

**IACOB NEMEȘ
NICOLETA SORINA NEMEȘ**

PEDOLOGIE ȘI ELEMENTE DE GEOMORFOLOGIE



Colecția “MANUALUL STUDENTULUI”

**PEDOLOGIE
ȘI ELEMENTE DE GEOMORFOLOGIE**

Cartea de față prezintă sintetic principalele probleme specifice pedologiei, oferind informații esențiale pentru înțelegerea formării diverselor tipuri de soluri, condiționate de factorii pedogenetici și cei geomorfologici. Astfel se conturează relația dintre diverși factori pedogenetici și anumite procese fizice, chimice sau mecanice ce se manifestă și dau naștere constituenților solului, pentru înțelegerea principiilor care stau la baza clasificării solurilor.

Referent științific: Prof. dr. ing. Carmen GRECEA

Cartea se înscrie ca o lucrare de referință în domeniul ingineriei civile și a măsurătorilor terestre și cadastru, atât prin multitudinea problemelor prezentate cât și prin modul original de corelare a aspectelor complexe pe care le ridică pedogeneza. Cartea oferă informații utile pentru formarea tinerei generații de ingineri cât și pentru specialiștii din domeniul măsurătorilor terestre și cadastrului.

Referent științific: Prof. dr. ing. Adina NEGREA

IACOB NEMEȘ

NICOLETA SORINA NEMEȘ

PEDOLOGIE ȘI ELEMENTE DE GEOMORFOLOGIE

Colecția "MANUALUL STUDENTULUI"



EDITURA POLITEHNICA
TIMIȘOARA – 2021

Copyright © Editura Politehnica, 2021

Nicio parte din această lucrare nu poate fi reprodusă, stocată sau transmisă prin indiferent ce formă, fără acordul prealabil scris al Editurii Politehnica.

EDITURA POLITEHNICA

Bd. Vasile Pârvan nr. 2B
300223 Timișoara, România

Tel./Fax. 0256/404.677

E-mail: editura@upt.ro

Consilier editorial: Prof.em.dr.ing. Sabin IONEL

Redactor: Claudia MIHALI

Bun de imprimat: 16.12.2021

ISBN 978-606-35-0453-2

PREFAȚĂ

Prezenta carte conține elemente specifice de pedologie și geomorfologie, adresându-se în primul rând studenților care studiază disciplina "Măsurători terestre și cadastru". Succint este prezentat fondul funciar al României și principalii factori pedogenetici ce au condus la formarea învelișului de sol. În ceea ce privește formarea și alcătuirea solurilor, s-au detaliat modul de formare a părții minerale și a celei organice. Sunt tratate principalele proprietăți fizice, hidrofizice, chimice, termice și de aerație ale solurilor. Ultimul capitol tratează noțiuni de geomorfologie, menite să contureze principalele aspecte care au contribuit la actuala configurație terestră și implicit modificările solurilor ca urmare a acțiunii complexe a factorilor exogeni și endogeni.

Cartea a fost concepută pentru a facilita demersul didactic propriu zis, dar lucrarea vine și în sprijinul persoanelor interesate de domeniul pedologiei, care au nevoie de cunoștințe despre sol și posibilitățile de corelare a însușirilor acestuia pentru a stabili calitatea terenurilor.

Autorii

1. FOND FUNCICIAR

Obiective:

Să cunoască fondul funciar al României și rolul pedologiei în ecosistemele terestre;

Să recunoască factorii restrictivi ai solurilor;

Să cunoască principalele funcții ale solurilor;

Cuvinte cheie: fond funciar, factori restrictivi, funcțiile solului.

Suprafața totală a României este de 23,8 milioane ha, din care 14,7 milioane ha o reprezintă terenurile agricole, 6,8 milioane ha păduri și alte terenuri cu vegetație forestieră, 627 mii ha construcții, 388 mii ha drumuri și căi ferate, 879 mii ha ape și bălți și 423 mii ha alte suprafețe. Suprafața agricolă reprezintă 62,5% din teritoriul României din care rezultă o pondere de 0,65 ha pe cap de locuitor din suprafața totală, iar suprafața arabilă ocupă 39,4% din teritoriu cu 0,41 ha pe cap de locuitor [1, 2].

Suprafața agricolă este de 14,7 mil. ha din care 9,4 mil. ha terenuri arabile, 3,3 mil. ha pășune, 1,5 mil. ha fânețe, 281 mii ha vii și pepiniere viticole, 256 mii ha livezi și pepiniere pomicole [3].

1.1. ROLUL PEDOLOGIEI ÎN ECOSISTEMELE TERESTRE

Pedologia este știința care studiază geneza, evoluția și clasificarea solurilor, ocupându-se în special cu studiul constituției lor fizice, chimice și biologice în scopul stabilirii gradului de fertilitate și al posibilităților de ridicare a acestuia. [gr. *Pedon* – sol, *logos* – studiu].

Solul este partea superioară, afânată, a litosferei, care se află într-o continuă evoluție sub influența factorilor pedogenetici, reprezentând stratul superficial al Pământului în care se dezvoltă viața vegetală. Stratul fertil al solului conține nutrienți și este alcătuit din humus și loess. Un sol lipsit de o cantitate suficientă de nutrienți se numește *sol oligotrofic*.

Solul este un corp independent, dinamic, aflat la suprafața scoarței Pământului, având proprietăți de echilibru cu factorii care acționează asupra scoarței. În natură, ca și în societatea umană, solul îndeplinește importante funcții globale, care sunt esențiale pentru asigurarea existenței pe Terra prin

acumularea și furnizarea de elemente nutritive și energetice organismelor vii și prin asigurarea celorlalte condiții favorabile dezvoltării acestor organisme.

Principalele funcții ale solului sunt:

1. *Funcția ecologică* [4]:

- solul contribuie la reglarea compoziției atmosferei și a hidrosferei prin participarea solului la circuitul elementelor chimice și respectiv al apei în natură;
- contribuie la stabilitatea reliefului, protejând stratele adânci ale scoarței terestre;
- prezintă rol de atenuare a variațiilor bruște ale unor caracteristici ale solului, reglând condițiile de dezvoltare ale plantelor;
- acționează ca un filtru de protecție, prevenind contaminarea apelor freatice cu diferite substanțe poluante;
- prezintă rol de sistem epurator de substanțe organice străine sau de microorganisme patogene ajunse în sol;
- asigură condițiile de protecție, funcționare și evoluție normală a biosferei - determină protecția genetică a unor specii și implicit a biodiversității; - reprezintă habitatul de dezvoltare al organismelor din sol.

2. *Funcția economică* [4]:

- contribuie la producerea de fitomasă care servește ca materie primă de bază pentru producerea de alimente, îmbrăcăminte, combustibil;
- prin intermediul funcțiilor solului de rezervor și furnizor continuu de apă și nutrienți care-i conferă proprietatea cea mai importantă respectiv fertilitatea solului;
- rol în regenerarea capacității de producție a ecosistemelor, prin contribuția esențială la circuitul elementelor chimice în natură (prin mineralizarea materiei organice).

3. *Funcția energetică* [4]:

- stocarea energiei chimice, rezultată prin convertirea energiei solare în urma procesului de fotosinteză, în substanțe organice și acumularea parțială a acestora în sol sub formă de humus. Această energie se poate elibera în sol prin procesul de descompunere (mineralizare) a substanțelor organice;
- intermediază schimbul de energie și substanțe între litosferă și atmosferă;

- rol de absorbție a radiației solare și transferul de căldură către atmosferă.

4. *Funcția industrială* [4]:

- solul prezintă un rol important în infrastructură pentru diferite construcții și instalații, drumuri, autostrăzi, aerodromuri, stadioane etc., sau spațiu de instalare de cabluri și conducte subterane;
- asigură materii prime pentru diferite ramuri industriale (argilă, nisip, lut etc.).

5. *Funcția informatică* [4]:

- semnal pentru declanșarea unor procese biologice sezoniere;
- înregistrează și reflectă fidel, etapele din evoluția istorică prin păstrarea unor caractere relictice sau a unor relicve arheologice.

Solul prezintă un rol esențial în funcționarea normală a ecosistemelor terestre și acvaterestre, reprezentând o uzină imensă, la scară mondială permanent producătoare, prin procese automorfe, de fitomasă care constituie baza dezvoltării organismelor heterotrofe, inclusiv a omului. Fără asigurarea de către fitomasă a nutriției cu hidrați de carbon, proteine și alți compuși, ca și a energiei necesare, viața pe glob nu ar exista și nu s-ar putea derula [4, 5].

Prin funcțiile pe care le îndeplinește, solul reprezintă una din cele mai valoroase resurse naturale, folosită de om pentru a obține produsele vegetale de care are nevoie. Solul, ca și corpurile acvatice, alcătuiesc cele mai importante medii pentru producția de biomasă [4]. Fiind folosit de om în procesul producției vegetale, solul reprezintă totodată un mijloc de producție, principalul mijloc de producție în agricultură și silvicultură, acesta fiind o resursă regenerabilă, atâta timp cât utilizarea sa de către om nu influențează negativ funcționalitatea acestuia [4].

1.2. PRINCIPALII FACTORI RESTRICTIVI AI SOLURILOR

În ultimii ani au fost constatate schimbări majore în utilizarea terenurilor, determinate de scăderea suprafețelor ocupate cu păduri, cu livezi și a suprafețelor arabile și creșterea suprafețelor terenurilor ocupate de pășuni, fânețe și viță de vie. Creșterea suprafeței terenurilor scoase din circuitul agricol a determinat o mărire a terenurilor ocupate cu construcții, drumuri și căi ferate [3].

Ca urmare a utilizării neraționale a solurilor [6-8] sau ca urmare a influenței industriei prin procesele de poluare [8, 9] se impune reconstrucția

ecologică a terenurilor degradate sau afectate de diferiți factori restrictivi naturali sau antropici.

Odată cu realizarea Sistemului Național de Monitoring al Calității Solului s-a evidențiat că circa 12 milioane ha terenuri agricole, din care circa 7,5 milioane ha terenuri arabile sunt afectate de unul sau mai mulți factori restrictivi (seceta frecventă, excesul periodic de umiditate, eroziunea solului, salinizarea și alcalizarea solului, lipsa în microelemente, poluarea solului) [10].

La acești factori restrictivi se adaugă scăderea continuă a gradului de aprovizionare al solului cu elemente nutritive (azot, fosfor, potasiu) și scăderea conținutului în humus al solurilor [2].

Fondul funciar

Terenurile de orice fel, indiferent de destinație, de titlul pe baza caruia sunt deținute sau de domeniul public ori privat din care fac parte, constituie fondul funciar al României. Fondul funciar și, în mod corespunzător, dreptul de proprietate și celelalte drepturi reale trebuie înregistrate în documentele de evidență funciară și de publicitate imobiliară prevăzute de lege.

Fondul funciar este reglementat de *Legea fondului funciar - Legea nr. 18/1991, republicată în 1998* [11].

2. PRINCIPALII FACTORI PEDOGENETICI

Obiective:

Stabilirea principalilor factori pedologici care influențează formarea profilului de sol;

Influența rocii parentale asupra formării solurilor;

Influența climei asupra procesului de formare și evoluție a solurilor;

Înțelegerea rolului organismelor vegetale și animale asupra solurilor;

Cunoașterea modului de formare a solului sub influența reliefului;

Înțelegerea rolului apelor freatice și stagnante asupra învelișului de sol;

Cunoașterea influenței factorului antropic asupra formării solului;

Înțelegerea influenței exercitate de factorul timp asupra evoluției solurilor.

Cuvinte cheie: sol, pedogeneză, factori de solificare, material parental.

Prin acțiunea lor, factorii pedogenetici au contribuit la formarea învelișului de sol. Formarea solului este condiționată de acțiunea complexă a factorilor pedogenetici care acționează între partea superioară a zonei de contact dintre litosferă cu biosfera, atmosfera și hidrosfera.

Rolul principal în formarea învelișului de sol îl au următorii factori pedogenetici: roca, clima, relieful, vegetația și fauna, apa freatică și stagnantă, timpul și activitatea antropică. Toți acești factori sunt în strânsă interdependență și au declanșat procesele de pedogeneză care au condus la formarea învelișului de sol [4, 12, 13]. Solul nu se poate forma și nu poate evolua în cazul în care unul din acești factori nu acționează în procesul de pedogeneză.

2.1. ROLUL ROCII PARENTALE ÎN PEDOGENEZĂ

În procesul de pedogeneză influența rocii intervine asupra proprietăților fizice, compoziției mineralogice și chimice a solului. Procesele pedogenetice se desfășoară diferit în funcție de caracteristicile rocilor, astfel solificarea decurge mult mai lent în cazul rocilor magmatice compacte (granit, gabrou, andezit, riolit) comparativ cu rocile sedimentare unde solificarea se desfășoară într-un ritm rapid și pe o adâncime mai mare [4].

Astfel solurile formate pe roci sedimentare (loess, argile, nisipuri), cum sunt solurile din zona de stepă și silvostepă au un profil mult mai mare decât

solurile din zonele de deal și munte, unde, datorită rocilor compacte, profilul este mai redus. Așadar, pe roci compacte, reprezentate de arealele muntoase, se formează soluri cu mult schelet - pietriș, pietre, bucăți de rocă, în general slab productive, acide, slab aprovizionate cu elemente nutritive, cu textură grosieră și cu o permeabilitate ridicată [4].

Solurile formate pe roci neconsolidate sau afânate, în zonele de câmpie, deal, podiș, sunt foarte diferite din punct de vedere al compoziției granulometrice. Astfel, pe roci nisipoase cu permeabilitate mare se formează soluri sărace în humus și elemente nutritive, în timp ce solurile formate pe roci argiloase unde permeabilitatea este redusă, sunt mai bogate în humus și elemente nutritive.

Un exemplu de influență a rocii asupra formării solurilor îl constituie rocile ultrabazice (calcare, dolomit, gips), care indiferent de zona în care se întâlnesc duc la formarea Rendzinelor [4].

Alte roci determină caracteristici particulare în cazul unor soluri ca de exemplu marnele (Faeozim marnic), sau calcare bogate în oxizi de fier (Eutricambosol sodic).

Există situații în care roca nu are un rol hotărâtor în geneza solurilor, roca fiind influențată de alți factori de solificare, dar toate caracteristicile importante ale solurilor depind de cele ale materialului parental. Este cazul solurilor formate pe loess, care au textură mijlocie, caracteristicile morfologice sunt bine reprezentate și prezintă o fertilitate foarte ridicată, dar și solurile formate pe nisipuri (Psamosolurile) care prezintă o fertilitate redusă datorită proprietăților materialului parental pe seama cărora s-au format.

2.2. ROLUL CLIMEI ÎN PEDOGENEZĂ

Clima influențează formarea solului prin parametrii specifici: precipitații, temperatură, vânt, solul ajungând să reflecte condiția climatică prin intensitatea alterării părții minerale, a descompunerii materiei organice, spălarea constituenților chimici și minerali. Clima acționează în procesul de pedogeneză atât direct, prin factorii enumerați cât și indirect, prin intermediul vegetației a cărei dezvoltare și distribuție este influențată de parametrii climatici (temperatură și precipitații).

Temperatura influențează intensitatea proceselor care au loc în sol: alterarea, mineralizarea și humificarea resturilor vegetale, procesele de adsorbție, evapotranspirația etc. Descompunerea resturilor vegetale în zona de stepă, se manifestă cu o intensitate mult mai mare comparativ cu zonele mai reci, unde descompunerea este mult mai lentă, resturile organice fiind nedescompuse sau parțial descompuse [4, 14]. Temperatura influențează și

activitatea organismelor și microorganismelor din sol. În general bacteriile, preferă un mediu mai cald comparativ cu ciupercile, care contribuie la descompunerea resturilor vegetale în zone mai reci.

Toate aceste procese sunt în strânsă legătură și cu precipitațiile, care acționează prin percolare, stagnare și scurgere, producând diferite procese care influențează pedogeneza solurilor [4, 5]. Se constată o creștere a conținutului de argilă odată cu creșterea precipitațiilor. Un rol important al precipitațiilor se înregistrează în cazul percolării carbonatului de calciu pe profilul de sol în zonele aride, unde se formează Kastanoziomurile, carbonatul de calciu întâlnindu-se de la suprafața solului. Odată cu creșterea precipitațiilor acesta este levigat pe profilul de sol, astfel că în zonele cu precipitații de peste 650 mm carbonatul de calciu nu se mai întâlnește pe profilul de sol [4].

Climatul are o mare influență asupra proceselor de eroziune eoliană și hidrică [15] a solurilor prin principalele sale componente, vântul și apa.

Acțiunea directă a fenomenelor climatice se concretizează prin aceea că se formează un anumit *regim termic* al solului. Temperatura solului și variațiile ei în timp au o influență însemnată asupra proceselor chimice de alterare a mineralelor și rocilor. Principala sursă de căldură din sol o reprezintă radiația solară dar solul mai primește căldură și din procesele exoterme de descompunere chimică, din respirația macro și microorganismelor, din căldura de condensare și umectare. Pierderile de căldură ale solului sunt datorate radiației terestre, evapotranspirației, transferului de căldură în subsol.

Gradul de încălzire și răcire al solului este influențat și de factorii interni ai solului:

Capacitatea de adsorbție a energiei solare, care variază în sens invers cu capacitatea de reflectare a căldurii radiațiilor solare ajunse la sol. Raportul dintre cantitatea de energie reflectată și cantitatea de energie a radiațiilor solare căzute pe sol, este cunoscut sub denumirea de *albedou* [16]. Albedoul suprafeței pământului este determinat de compoziția minerală a solului, prin acoperirea cu vegetație. Albedoul suprafețelor terestre are valori cuprinse între 5% și 40%, fiind mai ridicat în cazul nisipurilor (30–40%) și cel mai scăzut în cazul arăturilor umede (5–15%) [17, 18].

Capacitatea termică a solului, definită ca fiind cantitatea de căldură necesară pentru ridicarea cu o unitate a temperaturii unei mase de sol [4, 14, 19]. La unitatea de greutate corespunde căldura specifică a solului, aceasta fiind exprimată prin numărul de calorii necesare pentru încălzirea cu 1⁰C a unui gram de sol. Căldura specifică exprimată la unitatea de volum se numește **capacitate termică**.

Conductivitatea termică a solului, reprezintă prin numărul de calorii care se transmit într-o secundă prin suprafața de 1 cm² sub un gradient al temperaturii de 1⁰C/cm.

Conductivitatea termică se exprimă în cal/cm²/grad/s și pentru principalii componenți ai solului are următoarele valori: aer -0,00006; apă - 0,00128; argilă - 0,022; nisipul - 0,0093; materie organică - 0,00027 [4, 14].

Conductivitatea termică a aerului este de 20 de ori mai mică decât a apei. Solurile nisipoase prezintă o conductivitate termică mare, acestea se încălzesc mult mai repede și pe adâncime mai mare comparativ cu solurile lutoase și argiloase. Așa se explică faptul că solurile argiloase și umede sunt mai reci decât solurile nisipoase și uscate (apa are căldura specifică maximă 1 cal/g, iar aerul minimă 0,000306 cal/g). Rezultă că pentru încălzirea unui sol aerat sunt necesare mai puține calorii decât pentru un sol umed [4].

Pentru caracterizarea solului sub raport climatic, se folosește:

✓ **Indicele de ariditate**

$$I_{ar} = \frac{P}{T+10}$$

P = suma precipitațiilor într-un an (mm),

T = temperatura medie anuală (⁰C);

✓ **Indicele hidroclimatic**

$$I_{hc} = \frac{P}{ETP}$$

P = suma precipitațiilor într-un an (mm)

ETP = evapotranspirația potențială anuală (mm);

✓ **Bilanțul hidroclimatic anual**

$$B_{hc} = P - ETP$$

P = suma precipitațiilor într-un an (mm)

ETP = evapotranspirația potențială anuală (mm);

2.3. ROLUL ORGANISMELOR VEGETALE ȘI ANIMALE ÎN PEDOGENEZĂ

Solurile nu se pot forma în lipsa factorului biotic - vegetația. Totuși acest factor nu poate fi considerat ca variabilă independentă deoarece este determinat de climă, sol și condițiile locale [4].

Vegetația, ca factor de solificare în formarea și dezvoltarea solurilor a fost evidențiată prin mecanismul de degradare a materiei organice și de formare a humusului [20]. Există o asocierie evidentă a învelișului de sol cu zonele de vegetație existente în România: stepă, păduri de foioase, păduri de conifere, zona alpină.

Vegetația influențează formarea solului prin furnizarea de materie organică solului, contribuind la acumularea humusului în sol, cantitatea și calitatea acestuia fiind direct influențate de tipul de vegetație. Astfel, în zonele de stepă pe seama descompunerii resturilor vegetale provenite de la vegetația ierboasă bogată în elemente bazice, cantitatea de humus rezultată este mai mare, acesta fiind alcătuit din acizi huminici care imprimă solurilor o culoare închisă. Solurile formate sunt bogate în humus și elemente bazice care determină un grad înalt de fertilitate (cernoziomurile) [5, 10].

Solurile formate în zonele de pădure sunt caracterizate printr-o mare aciditate, conținut scăzut în elemente nutritive, materia organică este slab humificată, iar activitatea biologică este redusă (cazul districambosolurilor) [10, 13, 21]. Foarte importantă este și proveniența resturilor vegetale, deoarece sub vegetația provenită din pădurile de foioase, acestea antrenează de două-trei ori mai multe elemente nutritive comparativ cu resturile vegetale provenite din pădurile de conifere.

Vegetația are un rol hotărâtor asupra distribuției învelișului de sol deoarece după schimbarea asociațiilor vegetale se pot stabili limitele de soluri în teritoriu. În general vegetația acționează în procesul de solificare într-un timp foarte îndelungat, schimbarea asociațiilor vegetale producându-se mult mai rapid decât schimbarea învelișului de sol.

Activitatea faunei din sol prezintă alături de vegetație, o influență foarte mare în procesul de pedogeneză al solurilor [4]. Fauna existentă în sol a fost grupată în funcție de mărime în microfaună (animale cu dimensiuni $< 0,2$ mm), mezofaună (0,2-4 mm), macrofaună (4-80 mm) și megafaună (>80 mm) [4]. Un rol foarte important în sol îl au râmele care prin activitatea lor duc la acumularea în sol a diferiților compuși specifici. Se consideră că anual trec prin tubul digestiv al râmelor o cantitate de sol cuprinsă între 50 și 600 t/ha.

2.4. ROLUL RELIEFULUI ÎN PEDOGENEZĂ

Relieful influențează procesul de pedogeneză al solurilor, atât direct prin procese de eroziune, alunecări, colmatare, deflație cât și indirect prin captarea în mod diferit a energiei solare și a apei, determinând procese de solificare diferite [4].

Relieful, prin cele trei mari tipuri geomorfologice, macorelieful, mezorelieful și microrelieful, acționează în distribuția solurilor prin repartitia diferențiată a căldurii și precipitațiilor odată cu schimbarea altitudinii.

Macorelieful cuprinde cele mai reprezentative forme de relief: câmpie, platou, lanțurile muntoase. În zonele montane unde relieful determină o

schimbare altitudinală a climei și implicit a proceselor pedogenetice determină o etajare pe verticală a solurilor cu profil scurt și scheletice [4].

Formele de *mezorelief* și *microrelief* manifestă un rol indirect, în principal prin modificarea condițiilor locale de climă și vegetație, influențând în mod frecvent condițiile de drenaj al solurilor. În zonele depresionare pe lângă apa căzută din precipitații, există un aport de apă provenit din scurgerile de pe versanții terenurilor învecinate care determină procese de stagnare a apei la suprafața solului, favorizând procesele de stagnoglezare [4, 14].

Pe terenurile vălurite datorită aportului diferit de umiditate, învelișul de sol prezintă grosimi diferite deoarece apa antrenează și particule de sol care se depun în părțile joase determinând grosimi diferite ale solului. Acumularea de humus este mai redusă pe coame unde stratul de sol este mai mic și mai mare în partea inferioară, în comparație cu carbonatul de calciu care se întâlnește la adâncime mai mică în partea superioară și mai mare în partea inferioară.

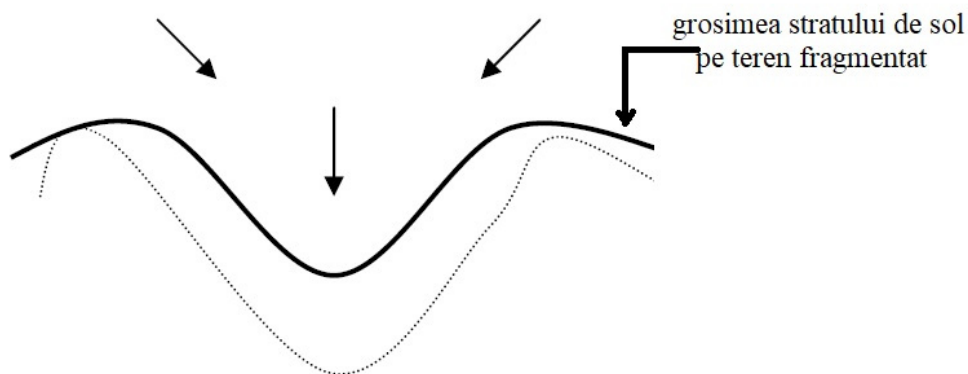


Fig. 2.1. Grosimea solului pe relief fragmentat [4]

Expoziția versantului determină procese deosebite, prin faptul că versanții sudici beneficiază de o cantitate de căldură mai mare, evapotranspirația este mai intensă și umiditatea deficitară. În cazul versanților cu expoziție nordică aceștia sunt mai reci, prezintă o umiditate mai ridicată iar tipul de sol format este diferit în comparație cu solul format pe versantul cu expoziție sudică sau sud-vestică [4].

În anul 1935 Milne [22] a studiat modul de formare al solurilor de pe versanți și a introdus noțiunea de *catenă*, care reprezintă o secvență de soluri situate de-a lungul unui versant. Factorul principal care determină această secvență de soluri este *panta*, care condiționează infiltrația apei în sol, de care depinde permeabilitatea, distribuția covorului vegetal, scurgerile de suprafață și

antrenarea particulelor de sol din partea superioară în partea inferioară a versantului [4, 23].

Pe forme depresionare se acumulează o cantitate mai mare de apă și astfel iau naștere soluri afectate de exces de umiditate, ca de exemplu *prelivosolurile stagnice* în timp ce pe terenurile plane în aceleași condiții climatice se formează *prelivosolurile* [4, 24].

În funcție de relief variază și condițiile de rocă, de hidrografie și hidrologie care influențează formarea și diversificarea învelișului de sol.

Raportat la relief, învelișul de sol se dispune altitudinal, conform principalelor forme de relief. Ca elemente ale formelor principale de macorelief se deosebesc: *suprafața orizontală*, *culmea*, *versantul* și *șesul aluvial*.

Formele de mezorelief și microrelief sunt:

Relief eolian: dună și interdună;

Martor de eroziune: popină, cornet, măguri izolate, movile.

Relief glaciatic: circ glaciatic, circ nival;

Relief carstic: câmp de lapiezuri, dolină, polie, uvale;

Arii depresionare: microdepresiuni și croturi;

În aceleași condiții climatice, cantitatea de apă care pătrunde în sol este diferită în funcție de relief: pe versanți, odată cu creșterea pantei, se micșorează cantitatea de apă infiltrată, iar în croturi apare un plus de apă din scurgerile laterale. Ca urmare procesele de alterare sunt diferite, rezultând soluri cu proprietăți diferite, cu orizonturi de grosimi diferite și constituenți diferiți.

2.5. ROLUL APEI ÎN PEDOGENEZĂ

În general formarea solurilor decurge în condiții normale de umiditate ce caracterizează o anumită zonă, acestea influențând procesele de *eluviere-iluviere* a diferiților compuși organici sau minerali, bioacumularea, etc. În unele cazuri procesul pedogenetic decurge în condiții de exces de apă, care poate fi de natură pluvială - întâlnit la terenurile aflate în arii depresionare, sau de natură freatică atunci când apa freatică se află la adâncimea de unde poate influența profilul de sol [4].

Datorită excesului de umiditate și a slabei aerații, pe profilul de sol apar zone de culori specifice, în care au loc procese de reducere a hidroxizilor de fier și mangan determinând apariția culorilor albăstrui, verzui, cenușii. Aceste proprietăți se numesc *proprietăți reductomorfe*, iar orizontul format se notează cu *Gr (gleic de reducere)* [14, 24].

Atunci când alternează condițiile de reducere cu cele de oxidare apar culori gălbui, ruginii iar orizontul se notează cu *Go* (*gleic de oxido-reducere*) [14].

Solurile influențate de apa freatică sunt mai bogate în materie organică, au un orizont humifer mai profund, debazificarea și procesele de eluviere-iluviere sunt reduse iar solurile formate se numesc *gleiosoluri* [24].

În cazul în care apa freatică conține sulfati, cloruri sau carbonați de sodiu determină îmbogățirea solului în săruri solubile datorită proceselor de salinizare, solurile formate se numesc *solonceacuri* [24].

Procesele de alcalizare sunt datorate acumulării de ioni de sodiu schimbabil în sol (*solonețuri*) [24].

