



Mihai Buta

Laura Paulette

2025

Manual didactic

PEDOLOGIE



Mihai Buta

Laura Paulette

PEDOLOGIE

Manual didactic

Editura Risoprint
Cluj-Napoca 2025

Toate drepturile rezervate autorului & Editurii Risoprint

*Editura **RISOPRINT** este recunoscută de C.N.C.S.
(Consiliul Național al Cercetării Științifice).
www.risoprint.ro www.cnscs-uefiscdi.ro*



Opiniile exprimate în această carte aparțin autorului și nu reprezintă punctul de vedere al Editurii Risoprint. Autorul își asumă întreaga responsabilitate pentru forma și conținutul cărții și se obligă să respecte toate legile privind drepturile de autor.

Toate drepturile rezervate. Tipărit în România. Nicio parte din această lucrare nu poate fi reprodusă sub nicio formă, prin niciun mijloc mecanic sau electronic, sau stocată într-o bază de date fără acordul prealabil, în scris, al autorilor.

All rights reserved. Printed in Romania. No part of this publication may be reproduced or distributed in any form or by any means, or stored in a data base or retrieval system, without the prior written permission of the author.

ISBN 978-973-53-3433-8

PEDOLOGIE
Manual didactic

Autori:
Mihai Buta
Laura Paulette

Director editură: GHEORGHE POP

Referenți științifici:
Prof. dr. Ioan Păcurar
Conf. dr. Lațo Karel Iaroslav

Cuprins

PREFAȚĂ.....	9
 CAPITOLUL 1	
DEFINIȚII ȘI CONCEPTE PRIVIND SOLUL	11
1.1. Introducere.....	11
1.2. Scurt istoric al pedologiei.....	12
 CAPITOLUL 2	
FACTORII DE FORMARE A SOLULUI	14
2.1. Materialul parental.....	15
2.2. Clima.....	16
2.3. Relieful.....	18
2.4. Organismele.....	20
2.5. Apa freatică și stagnantă.....	23
2.6. Timpul.....	24
2.7. Omul.....	25
 CAPITOLUL 3	
FORMAREA ȘI ALCĂTUIREA PĂRȚII MINERALE A SOLULUI ...	27
3.1. Originea părții minerale a solului.....	27
3.1.2. Compoziția mineralogică a scoarței terestre.....	27
3.1.3. Compoziția petrografică a scoarței terestre.....	29
3.2. Alterarea principalelor tipuri de roci.....	34
3.3. Procese de formare a părții minerale a solului.....	35
3.3.1. Dezagregarea.....	35
3.3.1.1. Produsele rezultate în urma dezagregării.....	39
3.3.2. Alterarea mineralelor	40
3.3.2.1. Alterarea chimică.....	40
3.3.2.2. Alterarea biochimică.....	46
3.3.2.3. Alterarea principalelor grupe de minerale.....	46
3.3.2.4. Produsele rezultate prin procesele de alterare.....	47
 CAPITOLUL 4	
FORMAREA ȘI ALCĂTUIREA PĂRȚII ORGANICE A SOLULUI. ..	50
4.1. Biocenoza solului.....	50
4.2. Microflora solului.....	51

4.2.1. Microfauna solului	54
4.3. Originea părții organice a solului și compoziția ei.....	58
4.3.1. Acumularea resturilor organice în sol.....	58
4.3.2. Compoziția chimică a resturilor organice din sol	59
4.4. Descompunerea resturilor organice din sol.....	61
4.4.1. Descompunerea resturilor organice din sol.....	61
4.5. Humificarea.....	63
4.6. Alcătuirea humusului.....	67
4.6.1. Alcătuirea humusului și a acizilor humici	67
4.6.1.1. Componenti nespecifici.....	67
4.6.1.2. Componenti specifici.....	67
4.6.2. Însușirile humusului (acizilor humici).....	71
4.6.2.1. Raportul C/N (carbon/azot).....	71
4.7. Tipuri de humus.....	73
4.7.1. Humus mull.....	73
4.7.2. Humus moder.....	74
4.7.3. Humus mor (humus brut).....	74
4.7.4. Anmorul	75
4.7.5. Turba	75

CAPITOLUL 5

PROCESE PEDOGENETICE DE FORMARE A

PROFILULUI DE SOL..... 76

5.1. Formarea profilului de sol sau procese care determină diferențierea în adâncime a solului.....	76
5.1.1. Bioacumularea. Formarea orizonturilor: A, O și T	76
5.1.2. Argilizarea. Formarea orizontului Bv.....	77
5.1.3. Argiloiluviera. Formarea orizonturilor: Bt, El și Ea	78
5.1.4. Chiluviera sau spodosolizarea. Formarea orizonturilor: Es, Bhs și Bs.	79
5.1.5. Gleizarea și stagnogleizarea. Formarea orizonturilor: Gr, Go, W, w	80
5.1.6. Salinizarea și sodizarea. Formarea orizonturilor: sa, sc, na, ac...80	
5.1.7. Migrarea și acumularea carbonaților. Formarea orizontului Cca .81	
5.1.8. Procese vertice. Formarea orizontului Y	82
5.1.9. Proprietăți andice și orizontul andic (Formarea de allofane).....	82
5.2. Profilul de sol și orizonturi pedogenetice.....	82
5.2.1 Orizonturile pedogenetice ale solurilor.....	83
5.2.2. Orizonturi principale de sol	84
5.2.3. Orizonturi de asociere	86
5.2.4. Orizonturi de tranziție.....	88
5.2.5. Orizonturi diagnostice principale.....	88
5.2.6. Orizonturi diagnostice de asociere.....	93

5.2.7. Orizonturi diagnostice speciale.....	95
5.2.8. Caractere diagnostice	96

CAPITOLUL 6

PROPRIETĂȚI FIZICE ALE SOLULUI..... 99

6.1. Textura solului.....	99
6.1.1. Sisteme de fracțiuni granulometrice (gruparea particulelor texturale).....	100
6.1.2. Clasificarea solurilor după textură (clase de textură)	102
6.1.3. Caracterizarea solurilor după textură	105
6.1.4. Variația texturii solului pe profilul de sol	106
6.1.5. Importanța texturii solului.....	108
6.2. Structura solului.....	108
6.2.1. Principalele tipuri de structură.....	109
6.2.2. Formarea structurii solului.....	113
6.2.3. Degradarea și refacerea structurii solului	115
6.3. Densitatea sau greutatea specific.....	116
6.4. Densitatea aparentă.....	117
6.5. Porozitatea solului	119
6.6. Proprietățile fizico-mecanice ale solului.....	122

CAPITOLUL 7

ÎNSUȘIRILE HIDROFIZICE, DE AERAȚIE ȘI TERMICE ALE

SOLULUI..... 129

7.1. Apa din sol.....	129
7.1.1. Forțele ce acționează asupra apei din sol	129
7.1.1.1. Sucțiunea solului.....	131
7.1.2. Constante hidrofizice	133
7.1.3. Stările apei și forme de apă din sol (categorii de apă)	137
7.1.4. Permeabilitatea solului pentru apă.....	144
7.1.5. Pierderea apei din sol.....	145
7.1.6. Regimul hidric al solurilor.....	146
7.2. Aerul din sol.....	149
7.2.1. Compoziția aerului din sol.....	149
7.2.1.1. Aerația solului.....	150
7.2.2. Regimul aerului din sol.....	152
7.2.2.1. Volumul aerului din sol	152
7.3. Temperatura solului.....	153
7.3.1. Proprietăți termice ale solurilor	153
7.3.2. Regimul termic al solului.....	155

CAPITOLUL 8

PROPRIETĂȚI CHIMICE ALE SOLULUI..... 159

8.1. Coloizii solului.....	159
8.1.1. Alcătuirea miclei coloidale	159
8.1.2. Capacitatea de adsorbție a solului.....	161
8.1.2.1. Capacitatea de adsorbție moleculară.....	161
8.1.2.2. Capacitatea de adsorbție ionică.....	161
8.2. Soluția solului.....	169
8.2.1. Formarea și compoziția soluției solului	169
8.2.2. Soluția solului ca factor ecologic.....	172
8.2.2.1 Salinitatea, alcalitatea și alcalinitatea solului. Toleranța plantelor la săruri.....	172
8.2.2.2. Toxicitatea acidității și a ionilor de H^+ și Al^{+++}	173
8.3. Reacția solului.....	175
8.3.1. Reacția solurilor lipsite de săruri	176
8.3.2. Reacția solurilor care conțin săruri	178
8.3.3. Aprecierea reacției solului	180
8.3.4. Modificarea reacției solului sub acțiunea plantelor	181
8.3.5. Importanța reacției solului	181
8.3.6. Aciditatea solului.....	184
8.3.6.1. Aciditatea actuală.....	185
8.3.6.2 Aciditatea potențială	185
8.4. Capacitatea de tamponare a solului.....	188

CAPITOLUL 9

TAXONOMIA SOLURILOR..... 190

9.1. Sisteme internaționale de clasificare.....	190
9.2. Structura Sistemului Român de Taxonomie a Solurilor.....	195
9.2.1. Clasificare solurilor în România.....	195
9.2.2 Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor (SRTS-2012).....	200
9.3. Cadrul natural de formare a solurilor în România.....	205

CAPITOLUL 10

DESCRIEREA CLASELOR DE SOLURI.....208

10.1. Clasa Protisoluri (PRO).....	208
10.2. Clasa Cernisoluri (CER).....	208
10.3. Clasa Umbrisoluri (UMB)	209
10.4. Clasa Cambisoluri (CAM)	210
10.5. Clasa Luvisoluri (LUV).....	210
10.6. Clasa Spodisoluri (SPO).....	211
10.7. Clasa Vertisoluri (VER)	212

10.8. Clasa Andisoluri (AND)	212
10.9. Clasa Hidrisoluri (HID)	213
10.10. Clasa Salsodisoluri (SAL)	214
10.11. Clasa Histisoluri (HIS)	214
10.12. Clasa Antrisoluri (ANT).....	215

BIBLIOGRAFIE.....	217
--------------------------	------------

PREFAȚĂ

Solul reprezintă unul dintre cele mai complexe sisteme naturale ale Terrei, fiind mijlocul de bază pentru asigurarea producției agricole, sursă primară a elementelor nutritive și de energie, fiind un mediu viu nereproductibil și inextensibil cu rol esențial în susținerea vieții. De aici importanța gestionării lui sub aspectul păstrării acestei funcții fundamentale pentru societatea umană.

Pedologia este știința care și-a asumat nobila misiune de a-l cerceta din punct de vedere morfologic, fizico-chimic, biologic și a-l aprecia calitativ spre a putea deveni mai productiv.

Prezenta lucrare se dorește a fi un curs universitar, adresându-se cu precădere studenților de la specializările Biologie a Facultății de Agricultură, precum și Ingineria și Managementul Afacerilor Agricole din cadrul Facultății de Horticultură și Afaceri în Dezvoltare Rurală, dar și specialiștilor în a căror activitate “solul” constituie un important interes.

Lucraea a fost realizată prin participarea celor două cadre didactice titulare ale Cursului de Pedologie din cadrul celor doua Facultăți.

Contribuția autorilor la elaborarea lucrării este:

Prof. univ. dr. Laura Paulette: Capitolele 4,6,8 și 10.

Conf. univ. dr. Mihai Buta: capitolele 1,2,3,5,7 și 9.

Cartea conține noțiuni privind factorii de formare a solului, constituenții minerali și organici, proprietățile morfologice, fizico-mecanice, biologice și însușirile chimice specific definite prin procesele pedogenetice. Noțiunile prezentate oferă celor interesați posibilitatea de a descoperi importanța însușirilor îndelungatului proces de formare și evoluție a solului. Finalul lucrării cuprinde taxonomia și descrierea claselor de soluri conform Sistemului Român de Taxonomie a Solurilor.

Cursul de față are la bază cărțile de specialitate editate anterior de către autori și dorește să sublinieze că deși noțiunea de sol devine tot mai bine înțeleasă, ea rămâne una complexă, solul fiind de fapt “o arhivă a vieții” (Richard Bardgett).

Autorii

CAPITOLUL 1 DEFINIȚII ȘI CONCEPTE PRIVIND SOLUL

1.1. INTRODUCERE

Pedologia este ramura științelor naturii care se ocupă cu formarea, evoluția, răspândirea, clasificarea și fertilitatea acestora.

Din punct de vedere **pedologic**, solul poate fi definit drept „un corp natural, individualizat ca un înveliș distinct la partea superioară a litosferei, rezultat al transformării intense a rocilor și resturilor organice sub acțiunea interdependentă a factorilor de mediu, înzestrat cu însușirea de fertilitate și utilizat ca mijloc de producție” (Rusu C., 1998).

Din punct de vedere **agricol**, solul reprezintă “un corp natural dinamic, situat la suprafața uscatului în care plantele se pot dezvolta, compus din materiale minerale, organice și organisme vii” (Brady N. C., 1974).

Un concept mai amplu asupra definirii solului îl are N. Florea (1993), care definește solul ca un corp natural, tridimensional, de material relativ afânat, alcătuit din compuși minerali, organici și organisme vii, aflate în interacțiune cu proprietăți fizice diferite de ale materialului parental inițial din care s-au format și evoluat în timp, prin procese pedologice și pedogeologice, sub acțiunea climei și organismelor, în diferite condiții de relief, fiind capabil de schimb continuu de substanță și energie cu mediul și de asigurare a condițiilor necesare creșterii și dezvoltării plantelor.

Denumirea de PEDOLOGIE vine de la cuvintele de origine grecească: *pedon*=pământ, sol, teren, ogor și *logos*=vorbire, studiu.

Solul – obiectul de studiu al **Pedologiei**, constituie partea superioară, afânată a scoarței terestre, care are o însușire esențială numită fertilitate.

Fertilitatea este proprietatea solului de a asigura condiții pentru creșterea și dezvoltarea plantelor, capacitatea acestuia de a pune la dispoziția plantelor substanțe nutritive și apă, de a asigura condiții fizice, chimice și biochimice necesare creșterii și dezvoltării acestora, în contextul satisfacerii și a celorlalți factori de vegetație.

Referindu-ne la fertilitatea solului, se poate deosebi o fertilitate naturală și una culturală:

- **Fertilitatea naturală** este fertilitatea solului în condiții naturale, adică nemodificată de om și care s-a acumulat treptat, pe măsura dezvoltării lui, ca un corp istorico-natural, sub acțiunea simultană a unui complex de factori edafici, atmosferici etc.
- **Fertilitatea culturală** este rezultatul acțiunii asupra acestui corp natural ce devine obiect al muncii prin luarea lui în cultură, executându-se

lucrări mecanice, de aplicare a fertilizanților sau a amendamentelor etc. Fertilitatea culturală, numită și fertilitate *artificială*, nu poate fi separată de cea naturală, astfel încât, de regulă, se vorbește de *fertilitatea efectivă* a solului. Această fertilitate efectivă a solului este strâns legată de evoluția cercetării având un caracter dinamic. Astfel, intervenția factorului antropic, poate și trebuie să contribuie la creșterea continuă a fertilității efective a solului. Din păcate, această interacțiune a omului cu solul poate duce uneori la scăderea fertilității acestuia sau chiar la degradarea lui.

Spre deosebire însă de toate celelalte mijloace de producție, solul are anumite particularități, de care trebuie să se țină cont pentru a influența pozitiv procesele de producție și cele economice din agricultură. Astfel:

a) Solul este un corp natural, care se formează și evoluează la suprafața uscatului, în timp, sub influența condițiilor de mediu (rocă, climă, relief ș.a.); spre deosebire de alte mijloace de producție, solul nu poate fi multiplicat după dorințele și nevoile omului.

b) Față de alte mijloace de producție care prin folosință se uzează, solul ca mijloc de producție în agricultură, își mărește capacitatea de producție, dacă se folosește rațional. Utilizarea fertilizanților și a amendamentelor, efectuarea unor lucrări de irigații, desecări, drenări ș.a. conduc la creșterea capacității de producție a solului, deci la sporirea fertilității acestuia (Blaga G., 2004).

1.2. SCURT ISTORIC AL PEDOLOGIEI

Fondatorul pedologiei ca știință este considerat DOKUCEAEV, care pune bazele pedologiei ca știință și definește solul ca fiind „*orizontul exterior al rocilor modificat pe cale naturală de către apă, aer și diferite organisme vii sau moarte.*” Rezultatele obținute au fost publicate în lucrarea sa de bază „*Cernoziomul rusesc*” (1881), susținută în 1883 ca teză de doctorat.

În România, primele însemnări asupra solurilor ne-au rămas de la Dimitrie Cantemir care, în „*Descriptio Moldaviae*” (1716), arată că „pământurile Moldovei sunt negre și pline de silitră”, redând astfel caracteristici importante ale solurilor.

Primul învățat care se ocupă în descrierile lui și de sol este agronomul Ion Ionescu de la Brad. În monografiile sale asupra județelor Putna (1860), Dorohoi (1866) și Mehedinți (1868), prezintă și descrie solurile, arătând mijloacele de menținere și ridicare a rodniciei lor prin îngrășământ și măsuri potrivite.

Dezvoltarea pe bază științifică a solurilor a fost apoi preluată de Munteanu Murgoci care, între anii 1906-1909, întreprinde expediții științifice în sud-vestul Rusiei și ia contact cu pedologii ruși. Împreună cu colaboratorii

săi, Enculescu și Protopopescu-Pache, Murgoci întocmește, între anii 1906-1909, prima *hartă a solurilor* din țara noastră, publicată la scara 1:2 500 000, însoțită de o *schită climatologică*.

Colaboratorii lui Murgoci, amintiți mai sus, la care se alătură Saidel și Florov, continuă cercetările în cadrul secției de Pedologie și publică, în 1927, harta solurilor din țară noastră la scara de 1:1 500 000. Saidel a pus bazele agrochimiei românești, elaborând pentru prima dată *metoda potențimetrică* de determinare a pH-ului solului. Pe măsura reorganizării și dezvoltării cercetării științifice, știința solului a progresat permanent (Paulette L., 2008).

Prin înființarea, în 1929, a Institutului de Cercetări pentru Pedologie și Agrochimie și, în 1933, a Institutului de Cercetări Silvice, cercetările pedologice au cunoscut o și mai mare dezvoltare și sunt strâns legate de problemele practice ale producției.

În 1961, a luat ființă Societatea Națională Română pentru Știința Solului (SNRSS), în care sunt afiliați toți specialiștii din domeniu.

În prezent, cercetarea pedologică este coordonată la nivel central de către Institutul Național de Cercetare-Dezvoltare pentru Pedologie, Agrochimie și Protecția Mediului – ICPA București, care funcționează în cadrul Academiei de Științe Agricole și Silvice (ASAS). La nivel de județ, funcționează Oficiile Județene de Studii Pedologice și Agrochimice (OJSPA). Toate stațiunile de cercetări agricole au și laboratoare specializate pentru studiul solului.

Rezultatele de sinteză ale lucrărilor de cartare s-au concretizat prin apariția hărții solurilor la scara 1:1 500 000 (1960), la scara 1:1 000 000 (1964), la scara 1:500 000 (1972) și s-a finalizat harta solurilor la scara 1:200 000. În prezent, se lucrează la bonitarea și caracterizarea tehnologică a terenurilor luate în cultură.

În ultimi ani, s-au făcut progrese notabile în cartografierea solurilor folosindu-se metode moderne, cele mai utilizate fiind imaginile satelitare (teledetecția) și programele G.I.S.

S-a trecut, de asemenea, la modelarea proceselor ce au loc în sol, prin metode termodinamice, precum și la simularea și verificarea apoi a acestora în practica agricolă.

CAPITOLUL 2

FACTORII DE FORMARE A SOLULUI

Solul s-a format inițial la suprafața scoarței terestre, care era alcătuită din minerale și roci compacte. Acestea nu puteau asigura un mediu optim pentru creșterea și dezvoltarea plantelor, deși aveau elementele nutritive necesare, fiind inaccesibile plantelor. În timp, sub acțiunea dominantă a factorilor atmosferici, dar și a hidrosferei și ulterior a biosferei, acestea au suferit modificări de ordin fizico-chimic care, în final, au conferit condiții optime pentru aprovizionarea plantelor cu elemente nutritive.

Aceste transformări au avut loc prin procese de *dezagregare* și *alterare*, formându-se *componenta minerală* a solului, iar prin procesul de humificare, *componenta organică*, acestea împreună conferind însușirea de bază a solului – **fertilitatea**.

Toate aceste procese evolutive din scoarța terestră au avut loc prin acțiunea (în timp și simultană) a unui complex de factori naturali numiți și *factori de formare a solului, factori de solificare, sau factori pedogenetici*.

Oprea (1972) împarte factorii pedogenetici în cinci categorii:

- factori cu rol pasiv (rocile și mineralele);
- factori cu rol activ (organismele vegetale și animale);
- factori condiționali (clima, relieful, vârsta);
- factori cu caracter local (omul, apele freactice);
- factori cu caracter întâmplător (erupțiile vulcanice, cutremurele, gravitația).

Acțiunea îndelungată a acestor factori de solificare au dus la manifestarea mai accentuată a fenomenelor de dezagregare și alterare, rezultând procese cum sunt bioacumularea (acumulare de materie organică), eluvierea (spălare, levigare sau migrare), iluvierea (depunerea produșilor spălați) și în consecință, se formează o succesiune de straturi orizontale (numite generic orizonturi de sol), deosebite între ele prin culoare, grosime, structură etc., alcătuind așa numitul **profil de sol**.

Diversitatea învelișului de sol de la suprafața scoarței pământului este determinată de diversitatea condițiilor naturale de solificare și anume, de factorii de solificare.

Principalii factori de solificare sunt: materialul parental, clima, relieful, organismele vegetale și animale (floră, faună), apa freatică și stagnantă, timpul și omul.

2.1. MATERIALUL PARENTAL

Roca de solificare sau roca generatoare de sol poate fi foarte variată, de tip magmatic, metamorfic sau sedimentar.

Roca pe seama căreia s-a format solul se numește roca mamă, în stare nemodificată, adică neafectată de procesul de solificare și formează, de cele mai multe ori, substratul litologic al solului.

În funcție de natura rocii, procesul de solificare decurge în mod diferit, deosebindu-se:

- *roci ușor solificabile*: loess, nisipul, argilele;
- *roci mediu solificabile*: rocile magmatice și metamorfice bogate în elemente bazice, calcarele, gresiile;
- *roci greu solificabile*: rocile magmatice acide, cuarțite, șisturile amfibolice.

Rolul rocii în procesul de solificare constă în faptul că reprezintă materialul original al solului, iar pentru că cca. 80-90% din masa solului provine din rocă, însușirile fizice și chimice vor fi influențate direct de natura rocii pe seama căreia se formează solul.

Proprietăți influențate de rocă:

- *profundimea solului* este foarte variată în funcție de natura rocii. Spre exemplu, grosimea solurilor formate pe roci sedimentare (loess, marnă) este mai mare ca aceea a solurilor formate pe roci magmatice (granite). Rezultă că în zona montană, unde predomină rocile dure, compacte, profundimea solului este mult mai mică, profilul de sol fiind mult mai scurt;
- *textura solului* este una din însușirile fizice cele mai importante de care depind și alte proprietăți importante ale solului (structură, porozitate, permeabilitate etc.) și care este *direct* influențată de natura rocii. Astfel, pe argile se formează soluri cu textură argiloasă, pe loess se formează soluri cu textură lutoasă, iar pe nisipuri, gresii, cuarțite, se formează soluri cu textură nisipoasă;
- *aciditatea solului* este influențată, de asemenea, de natura rocii pe seama căreia s-au format. De exemplu, pe rocile acide, sărace în elemente bazice (granite, granodiorite, cuarțite, gresii etc.) se formează soluri puternic acide;
- *conținutul în diferite elemente nutritive* al solului este influențat de compoziția chimică a rocii. De exemplu, solurile formate pe roci bazice vor avea un conținut mai mare de elemente bazice (compuși anorganici sau organici care în soluții apoase disociază sau ionizează

formând ioni de hidroxil -OH) decât cele formate pe roci nesturate în baze.

Roca, deși exercită o influență deosebit de importantă asupra învelișului de sol, este, în general, subordonată altor factori pedogenetici, deoarece constituie materialul pe care acționează factorii de formare prin procese pedogenetice specifice.

Spre exemplu, pe aceeași rocă (loess), dar în condiții variate de climă și vegetație se pot forma soluri diferite (kastanoziom, cernoziom) în timp ce pe roci diferite (loess, argile, marne etc.), în aceleași condiții de climă și vegetație, se formează soluri de același fel (cernozioni).

Există însă soluri ale căror geneză, însușiri și răspândire sunt influențate în mod frecvent de rocă, formându-se așa numitele *soluri litomorfe* (*lithos*=piatră, rocă).

Tipurile genetice de sol din România, care ar putea fi încadrate într-o astfel de categorie sunt:

- rendzinele (formate pe calcare, dolomite, gipsuri);
- andosolurile (formate pe materiale vulcanice efusive);
- vertolurile (formate pe argile gonflante);
- psamosolurile (formate pe nisipuri);
- solonchacurile (formate pe roci salifere: marne, nisipuri etc.).

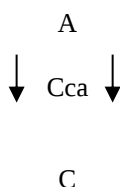
O strânsă legătură există între rocă și procesele de eluviere (levigare, spălare) și iluviere (acumulare, depozitare). În general, pe rocile cu textură ușoară și sărace în elemente bazice, procesele de eluviere și de bazificare sunt mai intense decât pe rocile bogate în elemente bazice și argilă.

2.2. CLIMA

Clima acționează în procesul de solificare prin elementele sale specifice: precipitații, temperatură, vânt, presiune atmosferică, insolație, etc.

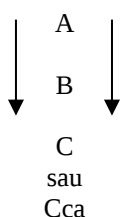
De altfel, la scara globului, ca și pe teritorii mai restrânse, între climă, vegetație și sol se constată un paralelism evident, numit paralelism *pedo-fito-climatic*. Adică, în anumite condiții de climă, există anumite asociații vegetale, astfel că anumite soluri determină anumite unități geografice numite și *zone naturale*. De exemplu, pentru România, în principal, sunt caracteristice următoarele zone: zona de stepă, zona de silvostepă și zona de pădure.

Variația condițiilor climatice a acestor zone determină intensități diferite ale proceselor de dezagregare și alterare, bioacumulare, eluviere-iluviere și, ca urmare, apar anumite orizonturi în profilul de sol.



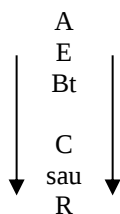
Stepă

Stepa reprezintă o **zonă** de vegetație în care flora este reprezentată de plante ierboase și condițiile climaterice sunt semiaride. În această zonă, alterarea este slabă și solurile prezintă orizont B; solul face efervescență (la tratarea cu HCl 10%) pe întreg profilul sau numai de la un anumit nivel; solurile sunt saturate în baze și au reacție alcalină; este prezent orizontul carbonatoluvial CCa.



Silvostepă

Silvostepa reprezintă **zona** de tranziție între zona de stepă și pădure, caracterizată printr-un amestec de pajiști stepice și insule de pădure. În zona de silvostepă, solurile specifice sunt cernoziomurile cambice și cernoziomurile argiloiluviale, care prezintă caractere intermediare între solurile de stepă și solurile de pădure: orizont A, de acumulare a humusului, bine dezvoltat și orizont B, lipsit de CaCO_3 .



Pădure

Zona de pădure reprezintă o regiune biogeografică caracterizată printr-o vegetație dominantă de arbori și păduri închise. În zona cea mai umedă, de pădure, cu eluviere intensă și alterare foarte puternică, solurile prezintă un orizont B în care se acumulează produsele coloidale de alterare, uneori în complexe cu acizii humici; CaCO_3 este intens levigat; uneori, solurile sunt puternic nesaturate cu baze și au reacție puternic acidă.

Pentru exprimarea strânsei legături care există între climă și sol, se folosesc diferiți indici, cel mai utilizat fiind indicele de ariditate „De Martonne” notat cu *Iar*, care se calculează cu relația:

$$Iar = \frac{P}{T + 10}$$

unde, P= precipitații;
T= temperatura;

10 = indice care permite calculul când $T \leq 0$

Acest indice permite determinarea gradului de ariditate al unei regiuni pentru perioade caracteristice (de un an sau o lună), fiind o expresie a caracterului restrictiv pe care condițiile climatice îl impun diferitelor formațiuni vegetale.

Există, de asemenea, o corespondență pedo-pluviometrică precum și pedo-termică în strânsă concordanță cu indicii de ariditate care, pentru România, este redată în tabelul 2.1.

Tabel 2.1

Corespondența dintre Iar*, PMA, TMA*** și tipurile de sol din România (F. Feodor, 2005)**

Iar*	PMA**	TMA***	Tipurile de sol corespunzătoare
15-20	240-420	10-11°C	Kastanoziomuri, cernoziomuri calcarice
20-24	420-500	9-10°C	Cernoziomuri tipice, cambice, greice
24-30	500-600	8-9°C	Preluvosoluri tipice, roșcate
30-35	600-750	7-8°C	Faeoziomuri greice, argice, preluvosoluri, Luvosoluri
35-40	750-1200	5-7°C	Eutricambosoluri, districambosoluri
40-45	1200-1400	0-5°C	Podzoluri
>45	>1400	<0°C	Humosiosoluri, litosoluri

*Iar- indicele de ariditate

**PMA-precipitații medii anuale

***TMA – temperaturi medii anuale

2.3. RELIEFUL

Relieful sau configurația scoarței terestre este spațiul în cadrul căruia se manifestă formarea și evoluția solului, având o influență directă asupra celorlalți factori de solificare (climă, vegetație, rocă, apă freatică și stagnantă).

Relieful are o deosebită importanță, atât sub aspectul dimensiunilor, dar și al formelor sale, deosebindu-se patru categorii de relief, și anume:

Macrorelieful include forme de relief de gradul întâi, respectiv, câmpie, podiș, sistem muntos, care sunt rezultatul fenomenelor tectonice ce au loc la nivelul scoarței terestre.

Mezorelieful include forme de relief cu dimensiuni medii – dealuri, vâlcele, văi, terase – rezultatul unor procese denudaționale.

Microrelieful reprezentat de formele mici de relief – movilițe, depresii, croturi – care apar pe suprafețe plane de teren din cauza fenomenelor de tasare sau deformații.

Nanorelieful este reprezentat prin forme de relief mici de ordinul decimetrilor (microrelief de coșcoave) (Feodor F., 2005).

Unitățile mari de relief din România, adică **macrorelieful** – câmpii, dealuri, podișuri, piemonturi și munți – determină variația climei, a vegetației și, prin urmare, a învelișului de sol. De exemplu, plecând de la câmpie spre munte, clima devine din ce în ce mai umedă și mai rece, vegetația trece de la o vegetație de stepă la una de silvostepă, urmată de vegetația de pădure și se termină cu cea de pajiște alpină (stepa rece) (Blaga Gh., 2004).

Exact aceeași succesiune se poate constata și în învelișul de sol, vorbindu-se de o *răspândire altitudinală* sau *zonalitate altitudinală* a solurilor, specifică României unde, pe o latitudine de circa 5° avem o gamă foarte variată de soluri, de la kastanoziom, specific zonei de stepă, la humosiosol, specific zonei alpine.

Când relieful este mai puțin fragmentat, acțiunea factorilor pedogenetici este mai uniformă și atunci se vorbește de o *zonalitate orizontală* a învelișului de sol. Aceasta însă se poate observa pe distanțe de sute sau chiar mii de kilometri.

Variații ale factorului de solificare, deci și a învelișului de sol, sunt determinate și de *mezo* și *macrorelief* (versanți, culmi, văi etc.). În cazul versanților, regimul hidric și termic este foarte diferit, în funcție de înclinarea versantului și de expoziția acestuia, astfel că și învelișul de sol este foarte variat. Exemplul cel mai concludent în acest sens este faptul că în zona de silvostepă, pe versanții cu expoziție sudică, unde scurgerea apei este mai intensă, insolația mai puternică, vegetația ierboasă are caracter xerofit, se formează cernoziomurile cambice, iar pe versanții cu expoziție nordică, cu temperaturi mai scăzute și apă mai multă, se formează cernoziomuri argice sau chiar preluvosoluri.

O importanță deosebită are, în cazul versanților, *procesul de eroziune* care, de multe ori fiind foarte puternic, determină o reîntinerire continuă a reliefului încât, pe versanții puternic înclinați, solificarea se menține într-un stadiu incipient.

Indiferent de pantă, cel mai puternic expuse eroziunii sunt solurile de pe versanții cu expoziție sudică, apoi estică, vestică și nordică.

Modul de manifestare a procesului de eroziune depinde însă și de gradul de acoperire cu vegetație al versanților. Astfel, eroziunea are loc sau se manifestă cu intensitate redusă când versantul este acoperit de păduri sau de

fânețe și este foarte intensă când versanții sunt defrișați, desteleniți sau arați de-a lungul pantei.

Așadar, între sol și relief este o legătură atât de strânsă încât, practic, orice schimbare survenită în cadrul reliefului se reflectă și în modificarea solului.

2.4. ORGANISMELE

Un rol deosebit de important în procesul de solificare îl au *organismele vegetale și animale*, deoarece solificarea este ea însăși un proces de natură biologică. Componentă specifică și fundamentală a solului, *humusul* este partea de natură organică, acumulat în general în stratul de la suprafață, numit și *strat de bioacumulare*. Rezultă că un aport în transformarea rocilor în sol îl au și organismele vegetale și animale, în primul rând cele vegetale alcătuite din plante, care sintetizează substanțele organice din cele minerale, și microorganismele, care descompun substanțele organice din nou în substanțe minerale și sintetizează substanțele organice complexe, specifice solului – *humusul*.

a) Influența organismelor vegetale în procesul de solificare

Vegetația naturală de la suprafața pământului este foarte variată, în funcție de latitudine, altitudine, climă, relief ș.a., determinând o diversificare a solurilor, uneori pe zone foarte restrânse.

O zonare fitopedoclimatică în România, pe zone și subzone de vegetație raportată la principalele tipuri de sol (fig.2.1), împarte arealul țării în șapte zone (Bucur, 1956), astfel:

- Stepă cu kastanoziomuri și cernoziomuri calcarice
- Stepă umedă cu cernoziomuri tipice
- Silvostepă cu cernoziomuri cambice, argice
- Păduri de fag cu preluvosoluri, luvosoluri, eutricambosoluri și districambosoluri
- Păduri de conifere cu prepodzoluri și podzoluri
- Subzona subalpină cu podzoluri
- Zona alpină cu litosoluri și humosiosoluri

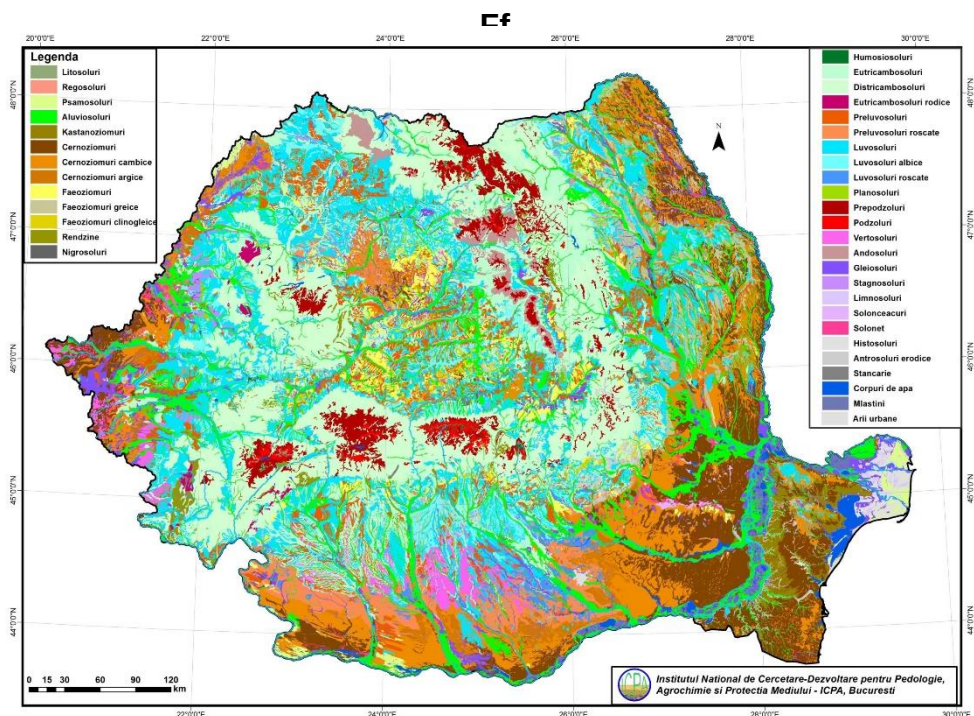


Figura 2.1. *Harta solurilor României la scara 1:200 000* (<https://icpa.ro/harti-sol/>)

Influența organismelor vegetale se manifestă, în principal, prin **cantitatea** și **calitatea** materiei organice. Spre exemplu, dacă analizăm numai două zone – zona de stepă și zona forestieră – se pot constata următoarele (Blașa Gh., 2004):

- *zona de stepă* lasă anual cca **30 t/ha** resturi organice alcătuite din rădăcinile și masele aeriene ale ierburilor, care sunt bogate în proteine și elemente bazice și sărace în lignină. Drept urmare, sunt ușor descompuse de microorganisme, în special bacterii și, în consecință, se formează un orizont gros de *bioacumulare* (acumularea humusului) de până la 80 cm;
- *zona forestieră* lasă anual **5-6 t/ha** resturi organice, alcătuite din frunze, fragmente de scoarță, flori, fructe etc.; sunt sărace în proteine și bogate în lignină, deci sunt mai greu biodegradabile de către ciuperci, rezultând un orizont de acumulare al humusului de numai 10-20 cm grosime și de slabă calitate.

b) Influența faunei în formarea solului

Alături de vegetația superioară, procesul biologic este asigurat de prezența faunei solului, nevertebrate sau vertebrate, care populează solul sau trăiesc la suprafața lui. Fauna din sol se clasifică în:

- microfaună (<0,2 mm): protozoare, nematozi, rizopode, echinococi;
- macrofaună (4-80 mm): viermi de pământ, moluște, insecte, furnici, termite;
- megafauna (>80 mm): insecte mari, crabi, scorpioni, cârțițe, șerpi, broaște, rozătoare mari și mici, vulpi etc.

Comparativ cu vegetația, acțiunea faunei în procesul de solificare este mult mai redusă și constă din:

- mărunțirea și amestecarea resturilor vegetale;
- afânarea solului, deci îmbunătățirea regimului aero-hidric al solului;
- formarea structurii solului;
- transformarea substanțelor organice și reintroducerea lor în circuitul biologic;
- îmbogățirea solului în C, H, O, N, Ca, Mg etc., rezultate din descompunerea numeroaselor corpuri rămase în sol prin moartea acestora.

O acțiune foarte complexă este asigurată prin activitatea râmelor (fig. 2.2), al căror număr poate depăși 3-4 mil/ha. și care contribuie la procesul de solificare și la îmbunătățirea stării de fertilitate a solului.



Fig. 2.2 *Eisenia foetida* (indiamart.com)

Anual râmele trec prin sistemul lor digestiv de la 50 la 600 t de pământ fin/1 ha. Acțiunea acestora la nivelul solului este de natură fizico-mecanică, chimică și biologică. În cursul hrănirii, ele degradează, amestecă și combină substanțele humice cu componentele anorganice din sol și contribuie astfel la mărirea capacității de adsorbție a solului, atât de importantă pentru plantele superioare, prin creșterea așa numitelor complexe argilo-humice.

Râmele sunt importante și la formarea și stabilizarea structurii glomerulare a solului, aerisirea și circulația mai bună a apei și aerului.

O particularitate deosebit de importantă o au microorganismele vegetale din sol, bacterii, actinomicete și ciuperci, care alcătuiesc microflora solului. Microorganismele din sol descompun materia organică moartă până la produsele finale CO_2 , H_2O , NH_3 , H_2S , săruri de Ca, Mg, K, P etc., care la rândul lor sunt folosite din nou de plante pentru resintetizarea materiei organice (Paulette L., 2008).

Așadar, acțiunea microorganismelor este strâns legată de natura proceselor biochimice, nutritive, oxidoreducătoare, de aerație a solului, condițiile de reacție acido-bazice etc.

În concluzie, se poate sublinia că întregul bios al solului se găsește într-o strânsă interdependentă cu legitățile ecologico-geografice ale distribuirii solurilor pe suprafața Terrei.

2.5. APA FREATICĂ ȘI STAGNANTĂ

În condiții normale, procesul de solificare este influențat numai de apa din precipitații atmosferice care, în funcție de zona bioclimatică, determină o anumită intensitate a proceselor de dezagregare, alterare, eluviere, iluviere etc.

Sunt, însă, anumite situații particulare, când procesul de solificare este influențat și de apa freatică și apa stagnantă, conducând la manifestarea anumitor procese caracteristice:

1. Apa freatică influențează procesul de solificare când se găsește la un nivel peste *adâncimea critică*. Prin **adâncime critică** se înțelege adâncimea de la care apa freatică ajunge prin capilare la suprafața solului, producând procese de gleizare (vezi capitolul 5), înmlăștinare, turbificare. Când apa este mineralizată, produce și un proces de salinizare sau de alcalizare.

Pentru România, adâncimea critică este următoarea:

- pentru zona aridă (stepă) - 1,8-3,5 m;
- pentru zona umedă (zona forestieră) - 1,1-1,4 m .

Manifestarea acestor procese determinate de excesul de apă înrăutățește condițiile de viață ale plantelor din cauza regimului aero-hidric defectuos. În aceste soluri lipsește aerul, sunt soluri mai reci, mineralizarea materiei organice este înceată, deci lipsesc elementele nutritive.

2. Apa stagnantă este apa de precipitații acumulată la suprafața solului, sau în profilul de sol, datorită reliefului microdepresionar, a existenței unui substrat litologic (rocă dură sau slab permeabilă), precum și a unui orizont de sol impermeabil sau greu permeabil. Consecință a faptului că apa nu se poate infiltra, se produce procesul caracteristic de stagnogleizare (vezi capitolul 5), cu aceleași efecte negative asupra creșterii și dezvoltării plantelor

ca apa freatică ce se găsește peste nivelul critic. De regulă, prezența apei stagnante este pusă în evidență de o vegetație tipic hidrofilă.

Solurile formate în condițiile unui exces de umiditate, freatic sau stagnant, se numesc *hidrisoluri* (gr. *hidros*=apă).

Principalele soluri formate sub influența dominantă a apei sunt:

- gleiosolul și stagnosolul (formate sub influența apei freatice sau stagnante);
- faeoziomul clinogleic (umiditate provenită și din izvoare de coastă);
- solonceacurile (formate sub influența apelor freatice mineralizate);
- histosolul (sol organic hidromorf);
- limnosolul (sol submers).

2.6. TIMPUL

Manifestarea acțiunii factorilor de solificare are loc în timp, astfel că pot trece câteva mii de ani pentru a se produce schimbări majore.

Procesul de solificare începe atunci când asupra suprafețelor uscatului (rocile eliberate de sub apă sau ghețari) încep să acționeze factorii pedogenetici, odată cu instalarea microorganismelor și a plantelor.

Perioada de timp în care se dezvoltă profilul de sol depinde de intensitatea cu care acționează factorii de solificare, perioadă ce poate fi de sute, mii sau zeci de mii de ani. Spre exemplu, Dokuceaev menționează că pe ruinele unei cetăți alcătuite din calcare și granite, în 700 de ani, s-a format un sol gros de 10-12 cm (Blaga Gh., 2004).

Se apreciază că, în condițiile zonei temperate, unde se situează și România, pentru a se ajunge la un „*sol climax*”, adică un sol în echilibru cu condițiile bioclimatice, este necesară o perioadă de aproximativ 10.000 de ani.

Durata procesului de solificare, deci momentul din care încep să acționeze factorii pedogenetici, poartă denumirea de vârstă absolută a solului, care are loc din momentul eliberării de sub ghețari, repsectiv prin expunerea rocilor la suprafață sau depunerea de noi materiale prin revărsare. Astfel, solurile din lunci și deltă (teritoriile cele mai tinere) au cea mai mică vârstă absolută iar solurile de pe terasele inferioare sunt mai tinere decât cele de pe terasele superioare. Vârsta absolută crește din zonele de câmpie spre cele de munte, cele mai tinere fiind solurile formate pe lunci, de pe terasele inferioare sau pe formațiuni de tipul deltelor. În România, vârsta absolută maximă se înregistrează la solurile formate în munții Apuseni și Podișul Dobrogei, pe terenuri neafectate de fenomene de eroziune sau de acumulare (Paulette L., 2008).

Formarea și evoluția solurilor poate fi frânată sau accelerată de o serie de factori locali care determină așa numita *vârstă relativă a solurilor*, care se apreciază după gradul de dezvoltare a profilului de sol, caracterizând procesul de pedogeneză.

Vârsta relativă a solului poate fi aceeași sau diferită de vârsta absolută. Spre exemplu, solurile formate pe pante, cu roci mame asemănătoare cu cele de pe platoul învecinat, au un profil mai scurt, mai puțin evoluat, din cauza eroziunii care întârzie procesul de solificare, deci au o vârstă relativă mai mică decât solurile de pe platou.

Vârsta solurilor se apreciază prin folosirea a numeroase metode, dintre care se menționează următoarele:

- *Vârsta depozitelor* pe care s-au format solurile, cum este cazul morenelor (material detritic transportat de ghețari și sedimentat acolo unde se topește gheața) din regiunile boreale unde, într-o succesiune de straturi, cel acoperitor este mai nou decât cel acoperit.
- *Analiza sporo-polinică* (separarea, numărarea și identificarea granulelor de polen și a sporilor dintr-o probă de sol – mineral sau organic – sau rocă) permite datarea vârstei relative a solului pe baza reconstituirii etapelor de evoluție a microflorei sau a vegetației, ori a fazelor succesive de evoluție a microflorei sau a vegetației, în raport cu fazele climatice din cuaternar (faze care sunt cunoscute și datate în timp).
- *Vestigiile preistorice* permit stabilirea vârstei solurilor fosile (paleosoluri îngropate sub sedimente mai noi) sau a solurilor îngropate (soluri acoperite de aluviuni, loess ș.a.) asupra cărora nu mai acționează un proces actual de pedogeneză.
- *Viteza proceselor fizico-chimice de alterare* favorizează prin măsurarea acestei viteze pentru o scurtă perioadă de timp, prin compararea datelor analitice ale solului cu cele ale rocii mame, aprecierea aproximativă a vârstei solului. Astfel, în condițiile zonei ecuatoriale ar fi nevoie de aproape 50.000 de ani pentru a se forma un profil de sol feralitic cu o grosime de 1 m, sau de 20.000 -77.000 de ani pentru ca un strat de granit gros de 1 m să se transforme în argilă, în condițiile cele mai umede din Coasta de Fildeș (Blaga Gh., 2004).

2.7. OMUL

Omul a modificat în decursul timpului evoluția naturală a solului, atât prin acțiuni directe, cât și prin acțiuni indirecte. Acțiunile sale au fost printre cele mai diverse: înlocuirea sau îndepărtarea vegetației spontane, luarea în

cultură (aplicarea lucrărilor agrotehnice, aplicarea îngrășămintelor sau a amendamentelor), desecare sau combaterea erozinii, etc.

Intervenția omului s-a făcut, de cele mai multe ori, în direcția îmbunătățirii condițiilor de creștere și dezvoltarea a plantelor prin:

- aratul sau desfundatul solului determină amestecarea orizonturilor de la suprafața și afânarea lor. În acest fel, se intensifică *activitatea biologică*, se îmbunătățește *regimul aero-hidric* etc;
- aplicarea fertilizanților, se îmbunătățește *regimul de nutriție*, punându-se la dispoziția plantelor elementele nutritive necesare;
- amendare, se corectează *reacțiile extreme* ale solului, care sunt nefavorabile creșterii și dezvoltării plantelor;
- irigare, în zonele aride se îmbunătățește *regimul hidric* al solului.

În unele cazuri, însă, efectele pozitive ale intervenției omului sunt însoțite și de efecte negative:

- prin irigare se asigură necesarul de apă pentru plante, dar uneori se favorizează și sărăturarea secundară a solului (prin irigarea cu apă mineralizată sau în condițiile unei adâncimi reduse a apei freatice);
- folosirea pesticidelor determină distrugerea buruienilor și dăunătorilor animalii și vegetali, dar în același timp, determină și moartea altor organisme, reducând activitatea biologică din sol producând astfel dezechilibre nutritive, fenomene de fitotoxicitate ș.a.

Alteori, intervenția omului este total negativă, ducând la descreșterea fertilității solului prin:

- lucrări agrotehnice necorespunzătoare (arătură din deal în vale);
- deșelări nerăționale, în special pe terenuri cu pante prea mari;
- despăduriri totale sau pe o suprafață prea mare.

Toate aceste exemple duc la stimularea procesului de eroziune, cu efecte imediate asupra fertilității solului. Se ivește astfel *necesitatea unei activități umane conștiente, în scopul menținerii și ridicării fertilității solului și nu a scăderii acesteia*.

În prezent, intervenția antropică în agricultura superintensivă este vitală. Prin întreaga sa activitate, aceasta limitează acțiunile nefavorabile și impulsionează acțiunile favorabile ale unor factori pedogenetici. Aceste intervenții sunt în unele cazuri atât de profunde, încât solul apare nu numai ca un corp al naturii, ci ca un produs al muncii omului.

Din cele prezentate, rezultă că ***între factorii de solificare există o strânsă interdependență și că solul reprezintă rezultatul acțiunii conjugate a tuturor factorilor ce se întrepătrund și se influențează reciproc.***

Capitolul 3

FORMAREA ȘI ALCĂTUIREA PĂRȚII MINERALE A SOLULUI

3.1. ORIGINEA PĂRȚII MINERALE A SOLULUI

Solurile sunt formațiuni naturale rezultate din transformarea materialului mineral-petrografic aflat la suprafața scoarței terestre.

Inițial, partea superioară a litosferei avea un aspect dur, fiind alcătuită din roci dure și compacte (magmatice și metamorfice). Aceste roci au fost supuse permanent acțiunii distructive a factorilor de mediu, suferind modificări fizico-chimice profunde care au dus la mărunțire și afânare, partea superioară a litosferei fiind formată, ulterior, predominant din roci sedimentare și mai puțin din roci dure (magmatice și metamorfice). Ușurința cu care se dezagregă/alterează rocile este condiționată de duritatea lor precum și de compoziția lor mineralogică.

3.1.2. Compoziția mineralogică a scoarței terestre

În scoarța terestră, elementele chimice se găsesc sub formă de combinații numite minerale.

***Mineralele** sunt corpuri naturale, solide (cu excepția mercurului), formate dintr-unul sau mai multe elemente, omogene din punct de vedere fizic și chimic, care iau parte la alcătuirea rocilor.*

Din cele peste 3.000 de minerale cunoscute, mai răspândite și importante în procesul de solificare sunt circa 100.

După compoziția chimică și structura cristalină, mineralele se grupează în următoarele clase:

1. Clasa elementelor native
2. Clasa sulfurilor
3. Clasa compușilor halogenați sau sărurilor haloide
4. Clasa oxizilor și hidroxizilor
5. Clasa sărurilor acizilor oxigenați
6. Clasa compușilor organici

Dintre grupele de minerale, predominante sunt următoarele:

- 60% feldspatii și feldspatoizii – adică sărurile acizilor silicici cu Al și K sau uneori cu Na și Ca;
- 17% amfiboli și piroxeni – așa numiții silicați feromagnezieni;
- 12% cuarț – bioxid de siliciu;
- 4% mice – silicați cu Al și K – mica albă

- silicați cu Fe și Mg, Al și K – mica neagră;
- 1% minerale de titan;

Se observă deci marea răspândire a silicaților, 75% din masa litosferei fiind alcătuită din silicați.

Clasa elementelor native – S, Ag, Au, Ni, Pb ș.a. – sunt slab răspândite în scoarța terestră și nu depășesc 0,1%. În scoarța terestră, se găsesc în stare nativă peste 30 de elemente chimice, în special metale, majoritatea fiind în stare solidă, cu excepția mercurului care este lichid. Mineralele din această grupă se clasifică în metale (aur, argint, platină, fier, mercur) și metaloide (sulf, arsen, diamant, grafit). Mineralele native au cele mai mari greutateți specifice, sunt foarte maleabile și au duritate redusă (Paulette L., 2008).

Clasa sulfurilor cuprinde un număr mare de minerale, cca 13% din totalul acestora, însă au o pondere mică în alcătuirea scoarței terestre, împreună cu sulfatii reprezentând doar 0,4% din masa litosferei. Sunt compuși ai sulfurului cu metale și metaloizi, au greutate specifică mare între 3,5 și 8, cu clivaj perfect.

Clasa compușilor halogenați sau a sărurilor haloide are o pondere redusă, de cca 5% din greutatea litosferei, și cuprinde sărurile acizilor halogenați: fluoruri, cloruri, bromuri și ioduri, minerale în general incolore și transparente în stare pură, luciu sticlos, ușor solubile în apă, higroscopice.

Clasa oxizilor și hidroxizilor – au o importanță mai mare pentru formarea solurilor și participă la alcătuirea litosferei, cu cca. 17% din greutatea acesteia. Oxizii reprezintă combinațiile simple ale diferitelor metale și metaloizi cu oxigenul. Se împart în subclasele oxizi și hidroxizi.

Se acumulează spre suprafața scoarței terestre, formându-se pe seama oxigenului atmosferic sau datorită apelor pluviale ce conțin oxigen, cu caracter opac sau translucid, duritate mare (oxizii), greu solubili și stabili din punct de vedere chimic (frecvent întâlniți în aluviuni).

Clasa sărurilor acizilor oxigenați cuprinde 2/3 din totalul mineralelor care alcătuiesc scoarța terestră, reprezentând sărurile naturale ale acizilor oxigenați.

Se împarte în carbonați, sulfati, azotați, molibdați și wolframați, fosfați, borați și silicați (cca 75%). Acestea sunt mineralele constitutive ale rocilor magmatice și metamorfice de contact, în compoziția cărora se găsesc ca minerale principale, dar și în rocile sedimentare, mai ales argilele.

Ca și constituenți principali ai rocilor magmatice, metamorfice și a unui număr mare de roci sedimentare, aceste minerale au o importanță majoră în procesul de solificare. Partea minerală a solului își are originea în principal în silicați. Silicații sunt produși complecși cu structură cristalină, care au la bază rețele ionice, ce au în poziție centrală ionul de siliciu înconjurat de 4 ioni de oxigen, formând ceea ce se numește tetraedru de siliciu (fig. 3.1).

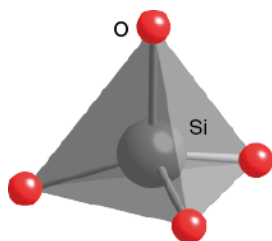


Fig. 3.1 Structura tetraedrului de siliciu (chemtube3d.com)

Clasa compuşilor organici conţine minerale de origine organică mai rar întâlnite, cum sunt țițeiul, cărbunele, chihlimbarul, compuși cu importanță economică, dar care nu interesează din punct de vedere al formării solului.

3.1.3. Compoziția petrografică a scoarței terestre

Ramura științelor geologice care se ocupă cu studiul, clasificarea și descrierea rocilor se numește Petrografie.

Roca este o asociere de două sau mai multe minerale ce iau parte la alcătuirea litosferei. Sunt însă și roci alcătuite dintr-un singur mineral (monominerale), ca de exemplu gipsul, sarea, calcarul cristalin, cuarțul etc.

Volumul litosferei până la adâncimea de 16 km este alcătuit, în proporție de 95%, din roci magmatice și metamorfice și 5% din roci sedimentare.

La suprafața globului pământesc, însă, 75% din roci sunt sedimentare și 25% roci magmatice și metamorfice. *Ca urmare, solul, care se găsește la suprafața litosferei, se formează în principal pe roci sedimentare.*

După origine și mod de formare rocile se clasifică astfel:

- a) *Roci magmatice (vulcanice);*
- b) *Roci metamorfice;*
- c) *Roci sedimentare (secundare).*

Procese de formare a rocilor magmatice și metamorfice sunt procese endogene care au loc în scoarța terestră sub influența factorilor interni: temperatură, presiune, agenți mineralizatori. Formarea rocilor sedimentare este determinată de procese de natură exogenă, deci care au loc la suprafața scoarței terestre, sub influența factorilor atmosferici în prezența oxigenului și apei, pe seama rocilor magmatice și metamorfice.

1. ROCILE MAGMATICE sunt formate prin răcirea și consolidarea magmelor fluide din interiorul Pământului, prin procese ce au loc în interiorul scoarței terestre, aproape de suprafață (magmatism plutonic) sau la suprafață (eruptivism vulcanic). Clasificarea rocilor magmatice se realizează în funcție de saturația în SO₂, compoziția mineralogică și condițiile geologice în care s-au consolidat, rezultând astfel 6 familii:

1. Familia Granitelor

2. Familia Granodioritelor
3. Familia Sienitelor
4. Familia Dioritelor
5. Familia Gabrourilor
6. Familia Peridotitelor

Denumirea familiei este dată de roca plutonică și fiecareia dintre rocile plutonice îi corespunde, din punct de vedere al compoziției chimice și mineralogice, o rocă filoniană nediferențiată, una sau mai multe diferențiate și o rocă vulcanică veche și una nouă.

Familia granitelor – din familia granitelor fac parte **granitul** (roca plutonică), **porfirele granitice** (roci filoniene), **pegmatitele**, **riolitul** (roca vulcanică), **obsidian** (rocă vitroasă), **pechstein** și **piatra Ponce**.

Familia granodioritelor cuprinde **granodioritul** (roca plutonică), **porfirele granodioritice** (roci filoniene), **Porfirele cuarțifere** (roci vulcanice) și **dacitul**.

Familia sienitelor – din familia sienitelor fac parte **sienitul** (roca plutonică), **ortofirele** (roci vulcanice) și **trahitele**.

Familia rioritelor are în componență **dioritul** (roca plutonică) și **andezitul** (rocă vulcanică).

Familia gabrourilor cuprinde **gabroul** (roca plutonică), **melafire** și **diabaze** (roci vulcanice) și **bazaltul**.

Familia peridotitelor cuprinde **peridotitul** (roca plutonică) și **picritele** (roci vulcanice).

2. **ROCILE METAMORFICE** sunt derivate din roci preexistente (*protoliți*) care au fost supuse temperaturilor și/sau presiunilor mai ridicate decât cele de formare inițială, prin transformări mineralogico-petrografice numite *metamorfism* (Șeclăman și colab., 1999). Ele iau naștere fie prin procesul de metamorfism de contact (termic), când se formează roci *corneene de contact* fie prin metamorfism regional. Caracteristic rocilor metamorfice este textura orientată, șistuoasă sau rubanată, precum și cristalinitatea.

După compoziția mineralogică, structură și textură, se împart în:

1. Familia gnaiselor
2. Familia micașisturilor
3. Familia amfibolitelor
4. Familia filitelor
5. Familia calcarelor cristaline
6. Familia cuarțitelor

Gnaisule sunt formate în catazonă, mai rar în mezozonă, au textură șistoașă sau fin rubanată. Compoziția mineralogică este asemănătoare cu cea a granitelor, de care se deosebește numai prin dispoziția ordonată a mineralelor în straturi paralele.

Micașisturile sunt roci cu structură solzoasă, cu textură șistuoasă, formate mineralogic din cuarț și miche, ca minerale principale. Ele provin și din metamorfozarea unor straturi argiloase sau a gresiilor micacee în mezonă.

Amfibolitele sunt roci formate aproape în întregime din amfiboli la care se adaugă în cantități reduse feldspați plagioclazi, cuarț și biotit. Se formează din metamorfozarea dioritelor și gabrourilor sau a rocilor sedimentare marnoase sau calcaroase în mezonă, mai rar în catazonă.

Șisturile cristaline se formează în epizonă, în metamorfismul regional. Au o structură foarte fin granulară datorită gradului de cristalizare redus și o textură pronunțat șistuoasă. Au în general luciu mătăsos.

În funcție de mineralul predominant se disting: șisturi sericitoase, șisturi cloritoase, șisturi talcoase, șisturi serpentinoase, șisturi grafitoase, șisturi calcaroase, șisturi cuarțite și filitele.

Calcarele cristaline sau **marmurele** se formează prin metamorfozarea rocilor sedimentare calcaroase. Se prezintă sub formă de mase lenticulare, cu o textură compactă neorientată. Sunt alcătuite din granule de calcit cu structură mozaică la care se adaugă în cantități mici cuarț, feldspați, magnetit etc.

Cuarțitele sunt formate, în cea mai mare parte, din granule de cuarț la care se adaugă cantități variabile de miche, magnetit, grafit, hornblendă etc.

3. ROCILE SEDIMENTARE reprezintă depozite de substanțe, cristalizate sau amorfe, rezultate în urma unor procese exogene de dezagregare, alterare, precipitare sau acumulare, în prezența apei și oxigenului. Ele sunt rezultatul stratificării, elementele de recunoaștere fiind stratificația și prezența fosilelor. Stratificația este o caracteristică texturală specifică rocilor sedimentare, generată de procesul de acumulare progresivă a sedimentelor în cadrul bazinelor de sedimentare .

O clasificare în funcție de modul prin care trece materialul provenit din dezagregarea și alterarea rocilor preexistente, până la formarea definitivă a rocilor sedimentare, le grupează astfel:

1. Roci sedimentare detritice (claste);
2. Roci sedimentare de precipitație;
3. Roci sedimentare organogene.

1. ROCI SEDIMENTARE DETRITICE

Rocile sedimentare detritice se formează prin alterarea mecanică a unor roci preexistente la care se adaugă în mod obligatoriu și un proces de transport. Componentele rezultate prin acest proces sunt numite *claste* (*gr. hlastos* = spătură) sau componente *detritice* (*lat. detritus* = sfărâmat).

Roci sedimentare detritice mobile (fără liant):

Grohotişurile reprezintă acumulări de blocuri colţuroase, depuse la poalele pereţilor abrupti din zona muntoasă, sub acţiunea forţei gravitaţionale.

Bolovănişurile, pietrişurile şi prundişurile sunt elemente mai mult sau mai puţin rotunjite, în raport cu distanţa la care au fost transportate.

Nisipurile provin din dezagregarea rocilor preexistente, conţin cuarţ peste 50%, feldspaţi 10-15%, muscovit 10-15% etc. După compoziţia lor şi natura mineralului predominant, pot fi: nisip cuarţos, nisip calcaros, nisip micaceu, nisip argilos, nisip feruginos. După originea lor, nisipurile pot fi nisipuri marine formate pe plajele mărilor şi nisipuri fluviale întâlnite în albiile râurilor, terase sau delte.

Argilele ($\varnothing < 0,01$ mm) sunt cele mai răspândite roci sedimentare. Sunt silicaţi de aluminiu hidrataţi (caolinit, montmorillonit) alcătuiţi în principal din cuarţ, feldspaţi, muscovit.

Loessul ($\varnothing 0,1-0,01$ mm) rezultă din cimentarea prafului. Este o rocă de vârstă recentă, uşoară, poroasă, de culoare galbenă formată din elemente foarte fine de praf silicios şi argilos, calcit, slab cimentate. Este permeabilă pentru apă, afânat, are o stratificaţie slabă (apare în bancuri), fiind rocă sedimentară de origine eoliană. Pe loess se formează cele mai fertile soluri de tipul cernisolurilor.

Roci sedimentare detritice cimentate (cu liant):

Conglomeratele provin din cimentarea bolovănişurilor, pietrişurilor şi prundişurilor, iar elementele componente sunt rotunjite datorită transportului de către apă.

Brechiile se deosebesc de conglomerate prin forma elementelor componente care sunt colţuroase (cimentarea grohotişurilor).

Gresiile rezultă din cimentarea nisipurilor, elementul mineralogic principal fiind cuarţul.

2. ROCI SEDIMENTARE DE PRECIPITAŢIE

Acestea sunt formate prin precipitare chimică din soluţii apoase. Nu se formează prin acţiunea organismelor, sunt în general constituite din minerale foarte solubile (cloruri, carbonaţi, sulfati) şi conţin adeseori elemente rare (F, Br, Li, Rb etc.). Ele pot fi:

- **de precipitaţie pur fizico-chimică**, cum sunt gipsul, sarea gemă, anhidritul, silvina
- **de precipitaţie calcaroasă:**

Tufurile calcaroase rezultate din precipitarea CaCO_3 din apa izvoarelor care ies din masive calcaroase în jurul plantelor terestre (alge, muşchi).

Calcarul travertin rezultă prin depunerea carbonatului de calciu în golurile din tufurile calcaroase.

Stalactite şi **stalagmite** sunt depuneri calcaroase pe tavanul şi podeaua peşterilor; prin unirea lor se formează „stâlpi” sau coloane.

Dolomitele sunt calcare vechi care, în contact cu soluțiile magneziene, s-au transformat în dolomite, prin înlocuirea din calcite a ionului de Ca cu cel de Mg.

- **de precipitație calco-argiloasă:**

Marnele sunt roci intermediare între argile și calcare, formate din calcit granular dispersat în masa de argilă. Se deosebesc de argilă prin faptul că fac efervescență cu HCl și au culoare cenușie.

