz nagyobb, mint a káliumé.

A talajokban a foszfátvegyületekből, azok mennyiségéből és eloszlásából a mállás fokára is következtettek (SMECK N. E. 1973).

A másik oldalról a foszfátok az agyagásványok közül az illit relatív felhalmozódását okozhatják. Az atlanti parti síkság és a Csendes-óceán foszfátüledékeinél megállapították, hogy amíg a foszfáthomokok alapanyagában többféle agyagásvány (montmorillonit, attapulgit, illetve illit és kaolinit) volt, addig a foszfátkavicsok és -szemcsék savban oldhatatlan maradékában csak egy, az illit fordult elő. Ez nagyrésztben törmelékes, elenyésző mennyiségben autigén, és kizárólagos előfordulását a többi agyagásvány foszfátok hatására történő lebontásával magyarázták (WEAVER C. E.—WAMPLER J. M. 1972).

Azt a megfigyelést, hogy a foszfátok az agyagásványok lebontódását is okozhatják a talajban, energiadiszipatív röntgenfluoreszcenciás elemzéssel kombinált pásztázó elektronmikroszkóppal is bizonyították, amikor New South Wales-i Chromic Luvisol talajhoz monokalcium-foszfát-monohidrát szemcséket adva vizsgálták a műtrágyaszemcse és a talaj kölcsönhatását (DAVEY B. G.—SHAYAN A. 1980).

A nyomelem-foszfátok a talajokban általában olyan kis koncentrációban vannak jelen, hogy ezek lényegesen nem a talajoldat foszfátkoncentrációját, hanem csak a nyomelemtartalmát befolyásolják (LINDSAY W. L.—VLEK P. L. G. 1977).

Szupergén körülmények között jellemző koncentrációnál, a savanyú-semleges kémhatású tartományban a piromorfit a legstabilabb ólom-foszfát-ásvány. Az ólomtartalom csökkenése a hinsdalit, corkit és a plumbogummit képződésének kedvez, amelyek közül a corkit és a hinsdalit a kis P-koncentrációjú, lúgos kémhatású közegre jellemző. A lúgos kémhatású folyadékfázis a plumbogummit képződését is elősegíti, ha az alumíniumkoncentráció is megfelelően nagy.

A réz-foszfátok között savanyú kémhatású oldatokban a libetenit és tagilit előfordulása várható, míg lúgos közegben inkább a kornetit, pszeudomalachit és veszelyit megjelenésével lehet számolni. Nagyobb alumíniumkoncentráció szükséges a türkiz és a tsumebit keletkezéséhez is.

A cink-foszfát-ásványok között a hopeit, a foszfofillit és a scholzit stabilitási mezeje a többihez viszonyítva nagy. A hopeit kissé stabilabb, mint a foszfofillit, de kevésbé stabil mint a scholzit. Lúgos közegben a hopeit átalakulhat cinkpiromorfitá (nagy P-koncentrációnál), tarbutitté vagy spenceritté (NRIAGU J. O. 1976 összegezése szerint).

2.5.2. ELŐFORDULÁS A TALAJOKBAN

Néhány alapvető talajkémiai munkának a talajokban a foszfátásványok előfordulását tárgyaló részét áttekintve egyre teljesebb kép kialakulása figyelhető meg. JACKSON M. L. (1975) a járulékos ásványok között csak

az apatitot említette meg, amely elsősorban kevésbé mállott talajképző kőzetben kialakult talajokban várható. MARSHALL C. E. (1964) az apatit mellett utalt a monacitra és a ritkaföldfém-foszfátokra is. Az apatitnak ugyanakkor elkülönítette fluor- és hidroxil-változatát is. BROWN G. et al. (1978) az apatit mellett a plumbogummit-csoport ásványainak előfordulását is jelezték, míg NOVOZAMSKY I.—BEEK J. (1976) az előzőek mellett a strengitre, a variszcitre, illetve a vivianitra is utaltak.

Az alumínium-foszfát-ásványok közül a wavellit differenciáaltermikus elemzéssel és röntgendiffrakciós vizsgálatokkal 4—7%-nyi mennyiségben mutatták ki floridai vályogos finomhomok talaj agyagfrakciójából. Ezt az ásványt elsődleges eredetűnek tartották, amely a Hawthorne formáció szürke foszfátos homokjából és az abban előforduló zöld és szürke fulterföldben lévő csillám és kaolinit bomlásakor felszabaduló alumínium és a foszfát kölcsönhatásával képződött (DYAL R. S. 1953).

A variszcit előfordulására a talajokban csak közvetve, oldhatóságának és a talajoldat foszforkoncentrációjának összehasonlítása alapján következtettek (CHAKRAVARTI S. N.—TALIBUDEEN O. 1962; CLARK J. S.—PEECH M. 1955).

A plumbogummit-csoport általános képlete $XAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O$, ahol a plumbogummit ásványnál $X = Pb$, a crandallitnál $X = Ca$, a goyazitnál $X = Sr$, a gorceixitnél $X = Ba$ és a florencitnél $X = Ce$ és egyéb ritkaföld elemek (CAMPBELL A. S.—ADAMS J. A.—HOWARTH D. T. 1972). E csoport ásványai a talajokban szelektív oldási módszerekkel dúsíthatók, és ezután röntgendiffrakcióval határozhatók meg. Így mutatták ki a plumbogummit-csoport ásványait ausztráliai váz-, rendzina, sárga, barna és laterites podzol, barna-, vörös-, sárgaföld-, szology talajból, továbbá lateritből, terra rossából, vörös és vörössárga ferrallit talajból; crandallitot pedig a Cook-, Karácsony- és Bermuda-szigetek talajaiból (SCHROO H. 1963; FIELDS M. et al., TRUEMAN N. A., RUHE R. V.—CADY J. G.—GOMEZ R. S. cit. NORRISH K. 1968).

Tehát ezek az ásványok széles földrajzi elterjedésben, igen különböző éghajlati tényezők között és talajképző kőzeteken alakultak ki, különböző mállottsági fokú és szabad vas-oxid-tartalmú talajokon. Ezeket a foszfátásványokat a mállás és a talajképződés alatt keletkezettnek tekintik, mivel kis szemcseméretű, hidratált ásványok, és a talajképző kőzetben nem voltak jelen (NORRISH K. 1968). A plumbogummit-csoport ásványait leírták indiai alluviális talajokból és Vertisolo kból is (SARMA V. A. K.—KRISHNA MURTI G. S. R. 1969/1970). Az előző munkák hangsúlyozták, hogy ezek igen kevésbé oldható ásványok, és így a foszfátásványok kémiai mállásának végső szakaszát jelzik. Az ásványcsoporton belül az oldódás az X-kation következő sorrendje szerint nő: $Ba < Sr < Ca$ (FRONDELL C. cit. NORRISH K. 1968). Új-zélandi grániton kialakult, erősen máll-

lott és kilúgozott talajból is kimutatták a plumbogummit-csoport ásványait (CAMPBELL A. S.—ADAMS J. A.—HOWARTH D. T. 1972).

Az alumínium-vas-foszfátok közül a kakoxent ferruginous trópusi talajokból mutatták ki (MOORE P. B.—SHEN J. 1983).

A vas-foszfátokat tekintve a vivianitot elárasztott és eltemetett alluviumban és lengyelországi, valamint jugoszláviai tőzegtalajokban (DUDLEY W. L., OKRUSZKO H., továbbá BOGDANOVIC M.—NIKOLIC L.—STOJANOVIC S.cit. BLACK C. A. 1968), illetve oregoni tőzeges láptalajban határozták meg (DAWSON J. E. személyes közlése cit. BLACK C. A. 1968).

A strengit jelenlétére is csak közvetve, annak alapján következtettek, hogy a talajoldat foszforkoncentrációja abban a tartományban volt, amely a strengit oldhatóságához esik közel (CHAKRAVARTI S. N.—TALIBUDEEN O. 1962).

A kalcium-foszfátokat tekintve az apatit kimutatására a talajokban a közvetett módszer a talajoldat-koncentráció és az ásvány oldhatóságának megfelelő koncentráció értékeinek összevetése. Emellett a közvetlen meghatározási lehetőségekkel is gyakran éltek, így kelet-thüringiai barna erdő-, agyagbemosódásos barna erdő- és podzol talajokban (ROTSCHÉ J. 1973, 1974), továbbá Göttingen környéki barna erdőtalajokban (HUFFMANN H. 1954), valamint pennsylvániai Hagerstown (JEFFRIES C. D.—WHITE J. W. 1940) és illinoisi Hosmer iszapos vályogtalajokban (GROSSMAN R. B. et al. 1959) nehézásvány-vizsgálatokkal határozták meg. Nebraskai brunizem, gesztenyebarna és regosol talajokban mikrokémiai reakcióval (SHIPP R. F.—MATELSKI R. P. 1960), nebraskai csernozjom, gesztenyebarna és szolonyec talajokban szelektív kioldással (ALLAWAY W. H.—RHOADES H. F. 1951), valamint elektron-mikropróba elemzéssel (SAWHNEY B. L. 1973) mutatták ki.

A talajokból monacitot nehézásvány-vizsgálatokkal a kelet-thüringiai barna erdő-, agyagbemosódásos barna erdő- és podzol talajokból (ROTSCHÉ J. 1973, 1974) és ausztráliai vörösbarna földekből (CHITTLEBOROUGH D. J.—OADES J. M. 1980), xenotimmal együtt pedig elektron-mikropróba mikroanalízissel barnaföldek iszapfrakciójából (QUERESHI R. H. et al. 1969; QUERESHI R. H.—JENKINS D. A.—DAVIES R. I. 1978) határozták meg.

Az említetteken kívül még a barrandit, bobierit, dufrenit, minyulit, newberyit, struvit és whitlockit előfordulásával számoltak a talajokban (ARVIEU J. C. 1969).

2.5.3. ÖSSZEFOGLALÁS

A foszfátásványok termodinamikai stabilitásáról rendelkezésre álló adatok arra mutatnak, hogy a talajokban az eddig általánosan ismert foszfátásványoknál jóval nagyobb számú ilyen ásvány előfordulásával lehet

számolni. Az ásványok stabilitása, valamint oldódása az ásványi milyenségen túl természetesen függ a környezeti tényezőktől is (pl. saját- és idegen-ionkoncentráció, kémhatás, redoxiviszonyok, biológiai aktivitás), amit számos felhozott példa bizonyít.

A gyakoribb foszfátásványok közül nagy általánosságban a savanyú talajokban a variszcit, a strengit és a taranakit, míg lúgos talajokban a kalcium-foszfátok a stabilok, míg az erősen anaerob viszonyok között a vivianit előfordulásával lehet számolni. A környezeti tényezők között tekintetbe kell venni az intenzív mezőgazdasági termelés korában jelentős mértékű műtrágyázást, amely több mechanizmuson keresztül befolyásolja a foszfátásványok stabilitását a talajban (pl. saját- és idegen-ionkoncentráció növelése, kémhatás változása). Különösen számolni kell e hatásokkal a műtrágyaszemcsék közvetlen mikrokörnyezetében. E hatásba az is beletartozik, hogy reakciótermékként foszfátok is képződhetnek.

A környezeti tényezőktől és a foszfátásvány milyenségétől függően járulnak hozzá ezek az ásványok a talajok foszforellátottságához, aminek mértékére tájékoztatást adnak ezeknek az ásványoknak az oldódásáról összegyűjtött, kevésbé közismert adatok és azoknak a tenyészedény-kísérleteknek rövid ismertetése, ahol a növények a higító anyaggal kevert foszfátásvány táptalajból vették fel foszforutánpótlásukat. Az apatit az ásványokban zárványként is előfordul, amikor a P mobilizálhatóságát a bezáró ásvány mállással szembeni ellenállóképessége szabja meg.

A talajokban az apatit igen gyakori foszfátásvány, ezért a talajok P-ellátottsága szempontjából kiemelt figyelmet érdemel. Az apatit oldódása nagyban függ ásványi milyenségétől (pl. a kristályrácsba a foszfát mellett beépülő aniontól). Az apatit a mállásnak kevésbé ellenálló ásványok közé tartozik, mint ahogy a foszfátásványok döntő többsége is. Ezek közül a mállásnak legellenállóbbak a plumbogummit-csoport ásványai, amit az mutat, hogy több erősen mállott talajban kimutatták. A kérdés másik oldala, hogy a foszfátásványok esetenként elősegíthetik a többi ásvány mállását.

A foszfátásványok a talajok tápanyag-ellátottságát nemcsak a P-készleteken keresztül befolyásolják, hanem a nyomelem-foszfátokon (pl. Cu-, Zn-, Mn-foszfátok) keresztül, amelyek az említett nyomelem-készletek összetevői is. Az ólom-foszfát-ásványok mennyisége pedig a talajban a toxikus elemszintet befolyásolja.

2.6. SZULFÁTÁSVÁNYOK

A talajokban a szulfátásványok aránylag kis számban fordulnak elő, ezért tárgyalásuk nem az ásványrendszer szerinti sorrendben, hanem a kristályrácsot alkotó kationok szerinti csoportosításban történik.

2.6.1. ALUMÍNIUM- ÉS VAS-SZULFÁTOK

A szulfidok oxidációjának eredményeként számos szulfátásvány keletkezik, így száraz területeken, illetve száraz periódusokban kimutattak $\text{NaAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ -t, tamarugitot, gipszet, pickeringitot és rozenitet. Nem arid viszonyok között pedig jarozit, nátrojarozit, hidróniumjarozit, karfosziderit és coquimbit képződhet. Az alunit előfordulását valószínűsítik, de kémiai, illetve ásványtani kimutatása még hiányzik.

A jarozit képződésénél a talajoldat K-tartalma az adszorbeálódott káliumból vagy a káliumtartalmú ásványok (főleg csillámok és földpátok, helyenként glaukonit) mállásából származik.

A gipsz képződéséhez szükséges kalciumionok a CaCO_3 -ból és a Ca-tartalmú szilikátásványokból (főleg plagioklászból) eredhetnek. Elméletileg kis pH-értékeknél és kalciumkoncentrációnál, valamint nagy káliumtartalomnál gipsz helyett jarozit keletkezhet (VAN BREEMEN N. 1973).

Gyakoriak az alumínium- és vas-szulfátok a savanyú szulfát talajokban (lásd 2.1. fejezetet).

2.6.2. ALKÁLIFÖLDFÉM-SZULFÁTOK

2.6.2.1. Bárium- és stroncium-szulfátok

Baritot a talajból nehézásvány-vizsgálatok során határoztak meg, így az amerikai egyesült államokbeli Hagerstown (Indiana, Pennsylvania és Virginia) talajsorozatok (JEFFRIES C. D.—WHITE J. W. 1940), az oklahomai Chickasha, Derby, Kirkland, Yahola és Zaneis talajsorozatok (BUCKHANNAN W. H.—HAM W. E. 1941) talajaiban, valamint észak-kazahsztáni (Szovjetunió) közönséges csernozjomokban (SZULTANBAJEV E. A. 1979). Másodlagosnak tekintett baritot mikromorfológiai és pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokkal az Amerikai Egyesült Államok déli részén lévő Alfi- és Ultisolokból és a perui Haplustult talajokból írtak le, ahol a szerkezeti elemek felületén prizmás, vagy táblás kristályhalmazokat alkot (STOOPS G. J.—ZAVALETA A. 1978).

Cölesztint röntgendiffrakcióval a Sarvestani-alföld (Irán) Gypsorthid és Salorthid talajaiból (ABTAHI A. et al. 1980) és Irakból az Eufrátesz és a Tigris teraszain kialakult talajok gipszes szintjeiből mutattak ki. A kis, megnyúlt prizmás kristályok a gipszkristályok között helyezkedtek el, esetenként halmazokat, sugaras elrendeződést alkotva. E folyamat kapcsolódik a kalcit oldódásához, majd a gipsz képződéséhez, mivel a kalcitban nagyobb mérvű Sr-beépülés lehetséges, mint a gipszben, így a felszabaduló stroncium cölesztinként kristályosodhat ki.

2.6.2.2. Kalcium-szulfátok

Anhidritűket gipszkristályokon pásztázó elektronmikroszkópos felvételeken figyeltek meg perui Salorthid talajokban (STOOPS G.—ESWARAN H.—ABTAHI A. 1978).

A gipsz számos talajtípusban előfordul, különösen gyakori az arid területek talajaiban, például a Gypsiorthid talajokban összeceementálódott felhalmozódási szintet is alkothat (STOOPS G.—ESWARAN H.—ABTAHI A. 1978).

Képződhet savanyú szulfát talajokban is (lásd 2.6.1. fejezet).

Perui Salorthid talajokban a sókiválásokban mirabilit és hexahidrit mellett gipsz is előfordult, amikor is kis mennyisége a mélységgel nőtt (ESWARAN H.—CARRERA M. 1980).

Mikromorfológiai vizsgálatokkal a gipszkiválások különböző formáit különítették el iraki talajok gipszes szintjeiből (BARZANJI A. F.—STOOPS G. 1974); így

— laza, lencseszerű vagy hipidiomorf póruskitöltő kristályokat — a laza, gipszes szintekből,

— szorosan illeszkedő lencsés kristályokat, amelyek között kevés az alapanyag — laza gipszes szintekből,

— hipidiomorf—alotriomorf szemcsehalmazokat — tömődött, gipszes szintekből.

A talaj eredetileg erősen meszes volt, és a gipsz a kalcit átalakulásával képződött.

Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokkal prizmás gipszkristályokat mutattak ki perui savanyú szulfát talajokból, szálas kristályokat egyiptomi Calciorthid talajokból, nyúlt prizmás kristályokat csádi polderekből és sugaras halmazokat nigériai „cat clay”-ből (STOOPS G.—ESWARAN H.—ABTAHI A. 1978 összegezése).

A gipsz különböző megjelenési formáit írták le a Gamzsu-Elcsi-i (Azerbajdzsán) szoloncsák talajokból is (FEOFAROVA I. I. 1958b). A felső szintekben (0—10 cm) a gipsz elszórtan, különálló kristályokként fordult elő, néha megnyúlt kristályokat, orsószerű formákat, esetenként rombusz átmetszetű szemcséket alkotott, amelyek véletlenszerű eloszlásban voltak, illetve ritkán egy irányban orientálódtak. A 10—20 cm mélységben vett mintáknál a gipsz elszórt kristályai mellett nem nagy mennyiségben pórusokat kitöltő apró kristályhalmazai voltak megfigyelhetők. 20—30 cm mélységben nagyobb méretű (2 mm körüli) egyedülálló gipszkristályok fordultak elő. A következő rétegben a gipsz tömör, repedéseket és pórusokat kitöltő felhalmozódásokat alkotott. A 40—137 cm-es rétegben pedig nagyobb, sugarasan összenőtt kristálycsoportok voltak megfigyelhetők, ame-

lyeknek a hossza 3—4 cm. A megnyúlt kristályok (010) szerint jól kifejtettek, hosszúságuk 1,4—4,0 cm.

A nagy kristályok poikilitesen homokszemcséket zárnak magukba. A tömör felhalmozódások, elszórt, különálló kristályok és nagy poikilites szemcsék főként szikes talajokban fordultak elő.

Feltételezték, hogy az apró kristályokból összetevődő, gyökérjáratozat és repedéseket kitöltő, tömör gipszfelhalmozódások kalcium-szulfátos talajoldatokból váltak ki. E képződési módnál a kristályformák torzulásai akkor fordultak elő, ha a kristályosodást gátolta a rendelkezésre álló tér.

A különálló, elszórt kristályokat a kalcium-hidrokarbonát és a nátrium-szulfát oldatok reakciótermékének tekintették.

Gipsz képződését feltételezték a karbonátok kilúgozódása, majd pedig a mélyebb szintekben szulfátként való lecsapódása révén.

Megfigyeltek talajokban előforduló gipszkristályoknál korrodálódási és regenerálódási jelenségeket is. Oolitos mészkő talajképző kőzeten kialakult üzbegisztáni szerozjomban pedig epigén képződésű oolit utáni és oolit közötti szálás gipszkristályokat írtak le (FEOFAROVA I. I. 1958b).

A turgajai szolonyeces komplex talajaiban (kusztranszkiji terület) is különböző megjelenési formákban fordult elő a gipsz (CAREVSZKIJ V. V. et al. 1984).

Az aggregátatlan kristályhalmazok a hidromorf szolonyec és szology talajok B₃- és C-szintjében fordultak elő.

A gipsztartalom az erekben 90%, a beágyazódásokban 75—86%, míg az aggregátatlan halmazokban 40—86%, ez aggregálódottakban 58—63%, a sugarasokban 60—98%, a sírékben pedig 80% volt.

Szennyezősként főleg kvarcot és agyagásványokat határoztak meg. Néhány esetben az aggregátatlan és aggregált halmazokban 1—2% kalcit is előfordult. A gipszkiválások még azokban a szintekben sem tartalmaztak vízdoldható sókat, ahol azok felhalmozódtak.

A gipszerek legtöbb szolonyec szelvényben a kapilláris zóna felső határán található, ezért úgy tekintik, hogy a talajvízből váltak ki. A nagyobb szemcsék oldódása és a kisebb méretűek növekedése figyelhető meg. A kisebb szemcsék képződését úgy magyarázták, hogy a nedvességtartalom gyors változásával létrejött túltelített oldatokból váltak ki. A zárványszerű beágyazódások is a kapilláris zóna felső részében képződtek, feltételezhetően a talajvízből. A szemcsék mérete nagyobb, mint az ereknél, amit arra vezetnek vissza, hogy itt a kristályosodás feltételei stabilabbak. A síréknél a szemcsékben kristályosodási és oldódási nyomokat figyeltek meg. A nagyobb szemcséken kisebb kristályok találhatóak, ami a képződési feltételek változására utal. A másik jellegzetesség az, hogy a nyomás oldalán a szemcsék oldódtak, míg az ezzel szemben lévő oldalon az oldatból kicsapódott a gipsz.

A sugaras orientációjú kristályhalmazok jobban fennmaradtak, mint az egyedi kristályok, de így is volt a degradációjukra utaló néhány jel. Képződésük mechanizmusa a kristálydruzákéval egyező.

A csak részben vízhatás alatt álló szolonyeceknél a gipszerek a talaj felső részében (B₂-, B₃- sőt A₁-, A₂-szintek), a beágyazódások pedig a mélyebb szintekben fordultak elő.

Gipsz kristályhalmazok mindkét típusú szolonyec talajban előfordulnak.

A szology talajok egy részében is kimutattak a fokozódó átnedvesedés következtében képződött gipszet aggregátlan kristályhalmazok formájában (CAREVSZKIJ V. V. et al. 1984).

A Fergánai-medence szikes talajaiban gipsz utáni kalcit pszeudomorfózákat írtak le. A szelvény felső részében sok gipszkiválás volt, amelynek gyakorisága a mélységgel csökkent, 250 cm alatt pedig eltűnt. A gipsz többnyire monoklin prizmákként volt jelen, vagy elszórtan esetenként halmazokat alkotott. A 318—325 cm-ből vett mintákban a gipsz kalcitosodott, fecskefark alakú ikerként is előfordult. A gipszkristályok, illetve a pszeudomorfózák között orsószerű és pseudoromboéderes kristályok is előfordultak.

A gipsz—kalcit átalakulást a gipsz és NaHCO₃—Na₂CO₃ oldatok reakciójával magyarázták (VATER H. cit. FEOFAROVA I. I. 1950a). E kísérletek szerint 0,1 N NaHCO₃ és Na₂CO₃ oldatok esetében a gipszen olyan foltok képződtek, amelyek lekerekített kalcitkristályokból álltak, és a reagens oldat koncentrációjának növekedésével romboéder csoportok, míg 0,915 N Na₂CO₃ és 0,5 N NaHCO₃ oldat töménységeknél nagy kalcit romboéderek képződtek.