Proprietățile stagnice ale solurilor sunt legate de saturația determinată de apa stagnantă temporar la suprafața solului sau în partea superioară a profilului de sol. Orizontul format prezintă culori vineții, albastrii, verzui când apa stagnează o perioadă mai lungă de timp iar orizontul se numește *stagnogleic* (*W*), iar solurile poartă denumirea de *stagnosoluri* [24]. Atunci când apa stagnează o perioadă scurtă de timp pe profilul de sol determină apariția culorilor gălbui, roșcate datorate oxidării compușilor de fier și mangan, proprietățile se numesc *hipostagnice*, iar orizontul *stagnogleizat* rezultat se notează *w* [24, 25].

2.6. ROLUL OMULUI ÎN PROCESUL DE PEDOGENEZĂ

Activitatea antropică nu este considerată un factor natural pedogenetic, dar datorită acțiunii sale omul poate influența direct sau indirect evoluția solurilor. Odată cu intensificarea tehnologiilor agricole de către om prin modificarea ecosistemului, solurile au suferit modificări atât în sens pozitiv cât și negativ [4]. Influența antropică se manifesta foarte diferit deoarece prin cultura terenurilor, omul înlătură vegetația naturală, ceea ce are efect asupra procesului de solificare. Lucrările de desfundat prin arături adânci de până la 60-80 cm modifică orizonturile de sol prin omogenizarea acestora. În urma fertilizării cu îngrășăminte organice și minerale a solurilor agricole se reface consumul de nutrienți din sol, care au fost îndepărtați odată cu ridicarea recoltei, astfel proprietățile fizico – chimice inițiale ale solurilor sunt modificate [25]. Introducerea sistemelor de irigații compensează deficitul de apă din punct de vedere climatic, dar, totodată, pot produce creșteri ale umidității în sol și sărăturarea acestuia ca urmare a utilizării apei în mod necorespunzător [25].

Prin înlocuirea sistemelor naturale cu agroecosisteme se modifică regimul hidric al solurilor, prin înlocuirea vegetației naturale cu culturi care pot produce apariția excesului de umiditate după defrișarea pădurilor.

Pe versanți sunt intensificate procesele de eroziune ale solului sau favorizarea eroziunii eoliene în cazul solurilor nisipoase [4].

Datorită industrializării accelerate, mari suprafețe de soluri sunt afectate mai mult sau mai puțin de diferite procese de degradare [10], în care solurile pot suferi o acidifiere pronunțată și o contaminare cu metale grele sau substanțe chimice provenite din emisiile industriale. Extracțiunile de petrol pot produce poluări ale solului cu petrol sau apă sărată, datorită scurgerilor accidentale în jurul zonelor de extracție, ca urmare a infiltrațiilor în sol, etc.

Cu toate că solul este considerat un sistem depoluator, care acționează ca un filtru biologic, capacitatea sa de depoluare este limitată [20].

De asemenea, suprafețe însemnate sunt scoase din circuitul agricol pentru exploatarea miniere de suprafață, construcții, drumuri etc. care modifică ecosistemul zonal [10].

Prin aplicarea măsurilor agropedoameliorative omul poate ameliora fertilitatea scăzută a solurilor, prin modificarea în sens pozitiv a însușirilor fizice, chimice și biologice [4].

2.7. ROLUL TIMPULUI ÎN PEDOGENEZĂ

Timpu, ca factor de solificare, intervine în procesele de solificare, raportat la materialul parental. Materialul parental se consideră că reprezintă timpul "t", respectiv starea inițială a solului. Pentru stabilirea duratei de când materialul parental a început să se solifice, deci pentru stabilirea *vârstei absolute* este necesară stabilirea vârstei depozitului de suprafață și a materialului parental, pe baza conținutului de carbon radioactiv (C^{14}) al materiei organice. Astfel s-a stabilit că solurile formate pe loess au ajuns la stadiul actual după 8000-10000 ani, solurile roșii, provenite din calcare după 20000 ani. Este posibil ca la aceeași vârstă absolută unele soluri să fi parcurs mai multe stadii evolutive (rocă parentală săracă în minerale calcice, relief plan, vegetație acidă, etc.) și să aibe o *vârstă relativă* mai mare. Solurile de mare vechime sunt denumite *paleosoluri* [23, 24].

3. FORMAREA ȘI ALCĂTUIREA PĂRȚII MINERALE A SOLULUI

Obiective:

Cunoașterea compoziției litosferei și principalii constituenți ai părții minerale a solului;

Influența proceselor de dezagregare și alterare a rocilor asupra părții minerale a solului.

Cuvinte cheie: roca, dezagregare, alterare, minerale argiloase.

În prima fază a solificării partea superioară a litosferei a fost alcătuită din roci masive, dure, rezultate prin răcirea și consolidarea magmei telurice. Aceste roci în timp au fost supuse acțiunii factorilor de mediu care duc, în prima fază, la dezagregarea rocilor dure. Asupra rocilor mărunțite a acționat tot timpul factorul biologic, determinând transformări fizico-chimice și biochimice care au dus la formarea solurilor. În timp datorită proceselor de dezagregare și alterare iau naștere principalii constituenți minerali ai solurilor, reprezentați în special prin nisip, praf și argilă.

3.1. ORIGINEA ȘI COMPOZIȚIA LITOSFEREI

Litosfera cuprinde pătura solidă de la suprafața Terrei, având o grosime de aproximativ 70-120 de km [26] și este alcătuită din minerale și roci (tabelul 3.1) [4]. Mineralele sunt substanțe anorganice solide și omogene din punct de vedere fizico-chimic. Rocile au rezultat prin asocierea pe cale naturală între două sau mai multe minerale.

În general sunt foarte puține elemente în stare nativă care intră în alcătuirea litosferei, majoritatea se găsesc sub formă de combinații chimice care alcătuiesc mineralele [27]. Sunt cunoscute peste 3000 de minerale în litosferă, pondere mai ridicată prezentând cca. 100 dintre acestea.

Tabelul 3.1. Principalele elemente chimice constituente (%) [4]

Elemente	Litosferă	Atmosferă	Hidrosferă	Biosferă
Hidrogen	2,9	-	66,4	49,8
Oxigen	60,4	21	33	24,9
Azot	—	78,3	—	0,27
Carbon	0,16	0,03	0,01	24,9
Siliciu	20,5	—	—	0,033
Aluminiu	6,2	—	—	0,016
Fier	1,9	—	—	—
Calciu	1,9	—	0,006	0,07
Fosfor	0,08	—	—	0,03
Sulf	0,04	—	0,017	0,017
Clor	—	—	0,33	—

Mineralele, în funcție de compoziția lor se grupează în:

1. *Clasa elementelor native* – Sulf (S), Cupru (Cu), Aur (Au), Argint (Ag), Platina (Pt), Diamant (C);
2. *Clasa sulfurilor* – cuprinde combinații ale sulfurii cu diferite metale sau substanțe metalice. Cele mai reprezentative sunt: *pirita* (FeS_2), *calcopirita* ($CuFeS_2$), *blenda* (ZnS) și *galena* (PbS), *realgar* (As_4S_4), *stibina* (Sb_2S_3);
3. *Clasa sărurilor haloide (săruri halogenate)* – cuprinde mineralele rezultate din combinarea acizilor halogenilor cu diferite metale – sarea gemă (NaCl), silvina (KCl), fluorină (CaF_2);
4. *Clasa oxizilor și a hidroxizilor* – rezultă din combinarea metalelor și metaloizilor cu oxigenul sau cu gruparea hidroxil. Cei mai răspândiți sunt oxizii de fier - hematitul (Fe_2O_3), limonitul ($FeO[OH] \cdot nH_2O$); oxizii de siliciu - cuarțul (SiO_2) și oxizii de mangan - piroluzit (MnO_2); oxizii de aluminiu – corindon Al_2O_3 ;
5. *Clasa sărurilor oxigenate* cuprinde săruri naturale ale acizilor oxigenați care în funcție de radicalul acidului se grupează în:
 - a) nitrați - săruri ale acidului azotic: salpetru de Chile ($NaNO_3$) și salpetru de India (KNO_3);
 - b) carbonați - săruri ale acidului carbonic: calcitul ($CaCO_3$), magnezitul ($MgCO_3$) și dolomitul ($CaMg(CO)_3$);
 - c) sulfăți - săruri ale acidului sulfuric: gipsul ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) și anhidritul ($CaSO_4$);

- d) fosfați - săruri ale acidului fosforic: apatita ($\text{Ca}_5\text{F}(\text{PO}_4)_3$) și vivianitul $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$;
- e) silicați - mineralele ce compun această clasă reprezintă circa 90% din volumul total al litosferei. În general toate rocile magmatice, metamorfice și sedimentare sunt formate pe seama silicaților. Silicații au la baza formării lor, grupări de SiO_4 , cu configurație tetraedrică, numite „tetraedri de SiO_4 ”. La baza structurii silicaților se află gruparea tetraedrică SiO_4^{4-} a cărei legătură Si-O este cea mai puternică din toate structurile cristaline cunoscute [4].

3.2. DEZAGREGAREA

Dezagregarea este procesul fizico-mecanic prin care rocile policristaline, coezive, sunt fragmentate în părți mai mici, fără ca natura mineralogică a rocilor să fie afectată.

a) *Dezagregarea datorită variațiilor de temperatură (dezagregarea termică).*

Se manifestă sub influența razelor solare, care produc încălzirea stratului superior al rocilor acestea dilatându-se mai mult decât cele din profunzime. Aceasta deoarece rocile și mineralele sunt corpuri slab conducătoare de căldură care nu se încălzesc uniform de la suprafață spre interior [20]. Dezagregarea datorată variațiilor de temperatură este mai accentuată în zonele de pustiu și în zonele muntoase, unde variațiile diurne de temperatură au o amplitudine mai mare [4].

b) *Dezagregarea datorită înghețului și dezghețului (gelivația).*

Se produce prin pătrunderea apei în fisurile produse de dezagregarea termică, în cazul apariției temperaturilor de îngheț 0°C sau mai mici. Prin înghețare apa își mărește volumul cu aproximativ 9% și exercită presiune mare asupra pereților și crăpăturilor contribuind la fragmentări ale rocilor. Acest proces se manifestă în zonele înalte cu înghețuri puternice dar și în zona temperată unde există înghețuri repetate în timpul iernii [4, 20].

c) *Dezagregarea sub acțiunea biosferei (dezagregare biomecanică).*

Se desfășoară cu intensități mai reduse comparativ cu dezagregarea termică și se manifestă pe arii geografice largi. Acest proces are loc prin pătrunderea rădăcinilor plantelor, a căror creștere în lungime și grosime exercită presiuni laterale de 30-100 kg/cm^2 , producând mărunțirea rocilor. De asemenea rădăcinile pot secreta anumite substanțe care prin dizolvare, determină slăbirea coeziunii dintre particule [4].

Animalele care trăiesc în sol (mamifere, viermi, râme, insecte) au o acțiune indirectă, contribuind la amplificarea dezagregării prin favorizarea pătrunderii în rocă a aerului și a apei.

Factorul antropic poate contribui în mod indirect la dezagregarea rocilor prin efectuarea de lucrări de construcții, de drumuri, de exploatare a carierelor și a exploatărilor miniere.

d) *Dezagregarea sub acțiunea apelor curgătoare, a zăpezii și a ghețarilor.*

Apele curgătoare acționează în procesul de dezagregare în mod diferit din bazinul superior către cel inferior. Pe cursul superior al râurilor datorită pantelor mari și scurgerilor rapide, predomină procesul de dislocare a rocilor și de mărunțire prin izbire, frecare și rostogolire. Pe cursul mijlociu, procesul principal este determinat de transportul materialului erodat prin suspensie, fragmentele cu diametrul mai mic de 0,8 mm și prin târâre cel grosier [4].

Dezagregarea datorată zăpezii se manifestă îndeosebi în zonele montane, când avalanșele antrenează blocuri de stâncă înspre aval. Astfel se formează morenele.

e) *Dezagregarea prin acțiunea vântului.*

Vântul se manifestă cu intensități diferite în regiunile în care vegetația este redusă sau lipsește în general în zonele deșertice și pe culmile munților. Acțiunea mecanică a vântului cuprinde trei procese distincte erodare, transport și sedimentare.

f) *Dezagregarea sub acțiunea forței gravitaționale.*

Se produce în zonele accidentate, unde fragmentele de rocă sunt desprinse de pe marginea abrupturilor, iar în cădere se lovesc de alte roci și se mărunțesc. Gravitația se manifestă și pe versanții puternic înclinați din zonele montane unde sunt desprinse și deplasate gravitațional blocuri mari de piatră care se mărunțesc prin izbire, frecare și rostogolire. În urma proceselor de dezagregare se formează un strat afânat de diferite grosimi, alcătuit din fragmente cu dimensiuni variate de la bolovani și pietre, la fragmente de dimensiuni mici de nisip fin și praf. Acesta reprezintă roca mamă sau materialul parental pe seama căruia încep procesele de formare a solurilor [4].

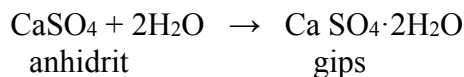
3.3. ALTERAREA

Alterarea este procesul chimic prin care mineralele primare din roci sunt transformate sub acțiunea factorilor externi (apa, aer, viețuitoare) în minerale secundare, cu proprietăți noi, deosebite de mineralele inițiale. Procesele de alterare se desfășoară concomitent cu procesele de dezagregare care înlesnesc

desfășurarea acestora prin mărirea suprafeței de contact ca urmarea mărunțirii materialului mineral.

1. *Apa ca agent de alterare*

Hidratarea – reprezintă procesul fizico-chimic care constă în atragerea apei la suprafața particulelor minerale (hidratare fizică), și/sau pătrunderea apei în rețeaua cristalină a mineralelor (hidratarea chimică).



Apa intrată în rețeaua noului mineral, nu este disociată în H^+ și OH^- , ci rămâne în stare moleculară nedisociată. În aceste condiții procesul de hidratare poate fi reversibil prin încălzire, materialul hidratat descompunându-se în mineral anhidru și apă liberă, producându-se astfel deshidratarea mineralelor.

Hidratarea și deshidratarea sunt procese de suprafață, care duc doar la variația volumului pământului, în condiții de oscilații ale temperaturii, ceea ce determină variații ale presiunii vaporilor de apă din atmosferă.

În general hidratarea se manifestă într-un climat umed iar deshidratarea în zonele cu climat secetos.

Dizolvarea - Reprezintă procesul de trecere în apă al substanței minerale până la nivel molecular sau ionic. În urma dizolvării se obține o soluție minerală alcătuită din apă care reprezintă mediul de dispersie și substanța dizolvată.

Ex. În urma dizolvării feldspatului potasic în apă la temperatură normală nu se mai obține un feldspat prin evaporarea apei ci un amestec de KOH și $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ având o structură amorfă total deosebită de structura feldspatului.

Hidroliza - reprezintă procesul de transformare a mineralelor ca urmare a înlocuirii cationilor din structura mineralului, cu ionii de hidrogen din apă. Totodată prin hidroliză se produce și descompunerea unor săruri în prezența apei în acizii și bazele din care au provenit.

Rolul hidrolizei în formarea solurilor este esențial, întrucât astfel se obțin componentii esențiali ai solurilor. Prin hidroliză sunt alterați silicații, obținându-se argilă, oxizi, hidroxizi, elemente nutritive [20].

Hidroliza silicaților se produce în trei etape: debazificarea, desilicifierea și argilizarea.

Debazificarea este posibilă deoarece la suprafața particulelor de silicați se găsesc diferiți ioni de K^+ , Na^+ , Mg^{2+} și Ca^{2+} . Apa din sol disociază în ioni de H^+ și HO^- . Ionii de H^+ având o energie de schimb foarte mare pătrund în rețeaua cristalină a silicaților și elimină din rețea ionii de K^+ , Ca^{2+} , Na^+ și Mg^{2+} . Ionii

trec în soluție și formează cu grupările OH^- diferite baze KOH , NaOH , $\text{Mg}(\text{OH})_2$, $\text{Ca}(\text{OH})_2$.

Desilicifierea reprezintă faza în care din rețeaua silicatului primar se pune în libertate o parte din SiO_2 sub formă de silice secundară. Silicea secundară eliberată se depune sub formă de pulbere albicioasă [20]. În climatele calde și umede cele două etape – debazificarea și desilicifierea acționează simultan practic se contopesc în una singură astfel încât hidroliza unui silicat complex se reduce la schema simplă:

silicat complex + apă disociată → silice + baze.

Argilizarea - nucleeele alumino-silicice rămase după debazificare și desilicifiere suferă procese de hidratare dând naștere unor silicați noi, denumiți silicați secundari sau minerale argiloase. Acești silicați sunt principalii constituenți ai argilei, iar faza de formare a silicaților secundari se numește argilizare. Un exemplu îl constituie formarea caolinitului în urma proceselor de sinteză dintre hidroxizii fundamentali.

2. *Aerul ca agent al alterării*

La contactul cu aerul numeroase substanțe devin instabile reacționând prin reacții de oxidare, reducere și carbonatare pentru a forma compuși minerali mai stabili. Aceste procese de cele mai multe ori se petrec în prezența apei.

Oxidarea poate fi definită ca:

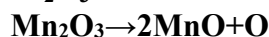
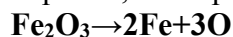
a) procesul de combinare a unei substanțe cu oxigenul $2\text{SO}_2 + \text{O}_2 = 2\text{SO}_3$ sau pierdere de hidrogen $\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = \text{H}_2\text{O}$;

b) ca o creștere a valenței unui metal ca urmare a pierderii de electroni, ca de exemplu trecerea fierului bivalent în fier trivalent sau a manganului bivalent în mangan trivalent sau tetravalent.

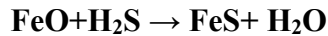
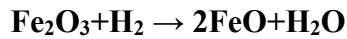


Ca și în cazul fierului, manganul este eliminat din rețeaua cristalină a silicaților și suferă aceleași transformări. Prezența compușilor de fier și mangan pe profilul de sol imprimă anumite culori specifice, culori roșcate până la gălbui în funcție de gradul de hidratare al fierului, datorate prezenței compușilor oxidați ai fierului și culori brun negricioase imprimate de oxizii și hidroxizii de mangan [25].

Reducerea este procesul invers oxidării prin pierderea oxigenului sau pierdere de sarcini pozitive și câștig de sarcini negative. Acest proces are loc în condiții anaerobe determinat de excesul de umiditate. În stare redusă, compușii feroși și manganosi sunt solubili, fiind asigurată circulația acestor elemente în sol și în plantă, în timp ce în stare oxidată precipită pe profilul de sol.

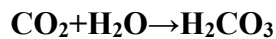


Proprietății reducătoare au și hidrogenul și hidrogenul sulfurat din mediile anaerobe:

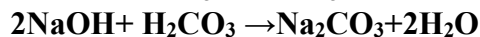
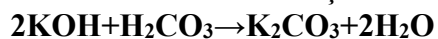


Procesele de oxidare și reducere se petrec deseori concomitent în urma alternării perioadelor de aerobioză cu cele de anaerobioză, iar orizonturile de sol prezintă un aspect marmorat, cu un colorit pestriț. Pe fondul vinețiu-verzui al compușilor de fier apar pete gălbui, ruginii ale oxizilor de fier și pete brune-negricioase ale oxizilor de mangan [4, 14].

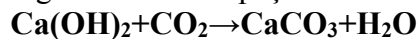
Carbonatarea – este determinată de dioxidul de carbon din apă, care acționează asupra bazelor rezultate din alterarea rocilor și mineralelor dând naștere la carbonați și bicarbonați. Dizolvarea în apă a CO_2 determină apariția acidului carbonic care este mult mai agresiv asupra mineralelor comparativ cu dioxidul de carbon.



Reacționând cu bazele metalelor alcaline (KOH, NaOH) acidul carbonic duce la formarea unor carbonați foarte solubili în apă:



Reacția acidului carbonic cu Ca și Mg determină formarea carbonaților de Ca și Mg care sunt mai puțin solubili în apă.



Solubilitatea în apă a carbonatului de calciu este foarte redusă, de ordinul a 2-3mg/l și poate precipita în sol. Dacă în apă există un exces de H_2CO_3 prin dizolvarea continuă în apă a CO_2 carbonații trec în bicarbonați de calciu, care sunt ușor solubili.



Odată cu îndepărtarea în profilul de sol a carbonaților la baza acestuia treptat se acumulează carbonați insolubili care duc la formarea orizontului Cca (carbonatoacumulativ). În zonele în care după un sezon umed îi succede unul uscat, cu evaporație intensă, datorită circulației ascendente carbonații pot reveni în orizonturile superioare sub formă de bicarbonați, unde pot trece din nou în carbonați. Fenomenul poartă denumirea de recarbonatare [4, 14]. Carbonatarea și decarbonatarea sunt procese reversibile adică are loc atât formarea de carbonați cât și levigarea lor din roci sau din soluri.

3. *Viețuitoarele ca agent al alterării*

Organismele animale și vegetale au un rol important în procesele de alterarea a mineralelor și rocilor, atât direct prin activitatea lor, cât și indirect prin produsele rezultate din activitatea sau descompunerea lor.

Acțiunea directă a organismelor în procesul de alterare biologică, este data de plantele inferioare reprezentate prin bacterii (aprox. 1 miliard de bacterii într-un gram de sol), ciuperci (până la 1 milion/gram de sol), alge (până la 100.000/gram de sol) și licheni.

Mușchii și lichenii se fixează direct pe suprafața mineralelor și rocilor contribuind la alterarea lor prin elementele pe care le extrag pentru hrană și prin substanțele acide pe care le secretă (acidul carbonic, acidul lichenic).

Bacteriile anaerobe își asigură oxigenul necesar metabolismului lor din oxizi, prin reducerea fierului și manganului trivalent;

Ciupercile pătrund cu ajutorul hifelor în porii și fisurile rocilor, contribuind atât la dezagregarea lor cât și la alterarea silicaților primari, prin acizii pe care-i secretă (acidul carbonic, diverși acizi organici etc.).

Alterarea biologică a rocilor dure datorată plantelor inferioare, alături de dezagregarea și alterarea chimică, contribuie la formarea unui strat de 5-10 mm grosime, condiție necesară pentru instalarea plantelor superioare care la rândul lor continuă alterarea biologică. Prin activitatea rădăcinilor plantelor superioare, care extrag selectiv elementele chimice, acestea pot produce modificări ale compoziției rocilor.

Secrețiile rădăcinilor plantelor pot conduce la alterarea mai rapidă a silicaților primari din roci, iar acizii organici rezultați în urma descompunerii sub acțiunea microorganismelor reacționează cu componentele minerale din roci și sol formând complexe organominerale de tipul humaților de Ca, Fe, Al. Organismele animale acționează în procesul de alterare indirect prin eliberarea de CO₂, H₂, H₂S, NH₄, acizi minerali și organici (rezultați în urma descompunerii resturilor organice) care acționează asupra mineralelor și rocilor prin procese de oxidare și carbonatare [4].

3.4. EFECTELE PROCESELOR DE DEZAGREGARE ȘI ALTERARE

În urma proceselor de dezagregare se formează particule grosiere de diferite mărimi, iar în urma proceselor de alterare rezultă compuși noi cu proprietăți diferite de rocile sau mineralele. Principalele produse rezultate în urma proceselor de dezagregare și alterare sunt: bolovani, pietre, pietriș, nisip, praf, minerale argiloase, silice coloidală, oxizi și hidroxizi, săruri [4].

Bolovani, pietrele și pietrișul reprezintă fragmente de roci cu diametrul cuprins între 2-200 mm, rezultate în urma proceselor de dezagregare, având o compoziție foarte variată din punct de vedere al alcătuirii mineralogice.

Nisipul rezultă în urma proceselor de dezagregare a diferitelor minerale și roci. În funcție de diametrul particulelor, nisipul se clasifică în nisip grosier (2-

0,2 mm) și nisip fin (0,2-0,02 mm) [20]. Nisipul provine în general din dezagregarea cuarțului acesta fiind practic nealterabil, fiind alcătuit din cuarț, feldspați și miche și determină la soluri o permeabilitate ridicată pentru apă și aer. Nisipul nu eliberează elemente nutritive prin alterare și nu posedă capacitate de reținere a elementelor nutritive, în aceste condiții nu contribuie la fondul nutritiv, influențând numai starea fizică a solurilor [4].

Praful este tot un produs al dezagregării și alterării fiind alcătuit din particule cu diametrul cuprins între 0,02-0,002 mm [20]. Praful prezintă aceeași compoziție mineralogică ca a rocii din care s-a format. În procent ridicat se întâlnește în alcătuirea rocilor sedimentare detritice de tip löess, depozite löessoide, aluviuni depuse sub acțiunea vântului sau a apei.

Mineralele argiloase cuprind silicații secundari rezultați prin alterarea celor primari, reprezentând componentele principale ale argilei..

Silicea coloidală sau *silicea hidratată* ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) – se formează în soluri din alterarea silicaților. În soluri, silicea coloidală se prezintă sub formă de pulbere albicioasă și se întâlnește în orizonturile eluviale.

Oxizii și hidroxizii se regăsesc în sol sub forma de pelicule depuse la suprafața altor minerale, ca agenți de cimentare a agregatelor de sol, sub formă de concrețiuni de diferite dimensiuni și foarte rar ca acumulări singulare distincte în sol. Ponderea cea mai mare în masa solului o au oxizii și hidroxizii de Si, Al, Fe și Mn rezultați în urma proceselor de alterare a substratului mineral.

Sărurile – se formează prin reacția dintre baze și acizi, care se regăsesc în soluția solului. Funcție de gradul de solubilizare, sărurile pot fi: ușor solubile (azotații, clorurile, fosfații feroși), mijlociu solubile (sulfatul de calciu - gips), greu solubile (carbonații de calciu și magneziu) și foarte greu solubile (fosfații de fier și aluminiu, fosfatul tricalcic). Sărurile solubile sunt spălate pe profilul de sol în funcție de gradul de solubilizare și de cantitatea precipitațiilor.

4. FORMAREA ȘI ALCĂTUIREA PĂRȚII ORGANICE A SOLULUI

Obiective:

Cunoașterea proceselor de descompunere a materiei organice;
Cunoașterea principalelor tipuri de humus;
Stabilirea importanței humusului în sol.

Cuvinte cheie: humus, materie organică.

Descompunerea resturilor vegetale și animale rezultate din activitatea microorganismelor sub acțiunea factorilor climatici se desfășoară cu intensități diferite. Funcție de natura resturilor vegetale, de compoziția acestora și de condițiile climatice se formează un component organic complex, specific solului, *humusul*. Formarea humusului reprezintă un proces esențial care contribuie la fertilitatea solurilor.

Țesuturile plantelor verzi conțin o cantitate de apă cuprinsă între 60 și 90% din greutatea totală, în timp ce 90-95% din greutatea materiei organice rezultate din resturi vegetale este constituită din carbon, oxigen și hidrogen [4, 14]. Plantele, în timpul fotosintezei, sintetizează aceste elemente din dioxid de carbon și apă. Prin ardere, cenușa rezultată reprezintă 5-10 % din materialul uscat. În cenușa rezultată pot fi găsite multe elemente nutritive ajunse în plante din sol, care, deși sunt în cantități mici, joacă un rol vital în nutriția plantelor și animalelor.

Compoziția chimică a plantelor verzi cuprinde 75% apă și 25% materie organică, însă materia organică este foarte diferită, depinzând de proveniența resturilor vegetale, deoarece ierburile perene sunt mult mai bogate în proteine și hemiceluloză decât resturile vegetale provenite de la vegetația forestieră [21, 28].

Modul de aprovizionare a solurilor cu resturi vegetale este diferit în funcție de tipul de biocenoză naturală sau cultivată, deoarece în pajiști, păduri și culturi agricole solurile primesc anual la suprafață și în interiorul lor cantități diferite de microorganisme și resturi organice și vegetale moarte. În cazul solurilor de pădure predomină acumularea de resturi vegetale la suprafața solului, constituită din frunze, ramuri, fragmente de scoarță, conuri, resturi organice moarte [21] care formează o pătură continuă numită *litieră*. Aceasta este specifică solurilor din zona forestieră și, prin funcțiile ei, contribuie în mare

măsură la anumite particularități ale acestor soluri. Grosimea stratului de litieră variază în funcție de cantitatea de resturi vegetale căzute anual la suprafața solului, precum și de tipul vegetației forestiere, având grosimi cuprinse între 1-3 cm în zona pădurilor de conifere și 3-6 cm în pădurile de foioase. În păduri, pe lângă litieră, solul primește materie organică și din rădăcinile arborilor, a rizomilor, bulbilor care contribuie la formarea humusului.

La solurile din zona pajiștilor, la suprafața solului se acumulează materie organică provenită din partea aeriană și subterană a plantelor. Cantitățile de resturi organice moarte sunt variabile în funcție de tipul de pajiști și de tipul de sol. În pajiștile bine încheiate resturile organice din masa aeriană a ierburilor și rădăcinilor însumează în medie cca 11000 kg, ceea ce reprezintă o cantitate de 2-3 ori mai mare decât materia organică provenită de la vegetația lemnoasă [4].