- **de precipitație silicioasă** - rezultate prin sedimentarea pe fundul lacurilor sau a mărilor a silicei coloidale rezultate prin precipitare.

Silexul (*cremenea*) reprezintă accidente silicioase în crete. Conțin 98% SiO₂, sunt constituite din material dur, fin, de culoare variabilă, iar în interiorul lor se găsesc resturi calcaroase. La lovire, scot scânteii și degajă miros de fum.

- **de precipitație fosfatică:**

Fosforitele sunt constituite din minerale fosfatate (apatit) formate prin precipitarea fosfatului de calciu din apa mării.

3. ROCI SEDIMENTARE ORGANOGENE (BIOGENE)

Sunt roci care iau naștere prin activitatea directă sau indirectă a organismelor. Ele se împart în:

a. **Roci sedimentare fitogene** numite și roci caustobiolite (care ard) și sunt reprezentate de cărbuni.

Cărbunii sunt de origine vegetală, formați în urma unui proces de transformare lentă a substanțelor vegetale în compuși bogați în carbon, proces cunoscut sub denumirea de carbonificare sau incarbonizare. În funcție de compoziția chimică, petrografică și vârsta lor geologică, cărbunii se clasifică în: **turbă, lignit, cărbune brun, ulei și antracit.**

b. **Roci sedimentare zoogene** rezultate ale acumulării de resturi organice animale. Ele pot fi:

- **Creta** - calcaroasă organogenă, de culoare albă, friabilă, cu o structură foarte fin granulară formată din resturi de foraminifere înglobate într-un ciment foarte fin de carbonat de calciu.
- **Calcare cohilifere** - formate din cochiliile întregi sau sfărâmături de cochiliile de moluște cimentate cu CaCO₃.
- **Calcare coralifere** cu aspect spongios, de fagure de miere.
- **Guano** - depozit format din dejecții, ouă și cadavre de păsări acumulate masiv, uneori în straturi de peste 10 m pe insulele populate cu milioane de păsări sau în unele peșteri populate cu lilieci. Sunt folosite ca îngrășăminte agricole naturale, deoarece conțin oxalat de amoniu și fosfat de calciu.

3.2. ALTERAREA PRINCIPALELOR TIPURI DE ROCI

În funcție de tipul genetic de sol ce a rezultat sub influența factorilor de solificare, roca mamă influențează direct proprietățile solului.

Rocile fiind o asociație de minerale, acestea din urmă influențează gradul lor de solificare. Astfel, după procesele de dezagregare și alterare, rocile masive și dure de la suprafața litosferei capătă însușiri noi, cum ar fi:

- sunt afânate deoarece, mai nou, sunt constituite din fragmente de roci și particule de minerale de diferite mărimi;
- sunt permeabile pentru aer și apă;
- conțin aer și apă pentru o perioadă de timp;
- permit dezvoltarea rădăcinilor plantelor, asigurând într-o oarecare măsură unele substanțe necesare nutriției plantelor.

Mineralele constitutive ale rocilor magmatice:

1. *Minerale principale:* oxizi (cuart), aluminosilicați (feldspați, feldspatoizi, miche), silicați (amfiboli și piroxeni, olivina).
2. *Minerale accesorii:* hornblendă, magnetit, pirită, fluorină, apatit.

Mineralele constitutive ale rocilor sedimentare: *hidroxizii* (de aluminiu, de fier: geothit, limonit; de mangan), *silice hidratată:* opal, jasp, calcedonie; *carbonați:* calcit, magnezit, dolomit; *sulfați:* anhidrit, gips; *ilicați secundari hidratați:* mică hidratată, montmorillonit, beidellit, caolinit; *săruri solubile:* cloruri, sulfați și carbonați alcalini de Na sau K.

Mineralele constitutive ale rocilor metamorfice conțin cele mai multe din mineralele rocilor magmatice și o parte din cele ale rocilor sedimentare, la care se adaugă minerale rezultate din procesele de metamorfism care sunt proprii și caracteristice: oxizi (cuart), silicați (sericit, serpentin, talc, clorit).

Mineralele componente ale rocilor prezintă o diversitate de compoziție chimică și tipuri foarte variate de structură cristalină și care determină diferențe de alterare, precum și produse de alterare de natură și cantitate diferită.

1. Unele minerale sunt mai ușor alterabile, altele mai greu alterabile sau greu alterabile, astfel ca rămân în sol ca un rest de alterare a rocilor. Gradul de eliminare a diferiților cationi bazici din rețeaua cristalină a silicaților primari (inclusiv aluminosilicați) este foarte diferit, ordinea în care se succed fiind $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{K} > \text{Na}$. Cel mai ușor se elimină calciul și ca urmare, el reprezintă cationul dominant în complexe de alterare rezultate. Așa se explică, în mare parte, de ce în anumite soluri suficient saturate cu baze, cationii cu calciu reprezintă 80% din totalul cationilor adsorbiți.

2. Natura și cantitățile produselor de alterare sunt determinate de compoziția chimică a mineralelor. Silicații, primordialii în formarea solului, prezintă o mare diversitate a compoziției chimice, iar prin alterare înaintată, din silicații comuni ai rocilor se formează baze, silice, hidroxid de aluminiu,

de fier etc., produse care se reunesc în raporturi diferite în silicați secundari hidratați (argila solului) sau rămân separați definitiv (destrucția definitivă).

Alterarea materialului parental al solurilor din România se află sub incidența unui climat temperat. Rocile magmatice și metamorfice având compoziția mineralogică comună, alterarea lor este asemănătoare (Laura Paulette, 2008).

3.3. PROCESE DE FORMARE A PĂRȚII MINERALE A SOLULUI

Dintre procesele care transformă mineralele și rocile de la suprafața litosferei, adică cele care contribuie la formarea părții minerale a solului, o importanță deosebită o au *dezagregarea* și *alterarea*.

3.3.1. Dezagregarea

Dezagregarea este procesul fizico-mecanic și biomecanic de mărunțire treptată a mineralelor și rocilor în fragmente din ce în ce mai mici, fără schimbarea compoziției lor chimice.

Dezagregarea are loc sub acțiunea următorilor factori: variațiile de temperatură (termică), apa (hidrică), vântul (eoliană), forța de gravitație (gravitațională) și organismele vii (biogenă).

a) Dezagregarea sub acțiunea variațiilor de temperatură se referă la variațiile de temperatură din timpul zilei, de la zi la noapte (*diurne*) și de la un sezon la altul (*sezoniere*).

Corpurile solide, prin încălzire se dilată, iar prin răcire, se contractă. La fel se întâmplă și în cazul mineralelor și rocilor. Acestea fiind rele conducătoare de căldură (viteza de propagare a căldurii în interiorul rocii este de cca. 3 cm pe oră, deci într-o zi rocile se încălzesc până la circa 30 cm); nu se încălzesc și nu se răcesc uniform de la suprafață spre interior. Astfel, stratul de la suprafața rocii, în timpul zilei, se încălzește mai repede și mai accentuat față de cel interior. Ca urmare, straturile de la suprafață se vor dilata mai mult, iar cele din interior din ce în ce mai puțin. Prin mărirea volumului, forțele de dilatare ale rocii înving pe cele de coeziune și, în consecință, straturile de la suprafață se vor desprinde de cele interioare, rezultând *fisuri (crăpături) paralele cu suprafața rocii*.

În timpul nopții, când temperatura scade, tot datorită relei conductibilități termice a rocilor, straturile de la suprafață se răcesc mai repede și deci se contractă mai puternic față de cele din interior, rezultând *fisuri perpendiculare pe suprafața mineralului sau a rocii*.

Prin repetarea acestor fenomene de încălzire-răcire și dilatare-contractare, are loc fisurarea (crăparea) rocilor, apoi mărunțirea lor în particule din ce în ce mai fine. Așadar, rocile inițiale compacte, impermeabile pentru apă și aer, se transformă în roci afânate, permeabile pentru apă și aer – o primă însușire necesară transformării rocilor și mineralelor în sol.

Dezagregarea rocii este însoțită de mărirea suprafeței specifice. Astfel, dacă dintr-un cub cu latura de 1 cm, prin mărunțire repetată se ajunge la cuburi cu latura de 0,001 mm, rezultă o suprafață totală de 6.000 cm² (tabelul 3.1.).

Tabel 3.1.

Suprafața totală a unui cm³ de material mineral în funcție de gradul de mărunțire (Blaga G., 2008)

Lungimea laturii (cm)	Nr. de cuburi	Suprafața totală (cm ²)
1	1	6
0,1	10 ³	60
0,01	10 ⁶	600
0,001	10 ⁹	6000
0,0000001	10 ²¹	60 000 000

Acest lucru este foarte important, deoarece suprafața asupra căreia vor acționa factorii pedogenetici în continuare, fiind mai mare, procesele de dezagregare, dar mai ales de alterare, vor fi mai intense și procesul de solificare va fi mai intens.

Dezagregarea termodinamică a rocilor are loc cu intensitate mai mare în zonele unde rocile trec brusc de la o încălzire mai mare în timpul zilei la o răcire mai puternică în timpul nopții.

În țara noastră, acest fenomen are loc mai ales în munții înalți, unde din cauza aerului mai rar, insolația în timpul zilei este mai mare, iar răcirea în timpul nopții mai accentuată și, ca urmare, dezagregarea este mai intensă.

Foarte evidentă este această dezagregare termodinamică în deșerturi, unde variația diurnă de temperatură este foarte ridicată. Astfel, ziua temperatura este de 70°C, iar noaptea coboară sub 0°C.

Rezultă că intensitatea procesului de dezagregare termodinamică depinde de:

- *amplitudine termică* – cu cât aceasta este mai ridicată, cu atât și dezagregarea este mai intensă;

- *culoarea rocilor* – cele de culoare închisă se dezagregă mai puternic decât cele de culoare deschisă, deoarece absorb mult mai multă căldură și se dilată în măsură mai mare, determinând forțe antagoniste mai accentuate între suprafață și interiorul rocii sau mineralului;
- *compoziția mineralogică* – rocile poliminerale se dezagregă mai ușor decât rocile formate dintr-un singur mineral, datorită capacității calorice, conductibilității calorice și a coeficientului de dilatare care diferă de la un mineral la altul.

b) Dezagregarea sub acțiunea apei

Alături de variațiile de temperatură, un rol deosebit în procesul de dezagregare îl are apa. Acțiunea apei se manifestă sub următoarele forme:

- dezagregarea prin înghețarea și dezghețarea apei din interiorul rocilor, fenomen cunoscut și sub denumirea de *gelivație*. Apa care pătrunde în crăpăturile rocilor și fisurile mineralelor (produse sub influența variației de temperatură), prin înghețare își mărește volumul (cu peste 9% față de volumul ei la temperatura de 4°C), determinând mărirea fisurilor și dezagregarea mai accentuată a rocilor. În condițiile de climă din România, efectul gelivației ajunge până la cca. 1 m profunzime, în zona montană. Înghețul și dezghețul au un rol foarte favorabil și în mărunțirea brazdelor bolovănoase rămase după arăturile adânci de toamnă.
- dezagregarea prin acțiunea apei din fisurile și porii rocilor și mineralelor.

Apa în stare lichidă pătrunde în fisurile și porii rocilor și mineralelor, unde determină creșterea presiunii. Apa din capilarele de 1 micron determină o presiune capilară de 1,5 kg/cm², iar în capilarele de 1 milimicron presiunea capilară se ridică la 1500 kg/cm² (Blaga G., 2004). Această presiune este suficientă pentru a afâna cele mai dure roci (roca cea mai rezistentă la dezagregare este cuarțul).

Apa din fisuri și pori are și o acțiune de dizolvare a diferiților compuși chimici, ducând la micșorarea coeziunii și nemijlocit la mărunțirea rocilor.

- dezagregarea datorită apelor de șiroire, torenților și apelor curgătoare:
 - apele de șiroire care iau naștere pe suprafețe înclinate au o acțiune de *coroziune*, adică scobirea, prin dizolvare, a unor șanțulețe orientate în direcția pantei, și de *eroziune*, adică antrenarea materialului de la suprafața litosferei și mărunțirea acestuia în timpul transportului;

- apele torenților, adică cursuri de ape temporare, dar foarte vijelioase, care se formează în urma ploilor torențiale sau a topirii bruște a zăpezilor pe versanți, contribuie la dezagregarea rocilor tot prin coroziune și eroziune dar acestea sunt mult mai intense. Rezultatul acțiunii apelor torențiale îl reprezintă **conurile de dejecție**;
- apele curgătoare, adică cursuri permanente de apă sub formă de pâraie, râuri și fluvii, manifestă o intensă acțiune de dezagregare prin eroziune, dar mai ales prin transportul unui volum mare de materiale. De exemplu, fluviul Mississippi transportă 516 mil. tone de aluviuni anual, Volga 72 mil. tone anual, iar Dunărea 82 mil. tone anual. În timpul transportului, prin procese chimice de dizolvare, dar mai ales prin procese mecanice, fragmentele mai mari sunt mărunțite treptat. Rezultatul acțiunii apelor curgătoare este formarea **aluviunilor**.
- dezagregarea datorită zăpezilor și ghețarilor este evidentă în zona muntoasă, unde prin acumularea unor cantități mari de zăpadă se produc avalanșe, care antrenează blocuri mari de stâncă. Prin izbire, frecare și rostogolire acestea se mărunțesc. Aproximativ în același mod acționează în dezagregare și ghețarii, care prin alunecare, desprind stânci masive și le transformă în **grohotișuri** și **morene** (mase de material detritic transportate de ghețari și depuse acolo unde se topește gheața).
- dezagregarea datorită lacurilor, mărilor și oceanelor.

Comparativ cu acțiunea apei curgătoare, acest tip de dezagregare este mult mai redus, limitându-se asupra țărmurilor, care sunt lovite de valuri cu o forță ce poate ajunge până la 30.000 kg/m^2 . Prin loviri repetate, sunt desprinse blocuri masive care sunt mărunțite până ajung sub formă de grăunți fini de nisip.

c) Dezagregarea datorită vânturilor

Acțiunea vântului în dezagregarea mineralelor și rocilor se manifestă prin procesul de **coraziune**, adică prin acțiunea mecanică de roadere și de șlefuire a rocilor prin intermediul unor particule de roci și minerale dure puse în mișcare de vânt și prin procesul de **ablațiune**, adică procesul de îndepărtare a materialului fin de la suprafața rocii. Rezultă roci sedimentare de natură eoliană și diferite forme erodate și modelate de vânt. Un exemplu elocvent în acest sens în România este grupul de stânci cunoscut sub numele de „Babele” din masivul Bucegi.

d) Dezagregarea datorită forței de gravitație

Aceasta este caracteristică pe versanții din zona montană, unde fragmentele de roci sau minerale rezultate datorită factorilor prezentați anterior nu rămân pe loc, ci datorită forței gravitaționale sunt desprinse, cad și se mărunțesc în continuare prin lovire și frecare.

e) Dezagregarea datorită organismelor

Acțiunea cea mai frecventă a organismelor este aceea de fărâmițare mecanică care se datorează presiunii exercitate de rădăcinile tuturor plantelor și în special a arborilor care pătrund prin crăpăturile rocilor și pe măsură ce se îngroașă, presează asupra acestora, producând mărunțirea lor. Presiunea exercitată de rădăcinile plantelor poate ajunge la 30-50 kg/cm² (Blaga G., 2004).

Acțiunea de dezagregare are loc și datorită animalelor, dar aceasta numai în rocile moi, ca de exemplu în loess, în care sapă galerii (**crotovine**), formând căi de pătrundere a aerului și a apei și deschizând astfel calea dezagregării directe prin acțiunea altor factori, cum ar fi cazul apei, a cărei acțiune, așa cum am văzut, este foarte puternică în procesul de dezagregare.

3.3.1.1. Produsele rezultate în urma dezagregării

Sunt alcătuite din particule grosiere, diferențiate după gradul de mărunțire. Acestea se acumulează la nivelul profilului de sol reprezentând componentele anorganice ale solului de tipul scheletului solului (fragmente dure cu dimensiuni mai mari de 2 mm Ø) și pământul fin (material cu dimensiuni mai mici de 2 mm Ø)

După Atterberg, se deosebesc următoarele fracțiuni: bolovani, pietre, pietriș, nisip și praf.

Bolovanii - fragmente de rocă cu diametrul mai mare de 20 cm, rotunjite sau nu și care se întâlnesc predominant în regiunile muntoase sau pe cursul râurilor și la gura torenților.

Pietrele - fragmente de rocă sau minerale, cu dimensiuni cuprinse între 2 și 20 cm, rotunjite datorită transportului pe cale mecanică.

Pietrișul – cu dimensiuni între 2 și 20 mm; împreună cu pietrele și bolovanii alcătuiesc scheletul solului, prezent mai ales în solurile din zona montană sau din lunci.

Nisipul are elementele constitutive între 2- 0,2 mm nisip grosier și între 0,2 - 0,02 mm nisip fin. Este alcătuit predominant din cuarț, se solidifică foarte greu, astfel că solurile formate pe nisipuri sunt mai puțin fertile, au permeabilitate mare pentru apă și aer și capacitate redusă de reținere a substanțelor nutritive.

Praful - particule cuprinse între 0,02 - 0,002 mm, reprezintă componenta de bază a unor roci sedimentare cum sunt loessul și unele aluviuni. La formarea sa participă și alterarea.

3.3.2. Alterarea mineralelor

Spre deosebire de dezagregare, ce duce la o simplă mărunțire mecanică a mineralelor și rocilor, alterarea produce schimbarea compoziției chimice a acestora.

Alterarea reprezintă totalitatea modificărilor chimice pe care le suferă mineralele primare din rocă sub acțiunea agenților atmosferici, cu formarea de noi minerale, mai stabile în condițiile termodinamice de la suprafața pământului.

Alterarea are loc concomitent cu dezagregarea și se manifestă îndeosebi la suprafața particulelor rezultate prin mărunțirea mineralelor și rocilor. Așadar, cu cât dezagregarea este mai accentuată, cu atât și alterarea este mai intensă. Alterarea mineralelor se produce pe cale chimică și pe cale biologică.

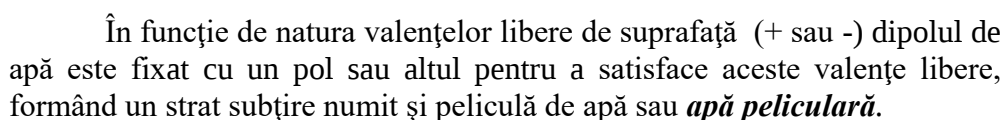
3.3.2.1. Alterarea chimică

Principalul factor al alterării chimice este apa, alături de care un rol important îl au bioxidul de carbon, oxigenul, sărurile, acizii și bazele aflate în soluție, precum și acizii organici rezultați în urma activității plantelor superioare și a microorganismelor.

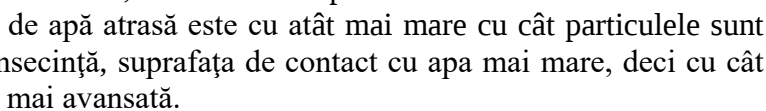
Alterarea chimică constă într-o serie de procese ce au loc la suprafața mineralelor ce se condiționează reciproc. Aceste procese sunt hidratarea și deshidratarea, dispersia și dizolvarea, hidroliza, oxido-reducerea, carbonatarea și bicarbonatarea

a) Hidratarea înseamnă fixarea de către minerale a apei, fixare ce se poate face pe cale fizică și pe cale chimică, deosebindu-se deci *hidratarea fizică și hidratarea chimică*.

- *hidratarea fizică* se referă la atragerea apei la suprafața particulelor minerale, ca urmare a faptului că molecula de apă are o structură bipolară asimetrică (centrul sarcinilor negative nu corespunde cu centrul sarcinilor pozitive) și ca urmare, această moleculă este atrasă de ioni negativi sau pozitivi de la suprafața particulelor minerale care au valențe libere de suprafață.

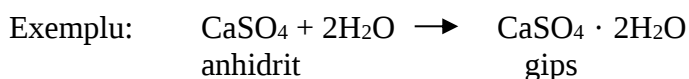


De multe ori, moleculele de apă de hidratare îmbracă ionii ca o manta, slăbind forțele de atracție dintre cationii și anionii rețelei cristaline, ducând chiar la ruperea acestora, deci la descompunerea mineralului.

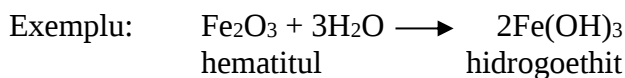


Hidratarea fizică nu provoacă o modificare substanțială a mineralelor, însă înlesnește alterarea prin alte procese.

- *hidratarea chimică* constă în pătrunderea apei în rețeaua cristalină a mineralelor, fie sub formă de moleculă (așa numita *apă de cristalizare*):



fie sub formă de grupe OH^- (așa numita *apă de constituție*):



În cadrul hidratării chimice, modificările sunt mult mai profunde, ducând la formarea de noi minerale. Astfel, din anhidrit a rezultat gips, din hematit a rezultat hidrogoethit, iar din feldspați (cele mai răspândite minerale din natură), prin hidratare și hidroliză rezultă minerale argiloase, cu un rol deosebit în procesul de solificare. Prin hidratare volumul mineralelor crește de mai multe ori.

Procesul invers hidratării este *deshidratarea*, adică pierderea de apă. Cel mai ușor se pierde apa de hidratare fizică, urmată de apa de cristalizare și apoi apa de constituție, care se pierde la o temperatură mai mare de 500°C.

Prin deshidratare mineralele își micșorează volumul.

b) Dizolvarea este procesul de trecere a unui mineral în soluție, unde se dispersează uniform, fără să-și schimbe compoziția chimică.

Această trecere are loc datorită hidratării înaintate a ionilor de la suprafață, care, acoperindu-se cu o peliculă de apă, duc la slăbirea forțelor de reținere a lor în rețea și trecerea lor în soluție.

Solubilitatea mineralelor este foarte diferită. Astfel:

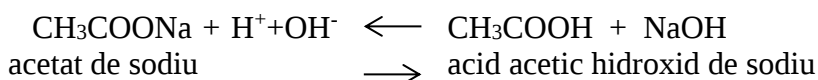
- foarte ușor solubile sunt azotații și clorurile;
- greu solubile sunt sulfații și carbonații;
- foarte greu solubile sunt fosfații și silicații.

Solubilitatea mineralelor crește odată cu creșterea conținutului apei în CO₂ precum și cu creșterea temperaturii apei. De exemplu, solubilitatea CaCO₃ crește aproape de 100 de ori în prezența CO₂.

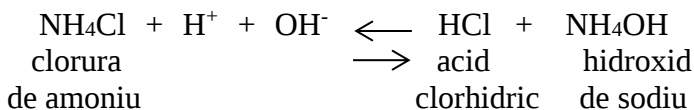
De asemenea, dizolvarea contribuie la alterare prin faptul că duce la îndepărtarea și transportul produselor rezultate, dând posibilitatea apei să acționeze în continuare. Spre exemplu, CaCO₃ dizolvat în partea superioară a profilului de sol este depus în profunzime unde formează un orizont carbonatoluvial (Cca) sau poate fi spălat până în pânza de apă freatică, în funcție de condițiile de climă.

c) Hidroliza este fenomenul de descompunere a unei sări sub acțiunea apei, în acidul și baza din care este formată sarea respectivă.

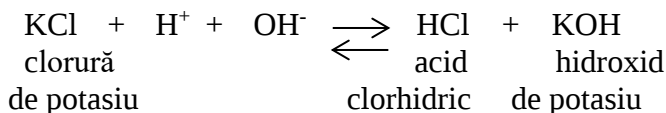
În funcție de natura acidului sau a bazei din care este formată sarea, putem avea hidroliză bazică, acidă sau neutră. De exemplu:



rezultă un acid slab și o bază puternică, deci o *hidroliză bazică*.



rezultă un acid puternic și o bază slabă, deci o *hidroliză acidă*.

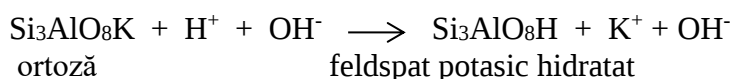


rezultă un acid puternic și o bază puternică, deci o *hidroliză neutră*.

În natură și în special printre mineralele componente ale rocilor, se întâlnesc frecvent asemenea sisteme, de exemplu, aluminosilicații sau chiar alți silicați sunt săruri ale unor acizi slabi (cum sunt acizii silicici) cu baze tari (NaOH, KOH ș.a.) vor hidroliza alcalin.

Hidroliza silicaților urmează mai multe faze:

I. În prima fază, mineralele dezagregate expun acțiunii apei pe fețe și muchii un număr mare de cationi din rețeaua cristalină. Între acești cationi (de exemplu, cationul de potasiu, cum este cazul la ortoază) și ionul de H (care are un volum atomic foarte mic, dar o energie extrem de mare) se produce un schimb.



Această primă fază, în care mineralul a pierdut baza, se numește **debazificare**.

II. Soluția bazică rezultată în prima fază solubilizează parțial bioxidul de siliciu. Ionii de OH⁻ rezultați prin disocierea KOH pot înlocui o parte din SiO₂ care se elimină ca acid de siliciu nestabil ce trece în silice coloidală hidratată, sub forma unui praf albicios. Această fază prin care se pierde SiO₂ din rețeaua cristalină a silicaților se numește **desilicifiere**.

III. Prin înaintarea procesului de hidroliză, pe lângă cationii bazici de K, Na, Ca și Si din rețeaua cristalină a silicaților feromagnezieni, se elimină și Fe și Al care formează hidroxizi coloidali, silice coloidală și minerale argiloase sau se poate merge până la o distrucție definitivă a nucleului aluminosilicic. Această ultimă fază a hidrolizei silicaților poartă denumirea de **argilizare**.

Intensitatea procesului de hidroliză a silicaților este influențată de mai mulți factori: gradul de mărunțire, alcătuirea chimică a silicatului, concentrația ionilor de H a soluției, condițiile climatice și altele.

Dintre aceștia, un rol important îl au condițiile climatice și anume umiditatea și căldura, care fac ca în anumite situații, hidroliza să se oprească la un anumit nivel, pe când în alte situații să se ajungă până la faza cea mai avansată. Astfel:

În regiunile umede și reci debazificarea este intensă, dar bazele rezultate formează cu CO₂ din apă carbonați care sunt spălați la mare adâncime. Ca urmare, desilicifierea în absența bazelor este redusă și rezultă în aceste condiții un mineral argilos lipsit sau sărac în cationi bazici numit caolin, iar procesul se numește **caolinizare**.

În regiunile umede și calde hidroliza este foarte puternică, silicații sunt desfăcuți în componentele de bază, bazele sunt spălate în adâncime, oxizii de Fe și Mn se acumulează în scoarță care capătă o culoare roșie caracteristică, proces numit *lateritizare*.

În regiunile uscate și calde se produce fenomenul de *sericitizare*, când debazificarea are o intensitate mai mică, cu îndepărtarea parțială a carbonaților, ceea ce duce la formarea sericitului și a mineralelor argiloase bogate în cationi bazici (micele hidratate, montmorillonitul, beidellitul).

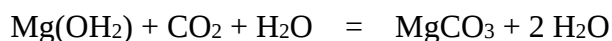
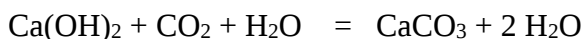
Din cele prezentate, rezultă că hidroliza este cel mai important proces al alterării, prin care se formează diferite săruri necesare nutriției plantelor, oxizi și hidroxizi, precum și cea mai importantă componentă a solului – argila.

d) Carbonatarea este procesul de formare a carbonaților pe seama hidroxizilor bazelor (K, Na, Ca, Mg) eliberați în prima fază a procesului de hidroliză a silicaților, sub acțiunea CO₂ dizolvat în apă. Astfel:



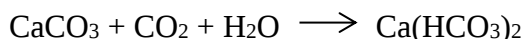
Acești carbonați de K și Na sunt săruri ușor solubile și în condițiile unor precipitații abundente sunt antrenate până în pânza de apă freatică.

Carbonații de Ca și Mg se formează în același mod:



Acești carbonați însă sunt mai greu solubili și se acumulează, dând naștere la rocile calcaroase.

Când apa conține CO₂ în exces, dizolvă și carbonații de Ca și Mg trecându-i în bicarbonați (HCO₃) astfel:



Procesul este cunoscut sub denumirea de **bicarbonatare**. Bicarbonații astfel formați, în condițiile unor precipitații abundente, sunt levigați până în pânza de apă freatică. Bicarbonatul de calciu și bicarbonatul de magneziu se mențin în soluție atâta timp cât concentrația în CO₂ este ridicată. Prin creșterea temperaturii concentrația în CO₂ scade, iar în acest caz bicarbonații trec în carbonați insolubili care se depun.



La fel, Fe și Mg eliberați din rețeaua cristalină a silicaților într-un mediu reducător trec în soluție sub formă de bicarbonat feros și bicarbonat manganos.

Procesele de carbonatare și bicarbonatare au un rol deosebit în alterarea mineralelor. Ele duc la formarea rocilor sedimentare cum sunt calcarele și dolomitele, care se formează pe seama produșilor de hidroliză a silicaților ce conțin Ca și Mg.

e) Oxido-reducerea este procesul de alterare a mineralelor prin oxidare și reducere.

Prin **oxidare** se înțelege procesul chimic de alterare a mineralelor din roci cu formare de oxizi, ca urmare a câștigării de O sau pierderii de H. De exemplu, oxidarea fierului feros (Fe^{++}) din silicați cum ar fi cazul amfibolilor, piroxenilor și biotitei.

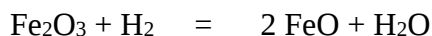
Ionii feroși (Fe^{++}) din rețeaua cristalină a acestor minerale sunt eliberați prin procese de hidroliză și formează bicarbonați $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$.

În prezența O_2 , bicarbonatul feros nu are stabilitate și trece în hidroxid de fier și CO_2 .



În procesul de alterare, prin oxidarea Fe, mineralele sau rocile afectate își schimbă culoarea în ruginiu, ceea ce este un criteriu de recunoaștere a procesului.

Reducerea este procesul de alterare care are loc pe baza reacției inverse oxidării, adică pierdere de O_2 sau câștig de H.



Acest proces are loc în condiții de lipsă de aer (de oxigen) și se petrece sub acțiunea bacteriilor anaerobe, care își procură O din compușii oxidați. Formele reduse de Fe și Mn sunt solubile și sunt deci ușor transportate de către apă.

Morfologic, acest proces poate fi identificat în profilul de sol prin faptul că compușii reduși ai Fe și Mg, spre deosebire de cei oxidați au culori verzui, albastrii, vineții.

Procesele de oxidare și reducere au un rol foarte important în legătură cu solubilizarea și insolubilizarea compușilor de Fe și Mg.

3.3.2.2. Alterarea biochimică

Prin alterarea biochimică sau biologică se înțelege modificarea chimică a mineralelor ce intră în alcătuirea rocilor sub acțiunea organismelor.

Deși masa organismelor reprezintă cel mult 0,1% din scoarța pământului, prin multitudinea formelor, prin marea sa răspândire și caracterul ei activ, determină transformări profunde și multiple.

Acțiunea biochimică, adică a factorului biologic în procesul de alterare poate să cuprindă două aspecte – o acțiune directă și una indirectă.

- *acțiunea directă* constă în faptul că unele organisme extrag din minerale diferiți compuși care se acumulează în corpul lor, contribuind astfel la alterarea scoarței terestre. De exemplu, diatomeele și radiolarii extrag din silicați siliciu, foraminiferele și spongierii extrag Ca.

- *acțiunea indirectă* constă în eliberarea de CO₂ a unor acizi minerali (azotic, sulfuric ș.a.), acizi organici (acetic, tartric ș.a.) care duc la intensificarea procesului de alterare.

Pe lângă microorganisme și plantele superioare, în procesul de alterare biochimică, o importanță deosebită îl are humusul, Astfel, acizii din care este constituit acesta reprezintă o sursă importantă de H și în acest fel este intensificat procesul de hidroliză care, așa cum am văzut, are cel mai important rol dintre procesele de alterare.

3.3.2.3. Alterarea principalelor grupe de minerale

Mineralele primare se alterează în mod diferit, în funcție de culoarea lor, de ordinea cristalizării din magmă. Mineralele melanocrate, care conțin fier și magneziu, se alterează mai ușor decât mineralele leucocrate. Ordinea creșterii rezistenței la alterare a mineralelor rocilor magmatice, corespunde ordinei cristalizării mineralelor din magmă, care este următoarea: olivină – piroxeni (augit) – amfiboli (hornblendă) – biotit – feldspați calcici (anortit) – feldspați calcosodici (andezin, oligoclaz, labrador, bytownit) – feldspați sodici (albit) – feldspați potasici (ortoclaz) – muscovit – cuarț – titan.

Mineralele cristalizate la început dintr-o magmă săracă în apă, cu temperatură ridicată, sunt puțin stabile și se alterează ușor când roca ajunge la suprafața scoarței terestre.

Mineralele cristalizate la sfârșit, dintr-o magmă cu temperatură redusă, în general sunt mai stabile în condițiile de la suprafața scoarței terestre.

Feldspații sunt mineralele cele mai frecvente din rocile magmatice (59,5%) și se alterează relativ ușor, datorită, în principal, clivajului și conținutului relativ ridicat din rețeaua cristalină în K⁺, Na⁺, Ca²⁺.

Prin alterare, cristalele de feldspat devin mate și, cu timpul, o rocă masivă cum este granitul, se transformă într-un material pământos, alcătuit

dintr-un mineral argilos în care sunt incluse cristalele de cuarț (practic nealterabil).

Piroxenii și amfibolii (16,8% în rocile magmatice), în general se alterează ușor, cu formare de silicați secundari, de carbonați și hidroxizi, în urma eliberării fierului și magneziului.

Micele (3,8% în rocile magmatice) se alterează diferit. Muscovitul, se alterează relativ greu, rezultând mineralele argiloase, carbonat de potasiu și silice amorfă (la fel ca și în cazul feldspaților). Biotitul se alterează relativ ușor, rezultând minerale argiloase (de tipul micelor hidratate), carbonat de potasiu și carbonat de magneziu, oxizi și hidroxizi ferici.

Olivina se alterează ușor, rezultând carbonat de magneziu, silice amorfă și hidroxid de fier.

Cuarțul este un mineral extrem de rezistent la alterare. La temperatură obișnuită este atacat numai de acidul fluorhidric. Mineral stabil în climate temperate (în apă este insolubil iar cu bazele, la rece, nu reacționează), se alterează în condițiile climatului cald și umed, cu atât mai intens cu cât procesul de alitizare este mai puternic.

Feldspatoizii se alterează mai ușor decât feldspații.

Magnetitul, ilmenitul, zirconul, rutilul (minerale accesorii în rocile magmatice) sunt foarte rezistente la alterare, ca urmare, se regăsesc obișnuit rezidual în soluri.

În ceea ce privește mineralele secundare, stabilitatea lor în procesul de alterare se manifestă în felul următor:

- foarte puțin stabile: calcitul, dolomitul, gipsul;
- puțin stabile: apatitul;
- foarte stabile: oxizii de Fe;
- extrem de stabile: mineralele argiloase.

3.3.2.4. Produsele rezultate prin procesele de alterare

În urma alterării mineralelor principalii produși rezultați sunt (fig3.2):

Sărurile - rezultate în urma reacției dintre diferiții acizi și baze (hidroxizi) formate în urma hidrolizei silicaților. Ele reprezintă sursa de elemente nutritive pentru plante și microorganisme și prezintă solubilități diferite, astfel:

- *săruri ușor solubile* - sărurile acidului azotic (azotații de Na, K și Ca), sărurile acidului clorhidric (clorura de Na, K, Mg și Ca), unele săruri ale acidului sulfuric (sulfatii de Na, K și Mg), unele săruri ale acidului fosforic (fosfații monocalcici și dicalcici, fosfații feroși), carbonatul de sodiu;

- *săruri mijlociu solubile* - sulfatul de calciu (gipsul), care în regiunile umede și reci poate fi spălat în pânza freatică;

- *săruri greu solubile* - carbonații de calciu și magneziu, care devin solubile în apa încărcată cu dioxid de carbon formând bicarbonați;

- *săruri foarte greu solubile* - fosfații de fier și aluminiu prezenți în solurile acide și fosfatul tricalcic în solurile alcaline.

Oxizii și hidroxiții - rezultați în urma alterării silicaților, cei mai răspândiți sunt cei de fier, aluminiu, mangan și siliciu.

- *oxizii și hidroxiții de fier* - reprezentați de limonit, geothit, hematit, formați prin alterarea silicaților fero-magnezieni, imprimă solului culori diferite în funcție de gradul lor de hidratare – brun-gălbui cei puternic hidratați și roșcat-ruginie aprinsă, cei mai slab hidratați.

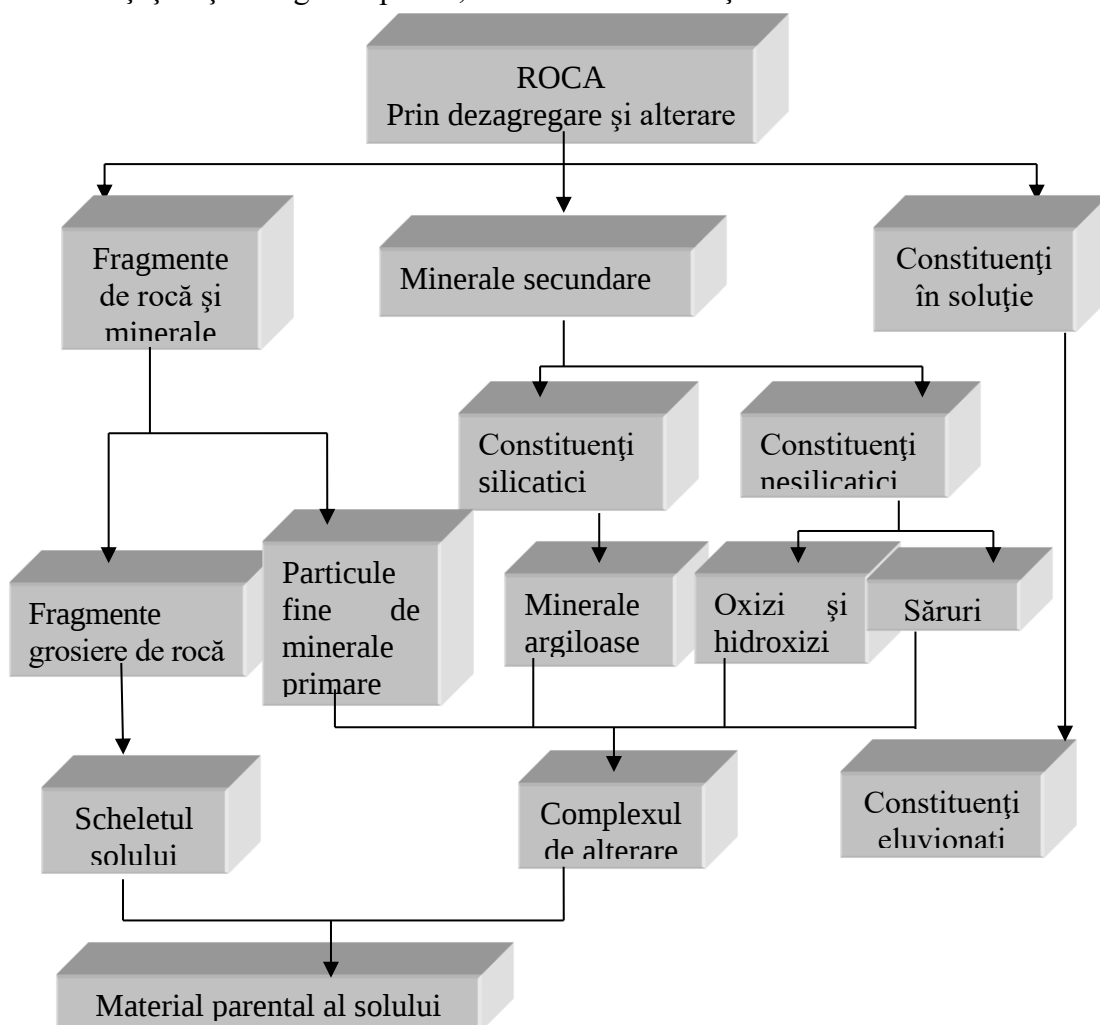


Fig.3.2 *Constituenții materialului parental al solului, în raport cu roca parentală (după N. Florea 1993)*

- *oxizii și hidroxiții de aluminiu* - formați din alterarea aluminosilicaților. Hidroxidul de aluminiu este un gel incolor, amorf și translucid care

se menține în această formă foarte scurt timp, transformându-se în sescvioizi de aluminiu $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ de tipul hidrargilitului și diasporului.

- *oxizii și hidroxizii de fier și mangan* - mai puțin frecvenți în sol, apar mai ales în solurile din regiunile umede sub formă de pete brun închise sau negre, sau sub formă de concrețiuni împreună cu fierul – bobovine.

Mineralele argiloase (silicați secundari) sunt silicați de aluminiu hidratați cu formula generală $n\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Ele sunt componentele principale ale argilei, au structură cristalină în foițe, o foiță elementară fiind alcătuită din pături de ioni de O, Si, Al (Fe), OH și cationi bazici. După structura internă, mineralele argiloase se împart în minerale cu foițe bistratificate – caolinit și halloysit și tristratificate – montmorillonit, beidelit, illit.

Principala caracteristică este procesul de substituție izomorfă a ionilor din rețea, astfel că Si din tetraedrii se poate înlocui cu ionul de Al, iar Al poate fi înlocuit parțial cu ionii de Mg și Fe.

Silicații cu foițe tristratificate sunt grupați în:

- *Grupa smectitului*, care cuprinde: montmorillonitul, beidelitul și nontronitul;

- *Grupa micelor hidratate*, care cuprinde: illitul, vermiculitul și glauconitul.

Silicea coloidală sau silicea liberă, rezultată din alterarea silicaților, se prezintă în sol sub forma unei pulberi albicioase, foarte fine care acoperă particulele și agregatele solului din orizonturile eluviale îndată ce alterarea trece de faza de debazificare. Precipită ușor cu hidroxizii de fier și aluminiu și formează complexe silico-ferice și aluminice care stau la baza formării mineralelor argiloase.

CAPITOLUL 4

FORMAREA ȘI ALCĂTUIREA PĂRȚII ORGANICE A SOLULUI

Faza solidă a solului este constituită din componenta minerală, 80-90%, și cea organică, diferența până la 100%. Această parte organică se formează pe seama resturilor organice moarte lăsate de numeroasele organisme vegetale și animale ce s-au instalat pe roca mărunțită, deci afânată, permeabilă pentru apă și aer (material parental sau roca de solificare), care constituie *biocenoza solului* (Blaga Gh., 2008).

4.1. BIOCENOZA SOLULUI

Biocenoza solului este reprezentată de totalitatea micro- și macro-organismelor care trăiesc și activează în sol și care îndeplinesc funcții esențiale în formarea fertilității solului.

În procesul de solificare, în funcție de condițiile de mediu oferite, datorită plasticității ecologice a organismelor vegetale și animale, în fiecare sol, odată cu evoluția lui, se realizează o anumită biocenoză, specifică de multe ori fiecărui tip genetic de sol. Dar, în principiu, biocenoza solului este alcătuită din microflora solului și populația animală a solului.

Organismele din sol aparțin regnului vegetal sau animal. Conform nivelului de organizare ele aparțin grupelor taxonomice mari: bacterii, alge, ciuperci, plante superioare, protozoare, nematode, moluște, artropode și vertebrate.

Din punct de vedere structural, se deosebesc două clase mari: **procariote** și **eucariote**.

Procariotele (bacteriile) au un grad redus de complexitate cu o structură relativ nediferențiată, caracterizată prin lipsa unei membrane care să separe de citoplasmă nucleul primitiv. Multiplicarea se face prin diviziune directă, prin scindarea celulei mame în două celule surori, identice. Mărimea medie a unei procariote este de 1 μm .

Eucariotele (ciupercile, algele, plantele superioare, protozoarele etc.) prezintă o celulă complexă, cu nucleu tipic, „adevărat”, separat de citoplasmă printr-o membrană dublă și poroasă. Materialul genetic este reprezentat de cromozomi (>1 , număr constant pentru specie), iar citoplasma prezintă numeroase diferențieri sub forma de organite de tipul mitocondriilor, vacuolelor, cloroplastelor etc. Înmulțirea se face prin diviziune mitotică, cu faze caracteristice. Cele mai mici eucariote sunt algele din genul *Micromonas* (*M. pusilla*) cu lungimea de 1-1,5 μm (Paulette, 2008).

4.2. MICROFLORA SOLULUI

Totalitatea microorganismelor vegetale ce trăiesc în sol constituie microflora solului și este reprezentată prin bacterii, actinomicete, ciuperci, alge și virusuri.

Microflora solului joacă un rol important în procesele biochimice din sol prin transfer de energie, descompunerea și mineralizarea materiei organice, afectând astfel starea de fertilitate și sănătate a solurilor (Paulette L., 2008).

❖ **Bacteriile** sunt microorganisme unicelulare de dimensiuni foarte mici, dar sunt cele mai numeroase din sol. Într-un gram de sol uscat sunt un număr de cca. 10^6 - 10^9 indivizi, cu o biomasă de 1000-2000 kg/ha (3000-7000 kg/ha în solurile foarte fertile). După modul de nutriție, bacteriile se clasifică în două grupe:

- *bacterii heterotrofe* – care își procură atât CO_2 cât și energia, prin oxidarea substanțelor organice, contribuind în acest mod la descompunerea substanțelor organice;
- *bacterii autotrofe* – care își procură CO_2 din aer, iar energia din oxidarea substanțelor anorganice, contribuind deci la alterarea compușilor minerali.

Bacteriile joacă un rol crucial în ciclul nutrienților (carbon, azot, fosfor, sulf), ajutând la menținerea sănătății și productivității solului. Bacteriile, împreună cu ciupercile și alte microorganisme, ajută la reglarea fertilității solului prin descompunerea materialelor organice și punând la dispoziția plantelor nutrienții esențiali. Acest proces de ciclizare a nutrienților este esențial pentru sustenabilitatea ecosistemelor și a agriculturii, contribuind la creșterea plantelor și la productivitatea solului.

Bacteriile fixatoare de azot. Multe bacterii din sol procesează azotul în substraturi organice, dar numai bacteriile fixatoare de azot pot procesa azotul din atmosferă într-o formă (azot fixat) pe care plantele o pot folosi. Fixarea azotului are loc deoarece bacteriile fixatoare de azot produc enzima numită nitrogenază. Bacteriile fixatoare de azot sunt, în general, disponibile pe scară largă în majoritatea tipurilor de sol (atât bacteriile vii libere, cât și speciile de bacterii dependente de o plantă gazdă). Speciile libere cuprind, în general, doar un procent foarte mic din populația microbială totală și sunt adesea tulpini de bacterii cu capacitate scăzută de fixare a azotului (Dick, W., 2009). Există trei tipuri de bacterii din sol care fixează azotul fără o plantă gazdă și trăiesc liber în sol și acestea includ *Azotobacter*, *Azospirillum* și *Clostridium*.

Bacteriile din genul *Rhizobium* formează simbioză cu rădăcinile leguminoaselor cum sunt trifoul sau lupinul sau cu arbori ca arinul, pe care apar noduli în locul infectat. Plantele aprovizionează bacteriile cu compuși simpli cu carbon, iar bacteria transformă azotul molecular din aer în forme accesibile pentru plante. Când planta moare și se descompune, solul se îmbogățește în azot.

Bacteriile fixatoare de azot molecular din atmosferă se găsesc în toate solurile în număr variabil, prezența lor fiind un mijloc de apreciere a stării de fertilitate. Principalul loc de viață este rizosfera plantelor, unde pot profita de compuși organici sau minerali exudați de sistemul radicular.

Bacteriile nitrificatoare transformă amoniul (NH_4^+) în nitrit (NO_2^- , *Nitrosomonas* spp) și nitrat (NO_3^- , *Nitrobacter* spp), forme accesibile majorității plantelor, dar mai ușor de îndepărtat prin spălare din sol. Bacteriile nitrificatoare preferă solurile alcaline sau cu un pH peste 7 (Lowenfels și Lewis, 2006).

Bacteriile denitrificatoare transformă azotul molecular în oxid azotos (N_2O). Bacteriile denitrificatoare sunt anaerobe, funcționează în locuri lipsite de O_2 cum sunt solurile saturate cu apă sau în interiorul agregatelor de sol. Prezența lor în sol determină scăderea conținutului cu azot, permițând azotului să treacă înapoi în atmosferă. Pe un sol argilos saturat, un procent de 40 - 60% din azotul din sol poate fi pierdut prin denitrificare în atmosferă (Dick, W., 2009).

Bacteriile fero-manganoase sunt specii ce contribuie, într-o anumită măsură, la circuitul celor două elemente în natură (Fe și Mn), pe care le oxidează de la formele bivalente la formele superioare de valență, cu formarea de oxizi și oxihidroxizi ce se depun în corpul lor (bacterii din genul *Galionela*)

Bacterii sulfuroase – microorganisme specializate în oxidarea sau reducerea sulfului organic și anorganic. Oxidarea sulfului se produce sub acțiunea bacteriilor autotrofe din genul *Thiobacillus*.

Cianobacteriile reprezintă grupul cel mai mare de bacterii fotosintetizatoare, sunt organisme foarte vechi, din precambrianul timpuriu (de acum 3-4 miliarde ani). Au capacitatea de a utiliza apa ca donator de electroni în fotosinteză și sunt responsabile de oxigenarea inițială a atmosferei terestre. Populează solurile din zona temperată, de la câmpie până la munte și solurile de deșert și tundră. Reprezentanții cei mai numeroși aparțin genurilor *Chroococcus*, *Nostoc*, *Oscillatoria*, *Microcystis*, *Gleocapsa*.

Actinomicetele sunt organisme de tranziție între bacterii și ciuperci, mai puțin răspândite comparativ cu bacteriile, dar foarte importante în procesul de solificare, deoarece actinomicetele degradează substanțele organice greu de descompus de către alte microorganisme (asemănător

ciupercilor). Actinomicetele descompun chiar și masele plastice. De asemenea, rolul lor constă și în faptul că sintetizează substanțele biotice (vitamine) care contribuie la menținerea unui anumit echilibru a microflorei solului. Actinomicetele sunt importante în formarea humusului stabil, care îmbunătățește structura solului, îmbunătățește stocarea nutrienților și crește retenția de apă (Hoorman J., 2016).

Actinomicetele produc *geosminul*, substanță care i se datorează mirosul caracteristic al solului. Actinomicetele se caracterizează prin rezistența mare la condiții de secetă, precum și sensibilitate la aciditatea solului. Ele acționează dominant în descompunerea hemicelulozelor, au capacitatea de a descompune cerurile și grăsimile, precum și compușii cei mai rezistenți din humusul rezidual al solului, folosindu-i ca surse de carbon și eliberând azot.

Cele mai multe actinomicete din sol aparțin genurilor *Streptomyces* (70-90% din populația de actinomicete, caracteristice pentru solurile neutre, *Nocardia* (10-30%) și *Micromonospora* (1-15%).

❖ **Ciupercile** Ciupercile din sol sunt celule microscopice asemănătoare plantelor care cresc în structuri lungi sub formă de fire sau hife care formează o masă numită miceliu. Miceliul absoarbe nutrienții din rădăcinile pe care le-a colonizat, din materia organică de suprafață sau din sol. Produce hife speciale care creează sporii reproducători. Unele ciuperci sunt unicelulare (ex. drojdie). Ciupercile sunt microorganisme heterotrofe ce se dezvoltă bine mai ales în condiții de reacție acidă, până la pH=4, cu o biomasă de 100-1000 kg/ha. Ciupercile au funcția cea mai intensă în transformările biochimice, mai ales a vegetației lemnoase (7/10 din activitatea respiratorie a solului aparține ciupercilor). În solurile României, o răspândire mai mare o au genurile *Penicilium*, *Fusarium*, *Aspergillus*, *Mucor* ș.a.

Ciupercile saprofite sunt ciupercile care transformă materia organică moartă în materie proprie, CO₂ și acizi organici, utilizând substraturi complexe de tipul celulozelor și ligninelor din lemn. Acizii organici pe care îi produc ajută la crearea materiei organice care este rezistentă la degradare.

Ciupercile de micoriză sunt ciupercile care colonizează rădăcinile plantelor. În schimbul carbonului, ciupercile ajută la solubilizarea fosforului și altor macro- și micronutrienți. Cele mai răspândite sunt genurile *Ectomycorrhiza*, care se asociază de obicei cu plantele lemnoase, și *Endomycorrhizae*, care se asociază cu plantele ierboase sau leguminoase.

Ciuperci patogene. Acest grup include ciupercile din genul *Verticillium*, *Phytophthora*, *Rhizoctonia* și *Pythium*. Aceste organisme pătrund în plantă și descompun țesutul viu, rezultând o plantă slăbită, cu deficit de nutrienți sau chiar moartea acesteia.

S-a demonstrat că solurile cu biodiversitate ridicată suprimă bolile fungice transmise de sol. Mecanismele de suprimare includ suita de organisme

native care concurează cu organismele patogene, protejând fizic rădăcinile și oferind o nutriție mai bună plantei.

❖ **Algele** sunt organisme unicelulare sau pluricelulare, autotrofe, capabile de fotosinteză, folosind deci lumina solară ca sursă de energie. Algele constituie o sursă de hrană importantă pentru multe grupe de animale din sol.

Algele sunt reprezentate în sol prin trei mari grupe:

- *Cyanophyceae* sau algele albastre verzi se întâlnesc în apă dulce sau sărată și în sol, cu precădere în zonele deșertificate.
- *Chlorophyceae* algele verzi sau galbene-verzi, care se dezvoltă pe terenurile cu apă stagnantă, unde înverzesc suprafața acestor. Sunt alge ce conțin clorofilă a și b, carotenoizi și amidon, și au o reprezentare redusă la nivelul solului.
- *Baccilariaceae* – algele cafenii-aurii ce conțin clorofilă a și carotenoizi în cantități mari, care le conferă culoarea galbenă spre brun.

❖ **Virusurile** constituie ultramicropopulația solului și intervin în echilibrul biologic al solului, fiind paraziți la bacterii, actinomicete, alge etc.

❖ **Lichenii** reprezintă asociații simbiotice dintre o ciupercă și o algă, asociații benefice pentru ambele organisme. Unirea acestor doi parteneri duce la formarea unui organism distinct, lichenul, cu caracteristici proprii, posedând un metabolism care permite producerea de substanțe noi. Corpul vegetativ rezultat este total diferit morfologic, structural și fiziologic față de cei doi parteneri care participă la simbioză.

După natura substratului pe care trăiesc, lichenii pot fi:

- **saxicoli** (pe stânci): endolitici (cresc chiar în masa stâncii); epilitici (cresc pe suprafața rocilor): *Arthopyrenia*, *Alectonia*, *Xanthoria*, *Parmelia*, *Lecanora*, *Lecidea*;
- **corticoli** (pe trunchiul și ramurile arborilor): endofloiodici (cresc în grosimea scoarței); epifloiodici (cresc pe suprafața scoarței);
- **tericoli** (cresc pe diferite tipuri de sol): *Peltigera*, *Thamnolia*;
- **lignicoli** (pe lemne și putregaiuri): *Spahaerophorus*;
- **muscolici** (pe mușchi) etc.

4.2.1. Microfauna solului

Microfauna (microorganismele animale) cuprinde animale de mărime microscopică (cu diametrul corpului în general sub 0,2 mm), care nu pot trăi decât în apă, ceea ce le permite să pătrundă în capilarele solului (protozoare, rotifere, tardigrade).

- *Protozoarele* (*protos*=primul, *zoon*=animal) sunt organisme de origine acvatică care se găsesc în sol într-un număr foarte mare, 10^3 - 10^5 indivizi la 1 gr. de sol. După modul de nutriție, se deosebesc:
 - *protozoare fotosintetizante*: *Euglena viridis*;
 - *protozoare saprofite* – se hrănesc cu substanțe organice solubile;
 - *protozoare holozoice* – se hrănesc prin ingestia de particule solide (bacterii, ciuperci, alge).

Cele mai răspândite protozoare din sol fac parte din clasele *Rizopode*, *Flagelate*, *Ciliate*. V. Bunescu (1974) a constatat că în solurile Munților Bucegi foarte răspândite sunt *Testaceele* a căror biomasă poate ajunge la 0,11 – 20,24 g/mp.

Protozoarele constituie sursa de hrană a nematodelor și microartropodelor din sol. Unele protozoare atacă rădăcinile plantelor și cauzează diferite boli, altele se hrănesc cu patogeni, reducând astfel atacul acestora asupra rădăcinilor plantelor.

Protozoarele se găsesc peste tot în sol, fiind extrem de active chiar și în solurile aride ale deșertului. Cea mai mare răspândire o au în straturile superioare, în jurul rădăcinilor plantelor, acolo unde sunt concentrate sunt concentrate materia organică și bacteriile, surse principale de hrană. În procesul de nutriție, protozoarele eliberează azotul în exces, care apoi poate fi utilizat de ceilalți utilizatori ai circuitului nutritiv (plante superioare).

- *Nematodele* sunt foarte numeroase în sol, trăiesc liber și se hrănesc cu ciuperci, alge și bacterii. Unele specii pot fi parazite sau saprofite. Numărul lor variază în funcție de umiditate și temperatură, astfel că în timpul iernii nu rămân în viață decât unele genuri rezistente. Cele mai răspândite nematode sunt viermii inelați, care mărunțesc și amestecă în tubul lor digestiv resturile vegetale împreună cu componenta minerală a solului.

Mezofauna cuprinde specii de dimensiuni reduse, care au o acțiune mecanică de sfărâmare, de fragmentare a materialului organic și de sol. Rolul cel mai important se consideră a fi îndeplinit de lumbricide. Dintre acestea cele mai importante specii sunt *Lumbricus terrestris*, *Allolobophora calliginosa*, *A. rosea* și *A. Terrestris longa*. În afara galeriilor mai mult sau mai puțin verticale, râmele sapă și canale orizontale regulate. Acestea sunt în general limitate la orizontul bogat în humus al solului, respectiv bogat în rădăcini. Imediat ce condițiile de mediu, mai ales temperatura și umiditatea, devin nefavorabile, cea mai mare parte din râme se retrage în straturile mai adânci ale solului, în vederea unui repaus de iarnă sau de vară. Râmele trec prin tubul lor digestiv până la 100 tone sol la hectar, mărunțind materia organică ce devine mai ușor de descompus de către microorganisme, și

amestecată intim cu fracțiunea minerală formează aglomerate mici numite coprolite.

Activitatea utilă din multe puncte de vedere a rămelor poate fi rezumată astfel:

- favorizează formarea și stabilizarea structurii glomerulare a solului, aerisirea și circulația mai bună a apei;
- în cursul hrănirii, ele degradează, amestecă și combină substanțele humice cu componentele anorganice din sol și contribuie, astfel, la mărirea capacității de adsorbție a solului;
- sunt o componentă importantă a lanțurilor trofice din sol, favorizând activitatea biologică și deci fertilitatea solului.
- *Viermi inelați* sunt reprezentați în special prin lumbricide, de exemplu *Lumbricus terrestris*, care constituie 2/3 din numărul de indivizi și cca 90% din biomasă.
- *Artropodele* - dintre acestea o mai mare răspândire o au acarienii și colembotele, mai puțin numeroase fiind miriapodele.

Acarienii, ca de altfel și celelalte grupe de animale, sunt foarte răspândiți în litieră și au un rol important în descompunerea resturilor organice, pe care le mărunțesc foarte fin.

În literatura de specialitate, de cele mai multe ori, când se vorbește despre fauna solului, în funcție de talia corpului, se vorbește de microfaună, mezofaună, macrofaună și megafaună.

Macrofauna (dimensiuni ale corpului de 4-80 mm) cuprinde: rizopode, aranee, miriapode, insecte superioare, unele moluște, crustacee și alte grupuri de mai mică importanță.

Megafauna (dimensiuni >80 mm) cuprinde animale de talie mare (diferite grupe de vertebrate). Unele sunt reprezentate printr-un număr mare de specii, a căror viață în sol se manifestă cu deosebire prin acțiuni mecanice. Dintre acestea cu o activitate mai intensă sunt cârțița (*Talpa europea*), popândăul (*Spermophilus citelus*), hârciogul (*Cricetus cricetus*), orbetele (*Salix typhlus*), șoarecele de câmp (*Microtus arvalis*) care sapă galerii subpământene în care transportă uneori produse vegetale, amestecând solul.

Pentru a avea o idee asupra importanței viețuitoarelor din sol, în tabelul 4.1. se prezintă compoziția faunei dintr-un sol, necultivat din zona temperată (valori medii calculate după datele a diverși autori, de către G. BACHELIER, 1971).

Tabel 4.1.

Compoziția faunei din sol

Denumirea grupului	Nr. de indivizi/mp		Biomasă g/mp	
	Mediu	Limite	Mediu	Limite
Protozoare	500.000.000	100.000.000 - 1.000.000.000	10	2-20
Nematode	10.000.000	1.000.000 - 20.000.000	15	1-30
Viermi inelați - <i>Lumbricide</i> - <i>Enchytreide</i>	200 25.000	50-400 10.000-50.000	100 3	20-250 1-6
Arachnide - <i>Acarieni</i> - <i>Pseudoscorpioni, Araneide</i> și <i>Opilioni</i>	300.000 60	20.000-500.000	3 0,06	1-6
Insecte apterigote - <i>Colembole</i> Insecte pterigote - <i>Larve de Coleoptere</i> și <i>Diptere</i>	200.000 500	20.000-500.000	2 4,5	0,5-5,5
Miriapode - <i>Shymphyle</i> - <i>Chilopode</i> - <i>Diplopode</i>	1.000 50 200		0,1 1 8	
Grupe secundare - <i>Rotifere</i> - <i>Tardigrade</i> - <i>Moluște</i> - <i>Isopode</i>	500.000 100.000 50 100	50.000-1.000.000 10.000-200.000	0,25 0,1 2,5 4	
Total: 154				

Biocenoza solului are rol important în desfășurarea următoarelor procese:

- descompunerea materiei organice moarte, de multe ori până la produse finale de echilibru chimic (CO₂, NH₃, H₂O, H₂S, săruri de Ca, Mg, K etc.);
- fixarea azotului atmosferic;
- sinteza materiei organice vii a plantelor;
- formarea de materie animală vie (prin consum de materie vegetală vie);
- formarea structurii solului prin producerea de polizaharide extracelulare, care ajută la legarea particulelor de sol;
- formarea de produse intermediare humice și de humus;
- Influențează fertilitatea solului;
- anumite microorganisme din sol pot descompune poluanții, cum ar fi produsele petroliere sau pesticidele (bioremediere).

În solurile cultivate, biocenoza solului este foarte mult influențată de activitatea omului. Spre exemplu, aplicarea insectofungicidelor duce la moartea unor grupe de microorganisme și, în consecință, se produc o serie de dezechilibre în biocenoza solului, deoarece unele grupe constituie hrană pentru altele.

4.3. ORIGINEA PĂRȚII ORGANICE A SOLULUI ȘI COMPOZIȚIA EI

4.3.1. Acumularea resturilor organice în sol

Materia organică din sol este constituită, pe de o parte, din edafon (biota), iar pe de altă parte, din resturile moarte de natură vegetală și animală. Cantitatea acestor resturi, este diferită de la o zonă la alta, în funcție de diferenții factori de mediu.

De exemplu, cantitatea de substanță organică produsă prin fotosinteză de către plante, numită și *productivitatea primară*, depinde de cantitatea elementelor de nutriție, precum și de cantitatea de apă și căldură. Astfel, productivitatea primară crește dinspre regiunile arctice spre ecuator (tabelul 4.2), în funcție de creșterea căldurii și a umidității (Blaga G., 2004).

Tabel 4.2

Variația geografică a productivității primare (Blaga G., 2004)

Tipul de ecosistem	q/ha/an
Tundră arctică siberiană	10
Pădure de molid cu <i>Vaccinium</i>	65
Pădure de fag central-europeană	130
Stepă aridă	38
Deșert central-asiatic	24
Savană africană	150
Pădure tropicală din Asia de Sud-Est	320

În condițiile din țara noastră, unde se întâlnesc cele două tipuri de vegetație (pajiște și pădure), de asemenea, cantitatea de resturi organice și locul de cantonare a acestora este foarte diferit. Astfel, în condițiile pajiștilor încheiate de stepă, cantitatea de resturi organice provenite din masa aeriană și rădăcini este de 10-20 t/ha/an. Cum însă, cea mai mare cantitate provine din rădăcini, aceasta este cantonată în interiorul solului, pe o grosime de până la 100 cm, dar cu o concentrație mai mare în primii 40-50 cm.

În zona de pădure, resturile organice reprezentate prin frunze, ramuri, fragmente de scoarță, semințe ș.a., în cantitate de 3-4 t/ha/an, se acumulează la suprafață, unde formează litiera, cu o grosime de 1-3 cm sub pădurea de rășinoase și 3-6 cm sub pădurea de foioase.

Plantele cultivate lasă în sol cantități variabile de resturi organice, în funcție de felul culturii. De exemplu, plantele anuale lasă în sol 3-4 t/ha rădăcini și resturi de tulpini (miriște), în timp ce o cultură de lucernă sau trifoi aduce anual 3-12 t/ha rădăcini.