A 0,008 N—0,087 N koncentrációtartományban, kis töménységű Na₂CO₃ oldatokat alkalmazva, főként porszerű kalcitkiválás és kevés romboéderes kristály képződött. Az oldat koncentrációjának növelésével a kalcitkristályok mérete is nőtt, de a NaHCO₃ oldatok esetében inkább ugyancsak porszerű kalcitkiválás és kisebb mértékben romboéderek voltak megfigyelhetők. A talajban a gipsz utáni kalcit pszeudomorfózák tehát porszerű, aggregálódott kalcitból épültek fel. A kalcit foltokban és helyenként orsószerű formákban fordult elő. Feltételezték, hogy a kristályformák képződését még a HCO₃⁻ és CO₃²⁻ ionkoncentrációk is befolyásolhatják.

2.6.2.3. Magnézium-szulfátok

Kémiai elemzéssel és röntgendiffrakcióval epsomitot határoztak meg a Konyai-síkság (Törökország) sókivirágzásaiban (DRIESSEN P. M.—SCHOORL R. 1973), észak-dakotai (Amerikai Egyesült Államok) talajokon kialakult sókérgekben (TIMPSON M. E. et al. 1986), valamint saskatche-

wani (Kanada) szikes talajoldatokból nyert sókivirágzásokban (MERMUT A. R. 1986).

Ez utóbbiban az epsomit és a hexahidrit között évszakok szerinti váltakozásokat ismertek fel. Az epsomit a télen, tavasszal és nyáron vett mintákban, míg a hexahidrit csak a nyáron gyűjtöttékben fordult elő. Ennek alapján a hexahidritnek epsomitból dehidrációval történő képződését tételezték fel (TIMPSON M. E. et al. 1986). A hexahidritet kimutatták röntgendiffrakcióval, elektronmikroszkóppal és kémiai elemzéssel a Konyai-síkság sókivirágzásaiban (DRIESSEN P. M.—SCHOORL R. 1973), a perui Aridisolokban képződött sókéreg középső részében is (ESWARAN H.—CARRERA M. 1980) és saskatchewanai szikes talajoldatokból előállított sókivirágzásokban is (MERMUT A. R. 1986).

2.6.3. ALKÁLI- ÉS ALKÁLIFÖLDFÉM-SZULFÁTOK

Glauberitet mikromorfológiai vizsgálatokkal és kémiai elemzésekkel mongóliai szoloncsák talajok maximális sótartalmú szintjében határozták meg, ahol különálló kristályokként fordult elő gipszkristályok között (TURSINA T. 1980).

A Fergána középső részén (Szovjetunió) kialakult szoloncsák-szolonyc talajok 14—19 cm-es, a talajvízből felszálló oldatok által érintett rétegből ásványtani és kémiai vizsgálatokkal tús glauberitkristályokat határoztak meg.

Az Éhség-sztyepp talajaiban vízvesztéssel képződött, gipsz utáni pszeudomorfózáként figyeltek meg glauberitet és a középső muganai (Szovjetunió) szoloncsák talajokból sikerült sókivirágzásként kikristályosítani. Feltételezik, hogy egyes területeken a szoloncsákoknál a CaCl_2 -os oldatok nemcsak a tektonikus zónákban jelennek meg, hanem a NaCl -os talajoldatok és a talajban lévő gipsz kölcsönhatásával is képződhetnek (FEOFAROVA I. I. 1958b).

Az eugsteritet kimutatták a Konyai-síkság (Törökország) és Kenya szikes talajaiból (VERGOUWEN L. 1980).

Konyaitot először a Konyai-síkság sókivirágzásaiban írtak le (VAN DOESBURG J. D. J.—VERGOUWEN L.—VAN DER PLAS L. 1982), majd meghatározták észak-dakotai talajok sókivirágzásaiban is (TIMPSON M. E. et al. 1986). Ez utóbbi esetben a konyait a télen, tavasszal és nyáron vett mintákban fordult elő, míg a nyáron vett mintákban blöditet találtak, amit dehidrációval származtattak. Ez utóbbi ásványt kimutatták még a perui Aridisolokban kialakult sókéregben, amelyeknek fő alkotórésze volt (ESWARAN H.—CARRERA M. 1980).

A Konyai-síkság és Kenya szikes talajain kialakult kéregben a blödit laza illeszkedésű, lekerekített kristályokkal volt jelen, ha hexahidrittel

együtt fordult elő, akkor a kéreg porózus, laza, „felpuffadt” (VERGOUWEN L. 1980).

Blőditet (asztrakánitot) mikroszkóppal és kémiai elemzéssel fergánai szoloncsák talajokon képződött sókérgekben, 0—5 cm mélységből vett mintákban is kimutattak (FEOFAROVA I. I. 1958b).

A blődit és a konyait igen gyakran fordult elő saskatchewanai szikes talajoldatokból nyert sókivirágzásokban is (MERMUT A. R. 1986).

A löweitet a blődit magasabb hőmérsékleten keletkező átalakulási termékének tartják (VAN DOESBURG J. D. J.—VERGOUWEN L.—VAN DER PLAS L. 1982) és a Konyai-síksági és az észak-dakotai talajok sókivirágzásaiból írták le.

2.6.4. ALKÁLIFÉM-SZULFÁTOK

A Na_2SO_4 — MgCl_2 — H_2O rendszerben a mirabilit alacsonyabb hőmérsékleten és nagyobb nátriumkoncentrációnál stabil. Ezt az ásványt kémiai elemzés, röntgendiffrakció és elektronmikroszkóp segítségével perui Aridisolokban lévő sókonkréciókból (ESWARAN H.—CARRERA M. 1980) és a Konyai-síkság sókivirágzásaiból mutatták ki (DRIESSEN P. M.—SCHORL R. 1973). Észak-dakotai talajokon kialakult sókérgekben is meghatározták kémiai elemzéssel és röntgendiffrakcióval, azonban csak a télen vett mintákban. Itt is a Konyai-síksághoz hasonlóan, a mirabilit és thénardit között dehidrációval járó évszakos változást tételeztek fel (TIMPSON M. E. et al. 1986).

Különbég van a felszínen és felszín alatti rétegekben való előfordulás között is, amely szerint a mirabilit a felszín alatt néhány cm-ben, míg a thénardit a felszínen fordult elő (DONER H. E.—LYNN W. C. 1977). Mindkét különbség a hőmérséklet-eltérés okozta változásokra vezethető vissza.

A thénarditot kimutatták perui Aridisolokból is (ESWARAN H.—CARRERA M. 1980) és perui szikes alluviális talajok üregeiben sókivirágzás-ként is (STOOPS G.—ESWARAN H.—ABTAHI A. 1978).

A thénarditot megfigyelték a Konyai-síkság szikes talajaiban, ahol különálló, szabad szemmel is látható tűket alkotott. A tűk eltávolították egymástól az ásványszemcséket egy igen porózus, „puffadt” réteget hozva létre (VERGOUWEN L. 1980).

Thénarditot leírtak azerbajdzsáni szoloncsák talajokból, ahol is a mirabilit dehidrációs termékének tekintették (FEOFAROVA I. I. 1958b), valamint különböző formákban mongóliai szoloncsák talajokból is (TURSINA T. 1980). Ez utóbbinál a halitkéreg felületén a thénardit porszerűen elszórt, nyúlt vagy szabálytalan alakú kristályok formájában fordult elő. A kéreg alsó részében a thénardit nagyobb vázszemcsék felületén réteget alkotott,

amely kis, jól kristályosodott, erősen megnyúlt kristályokból állt. A 3—10 cm-es rétegben a thénardit tűszerű vagy rombuszszerű kristályokból álló aggregátumok formájában jelent meg. Az előzőleg mirabilites szintekben a thénardit törékeny „krizantémszerű” aggregátumokat alkotott, amelyek 50—100 μm -es, nyúlt és hajlott, gyakran tűszerű kristályokból álltak. Helyenként különálló, megnyúlt kristályként és növények szövete utáni pszeu-domorfózáként is előfordult.

A kenyai szikes talajokból pásztázó elektronmikroszkóppal burkeitet írtak le (VERGOUWEN L. 1980).

Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokkal a Konyai-síkság és Kenya szikes talajaiban pedig aftitalit (glaserit) kristályokat határoztak meg (VERGOUWEN L. 1980).

2.6.5. ÖSSZEFOGLALÁS

A vas és alumínium-szulfát-ásványok a savanyú szulfát talajokban gyakoriak.

A kalcium-szulfát-ásványok közül az anhidrit igen ritka (perui szikes talajokból írták le), a gipsz azonban viszonylag elterjedt ásvány. A földrajzi zónák szerint nézve főként arid területek talajaiban gyakoribb. Az arid területek talajain és különösen a szikes talajokon túl, másik jelentősebb előfordulása a savanyú szulfát talajokhoz kapcsolódik.

A gipsz kristályformái, valamint kiválásainak mikromorfológiája igen változatos képet mutatnak. A talajokban a gipsz kalcitból is képződhet, amint arra a savanyú szulfát talajok képződésénél is utaltunk. E folyamat fordítottjára is van példa, bár jóval ritkább, így a fergánai (Szovjetunió) szikes talajokban gipsz utáni pszeu-domorfózákat figyeltek meg, aminek képződését a gipsz és a nátrium-karbonát, és -hidrogén-karbonát oldatok reakciójával magyarázták.

A gipszen kívül a többi alkáliföldfém-szulfát a talajokban jóval ritkább. Egy részük, mint a barit vagy a cölesztin, igen ritka, de mindkét ásvány esetében feltételezték, hogy a talajban is képződik. A magnézium-, nátrium- (illetve az összetett magnézium-, kalcium- és nátrium-) -szulfát-ásványokat szikes talajokban határozták meg (aftitalit, blödit, burkeit, epsomit, eugsterit, glauberit, hexahidrit, konyait, löwit, mirabilit, thénardit). Évszakos változások is megfigyelhetők voltak a sókiválásokban és kivi-rágásokban, így a száraz periódusokban vízmentes vagy kevesebb kristályvizű, míg a nedvesebb periódusban víztartalmú, illetve több kristályvizű ásvány fordult elő (ilyen ásványpárok a hexahidrit—epsomit, blödit—konyait vagy a thénardit—mirabilit). A sókiválások, kérgek vizsgálata a kiválások egymásutániséga alapján a talajoldat kemizmusának, illetve fentiek szerint, a hőmérsékletnek a változására utal.

A szikes talajokban a nátriumsó-kiválások részben éghajlati zónákhoz (arid területek, ahol az oldatok betöményedése vezet a nátriumfelhalmozódáshoz), részben földrajzi zonalitáshoz (tengermenti sós talajok, ahol a tengervíz okozza a sófelhalmozódást) kapcsolódnak. A szikes talajokat — mivel több zónában fordulhatnak elő — nem tartják zonális talajnak. A sófelhalmozódásnak így oka lehet zónáktól függetlenül a nátriumban gazdag talajvizek, sőt esetenként mélységi vizek hatása.

A nátriumfelhalmozódás, a szikesedés — mint ismeretes — nagyon kedvezőtlen tulajdonságú, gyenge termékenységű vagy terméketlen talajok keletkezéséhez vezet. Ez a hatás emberi beavatkozás, pl. helytelen öntözés hatására is bekövetkezhet (másodlagos szikesedés). Javításukra természetesen komoly erőfeszítéseket tesznek. A javítóanyagok között egyik, a megfelelő körülmények között ígéretes anyag éppen az ugyancsak a szulfátásványok közé tartozó gipsz.

2.7. KARBONÁTÁSVÁNYOK

E fejezet két részre tagolódik, a karbonátásványok keletkezési viszonyait és előfordulását a talajokban, valamint az oldódását tárgyaló fejezetre. Mivel a talajokban a karbonátásványok közül csak néhány fordul elő, a jobb összegezhetőség céljából, az itteni tárgyalási mód eltér az ásványrendszertanban (KOCH S.—SZTRÓKAY K. I. 1967) alkalmazott sorrendtől.

2.7.1. KÉPZŐDÉSI VISZONYAIK ÉS ELŐFORDULÁSUK A TALAJOKBAN

2.7.1.1. Aragonit és kalcit

A kalcium-karbonátok között 25°C-nál és 1 atmoszféra nyomásnál a kalcit a stabil ásvány (GARRELS R. M.—THOMPSON M. E.—SIEVER R. 1960).

A Ca-Mg-CO₃ rendszer fázisdiagramjainak a földfelszíni körülményekre való extrapolációja szerint a kalcit, a magnezit és a rendezett szerkezetű dolomit a stabil fázis. Az aragonit, a bázisos magnézium-karbonátok, a magnéziumtartalmú kalcit és a magnéziumban szegény vagy a rendezetlen szerkezetű dolomit metastabil (LIPPMANN F. 1973).

A kalcium-karbonát keletkezési körülményeinek tisztázására több kísérlet történt, példaként ezek közül néhányra az alábbiakban utalunk.

0,1 M Ca(NO₃)₂ oldatból 1 M Na₂CO₃-tal állítottak elő kalcium-karbonát csapadékot. A csapadék összetételét 24 óra kristályosodás után vizsgálták meg. A kísérletek szerint a hőmérsékletnek jelentős hatása van

a csapadék összetételére. Így 10°C-nál kalcitot és vateritet, 23°C-nál csak kalcitot, 52°C-nál aragonitot és kalcitot, míg 72°C-nál aragonitot találtak (ZELLER E. J.—WRAY J. L. 1956).

A pH hatása 52°C-nál történő lecsapásnál a következő volt: pH = 7,5-nél kb. 5% aragonit volt a kalcit mellett, 7,6-nál kb. 25%; 8,0-nál kb. 50%; 10,3-nál pedig kb. 90% (ZELLER E. J.—WRAY J. L. 1956).

A keletkező kalcium-karbonát módosulatra az oldat ionösszetétele is hatással van.

Az anionok hatása a kalcium-karbonát módosulatokra azt mutatja, hogy 3,30% CO₂-ot tartalmazó atmoszférában, 20 mM Ca(HCO₃)₂ kezdeti koncentrációjú, konstans ionerősségű és 10 mM SO₄ tartalmú oldatban kalcit, míg nagyobb, 10 és 20 mM SO₄ tartalmú oldatban kalcit és vaterit keletkezett. Azonos kalcium-hidrogén-karbonát és szén-dioxid koncentráció, és konstans, az előbbinél valamivel magasabb ionerősség mellett változó magnézium-szulfát koncentrációjú oldatban pedig aragonit jött létre. Ez ismét arra utal, hogy a magnéziumionok elősegítik az aragonit képződését (DONER H. E.—PRATT P. F. 1969).

A vas-, a mangán-, a stroncium-, a bárium és a magnéziumionok lecsapását különböző pH-értékeknél vizsgálták. A vas vas-hidroxidként pH = 4-nél kezdett el kicsapódni és a kalcium-karbonát képződése előtt teljesen kivált. A mangánionok vagy együtt csapódtak le a kalcium-karbonáttal, vagy pedig a kalcium-karbonát kristályban magkristályokat alkottak. A kétvegyértékű mangánion rádiusza kisebb, mint a kalciumé, ezért a mangánionok a kalcit képződését segítik elő. A stroncium és a bárium ionrádiuszai nagyobbak, mint a kalciumé, ezért jelenlétük az aragonit keletkezésének kedvez (ZELLER E. J.—WRAY J. L. 1956).

A magnézium-ionkoncentráció növekedése elősegíti az aragonit képződését. A 0,22% CO₂-ot tartalmazó atmoszférájú, 20 mM Ca(HCO₃)₂ kezdeti koncentrációjú oldatban 142—68,9 Ca/Mg arány között kalcit, míg 59,0—25,2 értékek között a kalcit mellett aragonit is keletkezett (DONER H. E.—PRATT P. F. 1969).

A kísérletekben meghatározott határértékeket a tengervíz koncentrációja (Mg²⁺ = 0,05 M, Mg/Ca = 5,1) meghaladja, ennek megfelelően az aragonit az egyetlen fázis, amely a tengervízből kicsapódik (LIPPMANN F. 1973).

Az aragonit a természetben nemcsak tengervízben, hanem más, megfelelő mennyiségű magnéziumot tartalmazó sósvizekben is keletkezik, például a Nagy-sóstóban, a Holt-tengerben, és előfordul magnéziumban gazdag kőzetek (pl. szerpentin, bazalt) hidrotermális vagy mállási átalakulásához kapcsolódva is.

Az aragonitnak szilárd fázisban kalcittá történő alakulása igen hosszú időt vesz igénybe, a reakcióidőt tízmillió év nagyságrendűre becsülik.

Vizes oldatban ez a reakció felgyorsul, így az átalakuláshoz néhány hónapos idő elég (TAFT W. H. 1961). Az átalakulási folyamatot gyorsítja,

ha az oldathoz CaCl_2 -ot adnak, vagy az oldott CO_2 gáz mennyisége növekszik, ami ugyancsak fokozza az oldott kalcium mennyiséget. Az alkáli-hidroxidok negatív hatást gyakorolnak az átalakulásra. A hidroxidtartalom növekedése egyben a CO_3^{2-} -koncentráció növekedését is jelenti. A kalcium- és a karbonátionok tehát nem egyformán befolyásolják az átalakulást, amit a karbonátionoknak a kalcit felszínén történő sajátos orientációjával magyaráznak. Az alkáli-hidroxidok csak akkor késleltetik az átalakulást, ha mennyiségük nem haladja meg a $\text{Ca}(\text{OH})_2$ oldhatósági szorzatát. Az együtt oldódó ionok ionerősségével a reakció sebessége nő, míg azok az ionok, amelyek a kalcium-karbonát alkotó ionjainak valamelyikével kevésbé oldódó sók képeznek, késleltetik vagy gátolják az aragonit—kalcit átalakulást. A Ba- és a Sr-ionok nem fejtenek ki gátló hatást, ha a mennyiségük nem haladja meg a karbonátjaik kicsapódásához szükséges koncentrációt (BISCHOFF J. L.—FYFE W. S. cit. LIPPMANN F. 1973).

Legnagyobb mértékű a magnéziumion gátló hatása, amely már 0,0001 M koncentrációnál késlelteti ezt a folyamatot. Nagyobb magnéziumtartalomnál (0,05 M), ami megfelel a tengervíz magnéziumkoncentrációjának, több mint egy év után sem volt megfigyelhető az átalakulás.

Egyéb kisméretű kationok, mint a vas és a nikkell, a magnéziumhoz hasonló gátló hatást fejtenek ki.

Az anionok közül a szulfátionok is késleltetik az átalakulást. A tenger vízben szulfátionok gátló szerepe a magnéziuméhoz képest jelentéktelen.

Az oldat sókoncentrációja és ionösszetétele nemcsak a keletkező kalcium-karbonát kristálymódosulatot, hanem annak kristályformáját is meghatározza. 0—16,5% sótartalmú és különböző Mg/Ca súlyarányú oldatokban vizsgálták a keletkező kalcium-karbonát módosulatot és szerkezetét. A talajtani szempontból legérdekesebb 0,5% sótartalomnál a következő eredményeket kapták (USDOWSKI H. E. 1963):

| Mg/Ca súlyarány | Kalcium-karbonát módosulat | Kalcium-karbonát-csapadék szerkezete |
|-----------------|---|--|
| 8—12 2—1/4 | aragonit csökkenő aragonit-, növekvő kalcittartalom | prizmás kristályok a prizmás kristályok rovására tért hódít a szemcsés, helyenként romboédes megjelenés |
| 1/4 | kalcit | szemcsés, helyenként romboédes kristályok |

Az oldat magnézium- és nátriumkoncentrációja egy határ felett gátolja a kalcitkristályok oldalirányú növekedését, illetve az aragonit képződését segíti elő a kalcittal szemben. Nagy magnézium- és nátriumtartalmú ol-

datokban (a hipersóستól a normál sótartalmú tengervízig) a magnézium-kalcitok nyúlt romboédes kristályok vagy néhány μm széles magnéziumkalcit- vagy aragonittűk, kis magnézium- és kis—közepes nátriumtartalomnál (csapadék-, talaj- és mélységi vizek keveredésénél) komplex kalcit poliéderek és allotriomorf kristályok, kis magnézium- és nátriumkoncentrációnál (csapadék és vadózus, tó- és folyóvizek) kalcit romboéderek, kalcit mikrit képződik. Igen gyors kristályosodásnál és kicsi Mg/Ca aránynál hexagonális véglapokkal jellemezhető lemezek és azok könnyűszerű kötegei képződnek (FOLK R. L. 1974).

Másodlagos karbonátok pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálata (karbonátos alapanyag, vázszemcse és pórus körüli bevonatok, kiválás), amelyeket kanadai sötétbarna, sötétszürke Luvisolsból és meszes barna talajokból szeparáltak ki, arra a megfigyelésre vezetett, hogy a másodlagos mikrokristályos karbonát szemcsék között az izometrikus szemcsék kalcitok, míg a megnyúlt pálcikaszerű vagy szálal kristálykötegek magnéziumkalcitok (MERMUT A. R.—ST. ARNAUD R. J. 1981).

A karbonátkiválásoknál is találtak összefüggést a kristályosodás körülményei és a kristályformák, valamint a méretük között. Egy izraeli szerzjomban, ha az alapanyag durvaszemcsés, homokos, üregkítő mikro-pátit és pátit képződött; míg ha az alapanyagban a diszpergált agyagszemcsék jellemzőek, — mivel a kristálymagképző góccok száma megnőtt — mikrit jött létre, amely agyagszemcséket foglalhat magába. Az agyag jelenléte késleltetheti, sőt meg is akadályozhatja a kalcit további növekedését vagy átkristályosodását (WIEDER M.—YAALON D. H. 1974, 1982).

Az izraeli arid barna talajok vizsgálata szerint (WIEDER M.—YAALON D. H. 1982) a talajban képződő karbonátkiválásokat, elsősorban azok méretét az előbbieken említett agyagtartalom mellett a mésztartalom, a talajszerkezet és a biológiai tényezők befolyásolják. Az agyagszemcsék mennyisége és a karbonátkiválásokat alkotó, mikrokristályos szövet kristálymérete (1—8 μm) között fordított összefüggés van. A nem meszes talajokban a másodlagos kiválások nagy pátitkristályokként jelentkeznek, míg a mikrokristályos, mészben gazdag talajokban a nagy kristályok képződése gátolt.

Összefüggést találtak a talajok szerkezetével is. A stabil szerkezeti elemekben, amelyekben nagy a térfogatsúly és kevés a mikropórus, és így vannak szerkezeti elemek közötti pórusok, a kalcit pátitként válik ki. Minél jobban kifejlődött és minél stabilabb a szerkezeti elem, annál inkább szóba jöhet az átkristályosodási folyamat. A nehéz mechanikai összetételű talajokban az agyagszemcsék az előzőekben említett módon befolyásolják a kiváló szemcsék méretét. A könnyű mechanikai összetételű talajban az a tendencia érvényesül, hogy közvetlenül nagy kristályok keletkeznek. Minél nagyobbak a szemcséközi üregek, annál nagyobbak a kalcitkristályok. A nagyméretű kristályok sokszor átkristályosodnak.

A biológiai tényezők hatása két területen nyilvánul meg. Az egyik a meglévő karbonátok bioturbációja, a másik pedig a kiválásra gyakorolt közvetlen hatás. Ez utóbbira példák a gyökér menti mikritszemcsék (amelyeket a viszonylag gyors kiválásnak tulajdonítanak) olyan talajokban, ahol különben csak pátitkristályok fordulnak elő. A szedimentológusok is gyakran utaltak a szerves anyag és a mikritkristályok előfordulása közötti összefüggésre. A biogén pórusokat gyakran kalcitbevonat borította, majd később az üreget teljesen biogén karbonát töltötte ki. A lebomló gyökerekből tű alakú kristályok, pszeudomicellák képződhetnek.

A különböző talajokban a karbonát kiválások alapján képződésük különböző szakaszait különítették el. A meszes, közepes mechanikai összetételű talajokban ezek a következők:

1. az alapanyagban közepes és nagy gyakoriságú mikrokalcit szemcsék;
2. az alapanyagban közepes és nagy gyakorisággal mikrokalcitok és közepes gyakorisággal diffúz kiválások;
3. sok mikrokalcit szemcse és sűrű mikrokalcitos kiválás.