Resturile organice ierboase depuse la suprafața solului sunt repede descompuse în întregime, pe când la cele provenite din părțile subterane ale plantelor descompunerea este mai lentă și sunt transformate parțial în humus.

4.1. DESCOMPUNEREA MATERIEI ORGANICE

Descompunerea materiei organice este realizată prin acțiunea agenților fizici, chimici și biologici, întrucât sub acțiunea organismelor și microorganismelor materia organică rezultată este utilizată pentru hrană și energie. Descompunerea resturilor vegetale și animale este influențată de condițiile climatice. În condițiile unor temperaturi ridicate și a unor precipitații scăzute (zona de stepă) descompunerea resturilor vegetale se desfășoară mult mai rapid în comparație cu zona de pădure. În zona montană, de păduri înalte, din cauza precipitațiilor ridicate cantitativ și a temperaturilor scăzute descompunerea este mai lentă, anual rămânând o cantitate însemnată de resturi vegetale nedescompuse sau parțial descompuse.

Descompunerea materiei organice se realizează în trei etape: hidroliza, oxido-reducerea și mineralizarea totală.

Hidroliza determină descompunerea substanțelor organice complexe în compuși cu structură mai simplă, de natură organică. Ulterior produșii hidrolizei sunt transformați prin oxido-reducere, fie în substanțe organice mai simple, fie în compuși minerali.

Mineralizarea reprezintă faza finală de descompunere a resturilor organice depuse la suprafața solurilor, formându-se compuși minerali.

Humificarea este un proces complex de formare a unor substanțe organice specifice solului. Substanțele organice nou formate prezintă unități structurale care sunt alcătuite dintr-un nucleu aromatic (fenolic sau chinonic) și

catene laterale (lanțuri alifatic) de diferite naturi: radicali hidrocarbonați, peptide, uronide, etc [4].

Viteza de mineralizare și humificare a materiei organice în soluri se desfășoară diferit în funcție de tipul de vegetație și de condițiile de mediu. Cel mai intens se descompun resturile organice cu un conținut ridicat de proteine și elemente bazice (vegetația ierboasă). Vegetația lemnoasă, bogată în lignină și substanțe tanante, se descompune mult mai lent. În zonele cu temperaturi ridicate, umiditate scăzută, aerare bună și reacție neutră humificarea are loc mult mai intens, în timp ce în zonele umede și răcoroase, cu o slabă activitate biologică, în condiții de aciditate pronunțată și conținut redus de azot în materia organică, humificarea se desfășoară foarte lent.

4.2. PRINCIPALELE TIPURI DE HUMUS

În funcție de resturile organice și de condițiile ecopedologice ale proceselor de humificare, în soluri sau la suprafața acestora se acumulează cantități și categorii diferite de humus.

Humusul rezultă în condiții diferite de humificare, respectiv de aerare a solurilor. Diferențierea humusului, funcție de mediul de aerare este următoarea:

- în mediul în care predomină procesele de aerobioză: humus tip *mull*, *moder* și *mor*;

- în mediul anaerob: *turba* și *anmoor*;

Mullul – se formează pe seama materiei organice complet humificată și amestecată intim cu partea minerală a solului. Acest tip de humus este caracteristic solurilor aerate, cu o bogată activitate microbiană [4, 29-31]. În funcție de zona de formare se disting două tipuri de mull: *mull calcic* și *mull forestier*.

-*mullul calcic* este puternic saturat în ioni de calciu, se formează pe seama vegetației ierboase din zona de stepă, fiind alcătuit din acizi huminici puternic polimerizați. Determină formarea unui orizont A molic de culoare închisă, negricioasă cu o reacție neutră-slab alcalină. Raportul C:N este în jur de 10:1.

-*mullul forestier* este format pe substrat mineral necalcaros, acumulat pe grosime mică în zona pădurilor de foioase, fiind alcătuit din acizi fulvici. Prezintă culori brune-negricioase, o reacție slab acidă sau moderat acidă iar raportul C:N este de 12-15 [14, 32].

Moderul – este un tip de humus alcătuit din materie organică parțial humificată, în care se pot observa țesuturi de plante nedescompuse. Moderul se formează în soluri slab aerate cu umiditate ridicată și temperaturi scăzute. Raportul C:N este de 15-25 [14, 29-32].

În funcție de zona de formare iau naștere următoarele tipuri de moder:

-*moderul forestier oligotrofic* se formează pe seama vegetației lemnoase din păduri de rășinoase, humusul format este moderat acid;

-*moderul calcic* se formează din vegetația dezvoltată pe materiale parentale calcaroase cu un conținut ridicat de humuși de Ca de culoare închisă. Se întâlnește în orizontul Oh la Rendzine;

-*moderul de pajiști alpine* se întâlnește la solurile din zona montană. Pe seama vegetației ierboase constituită din graminee, într-un climat foarte umed și răcoros, are loc formarea moderului de pajiști alpine. Acesta se acumulează într-un orizont A de culoare neagră foarte acid, raportul C:N este de 15-20 [14].

-*moderul hidromorf* se formează la solurile afectate de exces de apă prelungit (Stagnosoluri) în condiții de anaerobioză.

Morul - se mai numește și humusul brut deoarece este constituit din resturi vegetale foarte puțin descompuse. Este foarte puternic acid având un raport C:N de 30-40:1 în orizontul organic, în timp ce în orizontul A raportul C:N este de 15-25:1 [4, 14, 29-31, 33]. Se întâlnește la solurile din zona montană acoperite de păduri de rășinoase (molid și brad).

Turba - este constituită din resturi vegetale nedescompuse sau parțial descompuse într-un mediu saturat cu apă în cea mai mare parte a anului [14, 30, 31]. În funcție de natura vegetației turba poate fi:

- *turba eutrofă* bogată în substanțe minerale care s-a format pe seama resturilor vegetale provenite de la rogoz, trestie și stuf. Turba eutrofă este saturată în ioni de calciu raportul C:N este mai mic de 30:1.

- *turba mezotrofă* este mai săracă în substanțe minerale și a luat naștere din resturi organice provenite de la rogoz și mușchi.

- *turba oligotrofă* este constituită din mușchi în condiții de umiditate foarte ridicată și temperaturi scăzute din arealul montan. Se formează pe materiale parentale acide. Este o turbă extrem de săracă în substanțe minerale, acidă raportul C:N este de 40:1 [4, 14].

Anmor - se formează în cazul solurilor afectate de exces de umiditate periodic provenit din apa freatică și este constituit din materiale aluviale (argilă, praf și nisip) și aproximativ 30% materie organică bine humificată. Se poate întâlni la unele soluri freatic umede la Gleiosoluri [4, 29-31].

4.3. ROLUL HUMUSULUI

Humusul ocupă în sol un procent de 1-10%, ceea ce reprezintă pe o adâncime de 50 cm o cantitate de 60 t/ha în solurile slab aprovizionate în humus și 500 t/ha în solurile bogate în humus. Humusul reprezintă constituentul solului cu importante influențe asupra însușirilor fizice, chimice și biologice ale solurilor, cu implicații asupra stării potențialului de producție. Humusul

imprimă solului culori închise contribuind la mărirea absorbției radiațiilor calorice cu implicații pozitive asupra regimului termic al solurilor. Humusul este un acumulator de energie solară, energie folosită în circuitul biologic din sol. Energia acumulată în humusul din sol este de $0,8-31 \cdot 10^9$ Kcal/ha [4].

De asemenea are însușirea de a contribui la formarea agregatelor structurale contribuind prin capacitatea sa de cimentare la formarea structurii glomerulare și grăunțoase. Prin aceasta îmbunătățește indirect însușirile aerohidrice ale solului prin mărirea porozității, permeabilității pentru apă și aer. Humusul are o mare capacitate de reținere a apei, de 3-5 ori greutatea proprie.

Datorită conținutului ridicat în azot și cationi bazici legați sub formă de humați, humusul reprezintă un rezervor de elemente nutritive pentru plante [34, 35]. Împreună cu mineralele argiloase humusul formează complexul adsorbativ al solului având rolul de reținere și schimb cationic. În urma procesului de mineralizare a materiei organice și prin capacitatea mare de adsorbție și schimb cationic, humusul asigură aprovizionarea continuă cu elemente nutritive ușor accesibile pentru plante, fiind elementul esențial al fertilității solului [35]. În soluri humusul este nu numai o sursă continuă de elemente nutritive, ci și un agent activ de reținere a acestor elemente date prin fertilizarea organică și minerală care în urma interacțiunii cu humus sunt levigate foarte ușor [4, 35].

Humusul reprezintă un substrat prielnic pentru dezvoltarea microorganismelor. Astfel este asigurată și intensificată dinamica biochimică a solului, totalitatea proceselor de transformare a substanțelor și energiei în sol.

Substanțele humice și alți compuși organici cu caracter acid, provenite din humus acid, eliberează ioni de H^+ în sol și măresc concentrația acestora în soluție crescând aciditatea solului [4, 32]. Această influență este cu atât mai însemnată cu cât humusul este mai nesaturat și solul este mai sărac în baze. Turbele oligotrofe, humusul brut, moderul sunt bogate în acizi fulvici și reprezintă o sursă importantă de ioni de H^+ în sol.

4.4. BILANȚUL HUMUSULUI

Din întreaga cantitate de materie organică a solului, 1-2% se degradează și se mineralizează. Degradarea este mai rapidă în solurile nisipoase și luto-nisipoase unde se descompun anual 2-3% humus. În aceste soluri resturile de la cerealele păioase dispar complet după un an, tulpinile de porumb după 2 ani, iar resturile lemnoase după mai mulți ani [4].

În solurile argiloase, compacte și reci, humusul se descompune în proporție de 1-1,5%, paie, cocenii de porumb și resturile lemnoase se descompun mai târziu decât la solurile nisipoase.

Pierderile anuale de humus depind de cantitatea inițială a acestuia. Spre exemplu, într-un sol cu 2% humus, pe o adâncime de 0-25cm, se pierde anual pe un sol nisipos 1200 – 1300 kg/ha humus, iar pe un sol argilos 900 kg/ha humus. Prin acest fenomen se degajă $3,65-4,87 \cdot 10^6$ kcal/ha.

Pierderile de humus sunt influențate prin lucrările solului și prin irigare, iar aportul de materie organică la 3-4 ani conduce la refacerea rezervei de humus.

Cantitatea de substanță organică uscată transformată în humus stabil (exprimată în %) față de cea inițială se numește *coeficient izohumic*, K_1 .

$K_1 = 50\%$ din substanța uscată încorporată în sol la gunoi de grajd bine fermentat

$K_1 = 8\%$ din substanța uscată încorporată în sol la îngrășăminte verzi încorporate prematur.

Luându-se în considerare influența resturilor organice, a climei, a texturii solului și a fertilizărilor organice se pot considera drept valori medii ale coeficientului de degradare izohumic, următoarele valori :

- 1,8% pentru solurile grele;
- 2,0% pentru solurile cu textură mijlocie;
- 2,2% pentru solurile cu textură nisipo – lutoase afânate.

Bilanțul humusului constă din calcularea cantității de humus produs din materie organică, provenită din resturile plantelor. Dacă pierderile de humus mineralizat sunt mai mari decât aportul de materie organică rămasă după recoltare, atunci trebuie să se găsească surse suplimentare de materie organică.

Tabel 4.1. Calculul cantității de humus pentru un asolament de 3 ani (sol cu 2% humus)

Cultura	Suprafața	Materia organică ce se încorporează	Humus produs Kg/ha	Total humus produs (t)
Grâu	200	Rădăcini + miriște	600	48-120
Orz	150	Rădăcini + miriște	450	67,5
Cartofi	50	vreji	150	7,5
Total	400			123-205

Cantitate minimă de humus produsă într-un an este de 123 t.

Cantitatea minimă de humus produsă în 3 ani este $123 \text{ t} \times 3 \text{ ani} = 369 \text{ t}$

Calculul pierderilor de humus:

Sol lutos cu 2% humus are 4000 t/ha substanță organică, deci rezerva de humus este : $4000 \times 2\% = 80$ t/ha.

Procentul de mineralizare al humusului pentru acest sol este $K_2 = 1,5\%$, deci în fiecare an se mineralizează: $80 \text{ t} \times 1,5\% = 1,2$ t/ha, rezultând pentru 400 ha și 3 ani: $400 \times 1,2 \times 3 = 1440$ t humus.

Bilanțul este diferența dintre humusul mineralizat și cel recuperat, adică:

$$1440 \text{ t} - 369 \text{ t} = 1071 \text{ t humus mineralizat, deci avem bilanț negativ.}$$

Refacerea rezervei de humus în sol se face prin administrarea de amendamente humice care constau din produse organice care conțin celuloză și lignină (paiele, gunoiul de grajd, îngrășămintele verzi, turba, frunzișul și alte resturi vegetale).

5. FORMAREA ȘI ALCĂȚUIREA PROFILULUI DE SOL

Obiective:

Cunoașterea proceselor de formare a orizonturilor pedogenetice;
Cunoașterea principalelor procese de diferențiere pedogenetică;
Recunoașterea principalelor orizonturi pedogenetice.

Cuvinte cheie: procese pedogenetice, bioacumulare, argilizare, eluviere-iluviere, pedon, pedosferă.

Geneza solului poate fi considerată ca o translocare de substanțe organice și / sau anorganice. Această translocare are loc în general pe verticală, în climate umede unde se realizează o migrare de sus în jos, iar în climatele aride de jos în sus.

Sub influența acestor translocări materialul parental se diferențiază în straturi cu proprietăți morfologice, fizice și chimice specifice, numite **orizonturi**.

Sucesiunea de orizonturi pedogenetice care se observă pe profilul de sol de la suprafață până la materialul sau roca parentală constituie **profilul pedogenetic** [36]. Așadar profilul pedogenetic reprezintă secțiunea verticală a unui sol.

Orizonturile pedogenetice sunt straturi de sol, paralele cu suprafața terenului, relativ uniforme, diferențiate fizic, chimic și morfologic între ele, rezultate prin procesul de formare a solului, proprietăți care diferă de cele ale straturilor supra sau subiacente prin următoarele caracteristici ușor măsurabile în teren: culoarea, textura, structura, consistența, prezența sau absența carbonaților, a neoformațiilor, etc. Pentru identificarea orizonturilor de sol sunt necesare totuși, uneori, determinări de laborator pentru completarea observațiilor din teren.

5.1. PROCESE PEDOGENETICE DE DIFERENȚIERE A ORIZONTURILOR

Principalele procese pedogenetice care au loc în solurile din România sunt: bioacumularea, argilizarea, eluvierea, argiloiluvierea, cheluviere - chiluviere (eluviere - iluviere humicoferiiluvială), gleizarea și stagnogleizarea, saliluviere - sodizare și procesele vertice [4].

Bioacumularea constituie esența procesului de pedogeneză și constă în acumularea în straturile superioare ale profilului de sol a materiei organice aflate în diferite stadii de descompunere. Humusul format în urma procesului de mineralizare a resturilor vegetale se integrează cu partea minerală a solului ceea ce duce la formarea unui orizont bioacumulativ (*orizontul A*) [4, 36, 37] sau a unui orizont de acumulare a materiei organice notat cu O sau T.

Orizontul organic - O este un orizont format în urma acumulării de materie organică aflată în diferite stadii de descompunere, provenită de la vegetația lemnoasă în partea superioară a orizontului mineral în condiții în care solul nu este saturat cu apă mai mult de câteva zile pe an [4, 24]. Orizontul O este întâlnit în solurile de pădure, mai ales pe solurile din zonele umede, fiind alcătuit din frunze moarte, crengi.

Orizont turbos - T – este un orizont organic hidromorf, alcătuit din material organic care este saturat cu apă mai mult de o lună pe an [4, 24].

Orizontul A este situat sub orizontul O în cazul solurilor de pădure, iar în cazul solurilor de pășune și pe terenurile agricole, acesta reprezintă primul strat al solului. Aici activitatea biologică este cea mai intensă, deoarece descompunerea materiilor organice se desfășoară cu preponderență în această zonă.

Procesul de bioacumulare este influențat de natura vegetației și de condițiile climatice. Astfel, în zona de stepă pe seama vegetației ierboase bogate în elemente bazice se formează la suprafața solului un orizont puternic humifer saturat în ioni de calciu de tip mull calcic, închis la culoare notat cu **A molic** – **Am** (bioacumulare stepică) [4, 24].

În zonele umede cu precipitații ridicate și temperaturi scăzute în urma acumulării de materiale vegetale acide (păduri de rășinoase și vegetație ierboasă acidofilă), iar materialul parental este format din roci de solificare acide, în aceste condiții din resturile organice vegetale se formează humus de tip mull forestier iar orizontul se notează cu **A umbric** – **Au** [4, 24].

În cazul solurilor tinere cu activitate biologică redusă și în zona forestieră sub păduri cu litieră săracă în elemente bazice humificarea este redusă, iar în urma descompunerii resturilor vegetale de natură preponderent lemnoasă la suprafața solului se formează un orizont sărac în humus, subțire, de culoare deschisă datorită humusului în care predomină acizii fulvici. Orizontul format se notează cu **A ocric** – **Ao** [4, 24].

Argilizarea constă în alterarea silicaților primari rezultând silicați secundari (minerale argiloase). În urma procesului de argilizare se formează orizontul **B cambic** (“cambiare” – „schimbare”) și se notează cu **Bv** („verwitterung” – „alterare”). În general acest orizont este sărac în humus și se

deosebește de culoarea materialului parental prin prezența oxizilor de fier eliberați în procesul de alterare a silicaților primari [38].

Formarea orizontului Bv are loc în silvostepă și zona forestieră (păduri de foioase) unde are loc acumularea „in situ”, în urma alterării materialului parental a argilei. Acest orizont este caracteristic solurilor din clasa Cambisoluri (Eutricambosol și Districambosol) [4].

Eluvierea este procesul de migrare a particulelor fine de minerale argiloase și constă în antrenarea mecanică a acestora în stare dispersată, odată cu apa infiltrată care se scurge prin porii solului, pe verticală sau oblic, formându-se **orizontul E**, cu un conținut de materie organică mai scăzut, motiv pentru care culoarea acestuia este mai deschisă decât cea a orizontului A.

În aceste condiții precipitațiile favorizează levigarea CaCO_3 și debazificarea complexului coloidal unde are loc înlocuirea cationilor de Ca^{2+} și Mg^{2+} cu cationii de H^+ [4]. Procesul poate avea loc în anumite condiții de pH, fie slab - moderat acid, fie puternic alcalin, care favorizează dispersia particulelor minerale. De aceea orizonturile eluviale sărăcite în argilă au culori deschise [39] și în funcție de cantitatea de argilă migrată din orizonturile respective se pot forma două orizonturi sărăcite în argilă și oxizi de fier și îmbogățite rezidual în silice și particule de cuarț, notate cu **E luvic** – **El** când se află într-o fază incipientă de eluviere și **E albic** – **Ea** când orizontul este puternic eluviat și are culori mult mai deschise decât orizontul El.

Argiloiluvierea este procesul în urma căruia argila eluviată din orizonturile superioare este depusă la suprafața agregatelor structurale sub formă de pelicule, fie prin coagularea particulelor argiloase din dispersie și depunerea lor orientată pe agregatele structurale [4]. Acesta este stratul **orizontului B**, bogat în argile, oxizi de fier, de siliciu, carbonați și alte minerale provenite din straturile superioare. Orizontul format are culori gălbui roșcate datorită oxizilor de fier migrați odată cu mineralele argiloase, se numește **B argic** - **Bt** (B textural). Există situații când pentru formarea orizontului Bt nu este necesară separarea unui orizont El sau Ea deasupra, datorită faptului că intensitatea eluvierii mineralelor argiloase este foarte slabă (subtipul argic de la Cernoziom) [4].

Procesul de cheluviere-chiluviere (eluviere-iluviere humicoferiiluvială). Procesele de cheluviere-chiluviere caracterizează solurile din regiunile înalte în zone cu climat umed și rece [4].

Prin chelatizare, elementele legate sunt reținute prin legături slabe, astfel este împiedicată îndepărtarea lor din sol sau trecerea în compuși insolubili, inaccesibili plantelor. Materia organică care participă la formarea chelaților prezintă o rezistență foarte ridicată la descompunerea de către microorganisme, conducând la creșterea humusului din sol [24]. Sub această formă de chelați, Al

și Fe pot migra pe profil odată cu apa din precipitații și se pot insolubiliza în orizonturile inferioare ale solului formând orizonturi îmbogățite în materie organică și sescvioxizi (oxizi de fier și aluminiu hidratați) [4].

În urma acestui proces se formează în partea superioară un orizont **eluvial albic** – **Ea** de culoare deschisă săracit în materie organică și sescvioxizi. Orizontul îmbogățit în sescvioxizi de fier și aluminiu și materie organică se numește **B humicoferiiluvial - Bhs** sau **B spodic** – **Bs** atunci când orizontul este îmbogățit doar în sescvioxizi de fier și aluminiu [4, 14].

Procesul de saliluviere și sodizare. Reprezintă procesul în urma căruia sărurile ușor solubile provenite din pânza de apă freatică sunt depuse pe profilul de sol. Aceste procese au loc în zonele aride cu relief ușor depresionar și apa freatică mineralizată cantonată la mică adâncime. Acest aport de apă freatică este consumat prin evapotranspirație iar sărurile transportate rămân în orizontul superior. În perioadele cu precipitații abundente apa infiltrată în sol nu poate transporta în adâncime toate sărurile solubile acumulate sub influența apei freactice. Astfel se formează un orizont îmbogățit în săruri, **orizont salic sa** cu un conținut de săruri mai mare de 1,00-1,50%. Dacă conținutul de săruri solubile este cuprins între 0,10-0,15 și 1,00-1,50% orizontul format se notează cu *sc* și se numește **hiposalic** [4, 14].

Alternarea proceselor de acumulare - migrare de săruri pe profilul de sol determină creșterea cantității de sodiu adsorbit în complexul coloidal al solului, proces cunoscut sub denumirea de **alcalizare** sau **sodizare**, care determină formarea **orizontului hiponatric (hiposodic) ac** cu un conținut de sodiu cuprins între 5-15%. Dacă conținutul de Na^+ este mai mare de 15% orizontul format se numește orizont **natric**, și se notează cu *na* sau în cazul în care este însoțit și de acumulare de argilă migrată, orizontul format se numește orizont **B argic-natric** – **Btna** [4, 14].

Procesele de gleizare și stagnogleizare sunt datorate prezenței apei care influențează profilul de sol și determină fenomene de reducere sau oxidare a compușilor de fier și mangan.

Procesele de reducere a compușilor de fier și mangan datorate prezenței apei freactice poartă numele de **gleizare** și determină formarea unui **orizont gleic de reducere** notat cu *Gr*, când există un exces de umiditate prelungit care determină apariția unor culori vineții, albastrui, verzui datorită reducerii compușilor de fier și mangan. Când alternează perioadele de reducere cu cele de oxidare a compușilor de fier și mangan și orizontul format prezintă atât culori de reducere cât și culori de oxidare (roșcate, gălbui, ruginii) se formează un **orizont gleic de oxidare-reducere** notat cu *Go*.

Procesul de reducere a compușilor de fier și mangan datorat stagnerii apei din precipitații pe profil se numește **stagnogleizare**. Orizontul format se

numește **orizont stagnogleic** – **W** și prezintă culori cenușii, verzui, ruginii și neoformațiuni ferimanganice de culoare neagră. Dacă excesul de apă este temporar orizontul format se numește **orizont stagnogleizat** este notat cu **w** și se caracterizează prin culori de oxidare gălbui, roșcate [4].

Procesele vertice au loc în solurile care conțin minerale argiloase smectitice (argile gonflante) în proporție de peste 30%, unde în perioadele secetoase are loc contracția agregatelor structurale care determină apariția unor crăpături mai mari de 1 cm. În perioadele umede datorită gonflării agregatele structurale își măresc volumul, sunt presate și alunecă unele peste altele schimbându-și unghiul de înclinare (lat. „verto” – „a întoarce”). În urma acestor procese de contracție-gonflare apar orizonturi specifice notate cu **y** - **orizont vertic**.

Orizontul C este rezultatul dezagregării primare a rocilor, fiind situat sub orizontul B, până la roca primară, nealterată, ce formează **orizontul R**.

Schematic, reprezentarea unui profil caracteristic de sol este reprezentată în Fig. 5.1.

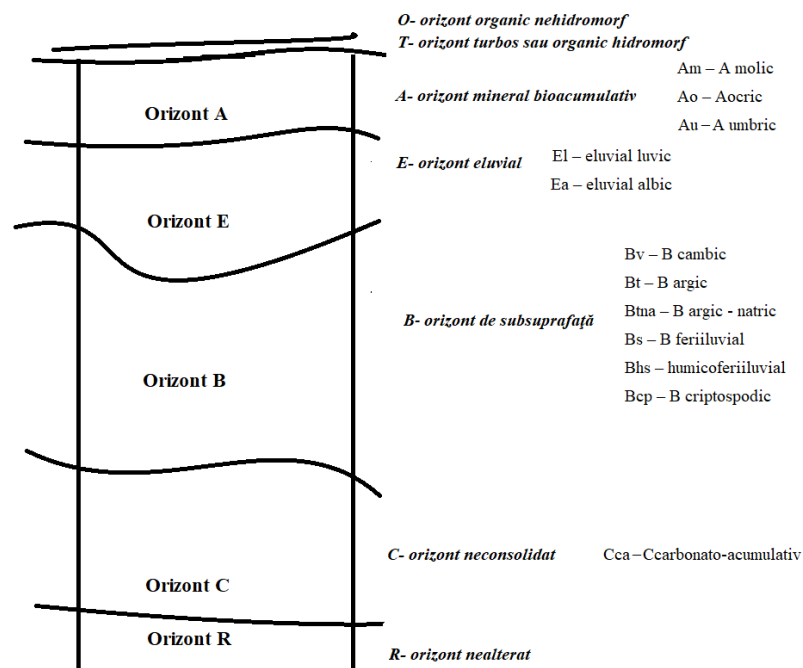


Fig. 5.1. Reprezentarea schematică a unui profil caracteristic de sol

5.2. ALCĂTUIREA SOLULUI

Solul, indiferent că este considerat un corp natural sau modificat de om, se caracterizează printr-o compoziție organo-minerală complexă, diferită de roca parentală din care provine și diferită de compoziția materialului parental (mineral și organic), prin prezența unor constituienți nou formați, specifici.

Solul este rezultatul interacțiunii litosferei-atmosferei-hidrisferei și biosferei și se constituie în **pedosferă**. Este considerat ca un organism cu o alcătuire bine conturată, în care au loc procese fizico-chimice și biochimice care-i conferă însușiri și proprietăți datorită cărora un sol individual – *pedon*, nu este identic cu un alt pedon.

Solul are unele caracteristici generale derivate din procesele fundamentale și din alcătuirea solului, care este un sistem deschis, polifazic.

Faza solidă, faza lichidă și faza gazoasă, aflate într-un permanent contact, se află în diferite grade de **dispersie** – de la fragmente cum ar fi pietrele, pietrișul, nisipul și praful, până la particule coloidale, molecule, atomi și ioni. Materia constitutivă a solului este divers grupată în **elemente structurale**, variate ca formă, rezultând astfel un sistem poros, întregit prin acțiunea organismelor vii (vegetale și animale).

Valorile optime dintre fazele constituente ale solului sunt: solidă -50%, lichidă -25%, gazoasă -25%. Apa încărcată cu substanțe minerale și organice, dizolvate sau în dispersie coloidală se constituie în **soluția solului** și scaldă particulele de sol, aflându-se cu suprafața activă a acestora într-un permanent echilibru dinamic de solubilizare și schimb de substanțe.

Echilibrul dintre fazele solului este modificat de fracțiunea vie a solului (microorganismele) care participă la alterarea fizică și biochimică, produce și stochează energia.

Solul se caracterizează printr-o însușire esențială și anume aceea de a face posibilă creșterea și dezvoltarea plantelor, asigurându-le apa și substanțele nutritive necesare, oxigenul și dioxidul de carbon, energia vitală. Această însușire esențială existenței omului pe pământ, denumită **fertilitate** este rezultat al proprietăților fizice, chimice și biologice a solului. Prin această însușire, de fertilitate, solul asigură plantelor verzi, în mod simultan și permanent, substanțele nutritive și apa de care acestea au nevoie pentru dezvoltare, astfel încât solul să fie capabil să producă recolte.

6. PROPRIETĂȚILE FIZICE ALE SOLURILOR

Obiective:

Cunoașterea principalelor proprietăți fizice ale solului;
Cunoașterea texturii solurilor și importanța acesteia;
Cunoașterea principalelor tipuri de structură a solurilor;
Cunoașterea influenței densității, a porozității, a gradului de tasare și a compactării asupra însușirilor fizice ale solului;
Stabilirea volumului edafic util al solurilor.

Cuvinte cheie: textura, structura solului, densitatea aparentă, porozitate, compactare, volum edafic.

Însușirile fizice ale solului influențează regimul aerohidric al solurilor și dezvoltarea sistemului radicular al plantelor. Textura solului reprezintă însușirea cea mai importantă a solului în funcție de aceasta se alege tehnologia de cultură cea mai adecvată, aplicarea irigației și a fertilizării sunt condiționate de textura solului. Aplicarea unui management defectuos atrage după sine distrugerea structurii solurilor, creșterea compactării solului cu repercursiuni negative asupra dezvoltării plantelor.