Fauna solului lasă, de asemenea, 0,1-0,5 t/ha materie organică, reprezentată prin dejecții și corpurile moarte ale acestora.

Surse de materie organică în sol (Paulette L., 2008):

- organisme vii: bacterii, ciuperci, nematode, protozoare, viermi, artropode și rădăcini;
- materie organică moartă (litiera): frunze, ramuri, semințe, rădăcini moarte, rizomi, organisme animale moarte;
- fracțiunea organică activă: compuși organici ce pot fi utilizați ca hrană de către microorganisme, mai ușor degradabilă decât materia organică;
- exudat radicular: zaharuri solubile, aminoacizi sau alți compuși secretați de rădăcini;
- humusul sau materia organică humificată: compuși organici complecși rezultați după transformarea resturilor organice, strâns legați de materia minerală, cu care formează agregate de sol.

Resturile organice redat anual sau periodic solului sunt alcătuite din substanțe organice formate din C, H, O și N, împreună cu mici cantități de Ca, Mg, Fe, P, S etc., la care se adaugă apa, care reprezintă 75-90% din masa lor. Combinația acestor elemente în mod foarte divers, formează un număr mare de compuși organici reprezentați prin hidrați de carbon, lignine, proteine, lipide și substanțe tanante.

Principalele grupe de substanțe organice care intră în compoziția diferitelor resturi vegetale redat solului sunt celuloza, hemicelulozele, ligninele și substanțele proteice, iar cele animale, de importanță mai redusă în sol, sunt lipidele și hidrații de carbon.

4.3.2. Compoziția chimică a resturilor organice din sol

Datorită faptului că resturile organice constituie materialul de formare a humusului, și împreună (resturile organice și humusul) constituie sursa de substanțe nutritive pentru plante, este absolut necesar ca pe lângă cunoașterea cantității acestora, să se cunoască și calitatea lor, compoziția lor chimică.

În principal, resturile organice din sol sunt constituite din apă, cca. 75-90% și diferiți compuși organici alcătuiți din C,H și O sau C, H, O și N, la care se adaugă în cantități mai mici Ca, Mg, Fe, K, P, S ș.a.

Principalii compuși organici ai resturilor vegetale sunt reprezentați prin:

- hidrați de carbon și derivații lor (monozaharide, dizaharide, celuloza, hemiceluloza, pectine, pentoze, hidrocarburi, alcali, compuși aromatici ș.a.);
- lignină;
- proteinele și derivații lor (aminoacizi, amide, baze purinice ș.a.);
- lipide;
- substanțe tanante;

Proporția de participare a diferitelor substanțe organice, precum și cantitatea de cenușă rămasă după ardere (conținutul în substanțe minerale), variază în funcție de originea materiei organice a solului (tabel 4.3).

Tabel 4.3.

Compoziția chimică pe grupe de substanțe organice (Paulette 2008)

Organisme	Cenușă	Substanțe proteice	Hidrați de carbon		Lignină	Lipide, substanțe tanante
			Celuloza	Hemiceluloza		
Bacterii	2-10	40-70	-	-	-	1-40
Alge	20-30	10-15	5-10	50-60	-	1-3
Licheni	2-6	3-5	5-10	60-80	8-10	1-3
Mușchi	3-10	5-10	15-25	30-60	-	5-10
Ferigi	6-7	4-5	20-30	20-30	20-30	2-10
Conifere (lemn)	0,1-1	0,5-1	45-50	15-25	25-30	5-15
Conifere (frunze)	2-5	3-8	15-25	15-20	20-30	5-15
Foioase (lemn)	0,1-1	0,5-1	40-50	20-30	20-25	5-15
Foioase (frunze)	3-8	4-10	15-25	10-20	20-30	5-15
Ierburi perene:						
Graminee	5-10	5-12	25-40	20-35	15-20	2-10
Leguminoase	5-10	10-20	25-30	15-25	15-20	2-10

Astfel, în organismele vegetale predomină hidrații de carbon și lignina, în timp ce resturile organice animale sunt constituite în principal din lipide, hidrați de carbon și proteine.

Vegetația ierboasă, spre deosebire de vegetația lemnoasă este mai bogată în substanțe proteice. Acestea au cel mai important rol, atât în ce privește eliberarea în sol a substanțelor nutritive, cât și în formarea humusului.

4.4. DESCOMPUNEREA RESTURILOR ORGANICE ÎN SOL

Materia organică proaspătă încorporată în sol sau acumulată la suprafața acestuia, în urma activității organismelor, este divers transformată prin procese de descompunere (*mineralizare*) și procese de sinteză (*humificare*).

De remarcat că ambele procese se petrec simultan, uneori predominând mineralizarea (de exemplu, descompunerea ierburilor uscate de la suprafața solului), iar în anumite condiții predomină humificarea. În cele mai multe cazuri, se realizează un echilibru între mineralizare și humificare.

Mineralizarea și humificarea materiei organice din sol se produce cu intensități diferite în funcție de:

- natura resturilor organice;
- condițiile de mediu (aer, umiditate, pH ș.a.);
- intensitatea activității microorganismelor.

4.4.1. Descompunerea resturilor organice din sol

***Descompunerea** este procesul de transformare a reziduurilor vegetale și animale în substanțe mai simple în urma activității biologice.*

Procesul se mai numește și *mineralizare* fiindcă rezultă, de cele mai multe ori, compuși în stare solubilă sau în stare gazoasă (NH_3 , NO_3H , CO_2 ș.a.).

Prin mineralizare, azotul și celelalte elemente nutritive (fosfor, potasiu ș.a.) sunt total sau parțial eliberate sub formă minerală (nitrat, fosfat ș.a.) din moleculele organice distruse.

Procesul de descompunere implică parcurgerea unor etape distincte, astfel:

- fragmentarea materialului vegetal solid prin procese fizice sau de către insecte și rîme și apoi dizolvarea în apă eliberând elemente nutritive precum zaharuri, aminoacizi și alți compuși solubili.
- descompunerea de către microorganisme. Bacteriile descompun adesea compuși mai simpli, în timp ce ciupercile sunt mai eficiente în descompunerea substanțelor mai greu biodegradabile, dure și mai complexe, cum ar fi lignina și celuloza (care se găsesc în pereții celulelor vegetale).

După L. H. Alexandrova (1970), în cadrul procesului complex de descompunere a materiei organice se deosebesc trei faze succesive: hidroliza, reacții de oxido-reducere și mineralizare totală.

I. Hidroliza – în cadrul acestei faze substanțele organice complexe sunt descompuse în produși mai simpli, dar tot de natură organică. Astfel, rezultă:

- aminoacizi, peptide, baze purinice și pirimidinice prin proteoliză, adică hidroliza proteinelor;
- hexoze, pentoze, aminozaharuri, acizi uronici prin celuloliză, adică hidroliza celulozei;
- polifenoli prin lignoliză, adică hidroliza ligninei;
- acizi grași și glicerină, prin hidroliza lipidelor și grăsimilor.

II. Oxido-reducerea – produșii hidrolizei sunt supuși în continuare unor procese de oxidare sau de reducere și transformare a lor în substanțe organice mai simple sau în diverși compuși minerali. De exemplu:

- oxido-reducerea produșilor de hidroliză a substanțelor proteice duce la formarea de acizi organici, acizi grași, alcooli, hidrați de carbon, amoniac, CO_2 , H_2O , H_2S ș.a.
- oxido-reducerea produșilor de hidroliză a hidraților de carbon duce la formarea de oxiacizi, acizi organici volatili, aldehide, alcooli, CO_2 , H_2O ș.a.
- oxido-reducerea produșilor de hidroliză a ligninelor și substanțelor tanante duce la formarea de compuși de tipul fenolilor și chininelor și eliberare de CO_2 , H_2O ș.a.
- oxido-reducerea produșilor de hidroliză a lipidelor și rășinilor duce la formarea de oxizi nesaturați, oxiacizi, acizi organici volatili, CO_2 , H_2O ș.a.

III. Mineralizarea totală are ca rezultat formarea de compuși minerali simpli, rezultând:

- HNO_2 , HNO_3 , H_2SO_4 , $\text{H}_3(\text{PO})_4$ prin descompunerea aerobă. În urma combinării acestor acizi cu bazele din sol (Ca, Mg, Na, K ș.a.) rezultă sărurile corespunzătoare;
- CH_4 , H_2 , N_2 , H_2S ș.a. prin descompunerea anaerobă;
- NH_3 , CO_2 , H_2O atât aerob cât și anaerob.

Descompunerea resturilor organice se produce cu intensitate diferită în funcție de:

- compoziția chimică a materiei organice;
- condițiile de mediu (aerob sau anaerob, reacție, temperatură, umiditate).

De exemplu, resturile organice cu conținut mai ridicat de proteine și elemente bazice (adică provenite de la vegetația ierboasă) se descompun mai repede și mai intens față de materia organică bogată în lignină și substanțe tanante și sărace în elemente bazice (adică provenită de la vegetația lemnoasă).

Cât privește condițiile de mediu, descompunerea este mai rapidă în mediu aerob, cu temperatură ridicată, reacție neutră, textură nisipoasă, și mai lentă în condiții anaerobe, temperatură scăzută, reacție prea acidă sau prea alcalină, textură argiloasă.

În regiunile cu climă ecuatorială, unde atât temperatura cât și umiditatea sunt în mod constant ridicate (apropiate de optimul fiziologic al microorganismelor), mineralizarea este extrem de rapidă și anume, în fiecare zi depășește 1% din materia organică. În regiunile climatice reci, mineralizarea este nu numai lentă ci și redusă (sensul evoluției materiei organice fiind spre turbă).

4.5. HUMIFICAREA

Humificarea este ansamblul proceselor ce au loc sub acțiunea organismelor și a complexelor enzimactice din sol, prin care, din compuși organici foarte diverși rezultă subproduși, care prin condensare formează humusul.

Deci humusul (*lat. humus*=pământ, țărână) este o formațiune stabilă a materiei organice moarte, alcătuită dintr-un amestec complex de compuși specifici de neoformație care au rezultat din sinteza microbiană sau care au o origine reziduală, care nu au nicio asemănare morfologică cu structurile din care au fost derivate. Acest amestec este rezistent la alterare, are culoare brună ori negricioasă, fiind format din substanțe coloidale și amorfe rezultate din descompunerea resturilor organice și de sinteză microbiană.

Humificarea afectează calitatea solului, culoarea și structura acestuia. Solul de culoare neagră sau maro închis este bogat în humus, are capacitatea de reținere a apei, ajută la legarea particulelor de sol (structurare), menține pH-ul optim în sol pentru dezvoltarea microorganismelor, crește fertilitatea solului.

Față de resturile organice proaspete din care provine, humusul este mai bogat în lignină, dar mai ales în proteină și mai sărac în celuloză și hemiceluloze (tabelul 4.4).

Cu toate că procesul de humificare este foarte complex din punct de vedere chimic, se poate reduce la trei faze:

I - simplificarea moleculelor organice complexe (mineralizarea, descrisă anterior);

II - polimerizarea și condensarea progresivă a moleculelor și formarea de molecule mari, de compuși insolubili ciclici (polifenoli, chinone, acizi humici);

III - sinteza de substanțe organice (pectine) în urma înmulțirii microorganismelor.

Tabel 4.4

**Compoziția medie a materiei organice în plantă și în humus %
(Blaga G., 2004)**

Denumire	Plante mature	Humus
Lignine	10-30	40-50
Proteine	1-15	30-55
Celuloză	20-50	3-5
Hemiceluloze	10-28	
Taninuri	1-8	
Cenușă	1-8	

Procesul de humificare constă în următoarele trei faze: formarea unităților structurale, condensarea unităților structurale cu azot și polimerizarea produselor de condensare.

I. Formarea unităților structurale

La formarea unităților structurale, ponderea cea mai mare este deținută de lignină, iar pe lângă aceasta taninurile, flavonidele, chitina și unii produși de sinteză ai microorganismelor.

Lignina, care se găsește în majoritatea țesuturilor vegetale, constituie principala sursă de formare a humusului în sol. Substanță cu greutate moleculară mică și cu solubilitate redusă, se descompune numai în mediu aerob, sub acțiunea unor enzime (lactaze și fenolaze sintetizate de ciuperci). În urma scăderii moleculare (prin depolimerizare) și a creșterii solubilității în apă iau naștere diferiți compuși fenolici (acidul vanilic, vanilina, aldehida coniferilică, acidul ferulic ș.a.) care, eliberați în sol, sunt supuși în continuare acțiunii microorganismelor, având drept rezultat formarea acidului protocatechinic.

Taninurile, substanțe polifenolice, amorfe, cu greutate moleculară mare, de origine vegetală, cuprind două grupe: tanozele (ușor hidrolizabile) și substanțele tanante, condensate (derivații catechinelor, substanțe greu hidrolizabile).

Flavonidele naturale (au fost izolate circa 50 derivate flavonice din rădăcinile, florile și lemnul multor plante) au însușirea de a forma compuși chelatici, stabili, colorați, mai ales cu aluminiu, galiu și stibiu, care pot fi descompuși de numeroase organisme (*Penicillium*, *Aspergillus* ș.a.).

Chitina, polizaharidul unei glucozamine numită chitozamină, care alcătuiește carapacea unor animale (crustacee, arahnide, moluște ș.a.), dar care face parte și din constituția unor ciuperci – *Aspergillus*, *Penicillium*, *Fusarium* – apare numai în cantități mici în sol, în urma descompunerii fermentative.

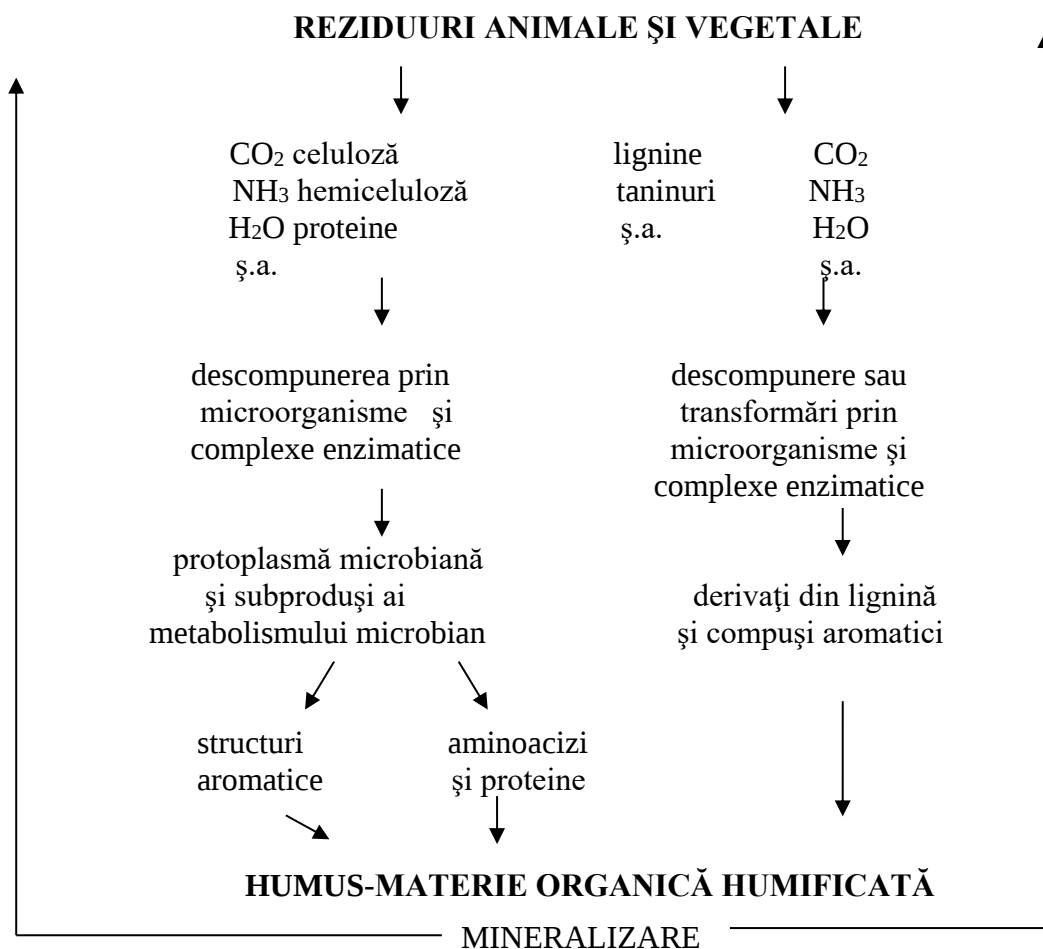
Prođuși de sinteză ai microorganismelor. Unele microorganisme sintetizează diverși compuși fenolici (în special acizi: orselinic, galic, vanilic ș.a.) care, sub acțiunea unor ciuperci, sunt transformați în alți compuși fenolici.

II. Condensarea între unitățile fenolice, aromatice și compușii cu azot.

III. Polimerizarea produselor de condensare se realizează, de asemenea, prin intermediul enzimelor fenoloxidaze.

De formarea și structura humusului s-a mai ocupat F. BEAR (1964), care dă următoarea schemă simplă de formare a humusului în sol:

Procesul de humificare este un proces biologic foarte complex și studiul humusului are rădăcini vechi, încă din 1809 când Thaer a propus „Teoria humusului” și care a rămas de influență pe o perioadă de peste 30 de ani. Teoria asupra humusului s-a schimbat odată cu recunoașterea faptului că el reprezintă un factor major care controlează capacitatea resurselor solului de a furniza servicii agricole și de mediu și de a susține societățile umane (Raphaël J. Manlay et al., 2007). Astăzi, termenul „humus” este adesea înlocuit cu SOM (*soil organic matter*), deoarece este recunoscut ca „materie organică nevie, fin divizată din sol, derivată din descompunerea microbiană a substanțelor vegetale și animale” (Encyclopaedia Britannica, 1990). Noțiunea de SOM reprezintă recunoașterea științifică a relației dintre SOM, fertilitatea și sustenabilitatea solului și implicațiile ei pentru practicile agricole. Ca urmare, reprezintă o recunoaștere a importanței humusului în economia umană (Waksman, 1936; Boulaïne, 1989; Hedges et al., 2000; Lehmann and Kleber, 2015 și mulți alții).



4.6. ALCĂTUIREA HUMUSULUI

4.6.1. Alcătuirea humusului și a acizilor humici

Alcătuirea și structura chimică a humusului și a acizilor humici au fost îndelung studiate (peste 160 de ani), fără ca nici la această dată să fie elucidată pe deplin această problemă. Humusul rămâne în continuare o „enigmă chimică”.

De regulă, se consideră că humusul este format din două grupe principale de constituenți:

- nespecfici sau substanțe nehumice;
- specfici sau substanțe humice propriu-zise.

4.6.1.1. Componenti nespecfici

Componentii nespecfici alcătuiesc 10-12% din masa humusului din sol și sunt reprezentați prin lignine, celuloză, hemiceluloze, substanțe pectice, proteine, monozaharide, fenoli, aminoacizi, grăsimi, ceruri ș.a.

Componentii nespecfici se găsesc în:

- resturile organice moarte puțin descompuse (care mai păstrează structura celulară sau fibroasă);
- produși intermediari de transformare (monozaharide provenite din hidrații de carbon, aminoacizii din proteine, fenolii din lignine ș.a.);
- compuși coloidalii cu caracter de humus stabil (fracțiunea cea mai stabilă a humusului o constituie huminele).

4.6.1.2. Componenti specfici

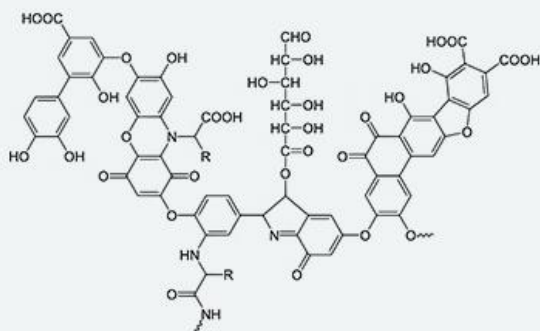
Componentii specfici (substanțele humice propriu-zise) sunt substanțe organice specifice solului și reprezintă 80-90% din masa humusului din sol. Provin din transformarea substanțelor nehumice și sunt reprezentați prin compuși macromoleculari în stare de dispersie coloidală – acizii humici, huminele.

Acizii humici sunt reprezentați prin două categorii diferite de acizi (Fig.4.1.):

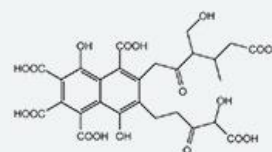
- a) *Acizi huminici* sunt compuși ciclici cu un grad mare de polimerizare, ce se formează prin humificarea resturilor vegetale ierboase, bogate în substanțe proteice și elemente bazice, sub acțiunea predominantă a bacteriilor, în condițiile unui climat cald și puțin umed și o reacție neutră, slab alcalină sau slab acidă.

Se caracterizează prin:

- solubilitate ușoară în condiții alcaline; nu sunt solubili în apă, acizi și alcooli;
- greutate moleculară foarte mare: 10.000-100.000;
- culoare neagră, neagră-cenușie, roșie-brună, brună, cenușie;
- compoziție chimică: variabilă, predomină grupările OH, fenolice și carboxilice care le conferă și caracterul acid, lucru stabilit încă din 1837 de către SPRENGEL, valabil și astăzi (tabelul 4.5).



Molecula de acid humic



Molecula de acid fulvic

Fig.4.1. *Diferența dintre acidul huminic și acidul fulvic*
(<https://www.linkedin.com/pulse/difference-between-humic-acid-fulvic-handlinglin>)

Tabel 4.5.
Analiza elementară și conținutul în grupări funcționale ale acizilor huminici (Blaga G.,2004)

Specificație	Soluri acide	Soluri neutre
C	53,8-58,7	55,7-56,7
H	3,2-5,8	4,4-5,5
N	0,8-2,4	4,5-5,6
S	0,1-0,5	0,6-0,9
O	35,4-38,3	32,7-34,7
Aciditate totală	5,7-8,9	6,2-6,6
CO ₂ H	1,5-5,7	3,9-4,5
OH fenolic	3,2-5,7	2,1-2,5
OH alcoolic	2,7-3,5	2,4-3,2
C=O chinonic	0,1-0,8	4,5-5,6

C=O cetonice		
OCH ₃	0,4	0,3
E4/E6	3,8-5,0	4,0-4,3

Acizii huminici sunt reprezentați prin trei categorii de acizi: acizi huminici cenușii, acizi huminici bruni și acizi hematomelanici.

- Acizii huminici cenușii sunt puternic polimerizați, au culoare neagră sau neagră cenușie, se formează în toate solurile dar predomină în cernoziomuri, rendzine, pseudorendzine, etc.;
- Acizii huminici bruni au un grad intermediar de polimerizare și se formează mai ales în solurile acide;
- Acizii hematomelanici sunt slab polimerizați.

b) *Acizii fulvici* – prezenți în toate solurile, în jur de 70% în solurile puternic acide și 15-20% în cele slab acide și neutre, se formează prin humificarea resturilor vegetale lemnoase, cu un conținut redus de substanțe proteice și elemente bazice, sub acțiunea preponderentă a ciupercilor, în condițiile unui climat umed și rece, în absența în sol a Ca liber, deci în condițiile unui mediu acid.

Se caracterizează prin:

- solubilitate bună în apă, acizi și alcooli;
- greutate moleculară mică: 2.000-9.000;
- culoare: slab gălbuie, brun-gălbuie;
- compoziție chimică variabilă (tabel 4.6 și figura 4.2), predomină și aici conținutul mare de grupări OH și grupări COOH, fapt ce determină și caracterul foarte acid (pH 2,6-2,8);

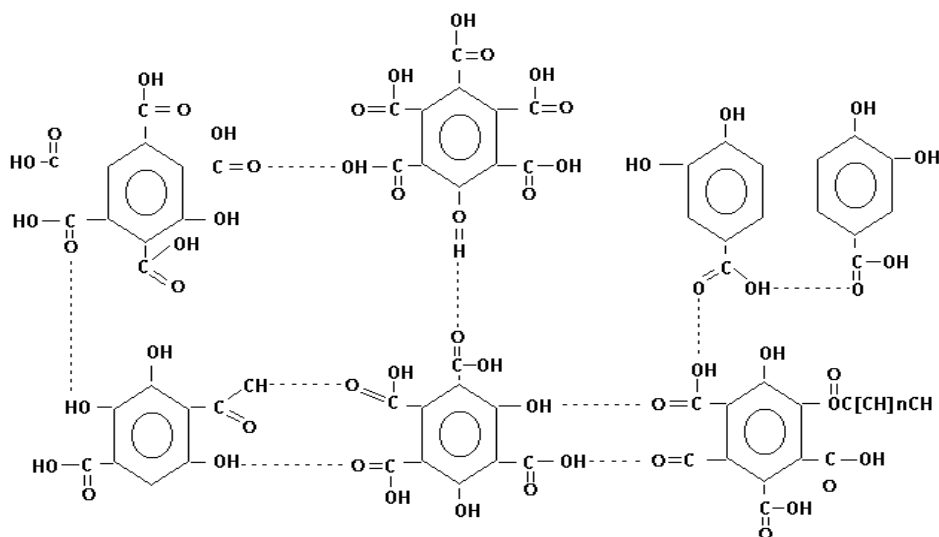


Fig. 4.2 Structura parțială a acidului fulvic (Blaga Gh., 2004)

Tabel 4.6.
Analiza elementară și conținutul în grupări funcționale al acizilor fulvici
(Blaga G., 2004)

Specificație	Soluri acide	Soluri neutre
C	47,6-49,9	40,7-42,5
H	4,1-4,7	5,9-6,3
N	0,9-1,3	2,3-2,8
S	0,1-0,7	0,8-1,7
O	43,6-47,0	47,1-49,8
Aciditate totală	8,9-14,2	-
CO ₂ H	6,1-8,5	-
OH fenolic	2,8-5,7	-
OH alcoolic	3,4-4,6	-
C=O chinonic C=O cetonic	1,7-3,1	-
OCH ₃	0,3-0,4	-
E4/E6	9,0	-

În componența humusului intră în mod frecvent ambele grupe de acizi. În funcție, însă, de condițiile de solificare, raportul acizilor huminici/acizi fulvici (AH/AF) are valori >3 în zona de stepă și scad pe măsură ce se trece

înspre zona mai umedă și rece. Acest raport poate ajunge la 1 sau mai mic în zona forestieră.

Din punct de vedere calitativ, acizii huminici saturați cu Ca, față de acizii fulvici, imprimă solului cele mai favorabile însușiri fizice și chimice. Rezultă că o valoare mai mare a acestui raport indică un sol mai fertil.

c) *Huminele* sunt polimeri cu grad avansat de condensare și constituie fracțiunea cea mai stabilă a humusului. Au culoarea neagră și sunt puțin cunoscute din punct de vedere chimic, deoarece fiind insolubile în soluții alcaline, în mod practic nu pot fi separate de materia organică proaspătă. În ele s-au găsit majoritatea polizaharidelor și aminopolizaharidelor specifice solului.

PH. DUCHAUFOR (1968) și G. GUCKERT (1973) deosebesc trei feluri de humine:

- moștenite, direct din lignină, fără trecere printr-o fază solubilă;
- de neoformare microbiană, constituită în mod esențial din polizaharide, poliuronide, și din zaharuri simple rezultate în urma descompunerii celulozei și hemicelulozelor;
- de neoformație bio-fizică-chimică, rezultată prin insolubilizarea propriu zisă a acizilor humici (humină de insolubilizare).

4.6.2. Însușirile humusului (acizilor humici)

Alături de raportul **AH /AF** a pH-ului și gradul de saturație în baze (V%), o importanță deosebită pentru caracterizarea humusului, a modului de humificare și precizarea tipului de humus o au și următoarele însușiri: raportul C/N, capacitatea de adsorbție și de schimb cationic, interacțiunea acizilor humici cu partea minerală a solului.

4.6.2.1. Raportul C/N (carbon/azot)

Raportul C/N este un indice sintetic cantitativ ce oferă o imagine reală asupra activității biologice din sol, pe care de altfel o reflectă foarte fidel. Acest raport este foarte ridicat în materia organică proaspătă (113 în litiera de larice, 66 în litiera de pin, 51 la fag, 47 la stejar, 80 la paie de grâu, 23 la resturile de trifoi ș.a.). Pe măsură ce se dezvoltă activitatea microbiologică, deci pe măsură ce se formează humusul, valorile raportului C/N scad progresiv și se stabilizează la valorile caracteristice condițiilor climatice și tipului de humus (tabelul 4.7).

Variația valorii C/N la diferite tipuri de humus (I.C.P.A. București, 1994)

Tip de humus	Mull calcic	Mull acid	Mull moder	Moder	Humus brut
Raportul C/N	<15	16-19	20-22	23-36	>27

Spre exemplu, în condițiile de climă caldă și uscată, vegetație ierboasă și reacție alcalină - slab acidă (stepă), când se formează predominant acizi huminici, raportul C/N are valori scăzute (<15). În condiții de climă rece și umedă, vegetație lemnoasă, reacție acidă (zonă de pădure), activitatea biologică este slabă și, ca urmare, humificarea este slabă, formându-se, în general, acizi fulvici, raportul C/N are valori >26 (Blaga Gh 2004).

Raportul C/N arată bogăția în azot a humusului, fiind cu atât mai mare cu cât valoarea acestuia este mai mică, adică cu cât viteza de mineralizare este mai mare.

Valorile extreme ale acestui raport sunt cuprinse între 7-40. Când se apreciază că în urma activității biologice resturile organice sunt total descompuse și produsul rezultat are toate caracteristicile humusului, raportul C/N are valoarea 10 (valoare caracteristică acizilor huminici).

Stabilitatea acestor complexe depinde de gradul de polimerizare (redus, intermediar, mare) al moleculei organice complexe, care determină de altfel și gradul lor de solubilitate în apă (unele sunt solubile, altele sunt dispersabile coloidal sau insolubile). Datorită acestui fapt, unele complexe organo-minerale au posibilitatea de a migra în profunzimea profilului de sol.

În urma cercetărilor efectuate de diverși autori, se deosebesc diferite tipuri de complexe organo-minerale, dintre care mai importante sunt sărurile acizilor humici cu cationi și complexe argilo humice.

- Combinațiile acizilor humici cu cationii metalelor alcaline (K și Na) și alcalinoteroase (Ca și Mg), numite și **fulvați** sau **humați**, se formează prin procese de schimb între ionii de H din grupările carboxilice (COOH) și fenolice (OH) ale acizilor huminici și cationii monovalenți (Na^+ , K^+) sau bivalenți (Ca^{2+} , Mg^{2+}). Aceste săruri apar frecvent în solurile cu eluviere slabă, în care se găsesc ioni de Ca, Mg, K, Na.

Fulvații de Na, K, Ca, Mg și humații de Na și K sunt ușor solubili în apă, iar humații de Ca și Mg sunt insolubili.

- *Combinațiile acizilor humici cu Fe și Al numite și **ferohumați** și **aluminohumați** se formează, de asemenea, prin procese de schimb între ionii de H^+ care sunt înlocuiți cu $\text{Fe}(\text{OH})^{2+}$, $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$, $\text{Al}(\text{OH})^{2+}$, $\text{Al}(\text{OH})_2^+$.*

Aceste combinații se formează în solurile bogate în aceste elemente. Spre deosebire de ionii monovalenți și bivalenți, ionii de Fe și Al nu intră în reacții de schimb cu ionii din soluția solului.

- *Combinațiile acizilor humici cu mineralele argiloase numite și complexe argilohumice, complex adsorbativ sau complex coloidal*, se formează prin reacția reciprocă dintre acizii humici și mineralele argiloase.

Întrucât humusul și argila constituie un coloid cu sarcină electrică negativă, se presupune că legătura dintre humus și mineralele argiloase se face prin intermediul cationilor de Ca, Mg, K, Na, Fe, Al ș.a. Când legătura se face prin ioni de Fe, se numesc complexe **argiloferihumice**.

Aceste combinații se găsesc practic în toate solurile, alcătuind peste 50% din materia organică a solului, și constituie partea cea mai importantă a acestuia.

Astfel de complexe se formează și prin trecerea materiei organice și minerale prin tubul digestiv al lumbricidelor, insectelor ș.a.

- *Combinațiile acizilor humici cu allofanele numite și complexe humico-allofanice* se formează prin combinațiile humusului cu allofanele, adică cu materialul amorf provenit prin alterarea piroclastitelor și a altor roci magmatice efuzive și care sunt caracteristice pentru andosol.

4.7. TIPURI DE HUMUS

În funcție de condițiile de solificare: temperatură, umiditate, dar mai ales de aerare, humusul poate fi reprezentat prin materia organică integral transformată, sau prin materia organică aflată în diferite stadii de transformare, deosebindu-se mai multe tipuri și subtipururi de humus:

- mull
 - moder
 - mor (humus brut)
 - anmor – pentru condiții de anaerobioză temporară (temporar umede)
 - turba – pentru condiții de anaerobioză permanentă (permanent umede)
- } formate în condiții de aerobioză

4.7.1. Humus mull

Este reprezentat de materia organică complet humificată și amestecată intim cu partea minerală a solului.

Se formează în condiții favorabile activității microbiologice (sub aspectul aerării, temperaturii, umidității ș.a.) care determină transformarea completă a resturilor organice în acizi humici și are două subtipururi

- *Mullul calcic* rezultă în condiții de humificare foarte activă, în zona de stepă, silvostepă sau chiar pădure, dar cu substrat litologic calcaros. Este alcătuit din acizi huminici saturați în calciu, culoarea închisă (brună până la neagră), cu reacție neutră sau ușor alcalină, raport C/N scăzut (<15), frecvent în jur de 10, bine structurat, grăunțos sau glomerular. Acesta este humusul de cea mai bună calitate.
- *Mull forestier*, care se formează în solurile lipsite sau sărace în calciu, pe seama resturilor organice provenite de la vegetația de pădure sau pajiști alpine sub acțiunea în special a ciupercilor, fiind alcătuit în principal din acizi fulvici, având deci o reacție ușor acidă, raportul C/N în jur de 12-15, culoare mai deschisă decât cea a humusului calcic.

4.7.2. Humus moder

Este reprezentat prin materia organică mai slab humificată și parțial legată de partea minerală a solului și alcătuit din acizi humici (cu un raport AF/AH>1), dar și din resturi organice în curs de transformare. Se formează în condiții de mediu mai slab aerat comparativ cu humusul mull, cu temperatură mai mică și umiditate mai mare, microfloră mai săracă și mai puțin activă, condiții ce nu permit humificarea completă a resturilor organice. Are reacție acidă (pH 4-5), gradul de saturație în baze (V%) <200%, raportul C/N este 16-28. Culoare este brun-negricioasă.

În funcție de condițiile de formare, poate fi de următoarele subtipuri:

- *moder forestier* – caracteristic solurilor formate sub pădure de amestec și rășinoase;
- *moder de pajiști* – format în solurile de pajiști acide montane;
- *moder calcic* sau *rendzinic* – caracteristic solurilor formate pe calcare, în condiții de climă umedă și rece;
- *moder hidromorf* – se poate întâlni în unele soluri cu exces prelungit de apă stagnantă în unele soluri stagnogleice.

4.7.3. Humus mor (humus brut)

Este reprezentat, predominant, prin resturi organice prea puțin mărunțite, slab humificate, și transformate biochimic, cu un procent mic de acizi humici, iar dintre aceștia predomină acizii fulvici și este practic nelegat de partea minerală a solului. Se formează în solurile din zona montană (etajul molidului, jneapănului, pajiștilor alpine), cu condiții nefavorabile humificării (microfloră săracă și puțin activă, temperatură foarte scăzută ș.a.). Are reacție puternic acidă (pH-ul 3,5-4,5), gradul de saturație în baze 10%, raportul C/N >28 și este sărac în elemente baze.

4.7.4. Anmorul

Acest tip de humus a fost definit de W. L. KUBIENA (1953) și constă într-un amestec intim de materiale aluvionare (argilă, praf, nisip) și până la 30% materie organică bine humificată în general (excremente de faună acvatică). Este un humus activ, specific pentru unele soluri gleice sau humico-gleice. Este prezent în gleiosolurile din luncile râurilor (TÂRZIU, 1997).

4.7.5. Turba

Turba constituie aglomerări de resturi organice saturate cu apă, puțin transformate prin procese de descompunere și humificare foarte lentă, în condiții de anaerobioză permanentă. Prin procesele de transformare foarte puțin înaintată a resturilor organice (turbificare), rezultă produși intermediari, mai ales lignină eliberată în urma distrugerii celulozei.

În funcție de natura vegetației, a apei și a substratului, se formează următoarele subtipuri de turbă:

Turbă eutrofă sau *turbă calcică* este formată prin turbificarea resturilor plantelor moarte – rogoz (*Carex*), stuf (*Equisetum*) și alte ierburi, mușchi verzi (*Hypnum*), în așa numitele turbării joase, unde apa freatică nu coboară sub 50 cm în timpul verii. Turba eutrofă este bogată în substanțe minerale (10-20% cenușă), saturată în calciu, cu un pH neutru sau slab alcalin, iar raportul C/N < 30. Cu toată bogăția în substanțe minerale, turba eutrofă nu aprovizionează destul de activ plantele cu elemente nutritive, acestea fiind în cea mai mare parte blocate în forme inaccesibile plantelor.

Turba mezotrofă este mai săracă în substanțe minerale (5-10% cenușă), s-a format din resturi moarte de rogozuri și mușchi *Sphagnum* și *Hypnum*, în turbării cu ape mai adânci, în care a avut loc ridicarea treptată a covorului de mușchi (turba înaltă).

Turba oligotrofă sau *acidă* se formează pe baza resturilor organice din mușchi, predominant din genul *Sphagnum*, în condiții umede și reci, în regiuni muntoase, pe substrate săraci acide, umezite capilar dintr-o pânză de apă sau îmbibate cu apă din precipitații. Resturile vegetale sunt parțial transformate prin procese de turbificare (îmbogățire în lignină, alături de celuloză și hemiceluloză). Este o turbă extrem de săracă în substanțe nutritive, cu un conținut mineral (cenușă) nedepășind 2-3%, puternic acidă, cu raport C/N de 40 sau mai mare.

Capitolul 5

PROCESE PEDOGENETICE DE FORMARE A PROFILULUI DE SOL

5.1. FORMAREA PROFILULUI DE SOL SAU PROCESE CARE DETERMINĂ DIFERENȚIEREA ÎN ADÂNCIME A SOLULUI

*Ansamblul orizonturilor ce se succed pe verticală de la suprafață până la substratul litologic alcătuiesc **profilul de sol** sau pedonul.*

Numărul, felul și succesiunea acestor orizonturi, deci aspectul profilului de sol, sunt caracteristice pentru fiecare tip genetic de sol (unitate taxonomică de bază în sistemul român de clasificare a solurilor) și reprezintă manifestarea concretă a condițiilor de solificare la un moment dat, starea de echilibru cu mediul înconjurător.

Profilul de sol prezintă în plan vertical proprietăți diferite, de la un orizont la altul, în corelație cu acțiunea procesului de pedogeneză. El reprezintă cel mai important element în stabilirea originii, evoluției și clasificării solului (MURGOCI, 1911, 1923 citat de FLOREA, 2005).

Cele mai importante procese pedogenetice sunt:

- Bioacumularea
- Argilizarea
- Argiloiluvierea
- Chiluvierea sau spodosolizarea
- Gleizarea și stagnogleizarea
- Salinizarea și alcalizarea (sodizarea)
- Vertisolajul
- Carbonatoiluvierea

5.1.1. Bioacumularea. Formarea orizonturilor: A, O și T

Bioacumularea reprezintă esența solificării și constă în acumularea în sol a substanțelor organice caracteristice acestuia.

În funcție de condițiile de solificare, se deosebesc trei categorii de bioacumulare, rezultând trei tipuri de orizonturi:

- bioacumularea materiei organice bine humificată și intim amestecată cu materia minerală a solului, care formează orizontul de suprafață numit orizontul **A**;
- bioacumularea de materie organică parțial humificată, care se notează cu orizont **O**;

- bioacumularea prin înmagazinarea masivă de resturi organice, care se notează cu orizont **T**.

Orizontul A – în funcție de condițiile de formare și proprietățile pe care le prezintă, se disting trei tipuri de orizont **A**:

- *orizont A molic, Am* (*lat. mollis*=moale, afânat) – acest orizont se formează, de obicei, în zone puțin umede (în zonele mai umede se întâlnește numai la solurile care au evoluat pe roci bogate în Ca sau alte elemente bazice), sub vegetație ierboasă sau mixtă, în condiții de reacție alcalină, neutră sau slab acidă, deoarece materialul parental este carbonatic sau bogat în cationi bazici și, prin urmare, se formează humus de tip mull calcic (predomină acizii huminici saturați în ioni de calciu). Orizontul Am se caracterizează prin culoare închisă, este bine structurat (de obicei glomerurală), afânat, aerat ș.a.

- *orizontul umbric, Au* (*lat. umbra*=umbră, cu sensul de soluri de culoare închisă și acide) se formează în condițiile unui mediu umed, rece și acid (roci de solificare acide), din resturi organice vegetale (pajiști montane secundare) și, prin urmare, se formează humus de tip mull forestier, care se acumulează într-un orizont asemănător cu orizontul Am, cât privește însușirile, de care se deosebește printr-o singură însușire, și anume, gradul de saturație în baze, care este $\leq 55\%$.

- *orizontul ocric, Ao* (*gr. ochros*=pal, deschis) se formează în zonele umede, forestiere, de exemplu, sub pădurile cu litieră săracă în N și săruri minerale, reacție acidă a soluției de sol sau în solurile tinere, cu solificarea puțin avansată, unde în ambele situații humificarea este redusă și, ca urmare, acest orizont se caracterizează prin grosime mică și culori deschise (chiar dacă există acizi fulvici aceștia au culoare deschisă).

Orizontul organic, notat cu **O**, se formează prin bioacumulare, care duce la îmbunătățirea în materie organică în diferite grade de humificare și neamestecat cu partea minerală a solului. O astfel de bioacumulare este mai rar întâlnită, fiind caracteristică unor soluri formate în zone foarte umede și reci, pe roci dure aproape de suprafață.

Orizontul turbos, notat cu **T** se formează prin bioacumulare, care determină înmagazinarea la suprafață a unei cantități mari de resturi organice turbificate. Și acest gen de acumulare este mai rar întâlnit și este caracteristic suprafețelor cu un exces permanent de umiditate și cu o bogată vegetație higrofilă.

5.1.2. Argilizarea. Formarea orizontului Bv

Procesul de argilizare constă în îmbogățirea unui orizont cu argilă formată „in situ” (pe loc), prin alterarea silicaților primari și formarea de silicați secundari, și anume, minerale argiloase. Acest proces este caracteristic

pentru solurile formate în zona de silvostepă sau în zona forestieră (păduri de foioase și de amestec).

Orizontul în care are loc acest proces se numește orizont *B cambic* (lat. *cambiare*=schimbare) și se notează cu simbolul **Bv** (germ. *verwitterung*=alterare).

Acest orizont este relativ sărac în humus și se deosebește de materialul parental din care provine prin culoare, care este ruginie sau roșcată, datorită oxizilor de fier liberi rezultați prin alterarea silicaților primari, și prin structură, care este poliedrică, subpoliedrică sau prismatică. De aceea, acest orizont se mai numește *B de culoare*, *B de structură* sau *B de alterare*.

Acest orizont este specific pentru solurile din clasa cambisoluri (soluri brune eu-mezobazice, soluri roșii și soluri brune acide) și pentru subtipurile cambice ale unor tipuri de sol (cenușiu, rendzină, andosol ș.a.).

5.1.3. Argiloiluviera. Formarea orizonturilor: Bt, El și Ea

Procesul de argiloiluviera are loc în condițiile unui climat umed, adică cu un regim hidric periodic percolativ.

Precipitațiile abundente favorizează levigarea CaCO_3 și debazificarea complexului coloidal, de unde cationii de Ca și Mg, sunt parțial înlocuiți cu cationi de H, producând acidifierea soluției solului.

În aceste condiții, particulele coloidale de argilă, formate prin alterarea silicaților primari, nu mai sunt coagulate și, ca urmare, sunt spălate (eluviate) în profunzime odată cu curentul descendent de apă, unde se depun (iluviate) sub forma unor particule foarte fine la suprafața elementelor structurale.

Acest orizont, unde se acumulează argila migrată din orizontul superior se numește *orizont B argiloiluvial* sau *orizont B textural*, notat cu simbolul **Bt**.

Acumularea argilei în orizontul Bt este însoțită în mod obișnuit și de spălarea și respectiv acumularea oxizilor de Fe, care imprimă o culoare gălbui-roșcată specifică pentru acest orizont. Deasupra acestui orizont de iluviera a argilei (Bt), de unde s-a spălat argila și hidroxizii de Fe și îmbogățit rezidual în silice și particule de cuarț de culoare deschisă, se formează un *orizont eluvial* notat cu simbolul **E**.

Orizontul aflat într-o fază incipientă de levigare se numește *orizont eluvial luvic* și se notează cu simbolul **El** iar cel aflat într-o fază mai avansată de levigare se numește *orizont eluvial albic* și se notează cu **Ea** (lat. *albus* = alb).

Asocierea orizonturilor El și Bt este caracteristică solurilor denumite luvice (sau podzolite) exemplu, lovosol tipic ș.a.

Asocierea orizonturilor Ea și Bt este caracteristică solurilor denumite luvisoluri albice.

Uneori formarea orizontului Bt nu este însoțită de separarea deasupra lui a unui orizont El sau Ea ci a unui orizont cu caractere atât de iluviere cât și de acumulare a humusului de tip mull. Acest orizont se numește *molic eluvial*, se notează cu **Ame** și este specific solurilor cenușii.

Dacă orizontul E pătrunde în orizontul B sub formă de limbi, orizontul astfel format se notează cu E+B, poartă denumirea de *orizont glosic* (lat. *glossa*=limbă) și apare la subtipul luvisol albic glosic.

De obicei trecerea între orizontul Ea sau El și Bt se face treptat, situație în care se separă un orizont de tranziție ce se notează E/B.

Uneori însă trecerea este bruscă; acest caracter se numește *planic*, adică separarea a două planuri în ce privește conținutul de argilă, denumit și *schimbare texturală bruscă sau abruptă*.

Caracterul planic este specific planosolului, și se datorează manifestării intense a proceselor de eluviere-iluviere sau a unui material bistratificat, din care primul strat este sărac în argilă iar al doilea bogat în argilă.

5.1.4. Chiluvierea sau Spodosolizarea. Formarea orizonturilor: Es, Bhs și Bs.

În condițiile unui climat mai umed și rece și a unei acidifierei pronunțate a soluției de sol ($\text{pH} < 5$), sub pădure de rășinoase, descompunerea resturilor organice se face încet (predominant de către ciuperci), cu formarea mai ales de acizi fulvici, iar în urma alterării înaintate a silicaților primari acestea se desfac în componentele de bază dintre care mai importante sunt silicea și sescviciozii de Fe și Al.

În condiții de exces de umiditate, anaerobioză, mediu acid, se formează diverși compuși organici, minerali sau organo-minerali, ușor solubili și relativ stabili care, odată cu curentul descendent migrează în adâncime, unde se depun, rezultând două orizonturi caracteristice, unul eluvial și altul iluvial.

Orizontul superior eluviat de baze, hidroxizi și humus și îmbogățit rezidual în silice coloidală și cuarț, de culoare cenușiu deschis se numește orizont eluvial podzolic sau spodic și se notează cu simbolul Es.

Orizontul inferior, iluvial, de acumulare a acizilor humici și a oxizilor de Fe și Al se numește *orizont B humicoferiiluvial* sau *B spodic*, se notează cu simbolul **Bhs** și are culoare neagră sau neagră-cafenie.

Orizontul spodic în care se acumulează în cantitate mai mare hidroxizi de Fe și Al are culoarea portocalie, se mai numește *orizont B feriiluvial* și se notează cu simbolul **Bs**.

Procesul genetic prin care în profilul de sol se individualizează orizonturile Es și Bhs se numește *podzolire humicoferiiluvială* și este specifică pentru solurile denumite podzoluri.

5.1.5. Gleizarea și Stagnogleizarea. Formarea orizonturilor: Gr, Go, W, w

Excesul prelungit de umiditate, cauzat de apele freatice aflate aproape de suprafața solului sau de precipitațiile care se acumulează deasupra unui strat impermeabil de sol, imprimă solificării particularități determinate mai ales de manifestarea fenomenului de reducere.

Procesul de reducere a Fe și Mn ce are loc în profilul de sol datorită apei freatice se numește *gleizare*. Acesta determină formarea unui orizont specific, cunoscut sub denumirea de *orizont gleic*, notat cu simbolul **G** și care poate fi orizont gleic de reducere notat cu Gr și orizont gleic de oxidare-reducere, notat cu Go.

Orizontul Gr se formează în condiții prelungite de exces de umiditate, care determină o intensitate mare a proceselor de reducere a compușilor de Fe și Mn; se caracterizează prin culori verzui, albastrui, vineții. Simbolul Gr se asociază orizontului în care culorile de reducere menționate depășesc 50% din masa solului (ex: BGr, CGr).

Orizontul Go se formează în condiții de exces de apă mai puțin accentuat în anumite perioade ale anului, motiv pentru care compușii de Fe și Mn se prezintă atât în stare redusă cât și în stare oxidată, de unde și culorile caracteristice acestui orizont: pete verzui, albastrui și vineții determinate de procesul de reducere, precum și pete roșiatice, ruginii și gălbui determinate de procesul de oxidare.

În cazul în care culorile de reducere apar în proporție de 6-15% din masa solului orizontul se notează cu **g** (ex: Bvg, Btg).

Procesul de reducere a Fe și Mn care are loc datorită stagnerii apei de precipitații în profilul de sol, deasupra unui orizont impermeabil sau slab permeabil (frecvent orizont Bt), se numește *stagnogleizare*. Orizontul în care au loc aceste procese este numit stagnogleic și se notează cu **W** (*germ. wasser*= apă). Orizontul este marmorat cu pete cenușii, ruginii și concrețiuni negre, negre-roșiatice, ferimanganice.

Când excesul de apă pluvială este mai puțin accentuat, pe lângă culorile de reducere, apar și culori de oxidare, orizontul fiind considerat moderat stagnogleizat (hipostagnic) și notat cu simbolul **w** (alături de simbolul orizontului în care are loc stagnogleizarea – Aow, Eaw ș.a.).

Aceste orizonturi sunt caracteristice pentru solurile hidromorfe.

5.1.6. Salinizarea și sodizarea. Formarea orizonturilor: sa, sc, na, ac

Salinizarea reprezintă procesul de îmbogățire a solului în săruri ușor solubile, adică peste 0,10-0,15%.

Alcalizarea reprezintă procesul de îmbogățire a complexului coloidal al solului în ioni de sodiu adsorbiți peste 5%.

Procesele de salinizare sunt mai frecvent întâlnite în zonele puțin umede, pe terenurile cu ape freatice situate la adâncimi mici și bogate în săruri de sodiu, situație în care, sărurile se ridică odată cu apa și se depun, uneori chiar la suprafață, unde formează o crustă.

În cazul în care acumularea de săruri solubile este mai mare de 1-1,5% (în funcție de tipul de salinizare clorurică sau sulfatică), orizonturile poartă denumirea de *orizont salic* și se notează **sa**, iar când concentrația de săruri este mai mică de 1-1,5% orizontul se numește *orizont salinizat* și se notează cu **sc**.

Orizontul salic și orizontul salinizat se grefează pe orizonturile genetice pe care se manifestă (ex: Aosa, Amsa, Aosc).

Când coboară nivelul apei freatice, acumularea sărurilor la suprafață încetează și precipitațiile le antrenează în profunzime. În condițiile reacției puternic alcaline a soluției solului (datorită prezenței Na_2CO_3 și conținut mare de Na^+ în complexul coloidal), humusul și argila, saturate cu cationi de Na dispersați în apă, migrează în adâncime.

În acest fel, la adâncimea de 2-25 cm, se formează un orizont argiloiluvial, cu un conținut de Na în complexul coloidal de peste 15%. Acest orizont se numește *Bt natric* și se notează cu simbolul **Btna** sau Bt solonețic deoarece este specific pentru tipul soloneț.

Orizontul cu un conținut de 15-5% Na în complexul coloidal se numește *orizont alcalizat* și se notează cu simbolul **ac** (Amac, Aoac).

Orizontul salic (sa) este specific pentru solonceacuri iar orizontul natric (Btna) pentru solonețuri, adică pentru clasa solurilor halomorfe.

Orizontul salinizat (sc) și orizontul alcalizat (ac) sunt specifice pentru subtipurile salinizate și alcalizate ale diferitelor tipuri de sol (cernoziom cambic salinizat, ș.a.).

5.1.7. Migrarea și acumularea carbonaților. Formarea orizontului Cca

În anumite condiții climatice din țara noastră, alături de săruri ușor solubile și componenți coloidal, sunt spălați în profunzime și carbonații. Acest proces de spălare a carbonaților din orizonturile superioare și depunerea lor în profunzime poartă denumirea de *proces de carbonatoiluvier*.

Orizontul astfel format se numește *orizont carbonatoiluvial* și se notează cu simbolul **Cca**, când are mai mult de 12% CaCO_3 , și **Ck** când are mai puțin de 12% CaCO_3 .

În cazul climatelor uscate sau numai în anumite perioade secetoase ale anului, carbonații de profunzime sunt aduși mai aproape de suprafață.

Procesul pedogenetic de carbonatare a orizonturilor superioare ale solului odată cu precipitarea carbonaților din apa capilară sau când fauna din sol aduce material carbonatic din orizonturile inferioare, poartă denumirea de „regradare”.

Regradarea este specifică în general spațiilor protejate, solurilor de pe terase, formate pe coluvii, iar morfologic se prezintă sub formă de eflorescențe, pete, pseudomicelii etc. (Paulette, 2008).

5.1.8. Procese vertice. Formarea orizontului Y

În unele soluri, cu un conținut de peste 30-50% argilă gonflantă (care se umflă), au loc următoarele procese:

- în perioada uscată, ca urmare a contracției puternice a materialelor argiloase, se formează crăpături largi (>1cm), apoi are loc fragmentarea în agregate mari;
- în perioadele umede, datorită gonflării, agregatele apasă unele asupra altora, sunt întoarse sau răsturnate, iar suprafețele sunt lustruite.

Aceste procese duc la formarea unui orizont specific denumit *orizont vertic* (lat. *verto*=a întoarce) care se notează cu **y**, alături de simbolul orizontului cu care se asociază. Ex. Ay, By, Cy ș.a.

Pe terenurile unde se manifestă procesele vertice, uneori la suprafață apar unele denivelări, formând ceea ce se cunoaște sub denumirea de „*relief de gilgai*”.

Orizontul vertic este specific pentru tipul vertisol și pentru subtipurile vertice a unor subtipuri de sol.

5.1.9. Proprietăți andice și orizontul andic (Formarea de allofane)

Proprietățile andice sunt determinate de prezența în sol de allofane. Acestea sunt specifice pentru solurile formate pe roci magmatice necristalizate (în general, piroclastice) și constau în alterarea moderată a acestora și realizarea unui complex coloidal alcătuit din materiale amorfe (ferihidrit, imogolit sau complecți alumino-humici) numite *allofane*.

În afară de andosol (jap. *ando*=vulcan), procese andice mai apar și la subtipurile andice ale altor soluri formate pe materiale parentale vulcanice (sol brun eumezobazic, sol brun acid, sol negru acid).

5.2. PROFILUL DE SOL ȘI ORIZONTURI PEDOGENETICE

Profilul solului reprezintă o succesiune de straturi deosebite ca aspect, de la suprafață până la roca mamă, straturi denumite orizonturi genetice, formate în urma proceselor pedogenetice (Fig 5.1.). Apariția orizonturilor genetice este specifică fiecărui tip de sol, în funcție de procesul pedogenetic dominant, iar variația pe verticală a profilului de sol, este corelată cu acțiunea procesului de solificare în timp, sub acțiunea factorilor de mediu.



Fig. 5.1.(Foto original)

Orizont genetic este un strat paralel cu suprafața terenului, care prezintă proprietăți morfologice diferite de cele ale straturilor supra- sau subiacente. Orizonturile de sol se identifică în teren pe baza proprietăților morfologice (culoare, grosime, textură, structură, neoformații etc.), recunoașterea lor fiind completată cu determinări în laborator

Pe lângă aceste orizonturi pedogenetice principale, în caracterizarea solurilor se utilizează și o serie de alte orizonturi pedogenetice, denumite orizonturi *de asociere*, care nu se folosesc independent, ci numai asociate unui principal, menționate anterior, caracterele lor grefându-se pe orizontul cu care se asociază. Aceste orizonturi sunt: G, W, sa, na, sc, ac, an etc. De asemenea, la descrierea solurilor se utilizează și o serie de sufixe literare pentru sublinierea unor caracteristici.

5.2.1 Orizonturile pedogenetice ale solurilor

Prin *orizont de sol* sau *orizont pedogenetic* se înțelege un strat morfologic distinct, caracterizat printr-o serie de proprietăți rezultate în procesul de formare a solului, în urma acțiunii îndelungate a factorilor de solificare.

Orizonturile de sol pot fi minerale sau organice.

Orizont mineral – orizontul care are <35% materie organică, în cazul în care nu este saturat cu apă mai mult decât câteva zile.

În cazul materialelor (orizonturilor) saturate cu apă perioade lungi, sau care au fost drenate superficial, sunt considerate minerale, când conțin sub 35% materie organică, dacă conținutul de argilă este >60% sau <20% materie organică, dacă nu conțin argilă. La conținuturi intermediare de argilă cantitățile de materie organică maximă, vor fi cuprinse proporțional între 20% și 35% materie organică.

Materialul mineral care conține 25-35% materie organică, dacă conținutul de argilă este >60% sau între 5 și 20% materie organică, dacă nu

conține argilă, este considerat material organo-mineral (la conținuturi intermediare de argilă limitele menționate se modifică proporțional cu acestea).

Orizont organic – materialul de sol care are un conținut de materie organică mai mare decât cantitățile menționate mai sus pentru materialul mineral.

Încadrarea solurilor în clase (categorii sau taxoni) se realizează pe baza unor elemente diagnostice: orizonturi diagnostice și caractere diagnostice.

Orizont diagnostic – orice orizont care constituie un criteriu pentru definirea unităților taxonomice superioare din sistemul de taxonomie a solurilor. Un orizont diagnostic este definit atât prin caracterele generate de procesul de pedogeneză care l-a creat, cât și prin alte însușiri, exprimate cantitativ, cum sunt: grosimea, culoarea, conținutul de materie organică, etc.

Caracter diagnostic – orice însușire sau grup de însușiri folosite drept criterii pentru definirea unităților din sistemul de taxonomie a solurilor. Așadar, caracterele care nu sunt incluse în definiția orizonturilor diagnostice, ci se referă la alte caracteristici importante ale solului sau care, asociate cu anumite orizonturi diagnostice, fac ca aceste orizonturi să fie folosite diferențiat în clasificare, sunt considerate caractere diagnostice.

Materialul parental diagnostic se referă la materialele parentale care imprimă solului unele caractere specifice nelegate de procesele de pedogeneză, ci îndeosebi de substratul mineral al solului, fie cu caracter permanent, fie numai în primele faze de evoluție a acestuia.

5.2.2. Orizonturi principale de sol

Orizont O (organic nehidromorf)

Este un orizont format prin acumulare de material organic depozitat la suprafața solului, care nu este saturat cu apă mai mult de câteva zile pe an, fiind deci un orizont organic nehidromorf.

Orizontul O se dezvoltă la partea superioară a solurilor minerale formate sub pădure. În solurile aflate sub vegetație lemnoasă, orizontul organic nehidromorf este constituit din:

- Ol – litiera, constând din material organic proaspăt, nedescompus sau foarte puțin descompus;
- Of – orizont de fermentație, format din materie organică incomplet descompusă, în care se recunosc cu ochiul liber sau cu lupa resturi vegetale cu structură caracteristică;
- Oh – orizont de humificare, în care materialul organic este într-un stadiu foarte avansat de descompunere, încât nu se mai recunosc cu ochiul liber, ci numai cu lupa, resturi vegetale cu structură caracteristică.

Orizont A (bioacumulativ)

Este orizontul mineral format la suprafață sau sub un orizont O, în care structura inițială a rocii a dispărut practic în întregime și care este caracterizat prin una sau mai multe din următoarele proprietăți:

- acumulare de materie organică intim amestecată cu fracțiunea minerală;
- nu manifestă proprietăți caracteristice orizontului E sau B;
- proprietăți rezultate în urma cultivării, pășunatului sau a altor perturbări similare.

Sunt considerate, de asemenea, orizonturi A și stratele arate, notate cu Ap, chiar dacă sunt grefate direct pe orizonturi E, B sau C.

Orizontul T (turbos sau organic hidromorf)

Este un strat organic de suprafață sau de subsuprafață (care apare la mică adâncime) constituit dominant din material organic în diferite stadii de descompunere, fiind saturat cu apă perioade lungi (de peste o lună), în cei mai mulți ani, cu excepția solurilor drenate artificial.

Orizont E (eluvial)

Este un orizont mineral de subsuprafață al cărui caracter principal îl constituie sărăcirea în argilă silicatică, oxizi de fier și/sau aluminiu sau o combinație a acestora, prin deplasare în sol, vertical sau lateral, fie în soluție, fie în suspensie. Acest orizont se caracterizează printr-o creștere reziduală a conținutului de nisip și praf.

Un orizont E este situat în mod obișnuit aproape de suprafață, sub orizontul O sau A (cu excepția profilelor erodate sau decopertate) și deasupra unui orizont B.

Față de orizontul O sau A situat deasupra, orizontul E este mai sărac în materie organică și mai deschis la culoare.

Orizontul B (de subsuprafață)

Este un orizont mineral de subsuprafață, format sub orizontul A, E sau O în care, pe lângă pierderea în întregime sau aproape în întregime a structurii inițiale a rocii, se asociază unul sau mai multe dintre caracterele dominante cum ar fi:

- alterare care generează sau eliberează minerale argiloase și/sau oxizi și care formează o structură pedogenetică poliedrică sau prismatică, dacă au loc schimbări de volum odată cu modificarea conținutului de umiditate;
- trăsături morfologice de levigare a carbonaților;
- pelicule de argilă și sescvioxizi care fac ca orizontul să aibă în mod vădit o culoare cu o valoare mai mică și o cromă mai mare sau o nuanță

mai roșie decât orizonturile supra și subiacent, fără iluviere aparentă de oxizi de fier.

Orizont C (material subiacent)

Este un orizont mineral situat în partea inferioară a profilului de adâncime, constituit din materiale neconsolidate sau slab consolidate și care nu prezintă caracterele orizonturilor A, E sau B. Orizontul poate reprezenta sau nu materialul parental al orizonturilor supraiacente. Poate fi penetrat de rădăcinile plantelor.

În multe cazuri, solurile sunt formate din material puternic alterat anterior. Un astfel de material care nu întrunește cerințele pentru orizonturile A, E sau B poate fi considerat orizont C.

Pentru orizontul C, se folosesc următoarele notații de detaliu:

Cn – orizon C fără carbonați;

Ck – orizont C cu carbonați (de regulă reziduali);

Cca – orizont C carbonato-acumulativ, calcic sau calxic.

Orizontul R (rocă subiacentă consolidată - compactă)

Este un strat mineral situat la baza profilului constituit din roci consolidate - compacte, in situ. În mod convențional, la roci consolidate compacte se includ și pietrișurile cimentate, rocile fisurate și pietrișuri fluviatile necimentate.

Orizontul R nefisurat și impermeabil se notează cu *Rn*. Dacă orizontul R este fisurat și permeabil sau este format din fragmente de rocă ori pietriș fluviatil se notează cu *Rp*.

5.2.3. Orizonturi de asociere

Orizont gleic (G)

Sunt orizonturi cu proprietăți gleice care prezintă culori de gleizare (sau orizont de glei) apar ca urmare a gradientului redox dintre apa freatică și franja capilară, care determină o distribuție neuniformă a (hidr)oxizilor de Fe și Mn. În partea inferioară a profilului sau în interiorul agregatelor, acești oxizi sunt fie transformați în compuși de Fe și Mn mai mult sau mai puțin solubili (Fe^{2+} , Mn^{2+}), fie sunt translocați, ambele procese conducând la absența culorilor mai roșii de 2,5Y. Compușii de fier și mangan translocați pot fi concentrați în forme oxidate (Fe^{3+} , Mn^{4+}) pe suprafețele agregatelor, în biopori, sau chiar în matricea solului.

Proprietățile gleice se subîmpart în două categorii principale: proprietăți reductomorfe și proprietăți redoximorfe.

Proprietăți reductomorfe (Gr)-glei de reducere

Se aplică la materialele de sol care sunt permanent umede și care au culori de reducere (albăstrui la verzui 2,5 Y, 5Y, GY,) în >95% din matricea solului, dacă apar pete de oxidare, acestea se găsesc pe suprafețele agregatelor sau pe canalele săpate de animale și rădăcini. În materialele lutoase și argiloase domină culorile albăstrui-verzui datorită compușilor de Fe. În materialele bogate în sulfuri, datorită sulfurilor de fier, predomină culorile negre, iar în cazul celor calcaroase sunt dominante culorile albicioase datorită calcitului și/sau sideritului.