Nem meszes, közepes mechanikai összetételű talajokban a szakaszok a következők:

1. néhány kalcitbevonat és kristályhalmaz,
2. kristályos pátitkiválások, gyakori kalcitbevonatok és kristályhalmazok.

A kalcit a talajban az egyik legelterjedtebb ásvány, előfordulásaira a példák felsorolása hosszú lenne.

Az aragonitot a talajból azonban igen kevés esetben írták le.

A grisoni Nemzeti Park (Svájc) dolomit rendzinájának altalajából röntgendiffrakcióval és infravörös spektroszkópiával 1000—10.000 μm hosszú és 1000—3000 μm átmérőjű, szabálytalan alakú, kalcitból és aragonitból álló konkréciókat mutattak ki (STICHER H.—BACH R. 1971).

A cskalovi kerület (Szovjetunió) agyagos déli csernozjom talajaiban pszeudomicéliumként aragonitot határoztak meg kobalt-nitrátos festési reakcióval. A kristályok mérete 0,1—0,2 mm között volt, szubmikroszkópos vékony tűket, néha kötegeket, sugaras szferolitokat és hártványokat alkotva (FEOFAROVA I. I. 1950b).

Svalbardi (Spitzbergák) dolomitos mészkövön kialakult sarki talajokban (ahol a talajoldat magnéziumtartalma nagy volt, a Mg/Ca molarány 1 körüli) a kalcit mellett aragonitot is kimutattak. A mészkövön kialakult talajok esetében, ahol a talajoldat Mg-tartalma jóval kisebb volt (Mg/Ca molarány ~ 0,1) csak kalcitbevonatokat figyeltek meg (SLETTEN R. S.—UGOLINI F. C. 1986).

Mérsékelt égövi talaj (Ontario, Kanada) 0,6—1,0 m mély rétegeből származó mintákban a homok- és kavicszemcséken lággy aragonit- és kalcitpikkelyeket figyeltek meg. Az aragonit képződését a dolomittörmelékű elegegyrészek az az nagyobb magnéziumtartalmának és az interglaciális periódusok melegebb éghajlatának tulajdonítják (QUINGLEY R. M.—DREIMANIS A. 1966).

2.7.1.2. Magnéziumtartalmú kalcit

A magnéziumtartalmú kalcitok jelenlétét a talajokban is igazolták. A saskatchewanai csernozjom talajokból kis magnéziumtartalmú kalcitokat (MgCO_3 mol% < 8), szolonyec és a mélyedésekben fekvő csernozjomok esetében pedig nagy magnéziumtartalmú kalcitokat írtak le.

Saskatchewanai csernozjom talajokban azt az összefüggést ismerték fel, hogy a magnéziumkalcit előfordulása a kalcittal szemben a talajoldatban huzamos időn keresztül meglévő jelentősebb magnéziumkoncentrációt jelez. Ezt a korlátozott kilúgzásnak tulajdonították, szemben a jó drénaviszonyokkal rendelkező talajokkal, ahol kalcit képződött (ST. ARNAUD R. J. 1979). Ehhez hasonló viszonyokat találtak az argentin pampák fő talajtípusainál, amikor is a jó drénaviszonyokkal rendelkező talajokban (Mollisolok) a kalcitok magnéziumtartalma kevés (0—7,8%), míg a szikes talajokban (Natralquoll, Natraboll, Salorthid, Natraqualf) nagyobb, többnyire 15—25%. A nagy Mg/Ca arányú oldatokat a talajvízből származtatják, a szikesedő talajok is e talajvíz hatása alatt voltak (LAVADO R. S. 1983).

A kalcitok nagyobb magnéziumtartalma jelzője lehet a talajvízhez keveredő tengervíznek. Izraelben a kevert, nagyobb Mg/Ca arányú talajvizet tároló Grumosol és szoloncsák talajokban a karbonátkiválások $m_{\text{Mg}^{2+}}/m_{\text{Ca}^{2+}}$ aránya nagyobb (0,035—0,089) és a kalcitban 3,5—7,5 mol% MgCO_3 -t határoztak meg. A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok tanúsága szerint a pórusokban szkalenoédes magnézium-kalcitkristályok, emellett a kiválásokban dolomit és gipsz is előfordult. A kevert talajvízű területeken előforduló homokos—agyagos vörös vályogtalajban a $m_{\text{Mg}^{2+}}/m_{\text{Ca}^{2+}}$ arány jóval kisebb, 0,006—0,039 között változott (MAGARITZ M.—KAFRI U. 1979).

2.7.1.3. Dolomit

A kalcium-magnézium-karbonát rendszerben 25°C-nál és 1 atmoszféra nyomásnál a dolomitot stabil ásványnak tartják (GARRELS R. M. 1960). A CaCO_3 — MgCO_3 — H_2O rendszerben előbb megadott tartományban a kalcit-nesquehonit, vagy a kalcit-hidromagnezit ásványok lehetnek stabil fázisok, amelyek később dolomittá alakulhatnak át.

25°C-nál és 1 atmoszféra nyomásnál történő dolomitképződésre kevés adat van. Szintetizáltak dolomitot 25°C hőmérsékleten és meg nem adott nyomáson. A keletkezett ún. protodolomit rendezetlen szerkezetű volt, és összetétele $\text{Ca}_{0,55}\text{Mg}_{0,45}(\text{CO}_3)$ — $\text{Ca}_{0,60}\text{Mg}_{0,40}(\text{CO}_3)$ között változott. Rendezett szerkezetű dolomitot csak magasabb hőmérsékleten (200—500°C) állítottak elő (GRAF D. L.—GOLDSMITH J. R.cit. WOLF K. H.—CHILLINGAR G. V.—BEALES F. W. 1967).

A dolomit diagenetizálódott, idősebb üledékekben gyakori és recens üledékekben csak szélsőséges viszonyok között jelenik meg. Ez egyben azt jelenti, hogy a talajban a dolomit keletkezése nem, vagy csak igen szélsőséges, esetleges körülmények között lehetséges.

A dolomit oldhatósági szorzata $K_{sp} 10^{-17}$ HALLA F.—RITTER F. (cit. LIPPMANN F. 1973) szerint, míg $10^{-18,6}$ GARRELS R. M.—THOMPSON M. E.—SIEVER R. (cit. LIPPMANN F. 1973) szerint. Termodinamikai adatok alapján $10^{-18,6}$ -nek számították ki (ROBIE R. A.—WALDBAUM D. R. cit. LIPPMANN F. 1973).

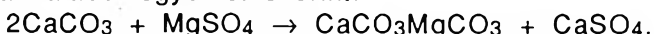
Koncentrált sóoldatokban határozva meg a dolomit oldhatósági szorzatát és extrapolálva az értékeket, ez sómentes oldatokra $K_{sp}=10^{-18,22}$ (HSU K. J. cit. LIPPMANN F. 1973).

A tengervíz dolomitra (GARRELS R. M.—THOMPSON M. E., cit. LIPPMANN F. 1973) és magnezitra (CHRIST C. L.—HOSTETLER P. B. cit. LIPPMANN F. 1973) is túltelített. Azt, hogy a magnezit földfelszíni hőmérsékleten és nyomáson vizes oldatokban gyakorlatilag nem keletkezik, a magnézium hidratációjával magyarázzák, amely hatás a dolomit képződését is befolyásolja. A dolomit keletkezésénél negatív faktor az is, hogy a tengervíz kalcium-, magnézium- és karbonátionokat nem a dolomit összetételének arányában tartalmaz. A karbonátkoncentráció kisebb, és a karbonát aktivitási koefficiense még kisebb, mivel a karbonát a kationokkal ionpárt alkot.

A dolomitosodás folyamata reverzibilis folyamat. A dolomit kalciumban gazdag oldatok hatására kalcitosodik. E mechanizmus alapján tételezik fel a kalciumban gazdagabb dolomitok képződését. Ezek oldékonyabbak, mint a tiszta dolomit, az oldódás szelektív és a CaCO_3 kicsapódásával jár együtt.

Jelentős mennyiségű dolomitot talajokban először az angliai ÉNy-i partvidék területén mutattak ki (HARDY F. cit. SHERMAN G. D.—SCHULTZ F.—ALWAY F. J. 1962).

Szelektív oldási és festési módszerekkel, differenciál termikus elemzéssel és röntgendiffrakcióval kalcit mellett dolomitot a minnesotai Sioux, Ulen, Bearden, Glyndon és Fargo talajsorozatok talajaiban határoztak meg. A dolomitosodás a talajszelvények talajvíz-fluktuáció által érintett részében figyelhető meg. Képződését a nagy magnéziumtartalmú vizek hatásának tulajdonítják. Keletkezésénél két lehetőséget vetnek fel: a MgSO_4 -os talajvíz hatására a kalcium-hidrokarbonátos talajoldatokból a közvetlen kicsapódást, vagy a kalcit kristályrácsába magnéziumbeépüléssel történő átalakulást az alábbi egyenlet szerint:



A talajszelvényekben gipszet is észleltek. A talajtani és az ásványtani adatok alapján az utóbbi képződési módot valószínűsítik. Felfigyeltek arra is, hogy hasonló geomorfológiai helyzetben a mikrodepressziók lejtőin az agyagos

üledékeken magnéziumban gazdag talajvíz hatására magnézium-szolonycék fordultak elő (SHERMAN G. D.—SCHULTZ F.—ALWAY F. J. 1962).

Később, a fenti példákon túl, elsősorban röntgendiffrakcióval számos talajból mutattak ki dolomitot.

2.7.1.4. Magnézium-karbonátok

A magnézium gyakrabban képez víztartalmú karbonátásványokat (arinit, barringtonit, dypingit, hidromagnezit, lansfordit, nesquehonit), mint a kalcium.

A magnéziumsó (-klorid vagy -szulfát) oldathoz alkáli-karbonátokat adva olyan koncentrációértékeknél, ahol azonnali kicsapódás várható, hidromagnezit képződik. A csapadékot szobahőmérsékleten az anyalúgban hagyva néhány napon belül nesquehonit keletkezik, sokszor sugár irányú szálas szferulitokat alkotva. A nesquehonit elsődleges kicsapódásként 10—60°C hőmérsékletű oldatból kristályosodik ki, amikor a CO₂ az oldatból lassan távozik el, vagy HCO₃-tartalmú oldatból, olyan OH-koncentrációnál, melynél a hidromagnezitkicsapódás már nem megy végbe.

A vízmentes ásványok kristályosodásánál számolni kell a hidratált ionok dehidratációjához szükséges energiával is. Az ionok hidratációjában lévő különbségek magyarázhatják a különböző vízmentes kristályok keletkezési körülményeinek eltéréseit is. A magnezit hidratációs energiája kb. 20%-kal nagyobb, mint a kalciumé, a kristályképződési energiája azonban csak 10%-kal. Ennek megfelelően a magnezit közönséges hőmérsékleten vizes oldatból kisebb valószínűséggel kristályosodik ki, mint a kalcium-karbonát.

A kalcit és a magnezit közönséges hőmérsékleten történő kristályosodása közötti különbségek magyarázhatók a kristályosodás sebességének különbözőségével is. A kalcit 25°C-on 10¹⁰-szer gyorsabban kristályosodik, mint a magnezit. Termodinamikailag a magnezit stabilabb, azonban olyan lassan kristályosodik ki, hogy gyakorlatilag ezen a hőmérsékleten rövid idő alatt nem keletkezik. A magnezit gyorsabb kicsapása az oldat túltelítésével sem érhető el, mivel ekkor a hidratált magnézium-karbonátok, a hidromagnezit és a nesquehonit képződik.

A kalcit-hoz képest a sziderit kristályosodási sebessége a magnezit-hoz hasonlóan nagyságrendekkel kisebb. A sziderit azonban a magnezittől eltérően szobahőmérsékleten is keletkezik vizes oldatokban, mivel a vas-karbonátnak nincsenek víztartalmú változatai, így az oldat igen nagymértékű túltelítésével lecsapható, de csak igen lassan és rosszul kristályosodik.

Magas karbonáttartalmú oldatokból, ahol az aktivált CO₃²⁻ mennyisége is jelentős, magnezit csapódhat ki, mivel az aktivált karbonátgyökök képesek legalább részben a hidratációs burkot megbontani. Ebből az kö-

vetkezik, hogy alacsonyabb hőmérsékleten az üledékekben a magnezit képződése csak nagy oldott CO_3^{2-} tartalomná megy végbe, elég hosszú idő alatt (LIPPMANN F. 1973).

2.7.1.5. Egyéb karbonátok

Ankeritet polarizációs mikroszkóppal azerbajdzsáni (Szovjetunió) vulkáni anyagból képződött agyagon kialakult szikes talajból határoztak meg (FEOFAROVA I. I. 1958a).

Nátrium-karbonátot rutin talajkémiai módszerekkel számtalan esetben mutattak ki szikes talajokban. Ásványtani vizsgálatukra nem került sor, de nahcolit, szóda, trona, valamint a termonátrit előfordulását valószínűsítették (KELLEY W. P., illetve KOVDA V. A. cit. DONER H. E.—LYNN W. C. 1977). A $\text{Na-HCO}_3\text{-CO}_3\text{-H}_2\text{O}$ rendszer stabilitási diagramja szerint (MILTON C.—ENGESTER H. P. cit. DONER H. E.—LYNN W. C. 1977) nagyobb P_{CO_2} nyomásnál nahcolit, míg kisebb értékeknél alacsonyabb hőmérsékleten (25°C alatt) szóda, nagyobb hőmérsékleten a trona a stabil.

A Na_2CO_3 keletkezését a talajtani szakirodalom részletesen tárgyalja.

2.7.1.6. Elsődleges és másodlagos karbonátok

Az elsődleges és a másodlagos karbonátásványok elkülönítése, a nem-meszes talajképző kőzetek kialakult talajoktól eltekintve, rendszerint problematikus feladat. E kérdés eldöntésére több elgondolás született:

1. A méret szerinti elkülönítés során a mikrokristályos méretű szemcséket (iszap, agyag szemcsenagyságú frakció) másodlagosnak, míg a vázkristályokat (homokfrakció) elsődlegesnek tekintik. Két saskatchewan csernozjom jellegű talajban vizsgálták a kalcium-karbonát tartalom eredetét. A mintákat a következő frakciókra bontották szét: $0,2\ \mu\text{m}$ alatti, $0,2\text{—}2\ \mu\text{m}$, $2\text{—}10\ \mu\text{m}$, $10\text{—}25\ \mu\text{m}$, $25\text{—}50\ \mu\text{m}$, $50\text{—}200\ \mu\text{m}$. A diszpergálásnál nem kémiai diszpergáló szereket, hanem ultrahangot használtak. A kalcit- és dolomittartalmat PETERSON G. W.—CHESTERS G.—LEE G. B. (1966) szelektív oldási módszerével, az összes karbonáttartalmat pedig nátrium-hidroxidon történő adszorpciós eljárással határozták meg. A talajok $10\ \mu\text{m}$ alatti frakcióiban mutattak ki másodlagos kalcium-karbonátosodást. Felhívták a figyelmet arra, hogy a kalcium-karbonát-felhalmozás mellett a talajból időnként kilúgozódás is történhet, amit a B_{mk} - és a C_{Ca} -szintekben a dolomittartalom csökkenése jelez. Rámutattak a módszernek arra a hibalehetőségére is, hogy az ásványszemcsék felületén lévő kalcium-karbonát-bevonatok — a frakcionálás módja miatt — a durva szemcsenagysági frakciók karbonáttartalmát növelik és így torzítják az elsődleges—másodlagos eredetű kalcium-karbonátok arányát (ROSTAD H. P. W.—ST.ARNAUD R. J. 1970).

2. A kalcit/dolomit arány növekedését a másodlagos kalcitosodás mértékének vették.

3. Mikromorfológiájuk szerint a vázkristályokat elsődlegesnek, a kiválásokat, slíreket (bevonatokat) másodlagos eredetűnek valószínűsítették.

A fenti elvek nem mindegyike általános érvényű, hiszen a mikrokristályos mész is származhat a talajképző kőzetből, a talajban is képződhet ideális kristályformájú, vázkristály-méretű karbonátszemcse, és a talajban található olyan kivások, sőt elvileg bevonatok is, amelyek már a talajképző kőzetben is megvoltak. Felvetődött még a dolomitképződésnek a lehetősége a talajban is, különösen a szikes tavakban való keletkezésének analógiájára. Így mindig a konkrét eset vizsgálata szükséges ahhoz, hogy el lehessen dönteni azt, hogy melyik elv alkalmazható.

4. Szén- és oxigénizotóp-arányok alapján elkülönítették a talajokban az elsődleges és másodlagos kivásokat. Erre használták fel a C^{14}/C^{12} arányt. A biogén eredetű CO_2 -ben ez az arány a feltételezés szerint hasonló az atmoszférához (ezt az értéket 100-nak veszik). Ha az elsődleges karbonátszemcsék oldódásakor létrejövő HCO_3^- -ban a szénizotóp-arány adja a másik végpontot (ezt az arányt nullának veszik), akkor a $CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$ egyenlet alapján az oldat hidrokarbonát-ionjainak és az ebből az oldatból kicsapódó másodlagos karbonát első generációjának C^{14}/C^{12} aránya az 50-nek megfelelő érték. Természetesen, ha ez a másodlagos kiválás első generációjából származó karbonátszemcse oldódik, az oldatából kicsapódó második generáció izotóparánya 25, és a további generációkban ennek megfelelően egyre kisebb. Az izraeli Pelloxerert, Rhodoxeralf, Haploxeroll, Xerochrept, Chromoxerert talajokban a fenti és az O^{18}/O^{16} arányok, valamint a C^{14} alapján meghatározott koradatok szerint a kivások különböző generációit különítették el, amelyek alapján kétféleképpen képződhettek: vagy a felső karbonátos rétegből karbonát-kilúgozódással, vagy a tengerpart menti területeken a talajt átítató brakkvízből történő kicsapódással (MAGARITZ M.—KAUFMAN A.—YAALON D. H. 1981).

A szénizotóp-vizsgálatok alapján texasi (Amerikai Egyesült Államok) kréta mészkövön kialakult váztales talaj A-szintjében a mikrokristályos mész és az összecementálódott réteg másodlagos volt, míg a lemezes fedőrétegben, a kivásokban és a szerkezeti elemekben e módszer a másodlagos karbonátok mennyiségét alábecsülte (RABENHORST M. C.—WILDING L. P.—WEST L. T. 1984).

2.7.2. KARBONÁTÁSVÁNYOK OLDÓDÁSA

A karbonátásványok oldódását telített oldatokban több tényező szabályozza, amelyek közül a következőkben csak az ásványtani összetétel hatása kerül tárgyalásra:

25°C-nál és 1 atmoszféra nyomásnál a kalcit aktivitási szorzatának értéke $3,98 \cdot 10^{-9}$, az aragonit $5,62 \cdot 10^{-9}$, a dolomit $3,6 \cdot 10^{-17}$ — $4,7 \cdot 10^{-20}$. Ezeknek az értékeknek az összehasonlításából látható, hogy a dolomit jóval kisebb mértékben oldódik, mint a kalcit (GARRELS R. M.—LANGMUIR D. cit. DONER H. E.—LYNN W. C. 1977).

A kalcium-karbonát és a dolomit egymás melletti oldódása 25°C-nál és 1 atmoszféra CO₂ nyomásnál 1—2%-os NaCl-os oldatban a következő (JANATEVA O. K. 1954):

| Ásvány | Ca milimol/1000 g oldat | Mg |
|----------------------------|-------------------------------|------|
| Kalcium-karbonát | 8,9 | 0 |
| Kalcium-karbonát + dolomit | 8,10 | 1,18 |
| Dolomit | 3,21 | 3,28 |

Az előzőekből az is látható, hogy a dolomit kisebb mérvű oldódása ellenére jelentős mennyiségű magnézium szabadul fel. Továbbá az is következik, hogy az összes karbonáttartalom nem tükrözi egyértelműen a talaj karbonátból eredő kalciumellátottságát. Ehhez a talaj karbonátásványainak az összetételét, elsősorban a kalcit és a dolomit mennyiségének arányát is ismerni kell. Az újabb kutatási eredmények szerint a kalcit kristályrácsába beépült magnéziumtartalom megnöveli a kalcit oldódásának mértékét (BATHURST R. G. C. 1975). A talaj karbonátokból eredő kalciumellátottságának pontosabb megítéléséhez tehát nemcsak a karbonátokon belüli ásványi összetétel, hanem a karbontásványokon belüli izomorf helyettesítés mértékének ismerete is szükséges.

A kalcitba beépült magnéziumtartalom növekvő mennyiségével növekedik az oldat magnéziumtartalma, de az oldat végső kalciumkoncentrációja ettől független.

2.7.3 ÖSSZEFOGLALÁS

A talajok jelentős része tartalmaz több-kevesebb meszet. A mész elnevezés több ásványt takarhat, amelyek közül leggyakoribb a kalcit, széles körben fordulhat elő a dolomit, míg az aragonit viszonylag ritka.

Az elsődleges és a másodlagos eredet megítélése ezeknél az ásványoknál különböző megközelítést igényel. A kalcit lehet mind elsődleges, mind másodlagos, aminek eldöntésére különböző elképzelések születtek. Az egyik feltevés szerint a másodlagos kalcium-karbonát elsősorban kis szemcseméretű és az agyag-, illetve az iszapfrakcióban dúsul, így e frakciók kalcium-karbonát-tartalmának abszolút növekedése jelzi a másodlagos képződést. A másik elgondolás szerint a dolomit csak elsődleges lehet

a talajokban, így a kalcium-karbonát/dolomit arány növekedése jelez a talajban kalcit (vagy aragonit) képződést. A mikromorfológia is segíthet az eredet eldöntésében, ahol is általában a vázsszemcséket elsődlegesnek, a bevonatokat, kiválásokat másodlagosnak tekintik. A fenti három közelítés nem abszolút érvényű, célszerű érvényességét bebizonyítani az adott esetekre. A kérdés eldöntésére a legegzaktabb módszer, amely az utóbbi években vált ismertté, a szénizotópok eloszlása alapján különíti el a kalcium-karbonát különböző generációit.

A dolomitot a talajokban sokáig a közettani ismeretekre támaszkodva egyértelműen elsődleges ásványnak tekintették. Az utóbbi időben azonban több esetben írták le jelenlegi tengeri üledékképződés során, sőt szikes tavakból is. A fentiek alapján nem lehet kizárni képződésük lehetőségét a talajokban.

A másodlagos eredet lehetőségének megítélésénél nélkülözhetetlenek azoknak a körülményeknek, paramétereknek az ismerete, ahol ezek az ásványok létrejönnek, ezen belül a szintéziskísérletek eredményei is. Azt a tényt, hogy képződik-e, illetve a polimorf módosulatok közül melyik kalcium-karbonát ásvány keletkezik, azt számos környezeti tényező, így a hőmérséklet, a CO_2 parciális nyomása, a kémhatás, az oldat ionösszetétele és erőssége stb. befolyásolja, amint azt a felsorolt példák is szemléltették. E kérdést tovább bonyolítja, hogy földfelszíni nyomáson és hőmérsékleten is végbemehet ezeknek az ásványoknak az átalakulása (erre a legkézenfekvőbb példa az aragonit \rightarrow kalcit átalakulás). Mind a modellkísérletek, mind a különböző képződési környezet értékelései azt mutatják, hogy az oldat magnéziumkoncentrációjának kitüntetett szerepe van. Az 1 atm nyomású és 25°C hőmérsékletű rendszerekben kis magnéziumtartalomnál kalcit, majd a növekvő magnéziumkoncentrációval kis, majd nagy magnéziumtartalmú kalcit, továbbá aragonit és végül szélsőségesen nagy magnéziumkoncentrációnál magnézium-karbonát-ásvány (nesquehunit, hidromagnetit) képződik. A magnéziumkalcitokból magnézium-metaszomatózissal tételezik fel a dolomit keletkezését.