6.1. TEXTURA SOLULUI

6.1.1. Principalele tipuri de structură a solului

Faza solidă a solului, care reprezintă circa 50% din volumul total. Aceasta este alcătuită din substanțe organice și minerale. Partea minerală este formată din particule elementare de diferite mărimi. Deoarece alcătuirea fazei solide a solului este foarte complexă din punct de vedere fizic, chimic și mineralogic ne interesează în mod special mărimea particulelor elementare ale solului, ceea ce reprezintă *textura solului*. Textura solului se referă așadar la starea de dispersie a fazei solide a solului, la mărimea și proporția particulelor ce intră în alcătuirea lui [40, 41].

Particula elementară reprezintă o particulă solidă minerală silicatică, care nu poate fi divizată în alte particule mai mici în urma unor tratamente fizico-chimice simple, ci numai prin sfărâmare sau dispersie. În cadrul părții minerale silicatică se separă o serie de componente după mărimea particulelor elementare

numite *fracțiuni granulometrice*. Acestea sunt reprezentate prin partea fină alcătuită din particule cu dimensiuni mai mici de 2 mm (argilă, praf și nisip) și partea grosieră formată din materiale cu dimensiuni mai mari de 2 mm, care reprezintă scheletul solului.

Solurile evaluate, cu orizonturi bine diferențiate sunt alcătuite în principal din fracțiuni granulometrice cu dimensiuni < 2 mm, care determină textura solului. Gradul de fragmentare a părții minerale în componente de diferite mărimi și proporția cu care acestea participă la alcătuirea solului, reprezintă una dintre cele mai importante însușiri, care influențează majoritatea proprietăților solului și anume *textura solului* [4].

Aceasta influențează regimul termic, hidric, de aer și nutritiv, capacitatea de adsorbție, acumularea humusului, condițiile de executare a lucrărilor solului, dozele de aplicare a îngrășămintelor, amplasarea culturilor etc.

Criteriul de bază folosit în gruparea particulelor ce definesc textura solului a fost acela de a include în aceeași grupă sau categorie particule care au practic aceleași proprietăți. Încadrarea unui sol într-o clasă texturală se face prin analiza granulometrică a acestuia, în funcție de proporția de argilă (cu $\phi < 0,002$ mm), praf ($\phi = 0,02-0,002$ mm) și nisip ($\phi = 2-0,02$ mm) [24].

Nisipul ($\phi = 2-0,02$ mm) datorită alcătuirii sale mineralogice, în care predomină cuarțul și minerale primare nealterate, prezintă o suprafață specifică foarte mică, permeabilitate ridicată, capacitate de reținere a apei și a elementelor nutritive foarte redusă, este necoeziv și neplastic. Solurile în care predomină nisipul sunt sărace în baze și elemente nutritive, nu rețin apa și elementele nutritive și nu satisfac cerințele de creștere și dezvoltare ale plantelor [4, 24].

Praful ($\phi = 0,02-0,002$ mm) prezintă însușiri intermediare între nisip și argilă, acesta conferă solului o plasticitate și coeziune moderată și mărește capacitatea de reținere a apei și a elementelor nutritive. O proporție ridicată a prafului determină în sol unele proprietăți nefavorabile în ceea ce privește compactarea solului și contribuie la o slabă structurare a agregatelor, favorizând formarea crustei la suprafața solului cu repercursiuni nefavorabile asupra răsării plantelor [4, 24].

Argila ($\phi < 0,002$ mm) este componenta cea mai importantă a solului deoarece are un conținut redus în siliciu, ridicat în baze iar printre minerale predomină silicații secundari hidratați de tipul mineralelor argiloase [4, 24].

Solurile în care predomină fracțiunile argiloase prezintă plasticitate și aderență ridicată, capacitate mare de reținere a apei și a elementelor nutritive, suprafață specifică foarte mare, favorizând desfășurarea proceselor fizico-chimice și biologice din soluri, și îmbunătățirea fertilității solului.

6.1.2. Clasele texturale ale solului

În mod curent solurile prezintă în componența lor proporții diferite de nisip, praf și argilă, care imprimă proprietăți specifice acestora. În funcție de dominarea unei componente sunt stabilite clasele și subclasele texturale. În practică, solurile sunt grupate în 6 clase majore (nisip, nisip lutos, lut nisipos, lut, lut argilos, argilă), dar în studii pedologice se utilizează, de regulă, o scară mult mai detaliată. Pentru încadrarea în grupe de clase (texturi grosiere, texturi mijlocii, texturi fine), clase și subclase texturale, se utilizează Metodologia elaborării studiilor pedologice elaborată de ICPA, 1987 prezentată în Tabelul 6.1.

Tabelul 6.1. Grupe de clase și clase texturale [24, 42, 43]

Simbol pentru		Cod	Denumire	Argilă (%) < 0,002 mm	Praf (%) 0,002–0,02mm	Nisip (%) 2–0,02mm	Raport* Nf/Ng
hărți	calculat						
g	G	01	Texturi grosiere	<12	<32	>56	oricare
n sau 1	N	10	Nisip	<5	<32	>63	oricare
	NG	11	Nisip grosier	<5	<32	>63	<1
	NM	12	Nisip mijlociu	<5	<32	>63	1-20
	NF	13	Nisip fin	<5	<32	>63	>20
u sau 2	U	20	Nisip lutos	6-12	<32	56-94	oricare
	UG	21	Nisip lutos grosier	6-12	<32	56-94	<1
	UM	22	Nisip lutos mijlociu	6-12	<32	56-94	1-20
	UF	23	Nisip lutos fin	6-12	<32	56-94	>20
m	M	03	Texturi mijlocii	13-32	<32	33-87	oricare
s Sau 3	S	30	Lut nisipos	13-20	<32	48-87	oricare
	SG	31	Lut nisipos grosier	13-20	<32	48-87	<1
	SM	32	Lut nisipos	13-20	<32	48-87	1-20

			mijlociu				
	SF	33	Lut nisipos fin	13-20	<32	48-87	>20
	SS	34	Lut nisipos prăfos	<20	33-50	30-67	oricare
	SP	35	Prăf	<20	>51	<49	oricare
l Sau 4	L	40	Lut	21-32	<79	<79	oricare
	LN	41	Lut nisipo-argilos	21-32	<14	54-79	oricare
	LL	42	Lut mediu	21-32	15-32	35-65	oricare
	LP	43	Lut prăfos	21-32	33-79	<47	oricare
f	F	05	Texturi fine	>33	<67	<67	oricare
t sau 5	T	50	Lut argilos	33-45	<67	<79	oricare
	TN	51	Argilă nisipoasă	33-45	<14	41-67	oricare
	TT	52	Lut argilos mediu	33-45	15-32	23-52	oricare
	TP	53	Lut argilo-prăfos	33-45	33-67	<34	oricare
a sau 6	A	60	Argilă	>46	<54	<54	oricare
	AL	61	Argilă lutoasă	46-60	<32	8-54	oricare
	AP	62	Argilă prăfoasă	46-60	33-54	<22	oricare
	AM	63	Argilă medie	61-70	<39	<39	oricare
	AF	64	Argilă fină	>71	<29	<29	oricare
o	O	90	-				
c	C	91	Sedimente cu peste 40% CaCO ₃				
p	P	92	Roci – compacte fisurate și pietrișuri (permeabile)				
z	Z	93	Roci compacte dure (nepermeabile)				
-	H	94	Depozite organice				

*Reprezintă raportul dintre procentul de nisip fin (Nf-0,2-0,02 mm) și nisip grosier (Ng - 2- 0,2 mm)

Textura solului prezintă o importanță deosebită în legătură cu capacitatea de producție a solului, caracteristicile agronomice și cele ameliorative. Textura este însușirea cea mai stabilă a solului, în funcție de care trebuie adaptate toate

tehnologiile de cultură și măsurile agropedoameliorative privind ameliorarea însușirilor negative ale solurilor determinate de texturi extreme.

Textura grosieră se caracterizează prin capacitate redusă de reținere a apei, permeabilitate și aerație ridicată și ascensiunea capilară redusă. În perioadele secetoase apa din precipitațiile reduse cantitativ, este ușor utilizată, iar în perioadele cu precipitații abundente se pierde foarte ușor apa datorită permeabilității ridicate a solului.

Solurile nisipoase (Psamosolurile) au rezistență mecanică scăzută, se lucrează foarte ușor și necesită un consum de combustibil redus, și au capacitate redusă de menținere a căldurii calorice. Valorile densității aparente sunt ridicate la aceste soluri, iar cele ale porozității totale sunt scăzute, deoarece proporția porilor ocupați cu aer este foarte ridicată, aceasta reflectând valori moderate sau mici ale gradului de tasare. La aceste soluri conținutul de materie organică este scăzut din cauza dinamicii ridicate a proceselor microbiologice aerobe, și de mineralizare a materiei organice, capacitatea de tamponare și de schimb cationic este redusă, iar deseori în aceste soluri există carențe de diferite microelemente. Un avantaj al acestor soluri îl reprezintă regimul termic cu temperaturi ridicate primăvara devreme, care favorizează cultura de viță-de-vie și unele legume [4].

Solurile cu textură grosieră sunt puternic afectate de eroziunea eoliană, pentru combaterea căreia se impune aplicarea unei agrotehnici adecvate prin care terenul să fie acoperit cu vegetație o perioadă cât mai lungă de timp [44].

Textura fină se caracterizează prin cantități foarte mari de apă inaccesibilă plantelor, însușiri mecanice și termice puțin favorabile, se lucrează greu, prezintă capacitate mare de contracție și gonflare iar perioada optimă de efectuare a lucrărilor agricole este foarte redusă [4].

Însușirile chimice sunt favorabile deoarece prezintă capacitate de schimb cationic și de tamponare ridicate, conținut ridicat de materie organică și un potențial de fertilitate mai ridicat decât solurile cu textură grosieră [20]. Solurile cu textură fină au densitatea aparentă mare, porozitatea totală și gradul de tasare prezintă valori ridicate ceea ce face ca deseori în urma unor precipitații ridicate, apa să stagneze la suprafața solului datorită permeabilității reduse. Regimul hidric este puternic influențat de formarea crăpăturilor, care au o influență negativă atât asupra circulației apei în sol cât și a sistemului radicular al plantelor. Se pretează culturilor de cereale (grâu, orz, secară) [4].

Textura mijlocie prezintă cele mai favorabile însușiri fizico-chimice și biologice având potențialul de producție cel mai ridicat. Se pretează pentru majoritatea plantelor de cultură și nu necesită aplicarea unor măsuri agrotehnice speciale [44]. Dintre solurile cu textură mijlocie cele mai bune însușiri se

întâlnesc la solurile cu textură luto-nisipoasă și lutoasă cu un conținut de argilă cuprins între 20-25%.

Textura solului este un indice fizic care nu se schimbă ușor și se apreciază că textura este:

- un indicator al intensității proceselor de pedogeneză;
- indice fizic determinant al relațiilor interfazice;
- determinant ecologic complex.

6.2. STRUCTURA SOLULUI

Particulele elementare de nisip, praf și argilă, care determină textura solului, sunt organizate la nivel superior în formații complexe cu diferite forme și mărimi, denumite *agregate structurale* ce constituie structura solului. Particulele care alcătuiesc agregatele structurale sunt legate prin intermediul unor lanți de legătură, cum sunt coloizii (argila, humusul, oxizii de fier) și carbonații de calciu.

6.2.1. Principalele tipuri de structură

Principalele tipuri morfologice de agregate structurale [24, 42] întâlnite la solurile structurate din țara noastră sunt următoarele:

1. *Structura glomerulară* – particulele elementare sunt grupate în agregate structurale aproximativ sferice, poroase, de formă sferoidal-cuboidă. Această structură este caracteristică solurilor cu orizont Am, bine aprovizionate cu materie organică și cu activitate biologică intensă (Cernoziomurile).

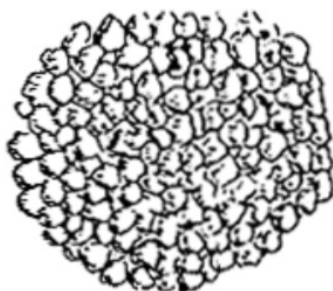


Fig. 6.1. Structura glomerulară

2. *Structura grăunțoasă (granulară)* – agregatele structurale sunt de formă sferoidal-cuboidă, macroscopic relativ neporoase. Se deosebește de structura glomerulară prin așezarea îndesată a

particulelor elementare și o porozitate mai redusă și se întâlnește în orizonturile Ao din zona de silvostepă, sau la solurile intens cultivate.

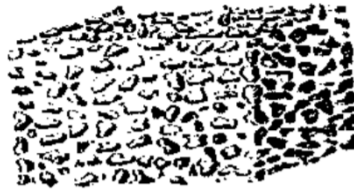


Fig. 6.2. Structura granulară

3. *Structura poliedrică angulară* – elementele structurale sunt aproximativ egal dezvoltate pe direcția celor trei axe rectangulare, fețe netede, muchii ascuțiți și fețele elementelor se îmbină între ele. Poate fi întâlnită la unele orizonturi Bt ale Preluvsolurilor.



Fig. 6.3. Structura poliedrică angulară

4. *Structura poliedrică subangulară* – asemănătoare cu cea angulară, dar cu muchii rotunjite. Acest tip de structură poate fi întâlnit la orizontul Bv la Eutricambosoluri.



Fig. 6.4. Structura poliedrică subangulară

5. *Structura sfenoidală* – este un caz particular de structură poliedrică angulară, agregatele structurale având axul lung înclinat între 10° și 60° față de orizontală; se întâlnește în orizontul y la Vertosoluri.



Fig 6.5. Structura sfenoidală

6. *Structura prismatică* – axul vertical al agregatelor structurale este de obicei mai dezvoltat decât cel orizontal, fețele agregatelor se îmbină între ele, capetele sunt plate, se întâlnește la orizontul Bt de la Preluvosoluri și Luvosoluri.

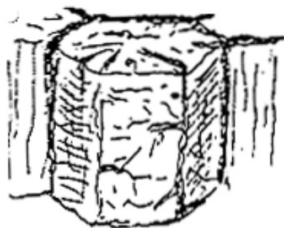


Fig. 6.6. Structura prismatică

7. *Structura columnară* – asemănătoare cu cea prismatică dar capetele agregatelor structurale sunt rotunjite și se poate întâlni la orizontul Btna (B argic-natric de la Solonețuri).



Fig. 6.7. Structura columnară

8. *Structura columnoidă* – acest tip de structură este asemănătoare celei prismatice dar muchiile sunt rotunjite. Poate fi întâlnită la orizontul Bv.



Fig. 6.8. Structura columnoidă

9. *Structura foioasă sau lamelară* – axul orizontal al agregatelor structurale este mai mult dezvoltat în raport cu cel vertical, fețele elementelor structurale sunt de obicei plate și se îmbină între ele. O întâlnim la orizontul E1 sau Ea.



Fig. 6.9. Structura foioasă și structura lamelară

6.2.2. Formarea și degradarea structurii solului

Structura solului exercită o influență directă asupra regimului aerohidric și termic al solurilor, asigurând condiții optime pentru germinația semințelor, răsăritul plantelor și dezvoltarea sistemului radicular, precum și asupra unor însușiri mecanice care pot condiționa necesitatea și eficiența viitoarelor lucrări tehnologice.

Structura solului se conturează odată cu formarea solului, dar continuă odată cu evoluția acestuia, mai ales în ceea ce privește degradarea agregatelor structurale.

Principalii factori care influențează stabilitatea structurală sunt: conținutul de argilă, conținutul de calciu, cantitatea și calitatea materiei organice, tehnologiile de lucrare a solului. Procesele de degradare structurală se produc datorită dehumificării, acidifierii sau alcalizării, lucrărilor necorespunzătoare ale solului etc. [10].

Procesul de **coagulare** este factorul declanșator al structurii primare a solului. Pentru o bună structurare este necesară prezența simultană a argilei și a

acizilor huminici saturați în ioni de calciu și magneziu, care dau coagulare reversibilă.

Un rol favorabil în formarea și stabilitatea structurii solului îl au humusul saturat cu ioni de calciu, oxizii hidratați de fier și aluminiu, activitatea microbiologică din sol și agenții de cimentare [4].

Pentru asigurarea unei stări structurale favorabile creșterii plantelor, sunt necesare anumite procese și factori care să influențeze formarea acesteia. Formarea agregatelor structurale are loc prin asocierea particulelor elementare prin procese variate, dintre care cele mai importante sunt:

- *procesele mecanice* care determină fie apropierea particulelor și creșterea coeziunii, fie fragmentarea masei de sol: umezirea și uscarea solului, creșterea rădăcinilor (la care se adaugă secrețiile lor), fragmentarea masei solului prin contracție în timpul uscării și fărâmițarea masei solului prin îngheț-dezghet;

- *coagularea particulelor* coloidale sub influența forțelor electrostatice de suprafață a particulelor care depind de cationii adsorbiți și de moleculele de apă. Un rol principal în coagulare îl au cationii de Ca^{2+} în solurile saturate în baze sau cei de H^+ , Fe^{3+} și Al^{3+} în solurile acide, ionul de Na^+ jucând un rol contrar, de dispersie a agregatelor structurale;

- *aglutinarea* prin formarea de legături între particulele de diferite dimensiuni în sol, prin intermediul coloizilor organici sau organominerali de tipul cuarț-humus-cuarț, cuarț-humus-argilă, argilă-humus-argilă, etc. În acest sens rol important au atracția dintre particule, forțele reziduale van der Waals, secrețiile rădăcinilor active și microorganismele;

- *agregarea* prin depunere de CaCO_3 , de oxizi de fier, de silice coloidală, de coloizi minerali care leagă mai multe particule;

- *acțiunea coprogenă a rămelor* care îngerează mari cantități de pământ, pe care îl elimină sub formă de glomerule impregnate cu diferite secreții sau produși de metabolism ai materiei organice (polizaharide) etc.

Într-un sol bine structurat se infiltrează practic întreaga cantitate de apă ajunsă la suprafață și se păstrează într-un stras gros de sol, formându-se rezerve pentru perioadele secetoase. Această capacitate mare de a absorbi apa în masa de sol, conduce la reducerea scurgerii pe versanți și implicit scade intensitatea procesului de eroziune.

Existența porilor necapilari dintre agregate asigură și o aerație favorabilă, evitându-se o acumulare periculoasă pentru plante a conținutului de CO_2 .

Rezultă că într-un sol cu structură bună, regimul aerohidric este optim, fapt ce asigură condiții optime pentru creșterea și dezvoltarea plantelor. O situație contrară există în solurile monogranulare sau masive, extrem de

nisipoase sau argiloase, care au fie numai aer pentru majoritatea timpului, fie numai apă pentru perioade lungi de timp.

Determinarea structurii solului se face la o umiditate potrivită, deoarece dacă solul este prea uscat sau prea umed agregatele structurale din masa solului se desprind greu [41]. Determinarea se face fie strângând ușor un bulgăre de sol în mână (pentru agregate mici), fie lăsând să cadă pe o suprafață plană, de la înălțimea de 1-1,5 m un volum apreciabil de material decupat din sol [19, 25].

Funcție de gradul de dezvoltare a structurii solului, se deosebesc următoarele tipuri structurale:

- a) nestructurat;
- b) slab dezvoltat – elementele structurale se observă greu, cea mai mare parte a solului fiind nestructurată;
- c) moderat dezvoltat – 25-75 % din masa solului este organizată în agregate structurale ușor de observat;
- d) bine dezvoltat – prin sfărâmare cea mai mare parte a masei de sol se desface în agregate rezistente la acțiunea de dispersare.

6.3. DENSITATEA SOLULUI

Densitatea solului reprezintă raportul dintre masa și volumul unui corp, respectiv masa unității de volum:

$$D = \frac{M}{V_s}$$

D = densitatea (g/cm³);

M = masa solului uscat (g);

V_s = volumul particulelor solide ale solului (cm³).

Densitatea solului se determină prin metoda picnometrului și este influențată de alcătuirea părții solide a solului. Lichidul cel mai des folosit în determinarea densității este apa distilată, iar în scopuri speciale, exceptând nisipurile unde înlocuirea apei distilate nu este necesară, determinarea trebuie să se facă folosind benzen sau toluen, întrucât particulele de sol adsorb apă sau gonfleză [19, 25].

Densitatea poate avea valori de:

- 2,50-2,80 g/cm³ în cazul cuarțului,
- 2,54-2,74 g/cm³ în feldspați,
- 2,70-3,10 g/cm³ în mică,

- 2,52-2,78 g/cm³ la argilă,
- 1,25-1,80 g/cm³ pentru materie organică humificată
- 0,85-0,95 g/cm³ pentru materie organică nedescompusă.

Solurile pot prezenta la orizonturile superioare valori ale densității aparente de 2,55-2,60 g/cm³, iar pentru orizonturile inferioare valori de 2,65-2,70 g/cm³, funcție de textura solului.

Densitatea solului este utilizată la calcularea porozității totale.

6.4. DENSITATEA APARENTĂ

Densitatea aparentă reprezintă raportul dintre masa solului și volumul total de sol (volumul porilor și volumul părții solide) recoltat în așezare naturală.

$$DA = \frac{M_s}{V_t}$$

$$DA = \frac{M_s}{V_p + V_s}$$

DA = densitatea aparentă (g/cm³);

M_s = masa solului (g);

V_t = V_s+V_p = volumul total al solului (g);

V_s = volumul părții solide (cm³);

V_p = volumul porilor (cm³)

Densitatea aparentă este unul din principalii indicatori ai stării de așezare a solului, cu rol determinant asupra celorlalte însușiri fizice ale solului și este foarte mult influențată de textura solului. Soluri aparținând aceluiași tip de sol, dar cu texturi diferite, prezintă variații foarte mari ale densității aparente. Valorile densității aparente sunt mai reduse la solurile cu un conținut ridicat de argilă și poate crește la același conținut de argilă dacă crește conținutul în nisip grosier sau praf. Valorile densității aparente variază foarte mult cu cantitatea de materie organică din sol, având valori mai mici la solurile bogate în materie organică, astfel solurile intens fertilizate organic din sere sau Histosolurile pot avea valori de 0,30-0,40 g/cm³.

Valori ridicate ale densității aparente determină scăderea capacității de reținere a apei, o permeabilitate foarte scăzută, aerație redusă, rezistență mare la

efectuarea lucrărilor agricole și la pătrunderea sistemului radicular al plantelor. În cazul unor densități mici efectuarea lucrărilor agricole este mult îngreunată datorită traficului dificil pe aceste terenuri. Densitatea aparentă variază la solurile cultivate din România între 0,9 și 1,65 g/cm³.

Cunoașterea mărimii densității aparente permite calcularea gradului de tasare a solului, a porozității totale, exprimarea diferiților parametrii în % de volum, calcularea rezervei de apă din sol și implicit a normei de irigare sau a volumului de apă ce trebuie drenată.

6.5. POROZITATEA SOLULUI

Starea de așezare a particulelor solide ale solului poate fi reprezentată nu numai prin densitatea aparentă ci și prin porozitatea totală a solului, care reflectă volumul total al porilor exprimat în procente din unitatea de volum a solului. **Porozitatea totală** (PT) reprezintă însușirea fizică a solului care cuprinde totalitatea porilor capilari și necapilari din sol.

$$PT \% = \frac{V_p}{V_t} \times 100$$

$$PT \% = \frac{V_p}{V_s + V_p} \times 100$$

PT = porozitatea totală (% v/v);

V_t = volumul total al solului (cm³);

V_s = volumul părții solide a solului (cm³);

V_p = volumul porilor (cm³).

Tabelul 6.2. Clase de valori ale porozității totale [24]

Interpretare	Valori %					
	Nisipoasă	Nisipo-lutoasă	Luto-nisipoasă	Lutoasă	Luto-argiloasă	Argiloasă
Extrem de mare	>53	>55	>56	>58	>61	>65
Foarte mare	49-53	51-55	52-56	54-58	57-61	61-65
Mare	44-48	46-50	47-51	49-53	52-56	56-60

Mijlocie	39-43	41-45	42-46	44-48	47-51	51-55
Mică	34-38	36-40	37-41	39-43	42-46	46-50
Foarte mică	<34	<36	<37	<39	<42	<46

6.6. GRADUL DE TASARE

Starea de așezare a solului nu poate fi interpretată corespunzător cu ajutorul densității aparente, deoarece semnificația sa practică este foarte diferită de la un sol la altul în funcție de textura acestuia. Din această cauză a fost nevoie de un indicator care să cuprindă atât densitatea aparentă, porozitatea totală cât și textura solului, numit **gradul de tasare**.

$$GT (\%v/v) = \frac{PMN - PT}{PMN} \times 100$$

$$PMN = 45 + 0,163 \times A$$

GT = gradul de tasare (%);

PMN = porozitatea minim necesară (%);

PT = porozitatea totală (%);

A = conținutul de argilă sub 0,002 mm (%).

Gradul de tasare, pe lângă utilizarea lui ca indicator al stării de așezare, se folosește direct în practică pentru stabilirea necesității lucrărilor de afânare a solurilor excesiv tasate. Ordinea priorității lucrărilor de afânare ale solului, după valorile gradului de tasare este:

- urgența I pentru solurile cu gradul de tasare > 18 %;
- urgența a II a pentru soluri cu gradul de tasare cuprins între 11 și 18 %;
- urgența a III a pentru soluri cu gradul de tasare < 0 %.

Tabelul 6.3. Clase de valori ale gradului de tasare [24]

Denumire	Valori (%)
Extrem de mic (sol foarte afânat)	< -17
Foarte mic (sol moderat afânat)	-17 ÷ -10
Mic (sol slab afânat)	-9 ÷ 1
Mijlociu (sol slab tasat)	1 ÷ 10
Mare (sol moderat tasat)	11 ÷ 18
Foarte mare (sol puternic tasat)	> 18

6.7. COMPACTAREA SOLULUI

Compactarea reprezintă procesul în urma căruia are loc o creștere a densității aparente peste valorile normale și scăderea accentuată a porozității totale a solului. Compactarea solului se datorează atât influenței factorilor naturali (compactare naturală) cât și antropici (compactare artificială).

Compactarea naturală este determinată de procesele pedogenetice (argilizarea) și este specifică solurilor din clasa luvisoluri (Preluvosoluri, Luvosoluri, Planosoluri etc.) unde apare o compactare foarte puternică la nivelul orizontului B argic.

Compactarea artificială se întâlnește la solurile unde lucrările agricole nu se efectuează în perioadele optime de umiditate sau datorită traficului intens cu mașini și animale pe aceste terenuri.

Fenomenul de compactare este foarte mult influențat de alcătuirea granulometrică a solurilor, de stabilitatea agregatelor structurale și de conținutul în materie organică a solului. În funcție de adâncimea de manifestare putem întâlni o compactare de adâncime, care afectează orizonturile subarabile ale solului la peste 40 cm.

Această compactare este de cele mai multe ori de origine naturală dar în ultima perioadă odată cu utilizarea unor utilaje agricole de mari dimensiuni se constată o compactare de adâncime de natură antropică. În urma efectuării lucrărilor de bază a solului la aceeași adâncime se formează un strat îndesat în partea inferioară a stratului arat, numită talpa plugului (hardpan).

Acest strat, notat cu Ap, caracterizează orizonturile de tip A din solurile intens cultivate. Pentru combaterea compactării solurilor se va urmări utilizarea unor măsuri agrotehnice corespunzătoare și reducerea numărului de treceri cu utilajele agricole la suprafața solului atunci când solurile au un conținut ridicat de umiditate. Compactarea poate fi înlăturată pe cale mecanică prin lucrări executate la adâncimea stratului compact.

$$GC = \frac{DA}{DA_{max}} \times 100$$

GC = gradul de compactitate în %;

DA = densitatea aparentă a solului la un moment dat (g/cm^3);

DA_{max} = densitatea aparentă maximă a solului (g/cm^3).

În vederea aprecierii gradului de compactitate a solului în teren se utilizează următoarele clase de interpretare (Tabelul 6.4):

Tabelul 6.4. Clase de compactitate a solului [43]

Denumire	Criterii
Foarte afânat	Solul nu opune rezistență la pătrunderea cuțitului
Afânat	Cuțitul poate pătrunde ușor în sol
Slab compact	Cuțitul pătrunde ușor în sol, pe câțiva cm, necesitând un efort mic
Moderat compact	Cuțitul pătrunde greu în sol pe 2-3 cm, printr-o împingere puternică
Foarte compact	Cuțitul nu pătrunde în sol, iar săparea solului nu se poate realiza decât cu târnăcopul

6.8. PENETRAREA

Rezistența la penetrare este capacitatea solului de a se opune la pătrunderea unui corp rigid. Rezistența la penetrare este ușor de determinat, atât în teren cât și în laborator cu ajutorul penetrometrului. Rezistența la penetrare a solului scade pe măsură ce crește umiditatea solului.