Proprietățile reductomorfe se notează cu simbolul **Gr** care se adaugă simbolului orizontului în care culorile de reducere menționate depășesc 50% din masa solului. (de exemplu BGr, CGr).

Proprietăți redoximorfe (Gox) – glei de oxido-reducere

Se aplică materialelor de sol în care condițiile de reducere alternează cu cele de oxidare, așa cum este cazul zonei franjei capilare și orizonturilor de suprafață ale solurilor cu niveluri fluctuante ale apei freatică. Proprietățile redoximorfe sunt puse în evidență prin prezența petelor brun roșcate (ferhidrit), brun gălbui închis (goethit). În solurile sulfato-acide pot apărea, de asemenea, și pete galben închise (jarosit).

În materialele lutoase și argiloase (hidr)oxizii de fier sunt concentrați pe suprafața agregatelor și pe pereții porilor mai mari, cum ar fi vechi canale de rădăcini care pot fi complet umplute cu astfel de oxizi, în timp ce interiorul agregatelor poate prezenta încă culori de reducere. Proprietățile redoximorfe se notează cu simbolul Gox reflectând alternanța condițiilor de oxidare și reducere, care se adaugă simbolului orizontului în care culorile de reducere apar în proporție de 16-50% din masa solului (de exemplu BGox, CGox).

Orizont stagnic (W,w)

Sunt orizonturi pe care se manifestă proprietăți stagnice legate de saturația determinată de apa stagnantă temporar la suprafață sau în partea superioară a profilului de sol dacă nu este drenat, deasupra unui strat impermeabil sau slab permeabil. Orizontul cu proprietăți stagnice prezintă periodic condiții de reducere și un colorit specific stagnogleizării. Dacă sunt prezente pete, croma dominantă la umed este ≤ 2 în matricea solului și pete cu crome mai mari sau concrețiuni ferimanganice, ori ambele, prezente în materialul de sol. Dacă nu este prezentă marmorarea, croma dominantă la umed este ≤ 1 pe suprafața agregatelor sau în matricea solului. În mod frecvent se constată o precipitare a sescvioxizilor sub formă de pelicule și concrețiuni (bobovine).

Proprietățile stagnice moderate se notează cu simbolul **w** dacă culorile de reducere, prezente atât pe fețele, cât și în interiorul elementelor structural,

ocupă între 16-50% din suprafața rezultată prin secțiunea elementelor structurale și cu **W** când culorile de reducere ocupă >50% din suprafața obținută prin secționarea elementelor structurale sau a materialului de sol nestructurat. Simbolul privind proprietățile stagnice se adaugă ca sufixe simbolurilor orizonturilor majore pe care acestea se grefează (de exemplu Aw, BtW etc.).

Când pe lângă culorile de reducere, apar și culori de oxidare, orizontul este considerat moderat stagnoleizat (hipostagnic) și se notează cu simbolul **w** (ex: Aow, Eaw ș.a.).

5.2.4 Orizonturi de tranziție

Sunt orizonturi care prezintă o parte din caracterele orizontului supraiacent și o parte din a celui subiacent către care se face tranziția. Există 2 tipuri de orizonturi de tranziție:

- *orizonturi de tranziție propriu-zise* la care tranziția se face treptat și se notează cu cele două majuscule corespunzătoare orizonturilor respective: AB, BC, EB, CR, etc.

- *orizonturi de tranziție mixte* (de întrepătrundere) la care trecerea între orizonturi este neregulată sau în limbi (glosică). În acest caz notarea se face prin introducerea semnelor + între caracterele orizonturilor corespunzătoare: E + B; B + C etc.

5.2.5. Orizonturi diagnostice principale

Pentru identificarea și încadrarea solurilor în unități taxonomice de sol se folosesc indici (parametrii) cantitativi, și anume orizonturi diagnostice, proprietăți diagnostice și materiale parentale diagnostice:

Un **orizont diagnostic** se definește cantitativ prin constituenții specifici proceselor de pedogeneză, adică prin caracterele morfologice sau alte însușiri exprimate cantitativ (culoare, grosime, conținut de materie organică, etc.). Orizonturile diagnostice pot fi principale, de asociere (la cele principale) sau speciale.

În cele ce urmează, sunt prezentate selectiv orizonturile diagnostice, definirea lor fiind preluată în conformitate cu Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor, SRTS-2012 (Florea și Munteanu, 2012).

Orizontul A molic (Am)

Este un orizont mineral de acumulare a materiei organice humificate, având următoarele caractere:

- culoare închisă a materialului atât în așezare naturală, cât și în stare sfărâmată, având valori și crome $<3,5$ în stare umedă și valori $<5,5$ în stare uscată; de asemenea, valoarea culorii trebuie să fie cu cel puțin o unitate mai închisă decât a orizontului C sau a celui subiacent. Dacă orizontul Am conține 40% calcar fin, limita de culoare la uscat se elimină, iar valoarea culorii la umed trebuie să fie <5 ;
- conținut de materie organică de cel puțin 1% pe întreaga lui grosime (sau de cel puțin 0,8% în cazul solurilor nisipoase);
- structură glomerulară, grăunțoasă sau poliedrică (mică și foarte mică) – (adică orizontul nu are structură de orizont B) – și/sau consistență suficient de friabilă pentru că materialul să nu devină masiv și dur sau foarte dur când se usucă;
- gradul de saturație în baze (V%) $>53\%$;
- grosime ≥ 25 cm sau ≥ 20 cm la solurile în care stratul R este situat în primii 75 cm și la cele cu orizont Ame, AC sau B (având în partea superioară culori de orizont A molic). Grosimea minimă devine 10 cm dacă orizontul A este situat direct pe rocă consolidată - compactă, pe un orizont cimentat (petric) sau pe un orizont criic.

Orizont A umbric (Au) prezintă caracteristicile menționate la orizontul Am (în ceea ce privește culoarea, conținutul în materie organică, structura, consistența și grosimea), dar se diferențiază prin gradul de saturație în baze care este $\leq 53\%$.

Orizontul A ocric (Ao) este prea deschis la culoare, sau prea sărac în materie organică, sau prea subțire pentru a fi molic sau umbric sau devine masiv și dur (sau foarte dur în perioada uscată a anului).

Structura prismatică foarte mare (>30 cm în diametru) este inclusă în structura masivă dacă nu există o structură secundară în interiorul prismelor.

Orizont E luvic (Elv)

Orizontul Elv este situat deasupra unui orizont B argic (descriș mai jos) și are următoarele caractere:

- culori deschise în stare uscată, cu valori $<6,5$; poate avea și valori mai mari, dar asociate numai cu crome >3 ;
- structura poliedrică sau lamelară, frecvent fără structură;
- textura mai grosieră decât a orizontului subiacent;
- segregare a sescvioxizilor sub formă de concrețiuni și pete, în cazul solurilor afectate de stagnogleizare;
- grosime minimă cel puțin 5 cm.

De regulă, conține de peste 1,5 ori mai mult Al schimbabil decât orizontul A. De asemenea, se include la Elv și orizontul Ea care are grosime sub 10 cm.

Orizont E albic (Ea)

Orizontul Ea este situat deasupra unui orizont B argic (Bt) și are următoarele caractere:

- culori deschise în stare uscată, cel puțin în pete (în proporție de peste 50%), cu valori $>6,5$ și crome <3 ; de regulă, se înregistrează în stare uscată o diferență de cel puțin 1-2 unități de valoare mai mari decât cele apreciate la materialul în stare umedă;
- structura poate fi lamelară, poliedrică slab dezvoltată sau orizontul poate fi nestructurat;
- textura mai grosieră decât a orizontului subiacent;
- îmbogățire reziduală în cuarț și alte minerale rezistente la alterare;
- segregare a sescvioxizilor sub formă de concrețiuni și pete, în cazul solurilor afectate de stagnogleizare;
- grosime minimă pentru a fi diagnostic este de 10 cm în cazul luvosolurilor (fac excepție solurile arate în care orizontul Ea a fost subțiat prin includere în Ap). Dacă grosimea este <10 cm, orizontul Ea se include la orizontul Elv.

Orizont E spodic (Es)

Orizontul Es este situat deasupra unui orizont B spodic (Bs, Bsh) și are următoarele caractere:

- culori deschise în stare uscată, cel puțin în pete (în proporție de peste 50%) cu valori $>6,5$ și crome <3 ; de regulă, se înregistrează în stare uscată o diferență de cel puțin 1-2 unități de valoare mai mari decât cele apreciate la materialul în stare umedă;
- structura poate fi lamelară ori poliedrică slab dezvoltată, sau orizontul poate fi frecvent nestructurat;
- textura mai grosieră decât a orizontului subiacent;
- îmbogățire reziduală în cuarț și alte minerale rezistente la alterare;
- grosime minimă pentru a fi diagnostic este de 1 cm (continuu). Dacă grosimea este sub 1 cm orizontul este, de regulă, denumit *Es* discontinuu.

Orizont B cambic (Bv)

Este un orizont de subsuprafață, format prin alterarea materialului parental *in situ* (pe loc), care prezintă următoarele caractere:

- culori în nuanțe mai roșii și crome mai mari decât materialul parental;
- structura obișnuit moderat dezvoltată, poliedrică medie și mare, uneori columnoid-prismatică sau fără structură, dar fără recunoașterea structurii inițiale a rocii în cel puțin 50% din volum;

- textura diferită, dar în general mai fină decât a materialului parental, plusul de argilă rezultând, de regulă, din alterarea unor minerale primare, respectiv din argilizare *in situ*;
- spălarea totală sau parțială a sărurilor ușor solubile și a carbonaților; există situații în care orizonturile B sunt salinizate sau invadate de carbonați prin procese secundare de ascensiune capilară sau regradare (precipitarea carbonaților din apa capilară antrenată ascendent și supusă evaporării în climate uscate saundatorită faunei din sol care aduce materialul carbonatic din orizonturi inferioare);
- grosime ≥ 15 cm, iar baza orizontului să fie la ≥ 25 cm adâncime;

Orizontul B cambic este situat sub un orizont A (Am, Au, Ao), mai rar sub un orizont organic nehidromorf (de regulă Oh). Pentru solurile erodate sau decopertate orizontul Bv poate să apară la zi. Nu îndeplinește condițiile de orizont Bt, Bs sau Btna prezentate în cele ce urmează.

În genere, orizontul Bv are un grad de alterarea mineralelor primare de la slab la moderat, fiind încă prezente minerale primare alterabile în proporție de peste 10%, în fracția de particule de 50-200 μm .

Un orizont B nisipos cu benzi mai fine este considerat Bv lamelar (Bvl) dacă benzile au grosimi < 1 cm, sau dacă benzile de peste 1 cm grosime însumează < 15 cm pe grosimea solului până la 200 cm adâncime.

Orizont B argic (Bt)

Este un orizont de subsuprafață care are, de regulă, un conținut mai mare de argilă decât orizontul supraiacent și prezintă agregate structurale mari, compactare evidentă și diminuare semnificativă a permeabilității.

Diferențierea texturală poate fi rezultatul unei acumulări iluviale de argilă, unei formări pedogenetice intense de argilă, unei destrucții de argilă în orizonturile de suprafață, unei deplasări selective de argilă din orizonturile de suprafață, unei activități biologice sau unei combinații de două sau mai multe din procesele menționate. Sedimentarea de material mai grosier în orizontul supraiacent decât în orizontul B argic poate să mărească diferențierea texturală pedogenetică și invers, sedimentarea de material mai fin în orizontul superior poate să diminueze diferențierea texturală pedogenetică.

Schimbările de textură în sol, cum sunt cele care apar în solurile aluviale ca urmare a stratificării depozitului fluvial, nu sunt considerate orizont argic.

Compactarea și scăderea permeabilității se pot datora acumulării de argilă translocată din orizontul supraiacent, sau unei așezări mai dense a materialului (frecvent moștenită). Prezența argile gonflabile contribuie și la micșorarea permeabilității.

Orizonturile argice sunt în mod normal asociate sau situate sub orizonturile eluviale (El sau Ea), dar pot apare și sub orizonturile Am sau Ao.

Orizont B spodic (Bs, Bhs)

Este un orizont iluvial de subsuprafață de culoare închisă, care conține materiale spodice, iluviale (depuse prin translocare), alcătuite din substanțe amorse, compuse din materie organică, oxizii de Al, cu sau fără oxizi de Fe. Materialele amorse sunt caracterizate printr-o sarcină dependentă de pH ridicat, o mare suprafață specifică, precum și o capacitate de reținere a apei ridicată.

Orizontul B spodic are următoarele caractere:

- grosime minimă de 2,5 cm (iar limita superioară situată <10 cm de la suprafața solului mineral);
- culoare (la materialul în stare umedă) în nuanțe de 7,5 YR sau mai roșii cu valori mai mici sau egale cu 5 și crome de 4 sau mai mici;
- textura nisipoasă până la luto-nisipoasă, cu nisip grosier, iar grăunții de nisip sunt acoperiți cu pelicule coloidale fisurate și/sau sunt prezente aglomerate (*pellets*) de culoare închisă, de mărimea prafului sau mai mari între granulele de nisip;

Un orizont spodic se află în mod normal sub un orizont A, E sau AE. Se notează cu Bhs în cazul în care materialul amorf iluvial conține mai mult humus decât orizontul supraiacent sau cu Bs în cazul în care conține mai puțin humus decât în orizontul supraiacent.

B criptosporic (Bcp) – din solurile puternic acide – prezintă acumulare iluvială de material amorf activ, predominant humic și aluminic și mai puțin material amorf feric, astfel că nu are coloritul mai roșcat caracteristic orizontului spodic (10 YR 3/2 sau mai mici) sau acesta este marcat de conținutul ridicat de materie organică (în genere >10%). De regulă se află sub un orizont A foarte humifer, cu >20% materie organică slab mineralizată.

Orizont C calcic sau calxic sau carbonatoacumulativ (Cca)

Este un orizont de acumulare a carbonatului de calciu secundar fie sub formă difuză (dispersat în matrice), fie sub formă de concrețiuni discontinue (eflorescențe, pseudomicelii, pelicule, vine, concrețiuni moi și tari). Prezintă următoarele caractere:

- conținut de carbonați >12%;
- cel puțin 5% carbonați mai mulți decât orizontul C sau cel $\geq 3-5\%$ (în volum) calcar sub formă de pulbere friabilă – „soft powdery lime”;
- grosime ≥ 20 cm;

Este situat sub un orizont A molic sau B, cu excepția cazurilor în care orizonturile respective au fost erodate.

Orizont folic (O) orizont de suprafață organic nehidromorf ce conține materie organică >35% (>20% C organic) saturat cu apă mai puțin de o lună pe an în cei mai mulți ani, cu grosime ≥ 20 cm.

Orizont turbos (T)

Este un orizont organic hidromorf de suprafață sau de subsuprafață care apare la mică adâncime, alcătuit din material organic care este saturat cu apă mai mult de o lună pe an, în cei mai mulți ani (cu excepția cazurilor când solul a fost drenat). Grosimea minimă este de 20 cm.

După gradul de descompunere a materiei organice, orizontul turbos (hidromorf) poate fi slab descompus sau *fibric*, mediu descompus sau *hemic* și intens descompus sau *sapric*. Astfel:

- în materialul turbos fibric peste 2/3 din volumul materialului organic este alcătuit din resturi vegetale puțin transformate, încât se recunosc țesăturile de plante.
- în materialul turbos sapric nu se mai recunosc țesuturi de plante sau acestea ocupă cel mult 1/6 din volumul materialului.
- materialul turbos hemic reprezintă situația intermediară între cel fibric și cel sapric.

Orizontul turbos limnic (sau materialul organic limnic) reprezintă un orizont organic (hidromorf) alcătuit din turbă sedimentară acumulată pe fundul lacurilor și bălților. În general, este slab plastic, dar neadeziv.

5.2.6. Orizonturi diagnostice de asociere

Orizontul A molic greic (Ame) prezintă acumulări reziduale de cuarț dezbrăcate de pelicule coloidale, sub formă de pete care imprimă fețelor elementelor structurale în stare uscată culori cu valori ≥ 3 și crome <2. Orizontul se formează la baza orizontului Am, deasupra unui orizont Bt și se numește orizont molic slab luvic (hipoluvic) și reprezintă stadiul inițial de formare a unui orizont E.

Orizont B argic-natric (Bt_{na})

Este un orizont B asemănător orizontului argic (Bt), dar care spre deosebire de acesta prezintă următoarele caractere:

- saturație în Na^+ >15%, cel puțin pe 15 cm grosime, într-unul din suborizonturile situate în primii 20 cm ai orizontului; dacă orizontul C subiacent are o saturație în Na^+ >15% (într-un suborizont până la 200 cm adâncime), atunci pentru ca orizontul Bt să fie natric, este suficient să aibă mai mult $\text{Mg}^{++} + \text{Na}^+$ schimbabil, decât $\text{Ca}^{++} + \text{H}^+$ în primii 20 cm ai orizontului;
- grosime ≥ 15 cm;

- structura columnară sau prismatică în unele părți ale orizontului sau structură poliedrică mare cu limbi din orizontul eluvial care pătrund >2,5 cm, în care se găsesc grăunți de praf sau nisip dezgoliți de coliozi.

Este orizont diagnostic în identificarea Solonețului.

Orizontul salic (sa)

Este un orizont îmbogățit secundar în săruri mai ușor solubile decât gipsul, în apă rece, având următoarele caractere:

- conținut de săruri în extract apos 1:5 de $\geq 1\%$, dacă tipul de salinizare este cloruric și $\geq 1,5\%$ dacă este sulfatic sau $\geq 0,7\%$ dacă solul conține sodă. Cifrele de mai sus sunt valabile pentru solurile cu textură mijlocie se micșorează cu 20% pentru soluri cu textură grosieră și se măresc cu 15% pentru solurile cu textură fină.

Pentru solurile turboase, valorile conținutului în săruri variază de la 2%, respectiv, 3% pentru solurile turboase saprice; 10%, respectiv 15% la solurile turboase fibrice, în funcție de capacitatea de apă la saturație. Dacă salinitatea este exprimată în electroconductibilitate (EC), parametrii sunt următorii: >24 (30) dS/m la 25°C, dacă solul are pH<8,8 sau >12 (15) dS/m la 25°C, dacă solul are pH>8,9 (solul conținând carbonați alcalini);

- grosime ≥ 10 cm (pentru care conținutul de săruri este cel indicat mai sus) sau de 5 cm, în cazul solurilor nisipoase. De regulă, produsul dintre grosime (cm) și conținut de săruri (%) este >50 (25 în cazul solurilor nisipoase).

Se notează cu „sa”, adăugat la simbolul orizontului cu care se asociază.

Orizont hiposalic (sc)

Este un orizont mineral care conține 0,1-1% săruri ușor solubile, dacă predomină clorurile, 0,15-1,5% dacă predomină sulfații sau 0,07-0,7% dacă conține și sodă, în cazul solurilor cu textură mijlocie. Pentru altă textură sau soluri organice, cifrele se modifică în proporțiile menționate mai sus pentru orizontul salic.

Exprimată în electroconductibilitate, salinitatea orizontului hiposalic are valori între 4 dS/m la 25°C și valoarea minimă pentru orizontul salic.

Are grosime ≥ 10 cm și se notează cu „sc”, adăugat după simbolul orizontului cu care se notează.

Orizont natric (na)

Este un orizont mineral de asociere care are o saturație în Na^+ schimbabil >15% din T, pe o grosime ≥ 10 cm. Se notează cu simbolul „na”.

Orizontul natric care reprezintă și caractere de orizont B argic constituie orizontul B_{tna}, descris anterior, a cărui grosime este ≥ 15 cm.

Orizont hiponatric sau hiposodic (ac)

Orizontul hiponatric (hiposodic), denumit și alcalizat sau sodizat, este un orizont mineral de asociere cu o saturatie în Na^+ schimbabil de 5-15% (din T) și o grosime ≥ 10 cm. Se notează cu „ac” scris după simbolul orizontului cu care se asociază. Valoarea SAR a acestui orizont este 4-13.

Orizontul andic (an) este un orizont de asociere (la orizontul A sau B), având proprietăți andice pe cel puțin 30 cm grosime (vezi proprietăți andice).

Orizont cu proprietăți contractilo-gonflante (z)

Se referă la un orizont de sol care prezintă o comportare specifică, determinată de mari variații de volum la trecerea de la starea umedă la starea uscată și invers. Se caracterizează prin:

- conținut de peste 45% argilă $< 0,002$ mm (frecvent $> 50\%$), predominant contractilo-gonflantă;
- în stare umedă, materialul de sol este plastic, adeziv;
- în stare uscată, materialul de sol devine dur și apar;
- crăpături largi > 1 cm în perioadele uscate (dacă solurile nu sunt irigate), care se închid în perioada umedă;
- elemente structurale mari;

Aceste proprietăți se notează cu litera „z” și se pot asocia cu orizonturile principale A, B sau C (Az, Bz, Cz). Orizontul Az poate să conțină și $< 45\%$ argilă, dar nu mai puțin de 33%.

Orizontul vertic (Bzy) este un orizont de subsuprafață, cu proprietăți contractilo-gonflante (Bz), având $> 45\%$ argilă predominant contractilo-gonflantă, la care se asociază:

- fețe de alunecare oblice (10° - 60°) față de orizontală, lucioase și uneori striate, care apar pe o grosime ≥ 25 cm și se intersectează formând elemente structurale mari cu unghiuri și muchii ascuțite într-unul din suborizonturi (structură sfenoidală).

5.2.7. Orizonturi diagnostice speciale

Orizont A limnic (Alm)

Este un orizont mineral submers (inundat) situat la suprafața depozitelor de pe fundul rezervoarelor naturale de apă (bălți, lacuri, lagune)

puțin adânci, format prin acumularea subacvatică de suspensii sau precipitate minerale și organice, resturi de alge, plante și animale subacvatice, variat humificate sau turbificate.

Prezintă următoarele caractere:

- conținut de materie organică >1%;
- stratificare evidentă și lipsa structurii;
- consistență foarte moale, frecvent cu aspect de nămol sau gel;
- culori cenușii, cenușii-oliv, cenușiu verzui sau negre, care se schimbă în brun sau oliv prin expunerea la aer.

Acest tip de orizont este specific limnosolurilor.

Orizont A hortik (Aho)

Este o varietate de orizont antropedogenetic de suprafață, format prin fertilizare intensă, lucrare profundă și/sau adaos timp îndelungat de deșeuri animale și de materiale organice în amestec cu material pământos. Poate conține incluziuni de cărămizi, fragmente de ceramică etc.

Prezintă culoare închisă cu crome și valori <3,5 (la umed), grad de saturație în baze >53%, și conținut apreciat de humus, cu activitate biologică intensă.

Față de orizontul Am, se deosebește prin conținutul de P extractabil (în 0,5 M NaHCO₃, metoda Olsen), care este >2500 ppm (modificat în 1500 ppm, în 2006) exprimat ca P₂O₅, în primii 25 cm.

Orizontul Am forestalic (Amf) îndeplinește condițiile de orizont molic format sub păduri xerofile, cu structură poliedrică mijlocie și mare în partea mijlocie și/sau inferioară a orizontului, asociată adesea cu „pudrare de cuarț” și cu un minim în variația valorilor pentru pH, baze și saturația în baze. De regulă, are deasupra un orizont O slab dezvoltat.

Orizonturi antropedogenetice reprezintă orizonturi minerale pedogenetice de suprafață foarte puternic transformate prin fertilizare îndelungată și lucrare adâncă sau orizonturi minerale de suprafață rezultate prin înălțarea (acreția) suprafeței prin adaos de material, ca urmare a unei lungi perioade de cultivare a solului și/sau irigare, fapt care a condus la formarea unui orizont de suprafață cu caractere mult modificate față de cele inițiale.

5.2.8. Caractere diagnostice

Caracterele diagnostice sunt însușiri folosite pentru definirea unităților de sol neutilizate în definirea orizonturilor diagnostice, dar care se referă la aspecte importante ale solurilor. Selectiv, acestea sunt:

Trecere glosică (albeglosică) sau orizont E+B (gl)

Acest caracter este specific unui suborizont mineral de tranziție situat între orizonturile E și Bt, fiind denumit și trecere albeglosică, evidențiindu-se prin:

- pătrunderi de orizont Ea în orizontul Bt sub formă de limbi care trebuie să aibă lungimea mai mare ca lățimea;
- limbile trebuie să aibă ≥ 5 mm lățime în cazul în care textura orizontului Bt este fină, ≥ 10 mm când textura aceluiași orizont este mijlociu-fină și ≥ 15 mm când textura este grosieră.

Caracter scheletic (qq)

Se referă la soluri care prezintă orizonturi care conțin >51% fragmente grosiere de rocă având o grosime de 15 cm în cazul Litosolurilor, ≥ 25 cm în solurile cu grosime de până la 50 cm, ≥ 50 cm în cele cu grosimi depășind la 100 cm sau de 75 cm dacă solul este mai profund.

Caracter subscheletic (sq)

Se referă la soluri care prezintă orizonturi care conțin 26-50% fragmente grosiere de rocă, având o grosime ≥ 25 cm în primii 50 cm ai solului, ≥ 50 cm în primii 100 cm ai solului sau de 75 cm dacă solul este mai profund.

Schimbare texturală bruscă (pl)

Acest caracter reprezintă schimbarea intensă de textură înregistrată între un orizont eluvial și orizontul subiacent B, caracterizată prin dublarea cantității de argilă în orizontul B, dacă orizontul E are <20% argilă, trecerea făcându-se pe o distanță $\leq 7,5$ cm, dacă orizontul E conține >20% argilă, trebuie să se înregistreze pe cel mult 7,5 cm o creștere absolută de ≥ 20 % argilă în orizontul B, iar într-unul din suborizonturile orizontului B conținutul de argilă trebuie să aibă dublul conținutului de argilă din E. Se exclud cazurile în care textura orizontului B este nisipo-lutoasă.

Dacă schimbările de textură de mai sus, se fac pe o distanță de 7,5-15 cm, solul prezintă schimbare texturală semibruscă.

Cracter vermic (vm)

Acest caracter este specific solurilor cu o intensă activitate a faunei. Sunt considerate vermic solurile care prezintă în proporție de >50% din volumul orizontului A și de >25% din volumul orizontului următor, canale de râme, coprolite sau galerii de animale umplute cu materiale aduse din orizonturile supra sau subiacente.

Culori diagnostice

Culoarea materialului de sol este folosită ca un caracter definitor al unor orizonturi diagnostice, ca și pentru separarea unor unități taxonomice la

nivel de tip și subtip. Nuanțele, valorile și cromele (exprimate în sistemul Munsell) ale orizonturilor A și B sunt folosite în diagnoza solurilor astfel:

- culori în nuanțe de 5Y și mai roșii se folosesc ca elemente de diagnoză pentru separarea subtipurilor rodice;
- culori în nuanțe de 7,5 Y și crome ≥ 3.5 (la materialul în stare umedă) pentru orizontul B individualizează subtipul roșcat al unor luvisoluri;
- cromele ≤ 2 (la materialul în stare umedă) orizontului A molic separă cernoziomurile de kastanoziomuri sau vertosolurile de pelosoluri;
- cromele $\leq 3,5$ (la materialul în stare umedă) ale părții superioare a orizonturilor AC, AG, AB sau B caracterizează tipurile din clasa cernisolurilor, umbrisolurilor și unele hidrisoluri.

Materia organică segregabilă

Este forma humificată a materiei organice care se desface ușor prin frecare și este astfel segregabilă de partea minerală.

Saturația în baze (V%)

Gradul de saturație în baze este folosit ca un element de diagnoză pentru anumite soluri, pentru definirea subtipurilor (sau varietăților) eutrice și districe, pe baza valorilor V mai mari sau mai mici de 53 %. La multe tipuri de sol mărimea valorii V intră implicit în definiție.

CAPITOLUL 6

PROPRIETĂȚI FIZICE ALE SOLULUI

În urma proceselor de dezagregare și alterare, roca masivă inițială este transformată într-o masă afânată, alcătuită din particule de diferite mărimi. Mărimea particulelor minerale și raportul lor, foarte variat în sol, sunt o consecință a compoziției mineralogice a rocii masive inițiale, a duratei și intensității proceselor de dezagregare și alterare care au loc în diferite condiții climatice.

Roca afânată, *roca mamă de sol*, datorită capacității de reținere a apei în sol, oferă condiții favorabile de viață, la început numai microorganismelor, apoi și vegetației. Sub acțiunea factorului biologic, cu timpul, în funcție de vegetație și de condițiile climatice, în principal, se formează și se acumulează, în diferite cantități, humusul.

Particulele minerale de diferite dimensiuni, împreună cu humusul constituie partea sau *faza solidă* a solului. În funcție de mărimea particulelor (minerale și organice), de modul lor de combinare și grupare în elemente structurale, se formează pori de diferite forme și mărimi. Acest spațiu poros este ocupat fie de apă și aer, fie de apă sau numai de aer (în anumite situații).

Datorită acestui mod de alcătuire, solul poate fi considerat ca un sistem dispers în care particulele minerale și organice constituie faza dispersă, iar apa și aerul mediul de dispersie.

Solul este un sistem heterogen polidispers ale cărui însușiri principale – textura, structura ș.a. – au un rol determinant în regimul de apă, aer și căldură al solului, în activitatea biologică din sol.

Proprietățile fizice ale solului influențează modul în care solurile își îndeplinesc funcțiile în ecosistem și modul în care pot fi utilizate/gestionate. Proprietățile fizice sunt legate de dimensiunea particulelor solide ale solului (textura), modul în care ele sunt legate între ele (structura) sau modul în care asigură spațiul poros (porozitatea) cu implicații asupra apei și aerului din sol, componenete esențiale în susținerea vieții (Brady and Weil, 2002).

6.1. TEXTURA SOLULUI

Textura solului reprezintă gradul de mărunțire a părții minerale a solului și proporția acestora în alcătuirea solului. Mai simplu spus, proporția în sol a diferitelor fracțiuni granulometrice (particule minerale de diferite dimensiuni). Este o însușire cu o mare stabilitate.

6.1.1. Sisteme de fracțiuni granulometrice (gruparea particulelor texturale)

De obicei, pentru determinarea texturii solului se folosește numai conținutul de nisip, praf și argilă, care alcătuiește așa-numitul „*pământ fin*” și se găsește în toate solurile, spre deosebire de particulele mai mari (pietriș, pietre, bolovani) care se găsesc în anumite soluri și alcătuiesc așa numitul „*schelet al solului*”.

Diferiții autori dau diferite sisteme de fracțiuni granulometrice, toate însă au ca și criteriu de separare dimensiunea particulelor, care diferă de la un autor la altul. Astfel principalele sisteme sunt (tabelul 6.1):

Tabel 6.1

Sisteme de fracțiuni granulometrice (Paulette, 2008)

Sistemul ATTERBERG (Internațional)	Sistemul KACINSKI (Rusesc)	Sistemul CHIRIȚĂ (Românesc)	Sistemul USDA (american)
Argilă <0,002 mm	Argilă <0,001 mm	Argilă coloidală <0,001 mm	Argilă <0,002 mm
Praf 0,02-0,002	Praf fin 0,005-0,001	Argilă necoloidală 0,002-0,001 mm	Praf 0,002-0,05 mm
Nisip fin 0,2-0,02	Praf mediu 0,01-0,005	Praf fin (mic) 0,01-0,002 mm	Nisip fin 0,05-0,1 mm
Nisip grosier 2,0-0,2	Praf mare 0,05-0,01	Praf mijlociu 0,02-0,01	Nisip mijlociu 0,1-0,5 mm
Pietriș 20-2	Nisip fin 0,25-0,05	Praf mare 0,05-0,02 mm	Nisip grosier 0,5-1,0 mm
Pietre 200-20	Nisip mediu 0,50-0,25	Nisip: foarte mic 0,1-0,05 mm	Nisip foarte grosier 1,0-2,0 mm
Bolovani >200	Nisip grosier 1,00-0,50	Nisip mic 0,2-0,1mm	Pietriș: 2,0- 762,0 mm
	Pietriș 30-1	Nisip grosier mijlociu 0,5-0,2 mm	Pietricele >762,0 mm
	Pietre >30	Nisip mare 1,0-0,5 mm	
		Nisip foarte mare 2,0-0,1mm	

Utilizarea separării fracțiunilor granulometrice, pe baza mărimii diametrului lor, a pornit de la constatarea că particulele, având dimensiunile cuprinse între anumite limite, au anumite proprietăți specifice. Astfel:

- *Nisipul*, care este alcătuit din particule de cuarț și din diferite alte minerale pe cale de alterare (feldspați, muscovit, calcit ș.a.), este afânat, foarte permeabil, cu o putere slabă de reținere a apei și a elementelor nutritive, fiind

particule de mari dimensiuni au o suprafață specifică redusă. Nisipul grosier are o putere de reținere mai bună decât nisipul fin care permite ridicarea apei prin capilaritate. În apă, nisipul formează suspensii ce se limpezesc repede. În sol, nisipul este un material inactiv sau puțin activ care, însă, favorizează pătrunderea apei și a aerului, a rădăcinilor plantelor. Particulele de nisip sunt în general vizibile cu ochiul liber și se simt aspre prin frecare între degete.

- *Praf*, care este alcătuit din particule ce nu sunt vizibile cu ochiul liber (mai ales pulberea fină de cuarț), are o bună capilaritate, deci o bună capacitate de reținere a apei; capacitatea de reținere a elementelor nutritive este relativ slabă, dar mai accentuată decât la nisip. Cu apa, formează suspensii ce se limpezesc încet. La frecare între degete se simte făinos, nu prezintă plasticitate și adezivitate ridicată.

- *Argila*, formată în mare parte particule coloidale (rămân în suspensie perioadă lungă de timp în apă), se caracterizează prin coeziune mare, capacitate mică pentru aer și foarte scăzută pentru apă. Prin umectare, se îmbibă ușor cu apă, își mărește volumul și este plastică și lipicioasă, circulația apei și aerului este lentă. Aderă la unelte și, ca urmare, solul cu multă argilă se lucrează greu, iar rădăcinile plantelor întâmpină rezistență mare la pătrundere.

Prin uscare, își micșorează mult volumul, devine foarte compactă și prezintă crăpături caracteristice. Argila este foarte avidă din punct de vedere chimic, are capacitate mare de reținere a elementelor nutritive (baze de schimb); participă la cele mai multe reacții chimice din sol. Conținutul în argilă precum și tipul de argilă influențează plasticitatea/adezivitatea, contracția/gonflarea, compactarea, capacitatea de reținere a apei și aerului, comportamentul la lucrările solului și capacitatea de adsorbție a elementelor chimice (Brady and Weil, 2002).

Se poate constata că, cu cât gradul de mărunțire este mai avansat, cu atât numărul particulelor și suprafața lor este mai mare (tabelul 6.2), deci, capacitatea de reținere este mai mare.

Tabel 6.2

**Numărul și suprafața particulelor în funcție de gradul de mărunțire
(Blaga Gh., 2004)**

Categoria de particule	Diametrul mm	Nr. particule/g	Suprafața totală a particulelor la 1g (cm ³)
Nisip grosier	2,0-0,2	90-720	11-23
Nisip fin	0,2-0,02	720-46000	24-91
Praf	0,02-0,002	46000-5776000	91-454
Argilă	<0,002	5776000-90260853	454-8000000

6.1.2. Clasificarea solurilor după textură (clase de textură)

În mod obișnuit, solurile conțin toate cele trei grupe de particule sau fracțiuni granulometrice (nisip, praf și argilă). Cantitățile procentuale în care acestea intră în masa solului diferă însă de la un sol la altul, determinând *textura* solului respectiv.

Aceasta se stabilește în laborator prin *analiza granulometrică*. Rezultatele acestei analize, exprimate în procente de argilă, praf și nisip (uneori și schelet) permit a clasifica solurile în *clase texturale* sau specii texturale (tabelul 6.3).

Tabel 6.3

Grupe de clase, clase și subclase texturale (Metodologia de elaborare a studiilor pedologice, 1987)

Simbol	Denumire	Argilă <0,002 mm	Praf 0,002-0,02 mm	Nisip 0,02-2 mm	Raport Nf/Ng
G	texturi grosiere	≤12	≤32	≥56	oricare
N	nisip	≤5	≤32	63	oricare
NG	nisip grosier	≤5	≤32	≥63	<1
NM	nisip mijlociu	≤5	≤32	≥63	1-20
NF	nisip fin	≤5	≤32	≥63	>20
U	nisip lutos	6-12	≤32	56-94	oricare
UG	nisip lutos grosier	6-12	≤32	56-94	<1
UM	nisip lutos mijlociu	6-12	≤32	56-94	1-20
UF	nisip lutos fin	6-12	≤32	56-94	>20
M	texturi mijlocii	13-32	≤32	35-87	oricare
		≤32	≥33	≤67	oricare
S	lut nisipos	13-20	≤32	48-87	oricare
		≤20	≥33	≤67	oricare
SG	lut nisipos grosier	13-20	≤32	48-67	<1
SM	lut nisipos mijlociu	13-20	≤32	48-67	1-20
SF	lut nisipos fin	13-20	≤32	48-67	>20
SS	lut nisipos prăfos	≤20	33-50	30-67	oricare
SP	praf	≤20	≥51	≤49	oricare
L	lut	21-32	≤79	≤79	oricare
LN	lut nisipo-argilos	21-32	≤14	54-79	oricare
LL	lut mediu	21-32	15-32	23-52	oricare
LP	lut prăfos	21-32	33-79	≤46	oricare

F	texturi fine	≥ 33	≤ 67	≤ 67	oricare
T	lut argilos	33-45	≤ 79	≤ 67	oricare
TN	argilă nisipoasă	33-45	14	41-67	oricare
TT	lut argilos mediu	33-45	15-32	23-52	oricare
TP	lut argilos-prăfos	33-45	33-67	≤ 34	oricare
A	argilă	≥ 46	≤ 54	≤ 54	oricare
AL	argilă lutoasă	46-60	≤ 32	8-32	oricare
AP	argilă prăfoasă	46-60	33-54	≤ 21	oricare
AA	argilă medie	61-70	≤ 39	≤ 39	oricare
AF	argilă fină	≥ 71	≤ 29	≤ 29	oricare
C	sedimente cu peste 40% CaCO ₃				
P	roci compacte fisurate și pietrișuri (permeabile)				
Z	roci compacte dure (nepermeabile)				
H	depozite organice				

Cea mai expeditivă metodă pentru definirea texturii solului este aceea a diagramelor triunghiulare, constituite în funcție de cantitatea procentuală de argilă, praf și nisip, trecută fiecare pe o latură a unui triunghi echilateral (fig. 6.1).

Triunghiul texturii este reprezentarea grafică a proporției celor trei fracțiuni granulometrice. Acesta este un triunghi echilateral, la vârfurile căruia corespund 100% argilă, 100% lut și 100% nisip. Laturile triunghiului sunt împărțite în 10 intervale egale, unite prin paralele la laturi, astfel încât triunghiul este împărțit într-o serie de compartimente care să cuprindă toate categoriile texturale posibile, în funcție de raportul dintre componente și influența dintre ele.

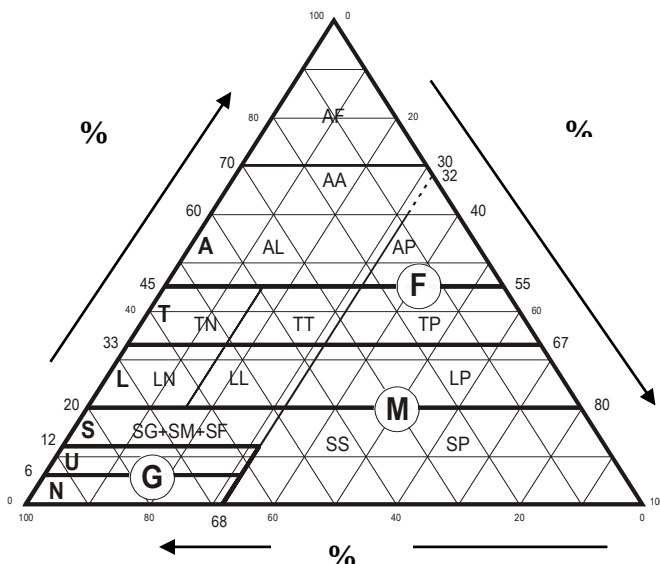


Fig.6.1 Diagrama triunghiului texturii (Paulette 2008)

Pentru stabilirea clasei texturale a unui sol, pe cele trei laturi ale triunghiului se fixează procentul de argilă, praf și nisip obținut prin analiza granulometrică. Din aceste puncte, se duc paralele la baza zero a fracțiunii respective, iar locul de întâlnire a celor trei paralele reprezintă clasa texturală în care se încadrează solul respectiv.

Atunci când punctul de întâlnire a celor trei paralele este apropiat de limita a două compartimente, clasa texturală cuprinde ambele denumiri (de exemplu, lut spre lut-argilos).

În România, astfel de diagrame au fost elaborate de CHIRIȚĂ și BURT (1955), POPOVĂȚ (1966) și CHIRIȚĂ (1974). Interpretarea texturii în mod curent se realizează cu ajutorul tabelelor de clase texturale elaborate de Institutul Național de Cercetare-Dezvoltare pentru Pedologie, Agrochimie și Protecția Mediului – ICPA București (tabelul 6.3).

La solurile ce conțin schelet în profilul de sol (tabelul 6.4), adică fracțiuni granulometrice >2 mm, odată cu stabilirea texturii solului, se apreciază și cantitatea de schelet, natura mineralogică a acestora și proprietățile diferitelor categorii de fragmente. După conținutul în schelet, solurile din România se pot clasifica astfel:

Tabel 6.4

Clasificarea solurilor, după schelet, în România

Solul	Schelet %
sol fără schelet	<5
sol slab scheletic	6-25
sol moderat scheletic	26-50
sol puternic scheletic	51-75
sol excesiv scheletic	76-90
pietrișuri	>91

(după ICPA București, *Metodologia studiilor pedologice*, 1987)

Cunoașterea conținutului în schelet, precum și adâncimea la care se găsește roca dură, ajută la calcularea volumului de sol ce poate fi folosit de rădăcinile plantelor, cunoscut și sub denumirea de volum edafic util (tabelul 6.5) și care este egal cu volumul de sol fin (raportat la m³) până la roca dură, din care se scade procentul de schelet:

$$\text{Volum edafic util \%} = \frac{\text{Adâncimea rocii dure} \times (100 - \%\text{schelet})}{150}$$

Clasele de volum edafic util, după ICPA București, sunt următoarele:

Tabel 6.5

Clasele de volum edafic util sunt:
(după ICPA București, *Metodologia studiilor pedologice*, 1987)

Clase de volum edafic	Volum edafic %	Clase de volum edafic	Volum edafic %
extrem de mic	<10%	mare	76-100%
foarte mic	11-20%	foarte mare	101-125%
mic	21-50%	extrem de mare	126-150%
mijlociu	51-75%	excesiv de mare	>150%

6.1.3. Caracterizarea solurilor după textură

Fracțiunile granulometrice ce intră în alcătuirea solului au anumite proprietăți pe care, în anumite situații, le imprimă și solului. Aceasta depinde de proporția (%) în care se găsesc aceste fracțiuni în sol, precum și de conținutul în humus și carbonați ai solului.

Procentul de fracțiuni granulometrice, împreună cu conținutul în humus și carbonați, nu constituie un simplu amestec mecanic, ci alcătuiesc un complex în care fiecare influențează efectul celuilalt, fie prin neutralizare, fie prin amplificare. De exemplu, la un conținut mare de argilă și un conținut mic de nisip, însușirile nisipului sunt practic anihilate de cele ale argilei, deoarece grăunții de cuarț, fiind înveliți în pelicule de argilă, solul va avea însușirile unei mase argiloase. GAUCHER (1968) apreciază că 50 g de humus și CaCO_3 influențează însușirile solului legate de textură cu o intensitate egală cu aceea a 100 g de argilă sau 150 g de praf sau 300 g de nisip fin sau 400 g nisip grosier. Acestea înseamnă că la o parte de humus sau CaCO_3 corespund două părți de argilă, trei părți de praf, șase părți de nisip fin și opt părți de nisip grosier.

Cu toate că există o corelație între conținutul în humus, în CaCO_3 și argilă din sol, care uneori sunt intim asociate, în funcție de conținutul în fracțiuni granulometrice (nisip, praf și argilă), solurile se clasifică în soluri nisipoase (sau grosiere), soluri lutoase (sau mijlocii) și soluri argiloase (sau fine).

- *Solurile nisipoase*, adică acelea constituite din $\geq 56\%$ nisip, au caracteristicile asemănătoare nisipului. Astfel, sunt bine aerisite, nu au structură, coeziune și plasticitate, nu aderă (nu se lipesc) la uneltele agricole, sunt ușor spulberate de vânt, se încălzesc repede și puternic, astfel că pierd ușor apa prin evaporare, uscându-se până la adâncimea de 20-30 cm și mai mult. Sunt sărace în humus (mineralizarea resturilor organice este rapidă

datorită conținutului ridicat de aer), se lucrează ușor în tot timpul anului ș.a.m.d. Ca urmare, solurile nisipoase au o fertilitate naturală foarte redusă.

- *Solurile argiloase* sunt cele constituite din $\geq 33\%$ argilă, adică din particule cu diametrul $< 0,002$ mm deci, prezintă proprietăți și însușiri determinate de fracțiunea argiloasă care acoperă (anulează) influența particulelor de nisip și praf. Aceste soluri sunt bogate în pori capilari fini și sunt sărace în pori largi, motiv pentru care au permeabilitatea foarte mică pentru apă și aer, dar au capacitate mare pentru apă (rețin apa), motiv pentru care sunt considerate ca *soluri reci*.

În stare umedă, sunt plastice și cu o aderență mare la uneltele agricole. Lucrate la un grad mai mare de umiditate, formează brazde sub formă de curea (brazdele nu se mărunțesc, sunt tăiate) care, întărindu-se prin uscare, se mărunțesc greu; lucrate în stare mai uscată, sunt foarte coezive, se formează bulgări care, de asemenea, reclamă un consum mare de energie, drept pentru care solurile argiloase se numesc și *soluri grele*.

Plantele cresc greu în solurile argiloase insuficient structurate, deoarece rădăcinile întâlnesc o rezistență mare și nu au asigurat raportul favorabil între apă și aer. Cu toate că aceste soluri au un regim aerohidric defectuos, faptul că au o mare capacitate de adsorbție și de schimb cationic, ele se situează printre solurile cu o fertilitate relativ bună.

În România, predomină solurile cu textură mijlocie (lutoasă) în stratul Ap sau în primii 20 cm – cca. 66 %, după care urmează solurile cu textură mijlocie fină (luto-argiloasă).

- *Solurile lutoase* sunt constituite din părți mai apropiate de nisip, praf și argilă, drept urmare, se bucură de calitățile și efectele fiecăreia din aceste fracțiuni. Aceste soluri sunt moderat permeabile pentru apă și aer, rețin bine apa și substanțele nutritive, nu au o consistență excesivă, nu se lucrează greu deci, au o fertilitate naturală bună.

În mod obișnuit, în practica agricolă, solurile sunt apreciate textural ca fiind: soluri ușoare - cele care au textura grosieră (nisip și nisip lutos), care se lucrează ușor (și în lungi perioade de timp); soluri mijlocii – cele care au textură mijlocie (lut nisipos și lut); soluri grele – cele care au textură fină (lut argilos și argilă), care se lucrează greu și numai într-o perioadă scurtă de timp.

Trebuie remarcat însă, că noțiunea de “sol ușor” și “sol greu” – care nu înseamnă densitate mare, ci modul în care răspund la lucrările solului – sunt foarte relative. Într-o regiune cu soluri argiloase, un sol cu argilă mai puțină va fi considerat ușor, în timp ce același sol va fi considerat greu dacă se întâlnește într-o regiune cu soluri nisipoase.

6.1.4. Variația texturii solului pe profilul de sol

În funcție de condițiile de pedogeneză, din care importanță deosebită o are roca, dar și condițiile de climă (temperatură și precipitații) care produc

processe complexe de argilizare, eluviere, iluviere ș.a., textura solului poate să fie aceeași în toate orizonturile sau prezintă diferențieri mari de la un orizont la altul. Astfel:

- la solurile din zona de stepă, textura este uniformă pe profil și asemănătoare cu aceea a materialului parental. Despre aceste soluri se spune că sunt *nediferențiate din punct de vedere textural*, exceptând cazul în care roca prezintă o stratificare geologică.
- la solurile din zona de silvostepă și la cele din zona forestieră, deci în zonele mai umede, unde în cadrul solificării au loc procese mai intense de argilizare și de migrare a argilei, se realizează profiluri de sol cu orizonturi ce au textură diferită sau chiar orizont de acumulare a argilei (Bt). Despre aceste soluri se spune că sunt soluri cu *diferențiere texturală pe profil*.

Pentru exprimarea cantitativă a acestor procese și, respectiv, a diferențierii texturale, se folosește *indicele de diferențiere texturală*, notat cu Idt, care reprezintă valoarea raportului:

$$\text{Idt} = \frac{\text{argilain Bt}}{\text{argilain E}},$$

După mărimea acestui raport, CERNESCU și colaboratorii (1958) deosebesc:

- | | |
|--|----------------|
| - sol nediferențiat textural | Idt < 1,2 |
| - sol slab diferențiat textural | Idt= 1,3 - 1,5 |
| - sol moderat diferențiat textural | Idt= 1,6 - 2,0 |
| - sol puternic diferențiat textural | Idt= 2.1 - 2,5 |
| - sol foarte puternic diferențiat textural | Idt > 2,6 |

Un caz particular de diferențiere texturală apare atunci când conținutul de argilă este de peste două ori mai mare în orizontul Bt față de orizontul E, iar trecerea între orizonturile E și Bt este bruscă (adică pe o distanță <7,5 cm). În această situație, solul se caracterizează, din punct de vedere textural, prin *schimbare texturală bruscă*, caracter specific de diagnoză pentru planosol și subtipurile planice ale altor tipuri de sol.

Când solurile se formează pe materiale neomogene ca textură, pe profil se constată texturi diferite, însă nu datorită procesului de solificare, ci neomogenității materialelor parentale, situație fiind denumită „*contraste de textură*”.

În cele mai multe cazuri, prezența scheletului în orizonturile de sol îngreunează efectuarea lucrărilor agricole, uzează repede utilajele și micșorează rezerva de apă utilă, dar pe de altă parte, favorizează aerisirea și drenajul intern, accelerând încălzirea (factor de precocitate care nu trebuie

neglijat la anumite culturi, ca de exemplu la vița de vie). Se consideră că un conținut de 15% schelet este favorabil, iar un conținut >60% schelet este nefavorabil pentru plantele de cultură. În țara noastră, solurile folosite în agricultură sunt, în majoritate, lipsite de schelet (<5%).

6.1.5. Importanța texturii solului

Dat fiind că textura solului este una dintre proprietățile sale cele mai stabile, cunoașterea acesteia are importanță din următoarele puncte de vedere:

a) Textura determină și influențează o bună parte din celelalte proprietăți ale solului, cum ar fi:

- porozitatea totală, capilară și necapilară
- structura (formare și caractere);
- higroscopicitatea și coeficientul de ofilire;
- permeabilitatea pentru apă și aer (drenajul intern și aerația);
- capacitatea de reținere și ușurința de cedare a apei;
- însușirile de adsorbție a apei și ionilor precum și cele de schimb cationic;
- populația internă a solului și procesele biochimice datorate activității microorganismelor.

b) Cunoașterea texturii solului oferă indicații prețioase referitoare la:

- condițiile de formare a solurilor;
- intensitatea procesului de solificare;
- caracterizarea genetică a solului;
- prognoza evoluției solului;
- precizarea orizonturilor Bt, E ș.a.

De asemenea, cunoscând textura solului, putem stabili modul de folosință a acestuia. Majoritatea plantelor de cultură preferă textura lutoasă, dar sunt plante care se pot cultiva în condiții de textură nisipoasă sau argiloasă. Spre exemplu, culturi care valorifică bine o textură nisipoasă sunt cartoful, sfecla, vița de vie, iar altele, cum ar fi grâul, valorifică și textura argiloasă.

6.2. STRUCTURA SOLULUI

Particulele solide ale solului (de orice fel) se găsesc în cea mai mare parte legate între ele, formând agregate.

*Proprietatea solului de a se prezenta sub formă de agregate sau elemente structurale poartă denumirea de **structură**.*

Această stare structurată este atât o caracteristică cât și o consecință a procesului de solificare, în timpul căruia partea minerală a solului (nisip, praf, argilă, CaCO_3) se asociază cu partea organică (humusul și alte substanțele humice), formând agregate complexe numite *elemente (agregate) structurale*, de diferite forme și mărimi.

Alături de starea structurală, solul poate prezenta, uneori, și o stare nestructurată (dispunere monoangulară), în care particulele sunt nelegate între ele și dispuse într-o așezare compactă sau masivă.

Pentru aprecierea stării structurale a solului, se au în vedere următoarele caracteristici: tipul de structură (formă), mărimea elementelor structurale (dimensiune) și gradul de dezvoltare al structurii (grad de agregare).

6.2.1. Principalele tipuri de structură

Tipul de structură, mărimea agregatelor și gradul de dezvoltare a structurii se determină în teren, odată cu deschiderea profilului de sol.

Tipurile de structură se stabilesc, de obicei, după forma, mărimea și caracteristicile suprafețelor și muchiilor elementelor structurale.

Încercând să sintetizăm părerea diferiților autori (I. ZAHAROV, 1927, Ph. DUCHAFOUR, 1970), se poate constata că principalele tipuri de textură sunt:

- *monogranulară*, reprezentată de grăunți minerali nelegați;
- *cubică*, caracterizată prin agregate structurale egal, dezvoltate în cele trei direcții ale spațiului (de exemplu, structura glomerulară și grăunțoasă);
- *prismatică*, cu agregate structurale dezvoltate îndeosebi pe direcția axului vertical (de exemplu, o structură poliedric angulară, prismatică și columnară);
- *lamelară* sau *foioasă*, cu agregate structurale dezvoltate mai mult pe direcția axelor orizontale.

În România, Institutul de Cercetări pentru Pedologie și Agrochimie (ICPA) recomandă diferite criterii pentru aprecierea tipului de structură (tabelele 6.6 și 6.7), a gradului de dezvoltare a structurii (tabelul 6.8) și a mărimii agregatelor structurale (tabelul 6.9).

Tabel 6.6

Tipul (forma) de structură

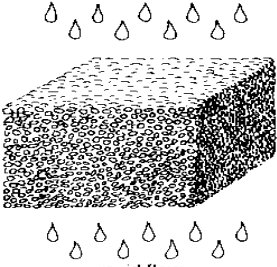
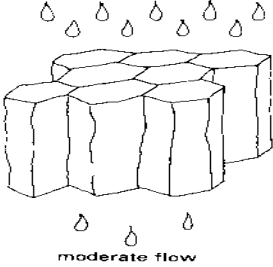
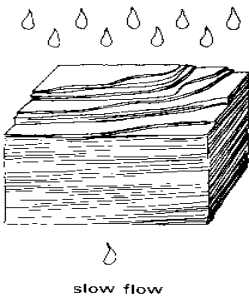
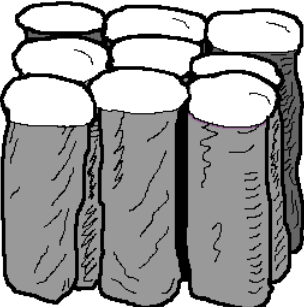
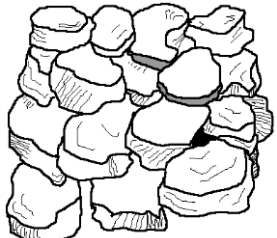
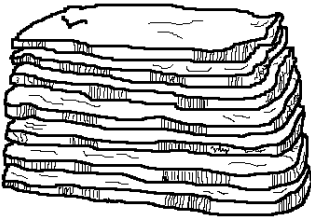
Denumire	Criterii
Monogranulară	grăunți minerali nelegați
Masivă	masa unui orizont sau a unei părți dintr-un orizont apare ca un monolit în care nu se recunosc agregate structurale, ci numai particule elementare cimentate cu un liant

Glomerurală	agregate structurale de formă sferoidal-cuboidă, macroscopic neporoase (de exemplu, orizontul Am de la cernoziomuri, cernoziomuri cambice, rendzine etc.)
Grăunțoasă	agregate structurale de formă sferoidal-cuboidă, macroscopic relativ neporoase (de exemplu, orizontul Ap, orizontul A la solurile de sub pajiști etc.)
Poliedrică angulară	elementele structurale aproximativ egal dezvoltate pe direcția celor trei axe rectangulare, fețe netede, muchii ascuțite, fețele elementelor se îmbină între ele (de exemplu, la unele orizonturi A/B, E/B, Bv sau Bt)
Sfenoidală	este un caz particular de structură poliedrică angulară, agregatele structurale având axul lung înclinat între 10° și 60° față de orizontală (la vertisoluri, de exemplu)
Poliedrică subangulară	asemănătoare cu cea angulară, dar cu muchii rotunjite
Prismatică	axul vertical al agregatelor structurale este de obicei mai dezvoltat decât cel orizontal; fețele agregatelor se îmbină între ele, capetele sunt plate (de exemplu, orizontul Bt)
Columnară	asemănătoare cu cea prismatică, dar capetele agregatelor structurale sunt rotunjite (de exemplu, la orizontul BvwG de la solul negru clinohidromorf)
Columnoidă	asemănătoare celei prismatice, dar capetele agregatelor structurale sunt rotunjite (de exemplu, la orizontul Btna)
Foioasă	axul orizontal al agregatului structural mult mai dezvoltat în raport cu cel vertical; fețele elementelor structurale, de obicei plate, se îmbină între ele (de exemplu, la orizonturile El, Ea.)
Compusă*	agregate mari care se desfac în agregate mici

** se definește, la rândul său, conform criteriilor gradului de dezvoltare precum și prin enumerarea tuturor categoriilor de agregate după tip (formă) și mărime*

Tabel 6.7

Principale tipuri de structură (Paulete, 2008)

 rapid flow	 moderate flow
GRĂUNȚOASĂ	PRISMATICĂ
 slow flow	
MASIVĂ	COLUMNARĂ
	
POLIEDRICĂ ANGULARĂ	FOIOASĂ SAU LAMELARĂ

Tabel 6.8

Gradul de dezvoltare al structurii

Denumire	Criterii
nestructurat	nu se observă agregate structurale în peretele înprospătat al profilului de sol; materialul de sol este masiv, dacă prezintă coeziune, și monogranular, dacă este necoeziv
slab dezvoltat	la sfărâmare, <25% din masa solului este organizată în agregate structurale întregi; elementele structurale sunt greu observabile în sită
moderat dezvoltat	25-75% din masa solului este organizată în agregate structurale ușor observabile în solul deranjat, greu observabile în solul aflat în așezare naturală, moderat stabile
bine dezvoltat	>75% din masa solului este organizată în agregate structurale stabile vizibile în solul nederanjat și aderente unele la altele care se separă ușor în solul deranjat
structură distrusă sau deranjată prin cultivare	agregatele structurale sunt distruse în cea mai mare parte prin lucrările agricole anuale

Tabel 6.9

Mărimea agregatelor structurale

Denumire	Dimensiuni în funcție de tipul de structură (mm)			nu este cazul*
	glomerulară, grăunțoasă sau foioasă	poliedrică	prismatică columnară sau columnoidă	
foarte mică sau foarte fină	<1	<5	<10	
mică	1-2	5-10	10-20	
medie	3-5	11-20	21-50	
mare	6-10	21-50	51-100	
foarte mare	>10	>50	>101	
* se va folosi pentru structura monogranulară sau masivă (sol nestructurat)				

6.2.2. Formarea structurii solului

Condițiile optime pentru microorganisme și plante, în legătură cu apa, aerul, căldura și elementele nutritive, sunt asigurate de către tipurile de structură glomerulară sau grăunțoasă, specifice pentru orizonturile A (de acumulare a humusului). De aceea, când se vorbește de structura solului, în general, se înțelege structură glomerulară sau grăunțoasă (termenul internațional folosit este *granulară*, din eng. *granular structure*).

Procese de formare a structurii solului

După C. CHIRIȚĂ (1974), formarea structurii glomerurale și grăunțoase (sau structură granulară) constă în trei procese – coagulare, aglutinare-cimentare, legare și presare – care au loc simultan și se completează reciproc.

a) *Coagularea* constă în gruparea particulelor primare coloidale în microagregate, ca urmare a coagulării datorită prezenței unei abundențe de ioni coagulanți, de calciu îndeosebi, în complexul coloidal și în soluția solului.

Coagularea se produce și prin atracția particulelor coloidale cu sarcini electrice de sens contrar și neutralizarea lor. De exemplu, particulele electronegative de substanțe humice, argilă, silice coloidală și particulele electropozitive de hidroxizi de fier și aluminiu.

Prin coagulare, se formează mai ales microagregate, ceea ce nu reprezintă o agregare durabilă.

b) *Aglutinarea (lipirea) și cimentarea* reprezintă procesul care vine să-l completeze pe cel anterior și constă în unirea și cimentarea particulelor minerale, dar mai ales a particulelor minerale cu cele coloidale de substanțe humice, având ca rezultat formarea de micro și macroagregate. Spre exemplu, particulele lamelare orientate de argilă, acoperite de membrană de apă, se leagă reciproc, prin forțe puternice de coeziune, atunci când se pierde apa sau când particulele disociate de argilă, adsorbite pe suprafața grăunților de nisip, prin uscare, se fixează puternic de aceste suprafețe. Efectul cel mai puternic de aglutinare și cimentare îl au substanțele humice, mai ales humusul saturat cu ioni de Ca numit și „humusul activ” al solului, care duce la formarea unor micro și macroagregate cu o mare stabilitate hidrică (rezistentă la umectare).

c) *Legarea și presarea* constau în fenomene pur fizice, de unire a particulelor între ele ca urmare a unor forțe exterioare (de exemplu, presiunea rădăcinilor plantelor).

Factori de formare a structurii solului

În acord cu procesele menționate, în formarea structurii glomerurale și grăunțoase a solului, un rol deosebit îl au coloizii minerali (argila, silicea

coloidală, oxizii și hidroxizii de Fe și Al), coloizii organici (humusul și substanțele humice) și carbonatul de calciu (CaCO_3).

- *coloizii solului* – dintre aceștia, rolul cel mai important îl au humusul și argila, care trebuie să existe în anumite cantități pentru a forma o structură de calitate. Astfel, cu toate că humusul are o capacitate de agregare de 120 de ori mai mare decât argila, în lipsa argilei, el determină formarea de agregate mărunte, cu o stabilitate hidrică ridicată, dar cu rezistență mecanică mică.

În schimb, prezența argilei în lipsa humusului duce la formarea de agregate structurale mari, cu rezistență mecanică ridicată, dar cu o stabilitate hidrică scăzută.

Pentru o structură de durată, atât humusul cât și argila trebuie să aibă adsorbiți cationi de Ca și Mg care provoacă o coagulare ireversibilă.

- *Hidroxizii de Fe și Al* sub formă coloidală au, de asemenea, rol în formarea agregatelor structurale, prin cimentare în urma deshidratărilor înaintate.

- CaCO_3 are rol în structura solului prin faptul că determină coagularea ireversibilă a coloizilor minerali și organici, dar în același timp, poate servi direct ca ciment al agregatelor structurale.

Alături de acești factori amintiți, un rol deosebit de important în formarea structurii solului îl are și activitatea biologică. Astfel:

1. Prin pătrunderea rădăcinilor plantelor în sol are loc fragmentarea și structurarea acestuia, mai ales în cazul vegetației ierboase, care dezvoltă în partea superioară a solului o rețea foarte bogată de rădăcini. Ele exercită efecte complexe de agregare atât pe cale mecanică, menționată mai sus, cât și prin diverse secreții aglutinante, substanțe humice și alți coloizi rezultați în urma humificării lor, dar și prin schimbările de umiditate pe care le cauzează consumând apă etc.

2. Microorganismele din sol secretă sau contribuie la formarea unor substanțe care au proprietatea de a lega între ele particulele de sol; de exemplu, bacteriile, prin secrețiile de mucus, contribuie la stabilitatea hidrică a agregatelor.

3. Macrofauna și mai ales viermii de pământ trec prin tubul lor digestiv cantități enorme de resturi vegetale și sol, formând un tip perfect de structură glomerulară numită și *structură coprogenă* sau „*zoogenă*”, specifică pentru unele orizonturi de suprafață cu humus de tip mull unde, datorită numărului mare de râme, această structură este foarte frecventă.

La structurarea solului contribuie și fenomenele alternante de umezire-uscare și de îngheț-dezgheț prin fenomenul de mărunțire. De exemplu, arătura de toamnă apare primăvara foarte bine mărunțită.