Az oldat magnéziumkoncentrációja a többi környezeti paraméterrel (pl. sókoncentrációval) együtt befolyásolja a képződő kalcit kristályformáját is. A magnézium bizonyos koncentráció felett gátolja a kalcitkristályok oldalirányú növekedését, így jönnek létre a tús és szálal magnéziumkalcitok, majd pedig az előzőekben említettek szerint, meggátolja a kalcit képződését és aragonit jön létre. Mikromorfológiai és ásványtani vizsgálatokkal kimutatták, hogy a magnéziumkalcitok előfordulása a talajokban környezetjelző szerepű, a talajoldatban magnéziumion-dúsulásra és az ezt előidéző rossz (vagy a környezethez képest kedvezőtlenebb) vízgazdálkodású talajra, pangó oldatokra utal, vagy a talajvízhez a nagyobb magnéziumtartalmú tengervíz hozzákeveredését jelzi.

Az aragonit előfordulása is bizonyítja a fenti elgondolást, mivel megjelenése majdnem minden esetben magnéziumban gazdagabb közeghez kapcsolódik (pl. dolomit talajképző kőzeten kialakult talajhoz vagy dolomit vázszemcsékhez a talajban).

A sziderit és az ankerit a talajban igen ritkán fordul elő, inkább csak ásványtani érdekességnek számít. A nátrium-karbonát összetételű ásványok szikes talajokban azok sökivirágzásaiban találhatóak.

A karbonátásványok közül azok, amelyeket a talajtan a mész fogalom alatt foglal össze, számos olyan tulajdonságot befolyásolnak (pl. a talaj pufferképessége, kalciumellátottsága, humuszanyagok minősége, kolloidok állapota, talajszerkezet, víz- és levegőgazdálkodás, biológiai aktivitás), amelyek meghatározók mind a talajképződés, mind a talaj termékenysége szempontjából. A mész (meszes üledékes kőzet) egyben hatalmas mennyiségben felhasznált talajjavító anyag és hazánkban is nagy területeken fokozza a talajok mezőgazdasági hasznosságát és korlátozza az elsavanyodást és elszikesedést. A karbonátásványok között ezzel szemben a nátrium-karbonátok felhalmozódása igen káros és a legkedvezőtlenebb tulajdonságú szikes talajok képződéséhez vezet.

2.8. HALOGENIDEK

A halit előfordulása szikes talajokban, sökivirágzásokban és kérgekben várható, így meghatározták a Konyai-síkság sökivirágzásaiban (DRI-ESSEN P. M.—SCHOORL R. 1973), a Sarvestani-alföld (Irán) Salorthid, Gypsiorthid és Camborthid talajaiban lévő sókérgekben (ABTAHI A. et al. 1980). Megfigyelhető volt iráni és szíriai Salorthid talajokban is különböző formákban, így a felületen viaszszerű, tömör kéregben, valamint a kérgen finom, szálakristályok alkotta rétegben. A kéreg pórusainak falán fennőtt hexaéderek fordultak elő, illetve a kocka lapjára merőlegesen fennőve prizmaszerű, illetve tűs kristályok voltak megfigyelhetők. A sófelhalmozódási szintben a tömör kiválás dominált (ESWARAN H.—STOOPS G.—ABTAHI A. 1980). A mongóliai szoloncsák talajokban a halit több megjelenési formáját figyelték meg (TURSZINA T.—JAMNOVA I. A.—SOBA SZ. A. 1980), így 100—1000—2000 μm méretű aggregátumokat és druzákat többnyire a felső szint pórusaiban. Az aggregátumok kristályai ritkán kockák, gyakrabban szabálytalan alakúak, amikor is egy, vagy két él jól fejlett, a többi megtört. A másik gyakori forma a kötegszerű megjelenés, amely csipkeszerű képződményekké kapcsolódhat össze. Kéregként a szulfátos szoloncsák talajokon csak kivételes esetekben fejlődött ki vékony (200—700 μm) tömör, aránylag szilárd bevonatot képezve. Anyaga üvegszerű, benne ritka különálló kristályokkal. A halit kis pórusokat is kitölthet, illetve ezek falára fennőve is előfordult, többnyire szabálytalan alakkal. A felső szint-

ben a halit gyakran alkotott pszeudomorfózákat növényi maradvány és szövet után.

Fluoritot talajokból nehézasvány-vizsgálatokkal mutattak ki a nagybritanniai Dyffryn, Gower és Ston Easton talajsorozatokból (CRAMPTON C. B. 1961). Nagy fluorittartalmú (7 mg/l F) vízzel öntözött amerikai egyesült államokbeli Calciorthids talajokban a talajkivonatok és a liziméter-szűredék vizsgálata alapján fluoritkicsapódást valószínűsítettek (TRACY P. W.—ROBBINS C. W.—LEWIS G. C. 1984).

A Sarvestani-alföld szikes talajain kialakult kérgekben röntgendiffrakciós elemzéssel karnallitot határoztak meg (ABTAHI A. et al. 1980).

Összefoglalás: A kloridok és a fluoridok közül a talajokban a halit a leggyakoribb ásvány, ez azonban csak nagyon viszonylagos, mivel csak néhány szikes talajból határozták meg. Annak, hogy igen kevés adat van, egyrészt az az oka, hogy ez az ásvány a sókiválás utolsó szakaszában jön létre, másrészt a nátrium-klorid igen jól oldódik már vízben is, ami mind a természetes, mind a mesterséges (pl. vizsgálatra való előkészítés) körülmények között gyors eltűnéséhez járulhat hozzá.

A talajokból a fluoritot és a karnallitot is kimutatták, azonban ez is inkább csak mint ásványtani érdekesség értékelhető.

A halitnak, mint a többi nátriumsóásványnak is, jelentősége a szikes talajok képződésénél van, amint azt már az előzőekben is taglaltuk. A fluoritból mobilizálódó fluor a talaj toxikus elemszintjéhez járul hozzá.

* * *

Az organikus ásványok osztályába tartozó ásványok előfordulásáról a talajokban nem állnak rendelkezésünkre adatok.

RÖVIDÍTÉSEK JEGYZÉKE

| | |
|---|---|
| bar = 10^5 Pa | — nyomás mértékegység |
| DTA (Differential Thermoanalysis) | — differenciál termikus elemzés |
| DTPE | — dietilén-triamino-pentaecetsav |
| EDTE | — etilén-diamin-tetraecetsav |
| EDXRA (Energy Dispersive X-ray Analysis) | — energia diszperzív röntgenelemzés |
| Eh | — redoxipotenciál |
| ESP (Exchangeable Sodium Percentage) | — nátriumionok százaléka a kicserélhető kationok között |
| FAO (Food and Agricultural Organization) | — az Egyesült Nemzetek Szervezetének Élelmezési és Mezőgazdasági Szervezete |
| kPa (kilopascal) | — nyomás mértékegység |
| K_{sp} | — oldhatósági szorzat |
| M | — mólkoncentráció |
| mekv/100 g | — milligram-egyenértéksúly/100 g |
| MPa (megapascal) | — nyomás mértékegység |
| N | — normál koncentráció |
| NTE | — nitrilo-triecetsav |
| pH | — a hidrogénion-aktivitás negatív logaritmus |
| SAR (Sodium Adsorption Ratio) | — nátrium-adszorpció arány |
| SEM (Scanning Electron Microscopy) | — pásztázó elektronmikroszkópia |
| UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization) | — az Egyesült Nemzetek Nevelésügyi, Tudományos és Kulturális Szervezete |
| XRD (X-ray Diffraction) | — röntgendiffrakció |

IRODALOM

Folyóiratok rövidítésének jegyzéke:

- | | |
|---------------------------------------|--|
| — Acta Agric. Scand. | — Acta Agriculturae Scandinavica, Stockholm |
| — Acta Polytechn. Scand. | — Acta Polytechnica Scandinavica, Helsinki |
| — Acta Univ. Carolinae Geol. Suppl. | — Acta Universitatis Carolinae, Geological Supplementum, Praha |
| — Adv. Agron. | — Advances in Agronomy, New York |
| — Am. J. Sci. | — American Journal of Sciences, New Haven |
| — Am. Miner. | — American Mineralogist, Menasha |
| — Annls. Univ. Marie Curie-Sklodowska | — Annales Universitatis Marie Curie-Sklodowska, Lublin |
| — Arch. Acker. Pfl. Bke. | — Archiv für Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde, Berlin |
| — Aust. J. Sci. | — Australian Journal of Science, Sydney |
| — Aust. J. Soil. Res. | — Australian Journal of Soil Research, Melbourne |
| — Bull. Acad. pol. Sci. Terre | — Bulletin de l'Académie polonaise des Sciences Série des Sciences de la Terre, Warszawa |
| — Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. | — Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Tulsa |
| — Bull. Ass. fr. Ét. Sol. | — Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Sol, Paris |
| — Bull. Geol. Soc. Am. | — Bulletin of the Geological Society of America, New York |
| — Bull. Grpe fr. Argiles | — Bulletin du Groupe français des Argiles, Paris |
| — Can. J. Earth Sci. | — Canadian Journal of Earth Sciences, Ottawa |
| — Can. J. Soil Sci. | — Canadian Journal of Soil Sciences, Ottawa |
| — Chem. Geol. | — Chemical Geology, Amsterdam |
| — Chemie d. Erde | — Chemie der Erde, Jena |
| — Clays and Clay Miner. | — Clays and Clay Minerals, Oxford |
| — Clay Miner. | — Clay Minerals, London |

-
- Commun. Soil Sci. Plant Anal.
 - Contr. Sediment.
 - Dokl. Akad. Nauk Sz. Sz. Sz. R. Szer. Geol.
 - Dokl. Akad. Nauk Sz. Sz. Sz. R. Szer. Pocsv.
 - Dokl. timirjazev. szel'-hoz. Akad.
 - Fert. Techn.
 - Fort. Geol.
 - Földt. Közl.
 - Geochim. cosmochim. Acta
 - Geol. Jb.
 - Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr.
 - Ind. Miner.
 - Izv. Akad. Nauk Kazah. Sz. Sz. R. Szer. Botan. Pocsv.
 - Izv. Akad. Nauk Sz. Sz. Sz. R. Otd. Him. Nauk
 - Izv. Akad. Nauk Sz. Sz. Sz. R. Szer. Geol.
 - Izv. Szib. Otdel. Akad. Nauk Sz. Sz. R. Szer. Biol. Nauk
 - Izv. timirjazev. szel'-hoz. Akad.
 - J. Geol.
 - J. Geotechn. Eng. Div.
 - J. Indian Soc. Soil Sci.
 - J. Microsc.
 - J. Sci. Agric. Res.
 - J. Sci. Fd. Agric.
 - J. sedim. Petrol.
 - J. Soil Sci.
 - J. Soil Sci. Soc. Am.
 - Communications in Soil Science and Plant Analysis, New York
 - Contributions to Sedimentology, Stuttgart
 - Dokladü Akademii Nauk Sz. Sz. Sz. R. Szerija Geologicseszkaja, Moszkva
 - Dokladü Akademii Nauk Sz. Sz. Sz. R. Szerija Pocsvoedenija, Moszkva
 - Dokladü Timirjazevszkoj, Szel'szkohozjajsztvennoj Akademii, Moszkva
 - Fertilizer Technology, Calcutta
 - Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, Krefeld
 - Földtani Közlöny, Budapest
 - Geochimica et Cosmochimica Acta, London
 - Geologisches Jahrbuch, Hannover
 - Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, Berlin—Göttingen—Heidelberg
 - Industrial Minerals, London
 - Izvesztija Akademii Nauk Kazahszkoj Sz. Sz. R. Szerija Botaniki i Pocsvoedenija, Alma-Ata
 - Izvesztija Akademii Nauk Sz. Sz. Sz. R. Otdelenij Himicseszkiy Nauk, Moszkva
 - Izvesztija Akademii Nauk Sz. Sz. Sz. R. Szerija Geologicseszkaja, Moszkva
 - Izvesztija Szibirszkogo Otdelénija Akademii Nauk Sz. Sz. Sz. R. Szerija Biologicseszkih Nauk, Novoszibirszk
 - Izvesztija Timirjazevszkoj Szel'szkohozjajsztvennoj Akademii, Moszkva
 - Journal of Geology, Chicago
 - Journal of the Geotechnical Engineering Division, New York
 - Journal of the Indian Society of Soil Science, New Delhi
 - Journal of Microscopy, Oxford
 - Journal for Scientific Agricultural Research, Beograd
 - Journal of the Science of Food and Agriculture, London
 - Journal of Sedimentary Petrology, Menasha
 - Journal of Soil Science, London—Oxford
 - Journal of the Soil Science Society of America, Madison

-
- LandbForsch.-Völkenrode
 - M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.
 - Meded. Landb. Hogeschool Wageningen
 - N. Z. J. Geol. Geophys.
 - Nat. Inst. Agric. Sci.
 - Naucsñ. Dokl. Vűsz. Sk. Biol. Nauk.
 - Neth. J. Agric. Sci.
 - Norsk geol. Tidsskr.
 - Pakist. J. scient. Ind. Res.
 - Phil. Trans. R. Soc.
 - Pocsvozn. Agrohim.
 - Proc. Soil Sci. Soc. Am.
 - Rept. Inst. Agric. Res.
 - Soc. Econ. Paleontol. Mineral Spec. Publ.
 - Soil Sci.
 - Soil Sci. Plant Nutr.
 - Soils Fertil.
 - Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.
 - Trudű pocsv. Inszt. Dokucsaeva
 - U. S. Geol. Surv. Bull.
 - Veszť. moszk. gosz. Univ.
 - Z. Pfl. Ernähr. Düng. Bodenk.
 - Z. Univ. Rostock Mat.-Nat. Reihe
 - Landbauforschung Völkenrode, Braunschweig
 - Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése ...ról, Budapest
 - Mededelingen Landbouwhogeschool, Wageningen
 - New Zealand Journal of Geology and Geophysics, Wellington
 - National Institution of Agricultural Sciences, Tokyo
 - Naucsñie Dokladű Vűszsej Skolű, Biologicseszkie Nauki, Moszkva
 - Netherlands Journal of Agricultural Science, Wageningen
 - Norsk Geologisk Tidsskrift, Oslo
 - Pakistan Journal Scientific and Industrial Research, Karachi
 - Philosophical Transactions of the Royal Society of London, London
 - Pocsvoznanie i Agrohimija, Szofia
 - Proceedings of the Soil Science Society of America, Madison
 - Reports of the Institute for Agricultural Research, Tohoku University, Tohoku
 - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, Tulsa
 - Soil Science, Baltimore
 - Soil Science and Plant Nutrition, Tokyo
 - Soil and Fertilizers, Surrey
 - Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, Edinburgh
 - Trudű Pocsvennogo Insztituta imeni V. V. Dokucsaeva, Moszkva
 - U. S. Geological Survey Bulletin, Washington
 - Veszťnik Moszkovszkogo goszűdarszťvennogo Unverzťteta Szerija Biologija, Pocsvoventenie, Moszkva
 - Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde, Weinheim
 - Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Rostock, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe, Rostock

- ABTAHI A. et al. 1980: *Pedologie*. 30. (2): 283—304.
- ACQUAYE D. K.—TINSLEY J. 1965: Soluble silica in soils. In: HALLSWORTH E. G.—CRAWFORD D. V. (eds.): *Experimental pedology*:126—148. — Butterworths, London.
- ADAMS W. A.—KASSIM J. K. 1983: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 47. (2): 316—320.
- ADAMS J. E.—MATELSKI R. P. 1955: *Soil Sci.* 79. (1): 59—69.
- ADHIKARI M.—BANDHOPADHYAY A. K.—MAJUMDAR M. K. 1978: *Fert. Techn.* 15. (2): 117—120.
- AHLRICHES J. L.—FRASER A. R.—RUSSEL J. D. 1972: *Clay Miner.* 9. (3):263—273.
- AHTÜRCEV B. I.—KADER T. M.—JARILOVA E. A. 1970: *Pocsvovedenie.* (3):92—103.
- ALEKSZEJEV V. E. 1977: *Pocsvovedenie.* (2):126—136.
- ALI M. H.—BISWAS T. D. 1971: *J. Indian Soc. Soil. Sci.* 19. (4):363—368.
- ALLAWAY W. H.—RHOADES H. F. 1951: *Soil Sci.* 72. (2): 119—128.
- ALLEN B. L.—DANIELS W. D.—CHITALE D. V.1986: Lepidocrocite in a well-drained soil from semiarid Texas. — 13th Congr. Intern. Soc. Soil Sci. Hamburg, 1986. Abstracts: 1432.
- ALLISON F. E.—ROLLER E. M. 1955: *Soil Sci.* 80. (6):431—441.
- ALLISON F. E.—ROLLER E. M.—DOETSCH J. H. 1953: *Soil Sci.* 75. (3):173—180.
- AQUILAR J. R. et al. 1978: The influence of some forming factors on the morphology, micromorphology and mineralogy of soils formed from calcareous rocks. In: DELGADO M. (ed.): *Soil micromorphology.* — Proc. 5th Intern. Working-Meeting on Soil Micromorphology. Granada, 1977. 1.: 257—286. Moreno, Granada.
- ARISZTOVSZKAJA T. V. 1980: *Mikrobiologija processzov pocsvooobrazovanija.* — Izd. Nauka. Leningradskoe otdelenije. Leningrad.
- ARNOLD P. W. 1960: *J. Sci. Fd. Agric.* 11.:285—292.
- ARVIEU J. C. 1969: *Bull. Ass. fr. Ét. Sol.* (4):5—16.
- ASWORTH J. 1978: *J. Soil Sci.* 29. (2):195—206.
- EVERY B. W.—BULLOCK P. 1977: Mineralogy of clayey soils in relation to soil classification. — Soil Survey, Technical Monograph No. 10. Harpenden.
- BABCOCK K. L. 1960: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 24. (2):85—86.
- BACHE B. W. 1963: *J. Soil Sci.* 14. (1):113—123.
- BAIN D. C. 1976: *J. Soil Sci.* 27. (1):68—70.
- BAJWA M. I. 1982: *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 13. (11):945—955.
- BALDAR N. A.—WHITTIG L. D. 1968: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 32. (2):235—238.
- BALLENEGGER R.—DI GLÉRIA J. 1962: *Talaj- és trágyavizsgálati módszerek.* — Mezőgazdasági Kiadó, Budapest.
- BARANYAI F.—FEKETE A.—KOVÁCS I. 1987: *A magyarországi talajtápanyag-vizsgálatok eredményei.* — Mezőgazdasági Kiadó. Budapest.
- BAR-ON P.—SHAINBERG I. 1970: *Soil Sci.* 109. (4):241—246.
- BARSHAD I. 1954a: *Soil Sci.* 77. (6):463—472.
- 1954b: *Soil Sci.* 78. (1):57—76.
- 1975: *Chemistry of soil development.* In: BEAR F. E. (ed.): *Chemistry of the soil*:1—70. — Oxford and IBH Publishing Co., New Delhi, Bombay, Calcutta.
- BARSHAD I.—KISHK F. M. 1970: *Clays and Clay Miner.* 18. (2):127—137.
- BARTH T. F. W. 1969: *Feldspars.* — Wiley Interscience Publication. John Wiley and Sons Inc., New York, London, Sydney, Toronto.

- BARZANJI A. F.—STOOPS G. 1974: Fabric and mineralogy of gypsum accumulations in some soils of Iraq. — *Trans. 10th Intern. Congr. Soil Sci. Moscow, 1974.* 7.:271—277.
- BATHURST R. G. C. 1975: Carbonate sediments and their diagenesis. — Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, London, New York.
- BEAR F. E. (ed.) 1975: Chemistry of the soil. — Oxford and IBH Publishing Co., New Delhi, Bombay, Calcutta.
- BEHAR A. 1979: *Pocsvozn. Agrohím.* 14. (5): 3—12.
- BELL L. C.—MIKA H. 1979: *J. Soil Sci.* 30. (2):247—258.
- BERNER R. A.—HOLDREN G. R. 1979: *Geochim. cosmochim. Acta.* 43. (8):1173—1186.
- BERNER R. A. et al. 1980: *Science.* 207. (4436):1205—1206.
- BEUTELSPACHER H. et al. 1966: *LandbForsch-Völknerode.* 16. (2):105—142.
- BIGHAM J. M. et al. 1978: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 42. (6):979—981.
- BISDOM E. B. A. (ed.) 1980: Submicroscopy of soils and weathered rocks. — First Workshop of the International Working Group on Submicroscopy of Undisturbed Soil Materials (IWGSUSM). Pudoc, Wageningen.
- BISDOM E. B. A. 1980a: A review of the application of submicroscopic techniques in soil micromorphology. I. In: BISDOM E. B. A. (ed): *Submicroscopy of soils and weathered rocks. — First Workshop of the International Working Group on Submicroscopy of Undisturbed Soil Materials (IWGSUSM):*67—116. Pudoc, Wageningen.
- 1980b: A review of the application of submicroscopic techniques in soil micromorphology. II. In: BISDOM E. B. A. (ed.): *Submicroscopy of soils and weathered rocks. — First Workshop of the International Working Group on Submicroscopy of Undisturbed Soil Materials (IWGSUSM):*117—162. Pudoc, Wageningen.
- BISDOM E. B. A.—DUCLOUX J. (eds.) 1983: *Submicroscopic studies of soils.* — Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo.
- BISHAY B. G.—STOOPS G. 1975: *Pedology.* 25. (2):143.
- BLACK C. A. 1968: *Soil-plant relationships.* — John Wiley and Sons Inc., New York, London, Sydney.
- BOCKHEIM J. G.—BALLARD T. M. 1975: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 39. (5):997—1001.
- BOERO V.—SCHWERTMANN U. 1986: Occurrence and transformations of iron oxides in a colluvial Terra Rossa toposequence of Northern Italy. — 13th Congr. Intern. Soc. Soil. Sci. Hamburg, 1986. Abstracts:1439—1440.
- BOHN H. L.—MCNEAL B. L.—O'CONNOR G. A. 1985: *Talajkémia.* — Mezőgazdasági Kiadó—Gondolat Kiadó, Budapest.
- BORCHARDT G. A. 1977: Montmorillonite and other smectite minerals. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): *Minerals in soil environments:*293—330. — Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- BOWERS S. A.—HANKS R. J. 1962: *Soil Sci.* 94. (6):392—396.
- BRECK D. W. 1974: Mineral zeolites. In: BRECK D. W. (ed.): *Zeolite molecular sieves. Structure, chemistry and use:*186—244. — A Wiley Interscience Publication, John Wiley and Sons, New York, London, Sydney, Toronto.
- BREESE B. F. 1960—1961: *Aust. J. Sci.* 23. (1):18—20.
- BRESSON L. M. 1974: A study of intergrated microscopy: rubefaction under wet temperate climate in comparison with mediterranean rubefaction. In: RUTHEFORD G. K. (ed.): *Soil microscopy.*— *Proc. 4th Intern. Working-Meeting on Soil Micromorphology.* Kingston, 1973: 526—541. Limestone Press, Kingston.
- BREUSZ H. M.—KUCŪKOVICS M. B. 1975: *Pocsvovedenie.* (12):125—136.