Tabelul 6.5. Clase de rezistență a solului la penetrare [43]

Interpretare	Limite
Foarte mică	≤ 10
Mică	11÷25
Mijlocie	26÷50
Mare	51÷100
Foarte mare	101÷150
Extrem de mare	≥ 151

6.9. REZISTENȚA LA LUCRĂRILE SOLULUI

Lucrarea de bază a solului, aratul, este principala acțiune de mobilizare a solului prin tăiere, dislocare, ridicare, răsturnare și mărunțire a brazdei. Pentru a se realiza aceste operații, se impune existența unei forțe de tracțiune aplicată utilajelor agricole care să învingă forța opusă de sol la înaintarea mașinilor agricole.

Determinarea rezistenței solului la această acțiune de arat se calculează utilizând următoarea relație de calcul:

$$R_{sp} = \frac{F_a}{a \times b}$$

R_{sp} = rezistența specifică la arat (kgf/cm^2);

F_a = forța de tracțiune la arat (kgf);

a = adâncimea de lucru a plugului (cm);

b = lățimea de lucru a plugului (cm).

Rezistența specifică la arat se determină în teren, măsurând cele două dimensiuni ale brazdei (mărimile a și b) și forța de tracțiune cu ajutorul dinamometrelor.

6.10. VOLUMUL EDAFIC AL SOLULUI

Volumul edafic util al solului reprezintă volumul de sol ce poate fi folosit de rădăcinile plantelor, fiind condiționat de cantitatea de material scheletic și de adâncimea la care apare roca dură [10].

Volumul edafic util exprimă volumul de pământ fin (raportat la mc sol) până la roca dură, sau până la adâncimea de 150 cm (dacă până la această adâncime nu apare roca dură), din care se scade procentul de schelet.

Se exprimă procentual, după relația:

$$VEU [\%] = \frac{\text{adâncimea rocii dure} \times (100 - \% \text{ schelet})}{150}$$

Tabelul 6.6. Clase de volum edafic [43]

Simbol pentru		cod	Denumire	Limite		Criterii asociate	
hărți	calculator			%	Fracțiuni de unitate	Grosimea solului	Schelet
V_1	EC	005	Extrem de mic	< 10	< 0,10	< 10	< 5
						11-20	< 50
						21-50	< 75
V_2	FC	015	Foarte mic	11-20	0,11-0,20	11-20	< 5
						21-50	< 50

						51-75	< 75
V ₃	MC	035	Mic	21-50	0,21-0,50	21-50	< 5
						51-75	6-25
						76-100	26-50
						101-125	51-75
V ₄	MO	063	Mijlociu	51-75	0,51-0,75	51-75	<5
						76-100	6-25
						101-125	26-50
						>150	51-75
						>75	
V ₅	MR	088	Mare	76-100	0,76-1,00	76-100	<5
						101-125	6-25
						126-150	26-50
						>150	51-75
V ₆	FR	113	Foarte mare	101-125	1,01-1,25	101-125	<5
						126-150	6-25
						>150	26-50
V ₇	ER	138	Extrem de mare	126-150	1,26-1,50	126-150	<5
						>150	<25
V ₈	EE	175	Excesiv de mare	>150	>1,50	>150	<5

Volumul edafic util al solului este unul dintre indicatorii care intervin în separarea claselor și subclaselor de sol, alături de panta terenului, adâncimea apei freatică, clasele texturale, conținutul de schelet al solului, gradul de descompunere al materiei organice, inundabilitatea terenului, etc.

7. PROPRIETĂȚILE HIDROFIZICE ALE SOLULUI

Obiective:

- Să cunoască proprietățile hidrofizice principale ale solului;
- Să cunoască cei mai importanți indici hidrofizici din sol;
- Să cunoască forțele principale care acționează asupra apei din sol;
- Să poată stabili circuitului apei în sol;
- Să cunoască principalii factori care determină pierderea apei din sol.

Cuvinte cheie: sucțiune, permeabilitate, coeficient de ofilire, drenaj, regim hidric.

Creșterea și dezvoltarea plantelor este condiționată de cantitatea de apă existentă în soluri. Apa joacă un rol foarte important în procesele de dezagregare și alterare a mineralelor și rocilor, și în formarea profilului de sol. Transportul diferitelor combinații chimice, minerale sau organice, prin profilul de sol și formarea orizonturilor de eluviere sau iluviere se realizează prin intermediul apei care circulă în masa solului. De existența și modul de manifestare al apei din sol depind procesele de geneză și de evoluție a solului.

7.1. APA DIN SOL

Rezerva mondială de apă este de 1386 milioane km³ de apă, peste 96% fiind apă sărată. Din cantitatea totală de apă dulce, peste 77% este blocată în ghețari [45], iar 30% din apa dulce se află în subteran. Sursele de apă dulce de suprafață, cum ar fi râurile și lacurile, însumează 0,8% din procentul total de apă [45].

La un conținut optim de umiditate pentru creșterea plantelor, apa și aerul, ocupă fiecare câte 25% din volumul solului.

Apa din sol poate fi în stare lichidă, solidă sau de vapori. Formele condensate de apă (lichidă sau solidă) depășesc adesea 30% din greutatea solului, în timp ce greutatea vaporilor de apă depășește rareori 5 ppm din greutatea solului și nu atinge 5% din greutatea aerului din sol [46].

La temperaturi deasupra punctului de îngheț, faza condensată are proprietățile unui lichid, deși în straturile din imediată apropiere a particulelor de sol aceste proprietăți pot fi diferite de acelea ale unui volum de lichid. Un

centimetru cub de apă lichidă conține cca. $3,4 \times 10^{22}$ molecule al căror diametru este de cca. 3Å.

Apa, fiind un lichid polar atrasă de ioni și de sarcinile electrice ale coloizilor, formează un strat de apă de hidratare cu eliberarea **căldurii de umectare** în cazul argilei (1-2 cal/g la caolinit, 4 cal/g la ilit și 12-22 cal/g la montmorilonit.). La punctul de fierbere (100°C la presiunea atmosferică) apa trece în stare de vapori, cu absorbția a 540 cal/g – **căldura de vaporizare**. Vaporizarea se poate petrece și la temperaturi mai mici de 100°C , dar cu un consum mai mare de căldură. Densitatea apei este maximă la 4°C , egală cu 1g/cm^3 și scade la $0,988\text{g/cm}^3$ la 50°C [47].

În sol, se poate considera că apa are compresibilitate neglijabilă.

Apa are un rol vital în majoritatea proceselor din sol, funcționând ca solvent, agent de spălare, mediu pentru reacții chimice, reactant și agent plastifiant. Având rol de solvent, apa din sol nu este pură, este o soluție a cărei concentrație

variază între 1-20 ml/L și conține ioni de Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Cl^- , SO_4^{2-} . Substanțele dizolvate în apă modifică proprietățile și comportamentul apei din sol față de apa liberă.

Interacțiunea dintre fazele solului exercită o influență profundă asupra reținerii și mișcării apei din sol, din cauza interacțiunilor care se manifestă în interfață:

- hidratarea ionilor adsorbiți;
- dublul strat electric de la suprafața coloizilor, cu o puternică presiune osmotică lângă solid;
- legături de hidrogen cu suprafața particulelor minerale și organice;
- existența forțelor de tip London – Van der Waals. Aceste forțe generează **forțele de adeziune** între lichid și solid.

7.1.1. Forțele care acționează asupra apei din sol

Apa din sol, se găsește la suprafața particulelor și în porii acestuia și este supusă acțiunii unor forțe diferite care acționează cu intensități variabile. Principalele forțe care acționează asupra apei în sol sunt următoarele:

a) *Forța gravitațională* - acționează asupra apei aflate în porii necapilari când solul prezintă un grad ridicat de saturație cu apă. Sub influența gravitației apa se deplasează pe verticală, prin porii necapilari, determinând umectarea solului pe adâncimi mari;

b) *Forța capilară* - acționează asupra apei aflate în porii capilari și este determinată de deficitul de presiune ce se creează în tuburile capilare, deficit ce este invers proporțional cu raza tubului capilar. Astfel forța cu care este reținută

apa în porii capilari ai solului este cu atât mai mare cu cât aceștia sunt mai mici, adică cu cât textura solului este mai fină. În sol există o “rețea” de pori de diametre și lungimi diferite, din această cauză fenomenele capilare sunt foarte complexe. Apa capilară se mișcă lent, în toate direcțiile, de la capilarele cu diametrul mai mare spre cele cu diametrul mai mic conform legii lui Laplace:

$$\Delta = 2 \alpha / r;$$

α = tensiunea superficială;

r = raza capilarului tubular

c) Forța de adsorbție (sorbție) - acționează asupra apei aflate la suprafața particulelor de sol după ce este îndepărtată apa capilară și cea necapilară. Această forță este de natură electrostatică și se datorează caracterului dipolar al moleculei de apă și a energiei libere de la suprafața particulelor de sol. Datorită puterii mari de reținere, apa aflată sub influența acestei forțe este reținută puternic și se mișcă foarte lent. Prin această forță este reținută apa higroscopică;

d) Forța determinată de tensiunea vaporilor de apă - acționează asupra apei sub formă de vapori. În porii solului plini cu aer se găsesc vapori de apă, care sunt supuși unei tensiuni (presiuni), mai mari sau mai mici, în funcție de umiditatea și temperatura solului. Astfel, la aceeași umiditate, tensiunea vaporilor crește cu temperatura, iar la aceeași temperatură tensiunea crește cu umiditatea. Așadar, vaporii de apă vor circula întotdeauna de la zonele mai calde și mai umede spre zonele mai reci și mai uscate;

e) Forța de sugere a rădăcinilor plantelor - se manifestă în zona rizosferei. Forța de sucțiune, la majoritatea plantelor, este de 15-20 atmosfere. Pe măsură ce apa din apropierea rădăcinilor este consumată, o altă cantitate de apă îi ia locul, creându-se un curent ascendent spre rădăcinile plantelor;

f) Forța osmotică - se manifestă numai în cazul solurilor sărăturate, bogate în săruri solubile și depinde de presiunea osmotică. Prin dizolvare, în sol se formează o soluție care prezintă o presiune cu atât mai mare cu cât cantitatea de săruri dizolvată este mai mare. În acest caz apa circulă de la presiuni osmotice scăzute la presiuni osmotice ridicate, ca urmare în solurile cu soluții concentrate apa este reținută foarte puternic. Din această cauză, pe solurile sărăturate, chiar când sunt umede, plantele suferă, apa trecând din celulele plantelor în soluția solului (secetă fiziologică);

g) Forța hidrostatică (de submersie) - se manifestă numai când la suprafața solului se găsește un strat de apă. Este datorată greutateii stratului de apă și amplifică forța gravitațională sau capilară. Situația se întâlnește în orezării sau pe terenurile depresionare, unde apa stagnează o perioadă lungă de timp.

7.1.2. Potențialul apei din sol și sucțiunea solului

Forțele care acționează asupra apei din sol sunt foarte diferite și ele se modifică continuu, în funcție de cantitatea de apă din sol și de proprietățile solului (textură, porozitate, conținut în săruri). Astfel, pornind de la un sol uscat, pe măsura creșterii umidității, acționează forța de adsorbție, urmată de forța capilară și apoi de forța gravitațională. Cu cât un sol este mai argilos și are pori mai mici, forța de adsorbție și cea capilară sunt mai intense. La solurile sărăturate predomină forța osmotică. Comportarea apei în ceea ce privește mișcarea ei în profilul de sol, schimburile cu atmosfera, subsolul sau apa freatică, accesibilitatea și consumul de către acestea depind în cea mai mare măsură de energia apei din sol. Ca orice alt corp, apa din sol are atât energie cinetică, cât și energie potențială. Deoarece energia cinetică este redusă sau foarte puțin variabilă, studiul energetic al apei solului se poate neglija, luându-se în considerare numai energia potențială. În mod curent se folosește adesea termenul de potențial, în cazul de față **potențialul apei din sol**. Acesta exprimă energia pe care o are apa în sol, datorită căreia exercită o anumită presiune [14].

Deci, forțele sunt traduse în potențiale sau energii care se exprimă în unități de presiune (atmosfera, centimetri de coloană de apă etc.), ce pot fi însumate. Forța cu care apa este atrasă și reținută de sol se numește **forță de sucțiune** sau **sucțiune** [4, 48].

Sucțiunea solului reprezintă presiunea la care se află apa în sol. Poate fi măsurată în centimetri coloană de apă, milimetri coloană de mercur, atmosfere, bari sau milibari, pascali. Măsurată în centimetri coloană de apă, sucțiunea variază de la 1 cm (sol saturat), până la 10.000.000 cm coloană de apă (sol uscat) [4].

Pentru a nu utiliza valori mari la calculul sucțiunii solului, Schofield a introdus noțiunea de pF (prin analogie cu aceea de pH), care reprezintă logaritmul, în baza zece, a centimetrilor coloană de apă corespunzătoare forței de reținere a apei de către sol. Valoarea minimă a indicelui pF este 0 și valoarea maximă este 7 [49].

Indiferent de unitatea de măsură în care este exprimată sucțiunea, datorită echivalenței dintre ele se poate face transformarea în toate celelalte unități de măsură.

Tabelul 7.1. Echivalența aproximativă a unităților de măsură pentru exprimarea sucțiunii

Valori pF	Centimetri coloană de apă	Milimetri coloană de mercur	Atmosfere	Bari	Milibari
0	1	0,76	0,001	0,001	1
1	10	7,6	0,01	0,01	10
2	100	76	0,1	0,1	100
3	1000	760	1	1	1000
4	10000	7600	10	10	10000
5	100000	76000	100	100	100000
6	1000000	760000	1000	1000	1000000
7	10000000	7600000	10000	10000	10000000

7.1.3. Curba caracteristică a umidității

La același tip de sol forța de sucțiune depinde de cantitatea de apă conținută și poate crește de la $pF=0$, când solul este saturat cu apă, până la $pF=7$, când solul este uscat.

La soluri diferite sucțiunea depinde și de alte proprietăți, în primul rând de textură. Astfel, la aceeași umiditate, sucțiunea crește de la solurile nisipoase spre cele argiloase [4, 14].

Curba caracteristică a umidității solului exprimă legătura ce există între sucțiune și umiditatea din sol și se obține grafic, trecând pe abscisă umiditatea solului respectiv, iar pe ordonată sucțiunea corespunzătoare. Pentru trei soluri cu texturi diferite (nisipoasă, lutoasă, argilooasă), se vor obține trei curbe cu alinuri diferite (Fig. 7.1.).

Acestea scot în evidență faptul că, la același sol, sucțiunea scade o dată cu creșterea umidității, iar la soluri diferite sucțiunea crește de la solurile nisipoase la cele argiloase.

Curbele caracteristice umidității solului demonstrează că, pentru aprecierea stării de umiditate, în legătură cu aprovizionarea plantelor, trebuie să cunoaștem nu numai procentul de umiditate din sol, ci și forța de sucțiune a acestuia. Astfel, în timp ce la 6% umiditate, solul nisipos se găsește la capacitatea de câmp (CC) și plantele au apă în cantitate optimă, un sol lutos se găsește la coeficientul de higroscopicitate (CH), iar un sol argilos este, practic, uscat. Ca urmare, pe ambele soluri plantele nu se dezvoltă, deoarece forța lor de sucțiune depășește cu mult forța de sugere a rădăcinilor plantelor pentru apă. Având în vedere aceste aspecte, putem aprecia starea reală de umiditate a

solului care se poate determina foarte ușor cu ajutorul curbei caracteristice a umidității solului.

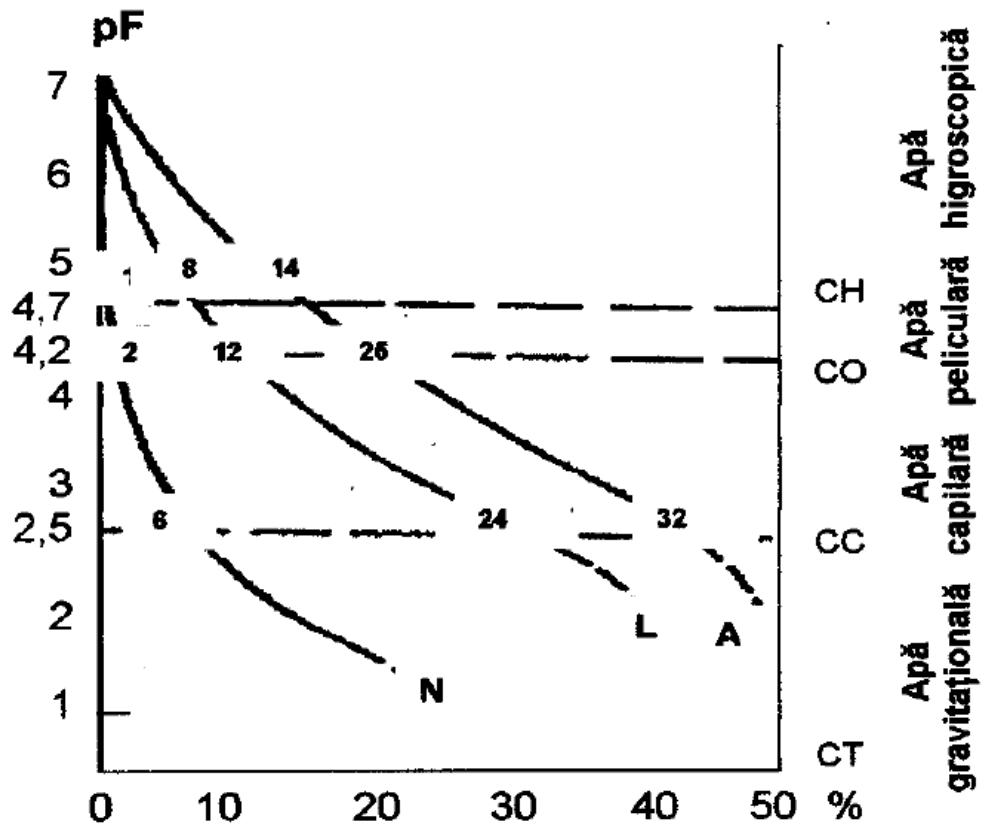


Fig. 7.1. Curba caracteristică a umidității solului, [43]

Când apa freatică conține și săruri solubile ce pot duce la sărăturarea solurilor se folosește noțiunea de **mineralizare critică**. Concentrația de săruri corespunzătoare mineralizării critice pentru condițiile din țara noastră variază între 0,5 și 3,0 g/l [4]. După conținutul de săruri, N. Florea [5] clasifică apele freatice în: dulci, sălcii și sărate (Tabelul 7.2.).

Tabelul 7.2. Clasificarea apelor freatice din Câmpia Română după gradul de mineralizare

Denumirea apelor		Reziduu (g/L)	Caracterizare
Ape dulci	Potabile, Folosite industrial	Sub 0,5 Sub 0,2	Potabile, foarte bune
Ape sălcii	Slab sălcii Mijlociu sălcii Puternic sălcii	0,5-1,0 1,0-2,0 2,0-4,5	Potabilitate bună Potabilitate slabă Nepotabile pentru om / Slab potabile pentru animale
Ape sărate	Slab sărate Mijlociu sărate Puternic sărate Foarte puternic sărate	4,5-10,0 10,0-25,0 25,0-45,0 45,0-100	Nepotabile

7.2. FORMELE DE APĂ DIN SOL

Formele de apă din sol se deosebesc după tipul și intensitatea legăturii dintre sol și apă în:

- **apa de constituție sau de cristalizare**, puternic legată ionic sau molecular și inaccesibilă plantelor;

- **apa higroscopică**, reținută ca un film foarte subțire în jurul particulelor de sol, adsorbită din vaporii de apă din aerul solului, inaccesibilă plantelor ;

apa peliculară, apa reținută prin adsorbție, alcătuită din mai multe straturi de molecule de apă ce îmbracă particula de sol + apa higroscopică;

apa capilară, adică apa reținută în porii dintre particule datorită tensiunii superficiale. În urma pătrunderii apei din precipitații sau din irigații, de sus în jos prin porii de 10-0,2 microni, meniscul superior se va stabili în partea îngustă iar cel inferior în partea cea mai largă a porilor. Deși la ambele capete ale coloanei de apă se realizează un menisc concav, coloana de apă se menține suspendată atât timp cât masa ei nu depășește diferența de tensiune superficială dintre cele două meniscuri. Pe măsură ce greutatea coloanei de apă depășește diferența dintre cele două tensiuni superficiale, lichidul pătrunde în adâncime până la un nou echilibru. Apa capilară constituie sursa principală accesibilă pentru plante .

apa gravitațională, ocupă spațiul poros cu diametrul de peste 10 (50) μm și este o apă liberă, drenându-se sub influența gravitației. Limita superioară a apei gravitaționale apare atunci când solul este saturat (toți porii sunt plini cu apă). Capacitatea de saturație este în acest caz egală cu porozitatea totală. Dacă porozitatea este 50% din volum, atunci capacitatea de saturație reprezintă 500 mm apă per metru de sol, adică cantitatea de apă reținută la saturație pentru o grosime de 1 m sol este de 500 mm.

Apa gravitațională străbate zona radiculară și întreg profilul de sol în mai puțin de o zi dacă textura este grosieră și de 3-4 zile dacă textura este fină, ajungând până la un strat impermeabil deasupra căruia se acumulează. Rocile situate în partea superioară a straturilor impermeabile, saturate cu apă, sunt denumite **roci acvifere** iar apa care saturează aceste roci formează primul **strat acvifer** [16]. Un astfel de strat acvifer este considerat strat acvifer liber, pentru că este alimentat direct din precipitații sau prin infiltrații din râuri, poate fi interceptat ușor prin foraje, fântâni sau puțuri, din care cauză este numit freatic.

Având caracter de strat acvifer liber, nivelul hidrostatic (nivelul la care se ridică apa într-un foraj sau în profilul solului) oscilează liber în sus și în jos, putând ajunge la suprafața solului, în perioadele ploioase.

Nivelul apelor freatice urmărește, atenuat, forma suprafeței terenului fiind situat la adâncimea de 8-10 m în zona de deal și de 2-4 m în zona Câmpiei de Vest [16, 50].

Straturile acvifere cuprinse între două straturi impermeabile se încarcă alohton cu apă din amonte (la distanță de câțiva km) unde stratul impermeabil din acoperiș este înlocuit cu stratul impermeabil care ajunge până la suprafață. Aceste straturi sunt denumite **acvifer captiv** și cu apă sub presiune din care cauză într-un foraj apa are caracter ascensional (urcă spre suprafața solului) sau caracter **artezian** (când depășește suprafața terenului pentru a atinge nivelul piezometric) [51].

Straturile sau orizonturile hidrogeopedologice pot fi:

- **orizonturi purtătoare**, care acumulează apă cedabilă, cum ar fi orizonturile: acvifer, semiacvifer, pseudoacvifer și stagnopseudoacvifer.

- **orizonturi nepurtătoare**, care nu acumulează apă cedabilă, cum ar fi orizonturile: acviperm, semiacviperm, acvitard, acvilud și acvifug.

Orizontul **acvifer** constă din nisip, pietriș sau roci fisurate, cu permeabilitate mare (200-400 mm/h sau 5-10 m/zi), poate servi ca sursă de alimentare,

Orizontul **semiacvifer** nu asigură apă suficientă pentru a servi ca sursă de alimentare, are o permeabilitate de 2-200 mm/h.

Pseudoacviferul este purtător de cantități reduse de apă care într-un foraj apare cu întârziere, permeabilitatea este de 0,2-2 mm/h.

Orizontul **acvilud** are o permeabilitate foarte scăzută (sub 0,2 mm/h) este alcătuit din argile, șisturi, marne sau orizonturi Bt compacte și este de obicei în baza acviferului.

Acvitardul este un orizont subțire care nu poate transmite apa lateral și are permeabilitate mică (0,2-2 mm/h).

Acvifugul este un orizont alcătuit din roci impermeabile, compacte (granit etc.).

7.3. INDICII HIDROFIZICI AI SOLULUI

Aceștia reprezintă anumite valori ale umidității din sol, exprimată în procente sau valori pF, la care se petrec modificări evidente în ceea ce privește reținerea, mobilitatea și accesibilitatea apei pentru plante. Pe curba caracteristică a umidității au fost stabilite puncte convenționale, care corespund unor indici hidrofizici. Principalii indici hidrofizici sunt:

Coeficientul de higroscopicitate (CH)

Coeficientul de higroscopicitate reprezintă cantitatea maximă de apă pe care o probă de sol, uscată la aer, o poate reține la suprafața particulelor, atunci când se află într-o atmosferă saturată cu vapori. Valoarea coeficientului de higroscopicitate este influențată de textura solului, de conținutul de humus și de conținutul în diferite săruri. Astfel, cu cât un sol este mai bogat în argilă, conține mai mult humus și are săruri ce se hidratează puternic, crește valoarea coeficientului de higroscopicitate [4].

În general valorile acestuia (în procente de volum) sunt cuprinse între 1 și 14% (circa 1% pentru solurile nisipoase, 8% la cele lutoase și 14% la cele argiloase). Indiferent de sol, pe curba caracteristică a umidității coeficientul de higroscopicitate corespunde la un $pF = 4,7$ [4].

Coeficientul de higroscopicitate prezintă importanță practică deoarece servește la aprecierea texturii și este folosit la calculul coeficientului de ofilire ($CO = CH \times 1,5$) și a echivalentului umidității ($EU = CH \times 2,73$) [4].

Coeficientul de ofilire (CO)

Coeficientul de ofilire reprezintă limita minimă de apă din sol la care plantele se ofilesc ireversibil, adică nu-și mai reiau ciclul de viață chiar dacă solului i se adaugă apă [4, 14, 48].

Valoarea CO depinde de aceiași factori ca și CH și este aproximativ 2% la solurile nisipoase, 12% la cele lutoase și 24% la cele argiloase [4]. Umiditatea la coeficientul de ofilire caracterizează tipul de sol și este

independentă de plantă. Această umiditate depinde ca și la CH, în primul rând de gradul de mărunțire al solului, cu cât textura este mai fină cu atât CH și CO au valori mai ridicate [4, 48].

Tabelul 7.3. Variația CH și CO în funcție de textura solului [43]

Categoria texturală	CH%	CO%
Nisipoasă	< 2	1-3
Nisipo-lutoasă	2-3	3-6
Luto-nisipoasă	3-5	6-9
Lutoasă	5-8	9-13
Luto-argiloasă	8-11	13-15
Argilo-lutoasă	11-14	15-19
Argiloasă	> 14	19-24

Coeficientul de ofilire pe curba caracteristică a umidității, indiferent de sol, corespunde unui $pF = 4,2$ și se poate determina pe cale biologică, utilizând o plantă test, sau prin calcul, după formula:

$$CO = CH \times 1,5$$

unde:

CH = coeficientul de higroscopicitate

CO = coeficientul de ofilire

Tabelul 7.4. Clasele de coeficient de ofilire (CO) [43]

Interpretare	Limite	
	Procente din greutate	mm apă / 100 cm sol
Foarte mic	<4	<50
Mic	4-8	50-100
Mijlociu	9-12	101-160
Mare	13-16	161-220
Foarte mare	17-25	221-300
Extrem de mare	≥ 26	≥ 301

Coeficientul de ofilire prezintă importanță deoarece se folosește la calcularea capacității de apă utilă din sol, a normei de irigație, a normelor de udare și a plafonului minim, parametri indispensabili lucrărilor de irigație.

Capacitatea de câmp pentru apă (CC)

Capacitatea de câmp pentru apă reprezintă cantitatea maximă de apă pe care solul saturat cu apă o poate reține în spațiile capilare o perioadă mai lungă de timp și pe care o poate pune în mod treptat la dispoziția plantelor [52]. Se determină numai în teren prin metoda ramelor metrice, umezind în exces o parcelă de 1/1 sau 2/2 m și stabilind cantitatea de apă rămasă după ce s-a pierdut gravitațional excesul de apă (1-3 zile). Solul umezit la capacitatea de câmp conține apă reținută la suprafața particulelor de sol (apă peliculară și higroscopică) și apă reținută în porii capilari. Capacitatea de câmp pentru apă este influențată de textura și structura solului. Astfel, la solurile nisipoase este de circa 6%, la solurile lutoase este până la 32%, iar la solurile argiloase până la 42%. Pe curba caracteristică a umidității capacitatea de câmp corespunde unui $pF = 2,5$ [4].

Intervalul dintre coeficientul de ofilire și capacitatea de câmp constituie **capacitatea de apă utilă (CU)**, ceea ce reprezintă de fapt intervalul umidității active, adică acea cantitate de apă pe care solul o poate reține și pune la dispoziția plantelor. Ea este principalul indicator al rezervei potențiale de apă a unui sol dat, al funcției de rezervor de apă a solului, și arată cât din apa din precipitații se poate înmagazina în sol în vederea aprovizionării ulterioare a plantelor. În condiții de irigație, capacitatea de apă utilă reflectă cantitatea de apă care se poate aplica la o udare [4].

Capacitatea de apă utilă se obține prin calcul:

$$CU = CC - CO$$

CU = capacitatea de apă utilă (% , g/g);

CC = capacitatea de câmp (% , g/g);

CO = coeficient de ofilire (% , g/g);

Capacitatea de apă utilă variază de la un tip de sol la altul în funcție de factorii care influențează și coeficientul de ofilire și capacitatea pentru apă în câmp [43].