6.2.3. Degradarea și refacerea structurii solului

În anumite condiții, structura glomerulară și grăunțoasă se degradează sau chiar se strică din cauze de natură mecanică, fizică, chimică sau biologică, cum sunt:

a) *Cauze mecanice:*

- acțiunea precipitațiilor atmosferice (lovirea picăturilor de apă și umezirea bruscă a agregatelor de sol poate provoca distrugerea structurii);
- acțiunea uneltelor agricole (mai ales dacă solul este lucrat la un grad necorespunzător de umiditate);
- deplasarea utilajelor agricole are ca rezultat necesitatea aplicării sistemului de executare a mai multor lucrări printr-o singură trecere;
- pășunatul excesiv, nesistematic etc.

a) *Cauze fizico-chimice:*

- îndepărtarea ionului de Ca din complexul coloidal;
- creșterea conținutului de ioni de Na în complex, care produce dispersia coloizilor și deci degradarea structurii;
- întrebuințarea excesivă a substanțelor fertilizante care determină dispersia argilei ș.a.

b) *Cauze biologice:*

- intensificarea exagerată a activității biologice, care are drept rezultat mineralizarea rapidă a materiei organice și, deci, degradarea structurii.

Degradarea structurii solului (adică alungirea și turtirea agregatelor, formarea de suprafețe plane cu muchii distincte) sau distrugerea ei are consecințe imediate asupra potențialului productiv al solului. De aceea, sunt foarte importante toate măsurile pentru refacerea, menținerea și protecția structurii solului în stratul arabil, atât timp cât cauzele degradării sau destructurării sunt foarte bine cunoscute.

După C. CHIRIȚĂ (1974), pentru refacerea și ameliorarea structurii solului, măsurile cele mai importante aplicabile în practica agricolă sunt:

- aplicarea amendamentelor calcice și a fertilizanților fosfatici cu calciu, în solurile unde au fost îndepărtați ionii coagulatori;
- aplicarea produselor fertilizante organice, masă verde și gunoi de grajd nefermentat sau cel mult semifermentat, deoarece prin fermentare și humificare, prin activitatea microorganismelor, se formează substanțe organice aglutinante de natura polizaharidelor, care contribuie la stabilizarea agregatelor existente și la formarea de noi agregate;
- practicarea asolamentelor cu plante perene, îndeosebi amestecuri de leguminoase și graminee cu tufă deasă, care îmbogățesc solul în materie

organică proaspătă, humus activ, calciu și azot de origine atmosferică, și care s-a dovedit mijlocul cel mai eficace de refacere a structurii solului în țara noastră (I. LUNGU, 1958).

- Folosirea, mai ales în culturile intensive ca cele de legume, a substanțelor numite „*stabilizatoare de structură*” sau „*condiționatori de structură*” cum ar fi Krilium, Vama, Sipan, Aracet ș.a., care fiind coloizi organici sintetici, macromoleculari, formează la suprafața particulelor de sol un strat reticulat care le mărește coeziunea și le reduce înmuierea lor în apă. De exemplu, I. CSAPO (1959), folosind solacral 0.1% (poliacrilatul de Na-OH₄) în cantitate de 300 kg/ha, a constatat un efect benefic asupra stabilității hidrice a agregatelor structurale din orizonturile carbonatate și din solurile nisipoase.

Structura solului și spațiile dintre agregate au o influență mare asupra densității aparente a solului precum și asupra reținerii apei și aerului.

6.3. DENSITATEA SAU GREUTATEA SPECIFICĂ

Densitatea solului este greutatea unității de volum real al fazei solide sau, altfel spus, raportul dintre greutatea unei probe de sol complet uscat și volumul fazei solide (minerale și organice), în așezare compactă, adică fără pori.

Densitatea se notează cu D (se mai folosește și G_s), se exprimă în g/cm³, se determină prin metoda picnometrului și se calculează după următoarea formulă:

$$D = \frac{G}{V},$$

în care:

G – greutatea solului uscat

V – volumul fazei solide (cm³)

Valoarea densității este deci influențată de constituenții solului și de raportul cu care aceștia intră în alcătuirea masei solului. Astfel, constituenții minerali imprimă o densitate mai mare, pe când cei organici o micșorează (tabelul 6.10)

Se observă că cele mai importante minerale din sol au greutatea specifică între 2,4 și 2,8 g/cm³, cu excepția hidroxizilor de fier, sensibil mai grei. Humusul, fiind mai ușor, reduce greutatea specifică a solului, în măsura proporțiilor în care intră în constituția acestora.

Pentru cele mai multe soluri minerale sau moderat bogate în humus, densitatea variază între 2,60 și 2,70 g/cm³, adică este apropiată de aceea a cuarțului și a feldspaților. Un conținut de humus de 30% coboară sensibil densitatea, deseori chiar sub 2,50 g/cm³.

Tabel 6.10

**Densitatea unor minerale componente ale solului
(Blaga Gh., 2004)**

Denumirea mineralului	D (g/cm ³)	Solul (conținutul în materie organică %)	D (g/cm ³)
Hematit	5,2	1	2,72
Limonit	3,6-4,0	1-2	2,70
Augit	3,4-3,6	2-5	2,68
Granați	3,1-4,2	5-8	2,65
Apatit	3,1-3,2	8-11	2,60
Hornblendă	3,0-3,4	11-15	2,55
Biotit	2,8-3,1	15-20	2,50
Muscovit	2,8-2,9	20-25	2,45
Calcit	2,6-2,8	25-30	2,40
Cuarț	2,63	30-35	2,35
Feldspat plagioclaz	2,6-2,7	35-40	2,30
Feldspat ortoclaz	2,5-2,6	40-45	2,25
Vivianit	2,6-2,7	50-60	2,05
Caolinit	2,6	65-80	1,90
Montmorilonit	1,7-2,7	80	1,60

În general, pentru diferite scopuri, se poate lua ca o valoare medie a densității solului de 2,64 g/cm³.

Importanța cunoașterii valorilor densității specifice a solului constă în:

- caracterizarea solului din punct de vedere fizic;
- ajută la calcularea porozității solului și a vitezei de sedimentare a particulelor de sol la analiza granulometrică;
- oferă indicații asupra proporției de substanțe organice și minerale din sol. Astfel, valori <2,50 sunt caracteristice pentru substanțe bogate în materie organică, iar cele >2,70 indică soluri bogate în compuși de fier sau minerale grele (biotitul, hornblenda etc.).

6.4. DENSITATEA APARENTĂ

Densitatea aparentă a solului este greutatea unității de volum de sol uscat în așezare naturală sau, altfel spus, raportul între greutatea unei probe de sol complet uscat și volumul total recoltat în structură naturală, adică faza solidă + pori.

Așadar, această caracteristică a solului depinde de densitatea solului (greutatea materiei fazei solide) și de porozitatea acestuia.

Densitatea aparentă se notează cu DA (Gv), se exprimă în g/cm^3 , se stabilește prin metoda cilindrilor metalici (fig.6.2) și se calculează după formula:

$$DA = \frac{M}{V},$$

în care:

DA – densitatea aparentă (g/cm^3);

M – masa solului uscat la 105°C (g);

V – volumul cilindrului (cm^3).



Fig.6.2 Recoltarea probelor de sol cu cilindrii metalici (<https://certifiedmtp.com/bulk-density-soil-sampling-kit-with-hammer-head-handle-5-8in/#&gid=1&pid=4>)

Întrucât densitatea aparentă reprezintă greutatea unității de volum total, adică faza solidă + pori, valorile acesteia sunt mai mici față de densitatea specifică și sunt cuprinse, aproximativ, între $0,20 \text{ g/cm}^3$ și $2,00 \text{ g/cm}^3$, în funcție de sol și orizont. Astfel, valorile mici sunt specifice pentru orizonturile cu material organic și material amorf (de exemplu, solurile cu humus și turbele au cea mai mică greutate volumetrică), iar valorile cele mai mari, pentru orizonturi interioare îndeșate, cu acumulare de coloizi minerali, lipsite de structură și compacte.

Structura glomerulară care are spații lacunare largi între agregate, micșorează densitatea aparentă. Așadar, densitatea aparentă mică, indică un

sol afânat, bogat în humus, structurat, biologic activ, cu consistență moderată; densitatea aparentă mare indică un sol îndesat, sărac în humus, biologic puțin activ, slab structurat, cu consistență ridicată în stare uscată sau chiar moderat umedă.

Densitatea aparentă este mai mare odată cu adâncimea datorită lipsei materiei organice, frecvență redusă a rădăcinilor plantelor, agregarea mai redusă a particulelor și compactarea determinată de greutatea horizonțurilor superioare (Brady and Weil, 2002).

Importanța cunoașterii densității aparente a solului constă în faptul că valorile acestei proprietăți servesc pentru aprecierea compoziției și a gradului de tasare a solului, precum și pentru calcularea porozității, a normelor de udare și a rezervelor diferitelor componente specifice solurilor (humus, elemente nutritive, săruri solubile și apă dintr-un volum de sol).

Calculul componentelor specifice se face pe baza următoarelor relații:

$$M \text{ (t/ha)} = p \times DA \times h$$

în care: M - rezerva pe hectar;

p - conținutul procentual al substanței respective;

Da - densitatea aparentă;

h - adâncimea stratului de sol (cm).

Astfel, se poate calcula: rezerva de humus; rezerva de apă; rezerva de elemente nutritive.

Densitatea aparentă la valori ridicate indică un grad de tasare ridicat al solului, cu efecte negative asupra permeabilității solului față de apă și aer, o rezistență mărită la lucrările solului sau la acțiunea de penetrare a rădăcinilor plantelor.

Valorile densității aparente a solurilor din România se situează între 0,9-1,65 g/cm³ (MIHALACHE, 2006).

6.5. POROZITATEA SOLULUI

*Totalitatea spațiilor sau porilor din masa solului poartă denumirea de **porozitate totală** și este strict dependentă de textură, structură și activitatea biologică a solului.*

Porozitatea totală a solului se notează cu PT, se exprimă în procente și se calculează după formula:

$$PT (\%) = \left[1 - \frac{DA}{D} \right] \times 100$$

unde:

DA – densitatea aparentă (g/cm³);

D - densitatea (g/cm³).

Spațiul poros (porozitatea totală) are o alcătuire extrem de variată din punct de vedere al dimensiunilor, formelor și orientării spațiilor lacunare (tabelul 6.11).

Tabel 6.11

**Clasele de porozitate totală, aparentă și grad de tasare
(ICPA, 1987)**

Porozitatea totală (% v/v) Densitatea aparentă (g/cm ³)				Gradul de tasare (% v/v)		
LIMITE				Denumire	Limite	Denumire
Orizonturi organice și organo-minerale	Nisipoasă	Alte orizonturi cu textură lutoasă	Argilă			
>90 <0,21	>53 <1,28	>58 <1,33	>65 <0,94	extrem de mare extrem de mică	< - 18	foarte afânat
86-90 0,21-0,30	49-53 1,28-1,40	54-58 1,13-1,25	61-65 0,94-1,07	foarte mare foarte mică	- 18 ... -11	afânat
81-90 0,20-0,50	44-48 1,41-1,53	49-53 1,26-1,39	56-60 1,08-1,20	mare mică	- 10...0	netasat
71-80 0,51-0,75	39-43 1,54-1,66	44-48 1,40-1,53	51-55 1,21-1,34	mijlocie mijlocie	1-10	slab tasat
61-70 0,76-0,90	34-38 1,67-1,79	39-43 1,54-1,66	46-50 1,35-1,47	mică mare	11-18	moderat tasat
60 0,91	33 1,80	38 1,67	45 1,48	foarte mică foarte mare	>10	puternic tasat

După mărimea porilor, porozitatea solului poate fi:

- porozitatea capilară sau microporozitatea solului* – alcătuită din totalitatea porilor capilari ($\emptyset < 1$ mm) și care are importanță deosebită cât privește mișcarea și reținerea apei în sol, la capacitatea de câmp pentru apă;
- porozitatea necapilară, macroporozitatea sau porozitatea de aerație* – alcătuită din totalitatea porilor necapilari ($\emptyset > 1$ mm), adică totalitatea porilor ocupați de aer atunci când solul se găsește în condiții optime de umiditate (la capacitatea de câmp);

Aceasta se notează cu PA, se exprimă tot în procente și se calculează după formula:

$$PA (\%) = PT - CC \cdot DA,$$

unde:

PT – porozitatea totală %

CC – capacitatea de câmp %

DA – densitatea aparentă g/cm³

Valorile porozității totale, precum și raportul dintre porozitatea capilară și necapilară, depind mai ales de textura și structura solului. Astfel, de la solurile nisipoase spre solurile argiloase, porozitatea totală și porozitatea capilară cresc, iar porozitatea de aerație se micșorează (tabelul 6.12).

Tabel 6.12.

**Variația porozității solului în funcție de textură
(Scheffer-Schachtschabel,1970)**

Textură	Porozitate totală (%)	Pori grosieri (%)	Pori mijlocii (%)	Pori fini (%)
Nisipoasă	42 ⁺⁷	30 ⁺¹⁰	7 ⁺⁵	5 ⁺³
Grosieră	45 ⁺⁸	15 ⁺¹⁰	15 ⁺⁹	10 ⁺⁵
Argiloasă	48 ⁺⁸	8 ⁺⁵	10 ⁺⁵	30 ⁺¹⁰

Cât privește structura, valorile porozității totale și ale porozității de aerație cresc de la solurile nestructurate la cele structurate, iar la acestea din urmă, creșterile sunt cu atât mai însemnate cu cât au agregatele structurale sunt mai mari (tabelul 6.13).

Tabel 6.13

**Variația porozității solului în funcție de structura solului
(CHIRIȚĂ C. D., 1974)**

Înșușirea solului	Diametrul agregatelor (mm)				
	<0,5	0,5-1,0	1,0-2,0	2,0-3,0	3,1-5,0
Porozitatea totală (%)	47,5	50,0	54,7	59,6	62,6
Porozitatea necapilară (%)	2,7	24,5	29,6	35,1	38,7
Porozitatea capilară (%)	44,8	25,5	25,1	24,5	23,0

Valorile porozității ideale a solului, care asigură un schimb activ de gaze între sol și atmosferă, o circulație bună a apei deci, o capacitate optimă pentru apă și aer, se realizează în solurile cu textură mijlocie și structură glomerulară tipică. Solurile cu o asemenea structură și textură posedă o porozitate complexă, caracteristică: spațiile interglomerulare sunt pori largi,

capilari, iar spațiile din interiorul glomerulelor sunt, în cea mai mare parte, pori capilari. În aceste soluri PT=50-60%, iar din aceasta mai mult de jumătate o reprezintă porozitatea necapilară.

Pe profilul de sol, porozitatea totală se micșorează cu adâncimea, iar cea capilară crește îndeosebi în cazul orizonturilor argice și gleice, unde PT poate scădea sub 25%, iar PA sub 10%.

Prezența pe profilul de sol a diferitelor categorii de pori (micro- și macro-pori) depinde și de tipul genetic de sol, în legătură cu care se află procesele de eluviere și iluvionare, așezarea particulelor, starea structurală, activitatea biologică etc. De exemplu, cernoziomurile au volumul total al porilor ridicat, cu predominarea porilor grosieri (macropori) și prezență redusă a porilor fini (micropori), în timp ce la luvisoluri, numărul porilor grosieri scade și crește mult numărul porilor mijlocii și fini.

Importanța cunoașterii valorilor porozității solului constă în:

- obținerea de indicații prețioase pentru caracterizarea stării de aerație a solului, deci a *relațiilor sol-aer-apă-plantă*;
- valorile PT se utilizează la calcularea gradului de tasare a solului după formula:

$$GT \% = \frac{PMN - PT}{PMN} \times 100,$$

unde

PMN – porozitatea minimă necesară ($45 + 0,163 + A$) %;

PT – porozitatea totală %;

A – conținutul în argilă.

- valorile gradului de tasare indică cerințele și urgențele de afânare adâncă a solurilor.

Măsura cea mai importantă de ameliorare a porozității totale și de aerație este afânarea adâncă (scarificarea) periodică a solului, mai ales la solurile cu orizont argic (Bt).

6.6. PROPRIETĂȚILE FIZICO-MECANICE ALE SOLULUI

Principalele însușiri fizico-mecanice ale solului sunt: coeziunea, aderența, plasticitatea, consistența, gonflarea și contracția, rezistența la arat și maturitatea fizică.

a) Coeziunea solului

***Coeziunea solului** constă în atracția reciprocă care se manifestă între particulele lui și care se opune fragmentării solului.*

Mărimea acestei forțe de atracție depinde de umiditate, textură, conținutul în humus și de natura cationilor din complexul coloidal. Astfel:

- când solul este umed, coeziunea solului este mică datorită moleculelor de apă care atenuează atracția particulelor solide. Pe măsură ce se pierde apă (solul se usucă), coeziunea solului crește;
- textura influențează coeziunea, deoarece coeziunea se manifestă prin punctele de contact dintre particule. La nisip, unde acest număr de puncte este mic, datorită suprafeței mari a particulelor, coeziunea este foarte mică și se manifestă numai la un anumit grad de umiditate, în timp ce la argilă și, respectiv, la solurile argiloase, coeziunea este foarte mare și se manifestă la conținuturi mici de apă;
- humusul micșorează coeziunea la solurile argiloase (prezența materiei organice afânează solul) și o mărește la solurile nisipoase (materia organică are capacitate de reținere);
- natura cationilor din complex influențează în sensul că, la solurile bogate în sodiu, coeziunea este mai mare față de solurile unde predomină cationi de calciu (spre exemplu, solonețuri față de cernoziomuri).

b) Aderența solului (adezivitatea solului)

Aderența solului este proprietatea acestuia de a adera (de a se lipi) de piesele active metalice ale uneltelor agricole, la un anumit grad de umiditate.

Aderarea solului la unelte (organele active ale utilajelor agricole) are loc atunci când forțele de atracție dintre particulele de sol sunt mai mici decât atracția dintre particule și obiectele cu care vine în contact.

Aderența particulelor de sol are loc prin intermediul moleculelor de apă, astfel că aderența este determinată, în primul rând, de cantitatea de apă din sol. Astfel, solul uscat sau cu o cantitate de apă <16% nu aderă la unelte. Peste această limită, aderența solului crește până la cca. 30%, după care scade din nou. *Rezultă că, la o umiditate >16%, nu este indicată executarea lucrărilor agricole.*

După E.A. MITSCHERLISCH, aderența este minimă la coeficientul de higroscopicitate și crește treptat odată cu conținutul de apă, fiind maximă când în sol s-a realizat capacitatea capilară; la solurile saturate cu apă, aderența este din nou minimă.

După ATTERBERG, aderența este maximă la umiditate corespunzătoare limitei superioare a plasticității și minimă la umezirea limitei inferioare a plasticității solului.

Aderența este influențată, în primul rând, de cantitatea de apă apoi de structură, textură, cantitatea de humus și de natura cationilor adsorbiți în complexul coloidal al solului.

Structura glomerulară micșorează aderența solurilor, iar lipsa de structură o mărește. Solurile argiloase au o aderență mult mai mare față de cele nisipoase. Natura cationilor influențează diferit aderența solului. Astfel cationii monovalenți cu rol dispersant (Na^+) măresc adezivitatea solului, iar cei bivalenți, cu rol coagulator (Ca^{++} , Mg^{++}), contribuie la structurarea solului, micșorând aderența.

Aderența se determină în laborator cu ajutorul unor aparate sau pe teren, unde se ia solul în mână și după modul cum aderă și murdărește mâna se stabilește dacă solul este neadeziv, slab adeziv, moderat adeziv sau foarte adeziv (tabelul 6.14).

Tabel 6.14

Clase de adezivitate a materialului de sol (ICPA, 1987)

Denumire	Criterii
Neadeziv	Materialul nu aderă la suprafața degetelor prin presare.
Slab adeziv	Aderă la suprafața degetelor, dar se desprinde ușor, degetele rămânând curate.
Moderat adeziv	Aderă la suprafața degetelor și se desprinde cu greutate, degetele rămânând ușor murdărite.
Foarte adeziv	Materialul aderă puternic la suprafața degetelor și se întinde evident când degetele se îndepărtează; materialul se desprinde foarte greu de pe degete, care rămân murdărite cu pământ.

Cunoașterea aderenței solului este importantă în stabilirea momentului optim pentru executarea lucrărilor agricole și, anume, atunci când solul nu se lipește de uneltele agricole și forța de tracțiune este minimă.

c) Plasticitatea solului

Plasticitatea solului este însușirea, proprietatea acestuia, ca la o anumită umiditate, să-și schimbe forma sub influența unor acțiuni mecanice, după ce cauza care a produs-o a încetat și solul s-a uscat;

Plasticitatea este însușirea lui de a-și schimba forma, de a se rupe sau sfărâma, la o anumită umiditate și sub influența unei acțiuni mecanice și de a-și păstra forma fără a se crăpa, după ce cauza care a produs-o a încetat și solul s-a uscat (prin pierderea apei).

Această proprietate depinde în primul rând de textura solului, astfel că ea crește de la solurile nisipoase la cele argiloase. Însă ea mai depinde și de conținutul și natura argilei (de exemplu, montmorillonitul manifestă

plasticitate mai mare decât caolinitul), precum și de conținutul în humus și natura cationilor adsorbiți de complexul coloidal.

Plasticitatea solului se manifestă la anumite grade de umiditate.

Cantitatea minimă de apă, exprimată în procente, la care plasticitatea începe să se manifeste se numește *limita inferioară a plasticității*, iar cantitatea maximă până la care se menține se numește *limita superioară de plasticitate*.

Diferența dintre procentul de apă corespunzător limitei superioare și inferioare a fost denumit *indice de plasticitate*.

Plasticitatea ridicată exercită o influență negativă în ce privește creșterea plantelor, executarea diferitelor lucrări agricole etc. Astfel, solurile cu plasticitate mare prezintă fenomene de gonflare și contracție care dăunează rădăcinilor și tuberculilor și, deci, dezvoltării generale a plantelor, opun o rezistență mare la executarea lucrărilor și impun un interval scurt de executare a acestor lucrări.

Determinarea plasticității se face pe teren, prin modelarea solului în mână, stabilindu-se următoarele clase: sol neplastic, slab plastic, moderat plastic și foarte plastic (tabelul 6.15).

Tabel 6.15

Clase de plasticitate a solului (ICPA, 1987)

Denumire	Criterii
Neplastic	Materialul de sol umed nu formează suluri prin rularea între degete.
Slab plastic	Se pot modela suluri, dar masa de sol se deformează ușor sau se sfărâmă la încercarea de modelare.
Moderat plastic	Se pot modela suluri, masa solului se deformează la o presiune ușoară, iar sulurile crapă dacă se îndoaie.
Foarte plastic	Se pot modela suluri și panglici; deformarea masei necesită o presiune relativ mare; la îndoire, sulurile și panglicile nu crapă.

c) Consistența solului

Prin consistența solului se înțelege *tăria de legătură a particulelor și elementelor lui structurale* (C. D. CHIRIȚĂ, 1974) sau, altfel spus, consistența solului este *modul de comportare a agregatelor de sol la acțiunea mecanică de deformare sau de rupere, la diferite stări de umiditate*.

Consistența solului, la fel ca și celelalte proprietăți fizico-mecanice, depinde mai ales de umiditate, dar este influențată și de textură, structură, conținutul în humus, de natura cationilor adsorbiți, de starea de afânare sau tasare.

A. Atterberg deosebește, în ordine descrescândă a umidității solului, următoarele forme de consistență a solului: tare, friabilă, plastică nelipicioasă, plastică lipicioasă, curgere vâscoasă și curgere subțire.

Consistența variază foarte mult de la un sol la altul, iar cunoașterea ei are importanță atât cât privește condițiile pe care le oferă solul pentru creșterea și dezvoltarea rădăcinilor plantelor, cât și pentru efectuarea în bune condiții a lucrărilor agricole.

Consistența solului se apreciază pe teren prin rezistența pe care o opune un fragment sau o probă de sol la sfărâmarea în mână.

d) Gonflarea și contracția solului (variația de volum a solului)

Prin **gonflare** se înțelege însușirea solului de a-și mări volumul specific prin imbibare cu apă, ca apoi, prin uscare, să revină la cel inițial.

Aceasta se datorează hidratării particulelor coloidale (humus și argilă) și a cationilor adsorbiți.

Apa de hidratare micșorează coeziunea dintre particule, pe care le îndepărtează unele de altele și determină astfel mărirea volumului.

Această mărire de volum depinde de cantitatea de humus, dar mai ales de cantitatea de argilă și natura acesteia. De exemplu, mineralele argiloase de tip montmorillonit prezintă o gonflare mai puternică decât cele de tip caolinit, datorită bistratificării.

De asemenea, gonflarea este influențată și de natura cationilor adsorbiți. De exemplu, ionul de Na determină o gonflare mai puternică decât ionul de Ca. Prin gonflare, diametrul spațiilor lacunare se micșorează, circulația apei este încetinită deci, condițiile de aerație se înrăutățesc.

Fenomenul invers gonflării este **contracția**, adică micșorarea volumului solului prin pierderea de apă. Ca și gonflarea, contracția este cu atât mai mare cu cât solul este mai bogat în argilă și în ioni de Na dispersați și mai puțin structurat.

Contracția are loc în perioadele secetoase și se manifestă prin formarea de crăpături în masa solului. Astfel, în solurile argiloase, aceste crăpături pot să ajungă la 10-15 cm lățime și 150-200 cm adâncime. Crăpăturile din masa solului înrăutățesc condițiile de dezvoltare a plantelor prin mărirea suprafeței de evaporare a apei, pierderea apei de precipitații prin scurgerea în adâncime, dar mai ales, ruperea și uscarea rădăcinilor plantelor.

Gonflarea și contracția provoacă adesea și dezrădăcinarea plantelor, fenomen ce apare mai des primăvara pe seama înghețului și dezghețului.

Gonflarea și contracția se exprimă în procente față de volumul inițial.

e) Rezistența la arat și maturitatea fizică a solului

Prin **rezistența la arat** se înțelege rezistența opusă de sol la înaintarea plugului în timpul efectuării arăturii.

Rezistența solului la arat se raportează la suprafața secțiunii brazdei și valorile obținute reprezintă rezistența specifică, notată cu K și exprimată în kg/cm². Se calculează după formula:

$$K = \frac{P}{a \times b},$$

unde: P- forța de tracțiune, kg/cm²;

a - adâncimea brazdei, cm;

b - lățimea brazdei, cm.

Valorile lui K sunt influențate nu numai de adâncimea și lățimea brazdei, ci și de viteza de lucru, forma pieselor active ale plugului, dar mai ales de proprietățile fizice și fizico-mecanice ale solului (structură, textură, consistență, plasticitate ș.a.). Aceste valori sunt cuprinse între 0,3-0,9 g/cm² (0,3 la soluri nisipoase, 0,5 la soluri lutoase, 0,6 la soluri argiloase, 0,8 la soluri înțelenite).

În funcție de rezistența la arat, solurile se clasifică astfel (tabelul 6.16):

Tabel 6.16

Clasificarea solurilor în funcție de valorile rezistenței la arat

Rezistența la arat kg/dm ²	Apreciere
<35	Soluri ușoare
36-45	Soluri mijlociu - ușoare
46-55	Soluri mijlocii
56-75	Soluri grele
76-100	Soluri foarte grele
>100	Soluri extrem de grele

Rezistența specifică determină în mare măsură productivitatea mașinilor agricole, uzura acestora precum și consumul de carburanți.

*Starea de umiditate a solului la care se ară în condiții optime, adică cu un minim de rezistență, dar cu un maxim cât privește calitatea arăturii, se numește **maturitatea fizică a solului**.*

Maturitatea fizică corespunde limitei de trecere de la consistența friabilă la consistența tare, situație în care brazdele se revarsă în urma plugului. Rezultă că *arătura trebuie făcută numai la maturitatea fizică a solului*.

Dacă se ară solul prea umed, brazda rămâne sub formă de curea în urma plugului, iar dacă se ară solul peste maturitatea fizică (uscat), se scot bulgări, deci, sunt necesare lucrări suplimentare pentru pregătirea patului germinativ, ceea ce duce la distrugerea structurii glomerulare, în orizontul de la suprafață formându-se o crustă, iar pe fundul brazdei un strat îndesat și compact – *hardpan* – sau talpa plugului.

În teren, starea de umiditate fizică se determină în felul următor: se ia un bulgăre de pământ și se strânge în mână; dacă materialul se lipește de mână, solul este prea umed; dacă nu poate fi sfărâmat sau opune o rezistență mare, este prea uscat; dacă se sfărâmă ușor, fără să se lipească de mână, înseamnă că este la maturitatea fizică.

CAPITOLUL 7

ÎNSUȘIRILE HIDROFIZICE, DE AERAȚIE ȘI TERMICE ALE SOLULUI

7.1. APA DIN SOL

Faza lichidă a solului, adică apa din sol, are o importanță deosebită atât pentru desfășurarea procesului de solificare, cât și pentru satisfacerea necesităților plantelor. Pentru formarea unui gram de materie vegetală, plantele au nevoie de apă în tot timpul perioadei de vegetație, într-o cantitate care variază de la 200 g la 1000 g de apă.

Apa este esențială pentru procesele fiziologice din sistemele vii, influențând semnificativ activitățile agricole și securitatea alimentară globală. Apa afectează umiditatea solului, randamentul și calitatea culturilor, jucând în același timp un rol esențial în sănătatea solului și în practicile de gestionare. Apa din sol influențează activitatea microbiană, structura solului și procesele chimice. De asemenea, facilitează levigarea și reținerea nutrienților, având un impact semnificativ asupra formării solului și a proprietăților sale fizice, chimice și biologice de-a lungul timpului.

Funcția de stocare a apei de către sol este esențială pentru atenuarea impactului evenimentelor climatice extreme, îmbunătățirea infiltrării și reținerii apei și menținerea calității solului, ceea ce este esențial pentru dezvoltarea durabilă și adaptarea la provocările schimbărilor climatice.

Principala sursă de apă din sol o constituie precipitațiile atmosferice sub formă de ploaie și zăpadă, la care se mai adaugă și apa provenită prin condensarea sau absorbția vaporilor de apă din atmosferă, dar în cantități foarte mici. În anumite condiții, ajunge în sol și apa freatică și apa provenită din scurgeri laterale sau din irigații.

7.1.1. Forțele ce acționează asupra apei din sol

Reținerea și mobilitatea apei în sol sunt influențate de mai multe forțe, în principal capilaritatea, adsorbția și presiunea osmotică. Aceste forțe interacționează cu proprietățile solului, afectând modul în care apa este reținută și se deplasează prin matricea solului.

Apa se găsește reținută în sol atât în stare adsorbită, adică la suprafața particulelor, cât și în interiorul porilor (reținută în sol, dar liberă, neatașată particulelor) și este supusă acțiunii unor forțe care determină reținerea și mișcarea ei în sol, cu intensități variate. Astfel:

- la un conținut redus de apă, moleculele de apă sunt reținute datorită *forțelor de adsorbție (de sorbție)*, adică atracția reciprocă dintre suprafața particulelor solide și dipolii de apă (rezultând apă higroscopică și

peliculară), care au valori de reținere de până la 10000 atmosfere și ca urmare, apa aflată sub influența acestor forțe este reținută foarte puternic, nu se mișcă în sol sau se mișcă foarte lent, de la pelicule mai groase spre cele mai subțiri sau prin trecerea sub formă de vapori; Retenția apei în sol este afectată în mod semnificativ de forțele de adsorbție, în special în solurile bogate în argilă, unde moleculele de apă aderă la particulele de sol (Low, 1958).

la solurile nesaturate, apa este reținută în porii solului de *forțele capilare*, care sunt cu atât mai mari cu cât capilarele sunt mai mici, deci cu cât textura este mai fină. Reținerea este datorată deficitului de presiune și prin uscarea, forțele capilare sunt invers proporționale cu raza capilarelor. Mișcarea apei este lentă, în toate direcțiile și are loc de la capilarele mai largi spre cele mai înguste. Această apă se numește apă capilară, ea circulă de jos în sus, în toate direcțiile în sol (apă liberă), fiindcă forțele capilare sunt mai mari decât forțele gravitaționale. Capilaritatea este un fenomen fundamental care permite retenția apei în soluri, permițând apei să fie atrasă în pori mici împotriva gravitației (Novák și Hlaváčiková, 2019); - la solurile saturate cu apă, mișcarea apei se datorează *forței de gravitație* care acționează asupra apei acumulate în porii largi, lacunari, iar această apă este reținută perioade scurte de timp în sol și se numește apă gravitațională (apă liberă descendentă);

- la solurile cu conținut bogat în săruri, acționează *forțele osmotice* care sunt cu atât mai mari cu cât și cantitatea de săruri este mai ridicată (soluția este mai concentrată). Apa circulă de la presiune osmotică mai mică la presiune osmotică mai mare. Datorită presiunii osmotice mari, la aceste soluri sărăturate, chiar și atunci când sunt foarte umede, are loc fenomenul de *secetă fiziologică* (în loc să pătrundă apa din sol în plantă, se întâmplă invers);

- la solurile saturate și care au un strat de apă deasupra (în cazul orezăriilor, a terenurilor bălțite de apă), apa se mișcă datorită *forțelor hidrostatice*, adică a greutateii stratului respectiv de apă, care determină pătrunderea apei înspre adâncime;

- în toate solurile acționează *forța de sucțiune* a rădăcinilor plantelor. Sub influența acestor forțe apa este atrasă spre rădăcini cu o forță de 15-20 atmosfere. Pe măsură se consumă, apa din imediata apropiere a rădăcinilor, sub influența acestei forțe, este atrasă și deci, se mișcă în direcția acestora și apa aflată la distanțe mai mari.

Aceste forțe se intercondiționează reciproc, încât reținerea și mișcarea apei în sol apare ca o resultantă a acestor forțe. Deși aceste forțe sunt esențiale pentru înțelegerea dinamicii apei în sol, este, de asemenea, important să se ia în considerare rolul factorilor de mediu, cum ar fi temperatura și condițiile de

umiditate din sol, care pot complica și mai mult dinamica retenției și mobilității apei.

7.1.1.1. *Sucțiunea solului*

Prin **sucțiunea solului** se înțelege forța cu care apa este atrasă și reținută de către sol. Sucțiunea solului influențează semnificativ creșterea plantelor și absorbția apei, fiind un indicator esențial al sănătății solului. Aceasta afectează disponibilitatea apei pentru plante, nivelurile mai ridicate de sucțiune conducând adesea la o absorbție redusă a apei de către plante și, în consecință, la randamente mai scăzute ale culturilor. Înțelegerea dinamicii sucțiunii solului poate îmbunătăți practicile de irigare și strategiile de gestionare a culturilor.

Sucțiunea solului se determină cu ajutorul unor aparate speciale: tensiometre, centrifugă, exicator cu vacuum, coloană de apă etc., și se exprimă în unități de presiune, adică cm coloană de apă, mm coloană de mercur, atmosfere, bari, milibari ș.a.

Valorile sucțiunii fiind foarte largi, de la un cm la solurile saturate cu apă și 10.000.000 cm la solul uscat în etuvă la 105°C. Prin analogie cu pH-ul, s-a introdus noțiunea de *indice sorbțional*, notat cu pF , care reprezintă logaritmul zecimal al sucțiunii exprimat sub forma înălțimii (în cm) a unei coloane de apă ($pF = \log_{10} h$, cum $\log 1 = 0$, rezultă că $pF = 0-7$).

Stabilind, la aceeași probă de sol, atât sucțiunea cât și umiditatea la diferite grade de aprovizionare cu apă, și înscriind valorile obținute într-un sistem de axe se obține o curbă denumită *curba caracteristică a umidității* solului respectiv (fig. 7.1) și are aspect diferit pentru fiecare sol.

Valoarea sucțiunii, indică în ce măsură apa din sol este accesibilă pentru plante deoarece sub 0,33 atmosfere ($pF = 2,52$), apa este deosebit de mobilă și este îndepărtată din profilul de sol prin forța de gravitație, iar la peste 15 atmosfere ($pF = 4,2$) apa nu poate fi folosită de către plante, deoarece forța de sucțiune a rădăcinilor, pentru marea majoritate a plantelor de cultură, este de 15 atmosfere sau cel mult 20 atmosfere (în condiții destres hidric).

Aceasta însă, depinde foarte mult și de textura solului, care influențează reținerea fizică a apei (în stare adsorbită). Astfel, într-un sol cu textură nisipoasă și umiditate 10%, sucțiunea solului fiind mică, plantele sunt bine aprovizionate cu apă, în timp ce într-un sol argilos, dar cu aceeași umiditate de 10%, plantele se ofilesc, deoarece sucțiunea solului este foarte mare, depășind forța de sucțiune a plantelor.

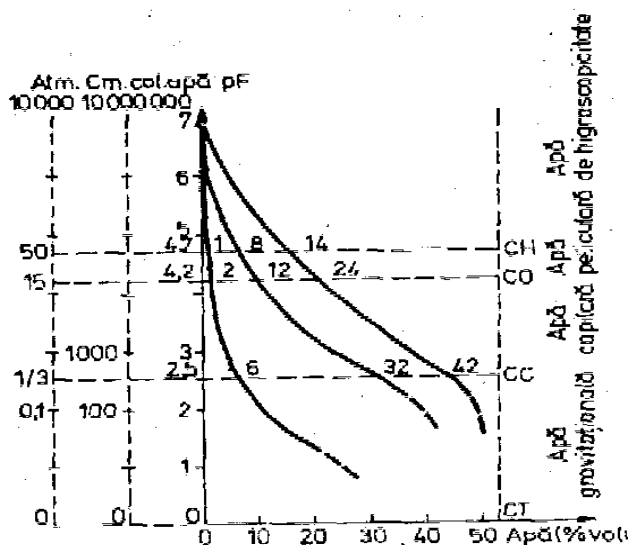


Fig. 7.1 Curba caracteristică a umidității solului
(BLAGA și colab., 2005)

Conținutul solului în apă și mai ales forța cu care apa este reținută de către sol au o influență importantă și asupra microorganismelor din sol. Numeroase cercetări au demonstrat modificări importante atât în compoziția spectrului de specii cât și în activitatea lor, odată cu variația umidității solului.

S-a constatat că numărul total de microorganisme crește progresiv, de la umiditatea de 6,5% până la 17,4%.

Asemănător plantelor, cerințele minime de apă ale microorganismelor diferă de la un grup la altul și chiar de la o specie la alta.

Activitatea biologică globală a unui sol tinde să scadă odată cu scăderea conținutului de apă, dar contrar celor observate la plante, punctul de ofilire ($pF=4,2$) nu reprezintă un prag indicator al încetării activității microorganismelor, astfel că unele grupe de microorganisme continuă să fie active, chiar și la valori $pF < 5$.

DOMMERGUES Y. (1962) apreciază că limita superioară a oricărei activități biologice corespunde unui $pF=5,5-5,6$. Uscarea solului la valori peste acest nivel antrenează moartea tuturor microorganismelor.

Valorile umidităților, exprimate în % de apă sau în unități pF , la care se petrec modificări evidente în ce privește reținerea, mobilitatea, accesibilitatea apei din sol, constituie ceea ce se numește **indici hidrofizici** sau **constante hidrofizice**.

7.1.2. Constante hidrofizice

Principalii indici hidrofizici sunt coeficientul de higroscopicitate, coeficientul de ofilire, capacitatea de apă în câmp, capacitatea de apă utilă și capacitatea totală pentru apă. Denumirea de *constante* este datorată faptului că, diverselor categorii de apă complet realizate, le corespund totdeauna anumite valori ale conținutului de apă.

A. Coeficientul de higroscopicitate (CH) sau *higroscopicitatea maximă (Hy)* reprezintă cantitatea de apă pe care o absoarbe un sol complet uscat la aer, dintr-o atmosferă saturată cu vapori de apă, sau apa pe care o reține o probă de sol pusă într-o atmosferă ce are umiditatea relativă de 94%.

Această cantitate de apă absorbită depinde de suprafața totală de adsorbție a particulelor, adică de textura solului, și ca urmare, valorile CH-ului scad de la solurile argiloase (14%) la cele cu textură lutoasă (8%), fiind minime la cele cu textură nisipoasă (aprox. 1%). Cantitatea de apă astfel fixată nu umezește vizibil solul, care păstrează culoarea de uscat. Această apă se numește apă de higroscopicitate și reprezintă forma de apă reținută puternic, inaccesibilă plantelor.

Sub aspectul sucțiunii, indiferent de sol, coeficientului de higroscopicitate îi corespunde un pF în jur de 4,7, deci această formă de apă nu este accesibilă plantelor.

Importanța cunoașterii valorilor coeficientului de higroscopicitate constă în faptul că acestea servesc la caracterizarea generală a solurilor (mai ales datorită legăturii sale strânse cu textura) și la obținerea, prin calcul, a coeficientului de ofilire ($CO = CH \times 1,5$), a echivalentului umidității solului ($EU = CH \times 2,73$).

B. Coeficientul de ofilire (CO) reprezintă umiditatea solului la care plantele se ofilesc definitiv, în speță, conținutul inutil de apă pentru plante sau rezerva de „apă moartă” a solului, deci limita inferioară a apei accesibile pentru plante.

Ca și coeficientul de higroscopicitate, coeficientul de ofilire depinde foarte mult de textura solului. Astfel, valorile maxime a CO (în % de volum) sunt 2% la solurile nisipoase, 12% la solurile lutoase și 24% la solurile argiloase. Deci, solurile cu textură fină rețin cantități mai mari de apă decât solurile cu textură grosieră la coeficientul de ofilire permanentă.

Sub aspectul sucțiunii, indiferent de sol, CO îi corespunde unui pF de 4,19 (15 atmosfere). Valoarea acestui coeficient se determină direct în câmp sau în laborator, sau prin calcul, pe baza CH sau a conținutului în argilă.

$$CO = CH \times 1,5 \text{ sau } CO = 0,05 + (0,350 + A)$$

unde: A= conținutul în argilă %

Coeficientul de ofilire este punctul în care planta nu mai are apă disponibilă și depinde și de soiul de plantă, dar se situează de obicei în jurul valorii de 1500 kPa (15 bari). În acest stadiu, solul conține încă apă, dar rădăcinile au dificultăți în a o extrage din sol fiind nevoie de aproape 15 bari de tensiune pentru ca plantele să extragă apa. La această limită, dacă nu se furnizează apă suplimentară solului, majoritatea plantelor mor.

Ofilirea plantelor poate semnală atingerea coeficientului de ofilire al solului, proces ce începe cu aplecarea frunzelor bazale și apoi a celor apicale, urmată de uscarea acestora. Totuși, aplecarea frunzelor nu înseamnă întotdeauna că plantele au ajuns la punctul de ofilire. Atât deficitul de apă, cât și excesul de udare pot provoca ofilirea, deoarece rădăcinile pot rămâne fără oxigen și pot dezvolta boli precum putregaiul. De aceea, este important să monitorizăm îndeaproape culturile și să intervenim rapid pentru a preveni ofilirea permanentă, prin gestionarea corectă a apei.

C. Capacitatea pentru apă în câmp (CC)

Aceasta reprezintă cantitatea de apă pe care o reține solul în mod durabil, în absența umezirii freactice, după ce a fost umezit în exces și după ce micșorarea umidității, ca urmare a mișcării apei sub acțiunea forței gravitaționale, devine neglijabilă.

Cantitatea de apă pe care un sol o poate reține împotriva gravitației este foarte importantă pentru creșterea plantelor, deoarece apa reținută în sol poate compensa lipsa precipitațiilor în anii secetoși, dar nu toată apa reținută de sol este disponibilă pentru creșterea plantelor.

Taylor și Ashcroft (1972), au identificat un punct în care apa se mișcă lent după ploaie sau irigare, iar acest punct a fost asociat cu conceptul de capacitate pentru apă în câmp. Aceasta era considerată cantitatea de apă reținută de solul bine drenat, care opune rezistență forțelor gravitaționale, iar atunci când drenajul scade semnificativ, aceasta devenea limita superioară a apei disponibile pentru plante. Ulterior, specialiștii în studiul solului au realizat că termenul „capacitate a câmpului” este imprecis. Ei au observat că nu există o valoare unică, deoarece echilibrul nu este niciodată complet atins. Mișcarea apei în sol este dinamică, fiind influențată de drenaj, evaporare și transpirație, iar apa poate fi adăugată în sol prin ploaie, rouă și irigare (Taylor și Ashcroft, 1972). Astfel, capacitatea pentru apă a câmpului nu reprezintă o valoare fixă, ci o gamă de valori asociate cu conținutul de apă din sol.

Solul aflat la capacitatea de câmp, conține atât apă adsorbită la suprafața particulelor, cât și apă din întreg spațiul capilar, astfel că mărimea acestei valori depinde de textura solului, precum și alte proprietăți care asigură

spațiul dintre particule, cum sunt structura, porozitatea, densitatea aparentă și conținutul de materie organică din sol. Astfel, la solurile nisipoase, valorile CC pot ajunge până la 6%, la solurile lutoase până la 32%, iar la cele argiloase până la 42%.

Sub aspectul sucțiunii, indiferent de sol, capacității de apă în câmp îi corespunde un pF în jur de 2,5 (aprox. 1/3 atmosfere).

Capacitatea de apă în câmp se determină direct în teren prin umezirea în exces a unei parcele de 1/1 sau 2/2 m, delimitate de rame sau digulețe de pământ și stabilirea cantității de apă rămasă după ce s-a scurs gravitațional excesul de apă (1-3 zile în funcție de textură).

Deoarece determinarea în teren a CC este dificilă, s-a recurs la stabilirea indirectă a unor indici analogi ce pot fi obținuți în laborator și, anume, echivalentul umidității și umiditatea la 1/3 atmosfere.

a) *Echivalentul umidității (EU)* reprezintă apa pe care o reține o probă de sol așezată într-un strat gros de 1 cm, saturată anterior cu apă, după ce a fost supusă unei forțe centrifuge de 1000 de ori mai mare decât forța gravitației, timp de 30 minute.

Se admite că la această forță este îndepărtată apa reținută în porii mai mari (capilari) și că EU corespunde cu cel al solurilor cu textură mijlocie. La solurile cu textură fină are valori mai mari, iar la cele cu textură grosieră are valori mai mici decât CC.

Echivalentul umidității se poate obține și prin calcul: $EU = CH \cdot 2,73$

b) *Umiditatea la 1/3 atmosfere* reprezintă cantitatea de apă reținută de o probă de sol saturată după ce a fost supusă unei presiuni de 1/3 atmosfere. Valoarea acestui indice corespunde CC, EU și respectiv la un pF de 2,7.

Indirect, CC se mai poate determina pe baza valorilor texturii și densității aparente a solului sau a curbei de sucțiune. Aprecierea valorii CC se face conform datelor prezentate în tabelul 7.1.

Tabel 7.1

**Clase de capacitate de câmp (CC)
(Blaga Gh., 2004)**

Denumire	Limite	
	Procente de greutate	mm apă/100cm sol
Foarte mică	<10	<150
Mică	10-20	150-275
Mijlocie	21-25	276-350
Mare	26-30	351-400
Foarte mare	31-40	401-500
Extrem de mare	>41	>501

Cunoașterea valorilor capacității de câmp pentru apă are o importanță deosebită, deoarece reprezintă limita superioară a apei utile pentru plante, exprimând mărimea rezervei de apă pe care o poate avea solul respectiv. Solul aflat la capacitatea de câmp pentru apă se găsește în condiții optime de umiditate. Dacă un sol conține apă sub nivelul CC, înseamnă că prezintă deficit de apă, iar dacă are mai multă, se consideră exces de apă.

D. Capacitatea de apă utilă (CU) – numită și *apă accesibilă* sau *apă productivă* – este apa cuprinsă între capacitatea de câmp și coeficientul de ofilire, respectiv, apa care poate fi utilizată de plante din capacitatea minimă de reținere a solului.

$$CU = CC - CO$$

Sub aspectul sucțiunii, indiferent de sol, capacitatea de apă utilă este cuprinsă între pF 2,5 (corespunzător CC) și pF 4,2 (corespunzător CO) sau între 1/3 atmosfere și 15 atmosfere.

În grame, la 100 g sol, CU variază în multe soluri între 10 și 15%. În m³/ha, pe adâncimea 0-150 cm, CU variază între <900 m³/ha, considerată insuficientă și 2401 m³/ha, cantitate care se consideră foarte mare.

Importanța deosebită a cunoașterii acestui indice hidrofizic constă în faptul că arată domeniul de valori în cadrul căruia poate oscila apa folosită de plante, precum și capacitatea solului respectiv de a înmagazina din precipitații sau irigații apa utilă pentru plante. De asemenea, în lucrările de irigare are o importanță deosebită, deoarece cu valoarea CU se calculează așa-numitul plafon minim:

$$PM = CO + 2/3CU$$

Cu ajutorul acestuia se calculează capacitatea de apă ușor accesibilă:

$$CUA = CC - PM$$

Aprecierea valorilor se face conform datelor prezentate în tabelul 7.2.

Tabel 7.2

**Clase de capacitate de apă utilă (CU)
(Blaga Gh., 2005)**

Denumire	Limite	
	Procente de greutate	mm apă/100cm ³ sol
Foarte mică	7	100
Mică	8-10	101-140
Mijlocie	11-12	141-170
Mare	13-15	171-200
Foarte mare	16-20	201-250
Extrem de mare	20	251

E. Capacitatea totală pentru apă (CT%)

Reprezintă cantitatea maximă pentru apă pe care solul o poate reține un timp scurt – maxim o oră – după o inundare, deci când solul este saturat cu apă. La capacitatea totală pentru apă, înseamnă că toți porii sunt plini cu apă, deci, reprezintă momentul în care se găsesc toate formele de apă în cantitățile maxime posibile, inclusiv apa gravitațională.

Mărimea capacității totale pentru apă depinde de porozitatea totală a solului, cu ajutorul căruia de fapt se și calculează:

$$CT \text{ (g /100 g sol)} = PT \cdot DA$$

unde: PT = porozitatea totală (%);
DA = densitatea aparentă (g/cm³);

Capacitatea totală pentru apă corespunde la un pF=0 (adică sucțiunea solului este nulă), când apa este accesibilă pentru plante, dar nu este accesibil aerul. Deci, plantele la capacitatea totală pentru apă, suferă din lipsă de aer. Clasele de capacitate totală de apă sunt prezentate în tabelul 7.3.

Tabel 7.3.

Clase de capacitate totală de apă (CT) (Blaga Gh., 2005)

Denumire	Limite	
	Procente de greutate	mm apă/100cm ³ sol
Foarte mică	20	360
Mică	21-25	360-400
Mijlocie	26-30	401-450
Mare	31-40	451-520
Foarte mare	41-60	521-600
Extrem de mare	61	600

7.1.3. Stările apei și forme de apă din sol (categorii de apă)

În funcție de forțele de reținere a apei, în sol putem avea mai multe forme de apă. Sintetizând părerea mai multor autori (K. Briggs, K. Lebedev, S. I. Dolgov, PH. Duchafour, M. Nemeș), în sol pot exista următoarele forme de apă:

- Apă legată chimic: de constituție și de cristalizare
- Apă legată fizic: de higroscopicitate și peliculară
- Apă liberă: gravitațională, capilară, freatică

d) Apă în stare de vapori

a) ***Apa legată chimic*** nu este accesibilă pentru plante, fiind cedată numai la temperaturi de sute de grade și se prezintă sub următoarele forme:

1) ***apa de constituție*** – adică apa care intră în constituția mineralelor din sol sub formă de grupări OH (caolinit – $\text{CH}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$, gips – $\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$);

2) ***apa de cristalizare*** intră în compoziția mineralelor din sol sub formă de molecule de apă H_2O .

b) ***Apa legată fizic*** este apa reținută de sol la suprafața particulelor solide sau în jurul cationilor adsorbiți, datorită forțelor de adsorbție și caracterului dipolar al moleculelor de apă.

În funcție de forța cu care este reținută apa legată fizic, poate să fie apă puternic (stabil) legată sau numită *apă de higroscopicitate* și apă slab (ușor) legată sau *apă peliculară* (fig.7.2).

1) ***apa puternic legată sau apa de higroscopicitate*** este reprezentată prin straturile de molecule de apă (dipoli) reținute în imediata apropiere a suprafeței particulelor de sol.

Astfel, cantitatea de apă reținută în acest mod depinde, în primul rând, de textură (cu cât textura este mai fină, cu atât suprafața de contact este mai mare, deci, cantitatea de apă este mai mare), dar și de conținutul în humus și de tensiunea vaporilor de apă din atmosferă.

Conținutul maxim de apă de higroscopicitate, exprimat în %, corespunde coeficientului de higroscopicitate, iar pe curba caracteristică umidității, aceasta este delimitată de sucțiuni cuprinse între $pF=7$ și $pF=4,7$, ceea ce înseamnă că această apă este reținută cu o forță de 10.000 atmosfere (primul strat de molecule) și cca. 50 atmosfere (ultimul strat de molecule). Rezultă că această formă de apă este inaccesibilă plantelor, fiind reținută cu forțe ce depășesc mult pe cele de sugere a plantelor (de 15 atm.)

2) ***apa ușor legată sau apa peliculară***

Dacă pornim de la solul complet uscat, prin umezire, după ce solul a reținut apă de higroscopicitate, în continuare fixează alte molecule de apă, tot sub formă de straturi, până la satisfacerea totală a capacității de adsorbție, aceasta fiind denumită *apă peliculară*.

Cantitatea acesteia depinde tot de textura solului, natura cationilor absorbiți și cantitatea de humus. Astfel, este cuprinsă între coeficientul de higroscopicitate și coeficientul de ofilire, fiind delimitată, pe curba caracteristică umidității, între $pF=4,7-4,2$, adică este reținută cu forțe între 50 atmosfere și 15 atmosfere. Rezultă că *o parte din această apă poate fi folosită limitat de către plante*, cu toate că atunci când umiditatea solului scade până la acest nivel, plantele suferă din lipsă de apă sau chiar se ofilesc.

Apa peliculară circulă în sol, dar mai lent, de la peliculele mai groase spre cele mai subțiri.

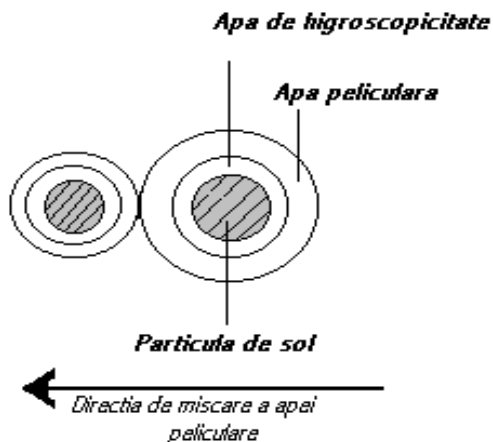


Fig.7.2 Reprezentarea schematică a apei de higroscopicitate și a apei peliculare și mișcarea acesteia (Blaga Gh. 2004)

c) **Apa liberă** este apa ce se găsește în sol sub formă lichidă sau sub formă solidă (gheață). În ambele situații, apa ocupă porii solului (capilari sau necapilari) și circulă sub acțiunea forțelor de gravitație, sau în funcție de forțele de acțiune. Apa liberă poate fi:

1) apă capilară

Pornind tot de la solul complet uscat, prin umezire, după ce acesta a fixat apa de higroscopicitate și peliculară, apa se reține în porii capilari (înguști). Această apă reținută în sol datorită forțelor capilare poartă denumirea de apă capilară.

Rezultă că solul umezit până la nivelul capilarelor însumează apa de higroscopicitate, apa peliculară și apa capilară.

În acest caz, cantitatea de apă existentă în sol depinde de textură (care, după cum am văzut, influențează apa de higroscopicitate și apa peliculară) și de starea de porozitate a solului (influențată de structură și deci cantitatea de apă capilară). Astfel, aceasta crește de la solurile nisipoase spre cele argiloase și de la solurile nestructurate la cele structurate (Fig 7.5).

Apa capilară este cuprinsă între coeficientul de ofilire (CO) și capacitatea pentru apă în câmp (CC). Pe curba caracteristică a umidității, ia valori între $pF = 4,2$ și $pF = 2,5$, adică este reținută cu o forță de 15 atmosfere și $1/3$ atmosfere.

Spre deosebire de toate celelalte forme de apă, apa capilară este o apă liberă, deoarece circulă ușor în toate direcțiile în sol solubilizează substanțele nutritive și poate fi ușor folosită de către plante.

În funcție de sursa de umezire a solului se deosebesc: apă capilară sprijinită și apă capilară suspendată.

- *apa capilară sprijinită* rezultă pe seama apei ridicate prin capilare din pânzele freatice la înălțimi cu atât mai mari cu cât porii sunt mai fini (fig.7.3). Acest strat de sol în care capilarele sunt aprovizionate permanent cu apă din pânza freatică, deci care prezintă apă capilară sprijinită, poartă denumirea de franj capilar, situație ideală pentru un sol.

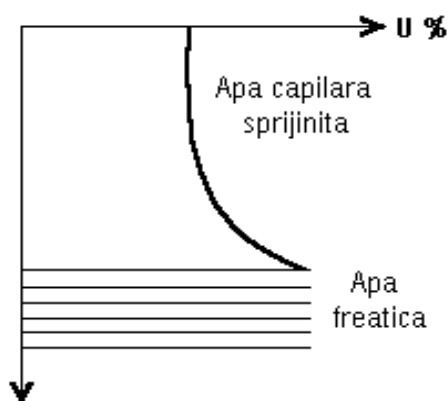


Fig.7.3. *Reprezentarea schematică a apei capilare sprijinite* (Blaga Gh. 2004)

- *apa capilară suspendată* provine din umezirea solului din partea superioară (ploi, irigații, inundații) și nu are legătură cu pânza freatică care se găsește la adâncimi mari (fig.7.4). Apa capilară suspendată constituie rezerva de apă a solurilor neinfluențate freatic și corespunde indicelui hidrofizic capacitatea pentru apă în câmp (CC). În unele situații, între apa capilară suspendată și apa capilară sprijinită, se află un strat cu o umiditate mai puțin favorabilă și aproape de coeficientul de ofilire, denumit orizontul „mort”.

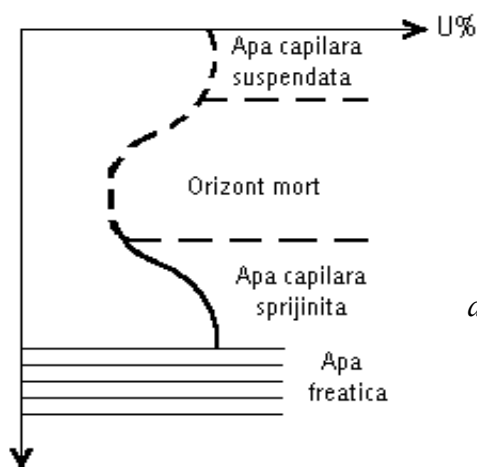


Fig.7.4 *Reprezentarea schematică a apei capilare suspendate, sprijinite și a orizontului mort* (Blaga Gh. 2004)

2) Apa gravitațională este apa liberă nereținută de forțele capilare, care se scurge în profunzime datorită forței de gravitație, cu alte cuvinte, este apa ce umezește solul peste nivelul capacității de câmp.

Se exprimă în procente, iar cantitatea maximă de apă gravitațională corespunde capacității totale pentru apă, adică pe curba caracteristică a umidității, la un $pF=2,5$ și $pF=0$. Deși această apă este accesibilă, deoarece nu se reține în sol, ci se scurge repede în adâncime. Practic, este puțin folosită de plante, iar în prezența ei plantele suferă din lipsă de aer. Ea reprezintă sursa de apă care aprovizionează celelalte forme de apă din sol.

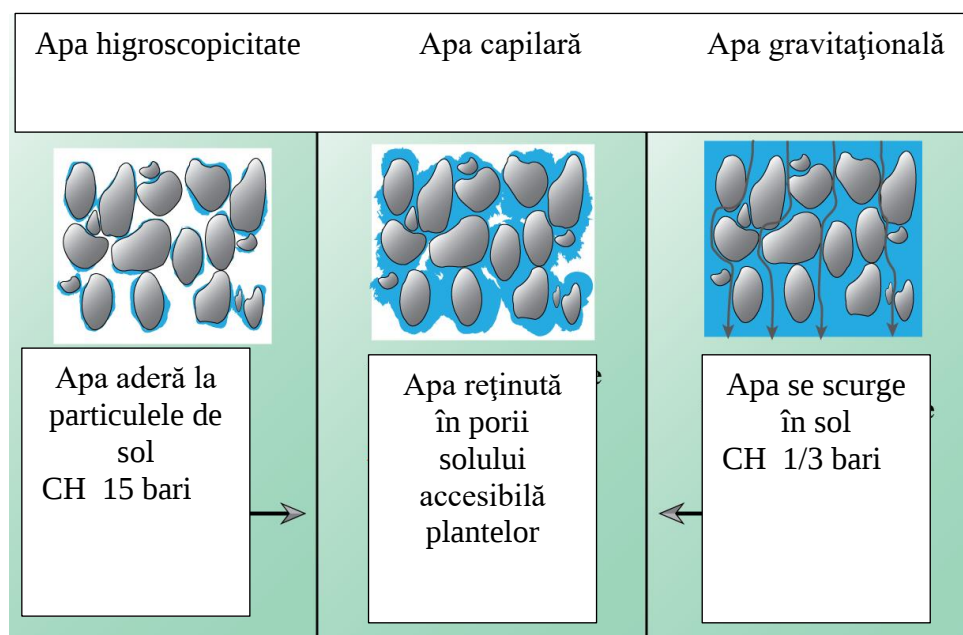


Fig. 7.5 Diferitele forme de apă din sol și mobilitatea/accesibilitatea ei.
<https://www.vedantu.com/question-answer/in-soil-the-water-available-for-root-absorption>

3) Apa freatică

Apa liberă gravitațională ce se acumulează deasupra unui strat impermeabil și care circulă predominant pe orizontală, de-a lungul stratului impermeabil, poartă denumirea de apă freatică.

Deasupra nivelului apei freatice, apa urcă prin capilaritate până la un anumit nivel numit *franșă capilar* (Fig.7.5).

Importanță din punct de vedere pedologic și agricol este adâncimea la care se află apa freatică și compoziția ei chimică. În general, adâncimea apei freatice reproduce variațiile reliefului. Procesul de solificare este direct influențat de adâncimea apei freatice. Astfel putem întâlni următoarele situații:

- soluri automorfe, unde formarea profilelor nu este influențată de apa freatică, care este la adâncime mare;

- soluri autohidromorfe, unde apa freatică umezește orizonturile inferioare, numite și *orizonturi freatic umeze*;
- soluri hidromorfe, formate în totalitate sub influența excesului de apă freatică.

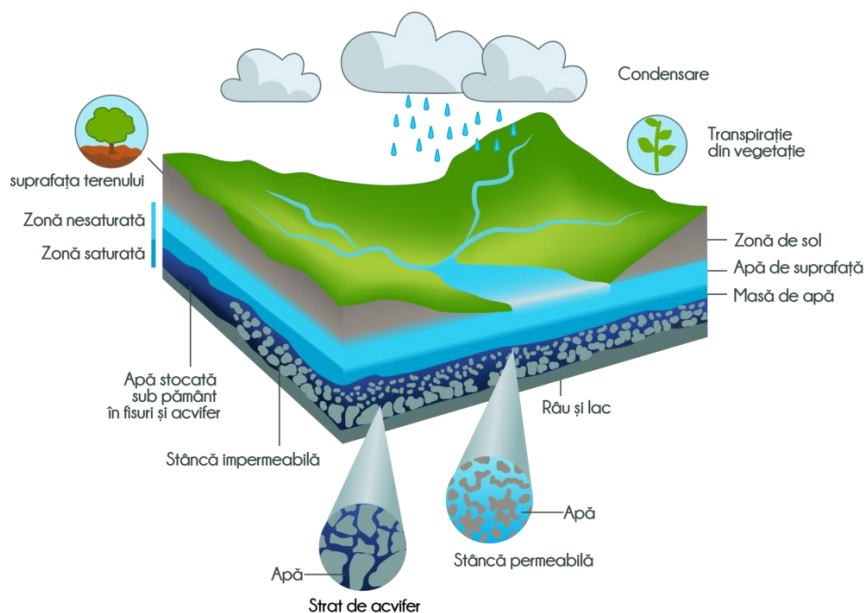


Fig7.6. *Formarea și adâncimea apei freatic*

<https://lectia-despre-apa.aquademica.ro/2022/02/28/ciclul-hidrologic/>

Când se ridică mult nivelul apei freatic (după ploi abundente, topirea zăpezilor, irigare excesivă), până în partea superioară a profilului de sol (zona rădăcinilor), plantele nu mai cresc în condiții normale, din cauza înrăutățirii aerației și reducerii activității biologice din sol (Fig.7.6).

În ce privește gradul de mineralizare a apei freatic, acesta influențează prezența și acumularea sărurilor ușor solubile pe profil (tabelul 7.4).

Tabel 7.4

Gradul de mineralizare a apei freatic (Blaga Gh., 2004)

Denumire	Limite (g/l)
Dulce	0,5
Slab sălcie	0,6-1,0
Moderat sălcie	1,1-2,0
Puternic sălcie	2,1-4,5
Slab sărată	4,6-10,0
Puternic sărată	10,1

Adâncimea critică și mineralizarea critică în România diferă de la o zonă la alta, după cum sunt prezentate în tabelul 7.5.