- BREWER R. 1964: Fabric and mineral analysis of soils. — John Wiley and Sons Inc., New York, London, Sydney.
- BRIDGES E. M.—BULL P. A. 1983: The role of silica in the formation of compact and indurated horizons in the soils of South Wales. In: BULLOCK P.—MURPHY C. P. (eds.): Soil micromorphology. — Proc. 6th Intern. Working-Meeting on Soil Micromorphology. London, 1981. 2.:605—613. A. B. Academic Publishers, Berkhamsted.
- BRINDLEY G. W.—BROWN G. 1980: Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. — Mineralogical Society, London.
- BRINKMAN R. 1969—1970: Geoderma. 3. (3):199—206.
- 1982: Clay transformations: aspects of equilibrium and kinetics. In: BOLT G. H. (ed.): Soil chemistry. B. Physico-chemical models:433—458. — Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, Oxford, New York.
- BROGOWSKI Z.—DOBZANSKI B.—KOCAN J. 1979: Bull. Acad. pol. Sci. Terre. 27. (1—2): 115—117.
- BROWN G. 1953: Soil Sci. 4.: 220—229.
- BROWN G. et al. 1978: The structure and chemistry of soil clay minerals. In: GREENLAND D. J.—HAYES M. H. B. (eds.): The chemistry of soil constituents:29—178. — A Wiley Interscience Publication, John Wiley and Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto.
- BROWN K. W. 1977: Shrinking and swelling of clay, clay strength and other properties of clay soils and clays. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): Minerals in soil environments: 689—707. — Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- BUCKHANNAN W. H.—HAM W. E. 1941: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 6:63—67.
- BUKOLOV N. G.—GRADUSZOV B. P. 1980: Pochvovedenie. (4):125—136.
- BUOL S. W.—ESWARAN H. 1978: The micromorphology of oxisols. In: DELGADO M. (ed.): Soil micromorphology. — Proc. 5th Intern. Working-Meeting on Soil Micromorphology. Granada, 1977. 1.:325—347. Moreno, Granada.
- BURCHILL S.—GREENLAND D. J.—HAYES M. H. B. 1981: Adsorption of organic molecules. In: GREENLAND D. J.—HAYES M. B. (eds.): The chemistry of soil processes:221—400. — A Wiley Interscience Publication, John Wiley and Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto.
- CADY J. G. 1940: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 5.:352—354.
- CAMPBELL A. S.—ADAMS J. A.—HOWARTH D. T. 1972: Clay Miner. 9. (4):415—423.
- The Canadian system of soil classification. — Canadian Department of Agricultural Publication. 1966. Suppl. and Services:1—161. Canada, Ottawa. 1978.
- CAREVSKIJ V. V. et al. 1984: Pochvovedenie. (10):97—107.
- CARROLL D. 1953a: J. sedim. Petrol. 23. (2):106—116.
- 1953b: Soil Sci. 75. (2):87—102.
- CARROLL D.—WOOF M. 1951: Soil Sci. 72. (2):87—99.
- CHAKRAVARTI S. N.—TALIBUDEEN O. 1962: J. Soil Sci. 13. (2):231—240.
- CHANG S. C.—JACKSON M. L. 1957: Soil Sci. 84. (2):133—144.
- CHEN Y.—BANIN A. 1975: Soil Sci. 120. (6):428—436.
- CHEN Y.—BANIN A.—BOROCHOVITICH A. 1983: Geoderma. 30. Special issue:135—147.
- CHEN Y.—BANIN A.—SCHNITZER M. 1976: Use of the scanning electron microscope for structural studies on soil and soil components. In: Scanning electron microscopy. —

- Proceedings of the Workshop on Techniques for Particulate Matter Studies in SEM. Chicago, 3.:425—432. IIT Research Institute, Chicago.
- CHITTLEBOROUGH D. J.—OADES J. M. 1980: *Aust. J. Soil Res.* 18. (4):375—382.
- CHODAK T.—BOGDA A. 1976: Clay minerals in some soils developed from magmatic and metamorphic rocks. — 7th Conf. Clay Miner. Petrol. Karlovy Vary, 1976:375—384.
- CHUKHROV F. V.—GORSHKOV A. I. 1981: *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 72. (3):195—200.
- CLARK J. S.—PEECH M. 1955: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 19. (2):171—174.
- CLINE M. G. et al. 1955: Soil survey of the territory of Hawaii. — *Soil Survey Series. No. 25.* USDA. Washington.
- COLEMAN N. T.—LEROUX F. H.—CADY J. G. 1963: *Nature.* 198. (4878):409—410.
- COLLINS K.—MCGOWN A. 1974: *Geotechnique.* 24. (2):233—254.
- CORNELL R. M. 1986: The effect of silicate on the transformation of ferrihydrate into goethite and/or hematite. — 13th Congr. Intern. Soc. Soil Sci. Hamburg, 1986. Abstracts:1441.
- COSTA DE LAMOS R. 1968: The main tropical soils of Brazil. — *FAO World Soil Sources, Rept.* 32. Rome.
- CRAMPTON C. B. 1961: *J. Soil Sci.* 12. (1):158—171.
- CROOK K. A. W. 1968: *Sedimentology.* 11. (3—4):171—182.
- CSIZSIKOVA N. P. 1965: *Pocsvovedenie.* (10):88—98.
- 1968: *Naucsn. Dokl. Vűsz. Sk. Biol. Nauk.* (6):115—119.
- CSIZSIKOVA N. P.—DAJNEKO E. K. 1978: *Pocsvovedenie.* (2):78—88.
- CSIZSIKOVA N. P.—GRADUSZOV B. P.—TRAVNIKOVA L. A. 1974: Mineralogicseszki szosztav gliniszto materiala pocsv. In: *Sztruktura, funkcionovanie i evolucija szisztemu biogenocenzov Barabű. I. Biogeocenzu i ih komponentu.* 1.:159—183. — *Izd. Nauka Szibirszkoe otdelenie, Novoszibirszk.*
- CSUHROV F. V. et al. 1973: *Izv. Akad. Nauk Sz. Sz. Sz. R. Szer. Geol.* (4):23—33.
- 1976: *Izv. Akad. Nauk Sz. Sz. Sz. R. Szer. Geol.* (5):5—24.
- 1980: *Izv. Akad. Nauk Sz. Sz. Sz. R. Szer. Geol.* (7):5—24.
- DANE J. H. 1978: *Can. J. Soil Sci.* 58. (2):145—152.
- DARAB K.—FERENCZ K. 1968: Öntözött terűletek talajtűrkűpezűse. — *Orszűgos Mezőgazdasűgi Minűszűgvizszűgűlű Intűzet kiadvűnya, Budapest. 1. sorozat, 10. szűm.*
- DAVEY B. G.—SHAYAN A. 1980: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 44. (3):474—477.
- DE CONINCK F.—CONRY M.—TAVERNIER R. 1975: Influence of iron-bearing minerals, especially chlorite on soil development of Irish brown podzolic soils. — *Proc. Intern. Clay Conf. Mexico-city, 1975:573—584.* Applied Publishing Ltd., Wilmette.
- DE CONINCK F.—VASU AL.—RAPAPORT C. 1976: *Pedologie.* 26. (3):255—279.
- DE CONINCK F. et al. 1979: *Pedologie.* 29. (1):25—69.
- DELGADO M. et al. 1972: Estudio edafologico de la Isla de Alboran. — *Sep. Editado e impreso por el Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Granada y los Departamentos de Botűnica, Edafologia y Parasitologia de la Facultad de Farmacia, Granada.*
- DELVIGNE J. et al. 1979: *Pedologie.* 29. (3):247—309.
- DEMENTEVA T. G. 1975: *Pocsvovedenie.* (4):98—112.
- DIEZ J. A. 1980a: *Agrochimica.* 24. (5—6): 353—360.
- 1980b: *Agrochimica.* 24. (5—6):410—415.

- DI GLÉRIA J.—KLIMES SZMIK A.—DVORACSEK M. 1957: Talajfizika és talajkolloidika. — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- DIXON J. B. 1977: Kaolinite and serpentine group minerals. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): Minerals in soil environments:357—403. — Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.) 1977: Minerals in soil environments. — Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- DOLCATER D. L.—SYERS J. K.—JACKSON M. L. 1970: Clays and Clay Miner. 18. (1):71—79
- DONER H. E.—LYNN W. C. 1977: Carbonate, halide, sulphate and sulphide minerals. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): Minerals in soil environments:75—98. — Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- DONER H. E.—PRATT P. F. 1969: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 33. (5):690—693.
- DORRONSORO C.—DELGADO M. 1974: Iron compounds in the coarse sand fractions of some Spanish soils. In: RUTHERFORD G. K. (ed.): Soil microscopy. — Proc. 4th Intern. Working-Meeting on Soil Micromorphology. Kingstone. 1973:682—694. — Limestone Press, Kingstone.
- DOUGLAS L. A.—PLATT D. W. 1977: J. Soil Sci. Soc. Am. 41. (3):641—645.
- DOWDY R. H. 1975: The effect of organic polymers and hydrous iron oxides on the tensile strength of clays. In: STEWART B. A. et al. (eds.): Soil conditioners. — Soil Sci. Soc. Am. Special Publication Series, (7): 25—33. Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- DOWDY R. H.—LARSON W. E. 1971: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 35. (6):1010—1014.
- DRIESSEN P. M.—SCHOORL R. 1973: J. Soil Sci. 24. (4):436—442.
- DUCHAUFOUR P. 1982: Pedology. Pedogenesis and classification. — George Allen Unwin, London, Boston, Sydney.
- DUDAL R. 1970: Keys to soil units for the soil maps of the World. — Food and Agricultural Organization, Rome.
- DUMBLETON M. J.—WEST G. 1966: Clay Miner. 6. (3):179—193.
- DYAL R. S. 1953: Proc. Soil Sci. Am. 17. (1):55—58.
- EBERL D. D. 1984: Phil. Trans. R. Soc. A 311. (1517):241—257.
- EBERL D. D.—SRODON J. 1985: Potassium fixation in smectite by wetting and drying. — Chicago. Kézirat.
- ELGAWHARY S. M.—LINDSAY W. L. 1972: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 36. (3):439—442.
- ELLIS S. 1980: J. Soil Sci. 31. (2):371—385.
- EL-MARZUK N. 1981: Pocsvozn. Agrohím. 16. (1):21—31.
- EL-NAHAL M. A.—WHITTING L. D. 1973: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 37. (6):956—958.
- EL-RAYAH H. M. E.—ROWELL D. L. 1973: J. Soil Sci. 24. (1):137—144.
- EL-SWAIFY S. A.—HENDERSON D. W. 1967: J. Soil Sci. 18. (2):223—232.
- EMBRECHTS J.—DE CONINCK F.—SYS K. 1986: Composition and extraction of the interlayer material of a mixed layer biotite-chlorite of soils from South-Cameron. — 13th Congr. Intern. Soc. Soil Sci. Hamburg, 1986. Abstracts:1445—1446.
- EMBREY P. G.—FULLER J. P. 1980: A manual of new mineral names 1892—1978. — British Museum (Natural History). Oxford University Press, Oxford.
- EMERSON W. W. 1959: J. Soil Sci. 10. (2):235—244.
- ENGLER R. M.—PATRICK W. H. 1975: Soil Sci. 119. (3):217—221.
- ENO C. F.—REUZER H. W. 1955: Soil Sci. 80. (3):119—209.

- ESWARAN H. 1972: *Clay Miner.* 9. (3):281—285.
— 1979: *J. Soil Sci.* 30. (3):547—555.
- ESWARAN H.—CARRERA M. 1980: Mineralogical zonation in salt crust. — *Intern. Symp. Salt Affected Soils. Proc. Karnal, 1980.* 1.:20—30. National Printers, New Delhi.
- ESWARAN H.—DE CONINCK F. 1971: *Pedologie.* 21. (2):181—210.
- ESWARAN H.—RAGHU MOHAN N. G. 1973: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 37 (1):79—82.
- ESWARAN H.—STOOPS G. 1979: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 43. (2):420—424.
- ESWARAN H.—STOOPS G.—ABTAHI A. 1980: *J. Microsc.* 120.:343—352.
- ESWARAN H.—STOOPS G.—SYS C. 1977: *J. Soil Sci.* 28. (1):136—143.
- ESWARAN H.—WONG CHAW BIN 1978: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 42. (1):154—158.
- ESWARAN H. et al. 1978: Scanning electron microscopy of secondary minerals in Fe-Mn-glaebules. In: DELGADO M. (ed.): *Soil micromorphology.* — *Proc. 5th Intern. Working-Meeting on Soil Micromorphology, Granada, 1977.* 2.:851—858. Moreno, Granada.
- FANNING D. S.—KERAMIDAS V. Z. 1977: Micas. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): *Minerals in soil environments:*195—258. — *Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.*
- FARMER V. C. 1978: Water on particle surfaces. In: GREENLAND D. J.—HAYES M. H. B. (eds.): *The chemistry of soil constituents:*405—448. — A Wiley-Interscience Publication, John Wiley and Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto.
- FEKETE J. 1988: *Trópusi talajok.* — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- FEKETE Z.—HARGITAI L.—ZSOLDOS L. 1964: *Talajtan és agrokémia.* — *Mezőgazdasági Kiadó Budapest.*
- FEOFAROVA I. I. 1950a: *Trudü počsv. Inszt. Dokucsaeva.* 34.:202—206.
— 1950b: *Trudü počsv. Inszt. Dokucsaeva.* 34.:207—209.
— 1958a: *Trudü počsv. Inszt. Dokucsaeva.* 53.:75—88.
— 1958b: *Trudü počsv. Inszt. Dokucsaeva.* 53.:89—103.
- FERNANDEZ-MARCOS M. L.—MACÍAS F.—GUITIÁN-OJEA F. 1979: *Clay Miner.* 14. (1):29—36.
- FILEP GY. 1988: *Talajkémia.* — Akadémiai Kiadó, Budapest
- FISCHER W. R.—SCHWERTMANN U. 1975: *Clay and Clay Miner.* 23. (1):33—37.
- FITZPATRICK R. W.—SCHWERTMANN U. 1982: *Geoderma.* 27. (4):335—347.
- FLACH K. W. et al. 1969: *Soil Sci.* 107. (6):442—453.
- FOLK R. L. 1974: *J. sedim. Petrol.* 44. (1):40—53.
- FORDHAM A. W.—MERRY R. H.—NORRISH K. 1984: *Geoderma.* 34. (2):135—148.
- FORTECUE J. A. 1980: *Environmental geochemistry. A holistic approach.* — Springer Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.
- FRANKART R.—HERBILLON A. J. 1970: *Bull. Grpe fr. Argiles.* 22. (1):79—89.
- FRENKEL H.—GOERTZEN J. O.—RHOADES J. D. 1978: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 42. (1): 32—39.
- FRENKEL H.—SHAINBERG I. 1981: *Soil Sci.* 32. (2):237—246.
- FRENKEL H.—SUAREZ D. L. 1977: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 41. (5):887—891.
- FRINK C. R. 1973: Aluminium chemistry in acid sulphate soils. In: DOST H. (ed.): *Acid sulphate soils:*131—168. — *Intern. Inst. for Land Reclamation and Improvement, Wageningen.*
- GARRELS R. M. 1960: *Mineral equilibria at low temperature and pressure.* — Harper and Brothers Publisher, New York.
- GARRELS R. M.—CHRIST V. L. 1965: *Solutions, minerals and equilibria.* — Harpers Row, New York.
- GARRELS R. M.—THOMPSON M. E.—SIEVER R. 1960: *Am. J. Sci.* 258. (6):402—418.

- GAST R. G. 1977: Surface and colloid chemistry. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): Minerals in soil environments:27—73. — Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- GAULTIER J. P.—MAMY J. 1979: Evolution of exchange properties and crystallographic characteristics of biionic K-Ca montmorillonite submitted to alternate wetting and drying. In: MORTLAND M. M.—FARMER V. C. (eds.): Internat. Clay Conference, 1978.:167—175. — Elsevier Publishing Co., Amsterdam, London, New York.
- GILLOTT J. E. 1968: Clay in engineering geology. — Elsevier Publishing Co., Amsterdam, London, New York.
- GJEMS O. 1970: Soil Sci. 110. (4):237—243.
- GOLDICH S. S. 1938: J. Geol. 46. (1):17—58.
- GONCSAROVA N. A.—PANOV N. P. 1970: Izv. timirjazev szel.'-hoz. Akad. 4.:101—110.
- GORBUNOV N. I. 1955:Pocsvovedenie. (11):26—35.
— 1956: Pocsvovedenie. (2):75—89.
— 1971: Pocsvovedenie. (2):133—145.
— 1978: Mineralogija i fizicseszakja himija pocsv.—Izd. Nauka, Moszkva.
- GORBUNOV N. I.—BOBROVICKIJ A. V. 1973: Pocsvovedenie. (5):93—101.
- GORBUNOV N. I. et al. 1974: Raszprosztralenie, preobrazovanie i peredvizsenie vüszokodiszpersznüh mineralov v pocsvah. In: Trudü 10-j Mezsduнародnogo Kongressza Pocsvovedov. 7.:17—22.
— 1975: Pocsvovedenie. (5):77—88.
- GRADUSOV B. P.—KONCHIN A. E.—CHIZHIKOVA N. P. 1986: Specific featu es of the clayey mater composition in ploughed horizons of sod-podzolic soils. —13th Congr. Intern. Soc. Soil Sci. Hamburg, 1986. Abstracts:1450—1451.
- GRADUSZOV B. P. 1976: Mineralü szo szmesannoszlojnoj sztrukturnoj v pocsvah. — Izd. Nauka, Moszkva.
- GRAHAM E. R. 1953: Soil Sci. 75. (5): 333—343.
- GRAHAM R. C.—SOUTHARD A. R. 1983: J. Soil Sci. Soc. Am. 47. (3):552—559.
- GREENLAND D. J. 1965a: Soils Fertil. 28. (5):415—425.
— 1965b: Soils Fertil. 28. (6):521—532.
- GREENLAND D. J.—HAYES M. H. B. (eds.) 1978: The chemistry of soil constituents. — A Wiley Interscience Publication, John Wiley and Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto.
— 1981: The chemistry of soil processes. — A Wiley Interscience Publication. John Wiley and Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto.
- GREENLAND D. J.—MOTT C. J. B. 1978: Surfaces of soil particles. In: GREENLAND D. J.—HAYES M. H. B. (eds.): The chemistry of soil constituents:321—353. — A Wiley Interscience Publication, John Wiley and Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto.
- GRIM R. E. 1953: Clay mineralogy. — McGraw-Hill Book Company Inc., New York, Toronto, London.
- GRIM R. E.—GÜVEN N. 1978: Properties and uses of bentonite. In: GRIM R. E.—GÜVEN N.: Bentonites. Geology, mineralogy, properties and uses. — Elsevier Scientific Publishing Co. Amsterdam, Oxford, New York.
- GROSSMAN R. B. et al. 1959: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 23. (1):70—76.
- GYÖRI D. 1984: A talaj termékenysége. — Mezőgazdasági Kiadó, Budapest.
- HALITIM A.—ROBERT M.—BERRIER J. 1983: A microscopic study of quartz evolution in arid areas. In: BULLOCK P.—MURPHY C. P. (eds.): Soil micromorphology. — Proc. 5th Intern.

- Working-Meeting on Soil Micromorphology:615—621. A. B. Academic Publishers, Berkhamsted.
- HALLSWORTH E. G.—WARING H. D. 1964: *J. Soil Sci.* 15 (2):158—177.
- HARRIS W. G.—PARKER J. C.—ZELAZNY L. W. 1984: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 48. (3):501—505.
- HARTER R. D. 1977: Reactions of minerals with organic compounds in the soil. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): *Minerals in soil environments*:709—739. — Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- HAY R. L. 1978: Geologic occurrence of zeolites. In: SAND L. B.—MUMPTON F. A. (eds.): *Natural zeolites; occurrence, properties, use*:135—143. — Pergamon Press, Oxford, New York, Toronto, Sydney, Paris, Frankfurt.
- HELGESON H. C.—GARRELS R. M.—MACKENZIE F. T. 1969: *Geochim. cosmochim. Acta.* 33. (4):455—481.
- HENDERSON J. H. et al. 1972: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 36. (5):830—835.
- HERBAUTS J. 1982: *J. Soil Sci.* 33. (4):743—762.
- HESS P. C. 1966: *Am. J. Sci.* 264. (141):289—309.
- HOLDREN G. R.—BERNER R. A. 1979: *Geochim. cosmochim. Acta.* 43. (8):1161—1171.
- HOLMES I. W.—STACE H. C. 1968: *Aust. J. Soil Res.* 6. (1):149—157.
- HORN H. M.—DEERE D. U. 1962: *Geotechnique.* 12:319—335.
- HRASKO J. 1969: *Biologické základy závlahového poľnohospodárstva. Szimpozium. Referaty.* Bratislava.
- HSU P. H. 1977: Aluminium hydroxides and oxihydroxides. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): *Minerals in soil environments*:99—143. — Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- HUANG P. M. 1977: Feldspars, olivines, pyroxenes and amphiboles. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): *Minerals in soil environments*:553—602. — Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- HUANG W. H.—KELLER W. D. 1970: *Am. Miner.* 55. (11—12):2076—2094.
- HUANG W. H.—KIANG W. C. 1972: *Am. Miner.* 57. (11—12):1849—1859.
- HUANG W. H.—VOGLER D. L. 1972: *Nature.* 235.:157—158.
- HUANG P. M.—CROSSON L. S.—RENNIE D. A. 1968: Chemical dynamics of potassium release from potassium minerals common in soils. — *Trans. 9th Intern. Congr. Soil Sci. Adelaide, 1968.* 2.:705—712. — Intern. Soc. of Soil Sci. and Angus and Robertson Ltd. Sydney.
- HUFFMANN H. 1954: *Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr.* 4. (1—2):67—88.
- HUSSAIN M. S.—AHMAD S. 1969: *Pakist. J. scient. ind. Res.* 12.:34—36.
- HUTTON J. T. 1977: Titanium and zirconium minerals. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): *Minerals in soil environments*: 673—688. — Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- International source-book on irrigation and drainage of arid lands in relation to salinity and alkalinity. — FAO/UNESCO, Rome, 1967.
- ISTOK J. D.—HARWARD M. E. 1982: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 46. (6):1326—1331.
- IWASA Y. 1965: *Nat. Inst. Agric. Sci.* 15.:187—236.
- JACKSON M. L. 1968: Weathering of primary and secondary minerals in soils. — *Trans. 9th Intern. Congr. Soil Sci. Adelaide, 1968.* 4.:281—292. — Intern. Soc. of Soil Sci. and Angus and Robertson Ltd. Sydney.
- 1975: Chemical composition of soils. In: BEAR F. E. (ed.): *Chemistry of the soil*:71—141. — Oxford and IBH Publishing Co., New Delhi, Bombay, Calcutta.
- JACKSON M. L.—SHERMAN G. D. 1953: *Adv. Agron.* 5.:219—318.