Tabelul 7.5. Clase de capacitate de apă utilă [43]

Soluri agricole	Soluri forestiere	Limite	
		%	mm apă/100 cm sol
Foarte mică	Foarte mică	<3	≤50
	Mică	3-4	51-65
	Mijlocie	4-5	66-80
	Mare	6-7	81-100
Mică	Foarte mare	8-10	101-140
Mijlocie		11-12	141-170
Mare		13-15	171-200
Foarte mare	Extrem de mare	16-20	201-250
Extrem de mare	-	>20	≥251

În interiorul intervalului umidității active, gradul de accesibilitate al apei pentru plante scade pe măsură ce ne apropiem de coeficientul de ofilire, astfel că pentru a-și asigura apa necesară plantele sunt nevoite să consume tot mai multă energie când umiditatea solului scade spre valoarea ce reprezintă CO .

Echivalentul umidității (EU)

Echivalentul umidității reprezintă cantitatea maximă de apă pe care o probă de sol saturată cu apă o poate reține atunci când este supusă unei forțe de centrifugare de 1000 de ori mai mare decât forța gravitațională. Se determină în laborator prin metoda centrifugării [4].

Deoarece capacitatea de câmp pentru apă necesită un timp de determinare îndelungat în teren, de multe ori aceasta este înlocuită cu echivalentul umidității, care se determină mult mai ușor. Valoarea echivalentului umidității este aproximativ egală cu cea a capacității de câmp la solurile lutoase, este mai mică la solurile nisipoase (pentru că au o capacitate mai mică de reținere a apei) și este mai mare pentru solurile argiloase (care rețin o cantitate mai mare de apă) [4].

Capacitatea pentru apă capilară (Ccap)

Capacitatea pentru apă capilară reprezintă cantitatea maximă de apă pe care o are solul atunci când toți porii capilari sunt plini cu apă. Se realizează numai deasupra pânzei freatice, în „franjul capilar”, unde porii capilari se umplu cu apă prin ascensiune, menținându-se în permanență plini. Se poate determina în laborator pe probe recoltate din teren în cilindri metalici. Mărimea

capacității capilare depinde de textura și structura solului, crescând de la solurile nisipoase spre cele argiloase și de la cele nestructurate la cele structurate.

Pe curba caracteristică a umidității îi corespunde un $pF = 2$. Prezintă importanță numai atunci când franja capilară se ridică în profilul de sol, de unde apa poate fi folosită de plante [4].

Capacitatea totală pentru apă (CT)

Capacitatea totală pentru apă reprezintă cantitatea maximă de apă pe care o poate conține solul atunci când toți porii sunt plini cu apă și se determină în teren pe probe recoltate din teren, în așezare naturală, cu cilindri metalici. Mărimea capacității totale pentru apă depinde de porozitatea totală a solului, și se poate calcula astfel:

$$CT (\%) = \frac{PT}{DA}$$

CT = capacitatea totală pentru apă

PT = porozitatea totală a solului

DA = densitatea aparentă

Pe curba caracteristică a umidității, capacitatea totală pentru apă corespunde la un $pF = 0$, deci sucțiunea solului la această umiditate este nulă. Când umiditatea se găsește la capacitatea totală, în sol se creează condiții de anaerobioză.

Tabelul 7.6. Clase de capacitate totală pentru apă [43]

Interpretare	Limite	
	Procente din greutate	mm apă / 100 cm sol
Foarte mic	≤ 20	<360
Mic	21-25	360-400
Mijlociu	26-30	401-450
Mare	31-40	451-520
Foarte mare	41-60	521-600
Extrem de mare	>61	>600

7.4. PERMEABILITATEA SOLULUI PENTRU APĂ

Permeabilitatea este însușirea solului de a lăsa apa să pătrundă, să circule și să treacă prin el [14]. Cei mai importanți factori care influențează permeabilitatea solului sunt: textura, structura, conținutul în humus, natura mineralelor argiloase, prezența / absența ionilor schimbabili etc.

Solurile nisipoase sunt foarte permeabile, în timp ce solurile argiloase au o permeabilitate scăzută. Solurile structurate sunt afânate și au o porozitate bună, din această cauză sunt permeabile, în timp ce solurile nestructurate au o așezare îndesată, cu o porozitate deficitară, ceea ce face ca apa să nu poată pătrunde [4, 10]. Cu cât un sol este mai bogat în humus, are o structură mai bună și mai stabilă, o porozitate echilibrată și raporturi foarte bune cu apa și aerul. Oxizii de fier prezenți în sol contribuie la cimentarea particulelor mai fine în agregate sau se depune sub formă de pelicule la suprafața agregatelor structurale, imprimându-le o stabilitate bună. În condiții de aciditate ridicată, compușii fierului pot fi translocați în adâncime, unde, prin precipitare, formează straturi cimentate care sunt foarte impermeabile. Argila de tip montmorillonit gonflează puternic [53] în prezența umidității, reducând permeabilitatea solurilor pentru apă. Prezența sodiului schimbabil și a unor săruri solubile determină dispersia particulelor de sol și deci reduc permeabilitatea acestuia.

În timpul pătrunderii apei în sol viteza de infiltrație este diferită, fiind maximă la început, după aceea scade, iar după un anumit timp se stabilizează, devenind constantă [4]. În acest sens, în procesul de infiltrație se disting: viteza inițială de infiltrație, viteza de infiltrație la un moment dat și viteza finală de infiltrație.

Viteza de infiltrație se determină pe teren sau în laborator cu ajutorul unor aparate numite infiltrometre. Aprecierea permeabilității solului (tabelul 7.7) se poate face atât în funcție de conductivitatea hidraulică (K) cât și în funcție de viteza finală de infiltrație.

Tabelul 7.7. Aprecierea permeabilității solului [43]

Permeabilitatea	mm / h	
	k	Viteza finală de infiltrație
Excesiv de mică	$\leq 0,2$	$\leq 1,0$
Foarte mică	0,3-0,5	2-5,0
Mică	0,6-2,0	6-30,0
Mijlocie	2,1-10,0	31-70,0
Mare	10,1-35,0	71-145
Foarte mare	$\geq 35,1$	$\geq 146,1$

Cunoașterea permeabilității solului prezintă o deosebită importanță atât în ceea ce privește procesul de formare a solului, cât și pentru aplicarea corectă a unor măsuri hidroameliorative. Astfel, pe terenurile cu permeabilitate ridicată eluvierea este puternică, ceea ce duce la formarea unor soluri cu profile bine dezvoltate. Permeabilitatea excesivă nu este de dorit, deoarece determină sărăcirea solurilor în coloizi și elemente nutritive. Permeabilitatea scăzută duce la stagnarea apei în sol și la suprafața solului, aceasta fiind însoțită de o serie de procese și de transformări în condiții de anaerobioză. Intensitatea ploii la irigarea prin aspersiune, trebuie să fie mai mică decât viteza de infiltrație a solului, pentru a nu crea bălțiri la suprafața acestuia [4].

7.5. PIERDEREA APEI DIN SOL

Apa din sol se poate pierde prin: evaporație, transpirație și prin drenaj [4].

Evaporația (E) – reprezintă pierderea apei din sol, prin trecerea ei în stare de vapori sub acțiunea temperaturii. La această pierdere plantele nu participă, de aceea mai poartă denumirea și de consum neproductiv. Pierderile de apă prin evaporație afectează, mai ales, partea superioară a profilului de sol (30-50 cm) și pot fi reduse prin mobilizarea solului (când se întrerup spațiile capilare) sau prin mulcire [4].

Transpirația (T) – reprezintă pierderea apei datorită consumului plantelor prin fenomenul de transpirație. Din totalul apei absorbită de către plantă, numai 0,2% este folosită pentru formarea substanței organice, restul de 99,8% este eliminată prin transpirație. Totuși, deoarece la aceste pierderi participă plantele, transpirația este considerată un consum productiv. De aceea, în practică, se urmărește reducerea la minimum a evaporației (consumul neproductiv) în favoarea transpirației (consumul productiv) [4]. Spre deosebire de evaporație, plantele pompează din sol și elimină prin transpirație în atmosferă cantități enorme de apă și de la mare adâncime. Deoarece este greu de făcut o delimitare între pierderile de apă prin evaporație și transpirație, ele se exprimă împreună prin procesul denumit *evapotranspirație (ET)* [4].

Evapotranspirația se exprimă în mm și este diferită de la o zonă la alta în funcție de climă, sol, vegetație, umiditate, etc. Pentru a putea compara datele între ele, Thornthwaite a introdus termenul de *evapotranspirație potențială (ETP)* [4]. Aceasta reprezintă cantitatea de apă pierdută prin evaporație și transpirație de un sol permanent aprovizionat optim cu apă și acoperit cu un covor vegetal bine încheiat. ETP se poate determina folosind instalații speciale, sau cu ajutorul formulei lui Thornthwaite și servește la stabilirea regimului hidric al solului, sau a excedentului și deficitului de umiditate. Astfel, când precipitațiile (P) sunt mai mici ca ETP, avem un *deficit de umiditate*, iar când

precipitațiile depășesc evapotranspirația potențială, avem *excedent de umiditate* [4, 14].

Drenajul – reprezintă pierderea de apă din sol prin scurgeri și poate fi:

-*drenaj extern* – scurgerea apei la suprafața terenurilor înclinate;

-*drenaj intern* – scurgerea apei prin sol în profunzime, acesta depinzând de permeabilitatea solului;

-*drenaj global* – totalul pierderilor prin scurgerea la suprafața solurilor și în profunzime [4].

7.6. REGIMUL HIDRIC AL SOLULUI

Regimul hidric al solului reprezintă ansamblul tuturor fenomenelor de pătrundere, mișcare, reținere și pierdere a apei din sol. Regimul hidric reprezintă bilanțul de apă al solului, care se stabilește făcând o însumare algebrică a tuturor cantităților de apă intrate și ieșite din sol [4, 54].

Apa poate să provină din precipitații (P), aportul freatic (Af), scurgeri de pe terenurile vecine la suprafață (Ss) și în interiorul solului (Si), prin condensarea vaporilor de apă (C) și din irigații (I). Pierderile de apă din sol se fac prin evaporație (E), transpirație (T), scurgeri în pânza freatică (A'f), scurgeri spre alte terenuri la suprafață (S's) sau în interior (S'i).

După Rode [55], bilanțul general al apei din sol, pentru o anumită perioadă, poate fi exprimat cu ecuația:

$$R_f - R_i = (P + Af + Ss + Si + C + I) - (T + E + A'f + S's + S'i)$$

intrări apă în sol

ieșiri apă din sol

în care:

R_f = rezerva de apă din sol la finele perioadei considerate;

R_i = rezerva de apă din sol la începutul perioadei considerate.

Toți termenii bilanțului se exprimă în mm.

Când intrările de apă în sol sunt mai mari decât ieșirile, bilanțul este pozitiv, iar solul are un regim hidric excedentar, putând asigura apa necesară dezvoltării plantelor. Când intrările sunt mai mici decât ieșirile regimul hidric al solului este deficitar și plantele suferă din cauza lipsei umidității scăzute din sol. Regimul hidric al solurilor depinde, mai ales, de climă, relief, proprietățile solului, adâncimea apei freactice, vegetație și activitatea omului [4].

Principalele tipuri de regim hidric

Regim hidric nepercolativ – este specific zonelor cu climat secetos (stepă) unde $I_{ar} < 26$, $ETP > P$, iar apa freatică se află la adâncime mare [4]. În aceste condiții umiditatea din precipitații nu percolează solul până la umiditatea creată datorită pânzei freactice, între ele rămânând în permanență un strat uscat (orizontul mort al secetei). Solurile corespunzătoare acestui regim sunt slab levigate (Kastanoziomuri, Cernoziomuri), cu deficit de umiditate, care necesită prioritar aplicarea irigațiilor [4, 13, 48].

Regim hidric periodic percolativ – este caracteristic zonelor ceva mai umede (silvostepă), cu $I_{ar} = 26-35$ și $ETP \approx P$ [4]. În aceste condiții curentul descendent de umiditate, provenit din precipitații, poate să întâlnească în anumite perioade mai umede, curentul ascendent de umiditate (provenit din pânza freatică), adică, periodic, solul este percolat pe întreaga grosimea, până la pânza freatică. În aceste condiții solurile prezintă o levigare mai intensă (Cernoziomuri cambice, Cernoziomuri argice), au un deficit mai puțin pronunțat de umiditate dar necesită și acestea aplicarea irigațiilor [4].

Regim hidric percolativ – este specific solurilor din climate umede (zonele de pădure), cu $I_{ar} > 35$ și $P > ETP$ [4]. În aceste condiții se creează un curent descendent permanent de umiditate, care în fiecare an percolează stratul de sol până la pânza freatică. Solurile caracteristice acestui regim sunt puternic levigate, debazificate, acide, puternic diferențiate textural, cu permeabilitate redusă și adesea cu exces de umiditate în partea superioară (Luvosoluri, Planosoluri etc). Aceste soluri necesită lucrări de afânare profundă și de eliminare a apei stagnante [4].

Regim hidric exudativ – se întâlnește în zona de stepă și silvostepă, acolo unde pânza de apă freatică se găsește la mică adâncime și de unde apa se poate ridica prin ascensiune capilară până la suprafața solului, după care se pierde prin evaporare (solul exudează). Prin evaporarea permanentă a apei se depun și se acumulează la suprafața solului săruri solubile, formându-se Soloncheacurile. Pentru ameliorarea acestora, se recomandă lucrări speciale de coborâre a nivelului freatic, irigări de spălare și amendare cu fosfogips [4, 48].

Regim hidric freatic stagnant – se întâlnește pe terenurile cu pânza freatică la mică adâncime, dar în zonele umede (de pădure). În aceste condiții apa freatică se ridică prin capilaritate până la suprafața solului unde, datorită evaporăției reduse, nu se pierde ci stagnează, ducând la formarea Gleiosolurilor. Acestea se ameliorează prin lucrări de desecare și drenaj [4]. Regimul hidric stagnant se întâlnește în zonele umede, pe terenurile plane sau microdepressionare și cu permeabilitate scăzută. În aceste condiții apa din precipitații nu se poate infiltra în profunzime, ci stagnează la suprafața sau în

prima parte a profilului de sol. Astfel iau naștere solurile stagnogleice, care se ameliorează prin lucrări speciale de eliminare a excesului de apă de la suprafață (drenaj, arături adânci, arături în coame etc) [4].

Regim hidric de irigație – este caracteristic zonelor irigate. Când irigarea se face corect aceasta nu modifică regimul hidric natural al solurilor, ci contribuie numai la completarea deficitului de umiditate pentru plante. Când, însă, irigarea nu se face rațional, se poate trece la un regim hidric nedorit (exudativ, percolativ etc). Astfel, dacă pe solurile cu apă freatică la adâncime nu prea mare se aplică norme de udare mari, se poate ridica nivelul pânzei freactice la adâncimea critică, provocând înmlăștinirea și sărăturarea secundară a solurilor.

În afară de aceste regimuri, în unele zone se mai pot întâlni și alte tipuri de regim hidric: *regim hidric exudativ în profunzime*, *regim hidric freatic stagnant în profunzime* și *regim hidric amfistagnant*.

În practică, adâncimile între care se situează secțiunea de control pentru umiditate sunt estimate în funcție de textură, astfel:

1. între 10 și 30 cm, dacă textura este lutoasă fină, prăfoasă grosieră, prăfoasă fină sau argiloasă;
2. între 20 și 60 cm, dacă textura este lutoasă grosieră;
3. de la 30 la 90 cm, dacă textura este nisipoasă.

Dacă solul conține fragmente de rocă, care nu absorb sau eliberează apă, limitele secțiunii de control sunt mai adânci [4].

8. PROPRIETĂȚILE TERMICE ȘI DE AERAȚIE A SOLURILOR

Obiective

Să cunoască principalii factori care influențează regimul termic al solurilor;

Să cunoască influența regimului termic din sol asupra dezvoltării plantelor;

Să cunoască principalii factori care modifică conținutul de aer din sol.

Cuvinte cheie: regim termic, căldură specifică, conductivitate termică, aerul din sol.

Temperatura este un factor foarte important în procesul de pedogeneză cu implicații directe atât asupra proceselor de alterare a părții minerale, precum și asupra creșterii și dezvoltării plantelor. Cantitativ aerul din sol ocupă spațiul poros în cantități invers proporționale cu spațiul ocupat de apa aflată în sol. Aerul din sol este indispensabil proceselor care se desfășoară în interiorul solului, precum și creșterii și dezvoltării plantelor.

8.1. ÎNSUȘIRILE TERMICE ALE SOLULUI

Intensitatea proceselor biochimice din sol este influențată în mare măsură de căldura captată de sol din radiația solară. Capacitatea de absorbție a energiei solare reprezintă însușirea solului de a reține căldura acestor radiații și este influențată de culoarea solului, gradul de umiditate, configurația terenului, structură, textură și de gradul de acoperire al solului cu vegetație [4, 10].

Solurile de culoare închisă absorb mai multe radiații calorice și se încălzesc mult mai repede decât solurile de culoare deschisă. Totodată solurile care au un conținut mai ridicat în materie organică au o capacitate de reținere și înmagazinare a energiei calorice mult mai ridicate. Configurația terenului, respectiv panta și expoziția, măresc sau reduc capacitatea de încălzire a solului, după cum razele solare cad într-un unghi mai mare sau mai mic pe suprafața terenului. Solurile acoperite cu vegetație o perioadă mai lungă de timp se încălzesc și înmagazinează o cantitate mai redusă de căldură decât cele fără vegetație [4].

Textura grosieră favorizează atât încălzirea cât și răcirea mai rapidă a solurilor în comparație cu solurile argiloase care se încălzesc mult mai greu și păstrează un timp mai îndelungat căldura în sol [4].

Solurile formate în zone mai secetoase și cu precipitații reduse (zona de stepă și silvostepă) primesc și înmagazinează o căldură mai ridicată comparativ cu solurile din zonele mai înalte cu precipitații ridicate (zona de pădure și zona montană) [4].

Căldura specifică a solului este exprimată prin numărul de calorii necesare pentru încălzirea cu 10°C a unui gram de sol și se exprimă în cal/g sau, când căldura este raportată la unitatea de volum, în cal/cm^3 .

Tabelul 8.1. Căldura specifică a principalelor componente ale solului [4]

Componente	Căldura specifică	
	Cal/g	Cal/cm ³
Nisip	0,19	0,51
Argilă	0,23	0,57
Humus	0,47	0,60
CaCO ₃	0,21	0,58
Aer	0,24	0,00036
Apă	1	1

Conductivitatea termică a solului este proprietatea solului de a transmite căldura și se exprimă prin *coeficientul de conductivitate termică*, K , care este dat de cantitatea de căldură ce străbate în timp de o secundă 1 cm^3 de sol, când între fețele acestuia există o diferență de temperatură de 1°C . Conductivitatea termică a solului are valori variabile de la sol la sol în funcție de natura și rapoartele cantitative dintre diferitele părți componente ale acestuia.

Conductivitatea termică este mărimea fizică prin care se caracterizează capacitatea unui material de a transmite căldura (prin conducție termică) atunci când este supus unei diferențe de temperatură. Conceptul a fost introdus de Joseph Fourier [56-59].

În sistemul internațional de unități, conductivitatea termică este exprimată în $\text{W}/\text{m}\cdot\text{K}$ unde: wattul este unitatea de măsură a puterii, metrul este unitatea de măsură a lungimii, iar kelvinul este unitatea de măsură a temperaturii.

Valorile conductivității termice la 25°C :

- aer - 0,024;
- apă – 0,58

Conductivitatea termică a aerului este de 24 de ori mai mică decât a apei. Solurile nisipoase prezintă o conductivitate termică mare, acestea se încălzesc mult mai repede și pe adâncime mai mare comparativ cu solurile lutoase și argiloase [58].

Regimul termic al solului are o importanță deosebită la aplicarea tehnologiilor agricole. Transformarea resturilor vegetale sub acțiunea microorganismelor se realizează la temperaturi cuprinse între 25 și 30°C. Solurile din zona montană cu temperaturi scăzute au o activitatea microbiană foarte scăzută, humificarea este redusă iar resturile organice rămân într-un stadiu incipient de transformare [20]. Germinația semințelor începe la temperaturi mai mari de 5°C, temperaturile optime de dezvoltare a plantelor de cultură sunt cuprinse între 20 și 30°C, iar temperaturile maxime ajung la 40-50°C. Regimul termic al solurilor poate fi influențat favorabil prin aplicarea unui sistem de lucrări agropedoameliorative cum ar fi aplicarea îngrășămintelor organice și refacerea structurii solului, care contribuie la o mai bună capacitate de reținere a căldurii în sol [25, 60]. Amplasarea perdelelor de protecție în cazul solurilor supuse la eroziune eoliană contribuie la micșorarea gradului de răcire al solului [44].

8.2. AERUL DIN SOL

Solul este un corp natural tridimensional alcătuit din trei faze: lichidă, solidă și gazoasă. Faza lichidă și gazoasă ocupă spațiul poros ce străbate faza solidă a solului. Cantitativ, apa și aerul din sol sunt antagoniste, ocupând spațiul poros în cantități cu variație invers proporțională, volumul aerului crește sau scade pe măsura creșterii sau scăderii apei din sol [61]. Aerul din sol este indispensabil proceselor care se desfășoară în interiorul solului, precum și creșterii și dezvoltării plantelor [4].

Aerul din sol este constituit din: 70-80% azot, 10-20% oxigen și 0,1-10% dioxid de carbon, vapori de apă, amoniac, hidrogen sulfurat, etc. Provine în cea mai mare parte din aerul atmosferic dar și ca urmare a proceselor de descompunere a resturilor vegetale, a respirației microorganismelor, a rădăcinilor [4, 14]. Din această cauză compoziția aerului din sol diferă de cea a aerului atmosferic, având un conținut mai redus de oxigen și o cantitate mult mai mare de dioxid de carbon.

Compoziția aerului din sol este diferită în funcție de însușirile solului, variază cu anotimpul și este foarte mult influențată de activitatea microorganismelor din sol. În general, solurile structurate și bogate în humus conțin o cantitate mai mare de dioxid de carbon decât cele nestructurate și sărace în humus [61]. Cantitatea de dioxid de carbon crește cu adâncimea pe

profilul de sol, iar cantitatea de oxigen scade la solurile nestructurate și tasate. Compoziția aerului din sol este influențată și de anotimp prin creșterea activității microorganismelor în perioadele calde, când are loc cea mai intensă activitate biologică și se înregistrează cea mai ridicată cantitate de dioxid de carbon în sol. Acesta scade în perioada toamnă - iarnă.

În perioada de vegetație, variațiile conținutului de oxigen sunt mult mai mari decât cele ale dioxidului de carbon, oxigenul atingând un minim de 10%, ceea ce reprezintă limita inferioară a oxigenului în sol.

Cantitatea de aer din sol este influențată de porozitatea solului, textură, structură, și de conținutul de umiditate al solului [4]. În solurile cu porozitate ridicată are loc o îmborsărire continuă a aerului din sol pe seama celui din atmosferă prin difuziune. Dioxidul de carbon din sol, fiind în cantitate mai ridicată, va trece prin difuziune în atmosferă iar oxigenul din atmosferă va trece în sol. Solurile cu textură grosieră (Psamosolurile) au o cantitate ridicată de aer, în jur de 30-40% în comparație cu solurile cu textură mijlocie. În solurile afectate de exces de umiditate, apa pătrunde în sol ocupând atât spațiile capilare cât și necapilare, eliminând aerul din sol. În timp, locul apei eliminate prin evapotranspirație și prin scurgere gravitațională, este luat de aerul din atmosferă.

Cantitatea de dioxid de carbon din solurile agricole este foarte mult influențată și de felul plantelor cultivate. Cele mai mari cantități de CO₂ au fost înregistrate în cazul solurilor cultivate cu lupin, apoi în ordine descrescătoare cartofi, ovăz și orz [62].

9. PROPRIETĂȚILE CHIMICE ALE SOLULUI

Obiective:

- Să cunoască compoziția soluției solului;
- Să cunoască ce sunt coloizii din sol;
- Să identifice procesele care influențează reținerea substanțelor în sol;
- Să cunoască indicatorii care influențează capacitatea de schimb cationic;
- Să cunoască ce reprezintă reacția solului;
- Să stabilească capacitatea de tamponare a solului.

Cuvinte cheie: soluția solului, reacția solului, capacitate de schimb cationic.

Chimia solului este parte componentă a științei solului, care utilizează noțiuni de chimie generală pentru a putea explica procesele chimice care au loc între faza solidă și lichidă a solului, luând în considerare și prezența aerului și a organismelor. Principalele proprietăți ale solurilor sunt influențate de compoziția soluției solurilor, de constituenții organici și minerali care influențează proprietățile solurilor. Factorii care modifică soluția solului (concentrația în elemente nutritive) sunt reprezentați de vegetație, condiții climatice, conținutul și tipul de humus al solului. Cunoașterea proprietăților chimice ale solului are rol decisiv în alegerea sortimentului de plante ce urmează a fi cultivate, dar și a tehnologiilor de cultură aplicate, precum și a măsurilor de ameliorare a solului.

9.1. SOLUȚIA SOLULUI

Apa din sol în urma contactului permanent cu faza minerală a solului se îmbogățește cu ioni minerali, acizi, baze, substanțe organice ușor solubile aflate în stare de dispersie, din care plantele se aprovizionează cu ionii necesari nutriției, formând o soluție complexă [20]. Aceasta este denumită *soluția solului*.

Compoziția chimică a soluției solului depinde de cantitatea și calitatea precipitațiilor atmosferice, de alcătuirea părții minerale a solului, de cantitatea materiei organice din sol, de activitatea biologică desfășurată în sol.

Soluția solului este alcătuită din următoarele componente:

a) *componenta minerală* alcătuită din cationi de H^+ , K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ , Fe^{2+} și Al^{3+} și anioni OH^- , Cl^- , NO_3^- , HCO^- , SO_4^{2-} , $H_2PO_4^-$, HPO_4^{2-} , hidroxizi de fier și aluminiu, silice coloidală.

b) *componenta organică* alcătuită din zaharuri solubile, dispersii coloidale de acizi humici, produse rezultate în urma metabolizării microorganismelor, produși rezultați în urma humificării substanțelor organice și secreții ale sistemului radicular al plantelor.

c) *gazele existente* în soluția solului sunt reprezentate de O_2 și CO_2 care au rol important în procesele de alterare și solubilizare.

Temperatura și umiditatea din sol, intensitatea activității microbiene din sol, metabolismul plantelor superioare, procesele de descompunere a resturilor organice din sol, determină o dinamică a concentrației soluției solului atât zilnică cât și sezonieră și influențează compoziția soluției solului.

Soluția solului este considerată sursa directă de hrană pentru plante. Aceasta poate fi adusă la valori optime prin aplicarea celor mai bune măsuri agrochimice, agrotehnice și hidroameliorative, în raport cu cerințele dezvoltării plantelor de cultură [25]. Pentru utilizarea elementelor nutritive din soluția solului de către plante, este foarte importantă cunoașterea presiunii osmotice a soluției solului. În cazul solurilor saline presiunea osmotică a soluției solului poate atinge valori de 150-260 Mpa, care depășește suțciunea de reținere a apei de către rădăcinile plantelor de cultură (100-120 MPa). În aceste condiții preluarea apei de către plante încetează instalându-se seceta fiziologică [4].

9.2. COLOIZII SOLULUI

Solul fiind un sistem polifazic, sistemele polifazice se caracterizează prin existența unor zone de discontinuitate între fazele aflate în contact. Aceste zone se caracterizează prin suprafețe de separație denumite *interfaze*.

Ca urmare a proceselor de alterare a materialului parental, particulele componente ating stări de dispersie foarte variate, rezultând astfel *sisteme de dispersie*, constituite din *faza dispersată* (faza solidă) și *mediul de dispersie* (faza lichidă). Cu cât dispersia este mai avansată, cu atât suprafețele interfazice sunt mai mari.

Coloizii solului reprezintă materia din sol aflată în stare de dispersie coloidală, cu dimensiuni cuprinse între 0,1-2 μ m, care cuprind inclusiv particule de argilă. Coloizii solului formează partea activă a acestuia, care prin suprafețele particulelor încărcate cu diverse sarcini electrice și cu substanțe

aflate în dispersie ionică și moleculară, participă la procesele fizice și fizico-chimice ce se petrec în sol.

Coloizii solului se formează în urma procesului de solificare. În cazul rocilor sedimentare, coloizii se formează în mare parte înainte de începerea solificării, prin procese de dezagregare și alterare a mineralelor primare și prin condensarea produșilor de alterare rezultați.

Coloizii solului se împart în trei grupe:

- **coloizi minerali** – argila, hidroxizii de aluminiu, fier și mangan, silice hidratată, diverse minerale primare etc.;

- **coloizi organici** – acizii humici și alte materii humice, hidrați de carbon, substanțe huminice;

- **coloizi organo-minerali** – compuși complecși, rezultați prin combinarea coloizilor minerali cu cei organici – argilohumine, fero- și alumino humații.

Principalii coloizi ai solului sunt mineralele argiloase și acizii humici, urmați în ordinea importanței de hidroxizii de fier și aluminiu și silicea.