Tabel 7.5

Adâncimea critică și mineralizarea critică a apelor freatice în diferite zone natural (Blaga Gh., 2004)

Zona	Adâncimea critică (cm)	Mineralizarea critică (g/l)
pădure	<1,1	0,5-0,8
antestepă	1,8-1,9	0,7-1,2
stepă	2,5-3,5	1,5-2,1 (3)

d) Apa în stare de vapori

Se formează prin evaporarea oricărei forme de apă din sol și, apoi, prin condensare poate trece, de asemenea, în orice formă de apă din sol.

Apa în stare de vapori se găsește în toți porii din sol, dar conținutul ei nu depășește 0,001%. În general, sub această formă este inaccesibilă pentru plante, dar când tensiunea vaporilor de apă devine maximă, deci în condiții de saturație cu vapori, se produce condensarea și apare apa lichidă numită și *roua internă a solului*.

Acest fenomen se întâmplă mai ales noaptea, când în orizonturile inferioare ale solului, care se răcesc mai puțin decât cele superioare, tensiunea vaporilor crește foarte mult și, ca urmare, se deplasează spre orizonturile superioare, unde datorită temperaturii mai scăzute, se condensează și trec sub formă de apă lichidă. Într-un an se pot acumula, în acest fel, până la 30 mm apă care contribuie cu 5-10% la acoperirea deficitului de apă.

O importanță deosebită o pot avea și vaporii de apă din atmosferă care, atunci când solul are o umiditate mică, pătrund în sol și atenuează seceta atât prin aportul de apă în sol, cât și protecția pe care o oferă părții aeriene a plantelor. În perioadele când nu cad ploii, dar atmosfera este bogată în vapori de apă, culturile agricole rezistă mai bine la secetă.

Umiditatea solului se referă de obicei la cantitatea relativă de apă conținută în sol sau la procentul conținutului de apă. Este un concept relativ și reprezintă raportul dintre apa din sol și volumul sau masa solului, exprimat de obicei ca procent (de exemplu, 25% umiditate a solului). Aceasta poate fi măsurată cu ajutorul unui senzor de umiditate a solului, tensiometrului de sol, sau al altor dispozitive.

Umiditatea solului poate fi o valoare care se modifică dinamic, deoarece cantitatea de apă din sol variază în funcție de timp, climă și tipul de sol (<https://www.renkeer.com/soil-water-types-and-measure/>).

Apa din sol este cantitatea totală de apă din sol și acoperă toate formele de apă din sol. Aceasta include apa lichidă din sol, apa solidă (apa adsorbită pe suprafața particulelor de sol) și apa gazoasă (vapori de apă din porii solului). Se exprimă de obicei în unități de volum sau masă (de exemplu, metri cubi sau kilograme).

Conținutul de apă din sol depinde nu numai de umiditatea solului, ci este influențat și de proprietățile hidraulice ale solului, de structura solului și de climă. Este o parte importantă a ciclului hidrologic al solului și influențează funcția ecosistemului solului, creșterea culturilor, procesele hidrologice etc.

7.1.4. Permeabilitatea solului pentru apă

Permeabilitatea pentru apă a solului se definește ca fiind însușirea solului de a lăsa să treacă apa prin el. Această proprietate este una din cele mai complexe însușiri fizice ale solului, care prezintă numeroase și importante implicații în irigații, lucrări de drenare și desecare, de combatere a eroziunii solului etc.

Trecerea apei de precipitații (sau de irigații) prin sol, cu mai multă sau mai puțină ușurință, depinde în primul rând de porozitatea solului, precum și de textură, structură, conținutul de humus, prezența neoformațiunilor biologice, natura și gradul de acoperire cu covor vegetal etc. Astfel:

- cu cât porozitatea totală și cea de aeratie au valori mai mari, cu atât viteza de pătrundere pe verticală este mai mare și permeabilitatea este mai intensă;
- permeabilitatea este mare la solurile cu textură nisipoasă și mică la solurile cu textură argiloasă;
- permeabilitatea este cu atât mai mare cu cât solurile sunt mai bine structurate și agregatele structurale sunt mai stabile.

În ce privește mișcarea apei în sol, se deosebesc două situații:

1. *În solul saturat cu apă*, la care toți porii sunt ocupați cu apă, mișcarea apei se face sub influența forțelor de gravitație și hidrostatice, conform legii lui Darcy, exprimată prin relația:

$$V = K \times I$$

unde:

V – viteza medie de curgere prin filtrație (cm/s);

I – gradientul hidraulic sau de presiune, egal cu variația forței ce determină mișcarea pe unitate de distanță;

K – conductivitatea hidraulică (coeficientul de filtrație sau de permeabilitate);

Acest coeficient de filtrație sau de permeabilitate este o constantă ce caracterizează ușurința cu care un sol permite circulația apei, în corelație cu conținutul în argilă și densitatea aparentă.

Valorile acestui coeficient, exprimate în mm/h, se stabilesc în laborator pe probe recoltate în așezare naturală (sol nederanjat) și pe baza lor, solurile sunt încadrate în clase de permeabilitate (tabel 7.6). Astfel, conductivitatea hidraulică este foarte mică la solurile stagnogleice argiloase, mică la solurile stagnogleice lutoase, mijlocie la luvisolurile albice formate pe depozite loessoide, mare la cernoziomuri și foarte mare la psamosoluri (soluri nisipoase).

2. *La solurile nesaturate cu apă*, forțele care determină mișcarea apei sunt cele de sucțiune, apa mișcându-se de la o sucțiune mai mică la o sucțiune mai mare. Așadar, cunoașterea permeabilității solului este necesară pentru caracterizarea condițiilor aero-hidrice, deci, la aplicarea irigațiilor, a lucrărilor de drenare-desecare, de combatere a eroziunii solului ș.a.

Tabel 7.6

**Clase de permeabilitate în funcție de conductivitatea hidraulică
(K) (după Metodologia elaborării studiilor pedologice, 1987)**

Denumire	Conductivitatea hidraulică saturată, mm/h
extrem de mică	<0,2
foarte mică	0,3 - 0,5
mică	0,6 - 2,0
mijlocie	2,1 - 10
mare	10,1 - 35,0
foarte mare	>35,1

7.1.5. Pierderea apei din sol

Principală sursă de aprovizionare a solului cu apă sunt precipitațiile, din care aproximativ 25% se infiltrează în sol.

Principalele căi de pierdere a apei din sol sunt:

- **evaporația directă (E)** la suprafața solului, sub influența temperaturilor;
- **transpirația plantelor (T)** – apa consumată și eliminată de plante (în procesul de fotosinteză și de nutriție, plantele folosesc numai 1,2% din cantitatea totală de apă din sol).

Deoarece delimitarea între pierderile de apă prin evaporarea directă și pierderea de apă prin transpirație este dificilă, se ia în considerare efectul lor conjugat, adică:

- **evapotranspirația (ET)**, ale cărei valori depind de condițiile bioclimatice și pedologice, gradul de acoperire a solului cu vegetație ș.a. Pentru compararea datelor, s-a introdus noțiunea de *evapotranspirație potențială* (ETP), prin care se înțelege cantitatea de apă pierdută prin evaporație și transpirație, de către un sol permanent și optim aprovizionat cu apă și acoperit de un covor vegetal închegat;

În zona agricolă a României evapotranspirația potențială (ETP) este cuprinsă în mod obișnuit între 500 mm și 800 mm anual.

Când $ETP > P$ (precipitațiile), este strict necesară irigarea, în special pentru cultura legumelor și în plantațiile intensive și super intensive, care au nevoie de mari cantități de apă, iar când $ETP < P$, în sol apare un exces de umiditate deci, sunt necesare măsuri de eliminare a apei.

După cum rezultă din formula bilanțului apei din sol, pierderile de apă au loc prin infiltrarea în pânza freatică, în funcție de permeabilitatea solului – proces cunoscut și sub numele de **drenaj intern** – sau prin scurgerile apei la suprafață, în funcție de relief (pantă) – **drenaj extern**.

Aceste două forme de drenaj alcătuiesc așa-numitul **drenaj global al solului**.

Cunoașterea bilanțului apei din sol este importantă în caracterizarea generală a solului sub aspectul umidității, deci, a proceselor pedogenetice, dar și în ceea ce privește aspectele practice cum sunt irigatul și executarea unor lucrări de îmbunătățiri funciare (drenaj, desecări ș.a.).

7.1.6. Regimul hidric al solurilor

*Ansamblul proceselor de pătrundere, mișcare și reținere a apei în sol, consumul și pierderea apei în sol constituie regimul de apă al solului numit și **regim hidric sau regim hidric al solului**.*

Acest regim depinde de cantitatea de apă care a pătruns în sol și de cea pierdută de sol, adică de:

- condițiile de aprovizionare cu apă (precipitații, condensare, scurgeri de suprafață, irigații, inundații ș.a.);
- însușirile hidrologice ale solului (capacitatea de reținere, conductivitatea hidraulică ș.a.);
- condițiile de pierdere a apei (sucțiunea rădăcinilor, evaporarea, scurgerile laterale, infiltrația ș.a.)

Ca urmare, toate aceste fenomene sunt determinate în special de climă, relief, vegetație, apa freatică, sol și activitatea omului, adică de totalitatea factorilor de solificare. Astfel:

- *clima* condiționează direct regimul hidric al solului prin precipitații și temperaturi. Cu cât precipitațiile sunt mai mari și temperaturile mai mici, cu atât climatele și deci solurile sunt mai umede.
- *relieful* determină redistribuirea precipitațiilor. Astfel, pe terenurile în pantă, unde o parte din apa de precipitații se scurge pe versanți, umezirea și, ca urmare, percolarea solului este mult mai slabă, ca și când acesta s-ar afla în condiții de climă mai puțin umedă, în timp ce solul de la baza versantului sau cele din zonele depresionare, beneficiază de un plus de apă, provenită din scurgerile de pe suprafețele înclinate.
- *vegetația* influențează regimul hidric indeosebi datorită consumului de apă. Cu cât consumul de apă este mai ridicat și pe o adâncime mai mare, cu atât percolarea apei în sol este mai redusă. Pe de altă parte însă, vegetația protejează pătrunderea masivă a apei din precipitații în sol și, totodată, micșorează pierderile de apă prin evaporație directă;
- *solul* influențează prin însușirile sale hidrofizice, în special prin permeabilitatea și capacitatea de reținere a apei;
- *omul* influențează direct regimul hidric al solului prin diferitele sale activități: lucrarea solului, defrișarea pădurilor, desțeleniri, irigații, plantarea de perdele de protecție, desecări, drenaje ș.a.

În România, pe baza cercetărilor efectuate de N. CERNESCU, C. CHIRIȚĂ, N. OANCEA ș.a., s-au stabilit mai multe tipuri de regim hidric, încadrate în trei clase:

- percolativ;
- exudativ;
- stagnant.

Aceste clase de regim hidric au fost separate în funcție sursa de umezire (atmosferică, freatică + atmosferică, atmosferică ± freatică ± inundații) și de sensul dominant al curentului de apă în sol (descendent, ascendent, descendent împiedicat până la stagnant).

După condițiile de umezire (umezire anuală a solului și subsolului, pozitiv a pânzei apei freatice și a franjei capilare față de sol) și după condițiile climatice (indicele anual de ariditate de Martonne - *Iar*), în cadrul fiecărei clase au fost separate mai multe tipuri de regim hidric caracterizate astfel:

- *Regim hidric parțial percolativ* – caracteristic pentru solurile de stepă, kastanoziomuri și cernoziomuri, cu deficit accentuat de umiditate ($ETP > P$); apa freatică este situată la adâncimi mari și nu influențează umiditatea solului, care variază de la CC la CO; este necesară irigația.

- *Regim hidric periodic percolativ* – caracteristic pentru solurile din silvostepă (cernoziomuri cambice și cernoziomuri argice), care sunt percolate

până la baza profilului, în anii mai puțin umezi, și chiar până la apa freatică în anii mai umezi; $ETP=P$, dar irigarea este încă necesară.

- *Regim hidric percolativ* – întâlnit la solurile de pădure (luvisoluri albice ș.a.), în arealele umede, unde $P=ETP$; din apa de precipitații, care pătrunde în sol, o parte pătrunde în apa freatică, iar alta rămâne la suprafața solului.

- *Regim hidric repetat* – caracteristic pentru solurile din regiunile mai umede (podzoluri ș.a.), cu $I_{ar} > 45$, unde percolarea are loc de mai multe ori pe an.

- *Regim hidric exudativ-desucativ* – caracteristic pentru solurile din stepă și silvostepă, la care apa freatică se găsește tot timpul anului la o oarecare profunzime în profil, determinând gleizarea sau salinizarea lor; irigarea necesită multă atenție.

- *Regim hidric periodic exudativ* – întâlnit la solurile intens gleizate, unde franja capilară ajunge uneori la suprafața solului și se pierde prin evaporare datorită climatului mai cald.

- *Regim hidric exudativ* – caracteristic solurilor din stepă și silvostepă, la care apa freatică se afla la adâncimea critică și ajunge frecvent la suprafața solului unde se pierde prin evaporare. La aceste soluri sunt strict necesare măsurile pentru coborârea apei freactice.

- *Regim hidric stagnant* – caracteristic solurilor cu exces de umiditate pluvial (la suprafață) datorită impermeabilității solului (soluri stagnogleice și stagnogleizate); pentru ameliorare sunt necesare lucrări de eliminare a excesului de apă.

- *Regim hidric stagnant semimlăștin* – propriu solurilor cu apă freatică la adâncime subcritică, fiind umezite în exces de franja capilară (soluri gleizate).

- *Regim hidric amfistagnant* – caracteristic solurilor amfigleice (cu gleizare și stagnogleizare), fiind determinat atât de apa de precipitații (stagnantă deasupra unui orizont impermeabil), cât și de apa freatică situată la adâncime mică.

- *Regimul hidric de irigare* este tipul de regim hidric prin care umezirea solului are loc prin irigare. Dintre caracteristici menționăm că este reglabil, are loc repetat și depășește umezirea naturală a solului (atmosferică și freatică).

Regimurile naturale pot fi modificate și influențate de către om. Metodele de modificare a regimului de apă a solului sunt:

- irigarea, aplicată în special în arealele secetoase și mai ales la culturile intensive, mărește rezerva de apă din sol.
- aplicarea substanțelor fertilizante organice favorizează creșterea capacității de reținere a apei; substanțele organice au rol atât în formarea structurii cât și asupra regimului hidric precum și asupra regimului de substanțe nutritive;

- distrugerea buruienilor contribuie la scăderea consumului de apă din sol prin reducerea competitorilor față de apă;
- lucrările solului, mai ales cele efectuate toamna, asigură reținerea și înmagazinarea apei în sol;
- lucrările de întreținere a culturilor contribuie la diminuarea pierderilor de apă neproductivă (evaporare) prin distrugerea franjului capilar suspendat. Cunoașterea tipurilor de regim hidric este importantă pentru exprimarea intensității unor procese pedogenetice ce au loc în sol sub influența directă a apei (luvisol ș.a.), precum și pentru stabilirea celor mai corespunzătoare măsuri hidroameliorative (drenaj, desecare ș.a.).

7.2. AERUL DIN SOL

Solul, ca sistem heterogen, are și o fază gazoasă, adică aerul din sol, care este un alt element ce influențează creșterea și dezvoltarea plantelor, mai ales prin volum și compoziție.

7.2.1. Compoziția aerului din sol

Cu toate că aerul din sol provine din aerul atmosferic, datorită activității biologice și a altor procese ce au loc în sol, compoziția aerului din sol este oarecum diferită de aceea a aerului atmosferic.

Compoziția aerului din sol diferă de la un sol la altul, iar în același sol, variază de la un anotimp la altul. Se apreciază că aerul din sol conține (Blaga Gh. 2004):

- 70-80% azot (78% N în aerul atmosferic);
- 10-20% oxigen (21% O₂ în aerul atmosferic);
- 0,1-10% dioxid de carbon (CO₂), amoniac (NH₃), hidrogen sulfurat (H₂S), metan (CH₄) vapori de apă (0,3% CO₂ în aerul atmosferic);

În legătură cu creșterea și dezvoltarea plantelor, o importanță deosebită cât privește compoziția aerului din sol o are O₂ și CO₂, mai ales că, scăderea conținutului de O₂ este însoțită de creșterea celui de CO₂.

Rădăcinile plantelor se dezvoltă normal la un conținut de 16-20% O₂ și 1% CO₂.

Variația acestora este diferită de la un sol la altul, iar la același sol, diferă cu anotimpul, adâncimea, prezența humusului, activitatea microorganismelor ș.a. Astfel:

- prin respirația rădăcinilor, se consumă O₂ și se eliberează CO₂;
- alterarea mineralelor și descompunerea materiei organice se face cu consum de O₂;

- printre compușii finali de descompunere a materiei organice predomină CO_2 ;
- aerul din solurile cu activitate biologică intensă și bogate în humus este mai sărac în O_2 și mai bogat în CO_2 decât solurile sărace în humus, cu activitate biologică slabă;
- prin fertilizarea cu îngrășăminte organice, concentrația CO_2 în apropierea solului poate ajunge la 0,20-0,25%;
- aerul din orizontul de la suprafață este mai bogat în O_2 și mai sărac în CO_2 ; conținutul în CO_2 crește spre adâncime, iar cel de O_2 scade;
- aerul din solurile argiloase, nestructurate, compacte, este mai bogat în CO_2 și mai sărac în O_2 decât solurile nisipoase afânate sau solurile lutoase structurate;
- cantitatea de CO_2 crește din luna mai până în luna septembrie, este maximă vara și scade toamna și iarna, odată cu reducerea activității biologice a solului;
- solul cultivat este mai bogat în CO_2 față de cel necultivat; în aceleași condiții de sol, conținutul cel mai ridicat de CO_2 s-a găsit în solul cultivat cu lupin, apoi în cel cultivat cu cartof, ovăz, orz etc.

În cursul perioadei de vegetație, într-un ha cultivat cu grâu se degajă în sol, prin rădăcini, până la 6000 kg CO_2 .

Așadar, între cantitatea de CO_2 pe care o degajă solul într-o unitate de timp și fertilitatea acestuia există o strânsă legătură și anume, cantitatea de CO_2 este direct proporțională cu fertilitatea solului.

7.2.1.1. Aerația solului

Datorită unor procese specifice ce au loc în sol, se produce o sărăcire a aerului în O_2 și o îmbogățire în CO_2 , care în anumite concentrații împiedică dezvoltarea rădăcinilor plantelor (la un conținut de 9-10%, menținut timp mai îndelungat, rădăcinile plantelor pier).

Acest fenomen negativ de sărăcire a aerului din sol în O_2 și îmbogățire în CO_2 este contracarat de fenomenul de aerație a solului, denumit „de primenire a aerului din sol”. Această primenire, respectiv difuziune a aerului în sol, se petrece lent, datorită faptului că CO_2 are densitate mai mare decât aerul.

S-a constatat că pentru realizarea unor condiții bune de creștere și dezvoltare a plantelor, aerul trebuie să se reînnoiască în întregime în circa 8 zile, la adâncime de 0-20 cm. În solurile cu condiții foarte bune de aerație, primenirea în stratul de 0-20 cm se face în 24 ore.

Împrospătarea aerului din sol are loc în urma difuziunii gazelor, fenomen influențat de oscilațiile de temperatură, umiditate, presiune atmosferică, ș.a. Astfel, de exemplu, când temperatura crește, aerul din sol se

dilată și crescând presiunea, ajunge în atmosferă, iar când temperatura scade, aerul din sol se contractă și are loc procesul invers, de pătrundere a aerului atmosferic în sol.

Pentru realizarea și echilibrarea raportului O₂-CO₂ sunt necesare necesare:

- afânarea solului pentru favorizarea pătrunderii O₂ folosit pentru descompunerea materiei organice, în urma căreia, atmosfera se îmbunătățește în CO₂, care intervine în asimilația plantelor;
- folosirea îngrășămintelor organice pentru îmbogățirea atmosferei solului în CO₂.

Aerul din sol este esențial deoarece joacă un rol cheie în sănătatea și creșterea plantelor și a ecosistemului general al solului. Aerul joacă un rol important în:

- *furnizarea de oxigen pentru respirația rădăcinilor*: Rădăcinile plantelor, ca toate organismele vii, au nevoie de oxigen pentru a respira și a crește. Oxigenul din sol permite rădăcinilor să descompună zaharurile stocate pentru a obține energie. Fără suficient oxigen, rădăcinile se pot sufoca, ducând la o creștere redusă și chiar la moartea plantelor.
- *menține activitatea microbiană*: Solul conține diverse microorganisme (bacterii, ciuperci etc.) care sunt esențiale pentru descompunerea materiei organice, reciclarea nutrienților și menținerea fertilității solului. Microorganismele aerobe au nevoie de oxigen pentru supraviețuirea și dezvoltarea lor. Fără aer, solul devine anaerob, ceea ce poate dăuna acestor organisme benefice și poate reduce calitatea și sănătatea solului.
- *implicat în realizarea schimbului de gaze cu atmosfera*: Aerul din sol conține nu numai oxigen, ci și dioxid de carbon (CO₂) produs de respirația rădăcinilor și a microbilor. Acest schimb este vital pentru menținerea echilibrului adecvat de gaze în sol, ceea ce contribuie la menținerea condițiilor necesare pentru activitatea rădăcinilor și a organismelor.
- *Rol important în drenajul și structura solului*: Aerul din sol este, de asemenea, influențat de mișcarea apei prin sol. Un sol bine aerat favorizează un bun drenaj al apei, ceea ce împiedică îmbibarea solului cu apă și ajută la menținerea unui echilibru ideal între aer și apă. Acest echilibru susține sănătatea și creșterea plantelor.
- *prevenirea putrezirii rădăcinilor*: Circulația deficitară a aerului în solurile compacte sau în solurile saturate constant cu apă poate duce la apariția unor condiții anaerobe, care pot provoca putrezirea rădăcinilor. În schimb, un sol bine aerisit ajută la prevenirea unor

astfel de probleme, permițând scurgerea excesului de apă și pătrunderea oxigenul la rădăcini.

7.2.2. Regimul aerului din sol

*Totalitatea proceselor de pătrundere, mișcare și eliminare a aerului din sol se numește **regimul aerului din sol**.*

În funcție de porozitate, adică de condițiile de textură, structură, afânare și de regimul apei, regimul aerului din sol poate să fie:

- *echilibrat*, când proporția dintre capacitatea capilară și necapilară este optimă (la solurile cu structură stabilă, cu activitate biologică intensă în mediu aerob);
- *deficitar* – specific pentru solurile cu exces de umiditate, unde mediul este anaerob, deci activitatea biologică slabă;
- *excesiv* – la solurile lipsite de structură și cu conținut redus de apă (de exemplu, soluri cu textură nisipoasă) sau cu multe spații lacunare.

Întrucât regimul aerului din sol este strâns legat și condiționat de regimul apei din sol, în mod obișnuit se vorbește de **regimul aerohidric al solului**.

7.2.2.1. Volumul aerului din sol

În mod obișnuit, aerul se găsește în sol în spațiile lacunare (necapilare), precum și în cele capilare neocupate de apă. Ca urmare, *volumul aerului din sol depinde de porozitate și umiditate*.

Volumul de aer din sol, la capacitatea de câmp a solului, se definește ca fiind *capacitatea de aer a solului*, sinonimă cu *porozitatea de aerație*.

$$Pa = Pt - CC \times Da$$

unde,

Pa – porozitatea de aerație, %;

Pt – porozitatea totală, %;

CC – capacitatea de câmp, %;

Da – densitatea aparentă, g/cm³.

Capacitatea de aer a solului sau porozitatea de aerație depinde în special de textură, fiind cuprinsă în general între 30-40% la solurile cu textură nisipoasă, 10-25% la solurile cu textură lutoasă și 5-15% la solurile cu textură argiloasă.

În general, se admite că, atunci când volumul de aer al solului este de 15-30% din volumul total al aerului din sol, condițiile de creștere și dezvoltare a plantelor sunt bune.

În această privință cerințele plantelor sunt oarecum diferite, astfel:

- puțin pretențioase: orez, hrișcă ș.a.
- pretențioase: vița de vie, pomi ș.a.

7.3. TEMPERATURA SOLULUI

Temperatura solului, împreună cu apa, aerul și căldura, constituie un element de bază al microclimatului din sol, influențând procesele și reacțiile din acesta. Creșterea temperaturii în sol, până la anumite limite, influențează direct și în mod favorabil proliferarea și activitatea microorganismelor, asimilarea elementelor nutritive de către plante, germinația semințelor, dezvoltarea sistemului radicular etc.

Sursele de energie calorică a solului sunt:

- *Radiația solară* – principala sursă. Se apreciază că din energia calorică inițială, în medie, numai 33% pătrunde în sol, în timp ce 10% se reflectă la suprafața solului, iar 57% se pierde în spațiul cosmic și atmosferă.

Cantitatea de energie solară ce ajunge la suprafața solului depinde de latitudine, care este mare la ecuator și descrește spre poli. La aceeași latitudine, cantitatea de energie solară este influențată îndeosebi de relief (altitudine, pantă și expoziție) și de umiditatea atmosferei.

Constanta solară (cantitatea medie de energie solară corespunzătoare fiecărui cm^2 de la suprafața pământului) este de 1,9 calorii pe minut, iar în România de 1,4 calorii pe minut.

- *Procese exoterme* – de descompunere a materiei organice, de humificare. La formarea unui gram de humus, se degajă 5 calorii, ceea ce la un ha echivalează cu un potențial termic a 60 tone antracit (Gr. Obrejanu, 1964);

- *Procesul de respirație* al microorganismelor și al rădăcinilor plantelor;

- *Căldura internă* a globului pământesc.

7.3.1. Proprietăți termice ale solurilor

a) Încălzirea solului

În condițiile țării noastre, adică de zonă temperată, sub acțiunea radiațiilor solare în principal, solul se încălzește de la răsăritul soarelui până la ora 13, după care se răcește treptat.

În timpul anului, temperatura solului crește începând cu luna martie până în luna iulie, după care începe din nou să scadă.

Aceste legități, sau încălzirea solului, depind și variază foarte mult, în funcție de o serie de factori: latitudine, altitudine, expoziție, umiditatea atmosferică, adâncimea apei freatice, nebulozitate, curenți de aer și, mai ales, de proprietățile termice ale solului, cum sunt:

- *capacitatea de absorbție a radiațiilor solare*, adică, măsura în care radiațiile ajunse la suprafața solului sunt absorbite sau reflectate. Partea reflectată, care nu contribuie la încălzirea solului, exprimată în %, constituie *albedoul*, iar partea absorbită, care determină încălzirea solului, constituie *capacitatea de absorbție a solului*.

Capacitatea de absorbție, care variază în sens invers cu capacitatea de reflectare a căldurii radiațiilor solare, adică cu albedoul, depinde de următorii factori:

- culoarea solului – solurile închise au capacitate mare de absorbție a radiațiilor solare (90-85%) și albedou mic 10-15%, iar cele deschise la culoare au capacitatea de absorbție a razelor solare mai mică (65-75%) și albedo mai mare – 35-25%. Deci, solurile închise la culoare se încălzesc mai mult și mai repede decât cele deschise la culoare;
- umiditatea solului – capacitatea de absorbție este mai mare la solul umed decât la cel uscat. De exemplu, la un cernoziom umed, ea poate fi de 95%, față de numai 85% la cernoziomul uscat;
- starea de acoperire a solului cu vegetație și natura acesteia. De exemplu, un sol proaspăt arat are o capacitate de absorbție de 95%, acoperit cu iarbă uscată 80%, cu iarbă verde 75%, iar cu păduri de foioase 80-65%.

- *Căldura specifică a solului*, adică numărul de calorii necesar pentru ridicarea temperaturii unui gram de sol cu 1°C. Aceasta are valori cuprinse între 0,17-0,20 cal/g și depinde de constituenții solului (nisip, praf, argilă) și proporția de participare a acestora, adică, depinde de textura solului. Astfel, solurile nisipoase se încălzesc mai repede și mai mult decât solurile argiloase, care sunt considerate *soluri reci* față de cele nisipoase, considerate *soluri calde*.

- *Conductivitatea termică* reprezintă cantitatea de căldură care se scurge timp de o secundă printr-un strat de sol gros de 1cm și cu suprafața de 1cm².

Aceasta depinde tot de constituenții solului și proporția lor de participare. Cu cât procentul componentilor cu conductivitate termică mare este mai ridicat, cu atât solul se încălzește și se răcește mai mult și mai repede. De exemplu, încălzirea și răcirea mai accentuată a solurilor nisipoase, precum și încălzirea mai moderată a solurilor argiloase, sunt o consecință a căldurii specifice mai mici și, respectiv, mai mari, dar și a conductivității termice mai ridicate și, respectiv, mai scăzute.

La solurile argiloase, un rol determinant îl are și apa, care le mărește conductivitatea termică, deci și transmiterea căldurii spre straturile mai reci din adâncime.

Deoarece aerul are o conductivitate termică precum și o căldură specifică mult mai mici decât apa, solurile uscate, poroase, deci structurate, se

încălzesc la suprafață ziua și se răcesc noaptea mai puternic decât solurile umede, compacte.

În tabelul 7.7, sunt redate valorile acestor constante la principalii componenți ai solului.

Tabel 7.7.

Căldura specifică, capacitatea calorică și conductivitatea termică a unor constituienți ai solului

Constituientul	Căldura specifică Cal/g/grad	Capacitatea calorică Cal/grad/cmp	Conductivitatea termică Cal/cmp/grad/s
Nisip (de cuarț)	0,19	0,51	0,0024
Argilă	0,22-0,29	0,55	0,0022
CaCO ₃	0,21	0,55	-
Humus	0,47	0,58	0,0027
Apa	1,00	1,00	0,00136
Aer	0,2399	0,000306	0,00057

b) Răcirea solului (pierderea căldurii)

De multe ori, concomitent cu încălzirea solului, au loc și pierderi de căldură, adică răcirea solului.

Răcirea accentuată însă, are loc când pierderile nu sunt compensate prin aportul de căldură, adică în jurul orelor 13-14, când solul începe să se răcească și temperatura scade, la început rapid, și apoi mai încet, până în dimineața următoare.

Pierderile de căldură au loc prin următoarele căi:

- radiații calorice din sol în atmosferă. Pierderile prin această modalitate sunt mai mari la solurile nisipoase și la solurile uscate față de cele argiloase și, respectiv, cele umede. În consecință, vegetația și zăpada au un rol protector pentru căldura din sol;
- transfer spre straturile din profunzime datorită conductibilității termice;
- evaporarea apei din sol. Spre exemplu, la o temperatură de 20°C, se consumă 585 calorii pentru transformarea în vapori a unui gram de apă din sol, deci cele 257 cal/cm² energie calorică absorbită zilnic de sol în condiții medii pot fi consumate în întregime pentru evaporarea a 4 mm coloană de apă în 24 de ore.

7.3.2. Regimul termic al solului

*Totalitatea fenomenelor de încălzire, păstrare și pierdere a căldurii solului poartă denumirea de **regim termic** sau **bilanțul termic al solului**.*

Cunoașterea regimului termic al solului are o mare importanță din punct de vedere practic, deoarece este în strânsă legătură cu fenomenele de îngheț-dezghet ale apei din sol, cu epocile de însămânțare a diferitelor plante, stabilirea sortimentului de culturi, a soiurilor sau hibrizilor corespunzători.

Regimul termic sau bilanțul termic al solului se exprimă prin următoarea relație:

$$Q = (S' + D) - R - E_{ef} \pm P \pm LE \pm V,$$

în care:

Q – cantitatea de căldură efectivă primită sau pierdută în unitate de timp de către stratul de la suprafața solului;

$S' + D$ – fluxul de radiație solară (directă și difuză) ajunsă la sol;

R – radiația reflectată;

E_{ef} – radiația efectivă a solului;

P – căldura migrată în adâncimea solului ziua sau spre suprafața noaptea;

LE – consumul de căldură pentru evaporarea apei din sol (L) și căldura de condensare a vaporilor de apă din sol (E).

V – schimbul de căldură dintre sol și atmosferă;

$\pm$ arată că fluxul de căldură poate să aibă direcții diferite ziua și noaptea;

Atunci când Q crește, bilanțul termic este pozitiv, adică solul se încălzește, iar când Q scade bilanțul termic este negativ, solul se răcește.

În funcție de dinamica în timp, regimul termic poate fi: diurn, lunar, sezonier, anual și multianual.

În funcție de caracteristicile lui, regimul termic poate fi: echilibrat, blând, exagerat de rece, exagerat de cald.

O importanță deosebită prezintă caracteristica principală a regimului termic al solului și, anume, durata *perioadei bioactive*.

Regimul termic, expresie a factorilor externi și a proprietăților solului, exercită, la rândul lui, o însemnată influență atât asupra solului, cât și a mediului înconjurător. De exemplu, regimul termic influențează proprietățile fizice, chimice și biologice din sol, deci formarea și evoluția acestuia. În cazul solurilor reci, microflora este săracă și puțin activă, humificarea redusă, descompunerea materiei organice și eliberarea substanțelor nutritive slabă etc.

Perioada bioactivă este acea perioadă de timp în care temperatura solului, cel puțin în orizontul de la suprafață, este favorabilă dezvoltării microorganismelor și rădăcinilor plantelor, adică numărul de zile cu temperatura medie mai mare de 5°C.

În condițiile fizico-geografice ale României, durata perioadei bioactive este diferită, fiind cuprinsă între cca. 65 de zile, în etajul alpin superior, și cca. 240 de zile, în stepă.

Luând în considerare numărul zilelor cu temperaturi medii $>10^{\circ}\text{C}$, ICPA a stabilit următoarele clase de durată termică activă:

- extrem de mică < 30
- foarte mică 31-90
- mică 91-150
- mijlocie 151-180
- mare 181-210
- foarte mare 211-240
- extrem de mare >240

Regimul termic poate fi influențat prin metode cum sunt:

- îndepărtarea excesului de apă pentru favorizarea încălzirii solului;
- încorporarea gunoierului de grajd și a altor materii organice care prin descompunere degajă căldură;
- folosirea de straturi protectoare la suprafața solului (mulcirea cu diferite materiale în vederea pierderilor de căldură);
- reținerea zăpezii;
- lucrări diferențiate a solurilor. De exemplu, mai adânci în cazul solurilor cu textură fină și exces de umiditate;
- utilizarea de ape de irigație cu temperaturi mai ridicate decât ale solului (ținută în bazine ș.a.).

Temperatura solului joacă un rol crucial în creșterea și dezvoltarea plantelor, precum și în funcționarea organismelor din sol. Cunoașterea temperaturii solului are importanță practică pentru agricultură influențând:

- *Germinarea semințelor*: temperatura solului este vitală pentru germinarea semințelor. Fiecare specie de plante are un interval de temperatură optim pentru germinare la care este stimulată activitatea enzimatică necesară pentru ca semințele să iasă din starea de latență și să înceapă să crească.. Dacă solul este prea rece, este posibil ca semințele să nu germineze, în timp ce solul prea cald poate deteriora semințele sau poate face ca acestea să nu încolțească (NRCS, 2011).
- *Dezvoltarea rădăcinilor*: un sol rece încetinește creșterea rădăcinilor și absorbția nutrienților, în timp ce un sol excesiv de cald poate afecta celulele rădăcinilor, reducând capacitatea acestora de a absorbi apă și nutrienți.
- *Activitatea microbială*: Organismele din sol sunt esențiale pentru ciclul nutrienților, descompunere și menținerea fertilității solului, iar bacteriile, ciupercile și viermii de pământ sunt sensibile la temperatura solului. Majoritatea funcționează cel mai bine într-un anumit interval de

temperatură (de obicei între 50-70°F sau 10-21°C). Condițiile prea reci sau prea calde pot încetini activitatea microbiană sau ucide organismele benefice, ceea ce poate perturba ecosistemul solului (Hillel, 2004).

- Disponibilitatea nutrienților: solurile mai calde favorizează descompunerea materiei organice, făcând nutrienții mai ușor de absorbit de către rădăcinile plantelor. Solul rece încetinește acest proces, ceea ce duce la o disponibilitate redusă a nutrienților și, eventual, la întârzierea creșterii plantelor (Roth și Powlson, 2008).
- Metabolismul plantelor: procesele metabolice ale plantelor, inclusiv fotosinteza, respirația și transpirația, sunt influențate de temperatura solului. Astfel, un sol mai cald încurajează un metabolism mai rapid, ceea ce ajută plantele să asimileze apa și substanțele nutritive mai eficient. În schimb, temperaturile excesiv de ridicate ale solului pot stresa plantele, încetinind fotosinteza și reducând productivitatea generală a plantelor.
- Protecția împotriva înghețului: temperaturile scăzute din sol pot duce la deteriorarea prin îngheț, în special în zona rădăcinilor. O gestionare adecvată a temperaturii solului ajută la prevenirea daunelor cauzate de îngheț.

CAPITOLUL 8 PROPRIETĂȚI CHIMICE ALE SOLULUI

Alături de însușirile fizice, fizico-mecanice, hidrofizice, de aerație și termice ale solului, o importanță deosebită pentru starea lui de fertilitate, deci și pentru creșterea și dezvoltarea plantelor, o au și însușirile chimice ale solului și, mai ales, cele legate de coloizii din sol și soluția solului.

8.1. COLOIZII SOLULUI

*Totalitatea particulelor fine ale solului, adică cele de mărimi coloidale (0,1 microni în chimie și 2 microni în pedologie) ce se găsesc fie libere, în stare de dispersie în spațiile dintre particulele de nisip, praf și argilă, fie fixate sub formă de particule fine la suprafața acestor particule, poartă denumirea de **coloizii solului**.*

După natura lor, coloizii solului sunt:

- *minerali*: argila, hidroxizi de Fe, Al, Mn, silicea coloidală, diverse minerale primare etc.
- *organici*: acizi humici și alte materii humice, hidrați de carbon, proteine etc.
- *organo-minerali*: humați, argilo-humați, fero și aluminohumați etc.

Coloizii minerali se formează în general în timpul procesului de solificare, prin dispersarea mineralelor primare în particule din ce în ce mai mici, sau prin condensarea produșilor de alterare în complexe coloidale.

Coloizii organici se formează, ca și cei minerali, prin dispersarea înaintată a resturilor organice în timpul descompunerii, sau condensarea produșilor rezultați în molecule complexe și agregate de molecule.

Coloizii organo-minerali sunt compuși formați din acizi humici sau alți acizi organici cu elemente și compuși minerali (hidroxizi de fier și aluminiu, mineralele argiloase etc).

Coloizii solului trec în mediul de dispersie, reprezentat prin soluția solului, sub formă de particule cu o anumită alcătuire, cunoscute sub denumirea de **micele coloidale**.

8.1.1. Alcătuirea miclei coloidale

Micela coloidală este alcătuită dintr-un nucleu înconjurat de diferiți ioni dispuși sub formă de straturi (fig. 8.1).

Nucleul este format dintr-o moleculă sau un agregat de molecule sau dintr-un fragment foarte fin, mai mic decât 1-2 microni, al rețelei cristaline (în cazul mineralelor argiloase, oxizilor și hidroxizilor).

La suprafața nucleului, se găsește un strat de ioni, denumit *strat intern determinant de potențial*. Dacă ionii din acest strat sunt pozitivi, coloidul este electropozitiv, iar dacă sunt negativi, coloidul este electronegativ.

În continuarea stratului intern, se găsesc alți ioni de semn contrar celor precedenți, denumiți din această cauză *ioni compensatori*.

Aceștia sunt dispuși astfel încât formează două straturi succesive, diferite în ce privește densitatea și mobilitatea ionilor respectivi. Primul strat este alcătuit din ioni dispuși dens, puternic legați, deci, practic imobili, denumit *strat dens de ioni*, iar următorul este format din ioni dispuși difuz, slab legați, deci, mobili, denumit *strat difuz de ioni* sau *strat adsorbit*.

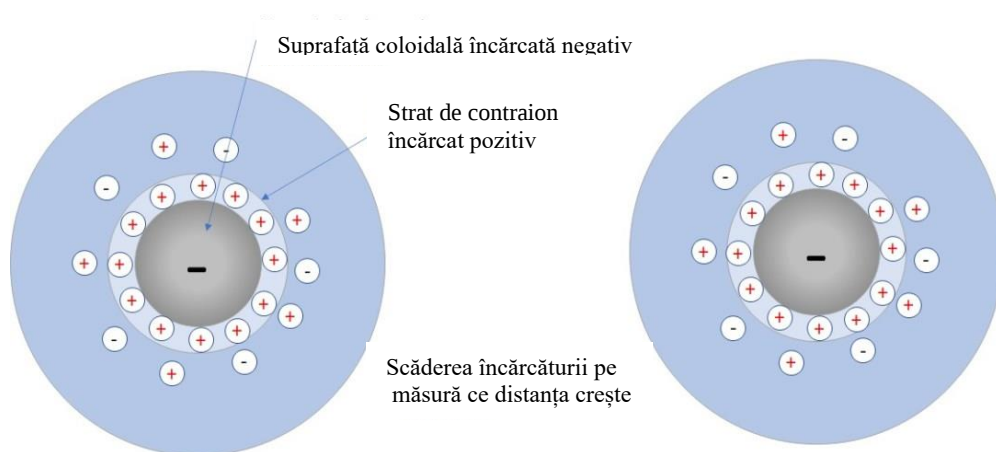


Fig. 8.1 Structura unei micle coloidale

Rezultă că argila, humusul și silicea coloidală sunt coloizi electronegativi, iar coloizii de Fe și Al sunt coloizi electropozitivi.

În sol predomină coloizii încărcăți negativ (humus, argilă, silice coloidală). Coloizii din sol se unesc, se asociază unii cu alții, alcătuind ceea ce se cunoaște sub denumirea de „*complexe coloidale*”, „*complexe coloidale organo-minerale*” sau „*argilohumice*” (fiindcă în alcătuirea lor predomină argila și humusul).

Dat fiind că principala însușire a coloizilor este adsorbția, complexe coloidale se mai numesc și „*complexe adsorbitive ale solului (CAS)*”.

8.1.2. Capacitatea de adsorbție a solului

*Însușirea solului de a atrage și de a reține din soluția solului substanțe minerale, în stare de dispersie moleculară sau ionică, se numește **adsorbție**, care denumește ansamblul fenomenelor ce alcătuiesc capacitatea de fixare*

Termenul de adsorbție a solului se referă la capacitatea solului de a atrage și reține substanțe pe suprafața sa. Aceste substanțe pot fi apă, substanțe nutritive (potasiu, calciu etc), sau contaminanți, inclusiv metale grele sau pesticide. Acest concept este de o importanță capitală în domeniul chimiei solului și al științei mediului, deoarece se referă la aspectele vitale ale nutriției plantelor, calității apei și reducerii poluării.

Adsorbția este:

- adsorbție moleculară
- adsorbție ionică a) cationică
b) anionică

8.1.2.1. Capacitatea de adsorbție moleculară

Adsorbția moleculară, numită și adsorbție fizică sau polară, constă în atragerea, adsorbția sau reținerea la suprafața particulelor de sol, a unor substanțe în stare de dispersie moleculară.

Acest fenomen are loc mai ales la suprafața particulelor coloidale care au sarcini electrice libere și care atrag moleculele dipolare din soluția solului.

Pe această cale solul reține, de exemplu, moleculele de apă care, având caracter de dipol (adică centrul sarcinilor pozitive nu corespunde cu centrul sarcinilor negative), îmbracă particulele de sol cu o peliculă subțire, așa numita *apă de higroscopicitate și peliculară*.

Pe această cale, pot fi reținute și moleculele de amoniac, CO₂, acizi humici, oxizi de Fe etc., care, de asemenea, formează pelicule în jurul particulelor coloidale.

Întrucât acest fenomen este de suprafață (reversibil și nespecific, nu formează legături chimice), la solurile cu textură argiloasă (deci cu particule mai fine și cu suprafață de contact mai mare), capacitatea de reținere moleculară este maximă, iar la solurile cu textură nisipoasă această capacitate este minimă.

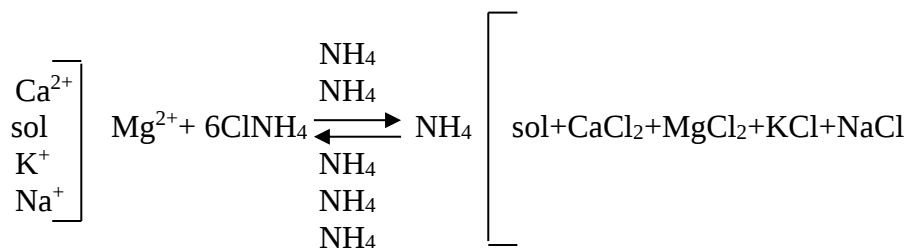
8.1.2.2. Capacitatea de adsorbție ionică

Proprietatea coloizilor solului de a adsorbi la suprafața lor diferiți ioni, poartă denumirea de adsorbție ionică. În funcție de natura ionilor adsorbiți, avem:

A. Capacitatea de adsorbție cationică, numită și *adsorbție fizico-chimică* sau *adsorbție polară*, constă în adsorbția din soluția solului a ionilor pozitivi, adică a cationilor.

În acest fel, în stare adsorbită, se pot găsi diferiți cationi cum sunt cei de Ca, Mg, Na, K, H, Al, Fe, Mn, Zn, Cu, NH_4 etc. Acești cationi reținuți de către particulele coloidale a solului (argila și humusul), prin reacții de schimb cu alți cationi, pot ajunge din nou în soluția solului, de unde și denumirea de *adsorbție cationică* sau *schimb cationic*.

Particulele de sol - în special mineralele argiloase și materia organică (humus) poartă o sarcină negativă pe suprafața lor. Aceste sarcini negative atrag și rețin cationii încărcăți pozitiv, împiedicându-i să fie ușor spălați de apă. Cu toate acestea, plantele pot schimba ioni de hidrogen (H^+) din rădăcinile lor în cationi nutritivi precum K^+ sau Ca^{2+} . Are loc astfel un permanent schimb de cationi între faza solidă și faza lichidă a solului, fixarea cationilor fiind superficială.



Studiul adsorbției cationice, prin utilizarea unor substanțe cu capacitate mare de schimb cationic, cum sunt zeoliții (aluminosilicați hidratați) sau unii produși sintetici (permutiți, cationiți) (Blaga Gh. 2004,), a arătat că acest schimb cationic are loc după următoarele *legi (regularități)*:

- *legea echivalenței* – numărul de miliechivalenți (m.e.) de cationi adsorbiți de complexul coloidal este egal cu numărul de miliechivalenți ce trec din complexul coloidal în soluție. Importanța practică a acestei legi constă în posibilitatea calculării necesarului de amendamente.
- *legea reversibilității* – schimbul de cationi este un proces reversibil. Reversibilitatea asigură mobilitatea cationilor pentru nutriția plantelor, continuitate și condiții de asigurare permanentă a plantelor cu nutrienți. Astfel, când soluția solului sărăcește în cationi de K, se eliberează cationi de K din complex și invers, dacă se îmbogățește soluția solului în K, printr-un aport de îngrășăminte potasice, complexul coloidal se îmbogățește în cationi de K. Importanța practică a acestei reguli constă în faptul că o serie de cationi necesari pentru nutriția plantelor (NH_4 , Ca, Mg, K), introduși în sol sub formă de substanțe fertilizante, sunt adsorbiți prin schimb și, drept urmare, feriți de levigare în profunzime,

ca apoi, treptat, tot prin schimb, să ajungă din nou în soluția solului de unde sunt luați de către plante.

- *legea echilibrului* – schimbul cationic, ca orice reacție reversibilă, are loc până la stabilirea unui echilibru între soluția solului și complexul coloidal. Acest echilibru, ce se stabilește relativ ușor, are un caracter dinamic, adică are tendința de a se deplasa într-o direcție sau alta, în funcție de diferiți factori cum ar fi:
 - natura anionilor sau cationilor din soluție;
 - modificarea compoziției și concentrației soluției prin ploii sau irigații.

Astfel, prin amendare, complexul coloidal este saturat cu Ca^{2+} , care au înlocuit cationii de H^+ , iar în timp, H^+ înlocuiește din complex Ca^{2+} , care ajunge în soluția solului.

- *legea energiei de adsorbție* – energia de adsorbție a cationilor din soluție și energia de deplasare a cationilor din complexul coloidal depinde de valență și de gradul de hidratare a cationilor. Energia de adsorbție crește cu masa atomică și cu valența cationilor, și scade pe măsura creșterii gradului de hidratare. Excepție fac ionii de H^+ , care sunt reținuți mai puternic decât cei polivalenți.

Capacitatea de schimb cationic este una dintre cele mai importante însușiri chimice ale solului și pentru caracterizarea ei se folosesc următorii indici:

- a) capacitatea de schimb pentru baze;
- b) capacitatea de schimb pentru hidrogen;
- c) capacitatea totală de schimb cationic;
- d) gradul de saturație în baze.

a) Capacitatea de schimb pentru baze

În complexul coloidal al solului, în mod obișnuit, sunt adsorbiți cationi bazici Ca, Mg, K, Na, precum și cationi de H. *Suma cationilor bazici adsorbiți în complexul coloidal al solului se numește capacitate de schimb pentru baze.*

Capacitatea de schimb pentru baze se notează cu SB sau S și se exprimă în me/100 g sol uscat la 105°C.

Suma bazelor (SB), la solurile din țara noastră, variază între limite largi între 1-40 sau chiar 1-50 me, valorile mari fiind caracteristice solurilor bogate în humus și argilă, nelevigate, adică nespălate, iar valorile mai mici, pentru solurile sărace în humus și argilă sau levigate puternic, chiar dacă sunt bogate în humus și argilă. Astfel, SB descrește din stepă spre zona de pădure (tabel 8.2).

Putem observa că solurile cu SB mare se găsesc și în zonele mai umede, dar numai atunci când s-au format pe roci bogate în elemente bazice (calcare, marne etc.). Dintre orizonturi, orizontul Cca – carbonatoluvial – este

întotdeauna saturat în baze. În funcție de mărimea acestei valori, s-au stabilit așa numitele clase de sumă a bazelor schimbabile (tabelul 8.1).

Tabel 8.1

Clase de sumă a bazelor schimbabile (I.C.P.A, 1987)

Denumire	Limite (m.e. la 100 g sol)
extrem de mică	<3
foarte mică	4-7
mică	8-15
mijlocie	16-25
mare	26-35
foarte mare	36-60
extrem de mare	>61

b) Capacitatea de schimb pentru hidrogen

Suma cationilor de H^+ adsorbiți în complexul coloidal al solului se numește capacitatea de schimb pentru hidrogen (aciditate hidrolitică totală):

- se notează cu SH sau H ;
- se exprimă în me/100 g sol uscat la $105^\circ C$;
- valoarea acestui indice, în condițiile țării noastre, rar ajunge să depășească 10 me/100 g sol uscat la $105^\circ C$.

Cele mai ridicate valori se găsesc la solurile puternic levigate și debazificate, deci cele din zona mai umedă. Prin urmare, valoarea acestui indice este invers proporțională cu SB, deci crește din stepă spre zona de pădure, unde odată cu spălarea $CaCO_3$ în profunzime, cationii de H^+ proveniți prin disocierea H_2CO_3 dizolvat în apa de precipitații pătrund în complexul coloidal în locul cationilor bazici, unde sunt reținuți puternic. Reacția are loc astfel.

De remarcat că nu există soluri saturate numai cu H , însă există soluri saturate numai cu baze (de exemplu, kastanoziomurile).

c) Capacitatea totală de schimb cationic

Reprezintă suma tuturor cationilor adsorbiți și care pot fi înlocuiți prin reacții de schimb.

- se notează cu T ;
- se exprimă în me/100 g sol uscat la $105^\circ C$;
- valorile acestui indice variază între 8-44 me/100 g sol uscat la $105^\circ C$, în funcție de conținutul solului în coloizi electronegativi și anume, humus și argilă, și de natura acestora.

Capacitatea de schimb cationic este influențată de conținutul de humus, textură, pH și tipul de mineral argilos (smectitic sau nesmectitic).

Diferitele tipuri de humus, precum și diferitele tipuri de argilă au capacități totale de schimb cationic diferite.

Așa cum se știe, conținutul solului în argilă influențează direct textura solului deci, între textură și capacitatea totală de schimb cationic este o strânsă corelație (tabelul 8.2).

Tabel 8.2.

**Valorile capacității totale de schimb cationic în funcție de textură
(Blaga Gh., 2004)**

Textura	Argila fizică %	T me/100 g sol
Nisipoasă	0-9	2
Nisipo-lutoasă	14-18	5
Luto-nisipoasă	24-29	11
Lutoasă	30-44	15
Luto-argiloasă	45-60	20
Argiloasă	61-100	25

Clasele de capacitate totală de schimb cationic la pH 8,3 ($T=8,3$), după ICPA (1997), sunt prezentate în tabelul 8.3.

Tabel 8.3.

**Clase de capacitate totală de schimb cationic la pH 8,3
(Metodologia elaborării studiilor pedologice, 1987)**

Denumirea	Limite (me/100 g sol)
Extrem de mică	5
Foarte mică	6-20
Mică	11-20
Mijlocie	21-35
Mare	36-55
Foarte mare	56-80
Extrem de mare	81

Când $SB=100$, rezultă că $T=SB$. Dacă $SB<100$, $T=SB+SH$.

Importanța T se reflectă în:

- fertilitatea solului: cu cât T este mai mare cu atât capacitatea de reținere a nutrienților este mai mare;
- gestionarea solului: ajută la stabilirea cantității și frecvenței de aplicare a îngrășămintelor;
- sănătatea solului: indică cât de bine poate solul să amortizeze schimbările de pH sau nivelurile de nutrienți.

De exemplu, la aplicarea fertilizanților pe un sol nisipos ($T = 5$) nutrienții se pierd rapid, deci este nevoie de doze mai mici și mai frecvente. În schimb, la aplicarea pe un sol argilos ($T = 30$) substanțele nutritive se rețin mai mult timp, deci sunt necesare mai puține aplicări.

c) Gradul de saturație în baze (V%)

Reprezintă gradul în care complexul coloidal este saturat cu cationi bazici (Ca, Mg, K, Na), adică raportul dintre suma bazelor schimbabile și capacitatea totală de schimb cationic.

- se notează cu V;
- se exprimă în procente (%);
- se calculează cu relația $V\% = \frac{SB}{T} \cdot 100$

$$\text{sau } V\% = \frac{SB}{SB + SH} \cdot 100$$

- valorile acestui indice pot ajunge la 100, când complexul coloidal este saturat numai cu cationi bazici;

Clasele de saturație în baze, după ICPA (1987), sunt prezentate în tabelul 8.4 (încadrarea solurilor se face pe baza gradului de saturație calculat cu T obținut prin însumarea bazelor schimbabile cu aciditatea totală determinată la pH 8,3) și în tabelul 8.5 (încadrarea solurilor se face pe baza gradului de saturație calculat cu T obținut prin însumarea bazelor schimbabile cu aciditatea hidrolitică).

Tabel 8.4.

Clase de saturație cu baze ($V_{pH\ 8,3}$) (Metodologia elaborării studiilor pedologice, 1987)

Denumire	Limite (me/100 g sol)
Extrem oligobazic	<10
Oligobazic	10-30
Oligomezobazic	31-55
Mezobazic	56-75
Eubazic	76-90
Saturat cu baze	>91

Tabel 8.5

Clase de saturație cu baze (V_{Ah})
(Metodologia elaborării studiilor pedologice, 1987)

Denumire	Limite (me/100 g sol)
Oligobazic	<40
Oligomezobazic	40-70
Moderat mezobazic	71-80
Submezobazic	81-90
Eubazic	91-100

Alcătuirea cationică a complexului coloidal influențează în mod direct însușirile fizice, chimice și chiar și pe cele biologice ale solului, deci, fertilitatea însăși. Astfel:

- însușirile fizice și fizico-mecanice sunt influențate de următoarea manieră: cationii de Ca și Mg coagulează ireversibil coloizii din sol, determinând formarea de agregate hidrostabile, deci, un regim aerohidric favorabil pentru creșterea și dezvoltarea plantelor, în timp ce în solurile nesaturate în baze, adică acolo unde predomină ionii de H, coloizii sunt dispersați, solurile sunt slab structurate și, ca urmare, regimul aerohidric este defectuos.

Cele mai rele însușiri fizice și fizico-mecanice imprimă solului prezența în cantitate mare a cationului de Na^{++} , care la o umiditate ridicată determină peptizarea coloizilor, astfel că solul are aspect de masă noroioasă, impermeabilă pentru apă și aer, iar în stare uscată, solul se contractă și crapă, rezultând fragmente bulgăroase compacte.

Solurile cu un procent ridicat de saturație cu baze sunt, în general, mai fertile, deoarece:

- conțin puțin sau deloc cationul acid Al^{3+} care este toxic pentru creșterea plantelor.
- au un pH mai ridicat (Fig.8.2); prin urmare, sunt mai protejate împotriva cationilor acizi proveniți din activitatea rădăcinilor plantelor și de la procesele care acidifică solul (nitrificare, ploi acide etc.), Kissel și Sonon, 2008.
- conțin cantități mai mari de cationi K^+ , Ca^{2+} și Mg^{2+} , nutrienți esențiali pentru plante.
- au activitate biologică mai intensă.

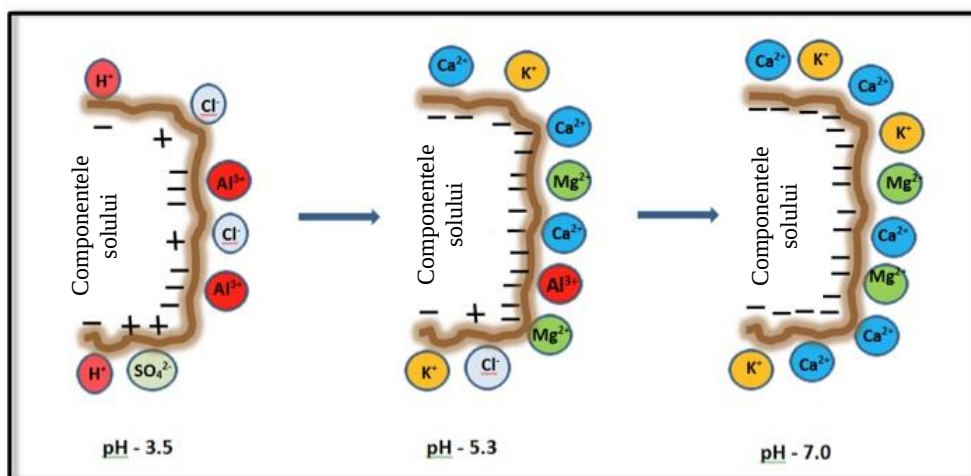


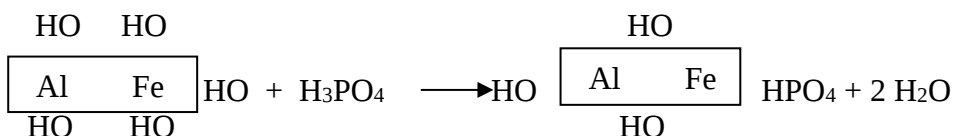
Fig.8.2 Influența pH-ului asupra capacității de adsorbție a cationilor.
<https://extension.uga.edu/publications/detail.html?number=C1040&title=cation-exchange-capacity-and-base-saturation>

B) Capacitatea de adsorbție anionică

Cunoscută și sub denumirea de *chemosorbție sau adsorbție chimică*, este fenomenul de reținere a anionilor din soluția solului (PO_4 , H_2PO_4 , SO_4 , NO_3 , Cl^-) la suprafața complexului coloidal sau de trecere a acestora în componența unor compuși greu solubili sau insolubili.

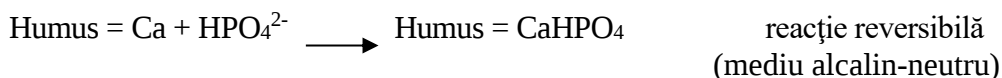
Deoarece principalii coloizi din sol au sarcină electrică negativă, deci adsorb cationi, adsorbția anionică este mai redusă (1-5%) și are loc numai la solurile cu orizonturi bogate în hidroxid de Fe și Al, care sunt coloizi electropozitivi, sau cu caracter amfoter.

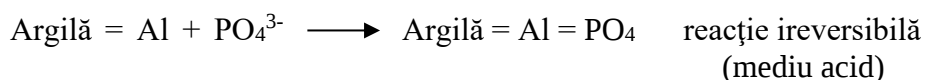
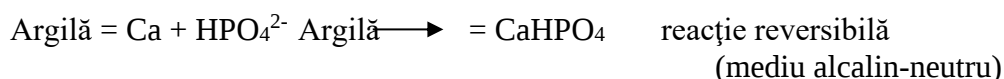
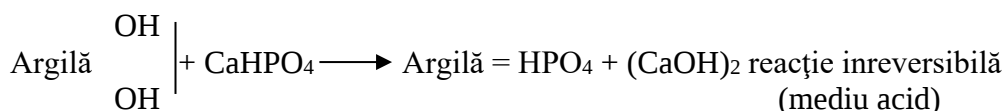
După G. GAUCHER (1968), adsorbția are loc conform următoarelor reacții:



Reacția are loc în mediu acid (punctul izoelectric al hidroxizilor de fier și aluminiu) situat între pH= 5-6 și este reversibilă.

Adsorbția anionilor fosforici, când sunt saturați cu Ca^{2+} , iar mineralele argiloase sunt debazificate și în alcătuirea lor intră ioni sau grupe OH, are loc conform reacțiilor de mai jos:





Adsorbția anionilor în sol prezintă o deosebită importanță pentru regimul fosforului din sol, spre deosebire de regimul potasiului, determinat de fenomenul de adsorbție cationică.

Anionii fosforici sunt reținuți în sol fie prin adsorbție la suprafața particulelor coloidale, fie prin trecerea lor sub formă de fosfați tricalcici (în cazul solurilor alcaline) sau fosfați de aluminiu și fier (în solurile acide).

P_2O_5 adsorbit reprezintă doar o mică parte din P_2O_5 total, dar el constituie cea mai mare parte a P_2O_5 asimilabil care, în soluri, variază între 500 și 3 000 Kg/ha.

Ca urmare, adsorbția anionică în sol are importanță deosebită în ce privește regimul fosforului din sol.

8.2. SOLUȚIA SOLULUI

Soluția solului se definește ca fiind *apa din sol încărcată cu diferite substanțe minerale și organice aflate în stare de dispersie ionică, moleculară sau coloidală, sau mediul din care plantele își absorb substanțele nutritive* numită de C. Chiriță și „sângele solului”.

8.2.1. Formarea și compoziția soluției solului

Principalele surse de aprovizionare a soluției solului cu apă sunt precipitațiile atmosferice și pânzele freatice, la care se adaugă, în anumite situații, apa de irigație.

Soluția solului are o compoziție complexă, cuprinzând toate elementele ce intră în componența plantelor: azot, fosfor, potasiu, magneziu, fier, sulf, sodiu etc. Aceste elemente, foarte importante pentru nutriția microelementelor și plantelor, se găsesc sub formă de compuși minerali și organici, dintre care mai importanți sunt:

- amoniacul, dioxidul de carbon;

- acizii minerali (azotos (HNO_2), azotic (HNO_3), carbonic (H_2CO_3), clorhidric (HCl), fosforic (HPO_4), sulfuric (H_2SO_4));
- sărurile acizilor minerali cu calciu, magneziu, potasiu, sodiu;
- sărurile acizilor organici;
- compușii fierului, aluminiului, manganului ș.a.

Sursa principală de substanțe a soluției solului o constituie faza solidă a solului, minerală și organică. Astfel, prin alterarea mineralelor și descompunerea materiei organice, soluția solului se îmbogățește cu diferite substanțe solubile. De asemenea, apa de ploaie (meteorică), care în mod obișnuit are un pH 5,0-5,5, conține pe lângă dioxid de carbon, și oxigen, oxizi de azot, clor, hidrogen sulfurat ș.a.

În ceea ce privește apele freatice, acestea alimentează soluția solului când se află la adâncime mică. În mod obișnuit, apele freatice sunt mai mult sau mai puțin mineralizate, în funcție de compoziția mineralogică a straturilor geologice străbătute. Apa de irigație, indiferent de proveniența ei, are o mineralizare mult mai mare decât apa de precipitații.

Compoziția soluției solului este la fel de complexă și din punctul de vedere al stării de dispersie a componentelor sale. Astfel, soluția solului conține diferite substanțe minerale, organice și organo-minerale, în stare de dispersie ionică, moleculară sau coloidală.

Substanțele coloidale reprezintă între 1/20 și 1/4 din reziduul uscat al soluției solului și sunt constituite din acizi humici, hidroxizi de fier și aluminiu, silice coloidală ș.a.

În stare de dispersie moleculară, în soluția solului se găsesc aminoacizi, zaharuri, amide etc. Dispersiile moleculare sunt soluțiile reale ale unei faze dizolvate într-un solvent. Dizolvatul se află sub formă de molecule separate, distribuite omogen în solvent. Exemplu: soluție apoasă de săruri, glucoză. Cea mai mare parte a diferiților compuși chimici (acizi, săruri ș.a.) se găsesc parțial disociați sub formă de ioni (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , OH^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , HPO_4^{2-} ș.a.). Proporția acestor ioni este foarte variabilă (de exemplu Ca^{2+} ajunge la 30 me/l, Mg^{2+} la 5-6, NO_3^- și SO_4^{2-} la 3-6 me, H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} la 0,1-0,2 me ioni/l). Cationul de calciu este cel mai abundent în soluția solului, iar cationul de amoniu apare numai sub formă de urme, deoarece pe măsură ce se formează este fie adsorbit, fie nitrificat.