- JACKSON M. L. et al. 1971: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 35. (4):515—525.
- JANATEVA O. K. 1954: Izv. Akad. Nauk Sz. Sz. Sz. R. Otd. Him. Nauk. (6):1119—1120.
- JARILOVA E. A. 1953: Mineralogiceszkij szosztav csernozema Kamennoj sztyepi i vlijanie na nego iszkussztvennogo leszonaszazsdenija i travopolnüh szevoobratov. In: Voproszű travopolnoj szisztemű zemledelija. 2.:205—266. — Izv. Akad. Nauk. Sz. Sz. Sz. R. Moszkva.
- JEFFRIES C. D.—WHITE J. W. 1940: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 5.:304—308.
- JOHNSTON J. H.—NORRISH K. 1981: Aust. J. Soil Res. 19. (3):231—237.
- JUO A. S. R.—ELLIS B. G. 1968: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 32.(2):216—221.
- JURINAK J. J.—GRIFFIN R. A. 1972: Soil Sci. 113. (2):130—135.
- KABATA-PENDIAS A.—PENDIAS H. 1984: Trace elements in soils and plants. — CRC Press, Boca Raton.
- KÄMPF N.—SCHWERTMANN U. 1983: Geoderma. 29. (1):27—39.
- KANEKO S.—SHOJI S.—MASUI J. 1972: J. Sci. Soil Manure 42.:177—182. In: Soil Sci. Plant Nutr. 18. (5):206. (Abstracts)
- KAPOOR B. S. 1972: Norsk geol. Tidsskr. 52. (4):451—452.
- KAPOOR B. S.—SINGH H. B.—GOSWAMI S. C. 1980: J. Indian Soc. Soil Sci. 28. (4):513—515. — 1981a: J. Indian Soc. Soil Sci. 29. (1):123—124. — 1981b: J. Indian Soc. Soil Sci. 29. (4):572—574.
- KAPOOR B. S. et al. 1981: J. Indian Soc. Soil Sci. 29. (4):486—492.
- KARDOS L. T. 1975: Soil fixation of plant nutrients. In: BEAR F. E. (ed.): Chemistry of the soil:369—394. — Oxford and IBH Publishing Co., New Delhi, Bombay, Calcutta.
- KARIM Z. 1986: J. Soil Sci. Soc. Am. 50. (1):247—250.
- KELLER W. D.—BALGORD W. D.—REESMAN A. L. 1963: J. sedim. Petrol. 33. (1):191—204. Keys to soil taxonomy. — USDA Soil Management Support Services, Technical Monograph. No. 6. Washington, 1985.
- KÉZDI Á. 1972: Talajmechanika. I. — Tankönyvkiadó, Budapest. — 1975: Talajmechanika. II. — Tankönyvkiadó, Budapest.
- KILMER V. J. 1979: Minerals and agriculture. In: TRUDINGER P. A.—SWAINE D. J. (eds.): Biogeochemical cycling of mineral forming elements:515—558. — Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, Oxford, New York.
- KINST A. V. 1976: Izv. Szib. Otdel. Akad. Nauk Sz. Sz. Sz. R. Szer. Biol. Nauk. 3.:10—17.
- KIRKMAN J. H. 1976: N. Z. J. Geol. Geophys. 19. (1):35—41.
- KISS J. 1976: Ásvány-közettani alapismeretek. — Tankönyvkiadó, Budapest. — 1984: Ásványtan. — Tankönyvkiadó, Budapest.
- KITAGAWA Y. 1983: Soil Sci. Plant. Nutr. 29. (2):209—217.
- KITTRICK J. A. 1966: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 30.(6):801—803.
- KITTRICK J. A. 1977: Mineral equilibria and the soil system. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): Minerals in soil environments: 1—25. — Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- KITTRICK J. A.—JACKSON M. L. 1955: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 19. (3):292—295.
- KLAGES M. G. 1969: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 33. (4):543—546.
- KOCH S.—SZTRÓKAY K. I. 1967: Ásványtan I—II. — Tankönyvkiadó, Budapest.
- KODAMA H.—BRYDON J. E. 1968: Clay Miner. 7. (3):295—309.
- KORNBLJUM E. A. 1967: Pocsvoedenie. (11):107—122.

- 1978: Prognoz izmenenija glinisztyüh mineralov pocsv szuhihi pusztinnüh sztyepej Sz. Sz. Sz. R. pri dlitelnoj kulture risza:279—284. — Problemü pocsvovedenija. Izd. Nauka, Moszkva.
- KORNBLJUM E. A.—DEMENTEVA T. G. 1976: Pocsvovedenie. (8):107—122.
- KORNBLJUM E. A.—DEMENTEVA T. G.—DRONOVA T. JA. 1977: Pocsvovedenie. (6):106—121.
- KORNBLJUM E. A. et al. 1972a: Pocsvovedenie. (1):67—82.
- 1972b: Pocsvovedenie. (5):107—115.
- KOVDA V. A. 1973: Osznovü ucšenija o pocsvah. I—II. — Izd. Nauka, Moszkva.
- KOVDA V. A.—ZIMOVEC B. A.—AMCSISZLAVSZKAJA A. G. 1958: Pocsvovedenie. (5):1—11.
- KRAUSKOPF K. B. 1956: Geochim. cosmochim. Acta. 10. (1—2):1—26.
- 1959: The geochemistry of silica in sedimentary environments. In: IRELAND H. A. (ed.): Silica in sediments: 4—19. — Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 7. Tulsa.
- KRISHNA MURTI G. S. R.—HUANG P. M. 1986: The catalytic role of birnessite in the transformation of iron. — 13th Congr. Intern. Soc. Soil Sci. Hamburg, 1986. Abstracts:1458—1459.
- KRISHNA MURTI G. S. R.—SINGH G.—RENGASAMY P. 1977: Aust. J. Soil Res. 15. (2):115—119.
- KUNZE G. W.—OAKES H. 1957: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 21. (3):330—335.
- KUSSMAUL H.—NIEDERBUDDE E. A. 1979: Z. Pfl. Ernähr. Düng. Bodenk. 142. (4):586—600.
- KUTILEK M. 1973: The influence of clay minerals and exchangeable cations on soil moisture potential. In: HADAS A. et al. (eds.): Physical aspects of soil water and salts in ecosystems:153—160. — Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- LAMBE T. W.—WHITMAN R. V. 1969: Soil mechanics. — John Wiley and Sons Inc., New York, London, Sydney, Toronto.
- LÁNG S.—NAGY J.—NÉ 1972: Biogeográfia és talajföldrajz. — Tankönyvkiadó, Budapest.
- LANYON L. E.—HALL G. F. 1979: J. Soil Sci. Soc. Am. 43. (1):192—195.
- LARSEN S. 1967: Adv. Agron. 19.:151—210.
- LAVADO R. S. 1983: Geoderma. 29. (1):59—66.
- LEGEROS R. Z. et al. 1967: Science. 155. (3768):1409—1411.
- LEWIS D. G.—SCHWERTMANN U. 1979: Clay Miner. 14. (2):115—126.
- LINDSAY W. L. 1979: Chemical equilibria in soils. — John Wiley and Sons, New York.
- LINDSAY W. L.—MORENO E. C. 1960: Proc. Soil Sci. Am. 24. (3):177—182.
- LINDSAY W. L.—PEECH M.—CLARK J. S. 1959: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 24. (5):357—360.
- LINDSAY W. L.—VLEK P. L. G. 1977: Phosphate minerals. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): Minerals in soil environments:639—672. — Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- LINDSTROM L. 1968: Acta Polytechn. Scand. 75.: 5—146.
- LIPPMANN F. 1973: Sedimentary carbonate minerals. — Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- LI XUEYUAN—XUE FENGLIN—LUO FAN 1986: Studies on 14 Å intergrade mineral of red earth and yellow brown earth in Hubei Province. — 13th Congr. Intern. Soc. Soil Sci. Hamburg, 1986. Abstracts:1462—1463.
- LOUGHNAN F. C. 1969: Chemical weathering of the silicate minerals. — American Elsevier Publishing Co. Inc., New York.
- LOVELAND P. J. 1984: Clay Miner. 19. (5):681—707.

- LOVELAND P. J.—BULLOCK P. 1976: *J. Soil Sci.* 27. (4):523—540.
- LOW P. L. 1968: Mineralogical data requirements in soil physical investigations. In: STELLY M. (ed.): *Mineralogy in soil science and engineering*. — *Soil Sci. Soc. Am. Special Publication Series*, No. 3.:1—34. *Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison*.
- LOW P. F.—MARGHEIM J. F. 1979: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 43. (2):473—481.
- MACEWAN D. M. C.—RUIZ-AMIL A. 1975: Interstratified clay minerals. In: GIESEKING J. E. (ed.): *Soil components*. 2.:265—334. — *Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York*.
- MAGARITZ M.—KAFRI U. 1979: *Chem. Geol.* 27. (1—2):143—155.
- MAGARITZ M.—KAUFMAN A.—YAALON D. H. 1981: *Geoderma*. 25. (3—4):157—172.
- MAKEDONOV A. V. 1980: Regularities of distributions and formation of ferromanganese concentrations in recent basins and soils. In: VARENTSOV I. M.—GRASSELLY GY. (eds.): *Geology and geochemistry of manganese*. 1. *Mineralogy, geochemistry, methods*: 211—226. — *Akadémiai Kiadó, Budapest*.
- MAKKENZI R. K. 1965: *Pocsvovedenie*. (4):75—87.
- MARION G. M. et al. 1976: *Soil Sci.* 121. (2):76—85.
- MARSHALL C. E. 1940: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 5.:100—103.
- 1964: *The physical chemistry and mineralogy of soils. I. Soil materials*. — *John Wiley and Sons Inc., New York, London, Sydney*.
- 1977: *The physical chemistry and mineralogy of soils. II. Soil in place*. — *John Wiley and Sons Inc., New York, London, Sydney, Toronto*.
- MARSHALL C. E.—HASEMAN J. 1942: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 7.: 448—453.
- MARSHALL C. E.—JEFFRIES C. D. 1945: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 10.:397—405.
- MATELSKI R. P.—TURK L. M. 1947: *Soil Sci.* 64.:469—487.
- MCCAULEB S. B. 1954: *Soil Sci.* 77. (4):319—333.
- MCKEAGUE J. A.—CLINE M. G. 1963: *Adv. Agron.* 15.:339—396.
- MCKENZIE R. M. 1972: *Z. Pfl. Ernähr. Düng. Bodenk.* 131. (3):221—242.
- 1977: Manganese oxides and hydroxides. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): *Minerals in soil environments*:181—193. — *Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison*.
- 1980: The manganese oxides in soils. In: VARENTSOV I. M.—GRASSELLY GY. (eds.): *Geology and geochemistry of manganese*. 1. *Mineralogy, geochemistry, methods*:259—269. — *Akadémiai Kiadó, Budapest*.
- MCNEAL B. L.—COLEMAN N. T. 1966: *Proc. Soil Sci. Am.* 30. (3):308—312.
- MEIJER E. L.—VAN DER PLAS L. 1980: *Meded. Landbouwhogeschool. Wageningen*. 80—16:1—18.
- Melioráció-öntözés és tápanyaggazdálkodás. '87 melléklet. Útmutató a nagy méretarányú országos talajtérképezés végrehajtásához. — *Agroinform, Budapest*. 1987.
- MERMUT A. R. 1986: Evaporite minerals in soils and salt crusts in Saskatchewan, Canada. — 13th Congr. Intern. Soc. Soil Sci. Hamburg, 1986. *Abstracts*:1465—1466.
- MERMUT A. R.—ST. ARNAUD R. J. 1981: *Can. J. Sci.* 61. (2):261—272.
- MILJKOVIC N. 1963: *J. Sci. Agric. Res.* 16. (53):70—82.
- MILLER W. P.—ZELAZNY L. W.—MARTENS D. C. 1986: *Geoderma*. 37. (1):1—13.
- MING D. W.—DIXON J. B. 1986: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 50. (6):1618—1622.

- 1988: Occurrence and weathering of zeolites in soil environments. In: KALLÓ D.—SHERRY H. S. (eds.): Occurrence, properties and utilization of natural zeolites:699—715. — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- MITCHELL W. A. 1955: *J. Soil Sci.* 6. (1):94—98.
- 1975: Heavy minerals. In: GIESEKING J. E. (ed.): *Soil components*. 2.:449—481. — Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- MIZOTA C. 1982: *Soil Sci. Plant Nutr.* 28. (4):517—522.
- MIZOTA C.—AOMINE S. 1975: *Soil Sci. Plant Nutr.* 21. (4):327—335.
- MIZOTA C.—TAKAHASHI Y. 1982: *Soil Sci. Plant Nutr.* 28. (3):369—378.
- MOBERG J. P. 1982: *Acta Agric. Scand.* 32. (3):289—298.
- MOKMA D. L. et al. 1972: *J. Soil Sci.* 23. (2):147—162.
- MOORE P. B.—SHEN J. 1983: *Nature*. 306. (5941):356—358.
- MORTLAND M. M. 1961: *Soil Sci.* 91. (1):11—13.
- MUMPTON F. A. 1973: *Ind. Miner.* (73):30—45.
- MUMPTON F. A.—SHEPPARD R. A. 1972: *Geotimes*. 17. (3):16—17.
- NAKAI M.—YOSHINAGA N. 1980: *Geoderma*. 24. (2):143—158.
- NASH V. E. 1963: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 27. (6):688—693.
- NATHAN Y.—SASS E. 1981: *Chem. Geol.* 34. (1—2):103—111.
- NEMECZ E. 1973: *Agyagásványok*. — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- NETTLETON W. D.—BRASHER B. R. 1983: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 47. (5):1032—1036.
- NEWMAN A. C. D. 1984: *Phil. Trans. R. Soc. A* 311.:375—389.
- NICKEL E. 1973: *Contr. Sediment.* 1. (1):1—68.
- NIEDERBUDE E. A.—FISCHER W. R. 1980: *Soil Sci.* 130. (4):225—231.
- NIEDERBUDE E. A.—KUSSMAUL H. 1978: *Geoderma*. 20. (3—4):239—255.
- NIEDERBUDE E. A.—SCHWERTMANN U. 1980: *Geol. Jb. D* (39):99—114.
- NIXON R. A. 1979: *Geology*. 7. (4):221—224.
- NOMMIK H. 1957: *Acta Agric. Scand.* 7. (4):395—436.
- NORRISH K. 1968: Some phosphate minerals of soils. — *Trans. 9th Intern. Congr. Soil Sci. Adelaide, 1968*. 2.:713—723. — Intern. Soc. of Soil Sci. and Angus and Robertson Ltd., Sydney.
- NORRISH K.—TAYLOR R. M. 1961: *J. Soil Sci.* 12. (2):294—306.
- NOVOZAMSKY I.—BEEK J. 1976: Common solubility equilibria in soils. In: BOLT G. H.—BRUGGENWERT M. G. M. (eds.): *Soil chemistry. A. Basic elements*:96—125. — Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, Oxford, New York.
- NRIAGU J. O. 1976: *Can. J. Earth Sci.* 13. (6):717—736.
- OADES J. M. 1963: *Soils Fertil.* 26. (2):69—80.
- OADES J. M.—TOWNSEND W. N. 1963: *J. Soil Sci.* 14. (2):179—187.
- OERTEL A. C. 1974: *Aust. J. Soil Res.* 12. (2):97—105.
- OLSON R. E.—ASCE F. 1974: *J. Geotechn. Eng. Div. GT11*:1215—1229.
- ORLOV D. SZ. 1985: *Himija pocsv. Izd. Moszkovszkogo Universzitetu, Moszkva*.
- OSTER J. D.—SHAINBERG I.—WOOD J. D. 1980: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 44. (5):955—959.

- PAL D. K.—DESHPADE S. B. 1986: Genesis and transformation of clay minerals in two red soil (Ustalf) pedons of South India. — 13th Congr. Intern. Soc. Soil Sci. Hamburg, 1986. Abstracts:1471—1472.
- PANOV N. P.—BOLDÜREV A. I.—GONCSAROVA N. A. 1968: Dokl. timirjazev. szel'.-hoz. Akad. 144.:115—120.
- PANOV N. P.—BOLDÜREV A. I.—KOKURINA E. I. 1966: Izv. timirjazev. szel'.-hoz. Akad. (1):60—69.
- PANOV N. P.—CJURUPA I. G. 1980: Izv. timirjazev. szel'.-hoz. Akad. 3.:82—89.
- PANOV N. P.—GONCSAROVA N. A.—GRADUSZOV B. P. 1968: Izv. timirjazev. szel'.-hoz. Akad. (2):101—108.
- PANOV N. P.—SARDAKOV A. N. 1968: Izv. timirjazev. szel'.-hoz. Akad. 1.:105—121.
- PARFITT R. L. 1978: Adv. Agron. 30.:1—48.
- PASRICHA N. S.—PONNAMPERUMA F. N. 1978: Il Riso. 27. (1):13—18.
- PATRICK W. H.—GOTOH S.—WILLIAMS B. G. 1973: Science. 179. (4073):564—565.
- PAWLUK S.—DUMANSKI J. 1973: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 37. (1):124—127.
- PETERSON G. W.—CHESTERS G.—LEE G. B. 1966: J. Soil Sci. 17. (2):327—338.
- PETKOV I. A. 1965: Veszt. moszk. gosz. Univ. (6):62—75.
- PETROVIC R. 1976: Geochim. cosmochim. Acta. 40. (12):1509—1521.
- PETROVIC R.—BERNER R. A.—GOLDHABER M. B. 1976: Geochim. cosmochim. Acta. 40. (5):537—548.
- PHAIL M. P.—PAGE A. Z.—BRINGHAM F. I. 1972: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 36. (3):510—514.
- PLACON A. et al. 1979: Qualitative and quantitative study of structural reorganization in montmorillonite after potassium fixation. In: MORTLAND M. M.—FARMER V. C. (eds.): Intern. Clay Conference 1978:45—54. — Elsevier Publishing Co., Amsterdam, Oxford, New York.
- 1983: Qualitative and quantitative study of a structural reorganization in montmorillonite after potassium fixation. — 6th Intern. Coll. Competition for Young Research Workers. Intern. Potash. Inst. Research Topics No. 10.:25. Intern. Potash Inst., Bern.
- POLOVOCKIJ I. JA.—SZTRELCSENKO V. P.—VOLODIN V. M. 1969: Pocsyvovedenie. (6):107—113.
- PONNAMPERUMA F. N.—TIANCO E. M.—LOY T. 1967: Soil Sci. 103. (6):374—382.
- PONS L. J. 1973: Outline of the genesis, characteristics, classification and improvement of acid sulphate soils. In: DOST H. (ed.): Acid sulphate soils: 3—27. — Intern. Inst. for Land Reclamation and Improvement, Wageningen.
- PORTEGIES ZWART R.—WINK A. P. A.—VAN SCHUYLENBORGH J. 1975: Geoderma. 14. (4):277—295.
- QUERESHI R. H.—JENKINS D. A. 1978: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 42. (5):703—705.
- QUERESHI R. H.—JENKINS D. A.—DAVIES R. I. 1978: J. Soil Sci. Soc. Am. 42. (5):698—703.
- QUERESHI R. H. et al. 1969: Nature. 221. (5186):1142—1143.
- QUINGLEY R. M.—DREIMANIS A. 1966: Earth Planetary Science Letters. 1.:348—350.
- RABENHORST M. C.—WILDING L. P.—WEST L. T. 1984: J. Soil Sci. Soc. Am. 48. (1):125—132.
- RADOSLOVICH E. W. 1975: Feldspar minerals. In: GIESEKING J. E. (ed.): Soil components. 2.:443—448. — Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- RAI D.—LINDSAY L. W. 1975: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 39. (5): 991—996.

- RANGANATHA B. R.—SATYANARAYANA T. 1979: *J. Indian Soc. Soil Sci.* 27. (3):242—245.
- RAVINA I.—LOW P. E. 1972: *Clays and Clay Miner.* 20. (3):109—123.
- REEVE M. J.—HALL D. G. M.—BULLOCK P. 1980: *J. Soil Sci.* 31. (3):429—442.
- REUTER G.—MENNING P. 1964: *Z. Univ. Rostock. Mat.—Nat. Rei.* 13. (4):573—582.
- RHOADES J. D. 1968: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 32. (5):648—652.
- RHOADES J. D.—KRUEGER D. B.—REED M. J. 1968: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 32. (5):643—647.
- RHOTON F. E. et al. 1981: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 45. (3):645—649.
- RICH C. I. 1968: Mineralogy of soil potassium. In: KILMER V. J.—YOUNTS S. E.—BRANDY N. C. (eds.): *The role of potassium in agriculture*:79—108. — American Society of Agronomy, Crop Science Society of America, Soil Sci. Soc. Am., Madison.
- 1972: Potassium in soil minerals. — 9th Intern. Coll., Intern. Potash Inst.:15—31. Bern.
- RICHTER W.—MATZEL W. 1977: *Arch. Acker. Pfl. Bke.* 21. (8): 615—628.
- RICKARD D. T. 1973: Sedimentary iron sulphide formation. In: DOST H. (ed.): *Acid sulphate soils*:28—65. — Intern. Inst. for Land Reclamation and Improvement, Wageningen.
- RIMMER D. L.—GREENLAND D. J. 1976: *J. Soil Sci.* 27. (2):129—139.
- ROBIE R. A.—WALDBAUM D. R. 1968: *U. S. Geol. Surv. Bull.* (1259):256.
- ROMANOVA N. P.—CSIZSIKOVA N. P.—GRADUSZOV B. P. 1982: *Pocsvovećenie.* (3):76—82.
- RÓNAI A. 1987: *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1985-ről:89—125.
- ROSS S. J.—FRANZMEIER D. P.—ROTH C. B. 1976: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 40. (1):137—143.
- ROSTAD H. P. W.—ST. ARNAUD R. J. 1970: *Can. J. Soil Sci.* 50. (1):65—70.
- ROTSCHKE J. 1973: *Chemie d. Erde.* 32. (4):259—269.
- 1974: *Arch. Acker. Pfl. Bke.* 18. (2—3):101—110.
- ROWELL D. L.—PAYNE D.—AHMAD N. 1969: *J. Soil Sci.* 20. (1):176—188.
- ROWELL D. L.—SHAINBERG I. 1979: *J. Soil Sci.* 30. (4):719—726.
- SAIGUSA M. et al. 1976: *Soil Sci. Plant Nutr.* 22.:220.
- SAMPLE E. C.—SOPER R. J.—RÁCZ G. J. 1980: Reactions of phosphate fertilizers in soils. In: *The role of phosphorus in agriculture*:263—310. — Agronomy Society of America, Crop Science Society of America, Soil Sci. Soc. Am., Madison.
- SARMA V. A. K.—KRISHNA MURTI G. S. R. 1969—1970: *Geoderma.* 3. (4):321—327.
- SAROSKINA N. B.—GORBUNOV N. I. 1961: *Izv. Akad. Nauk Kazah. Sz. Sz. R. Szer. Botan. Pocsv.* 3. (12):11—19.
- SAWHNEY B. L. 1970: *Clays and Clay Miner.* 18. (1):47—52.
- 1972: *Clays and Clay Miner.* 20. (2):93—100.
- 1973: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 37. (4):658—660.
- SCHNITZER M.—KODAMA H.: 1977: Reactions of minerals with soil humic substances. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): *Minerals in soil environments*:741—770. — Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- SCHROEDER D. 1955: *Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr.* 4. (6):443—463.
- 1980: Structure and weathering of potassium containing minerals. In: *Potassium in the soil/plant root system.* — Intern. Potash Inst. Research Topics No. 5. Extracted from the Proc. 11th Congr. Intern. Potash Inst. 1978:43—108. Intern. Potash Inst., Bern.
- SCHROEDER D.—DÜMLER H. 1963: *Z. Pfl. Ernähr. Düng. Bodenk.* 101. (2):129—140.
- SCHROO H. 1963: *Neth. J. Agric. Sci.* 11. (3):209—231.

- SCHULTZ R. K.—OVERSTREET R.—BARSHAD I. 1965: *Soil Sci.* 99. (3):161—165.
- SCHULZE D. G. 1981: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 45. (2):437—440.
- SCHWERTMANN U. 1965: *Z. Pfl. Ernähr. Düng. Bodenk.* 108. (1):37—45.
- 1971: *Nature*. 232. (5313):624—625.
- 1984: The effect of pedogenic environments on iron oxide minerals. In: STEWART B. A. (ed.): *Advances in soil science*:171—200. — Springer Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo.
- SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R. 1973: *Geoderma*. 10. (3):237—247.
- SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R.—PAPENDORF H. 1968: The influence of organic compounds on the formation of iron oxides. — 9th Inter. Congr. Soil Sci. Adelaide, 1968. 1.:645—655. — Intern. Soc. of Soil Sci. and Angus and Robertson Ltd., Sydney.
- SCHWERTMANN U.—FISCHER W. R.—TAYLOR R. M. 1974: New aspects of iron oxides formation in soils. — *Trans. 10th Intern. Congr. Soil Sci. Moscow, 1974.* 6.:237—249. Nauka.
- SCHWERTMANN U.—FITZPATRICK R. W. 1977: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 41. (5):1013—1018.
- SCHWERTMANN U.—LENTZE W. 1966: *Z. Pfl. Ernähr. Düng. Bodenk.* 115. (3):209—214.
- SCHWERTMANN U.—SCHULTZE D. G.—MURAD E. 1982: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 46. (4):869—875.
- SCHWERTMANN U.—TAYLOR R. M. 1972: *Clays and Clay Miner.* 20. (2): 159—164.
- 1973: The transformation of lepidocrocite to goethite. In: SERRATOSA J. M. (ed.): *Proc. Intern. Clay Conf. Madrid, 1972.* 1.:343—350. — Division de Ciencias C. S. I. C. Madrid.
- 1977: Iron oxides. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): *Minerals in soil environments*:145—180. — Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- SCHWERTMANN U.—THALMANN H. 1976: *Clay Miner.* 11. (3):189—200.
- SCOTT A. D.—SMITH S. J. 1968: *Proc. Soil. Sci. Soc. Am.* 32. (3):443—444.
- SHAINBERG I. 1973: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 37. (5):689—694.
- SHAINBERG I.—CAISERMAN A. 1971: *Soil Sci.* 111. (5):276—281.
- SHAINBERG I.—LOW P. F.—KAFKAFI U. 1974: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 38. (5):751—756.
- SHANMUGANATHAN R. T.—OADES J. M. 1983: *Geoderma*. 29. (3):257—277.
- SHERMAN G. D.—SCHULTZ F.—ALWAY F. J. 1962: *Soil Sci.* 94. (5):304—313.
- SHERMAN G. D. et al. 1964: *Agrochimica*. 8. (2):146—163.
- SHIPP R. F.—MATELSKI R. P. 1960: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 24. (6):450—452.
- SIDHU P. S. 1977: *Pedologie*. 27. (3):323—336.
- SIMON T.—JUHÁSZ NAGY P. 1977: *Talajtan mint a növényökológia alapja.* — Tankönyvkiadó, Budapest.
- SINGH B.—SEKHON G. S. 1978: *Geoderma*. 20. (3—4):271—279.
- SIROVY V. 1972: *Védecké práce vyzkumnych ústavů rotlinné výroby Praha—Ruzyně.* 17.:127—137.
- 1973: Mineral composition of the clay fraction in soils on Czech territory. — 6th Conf. Clay Miner. Petrol. Praha, 1973:339—352.
- 1974: *Védecké práce vyzkumnych ústavů rotlinné výroby Praha—Ruzyně.* 20.:451—461.
- 1975: *Védecké práce vyzkumnych ústavů rostlinné výroby Praha—Ruzyně.* 20.:97—104.
- SLETTEN R. S.—UGOLINI F. C. 1986: Pedogenic aragonite formation in arctic soils of Svalbard. — 13th Congr. Intern. Soc. Soil Sci. Hamburg, 1986. Abstracts:1480—1481.