Coloizii se găsesc în sol sub formă de gel, în care particulele se unesc între ele, alcătuind o rețea cu structură spațială în care este reținută apa. Substanțele coloidale disperate în apă dau naștere la *soluții coloidale*. Cu cât potențialul electrocinetic este mai ridicat, cu atât stabilitatea dispersiei este mai mare. Atunci când are loc o reducere a potențialului electrocinetic se micșorează și forțele de respingere dintre particulele coloidale, iar dacă potențialul electrocinetic atinge valoarea 0 (punctul izoelectric), particulele coloidale nu se mai resping, ci se atrag, formând agregate care se separă de lichid și se depun, trecând într-o stare numită stare *de gel*, fenomen care poartă numele de *coagulare*. Menținerea particulelor coloidale în stare dispersă are loc sub acțiunea forțelor de respingere datorate potențialului electrocinetic al particulelor respective. Procesul de trecere din stare *de gel* în stare dispersă, *de sol*, se numește *peptizare*.

Coagularea poate fi reversibilă, când coloizii trec ușor din starea de sol în starea de gel (cationii bivalenți de Ca), și ireversibilă pentru coloizii care trec greu în starea de sol (coloizi saturați cu ioni monovalenți Na^+ și H^+). Coagularea reversibilă se realizează în cazul în care din starea de gel coloidal substanțele pot trece din nou în stare dispersă. Acest proces poartă denumirea de *floculare*.

9.3. REȚINEREA SUBSTANȚELOR ÎN SOL

Reținerea (retenția) substanțelor în sol este rezultatul existenței și interacțiunii între fazele solidă-lichidă, solidă-solidă, solidă-gazoasă. Solul

reține substanțele aflate în diferite grade de dispersie, de la suspensii până la molecule, atomi și ioni, proces prin care se asigură creșterea și dezvoltarea plantelor.

Se disting următoarele forme de retenție a substanțelor în sol:

- retenție mecanică;
- retenție fizică;
- retenție fizico-chimică;

9.3.1. Fenomenele de retenție mecanică

Ca orice corp poros, solul are capacitatea de a reține din apa care se infiltrează în profunzime, particulele care au dimensiuni mai mari decât pori solului. Solurile argiloase au capacitatea de reținere mecanică mai mare decât celelalte soluri deoarece porii acestor soluri sunt cu diametrele cele mai mici. În general, sunt reținute mecanic suspensiile din apă, particulele de praf și argilă, substanțe organice etc.

9.3.2. Fenomenele de retenție fizică

Retenția fizică se bazează pe existența suprafețelor de separație dintre faze, în care există tensiune superficială. Se adsorb pozitiv substanțele care micșorează tensiunea superficială și se adsorb negativ substanțele care măresc tensiunea superficială.

Prin adsorbție fizică sunt reținute în sol, moleculele de H₂O, NH₃, O₂, CO₂, N₂, substanțe organice și microorganismele fixate pe suprafața particulelor minerale.

Adsorbție fizică pozitivă cunosc moleculele metalelor alcaline și a substanțelor organice, iar adsorbția fizică negativă se întâlnește în cazul clorurilor, a azotaților. Pot fi adsorbite fizic și unele substanțe coloidale, cum ar fi acizii humici și hidroxizii de fier, care în felul acesta îmbracă particulele primare de sol și facilitează agregarea și implicit structurarea solului.

9.3.3. Fenomenele de retenție fizico – chimică

Denumită și *adsorbția ionică*, reprezintă cea mai importantă modalitate de reținere a substanțelor de către sol. Procesul constă în adsorbția ionilor din soluția solului pe suprafața coloizilor și trecerea în soluția solului a unor cantități echivalente de ioni – *desorbție*.

Schimbul de ioni este important pentru sol, deoarece intervine în procesul de alterare a mineralelor, în procesul de nutriție a plantelor, în starea de

saturație cu cationi și anioni, în aciditate și alcalinitate, în reținerea apei și a îngrășămintelor, în structura și în proprietățile fizico-mecanice a solului.

9.4. CAPACITATEA DE SCHIMB CATIONIC A SOLURILOR

Datorită stării de dispersie, solurile au proprietatea de a adsorbi diferite substanțe minerale și organice aflate în stare de dispersie moleculară sau ionică. Schimbul de cationi dintre complexul coloidal și soluția solului se realizează după următoarele legi:

1. *Legea echivalenței* – cantitatea de cationi preluată din sol în soluția solului este echivalentă cu cantitatea de ioni deplasați din soluția solului, în sol. În aceste condiții schimbul de cationi adsorbiți din sol și cei din soluția cu care interacționează se desfășoară în proporții echivalente.

2. *Legea reversibilității* – ionii din sol adsorbiți la suprafața particulelor coloidale sunt schimbați cu alți ioni din soluție. Prin deplasarea din complexul coloidal în soluția solului aceștia pot fi ușor utilizați în nutriția plantelor (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}), iar prin trecere din soluția solului în complexul adsorbativ este împiedicată pierderea acestora prin levigare în sol.

3. *Legea echilibrului* – schimbul de ioni dintre soluția solului și complexul adsorbativ se realizează până la stabilirea unui echilibru dinamic. Acest echilibru poate fi perturbat prin aportul apei provenită din precipitații sau în cazul administrării îngrășămintelor minerale și organice, dar în acest caz intervine complexul coloidal care restabilește foarte rapid acest echilibru prin eliberarea sau reținerea diferiților ioni.

4. *Legea energiei de adsorbție* – adsorbția diferiților cationi variază în funcție de valența și gradul lor de hidratare. De aceea cel mai slab reținuți sunt cationii monovalenți, cu excepția cationului de hidrogen, care, deși este monovalent, este cel mai puternic reținut de către complexul coloidal al solului, dar trece foarte greu din complexul coloidal în soluția solului, din cauza slabei sale hidratări.

Energia de reținere crește odată cu creșterea masei atomice, respectiv a numărului atomic în următoarea succesiune:

- ionii monovalenți: ${}^7Li < {}^{23}Na < {}^{18}NH_4 < {}^{39}K < {}^{89}Pb$;

- ionii bivalenți: ${}^{24}Mg < {}^{40}Ca < {}^{59}Co < {}^{112}Cd$;

- ionii trivalenți: ${}^{27}Al < {}^{56}Fe$.

Cu cât gradul de hidratare al cationilor este mai ridicat, cu atât energia de adsorbție din soluția solului și de reținere coloidală este mai scăzută. Cationii bivalenți sunt reținuți la suprafața particulelor coloidale mai puternic decât cationii monovalenți.

9.4.1. Adsorbția cationilor și a anionilor

Dominarea cantitativă în sol a coloizilor electronegativi: - argilă, humus, silice coloidală, are ca urmare o reținere prioritară a cationionilor: Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , H^+ , Al^{3+} .

Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} au caracter *bazic*, în timp ce H^+ , Al^{3+} conferă solului aciditate.

În afara cationilor adsorbiți la suprafața micelilor coloidale apar sarcini electrice pozitive, care pot reține și diferiți anioni existenți în soluția solului. Sarcinile pozitive apar la hidroxizii de fier și aluminiu ale căror grupări bazice acceptă protonul (H^+), dând naștere ionului de hidroniu (H_3O^+), care reține anionul. În aceste condiții capacitatea de schimb anionic este mai ridicată cu cât crește aciditatea solului.

A doua formă de reținere a anionilor are loc în urma schimbului cu gruparea OH^- apărută pe suprafața de ruptură a mineralelor argiloase, ca urmare a substituțiilor izomorfe. Reținerea anionilor are loc în următoarea ordine

descrescătoare $\text{OH}^- > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{HPO}_4^{2-} > \text{SO}_4^{2-}$. Anionii HPO_4^{2-} și SO_4^{2-} sunt slab reținuți, sub formă de compuși insolubili, prin precipitarea la suprafața particulelor coloidale, iar anionii Cl^- și NO_3^- nu sunt reținuți prin adsorbție în solurile slab acide, neutre și alcaline, ei circulând împreună cu apa în sol. Alte

categorii de anioni ($\text{H}_2\text{PO}_4^{2-}$, HPO_4^{2-} , PO_4^{3-}) se rețin puternic prin formarea de compuși insolubili, în urma interacțiunii sărurilor solubilizate.

În cazul solurilor acide nu sunt recomandate îngrășămintele fosfatice ușor solubile (fosfat monocalcic și dicalcic) deoarece sunt blocate în sol sub formă de fosfați de fier și aluminiu insolubili. În urma aplicării îngrășămintelor greu solubile (fosfatul tricalcic), acestea pot trece în fosfați solubili (monocalcic și dicalcic) care sunt ușor preluați de plante, iar cationul de Ca^{2+} eliberat din fosfatul tricalcic pătrunde în complexul adsorbativ și ameliorează reacția acidă a solurilor [4, 20].

Pentru caracterizarea solului, din punct de vedere al capacității de schimb cationic se folosesc o serie de indici:

- Suma bazelor schimbabile;
- Capacitatea de schimb pentru hidrogen;
- Capacitatea totală de schimb cationic;
- Gradul de saturație în baze.

9.4.2. Suma bazelor schimbabile (SB)

Indicele se referă la conținutul de Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} din complexul coloidal al solului exprimat în miliechivalenți la 100 g. de sol (me/100 g sol).

Tabelul 9.1. Aprecierea conținutului de baze schimbabile din sol [43]

Apreciere	Limite, me/100g
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

9.4.3. Capacitatea de schimb pentru hidrogen (SH)

Marea majoritate a solurilor au în complexul coloidal, alături de cationii bazici, ioni de hidrogen. Aceștia din urmă alcătuiesc capacitatea de schimb pentru hidrogen, SH, care se exprimă în me/100 g. sol. Proporția ionilor de hidrogen în complexul adsorbativ crește odată cu intensificarea proceselor de debazificare a solurilor. De aceea, la solurile din zona montană, formate pe roci acide întâlnim maxim 5% ioni bazici și restul ioni de hidrogen.

9.4.4. Capacitatea totală de schimb cationic (T)

Acest indice reprezintă suma totală a cationilor adsorbiți (baze și hidrogen) în complexul coloidal argilo-humic și se exprimă în miliechivalenți la 100 g. sol, se notează cu T și este:

$$T = SB + SH$$

SB = Suma bazelor schimbabile

SH = Capacitatea de schimb pentru hidrogen

Tabelul 9.2. Clase de capacitate totală de schimb cationic la pH 8,3 ($T_{8,3}$) [43]

Apreciere	Limite, me/100g
Extrem de mică	<5
Foarte mică	6-10
Mică	11-20
Mijlocie	21-35
Mare	36-55
Foarte mare	56-80
Extrem de mare	>80

9.4.5. Gradul de saturație în baze (V)

Măsura în care complexul coloidal al solului este saturat în baze reprezintă gradul de saturație în baze, se notează cu V și se calculează cu relația:

$$V = \frac{SB}{T} \times 100$$

sau

$$V = \frac{SB}{SB + SH} \times 100$$

La solurile care au numai cationi bazici în complexul coloidal, $T=SB$, deci $V=100$. La solurile care au H^+ adsorbit, V are valori sub 100, cu atât mai scăzute cu cât cantitatea de H^+ este mai mare. Pentru că nu există soluri în care cationi bazici să fie total înlocuiți, limita inferioară a lui V este cca 5%.

Aprecierea gradului de saturație în baze (tabelul 9.3) se face luând în considerare gradul de saturație în baze (V) la pH 8,3 (se calculează V folosind valoarea T obținută prin însumarea bazelor schimbabile cu capacitatea totală de schimb cationic la pH 8,3) sau

$$V_{Ah} = \frac{SB}{SB + Ah} \times 100$$

Tabelul 9.3. Clase de saturație în baze [43]

Denumirea V pH 8,3	Limite %	Denumirea V Ah	Limite %
Extrem oligobazic	<10	Oligobazic	<40
Oligobazic	10-30	Oligomezobazic	40-70
Oligomezobazic	31-55	Mezobazic	71-90
Mezobazic	56-75	Eubazic	91-100
Eubazic	76-90		
Saturat în baze	≥91		

9.5. REACȚIA SOLULUI

Aciditatea sau alcalinitatea solului se formează în cursul procesului de pedogeneză prin eliberarea de substanțe cu caracter acid, bazic sau amfoter, din materialul mineral sau organic.

În funcție de factorii pedogenetici, procesele pedogenetice și stadiul actual de evoluție genetică, solurile sunt îmbogățite în ioni și diferite substanțe generatoare de ioni (acizi, baze, săruri), care conferă solului un caracter acid sau alcalin.

Reacția solului este determinată de concentrația ionilor de hidrogen și hidroxil existenți în soluția solului și se exprimă în valori pH. Dacă în soluția solului predomină ionii de H^+ reacția este acidă, dacă predomină în soluție ioni de OH^- reacția este alcalină. La o cantitate egală ioni H^+ și OH^- , reacția este neutră [4, 20].

pH-ul (logaritmul în baza zece, cu semn schimbat al concentrației ionilor de H^+ din soluția solului) poate avea teoretic, valori cuprinse între 1 și 14.

$$pH = - \log H^+$$

Reacția solului apare ca rezultat al însușirii substanțelor dizolvate în soluția solului, de a disocia electrolitic în ioni corespunzători. Principalii factori care influențează aciditatea sau alcalinitatea solurilor sunt: compoziția chimică și mineralogică a părții minerale a solului, concentrația sărurilor solubile, conținutul și natura substanțelor organice care se găsesc în sol, umiditatea solului, activitatea organismelor din sol, etc.

În soluri cel mai răspândit acid mineral este acidul carbonic, care poate imprima un pH solului de 3,9-4,7 în funcție de condițiile de mediu și de activitatea biologică. Dacă în materialul parental sunt prezente sulfurile, acestea prin oxidare pot forma acidul sulfuric care produce o puternică acidifiere a

solurilor. O acidifiere puternică a solului este imprimată și de acizii nesaturați cu ioni de calciu, acizii fulvici care pot determina valori extrem de acide ale reacției, cu valori ale pH-ului de 3-3,5. Reacția solului poate fi influențată și de secrețiile rădăcinilor plantelor sau de activitatea microorganismelor din sol prin producerea de acizi (oxalic, citric, etc.).

În funcție de locul unde se întâlnesc ionii de hidrogen se disting două forme de acidități: *aciditatea actuală* sau *disociată* și *aciditatea potențială* sau *adsorbită (schimbabilă)*.

Aciditatea actuală este determinată de ionii de hidrogen aflați liberi în soluția solului, disociați în apă sau în soluții saline la contactul acestora cu faza solidă. Aciditatea se stabilește în raport cu apa distilată care are o reacție neutră, raportul ionilor de H^+ și OH^- fiind egal.

În cazul solurilor din România domeniul de variație al pH-ului se încadrează între 3,5 la solurile acide din zona montană (Podzol) unde sărurile ușor solubile și cele greu solubile ($CaCO_3$) sunt îndepărtate de pe profilul de sol, raportul dintre cationii bazici de Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ și Na^+ și cei de H^+ din complexul adsorbtiv fiind favorabil ionilor de hidrogen, și 9,5 la solurile alcalice (Soloneț) unde predomină sărurile cu hidroliză alcalină (carbonații). În cazul solurilor alcalice reacția este mai mare cu cât carbonatul este mai solubil.

Aciditatea potențială corespunde ionilor de hidrogen și aluminiu reținuți în complexul coloidal al solului. Aciditatea potențială în funcție de tăria de legare a ionului de hidrogen se împarte în: *aciditate ușor schimbabilă*, care poate fi desorbită cu ajutorul unei sări neutre (KCl) și *aciditate greu schimbabilă* sau dependentă de pH, care poate fi evidențiată și determinată numai cu ajutorul unor soluții care conțin acceptori de protoni. Pentru determinare se utilizează percolarea repetată cu soluție de acetat alcalin, la pH = 8,3. În solurile cu aciditate pronunțată hidroliza aluminiului duce la formarea hidroxidului de aluminiu, care este absorbit de particulele coloidale și care produce creșterea concentrației ionilor de hidrogen.

Tabelul 9.4. Clase de reacție a solului [43]

Interval de pH	Aprecierea reacției
$\leq 3,5$	Extrem de acidă
3,51-4,30	Foarte puternic acidă
4,31-5,00	Moderat puternic acidă
5,01-5,80	Moderat acidă
5,81-6,80	Slab acidă

6,81-7,20	Neutră
7,21-8,40	Slab alcalină
8,41-9,0	Moderat alcalină
>9,01	Puternic alcalină

* pH în suspensie apoasă pentru un raport sol:soluție 1:2,5.

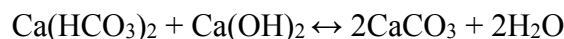
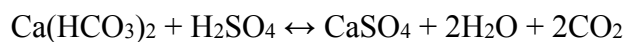
9.6. CAPACITATEA DE TAMPONARE A SOLULUI

Prin capacitatea de tamponare se înțelege proprietatea solului de a se opune schimbării reacției sale, atât în sensul alcalizării cât și al acidifierii. Rezistența la schimbarea reacției este dată de existența în sol a unor substanțe tampon.

Prezența acizilor slabi (carbonic, huminici, alumino-silicic) și a sărurilor lor formate cu baze tari (carbonați, humați) reprezintă factorii principali care se opun modificărilor de pH a solului. În cazul prezenței acidului carbonic și a bicarbonatului de calciu, tendința de acidifiere este redusă datorită descompunerii acestuia, cu formare de carbonat de calciu, apă și dioxid de carbon, conform reacției:



Aplicarea în sol a materialelor cu reacție acidă sau bazică determină apariția unor produși care modifică pH-ul solului:



Solurile se pot comporta ca un *sistem amfoter*: acționează ca un acid în prezența bazelor și ca o bază în prezența unui acid. Un rol foarte important în caracterul amfoter al solurilor îl are humusul prin grupările sale $-\text{COOH}$, OH^- , H^+ , $-\text{NH}_2$, $-\text{CH}_3$ și complexul adsorbativ la solului. Solurile care au un conținut redus în humus, argilă și un complex adsorbativ slab reprezentat rețin cantități mici de ioni bazici și acizi, și au o capacitate redusă de tamponare. Cu cât complexul adsorbativ este mai saturat în baze, cu atât capacitatea de tamponare a solului este mai ridicată pentru acizi.

Capacitatea de tamponare a solurilor influențează măsurile de aplicarea a amendamentelor și a îngrășămintelor:

- pentru a corecta reacția acidă a solurilor, se folosesc amendamente pe bază de carbonat de calciu sau oxizi de calciu, iar pentru a corecta reacția

alcalină a solurilor se utilizează gips sau fosfogips. În caz contrar în solurile acide se formează acidul sulfuric (H_2SO_4), iar pe solurile alcaline carbonatul de sodiu (Na_2CO_3).

- nu se utilizează îngrășăminte cu reacție acidă pe soluri cu capacitate redusă de tamponare pentru acizi, și nu se aplică îngrășăminte bazice pe soluri care nu au capacitate de tamponare pentru baze.

- în cazul solurilor cu capacitate de tamponare ridicată sunt recomandate doze ridicate de îngrășăminte la intervale mari de timp.

10. ELEMENTE DE GEOMORFOLOGIE

Obiective

Să cunoască factorii principali care au contribuit la formarea Pământului;

Să cunoască elementele componente ale structurii interne a Pământului;

Să cunoască principalele forme de relief rezultate ca urmare a activității plăcilor tectonice;

Să cunoască formele de relief rezultate sub acțiunea agenților externi (apă, vânt, acțiune antropică, etc.).

Cuvinte cheie: geomorfologie, factori cosmici, factori endogeni, reliefosfera.

Din punct de vedere geomorfologic, formarea Pământului a fost influențată de diverși factori interni și externi. Sub aspectul acțiunii factorilor interni, la ora actuală, formarea Pământului este atribuită teoriei plăcilor tectonice, ca rezultat fiind formarea continentelor și a bazinelor oceanice. Ca forme de relief de rang inferior, rezultate de obicei sub acțiunea factorilor externi, se disting munții, dealurile, podișurile, câmpiile. Fiecare din factorii externi (aer, apă, om) implicați în geneza diverselor forme de relief manifestă o acțiune complexă și se intercondiționează, generând forme de relief specifice.

10.1. NOȚIUNI DE GEOMORFOLOGIE

Geomorfologia este știința geografică care studiază relieful, element de bază al învelișului geografic. Relieful reprezintă ansamblul formelor pozitive și negative care formează suprafața uscatului și a fundului bazinelor marine și oceanice [63]. Formele de relief au dimensiuni diferite și au rezultat prin acțiunea agenților exogeni și endogeni.

Geomorfologia (geo = pământ, morphi = morfologie, logos = știință, vorbire) s-a impus la sfârșitul secolului al XIX înlocuind alți termeni al căror conținut implică mai mult descrierea reliefului.

Relieful este un sistem al mediului geografic alături de apă, aer, viețuitoare, sol și omul cu activitățile sale [63]. El se caracterizează prin:

- Ca sistem, este alcătuit dintr-o infinitate de forme de relief cu dimensiuni, geneză evoluție și vârstă diferite;

- Este un sistem deschis deoarece între el și sistemele cu care intră în contact (apă, aer, viețuitoare etc.) se înregistrează schimburi de materie și energie;
- Este un sistem unitar ceea ce se reflectă în numeroasele transformări pe care componentele sale le suferă permanent;
- Este un sistem dinamic datorită raporturilor cu învelișurile limitrofe;
- Este un sistem complex ierarhizat, caracteristică determinată de poziția acestui înveliș față de locul și direcțiile de acțiune ale agenților.

Geomorfologia are legături cu geologia, hidrologia, climatologia, meteorologia și pedologia. Solul reprezintă “pătura tampon” care se formează pe suprafețele ce alcătuiesc formele de relief la contactul cu aerul și vegetația.

10.2. STRUCTURA INTERNĂ A PĂMÂNTULUI

Factorii cosmici au avut o pondere însemnată în prima jumătate a evoluției Pământului și se referă la concentrarea, datorită gravitației, a unei părți din materia cosmică din spațiul Sistemului Solar și apoi la bombardamentul cu asteroizi și meteoriți care au determinat pe de o parte acumulări însemnate de materie și pe de altă parte au impus temperaturi ce au dus la transformarea materiei solide în topitură. În această fază a evoluției, care a durat primele 3 miliarde de ani, s-au realizat trei caracteristici importante și anume [12, 63]:

- Forma Pământului - o sferă turtită datorită mișcării de rotație;
- Structurarea materiei prin concentrarea elementelor grele în nucleu și a celor ușoare spre exterior cu formarea geosferelor interne (nucleu, manta, scoarță) separate de zone de discontinuitate (Lehman, Guttemberg, Wieckert, Mohorovičić, Conrad);
- Dezvoltarea curenților de convecție în partea superioară a mantalei care contribuie la formarea reliefului major terestru.

Factorii endogeni se manifestă în partea a doua a evoluției (1,5 miliarde de ani), când se trece de la o scoarță subțire și labilă, la una din ce în ce mai groasă care la exterior va căpăta o configurație din ce în ce mai complexă [63].

În urma procesului evolutiv se petrec modificări în configurația primară a formei Pământului, dintre care cea mai importantă este trecerea de la forma de sferă turtită, la una mai complexă în care față de un nivel general de referință (nivelul „0” al mărilor și oceanelor) există întinse suprafețe continentale cu câmpii, podișuri, dealuri și munți care ajung la 8848 m (Vf. Chomolungma), dar

și depresiuni ocupate de apă, ce ating adâncimi de până la 11022 m (Groapa Marianelor) [63].

În urma studiului curbelor viteză – adâncime a undelor elastice produse de cutremurele de pământ s-a stabilit structura internă a globului terstru, structura care cuprinde următoarele discontinuități:

Discontinuitatea Conrad, la adâncimea de 10-25 km;

Discontinuitatea Mohorovičić, la adâncimea de 30-50 km;

Discontinuitatea Wieckert - Gutenberg, la adâncimea de 2900 km;

Discontinuitatea Lehman, la adâncimea de 5100 km;

STRUCTURA INTERNĂ A PĂMÂNTULUI

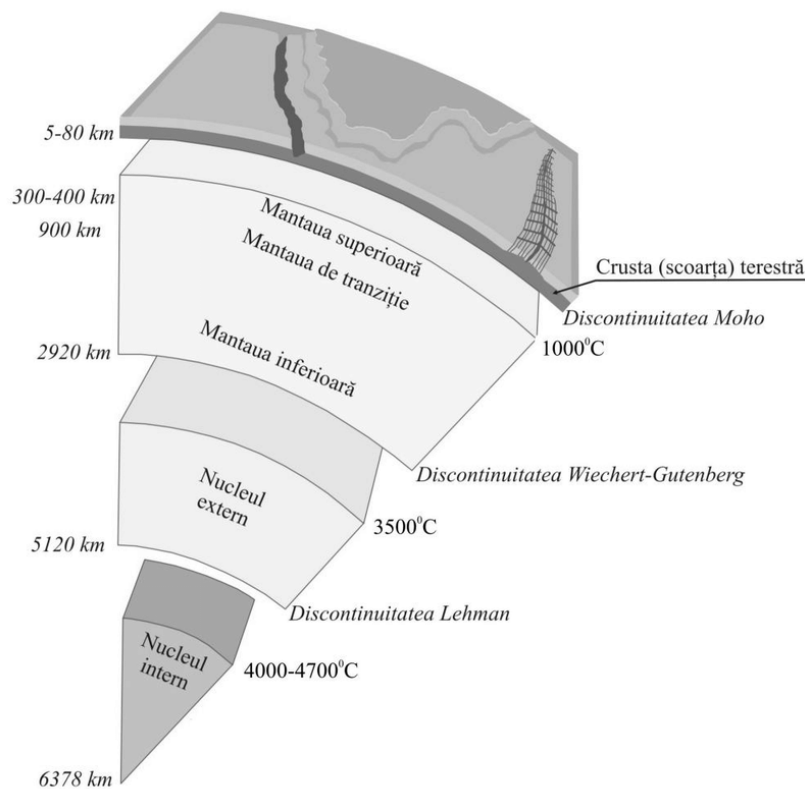


Fig. 10.1. Structura internă a Pământului [64, 65]

Scoarța sau crusta este cuprinsă între suprafață și discontinuitatea Mohorovičić și este formată din pătura sedimentară, pătura granitică (prezentă numai la crusta continentală) și pătura bazaltică [65].

Pătura sedimentară, aflată sub crusta continentală, are grosimi între 0 și 15000 metri, sub oceane ajunge la sute de metri, iar în fose ajunge la 5000-7000m;

Pătura granitică este de 40 - 60 km grosime sub zonele muntoase tinere (Alpi, Himalaya) și de 10 km grosime sub zonele muntoase vechi. În zona oceanului Atlantic, pătura granitică este subțire și discontinuă, iar în zona oceanului Pacific lipsește;

Pătura bazaltică are o grosime de 17 km în zona continentală și de 5 km în zona oceanică.

Mantaua este cuprinsă între scoarță și discontinuitatea Wiechter-Gutenberg având fracturi de adâncime (f), curenți de convecție (cc) și astenosferă (a). Are o compoziție bogată în silicați feromagnezieni și silicați de calciu și aluminiu [65].

Nucleul se întinde între manta și centrul Pământului. El este împărțit de discontinuitatea Lehman în nucleu extern și nucleu intern [65].

Nucleul extern este cuprins între discontinuitatea Wiechter-Gutenberg și discontinuitatea Lehman, fiind străbătut de curenți de convecție care generează câmpul magnetic terestru.

Nucleul intern se întinde până în centrul Pământului fiind format dintr-o materie "metalizată" de nichel și fier sau o stare de plasmă [65].

În funcție de vârsta absolută a rocilor s-a determinat vârsta Pământului la circa 5 miliarde de ani și s-au stabilit următoarele ere geologice:

Era arhaică care a durat 2 miliarde de ani, până la apariția viețuitoarelor;

Era proterozoică care a durat 1,8 miliarde de ani, până la apariția algelor și a artropodelor;

Era paleozoică care a durat 345 milioane de ani, până la apariția gimnosperelor și reptilelor. În această eră, continentul unic „Pangaea” se separă în „Laurasia” (la nord) și „Gondwana” (la sud) între ele fiind „Marea Tethys”. Tot în această perioadă se formează Munții caledonieni și hercinici inclusiv „Dobrogea de Nord”;

Era mezozoică care a durat 155 milioane de ani, a fost dominată de reptile și are 3 perioade: triasic, jurasic, cretacic;

Era neozoică care a început acum 70 milioane de ani, durează până în prezent și cuprinde 3 perioade: paleogen, neogen și cuaternar. Este era plantelor și animalelor actuale, în această eră s-a format lanțul muntos „Alpi-Carpați-Himalaya”. Cuaternarul este perioada geologică actuală, începută cu 2 milioane de ani în urmă. În timpul Cuaternarului pământul românesc a fost supus mișcării neotectonice care a dus la ridicarea accentuată a ansamblului carpatic și la subsidența unor arii în fața Munților Carpați [66].

10.3. RELIOFOSFERA

Reprezintă învelișul natural geografic care însumează tot ansamblul formelor de relief de pe Terra. Relieful Pământului nu se rezumă doar la suprafața exterioară a scoarței terestre, ci este un înveliș cu grosimi diferite, cu o dinamică activă care are 2 limite:

- *limita superioară* care corespunde cu suprafața externă a scoarței terestre, care crează conturul reliefului;
- *limita inferioară* care depinde de poziția în adâncul scoarței terestre a centrelor generatoare de relief.