După cum s-a arătat, soluția solului este foarte diluată, în mod obișnuit concentrația nu depășește câteva grame la litru. Creșterea concentrației soluției solului este însoțită de ridicarea presiunii osmotice deci, de micșorarea accesibilității apei pentru plante, influențând în mod negativ și activitatea microorganismelor. Acest fenomen este frecvent în solurile ce conțin săruri ușor solubile (Salsodisoluri).

Soluția solului este mediul pentru nutrienții plantelor. Multe reacții chimice importante implică soluția solului. Majoritatea reacțiilor din sol au loc

la interfața soluție de sol/sol. Nutrienții sunt eliberați din de către partea solidă a solului în soluție pentru a fi absorbiți de către plante. Compoziția și concentrația soluției solului nu sunt rezultatul unui simplu proces de dizolvare a fazei solide în apa solului, ci al unui complex de procese (fizice, fizico-chimice, biochimice) cu caracter dinamic foarte accentuat.

Datorită acestui fapt compoziția și concentrația soluției solului variază foarte mult de la un sol la altul, în funcție mai ales de:

- intensitatea activității biologice din sol și conținutul în humus;
- cantitatea, gradul de solubilitate și natura substanțelor solubile în sol;
 - complexul coloidal al solului; Pentru particulele de argilă (coloidale) cu dimensiunea lor sub 2 μm , cu suprafața lor mare, interacțiunea cu soluția solului este suficient de mare pentru a afecta semnificativ compoziția soluției de sol.
 - cantitatea de apă din sol și capacitatea de dizolvare a fazei lichide ș.a. La conținutul de apă corespunzător capacității de câmp (CC), cea mai mare parte a soluției de sol se află în contactele dintre particulele de nisip și praf și în porii sub 10 μm . (MF. Khudbair, 2018)

Activitatea biologică este foarte intensă la solurile bogate în humus, iar în urma descompunerii acestora de către microorganisme, rezultă diferite substanțe minerale a căror prezență în soluția solului este favorabilă plantelor. În solurile cu activitate biologică lentă, conținutul în humus este foarte redus, astfel că în soluția solului ajung numai cantități foarte mici de elemente nutritive.

În solurile acide, soluția solului este bogată în săruri minerale (săruri ușor solubile) sau organice (substanțe humice dispersate coloidal). În zonele cu climat umed solurile fiind puternic levigate, soluția solului este săracă în elemente solubile. Atât salinitatea, alcalitatea sau alcalinitatea soluției solului, cât și aciditatea sunt dăunătoare pentru plante.

Cantitatea de apă din sol determină deopotrivă concentrația soluției solului precum și compoziția ei. Astfel, cu cât cantitatea de apă este mai mare, cu atât crește posibilitatea de solubilizare a diferiților compuși, însă concentrația lor scade.

În general, gradul de umiditate a solului nu influențează sensibil concentrația soluției solului în elementele nutritive (fosfor, potasiu, calciu ș.a.), aceasta rămânând practic constantă sau variind foarte puțin, chiar când umiditatea variază între limite foarte largi.

Sidiqov și colaboratorii (2024) menționează faptul că, în condiții de irigare pe parcursul perioadei de creștere, compoziția soluțiilor de sol, împreună cu concentrația și raportul dintre diferiți compuși, suferă variații

sezoniere. Această fluctuație este determinată de procesul de nutriție a plantelor. S-a observat că soluția de sol prezintă o concentrație ridicată la începutul sezonului de creștere și apoi se diminuează în etapele ulterioare ale sezonului de creștere datorită impactului direct al factorilor de creștere ai plantei.

8.2.2. Soluția solului ca factor ecologic

Dat fiind că soluția solului constituie sursa directă de aprovizionare a plantelor cu elemente nutritive, creșterea și dezvoltarea plantelor depinde direct de caracteristicile soluției solului. Astfel, salinitatea, alcalitatea, alcalinitatea și aciditatea pronunțată a soluției solului devin nefavorabile pentru majoritatea plantelor de cultură.

8.2.2.1. Salinitatea, alcalitatea și alcalinitatea solului. Toleranța plantelor la săruri

Salinitatea, adică *acumularea de săruri ușor solubile* (cloruri, sulfați, bicarbonați, carbonați, nitrați) a solului peste anumite limite (soluri salinizate sau saline), determină condiții ecologice nefavorabile pentru plante prin:

- creșterea suționii osmotice a soluției solului, scăzând totodată accesibilitatea apei pentru plante;
- efectul toxic al diferiților ioni în exces prin producerea unor perturbări în absorbția altor ioni. În ce privește gradul de toxicitate al diferitelor săruri din soluția solului, se consideră că, dacă toxicitatea Na_2SO_4 și MgSO_4 este egală cu 1, toxicitatea NaCl și MgCl_2 este egală cu 2-3, iar toxicitatea Na_2CO_3 este egală cu 4-5.

Alcalitatea este dată de gradul de saturație al complexului coloidal cu Na (soluri alcalice sau sodice), care peste o anumită limită influențează negativ creșterea și dezvoltarea plantelor prin influență negativă asupra proprietăților solului sau chiar efect toxic asupra plantelor.

Alcalinitatea este însușirea soluției unor soluri saline și alcalice de a avea o reacție alcalină până la foarte puternic alcalină – pH H_2O =8,00-10,00 – pe seama concentrației excesive a ionilor de OH^- față de ionii de H^+ , cu un însemnat efect toxic, atunci când în sol se formează sarea foarte toxică, care este Na_2CO_3 .

Toleranța plantelor la săruri

Însușirea plantelor de a suporta o concentrație ridicată de săruri ușor solubile în soluția solului sau de a produce recolte bune, chiar și în condiții de salinitate slabă sau moderată, se numește toleranța plantelor la săruri.

Plantele au capacitate diferită de a suporta sărurile solubile în sol, unele sunt foarte sensibile, altele sunt adaptate morfologic și fiziologic la excesul de

săruri, astfel că se dezvoltă mai bine în aceste de condiții decât pe solurile normale (Chiriță, 1974).

Gradul de toleranță depinde de:

- condițiile climatice;
- concentrația și natura sărurilor;
- textură;
- regimul hidric al solului;
- conținutul în CaCO_3 și CaSO_4 ;
- modul de folosință a terenului: irigat sau neirigat;
- specia sau soiul cultivat;
- faza de creștere a plantei.

Toleranța plantelor la salinitate este foarte variată în funcție de factorii mai înainte arătați, putând fi:

- scăzută, cu valori de 0,1-0,4% (măr, păr, fasole, bob ș.a);
- mijlocie, cu valori de 0,4-0,6% (viță de vie, ceapă, trifoi, orez ș.a);
- ridicată, cu valori $>0,6\%$, de exemplu la măsline, mei, spanac, orz ș.a.

Salinitatea poate întârzia sau chiar împiedica germinarea semințelor. Pe măsură ce celulele radiculare tinere întâlnesc o soluție de sol bogată în săruri, acestea pot pierde apă prin osmoză în favoarea soluției de sol mai concentrate. Drept urmare se produce plasmoliza celulelor, celulele se colapsează, activitățile metabolice sunt împiedicate iar planta moare. (<https://plantlet.org/importance-of-soil-solution/>)

Toleranța plantelor la alcalitate – prezența cationului de Na^+ în solurile alcalice și cele alcalizate în proporție ridicată, în complexul coloidal, deci și în soluția solului, are efecte nefavorabile asupra creșterii plantelor, care se manifestă direct, prin toxicitate, și indirect, asupra însușirilor solului.

Și această toleranță este foarte diferită, astfel:

- scăzută (Na^+ adsorbit $<10\%$ din T), de exemplu, la pomi fructiferi;
- mijlocie (Na^+ adsorbit = 20-30% din T), de exemplu, la ovăz, orez, trifoi ș.a;
- ridicată (Na^+ adsorbit = 40-60% din T), de exemplu, la grâu, orz, lucernă, bumbac ș.a.

Toleranța plantelor la alcalinitate, adică la concentrația mare de OH^- față de H^+ , conduce la fenomene toxice și mai ales dereglări în adsorbția de Fe, Zn și P, iar în regiunile umede, de Ba și Mn. La un pH >10 apar vătămări și chiar dizolvarea rădăcinilor subțiri.

8.2.2.2. Toxicitatea acidității și a ionilor de H^+ și Al^{+++}

Mult timp s-a considerat că un sol ideal ar trebui să fie neutru sau cel puțin slab alcalin. În prezent, se consideră însă, că și o aciditate ușoară este

favorabilă asimilării elementelor nutritive din sol (6-6,5), iar o aciditate excesivă este o adevărată „boală” a solului.

Într-adevăr, unele cercetări experimentale din ultimul timp, îndeosebi cele efectuate în soluții nutritive, au arătat că aciditatea cauzată de ionii de H^+ din soluția solului nu este toxică, decât când este mai pronunțată. Astfel, s-a constatat că orzul, care în culturile de câmp are optimul de creștere în intervalul de pH 6,0-7,3, iar când $pH < 5,0$ nu reușește să crească și piere, în soluție nutritivă cu pH 4,5 a crescut bine.

Al din soluția solului poate fi în formă liberă sau formând complexe, perechi ionice sau chelați cu ioni sau molecule de valență opusă, modificându-i biodisponibilitatea și, în consecință, potențialul fitotoxic (Nogueirol et al., 2015). Biodisponibilitatea Al depinde de speciile chimice solubile prezente, cu reducerea efectul negativ al speciilor monomerice de Al asupra sistemului radicular al culturii, după cum urmează: $Al^{3+} > AlOH^{2+} > Al(OH)_2^+ > Al(OH)_3^0 > Al(OH)_4^- > Al(SO_4)^+$ (Bloom și Erich, 1995; Rutkowska și colab., 2015). Cu toate acestea, speciile de Al complexate cu fluorură, compuși organici și fosfat nu sunt considerate dăunătoare pentru organismele vii (Nolla și Anghinoni, 2006; Nogueirol și colab., 2015). În ceea ce privește toxicitatea (ionul de Al^{3+}), în urma unor experiențe efectuate tot cu orz, s-a stabilit o corelație între conținutul mai ridicat de aluminiu și diminuarea însemnată a creșterii plantelor (tabelul 8.6).

Tabel 8.6.

Efectul concentrației Al^{+++} în soluție nutritivă asupra creșterii orzului (Blaga Gh., 2004)

Concentrația aluminiului în soluție	0	0,75	1,50	3,00	6,00
Lungimea totală relativă a plantelor	1	0,66	0,41	0,36	0,34

În urma altor cercetări, s-a mai constatat că excesul de Al^{3+} din soluția solului a provocat ofilirea plantelor de bumbac, reducerea apei și a unor elemente nutritive (fosfor, potasiu, calciu ș.a.).

În soluții nutritive, chiar la concentrații extrem de mici de aluminiu ($< 1 \mu g/cm^3$), creșterea la unele plante este încetinită.

Manganul, cu toate că se găsește în solurile acide în cantitate mult mai mare decât aluminiul – de la < 20 ppm la > 6.000 ppm – atât sub formă solubilă, cât și sub formă schimbabilă (concentrația crește odată cu micșorarea pH-ului), are o toxicitate mai slabă decât aceea a aluminiului.

Efectul toxic se manifestă la diferite concentrații, în funcție de sensibilitatea plantelor față de excesul de mangan.

În concluzie, se poate aprecia că plantele din flora spontană și cele din culturi sunt influențate direct în creșterea și dezvoltarea lor de aciditatea

soluției solului, nu atât prin toxicitatea ionilor de H^+ , Al^{3+} și Mn^{2+} , cât prin întregul complex ecologic specific solurilor cu aciditate accentuată, caracterizat, printre altele, de carența și dereglarea accesibilității pentru plante a unor elemente nutritive și microelemente.

8.3. REACȚIA SOLULUI

În soluția solului se găsesc diferiți compuși solubili sau dispersați coloidal (minerali, organici și organo-minerali), care disociază și eliberează ioni de H^+ și OH^- .

Astfel, ionii de hidrogen sunt eliberați de următorii acizi: carbonic, fosforic, azotic, humici, (în cantități mai mari), de complexul argilohumic debazificat (cu caracter acid) și în cantități mai mici de aminoacizi și alți acizi (acetic, oxalic, tartric, clorhidric, sulfuric etc.).

Ionii sunt eliberați prin hidroliza diferitelor săruri (provenite din neutralizarea acizilor slabi cu baze puternice, cum sunt: carbonatul de calciu, carbonatul de sodiu, complexul argilohumic saturat cu sodiu ș.a.).

Se știe că apa este parțial disociată în ioni de H^+ și OH^- , în așa fel încât produsul lor este totdeauna constant (la o anumită temperatură). Astfel, la temperatura de $21^{\circ}C$, produsul concentrației ionilor de H^+ și OH^- , exprimat în ioni g/l, este de 10^{-14} . Apa pură și soluțiile neutre conțin 10^{-7} ioni gram de H^+ și 10^{-7} ioni gram de OH^- .

Soluțiile acide conțin mai mulți ioni de H^+ și mai puțini de OH^- (cantitatea primilor este, de exemplu, 10^{-6} , iar a celorlalți este de 10^{-8}). Soluțiile alcaline prezintă o situație inversă.

Pentru a cunoaște reacția soluției solului este așadar suficient a exprima concentrația ei în ioni g de H^+ (motiv pentru care, în loc de noțiunea de reacție, se folosește noțiunea de aciditate). Mai practic, aceasta se exprimă în noțiunea de pH (cologaritmul concentrației ionilor de H^+).

pH-ul reprezintă raportul dintre concentrația ionilor de H^+ și OH^- aflați în soluția solului și se consideră că solul are reacție neutră când $pH=7$ (concentrația ionilor de H^+ este egală cu cea a ionilor de OH^-). Când în soluția solului predomină ionii de H^+ , $pH<7$ și reacția este acidă, iar când predomină ionii de OH^- , $pH>7$ și reacția este alcalină.

Reacția solului depinde de ansamblul factorilor de pedogeneză și, în mod special, de:

- *compoziția chimică și mineralogică* a materialului parental, din care rezultă argila și cationii metalici;
- *natura covorului vegetal*, producător de materie organică în sol și consumator de „baze” pe care le restituie prin resturile moarte;

- *condițiile climatice*, în special temperatura și precipitațiile, care influențează formarea complexului coloidal, acumularea sau spălarea sărurilor solubile.

Astfel, în zona de stepă, când în sol se găsește CaCO_3 , reacția este alcalină ($\text{pH} > 7$). În silvostepă, în solurile care au complexul coloidal în mare parte saturat cu ioni de calciu (și magneziu), pH -ul are valori în jur de 7.

8.3.1. Reacția solurilor lipsite de săruri

Deoarece apa de ploaie, datorită CO_2 dizolvat în ea, are capacitate de dizolvare destul de mare, în solurile din regiunile cu precipitații abundente (zona forestieră), sărurile ușor solubile sunt total îndepărtate, iar într-o oarecare măsură și cele greu solubile (CaCO_3).

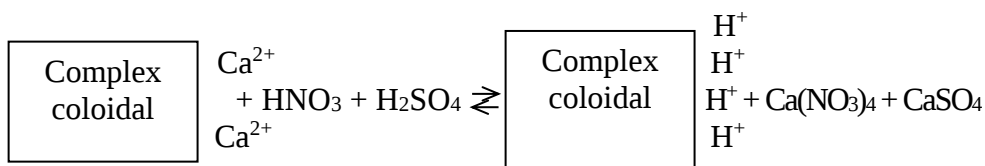
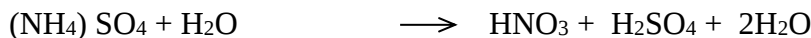
La astfel de soluri, valorile $\text{pH} = 3,5-7,0$, fiind determinate în mare măsură de gradul de saturație cu baze a solului, adică de raportul dintre cationii bazelor (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ și Na^+) și cationii de H^+ din complexul coloidal.

Aciditatea solului apare ca rezultat al debazificării mineralelor primare (silicati) și apoi a complexului coloidal și de înlocuire a cationilor cu ioni de hidrogen (și aluminiu), procese caracteristice pentru solurile levigate.

Sursele mai importante de H^+ și Al^{3+} în sol sunt: apa din sol, compușii solubili sau dispersați coloidal, secrețiile rădăcinilor plantelor și ale microorganismelor, substanțele fertilizante ș.a.

- *Apa din sol*, deși este extrem de puțin disociată în ioni de H^+ și OH^- prezintă importanță, deoarece se găsește în cantitate relativ mare și se înnoiește *continuu*.
- *Compușii solubili sau dispersați coloidal* (minerali, organici sau organominerali), prin disociere, eliberează în soluția solului ioni de H^+ și OH^- din care, cei de H^+ sunt eliberați, după cum s-a mai arătat, de către diferiți acizi.
- *Secrețiile rădăcinilor plantelor*, adsorbind în cantitate mai mare cationi bazici, determină îmbogățirea relativă a solului în ioni de hidrogen.
- *Substanțele fertilizante*. Folosirea timp îndelungat a substanțelor fertilizante acide (fiziologice), lipsite de cationi bazici, precum și a acelor din care plantele folosesc mai ales cationii și mai puțin anionii, determină îmbogățirea soluției solului în ioni de hidrogen, dar și de aluminiu.

Astfel, în urma nitrificării amoniului din sulfatul de amoniu, rezultă acid azotic și acid sulfuric, ce sunt neutralizați de către cationii bazici schimbabili din complexul coloidal. În același timp, complexul coloidal se îmbogățește în ioni de H^+ , conform reacțiilor:



Uneori o parte din ionii de H^+ este înlocuită în complexul coloidal cu ioni de Al^{+++} , eliberați din rețeaua cristalină a mineralelor argiloase.

În cazul folosirii superfosfatului, care are o reacție pronunțat acidă, soluția ce se scurge din particulele de îngrășământ are un pH foarte mic (1,0-2,0), astfel că soluția din jurul particulelor de îngrășământ este temporar puternic acidifiată. Cu toate acestea, în timp, solul se acidifică, deoarece în cazul insuficienței bazelor pentru neutralizarea acestei acidități, superfosfatul reacționează cu ionii de aluminiu și fier și se eliberează ioni de oxidril (OH^-), care reacționează la rândul lor cu ionii de hidrogen.

În legătură cu influența acidificatoare a substanțelor fertilizante, cercetările după șapte ani de aplicare comparativă a unor îngrășăminte la culturile de ierburi (Blașa Gh., 2004) au arătat următoarele:

- prin aplicarea anuală de sulfat de amoniu, în doze de 0, 265, 530 și 1,060 Kg/ha, pH-ul soluției a avut valorile 5,36; 4,83; 4,60 și 4,17;
- prin aplicarea anuală de superfosfat în doze de 0,318 și 365 Kg/ha, aciditatea a rămas practic neschimbată (cu valori 5,36; 4,83; 4,60 și 4,17);
- deoarece complexul coloidal al solului reține, în stare de adsorbție, cationi (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , H^+) ce trec în soluția solului prin procese de schimb cationic, există un paralelism evident între concentrația soluției solului în elemente minerale și gradul de saturație cu baze a complexului coloidal.

Astfel, în cazul gradului de saturație cu baze de 100%, reacția solului este neutră, pH-ul având valori în jur de 7,0, ca pe măsură ce valorile V% sunt mai mici, reacția să devină mai acidă, ajungându-se chiar la valori ale pH-ului de 4,0.

Între valorile pH și V% există o corelație, deși nu se poate deduce în mod precis valoarea V%, dacă se cunoaște pH-ul și viceversa. Astfel:

- la solurile complet nesaturate, pH-ul are valori în jur de 3,0;
- la solurile cu $\text{V}\% < 10$, pH-ul are valori în jur de 4,0;
- la solurile cu $\text{V}\%$ între 60 și 90 valorile pH sunt în jur de 7,0;
- la solurile complet saturate, valorile $\text{pH} > 7,0$.

Însă, datorită naturii complexului coloidal al solului, la solurile cu pH cuprins între 4,5 și 5,5, gradul de saturație în baze variază, în general, între 5

și 70%. Într-un sol cu argilă montmorillonitică, la pH 6,0, V=80%, iar într-unul cu argilă caolinitică, la aceeași valoare a pH-ului, V%=60%).

8.3.2. Reacția solurilor care conțin săruri

În cazul prezenței sărurilor în soluția solului, reacția solului este determinată mai ales de natura sărurilor conținute, care hidrolizează acid, neutru sau alcalin.

Sărurile neutre, formate din acizi puternici și baze puternice, nu hidrolizează deci nu influențează direct reacția solului (NaCl, CaCl₂, Na₂SO₄, CaSO₄, MgSO₄). În cazul prezenței în sol a sărurilor neutre (de exemplu la solonchecuri), valorile pH sunt cuprinse între 7,0 și 8,5, fiind determinate de concentrația CO₂ din aer și din soluția solului.

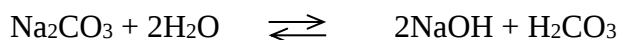
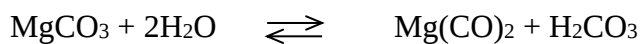
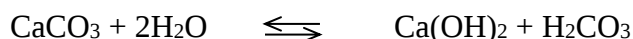
Când predomină sărurile care hidrolizează alcalin, ca de exemplu carbonații (CO₃), reacția solului este puternic influențată în urma eliberării bazelor, care alcalizează soluția de sol. Alcalinitatea soluției de sol este cu atât mai pronunțată cu cât carbonatul este mai solubil (tabelul 8.7).

Tabel 8.7

Solubilitatea în apă a unor carbonați și pH-ul soluțiilor (Blaga G., 2004)

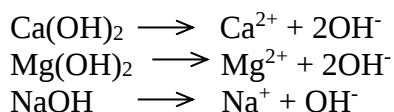
Sarea	Solubilitatea în apă (g/l la 16°C)	pH-ul
CaCO ₃	0,0131	10,23
MgCO ₃	0,960	11,46
Na ₂ CO ₃	140,00	12,00

Sub acțiunea apei, acești carbonați hidrolizează astfel:



Prin hidroliză, au rezultat bazele respective și acidul carbonic. Deoarece acidul carbonic este un acid slab (în condiții normale de presiune, în mod practic nu influențează reacția deoarece se disociază în dioxid de carbon

și apă), iar bazele tari disociază puternic (complet), cantitatea mai mare de ioni OH^- determină alcalizarea soluției de sol.



În urma prezenței CO_2 în soluția de sol, o parte din CaCO_3 – cel mai frecvent în sol – trece sub formă de bicarbonat de calciu care, având un caracter bazic mai slab, determină o valoare mai mică a pH-ului soluției solului.



În această situație, valoarea pH-ului soluției solului va fi cu atât mai mică cu cât concentrația dioxidului de carbon va fi mai mare deoarece, dizolvându-se mai mult carbonat de calciu, se va forma și mai mult bicarbonat de calciu.

Drept urmare, în condiții naturale, reacția solurilor care conțin carbonați este determinată de raportul dintre carbonat și bicarbonat, corespunzător conținutului de dioxid de carbon din sol. Astfel, la solurile care conțin CaCO_3 , pH-ul are valori în jur de 8,0, în timp ce la solurile cu MgCO_3 , pH-ul ajunge la 9,0, iar la cele care conțin Na_2CO_3 , valoarea $\text{pH} > 9,0$ (10).

Reacția solului este, de asemenea, influențată de prezența sărurilor care hidrolizează acid. În sol, astfel de săruri sunt mai puțin răspândite. Astfel, în unele soluri hidromorfe (lăcoviști, soluri gleice ș.a.), este prezentă sulfura de fier care atunci când solul se usucă, se oxidează, formându-se mai ales sulfați de fier și aluminiu. Din sulfați, prin oxidarea și precipitarea fierului sub formă de hidroxid de fier, rezultă acid sulfuric, care acidifică intens soluția solului.

În legătură cu conținutul solului în carbonați, se mai fac următoarele precizări:

- în podgoriile României ca și în multe alte țări, învelișul de sol este foarte variat și, de multe ori, este constituit din „soluri calcaroase” reprezentând diferite tipuri genetice (cernoziomuri, pseudorendzine, rendzine ș.a.) ce conțin CaCO_3 în proporții variate și la diferite adâncimi ale profilului. O situație asemănătoare există și în cazul plantațiilor pomicole;
- conținutul solului în CaCO_3 are însă o importanță deosebită pentru majoritatea plantelor, dar mai ales pentru cele calcifile (iubitoare de Ca), care preferă medii cu un anumit conținut în CaCO_3 și o anumită calitate a acestuia;
- CaCO_3 se găsește în sol sub formă de grăunți grosieri sau cristalini – calcarul inactiv și, sub formă fină, calcarul activ (CaCO_3 din

fracțiunea argilă fizică) – ușor solubil în apa încărcată cu dioxid de carbon;

- alături de celelalte condiții ecologice, cunoașterea conținutului în CaCO_3 activ oferă posibilitatea amplasării corespunzătoare a plantațiilor de viță-de-vie și pomi, întrucât prezența acestuia peste anumite limite imprimă solului caracteristici fizico-chimice nefavorabile, favorizând în același timp manifestarea fenomenului de cloroză (boală fiziologică, care se manifestă prin îngălbenirea frunzelor).

8.3.3. Aprecierea reacției solului

Aprecierea reacției se face după limitele prezentate în tabelul 8.8 și în tabelul 8.9.

Tabelul 8.8.

Clase de reacție a solului ($\text{pH H}_2\text{O}$, raport sol/soluție 1:2,5) (după ICPA, 1987)

Denumire	Limite
Extrem de acid	<3,5
Foarte puternic acidă	3,6- 4,3
Puternic acidă	4,4-5,0
Moderat acidă	5,1-5,8
Slab acidă	5,9-6,8
Neutră	6,9-7,2
Slab alcalină	7,3-8,4
Moderat alcalină	8,5-9,0
Puternic alcalină	9,1-9,4
Foarte puternic alcalină	9,5-10,0
Extrem de alcalină	>10,1

Tabelul 8.9.

Clase de reacție a solului (pH KCl 0,1 n) (după ICPA, 1987)

Denumire	Limite
Puternic acidă	<4,2
Moderat acidă	4,3-5,0
Slab acidă	5,1-6,0
Neutră	6,1-6,5
Alcalină	>6,6

8.3.4. Modificarea reacției solului sub acțiunea plantelor

Plantele determină modificarea reacției solului prin elaborarea și transformarea de către rădăcini a unor secreții cu caracter acid și a unor cantități apreciabile de CO_2 , crescând astfel aciditatea solului. Cel mai des, plantele modifică reacția solului, mai ales prin procese de nutriție sau în urma folosirii îngrășămintelor aplicate.

Astfel, în cazul folosirii azotatului de amoniu (NH_4NO_3), plantele folosesc aproximativ în mod egal, atât cationul de amoniu cât și anionul. O astfel de sare este considerată practic fiziologic neutră.

Sulfatul de amoniu ($(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)$) constituie o sare fiziologic acidă, deoarece plantele consumă mai ales cationul, determinând acumularea în sol a H_2SO_4 , deci mărirea acidității solului.

Azotatul de sodiu (NaNO_3) este o sare fiziologică bazică, deoarece din această sare plantele consumă în primul rând anionul (NO_3), astfel că în sol se acumulează NaOH care determină alcalizarea soluției solului.

Cunoașterea acestor fenomene are o importanță practică deosebită pentru cultura plantelor și indică folosirea substanțelor fiziologic active pe solurile alcaline și a substanțelor fiziologic bazice pe solurile acide.

În același timp, unele plante din flora spontană, care în decursul evoluției s-au adaptat anumitor condiții de reacție a solului, oferă indicații prețioase asupra reacției solului. Dintre aceste plante, specifice anumitor condiții de reacție a solului, C. CHIRIȚĂ (1955) menționează următoarele:

- *Suaeda maritima*, *Salicornia herbacea*, *Salsola soda*, *Camphorosma ovata*, *Petrosimonia triandra* ș.a. care se întâlnesc pe solurile saline (solonceacuri);
- *Calluna vulgaris*, *Vaccinium myrtillus*, *Nardus stricta*, *Deschampsia flexuosa* ș.a. care se întâlnesc pe solurile foarte puternic acide (podzoluri, prepodzoluri ș.a.);
- *Brachypodium pinnatum*, *Juniperus sabina*, *Veronica urticifolia* ș.a. care se întâlnesc pe solurile carbonatice din zona forestieră.

8.3.5. Importanța reacției solului

Cu toate că pH-ul a fost intens studiat, deoarece, printre altele, se măsoară ușor și rapid, determinismul său fizico-chimic, dar mai ales modalitățile acțiunii sale în repartitia plantelor și microorganismelor, sunt diferite și încă puțin cunoscute.

Ținând cont că pH-ul este caracteristic pentru unele tipuri de sol și chiar pentru unele orizonturi (Ea, Btna, Cca ș.a.), cunoașterea lui prezintă mare importanță în studiile pedologice.

În general, plantele cultivate realizează cele mai mari producții la valori pH 6,8-7,5 (tabelul 8.10), dar domeniul optim depinde și de textură, de

Tabel 8.10

Intervalul optim al pH-ului solului pentru vița-de-vie, pomi și arbuști fructiferi, legumelor, plante ornamentale ș.a.

Planta	pH-ul	Planta	pH
Vița-de-vie	5,5-6,3	Sfeclă roșie, Praz, Mazăre	7,0-8,0
Măr (soiuri criofile)	5,5-7,0	Araucaria, Azalea, Coleus, Rhododendron, Camelia	4,0-5,0
Piersic	5,0-7,0	Dahlia	5,0
Cireș	5,8-7,0	Magnolia, Lillium, Gloxinia, Opuntia	5,0-6,0
Prun	6,0-7,0	Calla, Gladiolus, Weigelia	6,0
Păr	6,0-7,5	Asparagus	5,5-6,5
Cais	7,0	Dianthus, Freezia, Cineraria, Rosa	6,0-7,0
Vișin, Gutui, Migdal	7,0-8,0	Buxus, Cențiana, Forsythia, Pogonia, Tamarix, Tulipa	6,0-8,0
Măr (soiuri termofile)	7,0-7,5	Anemone, Calendula, Chrysanthenum	7,0-8,0
Agriș	4,6-4,8	Ovăz, Orez, Secară	5,0-6,0
Zmeur	5,0-6,0	Grâu, Porumb, Sorg	5,5-7,5
Coacăz, Frag	6,0-7,0	Floarea-soarelui	6,0-7,5
Tomate, Hrean	5,5-7,0	Sfeclă pentru zahăr	7,0-7,5
Morcov	5,8-7,0	Agrostis	5,0-6,0
Castravete, Pepene verde, Dovlecel, Țelină, Spanac	6,0-7,0	Dactylis, Lolium, Trifolium	6,0-7,0
Salată	6,0-7,5	Bromus	6,0-8,0
Sparanghel	6,5-7,5	Cartof	5,0-5,0
Varză	6,7-7,4		

conținutul în humus și microelemente etc. Există, însă, și plante care se dezvoltă mai bine pe solurile acide sau pe soluri alcaline, precum și plante „indiferente” la reacția solului.

După amplitudine și domeniul de toleranță, se deosebesc plante *euryonice* (amfitolerante) sau *stenoionice*, după cum această amplitudine este largă sau strânsă. În acest din urmă caz, se deosebesc plante acidofile, plante neutrofile și plante alcalinofile.

Solurile cu valori scăzute ale pH-ului (<6,5) sau ridicate (>7,5) pot fi considerate ca soluri „bolnave” și ameliorarea constă în primul rând în corectarea reacției, iar în al doilea rând, în aplicarea (concomitentă) a îngrășămintelor.

Corectarea reacției se face prin aplicarea amendamentelor, adică a substanțelor ce se încorporează în sol pentru a corecta unele însușiri chimice și fizice nefavorabile ale acestuia, în vederea îmbunătățirii mediului de viață pentru plante.

Amendarea constituie principala metodă de ameliorare a solurilor acide și alcaline, deoarece are efecte imediate asupra acidității și alcalinității, efecte ce se mențin un timp îndelungat, ceea ce, în condițiile unei agrotehnici adecvate, favorizează creșterea fertilității solului.

Fertilitatea solurilor acide sau alcaline este limitată și de conținutul redus de elemente nutritive, mai ales sub formă asimilabilă. Pe de altă parte, aciditatea mai puternică a solului este însoțită de prezența aluminiului mobil și a manganului mobil, iar alcalinitatea, de prezența natriului mobil, ioni care în concentrație ridicată în soluția solului sunt dăunători pentru plante.

Aplicarea amendamentelor (CaCO_3 la solurile acide și gips $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ la solurile alcaline) și a îngrășămintelor este obligatorie pentru obținerea unor producții mari și rentabile la toate culturile agricole.

În realitate, influența pH-ului asupra activității microorganismelor este aproape întotdeauna perturbată de interferența a diverși factori, dintre care cei biologici au rol important. Un exemplu în acest sens îl reprezintă ciupercile. Aceste microorganisme sunt, în cultură pură în cea mai mare parte, tolerante față de pH (suportă reacție alcalină), dar se comportă, în sol, ca acidofile.

Această acidofilie a ciupercilor este numai aparentă, deoarece ea rezultă din simplul fapt că în solurile acide ciupercile nu întâlnesc concurența bacteriilor și actinomicetelor, deoarece, acestea fiind neutrofile, în parte sunt eliminate de aciditatea soluției solului (cele mai multe bacterii, în special cele fixatoare de azot și nitrificatoare, au activitate maximă în jurul valorii pH 7 și se reduce rapid odată cu creșterea acidității).

Cât privește valorile pH cele mai favorabile pentru asimilarea elementelor nutritive de către plante și microorganisme, acestea sunt prezentate în tabelul 8.11, unde se observă că, exceptând molibdenul,

asimilarea oligoelementelor este mai ușoară în mediu acid și dificilă în mediu alcalin. Astfel, se explică lipsa anumitor oligoelemente din sol.

După cum s-a mai arătat, atât solurile acide cât și cele alcaline au însușiri fizice nefavorabile (lipsa structurii sau structură distrusă, porozitatea redusă, impermeabilitate ș.a.), urmate de însușiri chimice și biologice (mai ales cele alcaline).

În cazul modificării reacției solului, recoltele scad mai rapid în mediu alcalin decât în mediu acid. Tot de importanță practică este și faptul că bolile bacteriene transmise prin sol sunt din ce în ce mai frecvente în mediu neutru sau alcalin, iar bolile fungice (transmise de ciuperci) în mediu acid.

Tabel 8.11

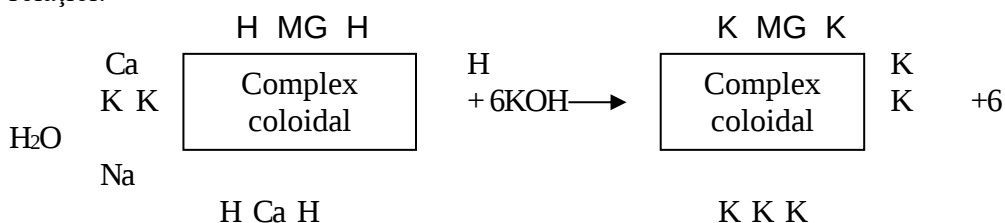
**Domeniile pH-ului favorabile pentru asimilarea elementelor nutritive
(De Leenher, Waagemans, 1970)**

Elementul nutritiv	Intervalul favorabil de pH
Mn, Fe	4,5-6,0
Zn, Cu, B	5,0-7,0
N	6,0-6,8
Acid fosforic (HPO ₄)	6,2-7,0
P, S	6,0-8,5
Ca, Mg, Mo	7,0-8,5

8.3.6. Aciditatea Solului

În chimia solului, se consideră că întreaga aciditate din sol este alcătuită din aciditatea soluției de sol (aciditatea actuală) și aciditatea constituenților săi solizi (aciditatea potențială). În mod obișnuit, datorită faptului că prezintă o importanță practică redusă (nu este folosită la caracterizarea solului), cât și unor greutăți de ordin metodologic, aciditatea totală a solului se determină rar sau nu se determină.

Se extrage cu soluții saline tamponate sau care hidrolizează alcalin și se determină titrimetric. Astfel, prin tratarea solului cu o soluție de hidroxid de potasiu, toți ionii de H⁺ din complexul coloidal sunt înlocuiți conform relației:



Această reacție de neutralizare (de unde și denumirea de *aciditate de neutralizare* folosită de unii autori), din care rezultă complexul coloidal saturat cu baze precum și apă, duce la înlocuirea tuturor ionilor de hidrogen din complex, deoarece, pe măsură ce aceștia apar în soluția solului, sunt blocați în molecule de apă. Prin reacția de neutralizare sunt, de asemenea, blocați și ioni de hidrogen corespunzători acidității actuale.

Aciditatea totală poate fi estimată și indirect pe baza deficitului de saturație cu baze ($T - SB$).

8.3.6.1. Aciditatea actuală

*Aciditatea determinată de concentrația ionilor de H^+ aflați în soluția solului se numește **aciditate actuală**, activă sau efectivă.*

După cum s-a mai arătat, se exprimă prin pH și reprezintă <1% din aciditatea totală.

Soluția solului, deși un lichid obișnuit – o soluție foarte diluată – nu este totuși un lichid simplu, ci o componentă naturală a solului cu însușiri fizico-chimice deosebite.

Una dintre aceste caracteristici este aciditatea actuală, determinată de prezența în soluția solului a ionilor de H^+ în exces față de ionii OH^- . La solurile cu caracter pronunțat acid, alături de ionii de H^+ , un rol important revine și ionilor de Al^{3+} .

Ea se mai numește și *efectivă*, pentru că este prima care influențează creșterea și dezvoltarea plantelor, sau *culturală*, pentru că este ușor și frecvent modificată de activitățile agricole (cum ar fi aplicarea fertilizanților, irigare, etc.).

8.3.6.2 Aciditatea potențială

*Reprezintă totalitatea ionilor de H^+ și Al^{3+} **reținuți adsorbiv** de complexul coloidal, alcătuind rezerva de ioni acizi ce pot trece în soluția solului prin procese de schimb cationic.*

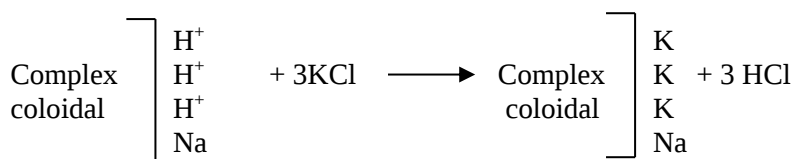
Este alcătuită din aciditatea de schimb și aciditatea hidrolitică.

Aciditatea de schimb

Aceasta este pusă în evidență prin tratarea solului cu soluția unei sări neutre (KCl , $NaCl_2$), se notează cu simbolul As și se exprimă în $me/100\text{ g sol}$.

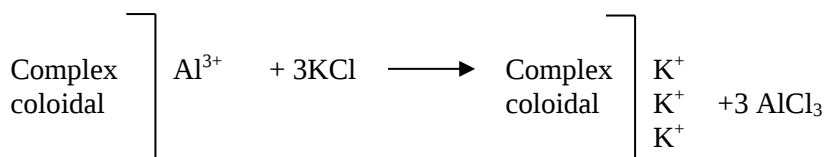
Astfel, prin tratarea solului cu o soluție de KCl (care are pH-ul în jur de 6,0), are loc o reacție de schimb cationic, o parte din ionii de K^+ (mai slab

reținuți, fiind la periferia particulelor coloidale) din complex trecând în soluție, conform reacției:



În urma acestei reacții, întreaga cantitate de ioni de H^+ ce au fost deplasați din complex (o cantitate relativ mică), se găsește în soluție sub formă de HCl (puternic disociați), care poate fi măsurat prin titrare cu o bază (NaOH).

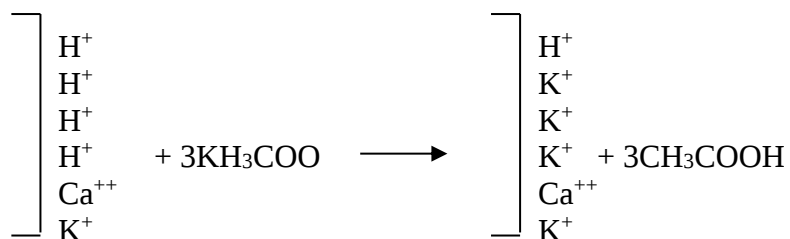
Aciditatea de schimb este determinată și de ionii de Al^{3+} schimbabili, care prin reacția cu KCl determină formarea AlCl_3 , care la rândul ei, prin hidroliză, eliberează HCl .



Aciditatea hidrolitică

Aciditatea hidrolitică este o componentă mai mare a acidității potențiale și apare la tratarea solului cu o soluție salină ce hidrolizează alcalin (cu pH în jur de 8,3, ca de exemplu, acetatul de sodiu, de potasiu sau de calciu).

Astfel, în urma reacției de schimb cationic, se formează acid acetic, acid slab (care hidrolizează puțin și eliberează în soluție un număr mic de ioni de H^+), conform reacției următoare:



În această situație, echilibrul reacției este mult deplasat spre dreapta, fiind scoși din complex mai mulți ioni de H^+ (aproape în întregime),

comparativ cu aciditatea de schimb. Acidul acetic format este ușor de pus în evidență prin tratarea cu o bază (NaOH).

Aciditatea hidrolitică se notează cu simbolul Ah și se exprimă în me/100 g sol. Valorile acidității hidrolitice rareori depășesc 10 me/100 g sol la solurile puternic acide (în special turboase). Valorile Ah, la solurile cu aceeași valoare V%, sunt direct proporționale cu valoarea T.

Valorile acidității hidrolitice servesc la calcularea dozei de amendament calcic, doza corespunzătoare neutralizării integrale a acidității hidrolitice asigurând teoretic o corectare a reacției solului până la pH H₂O=7,0.

Uneori valorile acidității hidrolitice se folosesc la calcularea valorii capacității de schimb cationic (T) sau a gradului de saturație cu baze (V), conform relațiilor:

$$T = SB + Ah; \quad V\% = \frac{SB}{SB + SH} \cdot 100 = \frac{SB}{T} \cdot 100$$

Între gradul de saturație cu baze astfel calculat și valorile pH-ului în suspensie apoasă (1:2,5), la solurile acide din România folosite ca teren arabil, există următoarea relație aproximativă (Z. Borlan, CR.Hera, 1977) (Tabelul 8.12):

Tabel 8.12

Corelarea între gradul de saturație cu baze și valorile pH-ului

pH	V%	pH	V%
4,8-5,0	30	5,45-5,55	60
4,9-5,1	35	5,55-5,6	65
5,0-5,2	40	5,55-5,65	70
5,2-5,4	45	5,7-5,9	75
5,35-5,5	50	5,9-6,0	80
5,4-5,5	55	6,2-6,4	85

Clasele de aciditate hidrolitică sunt prezentate în tabelul 8.13.

Tabel 8.13

**Clase de aciditate hidrolitică
(după ICPA, 1987)**

Denumire	Limite (me/100 g sol)
Foarte mică	$\leq 2,0$
Mică	2,1-4,0
Mijlocie	4,1-6,0
Mare	6,1-8,0
Foarte mare	$\geq 8,1$

8.4. CAPACITATEA DE TAMPONARE A SOLULUI

*Înșușirea solului de a se opune tendinței de modificare a concentrației unor ioni (H^+ , OH^- , K^+ , Ca^{2+} ș.a.) din soluția solului, prin influența reciprocă dintre faza solidă și faza lichidă, se numește **capacitate de tamponare**.*

Noțiunea de capacitate de tamponare este foarte strâns legată de aceea de pH. Capacitatea solului de tamponare pentru pH reprezintă însușirea solului de a se opune tendinței de modificare evidentă a pH-ului în mod brusc.

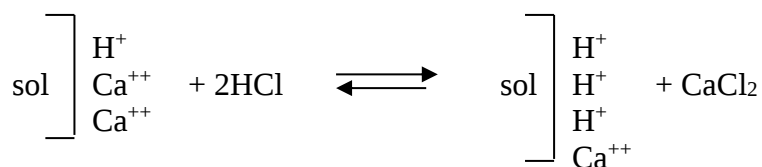
Această capacitate de tamponare se datorează prezenței în sol, în principal, a complexului coloidal argilohumic și a acizilor slabi și a sărurilor lor (acid carbonic – carbonat – bicarbonat, acid fosforic – fosfați ș.a.), dar și a unor substanțe amfotere (care se comportă ca un acid sau ca o bază, în funcție de pH-ul soluției de sol), cum sunt acizii humici și $Al(OH)_3$, $Zn(OH)_2$ ș.a.

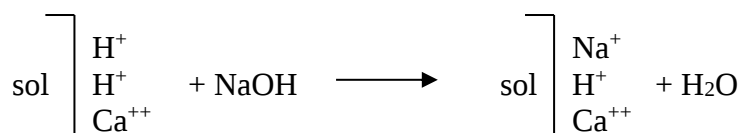
Apa curată este lipsită de capacitate de tamponare și de aceea pH-ul variază sub diferite influențe, în special a CO_2 în aerul din sol.

Dacă se adaugă peste apă distilată și peste sol un acid sau bază, pH-ul apei se schimbă brusc, pe când cel al solului se schimbă foarte puțin, datorită sistemelor tampon totdeauna existente în sol.

Cel mai important sistem tampon al solului îl constituie complexul argilo-humic, care este fie saturat cu baze, fie parțial cu baze, parțial cu hidrogen.

Capacitatea de tamponare a solului se poate pune în evidență prin tratarea solului cu soluții (0,1 n) de HCl și NaOH. Au loc următoarele reacții, din care rezultă că ionii capabili să modifice reacția solului nu mai pot face asta, deoarece ionii de H^+ au trecut în complex, iar ionii de OH^- în moleculele de apă.





Pentru a se aprecia capacitatea de tamponare a unui sol, este necesară determinarea variației valorilor de pH ale solului, prin adăugarea unor cantități crescânde de baze și acizi.

Prin înscrierea valorilor obținute într-un sistem de axe, se obțin curbe de tamponare caracteristice fiecărui sol.

Capacitatea de tamponare a solului depinde de valoarea complexului argilo-humic (T), fiind nulă sau foarte slabă la solurile nisipoase (sărace în humus și argilă) și foarte mare la solurile argiloase (bogate în humus și argilă).

Teoretic, cea mai mare putere de tamponare, atât pentru acizi cât și pentru baze, este realizată atunci când gradul de saturație în baze are valori în jur de 50% (între 30% și 70%, intervalul pH de 4,8-5,7).

Solurile cu complexul coloidal saturat în mare parte cu ioni de hidrogen (exemplu podzolul) au capacitate de tamponare numai pentru baze. Solurile cu complex adsorbant saturat în întregime cu cationi bazici (unele rendzine) au capacitate de tamponare numai pentru acizi.

Cunoașterea capacității de tamponare oferă indicații prețioase referitoare la utilizarea amendamentelor și îngrășămintelor. Astfel:

- pentru corectarea reacției acide a solului se recomandă folosirea carbonatului de calciu (CaCO_3), iar pentru corectarea reacției alcaline puternice este indicat gipsul (CaSO_4 și $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$); folosirea inversă a CaCO_3 și $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ determină obținerea unor situații cu totul contrare scopului urmărit, și anume, formarea unor reacții și mai acide sau și mai alcaline (în primul caz, din cauza apariției acidului sulfuric, iar în al doilea caz din cauza apariției carbonatului de sodiu);
- la solurile care nu au capacitate de tamponare pentru acizi, **nu** se recomandă folosirea îngrășămintelor cu reacție acidă;
- la solurile care nu au capacitate de tamponare pentru baze, **nu** se recomandă folosirea substanțelor fertilizante cu reacție alcalină;
- la solurile cu capacitate de tamponare redusă, se recomandă aplicarea îngrășămintelor în doze mici și la intervale scurte;
- la solurile cu capacitate de tamponare ridicată, sunt indicate doze de îngrășămintă în cantitate mare și la intervale lungi de timp.

Datorită capacității de tamponare a solului, reacția lui nu suferă variații prea mari în intervale scurte, aspect foarte important pentru activitatea microorganismelor și creșterea plantelor, care nu suportă variații mai mari sau bruște ale reacției solului (în timp, eventual, se poate adapta la diferite condiții de pH).

CAPITOLUL 9 TAXONOMIA SOLURILOR

Clasificarea solurilor și terminologia folosită pentru descrierea și definirea acestora s-a modificat neconștient de-a lungul timpului, pe măsura acumulării și extinderii cunoștințelor referitoare la geneza și cartografierea solurilor. Astfel, se cunosc mai multe etape, care reflectă stadiul cunoștințelor despre sol în perioadele respective, încă din cele mai vechi timpuri.

Pe măsura acumulării și dezvoltării cunoștințelor în domeniul științelor fundamentale, s-au elaborat noi clasificări:

Clasificarea geologică are în vedere solul ca fiind „stratul” de la suprafața „Pământului”, care acoperă rocile.

Clasificarea biologică folosește drept criteriu planta, cu cerințele acesteia față de însușirile solului ca mediu de viață, pentru diferite specii de plante spontane sau cultivate. Pe baza acestui criteriu, Schübler (1831) clasifică solurile în funcție de plantele dominante care le acoperă.

Clasificarea naturală grupează solurile după proprietățile intrinseci, comportament sau geneză, fără referire la modul lor de utilizare. O astfel de clasificare ia în considerare regiunile ecologice distincte, geneza solurilor (procesele de formare) sau proprietăți similare.

Generalizând numeroasele clasificări ale solurilor făcute de ruși, se constată că acestea utilizează următoarele unități taxonomice de diferențiere: clasă, subclasă, tip, subtip, gen și specii.

Clasele sunt definite aproape exclusiv pe criterii de climat și vegetație iar subclasele sunt determinate de modul de drenaj al solului (automorf, semihidromorf, hidromorf etc).

Clasificarea tehnică grupează solurile în clase sau grupe, după proprietăți sau funcții care sunt direct legate de modul lor de utilizare, astfel: clase de pretabilitate, clase de favorabilitate și clase de fertilitate.

9.1. SISTEME INTERNAȚIONALE DE CLASIFICARE

Clasificarea americană, prezentată inițial în 1960 sub denumirea de „a șaptea aproximație” și definitivată în 1975 sub denumirea de *Soil Taxonomy* și îmbunătățită în 1999, constituie poziția oficială a Departamentului Agriculturii din Statele Unite (United States Department of Agriculture) în domeniul clasificării solurilor.

Clasificarea a fost elaborată cu scopul de a fi realizată progresiv, pe baze morfologice precise și definite cantitativ, ca o sistematică a solurilor lumii denumite la fiecare nivel taxonomic prin termeni corecți și încadrați ierarhic. Termenii folosiți sunt asociații de silabe din cuvinte provenind din limba latină și greacă, care exprimă caracterul reprezentativ, mai ales din punct de vedere morfogenetic, al solurilor.

Clasificarea americană prezintă o structură ierarhizată constituită din 6 unități taxonomice împărțite în două grupe, și anume: 4 unități superioare (ordinul, subordinul, grupa mare și subgrupa) și 2 unități inferioare (familia și seria).

Ordinele de soluri

În cadrul clasificării americane (*Keys to Soil Taxonomy*, 13th edition, 2022), s-au separat 12 ordine, definite pe baza naturii și succesiunii orizonturilor de diagnostic, patru criterii de diagnostic intervenind la definirea ordinelor, și anume:

- a) prezența sau absența orizonturilor diagnostice specifice;
- b) gradul de dezvoltare al orizonturilor;
- c) gradul de transformare prin alterare sau argiloiluviere;
- d) compoziția globală.

Aceste ordine sunt:

1. *Entisoluri* (soluri primitive) sunt soluri tinere, nedevelopate, fără orizonturi distincte. Etimologia este dată de cuvântul *recent* și se prescurtează cu silaba „ent”. Profilul prezintă numai orizonturile “A” și “C”.

2. *Vertisolurile* (soluri argiloase, închise, care crapă) au un conținut ridicat de argile gonflante sau numite *smectitice* (>30%). Denumirea vine de la latinescul *verto* care înseamnă „a întoarce” și se prescurtează cu „ert”. Aceste soluri sunt răspândite atât în zonele temperate, cât și în cele tropicale.

3. *Inceptisolurile* (soluri imature) pot fi mai evoluate decât entisolurile, dar în comparație cu alte soluri din aceeași regiune, sunt imature (nu sunt în stadiul de „climax”), adică în echilibru cu condițiile ecologice. Denumirea vine de la latinescul *inceptum* care înseamnă „început” și se prescurtează cu „ept”. Ele se formează în toate zonele climatice, exceptând deșertul, unde se exclud prin definiție.

4. *Aridisolurile* (solurile deșertului) sunt aproape uscate tot timpul anului. Etimologic denumirea își are originea în latinescul *aridus* care înseamnă „uscat” și se prescurtează cu „id”. Deșertul este un veritabil muzeu al solurilor, întrucât conservă și solurile formate sub climate anterioare, mai umede decât în prezent.

5. *Mollisolurile* sunt cele mai productive din lume. Denumirea lor vine de la latinescul *mollis*, care înseamnă „moale”, „afânat”, și se prescurtează cu

„oll”. Sistemul dens de rădăcini fibroase al ierburilor favorizează dezvoltarea unui orizont A gros, negru, bogat în humus și cu o mare abundență de substanțe nutritive pentru plante.

6. *Spodosolurile* – solurile acide ale terenurilor cu rășinoase – prezintă un orizont B spodic. Etimologia denumirii lor este legată de grecescul *spodos*, înseamnând „cenușă de lemn”, și se prescurtează cu „od”.

7. *Alfisolurile* – solurile cu multe baze schimbabile, de sub pădurile de foioase – prezintă un orizont argilic sau natric, cu $V > 35\%$. Etimologic, particula „alf” sugerează termenul de *pedalfer*.

8. *Ultisolurile* – soluri de pădure cu baze puține, din regiuni calde – au un orizont B argilic, iar $V < 30\%$. Denumirea acestora vine din latină, *ultimus* înseamnând „cel din urmă”, și se prescurtează cu „ult”.

9. *Oxisolurile* – solurile tropicale foarte alterate – prezintă orizontul B oxic. Numele lor provine din cuvântul *oksus*, „acid” care provine din greacă - și se prescurtează cu „ox”. Aceste soluri sunt formate în mod obișnuit pe roci sedimentare și roci cristaline bazice care se alterează ușor.

10. *Histosolurile* (soluri organice) sunt acumulări de materie organică în medii care au fost prea umede pentru ca aceasta să se poată descompune. Etimologia denumirii lor este legată de grecescul *histos*, care înseamnă „țesut” și se prescurtează cu „ist”.

11. *Andisolurile* (derivat din japoneză *an do*, „sol întunecat” și latină *solum*, „sol”) sunt soluri bogate în allofane formate pe roci vulcanice și se prescurtează cu sufixul „and”.

12. *Gelisols* - sunt soluri care au permafrost în apropierea suprafeței solului și/sau prezintă dovezi de crioturbare (îngheț) și/sau segregare a gheții.

Subordinele de soluri sunt prezente în număr de 2-6 pentru fiecare ordin și se diferențiază după următoarele criterii care pot fi prezente sau absente:

- a) hidromorfismul (excesul de apă);
- b) diferențierile genetice datorită climatului și vegetației;
- c) texturile extreme (nisipuri), dominanția alofanelor sau dominanția sescvioxizilor liberi cu diametrul < 2 microni.

Denumirea subordinelor, formată din două silabe, se obține prin combinarea unei silabe folosite ca prefix pentru subordin cu elementul formativ al ordinului („prescurtarea ordinului”). De exemplu, *aq + oll = aquoll*.

Grupele mari de soluri constituie subdiviziunile subordinelor (1-9) și sunt diferențiate pe baza orizonturilor diagnostice și a proprietăților de diagnostic, cum sunt culoarea, gradul de saturație în baze, digitațiile orizontului E etc. Nomenclatura marilor grupe are la bază unirea prefixului

care desemnează marea grupă cu numele subordinului. De exemplu, dur + aquoll = duraquoll sau arg + i + aquoll = argiaquoll.

Subgrupele de soluri se diferențiază pe baza intergradelor (trecerii) în cadrul marilor grupe. Denumirea lor se obține prin adăugarea la denumirea marilor grupe a unui adjectiv care caracterizează fie conceptul central al grupeii, fie un intergrad. De exemplu, hapludalf tipic, hapludalf agric sau hapludalf litic.

Familiile de soluri se definesc după proprietățile importante pentru creșterea plantelor, cum sunt marile clase texturale, clasele mineralogice, pH-ul, consistența, permeabilitatea, clasele termice bazate pe temperatura mijlocie anuală a solului la 50 cm adâncime etc.

Seriile de soluri se separă pe baza diferențelor care există în cadrul orizonturilor de diagnostic (grosime, textură, structură).

Cu toate că sistemul de clasificare americană a declanșat numeroase critici, el s-a impus destul de repede în lumea științifică, prezentând o serie de avantaje.

Clasificarea FAO – UNESCO (Soil Classification System), denumită și Clasificarea Mondială a Solurilor, nu reprezintă un sistem taxonomic în sine. Ea este o listă de principale unități de sol și poate fi considerată ca o clasificare monocategorială.

În această listă, unitățile de sol sunt prezentate într-o ordine evolutivă și geografică, începând cu solurile cele mai puțin evolute și mai puțin legate de condițiile climatice particulare, și terminând cu solurile cele mai evolute din zonele tropicale umede.

Definiția unităților de sol se bazează pe proprietățile observabile și măsurabile ale solului însuși, fapt care asigură caracterul naturalistic și obiectiv al clasificării.

Legenda FAO – UNESCO, în ediția revizuită – 1990 *Soil Map of the World (SMW)* – cuprinde 26 de grupări majore de sol, subdivizate la nivelul doi în 106 de unități. Se pot separa și subunități de nivelul trei (*Soil Subunits*), care se introduc de regulă pentru marcarea tranzițiilor dintre grupările majore de nivel 1 sau dintre unitățile de nivel 2.

Grupările majore de sol corespund, în linii mari, tipurilor genetice de sol, iar unitățile de ordinul 2 și subunitățile de ordinul 3, subtipurilor de sol din SRTS.

Baza Materială de Referință Pentru Resursele de Sol (BMR-RS sau, în engleză, WRB for SR – World Reference Base for Soil Resources) realizată de Uniunea Internațională a Științelor Solului (*International Union of Soil Sciences-IUSS*) urmărește îndeaproape nomenclatura legendei FAO –

UNESCO, fără să se identifice însă cu aceasta; ea constituie o bază pentru o mai bună corelare între Sistemele Naționale de Clasificare a Solurilor.

WRB-SR a apărut în 1998 și încorporează ultimele noutăți referitoare la resursele globale de sol și relațiile dintre acestea. Acest sistem cuprindea 30 de grupe majore de sol care constituie baza de referință, dintre care 26 erau deja cuprinse în Legenda FAO – UNESCO.

Cele 32 de grupe de soluri ale WRB-SR (editia a 4-a 2022) sunt: histosoluri, antrosoluri, leptosoluri, criosoluri, vertisoluri, fluvisoluri, solonchacuri, gleisoluri, andosoluri, podzoluri, albeluvisoluri, ferralsoluri, plintosoluri, planosoluri, solonchaci, cernoziomuri, kastanoziomuri, faeozomuri, gipsisoluri, calcisoluri, durisoluri, alisosoluri, nitisoluri, acrisoluri, luvisoluri, lixisoluri, umbrisoluri, cambisoluri, arenosoluri, regosoluri.

Unitățile taxonomice ale WRB sunt definite în termeni măsurabili și observabili de „orizonturi diagnostice” – identificatorii de bază ai clasificării solului. Orizonturile de diagnosticare sunt definite prin (combinații de) proprietăți caracteristice ale solului și/sau „materialelor de sol”.

Clasificarea constă în trei etape (WRB-SR 2022):

- *Prima etapă* - detectarea orizonturilor, proprietăților și materialelor diagnostice.
- *Etapă a doua* - alocarea solului la o grupă de sol de referință. Pentru primul nivel al clasificării WRB, combinația descrisă de orizonturi de diagnostic, proprietăți și materiale și/sau caracteristici suplimentare se compară cu cheia WRB pentru alocarea solului în grupul de soluri de referință (RSG) corespunzător.
- *Etapă a treia* - alocarea calificativelor Pentru al doilea nivel al clasificării WRB, se utilizează **calificative**. Calificatorii disponibili pentru a fi utilizați cu o anumită RSG sunt enumerate în Cheie, împreună cu RSG. Acestea sunt împărțite în calificative principale și suplimentare calificative.

Calificatorii principali sunt clasificați și dați într-o ordine de importanță. Rangul calificativelor principale reflectă anumite caracteristici sau proprietăți ale solului care influențează puternic funcționalitatea solului: Exemple de calificative principale care indică subdiviziuni ale RSG bazate pe caracteristicile solului:

- vitric, aluandic și silandic pentru andosoluri
- carbic și rustic pentru podzoluri
- orizonturi antropice: anthraquic, horticultural, hydric, irrig, plagic, pretic, teric.

Exemple de subdiviziuni care reflectă restricții funcționale majore (multe dintre acestea indică o abatere de la imaginea centrală a RSG): abruptic, fragic, gleyic, leptic, petrocalcic, petroduric, petrogypsic, petroplinthic, retic, skeletic, stagnic, thionic.

Calificatorii suplimentari nu sunt clasificați.

Subcalificatori

Calificatorii pot fi combinați cu specificatori (de exemplu, epi-, proto-) pentru a forma subcalificatori (de exemplu, epiarenic, protocolcalcic). În funcție de specificator, subcalificatorul îndeplinește toate criteriile calificativului respectiv sau se abate într-un mod definit de la setul său de criterii. Se aplică următoarele reguli:

1. Dacă se aplică un subcalificator care îndeplinește toate criteriile calificativului, subcalificatorul poate - dar nu trebuie să - fie utilizat în locul calificativului său (*subcalificatori opționali*).
2. Dacă se aplică un subcalificator care îndeplinește toate criteriile calificativului, cu excepția criteriilor privind grosimea și/sau adâncimea, subcalificatorul poate - dar nu trebuie - să fie utilizat, dar nu și calificativul (*subcalificatori suplimentari*).
3. În cazul în care se aplică un subcalificator care se abate într-un mod definit de la setul de criterii ale calificativului, acesta subcalificator trebuie utilizat în locul calificativului care este enumerat ca fiind disponibil pentru RSG respectiv (*subcalificatori obligatorii*).

9.2. STRUCTURA SISTEMUL ROMÂN DE TAXONOMIE A SOLURILOR

9.2.1. Clasificarea Solurilor în România

Cea dintâi clasificare a solurilor României a fost elaborată de Gh. Munteanu-Murgoci (1872–1925) și viza solurile României în granițele statale ale anului 1911. În acea clasificare se regăseau principiile genetico-naturaliste ale lui Dokuceaev (1845–1903) care cuprindeau majoritatea tipurilor genetice de sol cunoscute astăzi. Harta întocmită atunci este prima lucrare de referință pentru pedologia românească.

Clasificările ulterioare au actualizat și completat clasificarea lui Gh. Munteanu-Murgoci, astfel, îmbunătățiri și completări asupra principiilor de clasificare au fost făcute de N. Cernescu, N. Florea, C. D. Chiriță, N. Bucur, C. Păunescu, Ana Conea, M. Nemeș, I. Csapo ș.a.

În anul 1967, Societatea Națională Română de Știința Solului (SNRSS, înființată în iulie 1961) ia în studiu o nouă clasificare propusă de C. D. Chiriță

și colaboratorii, unde solurile sunt grupate conform caracterelor morfogenetice ale profilului – expresie a tipului de procese dominante. Intitulată „Clasificația morfogenetică a solurilor României”, această clasificare cuprindea 4 categorii de unități taxonomice: clase – 10 la număr, subclase – 20, tipuri – 41 și subtipuri – 82.

În anul 1973, SNRSS propune un nou sistem de clasificare, unde solurile erau denumite pe baza orizonturilor pedogenetice redefinite și a însușirilor identificabile și măsurabile pe teren, în primul rând. În acest sistem de clasificare, fiecare sol își capătă denumirea de la adjectivul care exprimă caracterul determinant de diagnoză al clasei (de exemplu, soluri molice, soluri argiloiluviale, soluri cambice etc.) și cuprinde 5 tipuri de sol noi față de clasificarea precedentă (1967).

În anul 1979, la Conferința Națională de Pedologie de la Brașov, Sistemul Român de Clasificare a Solurilor (SRCS), elaborat în anul 1973 modificat parțial în 1976, a suferit unele modificări și a fost publicat în 1980, rămânând valabil până în 2003, an în care s-a oficializat un nou sistem de clasificare, denumit „Sistem Român de Taxonomie a Solurilor” (SRTS, 2003). Acest sistem este îmbunătățit, atât ca structură cât și ca nomenclatură, ținându-se seama de noile realizări pe plan mondial și experiența acumulată în știința solului (Florea, Munteanu și colab., 2000, 2003).

Ediția actuală – ***Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor (2012)*** este o îmbunătățire a primei ediții (2003), obținută după opt ani de implementare în teren și pe baza unor ample discuții cu comunitatea pedologilor din România.