- SMECK N. E. 1973: *Soil Sci.* 115. (3):199—206.
- SMITH J. V. 1974: *Feldspar minerals*. 1—2. — Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- SMITHSON F. 1956: *J. Soil Sci.* 7. (1):122—129.
- Soil classification. A comprehensive system. 7th approximation. — Soil Survey Staff. Soil Conservation Service. United States Department of Agriculture. 1960.
- SPIERS G. A.—PAWLUK S.—DUDAS M. J. 1984: *Can. J. Soil Sci.* 64. (4):515—532.
- SPOOR G.—LEEDS-HARRISON P. B.—GOLDWIN R. J. 1982a: *J. Soil Sci.* 33. (3):411—425.
- 1982b: *J. Soil Sci.* 33. (3):427—441.
- ST. ARNAUD R. J. 1979: *Can. J. Soil Sci.* 59. (2):87—98.
- STEFANOVITS P. 1963: *Magyarország talajai*. — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- 1981: *Talajtan*. — Mezőgazdasági Kiadó, Budapest.
- STEFANOVITS P.—CSÁKINÉ MICHÉLI E. 1986: *Talajgenetika és talajosztályozás*. — Agrártudományi Egyetem, Gödöllő.
- 1989: *Talajgenetika, talajosztályozás. II*. — Agrártudományi Egyetem, Gödöllő.
- STELLY M.—DINAUER R. C. (eds.) 1968: *Mineralogy in soil science engineering*. — Soil Sci. Soc. Am. Special Publication Series No. 3. Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- STEPHEN L. 1952: *J. Soil Sci.* 3. (1):20—33.
- STICHER H.—BACH R. 1971: *Geoderma*. 6. (1):61—67.
- STONE M. H.—WILD A. 1978: *Clay Miner.* 13. (3):337—350.
- STOOPS G. 1983: SEM and light microscopic observations of minerals in bog-ores of the Belgian Campine. In: BİSDOM E. B. A.—DUCLoux J. (eds.): *Submicroscopic studies of soils*: 179—186. — Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo.
- STOOPS G.—ESWARAN H.—ABTAHI A. 1978: Scanning electron microscopy of authigenic sulphate minerals in soils. In: DELGADO M. (ed.): *Soil micromorphology*. — Proc. 5th Intern. Working-Meeting on Soil Micromorphology, Granada, 1977. 2.:1093—1113. Moreno, Granada.
- STOOPS G.—ZAVALETA A. 1978: *Geoderma*. 20. (1):63—70.
- SURDAM R. C.—SHEPPARD R. A. 1978: Zeolites in saline, alkaline lake deposits. In: SAND L. B.—MUMPTON F. A. (eds.): *Natural zeolites, occurrence, properties, use*:145—174. — Pergamon Press, Oxford, New York, Toronto, Sydney, Paris, Frankfurt.
- SURÜGINA E. A. 1953: Mineralogicseszkaja karakterisztika ilisztoj frakcii csernozemov Kamennoj sztyepi. In: *Voproszú Travopol'noj Szisztemü Zemledelija*:267—302. — Izd. Akad. Nauk Sz. Sz. R. Moszkva.
- SWINDALE L. D.—JACKSON M. L. 1960: *N. Z. J. Geol. Gephys.* 3. (2):141—183.
- SYERS J. K. et al. 1967: *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 31. (6):752—756.
- 1969: *Soil Sci.* 107. (6):421—427.
- SZABÓ I. M. 1984: *A talajok anyagforgalmi dinamikája*. — Tankönyvkiadó, Budapest.
- 1986: *Az általános talajtan biológiai alapjai*. — Mezőgazdasági Kiadó, Budapest.
- SZABOLCS I. (ed.) 1966: *A genetikus üzemi talajtérképezés módszerkönyve*. — Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézet, Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1962: *Általános ásványtan*. — Tankönyvkiadó, Budapest.
- 1962—1963: *Közveten. I—III*. — Tankönyvkiadó, Budapest.
- SZÁNTÓ F. 1980: *Kolloidika*. — Tankönyvkiadó, Budapest.

- SZENDEROV E. E.—HITAROV N. I. 1970: Ceolitü, ih szintéz i uszlovija obrazovanija v prirode. — Izd. Nauka, Moszkva.
- SZLAVNIJ JU. A.—VOROBÉVA E. SZ. 1962: Pocsvovedenie. (9):80—84.
- SZOKOLOVA T. A.—DRONOVA T. JA. 1983: Pocsvovedenie. (7):16—25.
- SZOKOLOVA T. A.—SZOLJANIK G. M. 1984: Veszt. moszk. gosz. Univ. 17. (1):21—29.
- SZULTANBAJEV E. A. 1979: Pocsvovedenie. (6):123—135.
- 1982: Neketorüe izmenenija mineralogicseszko szosztava i szstrukturü gliniszüh mineralov ilisztoj csaszti pocsv pri dlitelijnoj obrabotke, orosenii i himicseszkoj meliorácii. In: Problemü pocsvovedenija:189—192. — Nauka, Moszkva.
- SZUPRÜCSEV V. A. 1976: Naucs. Dokl. Vüsz. Sk. Biol. Nauk. 19. (12):114—119.
- TAFT W. H. 1961: Physical chemistry of formation of carbonates. In: CHILLINGAR G. V.—BISSEL H. I.—FAIRBRIDGE R. W.: Carbonate rocks:151—167. — Elsevier Publishing Co., Amsterdam, London, New York.
- TAN K. H. 1980: Soil Sci. 129. (1):5—11.
- 1982: Soil Sci. 134. (5):300—307.
- TARDY Y.—GARRELS R. M. 1974: Geochim. cosmochim. Acta. 38. (7):1101—1116.
- TARZI J. G.—PROTZ R. 1978: Clays and Clay Miner. 26. (6):448—451.
- 1979: J. Soil Sci. Soc. Am. 43. (1):188—191.
- TAYLOR R. M. 1968: J. Soil Sci. 19. (1):77—80.
- 1984: Clays and Clay Miner. 32. (3):167—174.
- TAYLOR R. M.—GRALEY A. M. 1967: J. Soil Sci. 18. (2):341—348.
- TAYLOR R. M.—MCKENZIE R. M.—NORRISH K. 1964: Aust. J. Soil Res. 2. (2):235—248.
- TAYLOR R. M.—SCHWERTMANN U. 1974: Clay Miner. 10. (4):289—310.
- TAYLOR A. W. et al. 1963: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 27. (2):148—151.
- THOMAS G. W.—MOODY J. E. 1962: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 26. (2):153—155.
- TIMPSON M. E. et al. 1986: J. Soil Sci. Soc. Am. 50. (2):490—493.
- TRACY P. W.—ROBBINS C. W.—LEWIS G. C. 1984: J. Soil Sci. Soc. Am. 48. (5):1013—1016.
- TRASK P. D. 1959: Bull. Geol. Soc. Am. 70. (5):569—580.
- TRAVNIKOVA L. SZ. 1976: Dokl. Akad. Nauk Sz. Sz. R. Szer. Pocsv. 226. (6):1425—1428.
- TRAVNIKOVA L. SZ.—GRADUSZOV B. P.—CSIZSIKOVA N. P. 1973: Pocsvovedenie. (3):106—114.
- TRAVNIKOVA L. SZ.—TITOVA N. A. 1978: Pocsvovedenie. (4):74—86.
- TRUBIN A. I.—KULESOV L. N. 1980: Pocsvovedenie. (1):125—133.
- TURSINA T. 1980: The microstructure and the origin of new salt formations of salt affected soils. — Intern. Symp. Salt Affected Soils Proc. Karnal, 1980. 2.:35—43. — National Printers, New Delhi.
- TURSZINA T. V.—JAMNOVA I. A.—SOBA SZ. A. 1980: Pocsvovedenie. (2):30—43.
- USDOWSKI H. E. 1963: Fort. Geol. Rheinland und Westfahlen. 10.:337—342.
- UZIÁK S. 1960: Annals. Univ. Marie Curie-Sklodowska. Sectio B. 15. (2):11—21.
- VAN BREEMEN N. 1973: Soil forming processes in acid sulphate soils. In: DOST H. (ed.): Acid sulphate soils:66—129. — Intern. Inst. for Land Reclamation and Improvement. Wageningen.
- VAN DER MAREL H. W. 1949: Soil Sci. 67. (3): 193—207.
- 1959: Z. Pfl. Ernähr. Düng. Bodenk. 84. (1—3):51—63.

- VAN DER MERWE C. R.—HEYSTEK H. 1961: *Soil Sci.* 91.:399—414.
- VAN DER PLAS L. 1966: The indetification of detrital feldspars. — Elsevier Publishing Co., Amsterdam, London, New York.
- VAN DIEST A. 1980: Factors affecting the availability of potassium in soils. In: Potassium in the soil/plant root system. — Intern. Potash. Inst. Research Topics. No. 5. Extracted from Proc. 11th Congr. Intern. Potash Inst. 1978:37—59. Intern. Potash Inst. Bern.
- VAN DOESBURG J. D. J.—VERGOUWEN L.—VAN DER PLAS L. 1982: *Am. Miner.* 67. (9—10):1035—1038.
- VAN OLPHEN H. 1963: Clay colloid chemistry for clay technologists, geologists and soil scientists. — A Wiley Interscience Publications, John Wiley and Sons, New York, London.
- VAN SCHUYLENBORGH J. 1965: The formation of sesquioxides in soils. In: HALLSWORTH E. G.—CRAWFORD D. V. (eds.): *Experimental pedology*:113—125. — Butterworths, London.
- VANDERDEELEN J.—BAERT L. 1971: *Pedologie.* 21. (3):360—366.
- VAUGHAN D. E. W. 1978: Properties of natural zeolites. In: SAND L. B.—MUMPTON F. A. (eds.): *Natural zeolites, occurrence, properties, use*:353—371. — Pergamon Press, Oxford, New York, Toronto, Sydney, Paris, Frankfurt.
- VELASCO-MOLINA H. A.—SWOBODA A. R.—GODFREY C. L. 1971: *Soil Sci.* 111. (5):282—287.
- VERGOUWEN L. 1980: Scanning electron microscopy applied on saline soils from the Konya Basin in Turkey and from Kenya. In: BISDOM E. B. A. (ed.): *Submicroscopy of soils and weathered rocks. — First Workshop of the International Working Group on Submicroscopy of Undisturbed Soil Materials (IWGSUSM)*:237—248. Pudoc, Wageningen.
- VERSTRATEN J. M.—SEVINK J. 1979: *Geoderma.* 21. (4):269—280.
- VLEK P. L. G.—LINDSAY W. L. 1977: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 41. (1):42—46.
- VODJANICKIJ JU. N. 1981: *Pocsvovedenie.* (5):114—123.
- VODJANICKIJ JU. N.—BAGIN V. I. 1982: *Pocsvovedenie.* (1):96—103.
- VON REICHENBACH H.—RICH C. I. 1975: Fine-grained micas in soils. In: GIESEKING J. E. (ed.): *Soil components.* 2.:59—95. — Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- WALKER A. L. 1983: *J. Soil Sci. Am.* 47. (5):1022—1026.
- WEAR J. I.—WHITE J. L. 1951: *Soil Sci.* 71. (1):1—14.
- WEAVER R. M.—BLOOM P. R. 1977: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 41. (4):814—817.
- WEAVER C. E.—WAMPLER J. M. 1972: *Geochim. cosmochim. Acta.* 36. (1):1—13.
- WEIR A. H. 1965: *Clay Miner.* 6. (1):17—22.
- WEYL P. K. 1959: *Geochim. cosmochim. Acta.* 17. (3—4):214—225.
- WEYL R. 1952: *Z. Pfl. Ernähr. Düng. Bodenk.* 57. (2):135—141.
- WHITE K. L. 1981: *J. Soil Sci. Soc. Am.* 45. (5):975—978.
- WHITE R. E. 1980: Retention and release of phosphate by soil and soil constituents. In: TRINKER P. B. (ed.): *Soil and agriculture. Critical reports in applied chemistry. Publication for soil science and industry.* 2.:71—114. — Blackwell Scientific Publisher Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne.
- WHITTIG L. D.—JACKSON M. L. 1954: Interstratified layer silicates in some soils of Northern Wisconsin. — *Proc. 3rd Nat. Conf. Clays and Clay Min.*:322—336.
- WIĘDER M.—YAALON D. H. 1974: *Geoderma.* 11. (2):95—121.
- 1982: *Geoderma.* 28. (3):20—220.

- WILDING L. P.—SMECK N. E.—DREES L. R. 1977: Silica in soils: quartz, cristobalite, trydimite and opal. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): Minerals in soil environments:471—552. —Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- WILLIAMS C.—YAALON D. M. 1977: Geoderma. 17. (3):181—191.
- WILLIAMS J. D. H.—MAYER T.—NRIAGU J. O. 1980: J. Soil Sci. Soc. Am. 44. (3):462—465.
- WILSON M. J. 1975: Soil Sci. 119. (5):349—355.
- WILSON M. J.—BAIN D. C.—DUTHIE D. M. L. 1984: Clay Miner. 19. (5):709—735.
- WILSON M. J.—CRADWICK P. D. 1972: Clay Miner. 9. (4):435—437.
- WILSON M. J.—FARMER V. C. 1970: Clay Miner. 8. (4):435—444.
- WOLF K. H.—CHILLINGAR G. V.—BEALES F. W. 1967: Elemental composition of carbonate skeletons, minerals and sediments. In: CHILLINGAR G. V.—BISSEL H. J.—FAIRBRIDGE R. W. (eds.): Carbonate rocks, physical and chemical aspects:23—149. — Elsevier Publishing Co., Amsterdam, London, New York.
- ZARUBA Q.—MENCL V. 1969: Landslides and their control. — Elsevier-Academia, Amsterdam, London, New York, Prague.
- ZELAZNY W. L.—CALHOUN F. G. 1977: Palygorskite (attapulgit), sepiolite, talc, pyrophyllite and zeolites. In: DIXON J. B.—WEED S. B. (eds.): Minerals in soil environments:435—470. — Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison.
- ZELLER E. J.—WRAY J. L. 1956: Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 40. (1):140—152.
- ZENTAY T. 1980: Földt. Közl. 110. (2):140—158.
- 1987: M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1985-ről:73—83.
- ZENTAY T. (VITÁLIS GY. közreműködésével) 1987: Magyarország talajjavító ásványi nyersanyagai. — Módszertani Közlemények, 1987/1. M. Áll. Földt. Int., Budapest.
- ZONN SZ. V. 1982: Zselezo v pocsvah. — Izd. Nauka, Moskva.
- ZÜRIN N. G.—KORNBLJUM E. A. 1971: Vesztn. moszk. gosz. Univ. (4):74—83.
- YAMANE I. 1970: Rept. Inst. Agric. Res. 21.:39—63.
- YARIV S. 1974: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 38. (4):693.
- YARIV S.—CROSS H. 1979: Geochemistry of colloid systems for earth scientists. — Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- YASSOGLOU N. J.—WHITESIDE E. P. 1960: Proc. Soil Sci. Soc. Am. 24. (5):396—407.
- YONG R. N.—WARKENTIN B. P. 1975: Soil properties and behaviour. — Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, Oxford, New York.

1. FÜGGELÉK

Az ásványok neve és képlete ábécé sorrendben

(A jelölt kivételektől eltekintve az ásványok képlete KOCH S.—SZTRÓKAY K. I. 1967 szerint van megadva)

| | |
|---------------------------|--|
| Aftitalit ² | $K_3Na(SO_4)_2$ |
| Akaganéit ¹ | $\beta\text{-FeOOH}$ |
| Aktinolit | $Ca_2(Mg, Fe)_5[(Si_4O_{11})_2(OH, F)_2]$ |
| Albit(Ab) | $Na[AlSi_3O_8]$ |
| Allofán | amorf alumíniumhidroszilikát |
| Almandin | $Fe_3Al_2[Si_3O_{12}]$ |
| Analcim | $Na[AlSi_2O_6].H_2O$ |
| Anatáz | TiO_2 |
| Andaluzit | Al_2SiO_5 |
| Andezin | a plagioklász sor tagja, $Ab_{70}An_{30}\text{--}Ab_{50}An_{50}$ |
| Anhidrit | $CaSO_4$ |
| Ankerit | $Ca(FeMg)(CO_3)_2$ |
| Anortit (An) | $Ca[Al_2Si_2O_8]$ |
| Anortoklász | (Na, K) $[AlSi_3O_8]$ |
| Antofillit | $MgFe[(Mg, Fe)_5Si_8O_{22}(OH)]_2$ |
| Apatit | $Ca_5[(PO_4)_3X]$ X = OH, Cl, F |
| Aragonit | $CaCO_3$ |
| Artinit ¹ | $MgCO_3.Mg(OH)_2.3H_2O$ |
| Attapulgit → | Paligorszkit |
| Augelit | $Al_2[(OH)_3PO_4]$ |
| Augit | $Ca_{6,5}Na_{0,5}Fe^{2+}Mg_6(Al, Fe^{3+}, Ti)_2[Al_{1,5\text{--}3,5}Si_{14,5\text{--}12,5}O_{48}]$ |
| Baddeleyit | ZrO_2 |
| Barit | $BaSO_4$ |
| Barrandit ² | $(Al, Fe)PO_4.2H_2O$ |
| Barringtonit ¹ | $MgCO_3.2H_2O$ |
| Bayerit | $\alpha\text{-Al(OH)}_3$ |
| Beidellit | $(\frac{1}{2}Ca, Na)_{0,7}Al_4[(Si_{7,3}Al_{0,7})O_{20}(OH)_4].nH_2O$ |
| Biotit | $K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}(OH)_2]$ |
| Birnessit ¹ | $(Na_{0,7}, Ca_{0,3})Mn_7O_{14}.2,8H_2O$ |
| Blödit ² | $Na_2Mg(SO_4)_2.4H_2O$ |
| Bobierrit | $Mg_3[PO_4]_2.8H_2O$ |
| Böhmit | $\gamma\text{-AlO(OH)}$ |
| Bronzit | $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$ |
| Brookit | TiO_2 |
| Brushit | $CaH[PO_4].2H_2O$ |

| | |
|--------------------------|---|
| Burkeit ¹ | $2\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3$ |
| Butlerit ¹ | $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ |
| Bytownit | plagioklász sor tagja, $\text{Ab}_{30}\text{An}_{70}$ – $\text{Ab}_{10}\text{An}_{90}$ |
| Cirkon | $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$ |
| Coquimbit | $\text{Fe}_2^{3+}[\text{SO}_4]_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ |
| Corkit | $\text{PbFe}_3^{3+}[(\text{OH})_6 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{PO}_4]$ |
| Cölesztin | SrSO_4 |
| Crandallit | $\text{CaAl}_3\text{H}[(\text{OH})_6(\text{PO}_4)_2]$ |
| Dickit | $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4]$ |
| Diopszid | $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ |
| Disztén | $\text{Al}_2[\text{SiO}_5]$ |
| Dolomit | $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ |
| Dufrenit ² | $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |
| Dumortierit | $(\text{Al}, \text{Fe})_7[\text{O}_3 \cdot \text{BO}_3(\text{SiO}_4)_3]$ |
| Dypingit ¹ | $\text{Mg}_5(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ |
| Egirin | $\text{NaFe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ |
| Ensztatit | $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ |
| Epidot | $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})\text{Al}_2[\text{O} \cdot \text{OH} \cdot \text{SiO}_4 \cdot \text{Si}_2\text{O}_7]$ |
| Epsomit | $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ |
| Erionit | $(\text{Na}_2\text{K}_2\text{Ca}, \text{Mg})_{4,5}[\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}] \cdot 27\text{H}_2\text{O}$ |
| Eugsterit ² | $\text{Na}_4\text{Ca}(\text{SO}_4)_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |
| Evansit | $\text{Al}_3[(\text{OH})_6\text{PO}_4] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ |
| Fayalit | $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ |
| Feroxihit ¹ | $\delta\text{-FeOOH}$ |
| Ferrihidrit ² | $5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ |
| Flogopit | $\text{KMg}_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{F}, \text{OH})_2]$ |
| Florencit ¹ | $\text{AlPO}_4 \cdot \text{CePO}_4 \cdot \text{Al}_2(\text{OH})_6$ |
| Fluorit | CaF_2 |
| Forsterit | $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ |
| Foszfofillit | $\text{Zn}_2\text{Fe}[\text{PO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ |
| Frankolit | $\text{Ca}_5[\text{F}(\text{PO}_4, \text{CO}_3\text{OH})_3]$ |
| Gibbsit | $\gamma\text{-Al}(\text{OH})_3$ |
| Gipsz | $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |
| Glauberit | $\text{Na}_2\text{Ca}[\text{SO}_4]_2$ |
| Glaukonit | $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_{1,2-2,0}(\text{Fe}^{3+}\text{Al}, \text{Fe}^{2+}\text{Mg})^4 [\text{Si}_{7-7,6}\text{Al}_{1-0,4}\text{O}_{20}(\text{OH})_4] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Goethit | $\alpha\text{-FeO}(\text{OH})$ |
| Gorceixit | $\text{BaAl}_3\text{H}[(\text{OH})_6(\text{PO}_4)_2]$ |
| Goyazit | $\text{SrAl}_3\text{H}[(\text{OH})_6(\text{PO}_4)_2]$ |
| Gránátok | $\text{R}_3^+\text{R}_2^{3+}(\text{SiO}_4)_3$, ahol $\text{R}^{2+} = \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}$; $\text{R}^{3+} = \text{Al}^{3+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Cr}^{3+}$ |
| Greigit ¹ | Fe_3S_4 |