Față de vechiul sistem de clasificare, coerența și logica internă a materialului a fost considerabil îmbunătățită, în sensul că s-a realizat o mai bună încadrare a solurilor în sistem, o aplicare mai consecventă a criteriilor diagnostice, o creștere a gradului de aplicabilitate practică și o uniformizare a terminologiei claselor (tabel 9.1) și tipurilor de sol (tabel 9.2) (Florea și Munteanu, 2012).

În SRTS-2012, au fost făcute o serie de modificări, cum ar fi:

- reintroducerea denumirii de clasă Vertisoluri (în loc de Pelisoluri) și definirea acestora mai concret prin introducerea proprietăților contractile-gonflante;
- înlocuirea denumirii tipului de sol Entiantrosol cu Tehnosol, renunțându-se la tipurile Criptopodzol, Foliosol și Erodosol, care au devenit subtipuri de sol (Prepodzol criptosodic, diferite subtipuri folice, cum ar fi: Podzol folic, Districambosol folic, Antrosol erodic).

SRTS 2012 cuprinde 12 clase și 29 tipuri de sol.

Tabel 9.1

Echivalarea denumirilor solurilor în sistemul român de clasificare SRCS-1980 cu cele din SRTS 2003 și SRTS 2012 la nivelul clasei de soluri

S.R.C.S. 1980	S.R.T.S. 2003	S.R.T.S. 2012	Observații
Molisoluri	Cernisoluri	Cernisoluri	Definiție adoptată (pentru a include solurile maronii). Denumire modificată pentru evitarea confuziilor.
Argiluvisoluri	Luvisoluri	Luvisoluri	Definiție neschimbată. Denumirea prescurtată.
Cambisoluri	Cambisoluri	Cambisoluri	Definiție și denumire neschimbate.
Spodosoluri	Spodosoluri	Spodosoluri	Definiție neschimbată. Denumire corectată prin introducerea vocalei <i>i</i> ca vocală de legătură.
Umbrisoluri	Umbrisoluri Andisoluri	Umbrisoluri Andisoluri	Clasă de soluri scindată prin desprinderea unei clase noi, cea a andisolurilor și adaptarea definițiilor în mod corespunzător.
Soluri hidromorfe	Hidrisoluri	Hidrisoluri	Definiție neschimbată. Denumire adaptată.
Soluri halomorfe	Salsodisoluri	Salsodisoluri	Definiție neschimbată. Denumire adaptată inspirată din literatura franceză.
Vertisoluri	Pelisoluri	Vertisoluri	Definiție lărgită prin includerea pe lângă vertisoluri și a solurilor foarte argiloase care nu au caractere tipice de vertisol.
Soluri neevoluate, trunchiate sau desfundate	Protisoluri Antrisoluri	Protisoluri	Clase de soluri scindate prin separarea clasei de soluri neevoluate (tinere) sub denumirea de protisoluri și a clasei de soluri influențate puternic de activitatea umană sub denumirea de antrisoluri (care include erodosolul și antrosolul, tip de sol nou introdus).
		Antrisoluri	
Soluri organice (Histosoluri)	Histisoluri	Histisoluri	Definiție neschimbată. Denumire adaptată.

Tabel 9.2

**Echivalarea denumirilor solurilor în sistemul român de clasificare
SRCS-1980 cu cele din SRTS-2003 și SRTS-2012 la nivelul tipului de sol**

SRCS-1980	SRTS-2003	SRTS-2012	Observații
Litosol	Litosol	Litosol	Definiție modificată prin includerea și a unor soluri excesiv scheletice.
Regosol	Regosol	Regosol	Definiție nemodificată.
Psamosol	Psamosol	Psamosol	Definiție nemodificată.
Sol aluvial Protosol aluvial	Aluviosol	Aluviosol	Definiție modificată prin includerea protosolului aluvial în aluviosol (ca aluviosol entic); denumire adaptată.
Protosol antropice	Entiantrosol	Tehnosol	Denumire adoptată după WRB-SR pentru Protosol antropice, (Enyiantrosol în 2003) a cărui definiție a fost puțin modificată. În SRTS-2012, transferat de la clasa Protisoluri, la clasa Antrisoluri.
-	Pelosol	Pelosol	Tip de sol și definiție nou introduse. În SRTS-2012, definiție precizată.
Vertisol	Vertosol	Vertosol	Definiție nemodificată; denumire adaptată. În SRTS-2012, definiție precizată.
Andosol	Andosol	Andosol	Definiție puțin modificată.
Sol bălan	Kastanoziom	Kastanoziom	Definiție nemodificată; denumire adoptată după FAO, respectiv, WRB-SR.
Cernoziom Cernoziom cambic Cernoziom argiloiluvial (pp) Sol cenușiu (pp)	Cernoziom	Cernoziom	Definiție modificată (lărgită) pentru reunirea într-un singur tip de sol a cernisolurilor cu Cca până la 125 cm adâncime și a solurilor maronii de pădure zerofite. Tipurile de sol din SRCS-1980 se regăsesc la nivel de subtip în SRTS-2003 și SRTS-2012.
Cernoziom argiloiluvial (pp). Sol cernoziomoid Pseudorendzină Sol negru clinohidromorf Sol cenușiu (pp) Cernoziom cambic (pp)	Faeoziom	Faeoziom	Definiție modificată pentru reunirea într-un tip de sol a cernisolurilor fără orizont Cca sau cu orizont Cca situat mai adânc de 125 cm (din zonă mai umedă). Denumire adoptată după F.A.O., respectiv, WRB-SR. Tipurile de sol din SRCS-1980 se regăsesc la nivel de subtip sau varietate în SRTS-2003 și 2012.

Rendzină	Rendzină	Rendzină	Definiție modificată prin restrângerea sferei (prezența rocii calcaroase sau a materialelor calcarifere până la 50 cm adâncime). Cele neincluse se regăsesc la nivel de subtip sau varietate de sol ale altor tipuri (subrendzinic). În SRTS-2012, s-a extins prezența rocii calcaroase până la 75 cm și s-a limitat extinderea numai la zona umedă (fără carbonați secundari), cele din zona subumedă (Dobrogea) fiind incluse la Cernoziomuri rendzinice.
Sol negru acid	Nigrosol	Nigrosol	Definiție nemodificată; denumire adaptată.
Sol humico - silicatic	Humosiosol	Humosiosol	Definiție nemodificată; denumire adaptată.
Sol brun eumezobazic Sol roșu (terra rossa)	Eutri-cambosol	Eutri-cambosol	Definiție modificată pentru a se include și solul roșu (ca subtip: Eutricambosol rodic); denumire adaptată.
Sol brun acid	Distri-cambosol	Distri-cambosol	Definiție nemodificată; denumire adaptată.
Sol brun - roșcat Sol brun argiloiluvial	Preluvosol	Preluvosol	Definiție modificată pentru a se include și solul brun-roșcat (ca subtip, preluvosol roșcat). Denumire adaptată pentru luvisolurile fără orizont E.
Sol brun luvic Sol brun-roșcat luvic Luvisol albic	Luvosol	Luvosol	Definiția modificată pentru a se reuni într-un tip de sol Luvisolurile cu orizont Elv și Ea. Denumire adaptată după F.A.O. respectiv, WRB-SR.
Planosol	Planosol	Planosol	Definiție nemodificată
Sol brun luvic holoacid Luvisol albic holoacid	Alosol	Alosol	Tip de sol și definiție nou introduse (corespunzătoare solului Brun luvic holoacid și Luvisolului albic holoacid din SRCS-1980).
Sol brun feriiluvial	Prepodzol	Prepodzol	Definiție nemodificată; denumire adaptată.
Podzol	Podzol	Podzol	Definiție nemodificată.
-	Criptopodzol	-	Tip de sol și definiție nou introduse (corespunzătoare solului brun acid criptosodic de la altitudini mari). În SRTS-2012 a fost trecut ca subtip la Prepotzol (<i>Prepodzol humic criptosodic</i>).
Sol gleic Lăcoviște	Gleiosol	Gleiosol	Definiție modificată prin restrângerea sferei (orizont Gr mai sus de 50 cm adâncime de la suprafață) și includerea în același tip și a lăcoviștei (ca subtip: Gleiosol cernic); denumire adaptată.

-	Limnosol	Limnosol	Tip de sol și definiție nou introduse, pentru soluri subacvatice din bălți sau lacuri cu adâncimi mici.
Sol pseudogleic	Stagnosol	Stagnosol	Definiție nemodificată; denumire adaptată.
Solonceac	Solonceac	Solonceac	Definiție modificată (prin extinderea condiției de prezență a orizontului salic în primii 20 cm la primii 50 cm).
Soloneț	Soloneț	Soloneț	Definiție modificată (prin extinderea condiției de prezență a orizontului natric în primii 20 cm la primii 50 cm).
Sol turbos	Histosol	Histosol	Definiție nemodificată; denumire adaptată.
-	Foliosol	-	Tip de sol și definiție nou introduse în SRTS-2003 (corespunzătoare în parte <i>Litosolului organic</i> din SRCS - 1980). În SRTS-2012 a fost eliminat, nefiind semnalat în România, dar a fost păstrat ca subtip <i>folic</i> .
Erodisol	Erodosol	-	Definiție nemodificată; denumire adaptată (vocala <i>i</i> schimbată în <i>o</i> pentru tip de sol). În SRTS-2012 a fost trecut ca subtip <i>erodic</i> al <i>Antrosolurilor</i> .
-	Antrosol	Antrosol	Tip de sol și definiție nou introduse (pentru soluri având orizont superior antropedogenetic). În SRTS-2012, s-au introdus, la acest tip de sol, subtipurile <i>erodic</i> și <i>aric</i> (pentru fostele Erodosoluri și varietățile arice-adânc desfundate).

9.2.2. Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor (SRTS-2012)

Taxonomia (clasificarea) solurilor cuprinde o definire a orizonturilor pedogenetice, a elementelor diagnostice (orizonturi, proprietăți și materiale parentale diagnostice), tabelul general cu clasele și tipurile de sol, tabelul cu tipurile și subtipurile de sol cu definițiile corespunzătoare, cheile de determinare a acestora, lista cu subdiviziunile la nivel de varietate de sol și ceilalți parametrii pentru subdiviziunile la nivel inferior al taxonomiei.

Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor a fost elaborat pe baza cunoștințelor teoretice și rezultatelor practice a specialiștilor de la Oficiile de Pedologie și Agrochimie de la nivel județean, sub coordonarea Institutului Național de Cercetare-Dezvoltare pentru Pedologie, Agrochimie și Protecția Mediului București.

Alături de taxonomia solurilor din România, acest sistem cuprinde și corelarea solurilor țării noastre cu sistemele internaționale de clasificare a solurilor, utilizate pe plan mondial – *USDA Soil Taxonomy* și *WRB-ST*.

Entitatea de bază în SRTS (FLOREA, MUNTEANU, 2012) este *tipul genetic de sol*, considerat ca unitate principală în taxonomia solurilor României. SRTS include o serie de unități de diferite ranguri numite *taxoni*, ierarhizate, alcătuind un sistem taxonomic unitar.

Structura lui cuprinde (tabel 9.3): seria de cei **3 taxoni** corespunzători sistematizării la nivel superior (tabel 9.4) și seria de **4 taxoni** corespunzători sistematizării la nivel inferior.

Tabel 9.3

Taxonomia solurilor (SRTS, 2012)

Nivelul taxonomic		Exemple de încadrare a unui sol în sistem
Nivelul de detaliere	Seria ierarhică de taxoni	
Nivelul superior	<i>Clasă de soluri</i>	Luvisoluri (LUV)
	<i>Tip genetic de sol</i>	Preluvosol (EL)
	<i>Subtip de sol (și alte subdiviziuni principale)</i>	Preluvosol roșcat-gleic (EL rs-gc)
Nivelul inferior	<i>Varietate de sol</i>	Preluvosol roșcat batigleic
	<i>Specia (granulometrică) de sol*</i>	– nisipolutos / lutos
	<i>Familia de sol</i>	– pe loess grosier
	<i>Varianta de sol</i>	– arabil, tasat, erodat-slab eolian

* *Specia de sol* va fi redată în denumirea solului indiferent de gradul de detaliere taxonomică la care se redă solul (tip, subtip sau varietate), deci chiar dacă nu se precizează varietatea, subtipul sau ambele. (în exemplul din tabel, Preluvosol roșcat gleic, nisipolutos).

Clasa de sol reprezintă totalitatea (mulțimea) solurilor caracterizate printr-un anumit stadiu sau mod de diferențiere a profilului de sol, dat de prezența unui anumit orizont pedogenetic sau de o proprietate esențială, considerate elemente diagnostice specifice celor 12 clase de soluri.

Tipul (genetic) de sol reprezintă o grupă (submulțime) de soluri asemănătoare, separate în cadrul unei clase de soluri, caracterizate printr-un anumit mod specific de manifestare a uneia sau mai multor dintre următoarele elemente diagnostice: orizontul diagnostic specific clasei și asocierea lui cu alte orizonturi, trecerea de la sau la orizontul diagnostic specific clasei, proprietățile acvice, salsodice, histice etc.

Subtipul de sol constituie o subdiviziune în cadrul tipului genetic de sol, care grupează solurile caracterizate printr-un anumit grad de manifestare (exprimare) a caracteristicilor specifice tipului sau o anumită succesiune de orizonturi, unele marcând tranziții spre alte tipuri de sol, iar altele fiind caracteristici de importanță practică deosebită.

Varietatea de sol este o subdiviziune în cadrul subtipului de sol, determinată de caractere genetice neluate în considerare la nivel superior sau de unele caractere particulare ale solului, de regulă definite calitativ, precum

și de graduările cantitative ale unor atribute specifice subtipului sau tipului de sol.

Specia de sol precizează caracteristicile granulometrice ale solului, în cazul solurilor minerale, sau gradul de transformare a materiei minerale, în cazul solurilor organice (Histisolurilor) și variația acestora pe profil. Aceste caracteristici ale solului sunt în mare parte moștenite de la materialul parental, dar pot fi în bună măsură modificate prin pedogeneză.

Tabel 9.4

**Taxonomia solurilor la nivel superior
(Florea și Munteanu, 2012)**

Clasa de sol	Orizontul diagnostic	Tipul de sol
I. PROTISOLURI (PRO)	Orizont A sau O (sub 20 cm grosime) fără alte orizonturi diagnostice. Urmează roca (Rn sau Rp) sau orizontul C. Nu prezintă orizont Cca.	1. LITOSOL (LS) 2. REGOSOL (RS) 3. PSAMOSOL (PS) 4. ALUVIOSOL (AS)
II. CERNISOLURI (CER)	Orizont Am continuat cu orizont intermediar AC, AR, Bv, sau Bt, având în partea superioară culori cu valori și crome <3,5 (la umed) sau orizont A molic forestalic (Amf) urmat de orizont AC sau Bv (indiferent de culori) și de orizont Cca în primii 60-90 cm.	5. KASTANOZIOM (KZ) 6. CERNOZIOM (CZ) 7. FAEOZIOM (FZ) 8. RENDZINĂ (RZ)
III. UMBRISOLURI (UMB)	Orizont A umbric (Au) continuat cu orizont intermediar (AC, AR sau Bv) având în partea superioară culori și valori cu crome sub 3,5 (la umed).	9. NIGROSOL (NS) 10. HUMOSIOSOL (HS)
IV. CAMBISOLURI (CAM)	Orizont B cambic (Bv) având culori cu valori și crome peste 3,5 (la umed) începând din partea superioară. Nu prezintă orizont Cca în primii 75 cm (exceptând cazul celor afectate de eroziune).	11. EUTRICAMBOSOL (EC) 12. DISTRICAMBOSOL (DC)
V. LUVISOLURI (LUV)	Orizont B argic (Bt) având culori cu valori și crome peste 3,5 (la umed) începând din partea superioară; nu se includ solurile cu orizont B argic-natric (Bt _{na}) specific solonețurilor.	13. PRELUVOSOL (EL) 14. LUVOSOL (LV) 15. PLANOSOL (PL) 16. ALOSOL (AL)
VI. SPODISOLURI (SPO)	Orizont spodic (B _{hs} , B _s) sau orizont criptosodic (B _{cp}).	17. PREPODZOL (EP) 18. PODZOL (PD)
VII. VERTISOLURI (VER)	Proprietăți contractilo-gonflante (z) și/sau orizont cu structură poliedrică mare și crăpături profunde în perioada uscată a anului, începând din primii 25 cm sau imediat sub orizontul Ap.	19. VERTOSOL (VS) 20. PELOSOL (PE)
VIII. ANDISOLURI (AND)	Orizont andic (an) de asociere fără orizonturi spodice (Es, Bs, B _{hs}).	21. ANDOSOL (AN)

IX. HIDRISOLURI (HID)	Proprietăți gleice (Gr) sau stagnice intense (W) care încep în primii 50 cm, sau orizont A limnic (Al) și/sau orizont histic (T) submers. Nu pot avea orizont B _{tna} sau orizont salic (sa) și/sau natric în primii 50 cm și nici proprietăți contactilo-gonflante de la suprafață (specific vertisolurilor).	22. STAGNOSOL (SG) 23. GLEIOSOL (GS) 24. LIMNOSOL (LM)
X. SALSODISOLURI (SAL)	Orizont salic (sa) sau orizont natric (na) în partea superioară a solului (în primii 50 cm) sau orizont B _{tna} . Nu pot avea proprietăți contactilo-gonflante sau orizont vertic de la suprafață, diagnostice pentru vertisoluri.	25. SOLONCEAC (SC) 26. SOLONEȚ (SN)
XI. HISTISOLURI (HIS)	Orizont organic hidromorf (T) în partea superioară a solului >50 cm grosime.	27. HISTOSOL (TB)
XII. ANTRISOLURI (ANT)	Orizont antropedogenetic sau orizonturi superioare de sol, puternic amestecate prin desfundare profundă (>50 cm), lipsa orizontului A, E și parțial B, îndepărtate prin eroziune accelerată sau decopertare antropică, sau soluri în curs de formare pe materiale antropogene cu grosime ≤50 cm.	28. ANTROSOL (AT) 29. TEHNOSOL (TT)

Familia de sol reprezintă o grupare litologică care reunește solurile de același fel, dezvoltate pe același material parental, mineral sau organic. Se iau în considerare doi parametri: categoria de material parental și clasa granulometrică simplificată, la care se adaugă, când este cazul, și roca subiacentă.

Varianta de sol reprezintă o subdiviziune de detaliu care reflectă influența antropică asupra solului. Ea este determinată de modul de folosință a terenului, de alte modificări ale solului legate de utilizarea lui în producție, de intensitatea eroziunii în suprafață și de eventuala poluare a solului.

La nivelul clasei de soluri, denumirea este un substantiv folosit la plural, terminat în „-soluri”, a cărei primă parte arată caracterul esențial al mulțimii de soluri care alcătuiește clasa (de exemplu, cernisoluri, luvisoluri, salsodisoluri, protisoluri etc.). Se remarcă la toate denumirile, prezența vocalei *i* ca element de legătură cu sufixul „-soluri”.

În cazul denumirii tipurilor de sol, legătura dintre sufixele „-sol”, „-ziom” sau „-dzol”, cu prima parte a cuvântului, se face prin vocala *o* (litosol, aluvi^osol, cernoziom etc.), existând însă trei excepții: rendzină, solonceac, soloneț, ultimele două denumiri având totuși „o” ca vocală de legătură în cuvânt.

Fiecare din cele 12 clase de soluri prezintă între 1 și 4 tipuri genetice de sol, fiecare reprezentând caracteristici specifice.

Toate aceste trăsături principale specifice tipului genetic de sol reflectă de fapt acțiunea proceselor pedogenetice determinate de complexul condițiilor generale: climatice, biologice, litologice, hidrologice și antropice, în care au avut loc și are, încă, loc formarea și evoluția solului.

9.3. CADRUL NATURAL DE FORMARE A SOLURILOR ÎN ROMÂNIA

Teritoriul României se află de o parte și alta a paralelei de 45°, în interiorul continentului european, încadrându-se în zona climatică temperat-continentală. Relieful determină o varietate de condiții de climă, vegetație, rocă și hidrografie care duc la formarea unui înveliș de sol foarte diferit.

Condițiile de relief, climă și vegetație

România prezintă un relief extrem de variat, principalele unități geomorfologice mari fiind reprezentate de unități montane, unități de deal, piemont și podiș, unități de câmpie, luncă și deltă.

Unitățile montane ocupă o treime din suprafața țării, fiind reprezentate de două unități montane: Munții Carpați și Munții Dobrogei.

- **Munții Carpați**

- cu altitudini cuprinse între 2500 și 1000 m (maxim 2.543 m – Vârful Moldoveanu);
- formați din roci masive, magmatice și metamorfice, precum și sedimentare bine consolidate (calcare, conglomerate), pe care se formează soluri subțiri, cu caracter scheletic;
- relieful este foarte accidentat, clima aspră, fiind o zonă improprie pentru agricultură, însă propice dezvoltării silviculturii și pajiștilor naturale.

- **Munții Dobrogei** – amplasați în nord-vestul Dobrogei, ocupă o suprafață mică și sunt considerați resturi ale unor munți mai vechi care au fost puternic erodați; au sub 500 m altitudine, ei fiind separați ca regiune muntoasă nu datorită înălțimii, ci datorită structurii geologice.

Clima este caracterizată prin temperaturi medii anuale scăzute, 4-6°C, mai ridicate (8°C) în Munții Apuseni, precipitații medii anuale de 1200-1400 mm, și de 500 mm în Munții Dobrogei, în timp ce Indicele de ariditate (Iar) are valori >55.

Vegetația este specifică zonei montane:

- *zona alpină*, care ocupă părțile cele mai înalte ale reliefului montan, cu altitudini peste 1600-1700 m, pajiști de *Carex* (rogoz), *Festuca ovina* (păiuș), *Campanula alpina* (clopoțel), *Agrostis rupestris* (iarba stâncilor), *Nardus stricta* (țepoșica) etc., alături de *Vaccinium myrtillus* și *V. uliginosum* (afini), *V. vitisidaea* (merișor), *Pinus montana* (jneapăn), *Juniperus communis* (enupăr) etc.;

- *zona forestieră* – cea mai întinsă zonă naturală de vegetație, începe de la limita inferioară subzonei alpine și se continuă uneori până în zonele de câmpie, din care fac parte subzona coniferelor, cu molid (*Picea excelsa*), pin (*Pinus silvestris*, *P. nigra*), plop tremurător (*Populus tremula*), mesteacăn (*Betula verucosa*), și subzona fagului, cu extindere mare în zona montană și a dealurilor înalte, reprezentată de amestec de fag cu rășinoase și făgete.

Solurile sunt formate prin procese de bioacumulare de humus slab la moderat acid, alterare și levigare puternică, formare activă de argilă. Textura este foarte diferită în funcție de roca mamă, solurile pot fi lipsite de schelet sau cu schelet.

Solificarea spre partea superioară a pădurii și sub pajiști alpine decurge sub acțiunea humusului acid, solurile sunt sărace în substanțe nutritive, cu humus brut, cu distrugere definitivă a silicaților, fără formare de argilă – podzolire.

Solurile zonale caracteristice zonei:

- cernisoluri evolute direct pe roca de calcar: rendzine
- umbrisoluri dezvoltate pe șisturi sub pajiști alpine: humosiosol
- cambisoluri formate pe depozite de cuvertură detritică ce acoperă roca dură: districambosol
- spodisoluri: prepodzol, podzol

Unitățile de deal, piemont și podiș

Au înălțimi cuprinse între 1000-1200 m, fiind reprezentate de Subcarpați, Piemonturile vestice (400-600 m), Piemontul Getic, Podișul Moldovei (Podișul Sucevei, Câmpia Moldovei, Podișul Bârladului), Podișul Transilvaniei (Podișul Someșan, Câmpia Transilvaniei, Podișul Târnavelor), Podișul Dobrogei.

Sunt caracterizate de un relief, în general, frământat, pe care solificarea este limitată de fenomenul de eroziune de suprafață și de adâncime.

În general, substratul litologic este predominant sedimentar, reprezentat de depozite fine sau grosiere.

Clima – caracterizată prin temperaturi medii anuale cuprinse între 6-9°C sau chiar 10°C (Podișul Dobrogei), precipitații medii anuale de 600-700 mm, Iar între 35-55.

Vegetația este reprezentată de subzona stejarului, cu cea mai mare întindere, cu 4 tipuri principale de păduri: făgete-gorunete (*Fagus silvatica*, *Q. Petrea*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Acer campestre* - jugastru), gorunete, stejărete (*Q. robur*, *Carpinus betulus*, *tilia tomentosa*, *Ulmus foliaceae*), cerete-gârnițete (*Q. Ceris*, *Q. frainetto* - gărnița, *Corylus avelana* - corn, *Carpinus betulus*).

Procesele pedogenetice dominante sunt de levigare/argiloiluviere cu formarea orizontului B argic. Bioacumularea este moderată, pe baza vegetației specifice pădurii de foioase, materialul organic fiind parțial descompus.

Solurile sunt caracterizate prin diferențiere texturală pe profil, complexul adsorbtiv insuficient saturat, slab acid, conținut moderat sau mic de humus.

Solurile zonale caracteristice:

- Luvisoluri: Preluvosol, Luvosol, Planosol și Alosol, pe dealurile joase și pe treimea inferioară a celor înalte
- Cambisoluri : Eutricambosol și Disticambosol - pe dealurile înalte și etajul montan până la 1000 m.

Unitățile de câmpie, luncă și deltă au altitudinile cele mai reduse, <200 m, și sunt alcătuite din Câmpia Română, situată în partea de sud a țării, care cuprinde Oltenia, Muntenia și extremitatea de est a Moldovei, și Câmpia Vestică – câmpie joasă, de divagare, alcătuită din sedimente grele și care prezintă frecvent exces de apă (Oradea, Timișoara, Arad și Carei).

Aceste forme de relief oferă cele mai bune condiții de solificare. Lunca și Delta Dunării sunt unități de relief relativ noi, unde solificarea este în curs de desfășurare sau nici nu a început.

Clima se caracterizează prin temperaturi medii anuale de 10-11°C, precipitațiile medii anuale sunt cele mai reduse (400-500 mm), Iar=20-24.

Vegetația este predominat ierboasă, cu specii din genurile *Stipa*, *Poa*, *Artemisia*, *Bromus*, *Cynodon* ș.a., cea mai mare parte din vegetația naturală fiind înlocuită cu specii cultivate (Paulette, 2008).

Procese de bioacumulare sunt intense, pe baza vegetației ierboase, rezultă humus de tip mull saturat în ioni de Ca, acumulat pe grosime mare (30-40 cm). Procesele de alterare sunt slabe, formare de argilă în cantități reduse. Procesele de levigare inexistente.

Solurile sunt profunde, bine dezvoltate, lutoase sau luto-nisipoase, cu un plus de argilă față de materialul parental, structură glomerulară bună (destrucțurată în urma cultivării), cu permeabilitate bună pe întreg profilul, reacție slab alcalină, se lucrează bine, nu formează bulgări mari.

Solurile tipice zonale: Cernisoluri cuprinzând: kastanoziomuri, cernoziomuri, faeoziomuri

CAPITOLUL 10 DESCRIEREA CLASELOR DE SOLURI

10.1. CLASA PROTISOLURI (PRO)

Clasă nouă, introdusă în Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor (2003), cuprinde soluri în stadiul incipient de formare, cunoscute anterior *ca soluri neevoluate; se caracterizează prin profil încă incomplet diferențiat lipsit de orizonturi diagnostice, prezentând cel mult orizont A sau O, în general slab formate (sub 20 cm grosime), urmat de rocă (Rn sau Rp) sau orizont C. Nu prezintă orizont Cca*. La adâncime >50 cm, pot fi prezente orizonturile gleic (Gr), salic (sa) sau natric (na). Orizontul vertic poate fi asociat numai cu orizontul C.

Protisolurile apar pe suprafețe discontinui, diseminate în areale mai mari sau mai mici, fie în regiunile cu relief accidentat, pe versanți sau culmi înguste, fie în regiuni de dune sau în luncile râurilor și arii de divagare actuală.

În general, protisolurile se pot întâlni în orice zonă naturală unde se realizează condițiile specifice formării lor și cuprind următoarele tipuri de sol: ***Litosol, Regosol, Psamosol și Aluviosol.***

În ceeastă clasă sunt incluse soluri minerale, tinere, în curs de solificare, caracterizate doar prin prezența unui orizont de bioacumulare, fără orizonturi diagnostice, la care solificarea este întreruptă, fie din cauza prezenței materialului parental dur aproape de suprafață (Litosol), fie pe seama materialului neconsolidat, supus eroziunii geologice și amplasat pe versanți înclinați (Regosol), ori ca urmare a existenței unor materiale nisipoase depuse eolian pe care, din cauza spulberării și condițiilor nefavorabile instalării vegetației (Psamosol) sau a materialelor aluviale, a inundațiilor frecvente (Aluviosol), solificarea este frînată, iar solurile rămân la un stadiu incipient de solificare. Odată îndepărtată cauza frînării procesului de solificare, aceste soluri evoluează în direcția solurilor specifice zonei (soluri climax).

10.2. CLASA CERNISOLURI (CER)

În aceasta clasă sunt cuprinse soluri care au ca orizonturi diagnostice un orizont ***A molic (Am)*** sau ***A forestalic (Amf)*** – *numai la subtipuri cernoziomuri maronice și kastanoziomuri maronice, urmate de orizonturi intermediare AC, AR, Bv sau Bt. Orizonturile intermediare AC, AR, Bv sau Bt au o grosime minimă de 10-15 cm și culori închise cu valori și crome <3,5 la material în stare umedă, cel puțin în partea superioară a orizonturilor menționate și cel puțin pe fețele elementelor structurale.*

Orizontul de acumulare a carbonaților alcalino-pământoși (**Cca**) este prezent fie în primii 100 cm la kastanoziomuri, fie în primii 125 cm, la

cernisolurile cu textură mijlocie sau fină, ori în primii 200 cm, la cele cu textură grosieră.

Nu prezintă proprietăți andice menționate la andisoluri și nici proprietăți gleice (Gr) sau stagnice intense (W) în primii 50 cm, specific Hidrisolurilor, ori proprietăți salsodice intense (sa, na) în primii 50 cm.

Din clasa această clasă fac parte patru tipuri de sol: **Kastanoziom**, **Cernoziom**, **Faeoziom** (soluri zonale) și **Rendzina** (sol intrazonal sau litomorf).

Cernisolurile se formează predominant în condițiile pedoclimatice ale stepei și silvostepii din ariile câmpiilor periferice și a dealurilor joase. În zonele colinare și premontane, cernisolurile se întâlnesc pe suprafețe restrânse și numai pe roci sedimentare calcaroase sau dolomitice și pe roci bogate în elemente bazice.

Solurile acestei clase sunt rezultatul proceselor de bioacumulare intense, cu formarea unui orizont de suprafață bogat în humus, calitativ superior și profund (frecvent 30-40 cm grosime). Sunt soluri care în general au destinația arabil, ocupând suprafețe de teren plane sau ușor înclinate, prezentând proprietăți fizice bune, favorabile prelucrării cu unelte agricole, cu o reacție neutră, slab acidă sau slab alcalină, bine aprovizionate cu elemente nutritive. Excepție fac rendzinele care, datorită materialului parental dur (frecvent calcare dure), au un volum edafic mijlociu spre redus și un procent mai ridicat de schelet, iar folosința lor ca arabil este limitată. În zona montană ele sunt utilizate ca pajiști naturale și păduri, în timp ce în zona de deal și podiș sunt utilizate pentru cultura viței de vie și livezi, iar în zonele de câmpie pentru culturile de câmp.

10.3. CLASA UMBRISOLURI (UMB)

Această clasă se caracterizează printr-un orizont **A umbric (Au)**, care se continuă cu un orizont intermediar AC, AR sau Bv, având cel puțin în partea superioară (minim 10-15 cm) culori închise la materialul în stare umedă. Nu prezintă proprietăți andice menționate la andisoluri și nici proprietăți gleice (Gr) în primii 50 cm sau alte elemente diagnostice. Aceste soluri pot avea orizont O.

Este analoagă clasei cernisolurilor, deosebindu-se de acestea prin gradul de saturație în baze redus și prin lipsa orizontului de acumulare a carbonaților în sol.

În clasa umbrisolurilor sunt incluse **Nigrosolurile** și **Humosiosolurile**, care sunt puțin răspândite în zona montană, în condițiile de climă umedă, răcoroasă și substrat litologic acid.

Sunt soluri specifice arealului montan și alpin, caracterizate printr-un proces de bioacumulare desfășurat în condiții de climat mai umed și răcoros, astfel că descompunerea resturilor organice este mai lentă, rezultând un humus

brut în cantități mari, dar mai slab calitativ. Sunt soluri acide, cu textură grosieră, cu dezagregare intensă, frecvent scheletice, puternic debazificate, cu un grad de saturație în baze foarte scăzut (<10% la humosiosol). Datorită arealului de răspândire și a condițiilor de formare, au folosință obligată ca pășuni de slabă calitate sau păduri.

10.4. CLASA CAMBISOLURI (CAM)

Clasa cambisolurilor grupează soluri care au ca orizont diagnostic un orizont **B cambic (Bv)**. Culoarea acestui orizont este mai deschisă decât cea a orizontului Bv al solurilor din clasa umbrisoluri, cu valori și crome mai mari – 3,5 la material în stare umedă. Cambisolurile nu prezintă în primii 75 cm orizont de acumulare a carbonaților alcalino-pământoși (Cca). *Profilul cambisolurilor este constituit din orizont A (Am, Au sau Ao) urmat de orizont Bv. Poate fi prezent un orizont organic (O), precum și orizont vertic (y), asociat orizontului B.* Nu prezintă în primii 50 cm proprietăți stagnice intense (W), proprietăți gleice (Gr) sau proprietăți salsodice intense (sa, na) și nici proprietăți andice.

În clasa cambisoluri sunt incluse două tipuri de sol: **Eutricambosol** și **Districambosol**.

Cambisolurile sunt soluri nediferențiate textural pe profil, deosebindu-se între ele prin: conținutul de cationi bazici schimbabili și de cationi acizi, conținutul de aluminiu schimbabil, tipul de humus (mull calcic la eutricambosol și mull acid la districambosol). Datorită materialului parental diferit pe care se formează (bazic la eutricambosol și acid la districambosol), proprietățile chimice sunt differentiate. Astfel, eutricambosolul are o reacție slab acidă - slab alcalină (6,0-7,5), grad de saturație în baze 60-80% și este bine aprovizionat cu elemente nutritive. Ca urmare, aceste soluri prezintă o fertilitate mijlocie și sunt utilizate pentru diferite culturi de câmp cum sunt cele de grâu, porumb, floarea soarelui, cartof, plantații de pomi și viță-de-vie, iar în zonele înalte, pentru păduri de fag și rășinoase.

Districambosolurile, fiind specifice zonelor montane, cu climă rece și răcoroasă și pe materiale magmatice și metamorfice acide, sunt soluri cu fertilitate redusă datorită acidității puternice (4,0-4,5), humus brut, conținut mare de schelet și grad de saturație în baze scăzut (20-50%). Au, așadar, o folosință pentru pășune, păduri de foaioase în amestec cu rășinoase, iar în depresiun, pentru cultura cartofului.

10.5. CLASA LUVISOLURI (LUV)

*Această clasă are ca orizont diagnostic orizontul **B argic (Bt)**, având culori cu valori și crome >3,5 în stare umedă, începând din partea superioară a orizontului; nu prezintă orizont Bt_{na}. Pot prezenta orizont O, orizont vertic*

asociat orizontului B argic (Btzy). *Nu pot avea, în primii 50 cm, proprietăți stagnice intense (W), cu excepția unor planisoluri (stagnice), și nici proprietăți gleice (Gr sau proprietăți salsodice intense (sa, na).* Prezența unui orizont Bt este indică spre o suprafață de teren stabil (neafectat de eroziune) și un sezon uscat, în cursul căruia argila s-a depus pe suprafața elementelor structurale din orizontul B.

Condițiile bioclimatice în care se formează luvisolurile sunt cele ale zonei pădurilor de foioase din aria dealurilor și podișurilor. Aceste soluri ocupă un sfert din suprafața totală a României.

În această clasă sunt cuprinse următoarele tipuri de sol: **Preluvosol, Luvosol, Planosol și Alosol.**

Luvisolurile sunt soluri diferențiate textural, acide și puternic debazificate (cu excepția preluvosolului), cu conținut redus de humus, compacte și cu însușiri aerohidrice nefavorabile pe profil, greu permeabile, cu drenaj deficitar, frecvent cu proprietăți stagnogleice. Aceste soluri necesită un management îndreptat spre îmbunătățirea regimului aerohidric prin lucrări de afânare adâncă și subsolaj, corectarea reacției solului prin aplicarea de amendamente calcaroase, aplicarea de îngrășăminte organice și minerale cu azot, fosfor, potasiu și microelemente, precum și cultivarea unor plante cu toleranță mare la aciditate.

10.6. CLASA SPODISOLURI (SPO)

Această clasă se caracterizează morfologic prin prezența unui orizont O, Ao sau Au, sub care urmează un orizont E spodic (Es), un orizont B spodic (Bhs, Bs) sau orizont criptosodic (Bcp). În această clasă sunt cuprinse tipurile de soluri **Prepodzol și Podzol.**

Condițiile de formare care favorizează procesele de eluviere sunt asigurate de climate reci și umede, zona climatului boreal, regiuni montane înalte care acționează asupra materialelor parentale silicaticice acide, și de covorul vegetal alcătuit din ericacee și/sau conifere. Pe materiale parentale nisipoase grosiere și în condiții de drenaj bun, morfologia podzolurilor este bine exprimată și se pot observa contraste puternice între orizontul eluvial și iluvial (Țimbota O., 2008).

Aceste soluri sunt răspândite în zona forestieră (etajul pădurilor de fag-molid sau molid) și zona alpină (subzona alpină inferioară). Sunt soluri cu însușiri fizico-chimice nefavorabile (puternic acide, puternic debazificate, scheletice, subțiri), deci cu o fertilitate scăzută. Predominant sunt utilizate ca fond silvic (păduri de molid și brad) sau pajiști de productivitate redusă.

10.7. CLASA VERTISOLURI (VER)

Aceste soluri prezintă *proprietăți contractilo-gonflante (z) care se manifestă de la suprafață sau din primii 25 cm, cu sau fără orizont vertic (Bzy), care se continuă până la >100 cm (sau până la un orizont R sau C, dacă acesta apare mai sus)*. Conțin peste 45% argilă și prezintă, în anotimpul uscat, crăpături largi (>1 cm) și profunde (>50 cm) care se închid în perioadele umede. Culoarea orizontului humifer este relativ închisă și se deschide foarte lent în adâncime, formând, de regulă, un orizont humifer continuu, de culoare uniformă, profund, depășind frecvent 75-80 cm, excepție făcând subtipurile aluvie.

La suprafața terenului, apare în perioada uscată o rețea poligonală de crăpături largi de >1 cm. Pot prezenta, în primii 50 cm, proprietăți stagnice intense (W), proprietăți gleice (Gr) sau proprietăți salsodice intense (na, sa, sc).

Din clasa Vertisoluri fac parte două tipuri de sol: **Vertosol** și **Pelosol**.

Sunt soluri cu textură fină care imprimă însușiri aerohidrice extrem de nefavorabile în orice sezon (plastice și adezive la umed, dure și compacte la uscat), cu fenomene de stagnogleizare frecventă, compacte, grele, care se lucrează foarte greu, iar intervalul optim de umiditate pentru efectuarea lucrărilor agricole este foarte scurt. Din cauza conținutului ridicat de argilă, capacitatea de apă utilă este mică.

Pentru ameliorare, sunt recomandate lucrări de eliminare a apelor stagnante, afânare adâncă pentru îmbunătățirea permeabilității solului, lucrarea solului în perioadele optime de umiditate, precum și încorporarea de îngrășăminte organice. Nu sunt recomandate pentru cultura pomilor fructiferi, viței de vie sau rădăcinoase.

10.8. CLASA ANDISOLURI (AND)

Această clasă cuprinde un singur tip de sol, respectiv **Andosolul**, format pe materiale vulcanice a căror fracțiune argiloasă este dominată de materiale amorfe de tipul alofanelor. Este specific regiunilor cu vulcani mai mult sau mai puțin activi.

Sunt soluri cu orizont A urmat de orizont intermediar AC, AR sau Bv, la care se asociază proprietăți andice (an) începând din primii 25 cm, pe cel puțin 30 cm grosime. La subtipul litic, proprietățile andice trebuie să apară pe cel puțin jumătate din grosimea solului. Pot prezenta orizont O.

De asemenea, sunt soluri minerale specifice zonelor montane, formate pe materiale vulcanice și depozite derivate din acestea, rezultate în urma manifestării vulcanismului neogen (Donisă C., 1997). Formarea lor este condiționată strict de materialul parental și de intensitatea manifestării proceselor de alterare.

Au reacție puternic acidă (<5), conținut în humus de tip mull acid foarte mare ($>10\%$), cu o bună aprovizionare cu N (0,5-0,8) și capacitate de schimb cationic foarte mare (>25 m.e.) datorită materialului amorf. Fiind soluri caracteristice zonelor montane, folosința lor este limitată la fond forestier sau pajiști naturale cu caracter acid.

10.9. CLASA HIDRISOLURI (HID)

Clasa hidrisoluri (după SRTS-2012) cuprinde 3 tipuri de sol: **Stagnosol**, **Gleiosol** și **Limnosol**.

Hidrisolurile prezintă următoarele orizonturi și/sau proprietăți diagnostice: *proprietăți gleice intense (G) sau proprietăți stagnice intense (W) sau orizont A limnic (Al) sau orizont histic turbos*.

În clasa hidrisoluri, sunt incluse și solurile subacvaticice ale lacurilor de mică adâncime (2-3 m), unde se poate dezvolta vegetația acvatică (limnosolul). Adâncimea până unde poate pătrunde lumina (2-3 m în zona de câmpie și 8-9 m în zona de munte), reprezintă limita până la care se poate dezvolta vegetația acvatică și, prin urmare, limita superioară de formare a orizonturilor A limnic sau turbos T (cu grosimea <50 cm).

Denumirea de soluri hidromorfe își are originea în cuvintele grecești *hidros*=apă și *morphos*=formă, adică soluri formate în exces de umiditate.

Sub influența excesului de umiditate freatic sau pluvial, în solurile menționate, viața bacteriană dominantă va fi cea anaerobă, care va imprima solidificării trăsături specifice, precum procesul de reducere a oxizilor minerali și a materiei organice. În mediul anaerob, în primul rând oxizii de fier și mangan se vor transforma în compuși feroși și manganoși solubili. Aceștia se depun în masa profilului de sol, imprimându-i un colorit specific verzui-măsliniu, verzui-albăstrui, albicios-cenușiu, vinețiu-negricios etc., rezultând astfel orizonturile de reducere: Gr, Go în cazul umezirii freactice sau W în cazul umezirii pluviale. În același timp, o cantitate însemnată de materie organică moartă, sub acțiunea aceluiași bacterii anaerobe, va pierde oxigenul și se va acumula într-un orizont de bioacumulare de culoare închisă.

În profilul acestor soluri, alături de compușii reduși, se găsesc și compuși oxidați ai fierului și manganului de culoare gălbui-roșcat, formați în perioadele de întrerupere a umezirii, când au loc procesele de oxidare.

Sunt incluse, de asemenea, solurile cu orizont A limnic și/sau T (cu grosime <50 cm) submerse.

Aceste soluri sunt considerate soluri reci, grele și foarte compacte și necesită măsuri de îmbunătățire a regimului aero-hidric, fie prin lucrări profunde de afânare sau drenaj pentru eliminarea apelor stagnante (stagnosoluri), fie de drenaj de adâncime pentru reducerea nivelului apei freactice (gleiosoluri). Odată cu eliberarea solurilor de sub influența excesului de umiditate, se impune și fertilizarea cu îngrășăminte organice și minerale

pentru creșterea conținutului de elemente nutritive. Pot fi cultivate cu culturi de câmp, dar nu sunt recomandate pentru livezi și plantații viticole.

10.10. CLASA SALSODISOLURI (SAL)

Salsodisolurile au ca orizont diagnostic *un orizont salic (sa) sau un orizont natric (na) în partea superioară (primii 50 cm)*. Aceste orizonturi diagnostice („sa” sau „na”) sunt asociate orizonturilor principale A ocric, A molic, sau orizonturilor A și B cambic sau Bargic natric (Bt_{na}).

Clasa salsodisolurilor cuprinde două tipuri de sol: **Solonceac** și **Soloneț**.

Solurile cuprinse în această clasă sunt cunoscute și sub denumirea de sărături, slatine, soluri saline și alcalice. Pentru geneza acestor soluri, prezintă importanță sărurile ușor solubile, care se acumulează în orizonturile superioare. Cele mai răspândite săruri ușor solubile sunt clorurile și sulfatii de natriu, magneziu, calciu, iar uneori și bicarbonatii și carbonatii de natriu și eventual de potasiu.

Salsodisolurile ocupă, la noi în țară, o suprafață de peste 400.000 ha, răspândite sub formă de fâșii, insule mai mari sau mai mici și, mai rar, pe suprafețe întinse. Formarea lor este condiționată de factorii climatici (climat semiarid sau arid), geomorfologici (zone depresionare), geologici (material parental salifer) și hidrologici (apă freatică la mică adâncime sau stagnantă).

Datorită conținutului de săruri solubile sau a ionului de sodiu, salsodisolurile au o reacție neutră-alcalină, grad de saturație în baze de 100%, textură variată și conținut redus de humus. Prezența sărurilor solubile concentrează soluția solului modificând presiunea osmotică, astfel că apa este greu accesibilă pentru plante (capacitatea de apă utilă este mică, CU=5-13%) din cauza coeficientului de ofilire ridicat (CO=10-15%). Ameliorarea acestor soluri este dificilă și costisitoare, drept pentru care sunt folosite pentru pășuni cu valoare furajeră redusă și productivitate scăzută (la concentrații mari de săruri, vegetația dispare).

10.11. CLASA HISTISOLURI (HIS)

Histisolurile sunt constituite din *orizonturi organice hidromorfe* (orizontul turbos – T) *situate în partea superioară a profilului, având o grosime minimă de 50 cm*. Histisolurile se deosebesc de alte soluri prin prezența unui orizont constituit predominant din material organic cu proprietăți morfologice, fizice și chimice care diferă puternic față de solurile minerale.

În clasa Histisoluri (SRTS-2012) este inclus un singur tip de sol – **Histosolul**.

Histosolurile se formează în condiții de mediu unde materia organică este produsă de o vegetație hidrofilă și unde descompunerea biochimică a resturilor de plante este întârziată de cauze cum ar fi: temperaturi joase, mlăștinire permanentă, aciditate extremă, oligotrofie și/sau prezența de niveluri ridicate de electroliți sau toxine organice. Aceste soluri conțin material organic (orizont organic hidromorf, T) cu o grosime >50 cm în primii 100 cm ai solului și care începe din primii 50 cm.

Combinarea dintre diferitele condiții de mediu, compoziția materialului organic și gradul de descompunere determină formarea diferitelor tipuri de histosoluri.

Histosolurile sunt soluri cu exces de umiditate, greu permeabile, cu valori ale densității aparente foarte mici (frecvent <1) datorită materiei organice turbifcate, fără textură și structură (soluri organice). În general, nu sunt utilizate în agricultură. Orizontul turbos poate fi utilizat prin compostare, ca substrat nutritiv în sere (Mihalache, 2009).

10.12. CLASA ANTRISOLURI (ANT)

Clasa antrisolurilor, clasă recent introdusă în clasificarea solurilor, atât pe plan mondial, cât și în țara noastră, *cuprinde soluri care au la suprafață un orizont antropogenetic (intens modificat antropic), soluri amestecate prin desfundare de cel puțin 50 cm grosime sau soluri ale căror orizonturi A și E și partial B au fost îndepărtate prin eroziune accelerată sau decopertare antropică, sau soluri în curs de formare pe materiale antropogene în curs de solificare, cu grosime de cel puțin 50 cm.*

Din această clasă fac parte **Antrosolul** și **Tehnosolul**.

Antrosolurile apar pe areale restrânse, frecvent în sere și solarii unde se folosesc cantități mari de fertilizanți și irigații, în mediu controlat și, ca urmare, sunt soluri foarte bine aprovizionate cu substanțe nutritive, dar prezintă degradări fizico-chimice în urma irigațiilor (compactare, salinizare). Aceste soluri au, de asemenea, o activitate microbiologică bună. Apar și în arealele utilizate pentru cultura pomilor și viței de vie, unde se efectuează lucrări adânci la înființarea culturilor, astfel încât, orizonturile din partea superioară a profilului sunt amestecate și nu mai păstrează proprietățile caracteristice acestora.

Tehnosolurile sunt soluri formate pe diverse materiale antropogene (deșeuri organice sau minerale de tipul haldelor de steril, de cenușă, gropi de gunoi etc.), care manifestă în partea superioară a profilului procese de bioacumulare reduse (orizont A) și care, în principal, sunt plantate cu păduri sau chiar și culturi de câmp sau plantații viticole, acolo unde materialele depozitate au caracteristici texturale și chimice favorabile.

Arealele ocupate cu tehnosoluri sunt reduse, ele sunt localizate în special în jurul aşezărilor urbane sau în zonele industriale, pe locurile de depunere a diferitelor materiale reziduale, rezultate din activităţi industriale: fabrici de ciment, exploatări miniere sau de suprafaţă, exploatări carbonifere, termocentrale, gropi de gunoi, construcţia de autostrăzi, căi ferate, nivelări de teren sau modelări, terasări etc.

BIBLIOGRAFIE

1. ALEXANDROVA L.H., 1970, Gumusovie vescestva pocivi, 12, Leningrad.
2. BACHELIER, G., 1971, Fauns des sole et termites.
3. BEAR F., 1964, Chemistry of the soil. 2nd Edition. International Student Editions.
4. BLAGA GH., I.RUSU S. URDESCU D. VASILE, 1996, Pedologie. Ed. Didactică și Pedagogică, R.A. București.
5. BLAGA GH., M.DUMITRU, 2001, Pedologie. Ed. GNP Minischool, București.
6. BLAGA GH., V.BUNESCU, 1999, Lucrări practice la Pedologie. Tipo Agronomia, Cluj Napoca.
7. BLAGA GH., FILIPOV F., PAULETTE L., RUSU I., UDRESCU S., VASILE D., 2008, Pedologie, Edit., Mega, Cluj-Napoca.
8. BLAGA GH., 2004, Pedologie. Alcătuirea, geneza și proprietățile solurilor. Edit. Academic Press, Cluj-Napoca.
9. BLOOM, P.R.; ERICH, M.S. The quantification of aqueous aluminum. In: SPOSITO, G. (Ed.). The environmental chemistry of aluminum. 2 nd ed. Boca Raton: Lewis Publ., 1995. p.1-38.
10. BORLAN Z., HERA CR., 1977, Îndrumător pentru stabilirea necesarului de îngrășăminte și de amendamente la culturile de câmp, Editura Ceres, București.
11. BRADY N.C., 1974, The Nature and Properties of Soils, 8th, ed.,
12. BRADY C.N. și RAY WEIL, 2002, The nature and properties of soils. Thirteenth edition. Prentice Hall, New Jersey.
13. BRADY C.N. ȘI RAY WEIL, 2002, The nature and properties of soils. Thirteenth edition. Prentice Hall, New Jersey.
14. BUNESCU V., 1980, Curs de Pedologie. Atelierele de material didactic Institutul Agronomic Cluj-Napoca.
15. BUNESCU V., GH.BLAGA, 1988, Curs de Pedologie. Tipo, Institutul Agronomic, Cluj-Napoca.
16. BUNESCU V., 1974, Testaceele din solurile Munților Bucegi- Teză de Doctorat Universitatea Babeș Bolyai, Cluj-Napoca.
17. BUCUR N., 1956, Sistematica solurilor intrazonale și azonale din țara noastră. Iași.
18. CANARACHE A., 1990, Fizica solurilor agricole. Editura Ceres, București.
19. CERNESCU ȘI COLAB., 1958, Cercetări de pedologie; lucrările Conferinței de Pedologie, București
20. CHIRIȚĂ C.D., 1955, Pedologie generală. Ed. Agrosilvică de Stat, București.

21. CHIRIȚĂ C.D., 1974, Ecopedologie cu baze de pedologie generală. Ed.Ceres, București.
22. CHIRIȚĂ C., BURT , 1955, Pedologie generală. Ed. Agro-Silvică de Stat, București.
23. CONEA, ANA, IRINA VINTILĂ, A.CANARACHE, 1977, Dicționar de știința solului.Ed. Științifică și enciclopedică, București.
24. CSAPO, I., 1959, Pedologie, București.
25. DE LEENHER, WAEGEMANS, 1970, La Science du Sol
26. DICK, W. (2009). Lecture on Biochemistry Process in Soil Microbiology, Personal collection of W. Dick, The Ohio State University School of Environment and Natural Resources.
27. DOMMERGUES Y., 1962 , Contribution a l'étude de la dynamique microbienne des sols en zone semi-aride et en zone tropicale seche. Thesis, University of Paris.
28. DONISĂ C., C., RUSU R. MOCANU A., LUPASCU.1997-1998, Aspecte fizico-chimice cu implicații pedogenetice ale andosolurilor și solurilor andice din Munții Oaș-Igriș. Lucrările seminarului geografic Dimitrie Cantemir, nr.17-18
29. DUMITRU M și colab.,2000, Monitoringul stării de calitate a solurilor din România. ICPA, Ed.GNP, București.
30. DUCHAFOUR Ph., 1965, Precis de Pedologie.Masson&Cie Edit.
31. DUCHAFOUR Ph., 1968, L'évolution des sols. Masson& Cie Edit.
32. ENCYCLOPAEDIA BRITANNICA, 1990. Humus. In: The New Encyclopaedia, Britannica, Micropaedia, vol. 6., Encyclopaedia
33. FILIPOV F., 2005, Pedologie, Edit. Ion Ionescu de la Brad, Iași.
34. FLOREA N., I.MUNTEANU, C.GHIȚU, M.OPRIȘ, 1968, Geografia solurilor României.Ed. Științifică și Enciclopedică, București.
35. FLOREA, N., VESPREMEANU R., 1993, Combinațiile de soluri ale principalelor unități de relief din Podișul Dobrogea, Știința solului , nr. 3-4, București.
36. FLOREA N, ILIE L., DANIELA RĂDUCU, 2005 - *Morfologia și geneza solului*, partea I. Editura USAMV București, p 99-111.
37. GUCKERT A., 1973, Contribution a l'étude des polysaccharides dans les sols et de leur role dans les mecanisme d'agregation. These Doctorat d'Etat Nancy.
38. GAUCHER G., 1968, Traite de Pedologie Agricole. Ed.Dunod, Paris.
39. HEDGES, J.I G EGLINTON,P.G HATCHER,D.L KIRCHMAN,C ARNOSTI,S DERENNE,R.P EVERSLED,I KÖGEL-KNABNER,J.W DE LEEUW,R LITTKE,W MICHAELIS,J RULLKÖTTER . 2000. The molecularly-uncharacterized component of nonliving organic matter in natural environments. Organic Geochemistry. Volume 31, Issue 10, Pages 945-958

40. HENIN S., P. MONNIERE STENGEL, J. BOIFFIN J. GHERIF, F. TARDIEU, 1990, La structure du sol et son evolution: consequences agronomique maitrise par l'agriculteur. Ed. INRA. Paris.
41. HILLEL, D. (2004). *Introduction to Environmental Soil Physics*. Academic Press.
42. HOORMAN J. JAMES. 2016. Role of soil bacteria. Ohionline. Ohio State University Extension. <https://ohioline.osu.edu/factsheet/anr-36>
43. KAURICEV, S.I., 1989, Pocivovedenie. "Agropromizdat", Moskva.
44. KISSEL, D.E. and L. SONON (Eds), Soil Test Handbook for Georgia. 2008. <http://aesl.ces.uga.edu/publications/soil/STHandbook.pdf>
45. KOVDA V.A., B.G. RAZANOVA, 1988, Pocivovedenie. Pociva i pocivoobrazovanie. Izdatelstvo "Visšaia skola", Moskva.
46. KUBIENA W.L., 1953, Soils of Europe, Edit. Allen & Unwin.
47. LAȚO K., I., RUSU I., NIȚĂ L., D., 2010, Pedologie specială. Edit. Agroprint, Timișoara
48. LAȚO KAREL IAROSLAV, 2012 Pedologie Forestieră, Ed. Eurobit Timișoara 2012.
49. LAȚO KAREL IAROSLAV, 2012, Pedologie forestieră, Edit. Eurobit, Timișoara.
50. LEHMANN, J., KLEBER, M. The contentious nature of soil organic matter. *Nature* 528, 60–68 (2015). <https://doi.org/10.1038/nature16069>
51. LOW, P. F. (1958). Movement and equilibrium of water in soil systems as affected by soil - water forces. *Highway Research Board Special Report*, 40. <https://trid.trb.org/view/127438>
52. LOWENFELS, J. AND LEWIS, W. (2006). *Teaming with Microbes: A Gardener's Guide to the Soil Food Web*, Chapter 3: Bacteria, Timber Press, Portland, Oregon.
53. MARGULIS H., A. REVON, 1973, Pedologie descriptive. Pricat Edit.
54. MAZIN FADHIL KHUDHAIR, The Soil Solution, 2018 DOI: 10.13140/RG.2.2.30490.70085
55. MĂRGHITAȘ MARILENA, 2003, Agrochimie. Ed. Academic Press, Cluj-Napoca.
56. MICLĂUȘ V., 1976, Pedologie, Atelierele de material didactic, Cluj-Napoca.
57. MIHALACHE M., ILIE L., 2009, Pedologie- Solurile României, Editura Dominor, București.
58. MOCANU R., 1994, Agrochimie, Ed. Universitaria, Craiova.
59. NEMEȘ M., 1967, Curs de Pedologie, partea I-a. Atelierele de material didactic Institutul Agronomic Cluj-Napoca.
60. NOGUEIROL, R.C.; MONTEIRO, F.A.; AZEVEDO, R.A. Tropical soils cultivated with tomato: fractionation and speciation of Al. *Environmental*

- Monitoring and Assessment, v.187, p.160- 167, 2015. DOI: 10.1007/s10661-015-4366-0.
61. NOLLA, A.; ANGHINONI, I. Atividade e especiação química na solução afetadas pela adição de fósforo em Latossolo sob plantio direto em diferentes condições de acidez. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.30, p.955-963, 2006.
 62. NOVÁK, V., HLAVÁČIKOVÁ, H. (2019). Soil-Water Interface Phenomena. In: *Applied Soil Hydrology. Theory and Applications of Transport in Porous Media*, vol 32. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-01806-1_4
 63. OANE N., Gh. ROGOBETE, 1977, *Pedologie generală și ameliorativă*. Ed. Didactică și Pedagogică, București.
 64. OBREJANU GR., 1964, *Metodologie de cercetare a solului*, Edit. Academiei Republicii Populare Române.
 65. OPREA C.V., 1968, *Curs de Pedologie*. Inst. Agronomic Timișoara.
 66. OPREA C. V., 1972, *Pedologie*, Curs Litografiat Inst. Agronomic de la Timișoara.
 67. PAULETTE Laura, Gh. BLAGA, 2002, *Pedologie, lucrări practice*. Ed. Poliam, Cluj-Napoca.
 68. PAULETTE Laura, 2008, *Pedologie*, Ed. Todesco, Cluj-Napoca.
 69. PAULETTE Laura, BUTA M., 2014, Edit. RisoPrint, Cluj-Napoca.
 70. PĂCURAR I., BUTA M., 2010, *Pedologie și bonitarea terenurilor agricole*. Ed. Risoprint, Cluj-Napoca.
 71. PĂCURAR I., *Pedologie forestieră*, 2005, Ed. Academic Press, Cluj-Napoca.
 72. PĂUNESCU, C., 1975, *Solurile forestiere*, Ed. Academiei RSR., București.
 73. PREDA M., 1976, *Corelarea între factorii de pedogeneză și tipurile de sol din Munții Apuseni (Masivul Vlădeasa și Masivul Gilăului) în vederea stabilirii măsurilor de ridicare a productivității lor*. Teză de doctorat. Instit. Agronomic Timișoara.
 74. PUIU ST., C. TEȘU, I. DRĂGAN, GR. SOROP, V. MICLĂUȘ, 1983, *Pedologie*. Ed. Didactică și Pedagogică, București.
 75. RAPHAËL J. MANLAY, CHRISTIAN FELLER, M.J. SWIFT. 2007 . Historical evolution of soil organic matter concepts and their relationships with the fertility and sustainability of cropping system. *Agriculture, Ecosystems & Environment*. Elsevier
 76. ROȘIAN G. *Geomorfologie*, 2023 Presa Universitară Clujeană
 77. ROTH, C. H., POWLSON, D. S. (2008). *Soil Temperature and Its Impact on Plant Growth and Soil Biota*. *Soil Use and Management*, 24(4), 274-285.

78. RUSU C., 1998, Fizica , chimia, biologia solului. Ed. Universității “Al. I.Cuza”, Iași.
79. RUSU M. Și colab., 1997, Agrochimie, manual unic. Ed. Sitech, Craiova.
80. RUTKOWSKA, B.; SZULC, W.; HOCH, M.; SPYCHAJ-FABISIAK, E. Forms of Al in soil and soil solution in a long-term fertilizer application experiment. Soil Use and Management, v.31, p.114-120, 2015. DOI: 10.1111/sum.12150.
81. SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL, 1970, Lehrbuch der Bodenkunde, 7.Aufl, Stuttgart.
82. SELMAN ABRAHAM WAKSMAN, 1936. Humus: Origin, Chemical Composition, and Importance in Nature. Editura Williams & Wilkins.
83. SAIDJON SIDIQOV, LAZIZAKHON GAFUROVA, OLIMAXON ERGASHEVA, SAYYORAKHON YUNUSOVA, SALOMAT ZAKIROVA, ZAMIRAABDUSHUKUROVA, RANO RUSTAMOVA. Changes in the composition and concentration of soil solutions in seasonal dynamics of irrigated agriculture. E3S Web of Conferences 563, 03069 (2024) <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202456303069>
84. ȘECLĂMAN M., NARIN C., LUCA A. (1999) – Introducere în geologie generală. Editura Științifică și Enciclopedică, București.
85. ȘOROP DR., D.VASILE, A.CANARACHE, D.TEACI, E.MERLESCU, V.BUNESCU, Gh.BLAGA, 1991, Pedologie, Lito.Univ. Craiova.
86. TAYLOR, S.A. and Ashcroft, G.L., 1972. Physical edaphology: the physics of irrigated and nonirrigated soils. Freeman, San Francisco.
87. TÂRZIU D., 1997, Pedologie și stațiuni forestiere, Ed. Ceres, București.
88. TEACI D., 1980, Bonitarea terenurilor agricole. Ed. Ceres, București.
89. ȚĂRĂU D., ROGOBETE GHE., DICU D.D., 2016, Solurile din vestul României, Edit. Eurobit, Timișoara.
90. ȚIMBOTA OVIDIU. 2008. Teză de doctorat, Măsuri agropedologice de reconstrucție ecologică a unor soluri acide din județul Timiș. Universitatea Politehnică din Timișoara.
91. UDRESCU S., 1995, Curs de Pedologie. Centrul editorial poligrafic USAMV București.
92. USDA Natural Resources Conservation Service (NRCS). (2011). *Soil Temperature and Plant Growth*. <https://www.nrcs.usda.gov>
93. WAKSMAN S.A., 1938. Humus. Origin, chemical composition and importance in nature. The Williams and Wilkins Company. Baltimore. London. 2nd ed. revised- Hedges J.I, G. Eglinton, P.G Hatcher, D.L Kirchman, C Arnosti, S Derenne, R.P Evershed, I Kögel-Knabner, J.W de Leeuw, R Littke, W Michaelis, J Rullkötter, The molecularly-uncharacterized component of nonliving organic matter in natural environments, Organic Geochemistry, Volume 31, Issue 10, 2000, Pages 945-958,

94. XXX, 1987, Metodologia elaborării studiilor pedologice (partea I, partea a II-a, partea a-III-a), ICPA București.
95. XXX, Ghidurile Conferințelor SNRSS.
96. XXX, N. FLOREA., I. MUNTEANU, 2012, Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor (SRTS), Edit. Sitech, Craiova.
97. XXX., IUSS Working Group WRB. 2022. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 4th edition. International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria.
98. *Harta solurilor României la scara 1:200 000* (<https://icpa.ro/harti-sol/>)
99. Indiamart.com.
100. Chemtube3d.com.
101. <https://certifiedmtp.com/bulk-density-soil-sampling-kit-with-hammer-head-handle-5-8in/#&gid=1&pid=4>
102. <https://www.vedantu.com/question-answer/in-soil-the-water-available-for-root-absorption-class-11-biology-cbse-5f7d336a86fe8e51cadad326>
103. <https://lectia-despre-apa.aquademica.ro/2022/02/28/ciclul-hidrologic/>
104. <https://www.renkeer.com/soil-water-types-and-measure/>
105. <https://plantlet.org/importance-of-soil-solution/>