| | |
|---|---|
| Halit | NaCl |
| Halloysit | $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8] \cdot (\text{H}_2\text{O})_4$ |
| Hausmannit | $\text{Mn}^{2+}\text{Mn}^{3+}\text{O}_4$ |
| Hectorit → | Szaponit |
| Hematit | $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ |
| Hexahidrit ¹ | $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ |
| Hidromagnezit | $\text{Mg}_5[\text{OH} \cdot (\text{CO}_3)_2]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ |
| Hidrónumjarozit ² | $(\text{H}_3\text{O})\text{Fe}^{3+}[(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6]$ |
| Hinsdalit | $\text{PbAl}_3[(\text{OH})_6\text{SO}_4 \cdot \text{PO}_4]$ |
| Hipersztén | $(\text{Fe}, \text{Mg})_2 [\text{Si}_2\text{O}_6]$ |
| Hollandit | $\text{Ba}_{<2}\text{Mn}_8\text{O}_{16}$ |
| Hopeit | $\text{Zn}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ |
| Hornblende = | |
| közönséges amfibol, a következő négy izomorf összetevő alkotja: | |
| Edenit | $\text{NaCa}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2]$ |
| Ferroedenit | $\text{NaCa}_2\text{Fe}_5[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2]$ |
| Hastingsit | $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ |
| Ferrohastingsit | $\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^2+\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ |
| Illit | $\text{K}_{1-1,5}\text{Al}_4[\text{Si}_{7-6,5}\text{Al}_{1-1,5}\text{O}_{20}(\text{OH})_4] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Ilmenit | FeTiO_3 |
| Ilsemanit | $\text{Mo}_3\text{O}_8 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ |
| Imogolit ² | $\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}$ |
| Jarozit | $\text{KFe}^{3+}[(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2]$ |
| Kabazit | $(\text{Ca}, \text{Na}_2)[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ |
| Kakoxen ² | $[\text{AlFe}^{2+}_4\text{O}_6(\text{OH})_{12}(\text{PO}_4)_{17}(\text{H}_2\text{O})_{24}] \cdot \sim 51\text{H}_2\text{O}$ |
| Kalcedon | SiO_2 |
| Kalcit | CaCO_3 |
| Kaolinit | $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4]$ |
| Karfosziderit | $\text{H}_2\text{OFe}^{3+}[(\text{OH})_5\text{H}_2\text{O} \cdot (\text{SO}_4)_2]$ |
| Karnallit | $\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ |
| Kassziterit | SnO_2 |
| Klinoptilolit | $(\text{Ca}, \text{Na}_2)[\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ |
| Konyait ² | $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ |
| Korund | Al_2O_3 |
| Kriptomelán | $\text{K}_{<2}\text{Mn}_8\text{O}_{16}$ |
| Krisztoballit | SiO_2 |
| Krizoberill | BeAl_2O_4 |
| Kromit | FeCr_2O_4 |
| Kvarc | SiO_2 |
| Labradorit | plagioklász sor tagja, $\text{Ab}_{50}\text{An}_{50}$ – $\text{Ab}_{30}\text{An}_{70}$ |
| Lansfordit | $\text{MgCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ |

| | |
|---|--|
| Lepidokrokit | $\gamma\text{-FeO(OH)}$ |
| Leucit | $\text{K[AlSi}_2\text{O}_6]$ |
| Leukoxén | TiO_2 |
| Libetenit | $\text{Cu}_2[\text{OH.PO}_4]$ |
| Limonit | $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ |
| Litioforit | $(\text{Al, Li}) (\text{OH})_2 \cdot \text{MnO}_2$ |
| Löweit | $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 2\frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$ |
| Mackinawit ¹ | FeS |
| Maghemit | $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ |
| Magnetit | FeFe_2O_4 |
| Magnezit | MgCO_3 |
| Manganit | $\gamma\text{-MnO(OH)}$ |
| Manganozit | MnO |
| Markazit | FeS_2 |
| Melanterit | $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ |
| Metahalloysit | $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8]$ |
| Metastrengit ¹ (foszfosziderit) | $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |
| Mikroclin | $\text{K[AlSi}_3\text{O}_8]$ |
| Millisit ² | $\text{KCaAl}_6(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ |
| Minyulit ¹ | $\text{KAl}_2(\text{OH, F})(\text{PO}_4)_2 \cdot 3,5\text{H}_2\text{O}$ |
| Mirabilit | $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ |
| Monacit | CePO_4 |
| Monetit | $\text{Ca[PO}_3\text{OH]}$ |
| Montebrasit | $\text{LiAl[OH.PO}_4]$ |
| Montgomeryit ¹ | $\text{Ca}_4\text{Al}_5(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_5 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$ |
| Montmorillonit | $(\frac{1}{2}\text{Ca, Na})_{0,7}(\text{Al}_{3,3}\text{Mg}_{0,7})[\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Mordenit | $(\text{Na}_2\text{K}_2, \text{Ca})[\text{Al}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{24}] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ |
| Muszkovit | $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$ |
| Nahcolit ¹ | NaHCO_3 |
| Nátrojarozit | $\text{NaFe}_3^{3+}[(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2]$ |
| Nátrolit | $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |
| Nefelin | $\text{Na[AlSiO}_4]$ |
| Nesquehonit | $\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ |
| Newberyit ² | $\text{MgHPO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ |
| Nontronit | $(\frac{1}{2}\text{Ca, Na})_{0,7}\text{Fe}_4^{3+}[(\text{Si}_{7,3}\text{Al}_{0,7})\text{O}_{20}(\text{OH})_4] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Nordstrandit ² | Al(OH)_3 |
| Nsutit ² | $\gamma\text{-MnO}_2$ |

| | |
|---------------------------|---|
| Oligoklász | plagioklász sor tagja, $\text{Ab}_{90}\text{An}_{10}\text{--Ab}_{70}\text{An}_{30}$ |
| Olivin | $(\text{Mg, Fe})_2 \cdot [\text{SiO}_4]$ |
| Opál | $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Ortoklász | $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ |
| Paligorszkit | $\text{Mg}_{2,5}[(\text{H}_2\text{O})_4(\text{OH}) \cdot \text{Si}_4\text{O}_{20}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ |
| Partridgeit | Mn_2O_3 |
| Phillipsit | $(\frac{1}{2}\text{Ca, Na, K})_3[\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ |
| Pickeringit | $\text{MgAl}_2[\text{SO}_4]_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$ |
| Pirit | FeS_2 |
| Pirofillit | $\text{Al}_2[(\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$ |
| Pirokroit ² | $\text{Mn}(\text{OH})_2$ |
| Piroluzit | $\beta\text{-MnO}_2$ |
| Piromorfit | $\text{Pb}_5[\text{Cl}(\text{PO}_4)_3]$ |
| Plagioklászok | $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]\text{--Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ |
| Plumbogummit ² | $\text{PbAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ |
| Pseudomalachit | $\text{Cu}_5[(\text{OH})_2\text{PO}_4]_2$ |
| Rancieit ² | $(\text{Ca, Mn}^{2+})\text{Mn}^{4+}\text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ |
| Rodokrozit | MnCO_3 |
| Rozenit ¹ | $\text{FeSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ |
| Rutil | TiO_2 |
| Scholzit | $\text{CaZn}_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |
| Spencerit ¹ | $\text{Zn}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Zn}(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ |
| Spinell | MgAl_2O_4 |
| Staurolit | $2\text{Al}_2[\text{SiO}_5] \cdot \text{Fe}(\text{OH})_2$ |
| Strengit | $\text{Fe}^{3+}[\text{PO}_4]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |
| Struvit | $\text{NH}_4\text{Mg}[\text{PO}_4] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ |
| Szaponit | $(\frac{1}{2}\text{Ca, Na})_{0,7}\text{Mg}_6[(\text{Si}_{7,3}\text{Al}_{0,7})\text{O}_{20}(\text{OH})_4] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Szepiolit | $\text{Mg}_4[(\text{H}_2\text{O})_3(\text{OH})_2\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ |
| Szerpentin | $\text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10} \cdot (\text{OH})_8]$ |
| Szfén → | titanit |
| Sziderit | FeCO_3 |
| Szillimanit | Al_2SiO_5 |
| Szmektit | duzzadó (2:1) típusú agyagásványcsoport neve |
| Szomolnokit | $\text{FeSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ |
| Szteatit | talk régebben használt elnevezése |
| Tagilit ² | $\text{Cu}_2(\text{PO}_4)\text{OH} \cdot \text{H}_2\text{O}$ |
| Talk | $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$ |
| Tamarugit | $\text{NaAl}[\text{SO}_4]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ |
| Taranakit ² | $\text{K}_3\text{Al}_5\text{H}_6(\text{PO}_4)_8 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$ |

| | |
|------------------------|--|
| Tarbuttit ¹ | $Zn_2[PO_4(OH)]$ |
| Termonátrit | $Na_2CO_3 \cdot H_2O$ |
| Thénardit | $\alpha-Na_2SO_4$ |
| Titanit | $CaTi[SiO_5]$ |
| Todorokit ² | $(Na, Ca, K, Mn^{2+})(Mn^{4+}, Mn^{2+}, Mg)_6O_{12} \cdot 3H_2O$ |
| Topáz | $Al_2[(OH, F)_2SiO_4]$ |
| Tremolit | $Ca_2Mg_5[(Si_4O_{11})_2(OH)_2]$ |
| Trona | $Na_3H(CO_3)_2 \cdot 2H_2O$ |
| Tsumebit | $Pb_2Cu[(OH)_3PO_4] \cdot 3H_2O$ |
| Turmalin | $Na(Mg, Fe, Mn, Li, Al)_3Al_6[(OH)_4(BO_3)_3Si_6O_{18}]$ |
| Türkiz | $CuAl_6[(OH)_2PO_4]_4 \cdot 4H_2O$ |
| Variszcit | $Al[PO_4] \cdot 2H_2O$ |
| Vaterit ¹ | $CaCO_3$ |
| Vermikulit | $(Mg, Ca)_{0,7}(Mg, Fe^{3+}, Al)_6[(Al, Si)_8O_{20}(OH)_4] \cdot (H_2O)_{7-9}$ |
| Vernadit ¹ | H_2MnO_3 |
| Veszelyit | $(Cu, Zn)_3[(OH)_3PO_4] \cdot 2H_2O$ |
| Vezuvián | $Ca_{10}(Mg, Fe)_2Al_4[(OH, F)_4 \cdot (SiO_4)_5 \cdot (Si_2O_7)_2]$ |
| Vivianit | $Fe_3^{2+}[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$ |
| Wavellit | $Al_3[(OH, F)_3(PO_4)_2] \cdot 5H_2O$ |
| Whitlockit | $\beta-Ca_3(PO_4)_2$ |
| Woodhouseit | $CaAl_3[(OH)_6 \cdot SO_4 \cdot PO_4]$ |
| Zoizit | $Ca_2Al_3[O \cdot OH \cdot SiO_4 \cdot Si_2O_7]$ |
| Xenotim | $Y[PO_4]$ |

¹ jelűek képlete EMBREY P. G. és FULLER J. P. (1980) alapján van megadva, a

² jelűek a szövegben hivatkozott szerző szerint

2. FÜGGELÉK

Útmutató egyes előforduló talajnevek forrásmunkáihoz

| Név | Osztályozás | Talajrend ¹ , alrend ² főosztály ³ | Magyar szakirodalom | Eredeti irodalom |
|-----------------------------|------------------------------|---|---|--|
| Acrothox | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Oxisolok ¹ | STEFANOVITS P.— CSÁKINÉ MICHÉLI E. (1986) | Keys to soil taxonomy (1985) |
| Aeric Tropaquept | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Inceptisolok ¹ | | |
| Alfisols | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Alfisolok ¹ | | |
| Andosols | FAO/UNESCO | Andosolok ³ | FEKETE J. (1988) STEFANOVITS P.— CSÁKINÉ MICHÉLI E. (1989) | DUDAL R. (1970) |
| Aquic Hapludoll | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Mollisolok ¹ | STEFANOVITS P.— CSÁKINÉ MICHÉLI E. (1986) | Keys to soil taxonomy (1985) |
| Aquic Udipsamment | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Entisolok ¹ | | |
| Arenic Aridic Paleustalf | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Alfisolok ¹ | | |
| Aridisols | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Aridisolok ¹ | | |
| Calciorthid | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Aridisolok ¹ | | |
| Camborthid | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Aridisolok ¹ | | |
| Chromic Luvisol | FAO/UNESCO | Luvisolok ¹ | FEKETE J. (1988) STEFANOVITS P.— CSÁKINÉ MICHÉLI E. (1989) | DUDAL R. (1970) |
| Chromoxerert | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Vertisolok ¹ | STEFANOVITS P.— CSÁKINÉ MICHÉLI E. (1986) | Keys to soil taxonomy (1985) |
| Dystropept | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Inceptisolok ¹ | | |
| Entisols | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Entisolok ¹ | | |
| Eutropept | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Inceptisolok ¹ | | |
| Eutrustox | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Oxisolok ¹ | | |
| Fera Eluviated Gley | Kanadai talajosztályozás | | | The Canadian system of soil classification (1978) |
| Grumosol | Brazil talajrendszertan | | FEKETE J. (1988) | COSTA DE LAMOS R. (1968) |

| Név | Osztályozás | Talajrend ¹ alrend ² főosztály ³ | Magyar szakirodalom | Eredeti irodalom |
|------------------------------|--------------------------------|---|---|---------------------------------|
| Gypsiorthid | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Aridisolok ¹ | STEFANOVITS P.— CSÁKINÉ MICHÉLI E. (1986) | Keys to soil taxonomy (1985) |
| Haploxeralf | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Alfisolok ¹ | | |
| Haploxeroll | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Mollisolok ¹ | | |
| Hapludult | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Ultisolok ¹ | | |
| Haplustox | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Oxisolok ¹ | | |
| Haplustult | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Ultisolok ¹ | | |
| Humic ferruginous latosol | USDA 1938 rendszer U. S. A. | Latosolok ² | FEKETE J. (1988) | CLINE M. G. et al. (1955) |
| Hydrol humic latosol | USDA 1938 rendszer U. S. A. | Latosolok ² | | |
| Humic latosol | USDA 1938 rendszer U. S. A. | Latosolok ² | | |
| Inceptisols | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Inceptisolok ¹ | STEFANOVITS P.— CSÁKINÉ MICHÉLI E. (1986) | Keys to soil taxonomy (1985) |
| Latosols | USDA 1938 rendszer U. S. A. | Latosolok ² | FEKETE J. (1988) | CLINE M. G. et al. (1955) |
| Luvisols | FAO/UNESCO | Luvisolok ³ | FEKETE J. (1988) STEFANOVITS P.— CSÁKINÉ MICHÉLI E. (1986) | DUDAL R. (1970) |
| Mollisols | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Mollisolok ¹ | STEFANOVITS P.— CSÁKINÉ MICHÉLI E. (1986) | Keys to soil taxonomy (1985) |
| Natraqualf | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Alfisolok ¹ | | |
| Natraquoll | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Mollisolok ¹ | | |
| Natralboll | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Mollisolok ¹ | | |
| Ochrept | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Inceptisolok ¹ | | |
| Oxisols | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Oxisolok ¹ | | |
| Paddy soil | | Elárasztott rizsföldek talaja | FEKETE J. (1988) | |
| Paleudalf | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Alfisolok ¹ | STEFANOVITS P.— CSÁKINÉ MICHÉLI E. (1986) | Keys to soil taxonomy (1985) |
| Paleudult | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Ultisolok ¹ | | |
| Paleustalf | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Alfisolok ¹ | | |
| Pelloxerert | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Vertisolok ¹ | | |
| Petroferric Haplustox | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Oxisolok ¹ | | |

| Név | Osztályozás | Talajrend ¹ , alrend ² , főosztály ³ | Magyar szakirodalom | Eredeti irodalom |
|---------------------------|------------------------------|---|---|---------------------------------|
| Planosols | FAO/UNESCO | Planosolok ³ | FEKETE J. (1988) | DUDAL R. (1970) |
| Regosols | FAO/UNESCO | Regosolok ³ | STEFANOVITS P.— CSÁKINÉ MICHÉLI E. (1989) | |
| Rendoll | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Mollisolok ¹ | STEFANOVITS P.— CSÁKINÉ MICHÉLI E. (1986) | Keys to soil taxonomy (1985) |
| Rhodoxeralf | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Alfisolok ¹ | | |
| Salorthid | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Andisolok ¹ | | |
| Spodosols | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Spodosolok ¹ | | |
| Terra Roxa Estruturada | Brazil talajrendszer | | FEKETE J. (1988) | COSTA DE LAMOS R. (1968) |
| Tropaquept | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Inceptisolok ¹ | STEFANOVITS P.— CSÁKINÉ MICHÉLI E. (1986) | Keys to soil taxonomy (1985) |
| Tropudalf | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Alfisolok ¹ | | |
| Tropudult | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Ultisolok ¹ | | |
| Typic Ochraqualf | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Alfisolok ¹ | | |
| Ultisols | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Ultisolok ¹ | | |
| Vertisols | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Vertisolok ¹ | | |
| Xerochrept | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Inceptisolok ¹ | | |
| Xerorthent | „Hetedik közelítés” U. S. A. | Entisolok ¹ | | |

TARTALOM

| | |
|---|----------|
| Bevezetés | 3 |
| 1. Az ásványok szerepe és jelentősége a talajokban | 5 |
| 1.1. <i>Az ásványok és a talaj fizikai tulajdonságai</i> | 5 |
| 1.2. <i>Az ásványok és a talaj vízgazdálkodása</i> | 8 |
| 1.2.1. Az ásványok vízmegkötő képessége | 8 |
| 1.2.2. Ásványi összetétel és vízvezető képesség | 10 |
| 1.2.3. Összefoglalás | 12 |
| 1.3. <i>Az ásványok és a talaj kémiai és fizikokémiai sajátosságai</i> ... | 13 |
| 1.3.1. Kémhatás | 14 |
| 1.3.2. A litoszférából származó elemek a talajokban | 16 |
| 1.3.3. Adszorpció és fixáció | 21 |
| 1.3.3.1. Kationadszorpció | 21 |
| 1.3.3.2. Kationdeszorpció | 24 |
| 1.3.3.3. Kationfixáció | 25 |
| 1.3.3.3.1. K-fixáció 2:1 típusú agyagásványokban | 25 |
| 1.3.3.3.2. NH ₄ -fixáció 2:1 típusú agyagásványokban ... | 29 |
| 1.3.3.3.3. Rubídium- és céziumfixáció | 31 |
| 1.3.3.4. Anionadszorpció és -fixáció | 31 |
| 1.3.3.4.1. Oxid-, oxihidroxid- és hidroxidásványok | 31 |
| 1.3.3.4.2. Agyagásványok | 33 |
| 1.3.3.4.3. Kalcium-karbonát-ásványok | 35 |
| 1.3.3.5. Szerves anyag megkötődése | 36 |
| 1.3.4. Összefoglalás | 36 |
| 1.4. <i>Ásványok és a kolloidikai sajátosságok, valamint a talajszerkezet</i> | 38 |
| 1.4.1. Duzzadás és zsugorodás | 38 |
| 1.4.2. Peptizáció és koaguláció | 41 |
| 1.4.3. Atterberg-határérték | 43 |
| 1.4.4. Talajszerkezet | 46 |
| 1.4.5. Összefoglalás | 49 |

| | |
|--|-----|
| 1.5. <i>Ásványi összetétel és az alkalmazott talajtan egyes vonatkozásai</i> | 51 |
| 1.5.1. Talajvédelem és talajművelés | 51 |
| 1.5.2. Talajjavítás | 57 |
| 1.5.3. Trágyázás | 58 |
| 1.5.4. Öntözés | 61 |
| 1.5.5. Összefoglalás | 62 |
| 2. Rendszeres talajásványtan | 65 |
| 2.1.—2.2. <i>Terméselemek és szulfidásványok</i> | 65 |
| 2.3. <i>Oxid-, oxihidroxid- és hidroxidásványok</i> | 70 |
| 2.3.1. Szilícium-dioxidok | 70 |
| 2.3.2. Titán-oxidok | 76 |
| 2.3.3. Alumínium-oxidok, -oxihidroxidok és -hidroxidok | 79 |
| 2.3.4. Vas-oxidok, -oxihidroxidok és -hidroxidok | 81 |
| 2.3.4.1. Stabilitás | 81 |
| 2.3.4.2. Képződés és elterjedés a talajokban | 82 |
| 2.3.4.2.1. Hematit | 82 |
| 2.3.4.2.2. Maghemit | 85 |
| 2.3.4.2.3. Magnetit | 86 |
| 2.3.4.2.4. Ferrihidrit | 87 |
| 2.3.4.2.5. Goethit | 88 |
| 2.3.4.2.6. Feroxihit | 93 |
| 2.3.4.2.7. Lepidokrokit | 94 |
| 2.3.4.2.8. Összefoglalás | 96 |
| 2.3.5. Mangán-oxidok és -oxihidroxidok | 97 |
| 2.3.6. Egyéb oxidok | 100 |
| 2.4. <i>Szilikátásványok</i> | 101 |
| 2.4.1.—2.4.2. <i>Sziget- és csoportszilikátok</i> | 101 |
| 2.4.3. Lánpszilikátok | 106 |
| 2.4.4. Szalagszilikátok | 108 |
| 2.4.5. Rétegszilikátok | 110 |
| 2.4.5.1. <i>Hármas rétegösszetű csillámok és csillámszerű ásványok</i> | 110 |
| 2.4.5.1.1. Talk-pirofillit csoport | 110 |
| 2.4.5.1.2. Csillámok | 111 |
| 2.4.5.1.3. Összefoglalás | 113 |
| 2.4.5.2. <i>Agyagásványok</i> | 113 |
| 2.4.5.2.1. <i>Agyagásványok stabilitása a talajokban</i> | 113 |
| 2.4.5.2.2. <i>A talajképző tényezők hatása az agyagásványok elterjedésére</i> | 115 |
| 2.4.5.2.3. <i>Az agyagásványok eloszlása barna erdő-, csernozjom-, szikes és réti talajokban</i> | 117 |

| | |
|---|-----|
| 2.4.5.2.3.1. Agyagásványok eloszlása barna erdőtalajokban | 123 |
| 2.4.5.2.3.2. Agyagásványok eloszlása csernozjom talajokban | 129 |
| 2.4.5.2.3.3. Agyagásványok eloszlása szikes talajokban | 136 |
| 2.4.5.2.3.4. Agyagásványok eloszlása réti és glejtalajokban | 141 |
| 2.4.6. Térhálós szilikátok | 143 |
| 2.4.6.1. Földpátok | 143 |
| 2.4.6.2. Zeolitok | 148 |
| 2.5. Foszfátásványok | 151 |
| 2.5.1. Stabilitás, oldódás és mállás | 151 |
| 2.5.2. Előfordulás a talajokban | 157 |
| 2.5.3. Összefoglalás | 159 |
| 2.6. Szulfátásványok | 160 |
| 2.6.1. Alumínium- és vas-szulfátok | 161 |
| 2.6.2. Alkáliföldfém-szulfátok | 161 |
| 2.6.2.1. Bárium- és stroncium-szulfátok | 161 |
| 2.6.2.2. Kalcium-szulfátok | 162 |
| 2.6.2.3. Magnézium-szulfátok | 164 |
| 2.6.3. Alkáli- és alkáliföldfém-szulfátok | 165 |
| 2.6.4. Alkáli- és alkáliföldfém-szulfátok | 166 |
| 2.6.5. Összefoglalás | 167 |
| 2.7. Karbonátásványok | 168 |
| 2.7.1. Képződési viszonyaik és előfordulásuk a talajokban | 168 |
| 2.7.1.1. Aragonit és kalcit | 168 |
| 2.7.1.2. Magnéziumtartalmú kalcit | 173 |
| 2.7.1.3. Dolomit | 173 |
| 2.7.1.4. Magnézium-karbonátok | 175 |
| 2.7.1.5. Egyéb karbonátok | 176 |
| 2.7.1.6. Elsődleges és másodlagos karbonátok | 176 |
| 2.7.2. Karbonátásványok oldódása | 177 |
| 2.7.3. Összefoglalás | 178 |
| 2.8. Halogenidek | 180 |
| Rövidítések jegyzéke | 182 |
| Irodalom | 183 |

1. függelék. Az ásványok neve és képlete ábécé sorrendben

2. függelék. Útmutató egyes előforduló talajnevek forrásmunkáihoz