Cele mai mari forme de relief terestru sunt **continentele** și **oceanele**.

Formele de relief tectono-structurale pot fi:

10.3.1. Forme de relief tectono-structurale de ordinul I

Continentele sunt cele mai mari forme de relief care sunt înconjurate total (Australia, America de Nord, America de Sud, Africa) sau parțial (Europa și Asia) de apele mărilor și oceanelor. Reprezintă 29% din suprafața globului terestru, cea mai mare parte fiind în emisfera nordică. Sunt alcătuite pe verticală din toate păturile scoarței terestre (bazaltică, granitică și sedimentară), dar diferit ca volum și masă de la un continent la altul [63].

Varietatea structurală se reflectă prin diverse forme de relief de rang inferior. Prima grupare rezultată în urma proceselor tectonice este alcătuită din: munți, dealuri, podișuri și câmpii.

Bazinele oceanice și maritime, care reprezintă 71% din suprafața globului terestru, sunt cele mai întinse forme de relief, fiind umplute cu apă. Sunt alcătuite din scoarța oceanică bazaltică și numai pe margini, la contactul cu continentele, apare scoarța granitică. Scoarța sedimentară are grosimi reduse și este discontinuă [63].

Referitor la geneza continentelor și bazinelor oceanice și maritime, în prezent, la baza explicațiilor stă teoria plăcilor tectonice.

10.3.2. Forme de relief tectono-structurale de ordinul II

În spațiul continental aceste forme de relief sunt reprezentate de munți, dealuri, podișuri și câmpii (altitudini între 8848 m și 0 m).

Munții au înălțimi ce depășesc 1000 m, reprezintă 30% din suprafața uscatului, dar împreună cu masivele și culmile montane aflate la înălțimi mai mici ajung la 40% din suprafața terestră. Munții sunt grupați în lanțuri muntoase cu lungimi de mii de kilometri (M-ții Cordilieri -8000 km, M-ții Anzi

- 7000 km, M-ții Himalaya - 2400 km, M-ții Carpați - 1300 km, M-ții Alpi - 1200 km, etc.), cu alcătuire geologică variată, cu văi de peste 500 m care separă culmi și creste cu pantă mare. Munții mai vechi (era paleozoică) sunt formați din roci cristaline și magmatice, iar cei mai noi (era mezozoică și neozoică) din roci sedimentare, eruprive și cristaline [63]. *Masivele muntoase* se evidențiază ca fiind părți din munții vechi și foarte vechi care au fost nivelate de factorii externi și fragmentați în numeroase blocuri.

Dealurile reprezintă un ansamblu de culmi rotunjite, cu o înălțime cuprinsă între 300 și 1000 m, alcătuite din roci sedimentare.

Câmpiile sunt forme de relief netede, cu altitudini cuprinse între 0 și 300 m, slab fragmentate, rezultate prin procese de acumulare.

Podișurile reprezintă o formă de relief aparte întâlnindu-se în interfluviile plate care au o întindere mare și fragmentare mică. Se pot întâlni în zona câmpiilor, dealurilor sau chiar a munților.

Dealurile, câmpiile și podișurile ocupă 60 – 70% din suprafața continentelor [63].

În spațiul bazinelor oceanice există trei forme de relief de ordin II, cu dezvoltare concentrică:

Platforma continentală (prispă, șelf) care se află la exteriorul bazinelor oceanice la contactul cu continentele. Se întind până la adâncimi de 200 m, chiar 300 m, reprezentând 10% din suprafața terestră [63].

Taluzul (povârnișul, abruptul) continental aflat între -200m și -3000m adâncime, face trecerea de la domeniul continental la cel oceanic și reprezintă 23% din suprafața terestră [63].

Regiunea abisală a ocenelor se întinde pe 37% din suprafața terestră, fiind rezultat al evoluției tectonice globale și are 2 forme de relief:

a) *platourile submarine* aflate la adâncime de 3000 m până la 4000 m și *câmpiile abisale* aflate sub 4000 m.

b) *munții submarini și gropile abisale (fosele)* care sunt cele mai adânci forme de relief realizate tectonic în scoarța terestră.

10.4. Geomorfologia sculpturală (erozivo – acumulativă)

Geologia sculpturală se ocupă cu studiul agenților externi care prin acțiunea lor asupra scoarței terestre crează noi forme de relief.

Se disting mai multe procese care duc la formarea noilor forme de relief. Cele mai importante dintre acestea sunt:

10.4.1. Meteorizarea și acțiunea viețuitoarelor

Rocile de la suprafața scoarței terestre intră în contact direct cu aerul, apa și viețuitoarele care acționează, în timp, asupra lor producând o primă dezmembrare a lor și facilitând acțiunea celorlalți agenți (apele curgătoare, vântul, gravitația etc.).

a) **Meteorizarea** este acțiunea complexă exercitată de agenții din stratul de aer aflat la contactul cu rocile din care este alcătuit relieful. Ea duce la dezmembrarea mecanică, transformarea chimică a rocilor, realizarea în timp a unor depozite și a unor forme de relief rezidual.

Ca rezultat al procesului de meteorizare, se disting:

- *dezagregarea rocilor* aflate în contact cu aerul, apa, organismele sau gheața, rezultând fragmente colțuroase de diferite mărimi. Dezagregarea se poate produce prin: *insolație* (în zonele cu climat arid, cu variații diurne de temperatură mari), *îngheț-dezghet*, *cristalizare* (se produce în zonele de semideșert, apa pătrunde în fisurile rocilor, se încarcă cu săruri pe care le dizolvă până la saturare iar în urma cristalizării crește volumul și se produce dezagregarea), *variații de umiditate* (în zonele cu roci care absorb apă, își măresc volumul și se produce dezagregarea);

- *alterarea chimică* care este rezultatul acțiunii apei și a aerului încărcate cu diverse substanțe asupra rocilor. Principalele mecanisme chimice de alterare a mineralelor ce compun rocile sunt: dizolvarea, hidratarea, hidroliza, oxidarea-reducerea, acțiunea dioxidului de carbon.

b) **Acțiunea viețuitoarelor** asupra rocilor se anifestă prin activitatea lor. Acestea extrag din scoarța terestră elementele minerale, apa și aerul pentru hrană. Procesele biotice conduc la alte procese fizice și chimice care produc dezagregarea rocilor, săparea de galerii și alterarea biochimică.

10.4.2. Gravitația și procesele gravitaționale

Gravitația este un agent care acționează din interiorul Pământului fiind generată de un ansamblu de particule concentrate în nucleu. Ea stă la baza structurării materiei din care este format Pământul, a menținerii atmosferei și a determinat geneza și evoluția multor forme de relief.

Formele de relief rezultate datorită gravitației se exprimă diferit, funcție de viteza proceselor gravitaționale care le generează.

10.4.2.1. Procese gravitaționale bruște

Prăbușirile sunt deplasări de volume care se produc brusc sub efectul gravitației. Ele au loc atunci când versantul are o pantă mare, rocile sunt în contact direct cu agenții atmosferici, rocile sunt eterogene și fisurate, vegetația lipsește sau are rol redus în protecția pantei expuse. Prăbușirile pot fi: prăbușiri individuale (specifice abrupturilor stâncoase ale munților în etajul alpin), năruiri (pe versanții alcătuiți din loess, în malurile concave ale meandrelor râurilor, pe falezele lacustre sau marine) și prăbușiri – alunecări (instabilitate pe spații largi din versanți, ex. formarea Lacului Roșu);

Alunecările de teren sunt deplasări gravitaționale care se produc cu viteze ridicate. Procesul este mai lent decât la prăbușiri, într-un interval mai îndelungat ce poate fi urmărit [63].

Alunecările de teren pot fi de mai multe tipuri, în funcție de diferite criterii și anume:

- *după dimensiune* sunt: mici, mijlocii și mari;
- *după adâncimea la care se află stratul argilos*: la suprafață, la mică adâncime, profunde;
- *după forma corpului de alunecare*: liniare, în suprafață;
- *după vechime*: vechi, prezente;
- *după stabilitate*: active, parțial stabilizate, stinse (fixate).

Curgerile de pe versant sunt procese gravitaționale cu viteză mare prin care un volum mare de materiale cu consistență redusă și caracter fluid sunt deplasate către baza versantului.

Există mai multe tipuri de curgeri de pe versanți și anume [63]:

- *torenți noroioși*, când materialul deplasat este un noroi mai mult sau mai puțin vâscos;
- *curgerile de noroi* de pe flancurile vulcanilor noroioși, au forma unor limbi cu dimensiuni diferite funcție de debitul de noroi expulzat din cratere și de gradul de vâscozitate al lui. Cu cât este mai fluid, suprafața și lungimea sunt mai mari;
- *curgerile de nisip* se produc pe versanții alcătuiți din straturi de roci silicioase slab coezive sau pe pantele nisipoase ale dunelor de nisip;
- *curgerile de cenușă vulcanică* apar pe versanții vulcanilor în timpul erupției și ulterior;
- *curgerile de lavă vulcanică* reprezintă materia topită venită din interiorul scoarței și care se revarsă prin cratere.

10.4.2.2. Procese gravitaționale lente

Acestea sunt mișcări imperceptibile care se produc la nivelul elementelor care alcătuiesc depozitele ce acoperă suprafețele orizontale cât și pantele [63] și pot fi:

- *deplasări uscate* întâlnite în regiunile deșertice calde;
- *deplasări în depozite prin îngheț - dezgheț* care apar în regiunile alpine, subpolare și polare, acolo unde variațiile de temperatură sunt bruște și unde este prezentă apa;
- *creepul* care este un tip de deplasare foarte lentă pe versanții puțin înclinați pe care se găsesc arbori, fenomen care se produce în spatele copacilor unde particulele de sol se dislocă și se adună lângă trunchiul copacilor iar rădăcinile din amonte de trunchi rămân dezgolite. O altă imagine a acestui fenomen este aceea a arborilor și arbuștilor tineri aplecați în sensul pantei;
- *coraziunea* este un proces de deplasare lent în sensul pantei a elementelor depozitului de roci. Pentru a se produce procesul trebuie ca straturile să fie eterogene, subțiri, cu poziție aproape verticală, depozitul să fie gros iar panta terenului mare (>20%);
- *tasarea* se realizează în depozite groase sau în roci afânate cu porozitate mare ce permit circulația apei pe verticală. În această categorie se încadrează loeossurile, depozitele loessoide, nisipurile argiloase slab cimentate. Principala formă de relief care rezultă în urma fenomenului de tasare este **crovul**;
- *sufoziunea* este un proces gravitațional în care deplasările lente sunt completate cu altele rapide rezultând un relief variat. Procesul are loc dacă există un depozit sau roci cu porozitate mare care permit o circulație a apei de sus în jos sub acțiunea gravitației, iar la baza acestuia există un strat de roci impermeabile. Producerea fenomenului de sufoziune asociat cu prăbușirile și alunecările de teren duce la degradarea terenurilor agricole, a căilor de comunicații, la distrugerea caselor etc.

10.4.3. Pluviodenudarea și relieful format

10.4.3.1. Condiții de producere

Pluviodenudarea este acțiunea directă pe care o exercită apa provenită din ploi și topirea zăpezii asupra elementelor de la suprafața solului sau a rocilor cu care intră în contact. Acțiunea apei se manifestă prin dislocarea și transportul

materialului pe versant, ceea ce duce la modificarea în timp a pantei versantului, modificarea alcătuirii profilului de sol și degradarea terenurilor. Pentru producerea acestui fenomen este necesară întrunirea câtorva condiții care implică caracteristicile terenului, prezența precipitațiilor și a unor factori care manifestă caracter stimulatив sau restrictiv [63].

a) Precipitațiile prezente în cantități mari, reprezintă un factor stimulatив și agent dinamic. Ele participă la procesul de pluviudenudare sub două forme. Prima constă în saturarea solului cu apă, ceea ce duce la slăbirea coeziunii particulelor și a rezistenței la mișcarea pe pantă. Situația apare când sunt ploi cu intensitate mică, dar de lungă durată și la topirea lentă a zăpezii, când se acumulează în sol apă pe adâncime mare. A doua se manifestă prin smulgerea și deplasarea particulelor de sol de pe versant în condițiile ploilor torențiale.

b) Caracteristicile fizice și de alcătuire a suprafeței supuse pluviudenudării. Dintre aceste cele mai importante sunt:

- *gradul de înclinare a versantului* - pe suprafețele orizontale picăturile mari ale aversei izbesc și proiectează la distanțe mici particulele minerale, pe cele slab înclinate se realizează pânze de ape, iar pe cele cu cădere mare se produc concentrării pe fâgașe lineare în lungul pantei;
- *forma suprafeței versantului* - efectele scurgerii apei sunt mai mari plecând de la partea superioară către baza pantei (deoarece crește cantitatea de apă) pe suprafețele drepte și convexe și accentuate la partea superioară a versanților concavi (pantă mare) și din ce în ce mai slabă spre baza lor (pantă din ce în ce mai mică);
- *lungimea versanților* – poate avea rol restrictiv (roci permeabile) sau stimulatив (roci permeabile);
- *expoziția versanților* (pluviudenudarea este mare pe suprafețele ce au grad de saturare în apă deosebit, apoi pe versanții cu expunere N, NE, NV unde evaporarea este mai redusă și minime pe versanții cu expunere opusă);
- *alcătuirea litologică a versanților* (rol restrictiv au rocile dure, rezistente, permeabile, nisipoase și rol stimulatив au rocile sedimentare);
- *solurile* (texturile argiloase, lutoase sau solurile cu structuri glomerurale sunt ușor supuse pluviudenudării, în timp ce texturile nisipoase sau structura bolovănoasă a solurilor sunt greu atacate de pluviudenudare);
- *vegetația* (reține o parte din apă pe frunze, ramuri și trunchiul arborilor care revine în atmosferă ca vapori, slăbește posibilitatea

concentrării apei ce ajunge pe sol sub formă de pânze sau șuvoaie care să exercite eroziune și mărește coeziunea dintre granulele solului prin sistemul de rădăcini);

- *acțiunea antropică* (rol stimulatv al pluviudenudării prin despăduriri, arderea vegetației, arătură în lungul pantei, secționarea versanților și rol restrctiv prin împăduriri, amenajarea suprafețelor cu păduri, pajiști, lucrări de stabilizare rapidă a sectoarelor de versant secționate).

10.4.3.2. Formele de relief rezultate în urma pluviudenudării

a) Spălarea în suprafață se realizează datorită unei ploi torențiale, a topirii bruște a zăpezii, pe un versant cu pantă > 5%, lipsit de vegetație și cu un sol slab coeziv în orizontul superior.

b) Șiroirea ete procesul de concentrare a apei din precipitații pe trasee lineare. Scurgerea apei pe versant se produce la început lent, apoi cu viteză din ce în ce mai mare pe măsura creșterii volumului de apă. Șiroirea crează 3 tipuri de relief:

- *șanțulețe cu rigole* (adâncime < 0,5m) - pot fi umplute prin arătură;
- *ogașul* care are adâncimi cuprinse între 0,5 m și 2 m și lățimi de 0,5 m până la 8 m;
- *ravena* care are adâncimi cuprinse între > 2 m și lățimi de > 8 m;

c) Torentialitatea care este o șiroire de proporții ce cuprinde spații mari, este acțiunea cea mai complexă a ploilor torențiale în condițiile unui versant cu pantă > 10%, a lipsei vegetației, a unui sol slab coeziv sau a unor roci ușor distructive, a activității antropice dăunătoare (despăduriri, drumuri pe linia de cea mai mare pantă, arătură pe linia de pantă etc.).

10.4.4. Acțiunea apelor curgătoare permanente asupra reliefului

Apele curgătoare permanente sunt: *pârâiele, râurile și fluviile*. Acestea se alimentează din precipitații, topirea zăpezii sau din apele subterane având un regim de curgere fluctuant. Acțiunea lor asupra reliefului este permanentă dar variabilă în timpul anului și de la un sector la altul în funcție de factorii care influențează direct sau indirect (debitul, panta râului) puterea pe care o exercită asupra rocilor din albia râului.

10.4.4.1. Procese fluviale și forme de relief rezultate

Apa râului în deplasarea ei în lungul albiei sub acțiunea gravitației realizează trei procese - eroziune, transport și acumulare.

a) Eroziunea este procesul exercitat de apa râului încărcată cu aluviuni asupra patului albiei și a malurilor. Prin izbirea rocilor de apa încărcată cu aluviunile transportate, acestea vor fi dislocate și antrenate în mișcare rămânând goluri în rocă. Eroziunea poate fi:

- *eroziune liniară* când se produce în albia râului, de-a lungul firului de apă (se adâncește talvegul);
- *eroziunea laterală* este procesul mecanic prin care apa râului încărcată cu aluviuni acționează asupra sectoarelor de mal abrupt ale albiei, rocile din mal se dizlocă, malul suferind o retragere;

Prin producerea eroziunii râul creează diverse forme de relief dintre care cea mai importantă este *valea*, iar în interiorul ei *albia minoră*, *lunca*, *terasele*.

b) Transportul este procesul care se petrece permanent ca urmare a acțiunii gravitației. În funcție de mărimea debitului râului și viteza curentului de apă, acesta va căpăta anumite caracteristici dinamice, cum ar fi:

- *capacitatea de transport* adică cantitatea de aluviuni pe care râul o poate transporta într-un loc la un moment dat;
- *transportul pe fundul apei râului* care implică materialele cu dimensiunile cele mai mari ce pot fi transportate, o pantă mare și un debit mare (se face prin târârea blocurilor, rostogolirea bolovanilor sau a pietrișului);
- *transportul în suspensie* implică particulele cele mai fine (sub 1 mm) care datorită curgerii turbulente se deplasează odată cu apa;
- *transportul în soluție* implică elementele dizolvate din roci de către apa râului care se depun pe pietre și maluri la retragerea apelor;

c) Acumularea este procesul prin care materialele transportate de apa râului sunt depuse în albie sau la gura de vărsare. Acumularea este un proces selectiv, depunerea aluviunilor se realizează treptat în funcție de capacitatea de transport pe care o are râul în diferite sectoare.

În albia râului iau naștere câteva forme de relief și anume:

- *bancurile de aluviuni submerse*, *ostroave*, *plaje de nisip sau pietriș*, *blocuri de dimensiuni mari*;
- *conuri aluvionare* care se pot forma la vărsarea râului;

- *glacisuri aluviale (delte continentale)* la trecerea bruscă a râului din munți sau dealuri în zone depresionare sau câmpii;
- *delte și câmpii litorale* la vărsarea râului în mare în zone cu platforme continentale cu adâncime mică.

10.4.4.2. Formele de relief formate de către apele curgătoare

Se împart în două grupe în funcție de procesul dominant care le-a creat:

A) **Formele de relief de eroziune** sunt numeroase și au dimensiuni variabile:

a) **Albia minoră** este spațiul pe unde se scurg apele râului la nivele mici și medii. Dimensiunile ei depind de debitul râului, de rocile în care s-a format, de relieful pe care-l străbate râul, de panta terenului.

Albia este încadrată de *maluri* care pot fi abrupte, cu înălțimea până la 1,5 m, sau domoale, cu pantă lină și cu acumulări de nisip și pietriș;

Patul albiei încadrat de maluri nu este uniform, iar sectorul cel mai de jos, aflat în vecinătatea malului abrupt, poartă denumirea de *talveg*. În albie există *praguri* determinate de prezența unor roci cu duritate mare, *praguri acumulative* create în spatele unor stânci prăbușite în albie, *forme de acumulare* (ostroave, bancuri de nisip);

Meandrele, sunt bucle dezvoltate pe stânga sau pe dreapta albiei. Meandrele pot fi simetrice, la pante mici, și asimetrice, la pante mari;

b) **Albia majoră (lunca)** este teritoriul pe care-l acoperă apele râului la debite mari (viituri). Poate fi pe ambele părți sau pe o singură parte a râului. Luncile au dimensiuni mari în regiunile de câmpie și podiș, în depresiuni și în cursul inferior al râului. Râurile au albiile majore înguste sau acestea lipsesc în munți, în cursul superior al râului sau în sectoare cu roci cu rezistență mare la eroziune.

În albia majoră există forme de relief pozitive și negative cum ar fi: *grindurile* (forme de acumulare a nisipului sau a pietrișului), *popinele* (au formă rotunjită de 5-10 m), *conurile de aluviuni* (depuse de pâraie sau torenții care ajung în luncă), *trepte de luncă* (desfășurate la 0,5 m, 1 m, 1,5 m, etc, cele înalte au caracter de luncă și se folosesc în scop agricol sau pentru așezări omenești), *digurile* (forme de relief pozitive, realizate de om în vecinătatea albiei minore pentru a feri restul luncii de inundații, au lungimi de ordinul Km și înălțimi de 5-15 m), *meandrele părăsite*, *cursurile părăsite*, *microdepresiunile*, *canale de drenaj* sau *desezare* sau *pentru irigații* (realizate de om);

c) **Terasele** sunt trepte în lungul văilor la altitudini ce variază de la 4-5 m până la 180 m și pot fi:

- *terase aluviale*, formate din aluviuni de 1-5 m separate de rocă;

- *terase în rocă*, la care lipsesc aluviunile, podul terasei corespunzând patului albiei;
- *terasele aluvionare* care au un strat gros de aluviuni în care râul și-a format albia.

d) *Versanții* reprezintă suprafețele înclinate din alcătuirea reliefului aflate în prelungirea albiei. În funcție de agentul care le-a dat naștere și de modul de evoluție [63], pot fi:

- *versanți de vale* - creați prin acțiunea de adâncire a râului, a torenților;
- *versanți de interfluviu* - alcătuiesc pantele care fac racordul între platourile interfluviilor sau linia de creastă cu diferite trepte ale culmilor secundare. Se află deasupra versanților de vale, sunt mai vechi decât aceștia și au rezultat în procesul evoluției generale a reliefului regiunii sau printr-o dezvoltare locală determinată de diferențe ca alcătuire petrografică;
- *versanți impuși de acțiunea agenților interni* sunt determinați de mișcările tectonice și vulcanice;
- *versanți maritimi* sunt în strânsă legătură cu acțiunea mării și oceanelor. Pot fi *versanți în lungul țărmului înalt și versanți submerși*.

e) *Glacisurile și pedimentele* sunt frecvente în orice regiune morfoclimatică, dar au cea mai mare amploare în regiunile aride și semiaride calde și reci, iar diversitate mai mare în regiunile temperate [63].

În regiunile aride și semiaride ele au rezultat prin acțiunea de eroziune în suprafață realizată pe versanți de pânzele de apă încărcate cu materiale în timpul averselor. Pe de altă parte, șuvoaiile de apă încărcate cu pietriș și bolovăniș exercită o puternică eroziune laterală îndreptată asupra bazei versanților văilor pe care îi erodează creând suprafețe de echilibru dinamic, care cresc în lărgime pe cursul inferior al râului. Aceste *pedimente* au la exterior materiale transportate de apă (mai puțin pe ele).

În zonele temperate rezultă *glacisuri de acumulare și glacisuri de eroziune*. Glacisuri de acumulare au o frecvență mare, se dezvoltă la baza pantelor cu înclinare mare și rezultă prin diverse procese rezultând mai multe tipuri:

- *glacisuri coluviale* – rezultate la baza oricărui abrupt prin acumularea materialelor spălate de pe el;
- *glacisuri proluviale* – rezultatul îngemănării conurilor de dejecție ale torenților;
- *glacisuri coluvo-proluviale* - glacisuri în fruntea corpului alunecărilor cu dimensiuni mari;

f) **Văile** sunt forme de relief negative rezultate prin acțiunea apelor curgătoare. Configurația văilor depinde, pe de o parte, de evoluția versanților, de ritmul retragerii lor, de rezistența pe care o opun rocile, de vegetația de pe versanți. Pe de altă parte, un rol important în formarea văilor îl au climatul, ridicările neotectonice, coborârea nivelului de bază și timpul [63].

Văile se clasifică după mai multe criterii și anume:

- *după fizionomie* sunt:
 - ✓ *simetrice* (dezvoltate orizontal sau în aceeași rocă),
 - ✓ *asimetrice* (râul suferă o puternică deplasare spre un versant),
 - ✓ *înguste* (la începutul evoluției sau săpate în roci dure),
 - ✓ *chei* (văi înguste, în calcare, versanți foarte înclinați, se termină într-o albie îngustă cu praguri),
 - ✓ *defilee* (vale îngustă cu versanți abrupti dar și bazine de depresionare cu terase),
 - ✓ *canioane* (defilee foarte lungi cu versanți abrupti, cu înălțimi de sute de metri sau peste o mie de metri, cu numeroase praguri);
- *după stadiul de evoluție* pot fi:
 - ✓ *văi tinere* (la începutul adâncirii râului, înguste, versanți abrupti, se află în regiuni muntoase, podișuri înalte, bazine de recepție),
 - ✓ *văi mature* (largi, albia este încadrată de o luncă extinsă, versanții au înclinări moderate),
 - ✓ *văi bătrâne* (albia și lunca râului se continuă lateral prin versanți aproape aplatizați),
 - ✓ *văi policiclice* (mai multe faze de evoluție care nu s-au manifestat în întregime);
- *după unitățile naturale* în care se desfășoară sunt:
 - ✓ *văi în munți* (înguste, pante abrupte, praguri în albie),
 - ✓ *văi în dealuri* (largi, versanți cu pantă mai mică, terase, lunci),
 - ✓ *văi în câmpie* (foarte largi, albiile cu meandre și lunci, mai rar terase);
- *după structura geologică* sunt:
 - ✓ *văi orizontale*,
 - ✓ *monoclinale*,
 - ✓ *cutate*,
 - ✓ *discordante*,
 - ✓ *faliat*;
- *după roci* sunt:
 - ✓ *văi în loess*,

- ✓ văi carstice,
- ✓ văi în granitice, etc.;
- după contactul cu marea sau oceanul sunt:
 - ✓ văi liman,
 - ✓ văi cu estuar,
 - ✓ văi cu delte.

g) Captările reprezintă un proces prin care un râu pătrunde în bazinul altuia de unde preia afluenții acestuia, iar în final chiar o parte din acesta. Râul activ se numește **captator**, iar cele încorporate se numesc **râuri captate** [63]. Condițiile care conduc la formarea captărilor sunt:

- punctul de vărsare al captatorului să fie mai jos în raport cu râurile vecine;
- panta generală a râului captator să fie mai mare, iar lungimea mai scurtă;
- debitul râului captator să fie mai mare decât a celui captat, deci un bazin de recepție mai mare;
- prezența în bazinul râului captator a rocilor cu rezistență mai mică, vegetație mai redusă, ceea ce favorizează adâncirea albiei.

B) Formele de relief de acumulare

Apele curgătoare transportă mari cantități de materiale rezultate din eroziunea asupra patului albiei și a malurilor, dar și din aporturile laterale, de pe versanți unde dislocarea și transportul se realizează prin diferite procese. Acumulările cele mai importante se realizează în locurile unde panta terenului scade foarte mult. Formele de relief de acumulare sunt [63]:

a) Conurile aluviale sunt corespondentul conurilor de dejecție ale torenților, dar cu dimensiuni mult mai mari. Rezultă prin acumulări continue de pânze de aluviuni, dar la viituri sunt aduse și materiale grosiere. Dimensiunea materialelor din aceste acumulări este funcție de caracteristicile reliefului (pantă, altitudine, energie), climat, rocile dominante, gradul de acoperire cu vegetație a versanților;

b) Deltele continentale sunt conuri aluviale foarte mari, dar cu înălțime mică, la ieșirea râului în câmpii sau depresiuni;

c) Glacisurile aluviale sunt forme de relief de racord între dealuri, munți și depresiuni sau câmpii rezultate din suprapunerea mai multor conuri aluviale. Au aspect ondulat și cădere ușoară spre exterior;

d) Piemonturile sunt câmpii extinse (zeci sau sute de km), rezultate la contactul brusc între o unitate înaltă (munți) și una joasă (câmpie, depresiune) prin acumularea unor mase imense de aluviuni transportate de o rețea deasă de

pâraie și râuri. Sunt tipice în Italia de nord, pe marginea Alpilor (Piemont), în sudul Himalayei, la noi, în sud de Depresiunea Brașov;

e) **Câmpiile de nivel de bază** sunt câmpii joase dezvoltate în regiunile de vărsare ale fluviilor în lacuri mari, mări și oceane. Pentru formarea lor trebuie să existe anumite condiții cum ar fi: râul sau fluviul să transporte cantități mari de aluviuni, să existe o platformă litorală extinsă care să aibă adâncimi mici, să nu existe curenți și marea care să conducă la împrăștierea materialului aluvial în largul mării.

10.4.5. Ghețarii și relieful creat de aceștia

10.4.5.1. Clasificarea ghețarilor

Ghețarii sunt rezultatul înghețării unor volume mari de zăpadă la latitudini polare sau în munți la altitudini mari, acolo unde temperaturile pozitive se produc rar și nu determină topirea lor, iar cantitățile de precipitații dominante sunt solide și asigură creșterea masei lor.

Ghețarii rezultă prin acumularea și transformare în timp a zăpezii care persistă de la un an la altul pe suprafețe slab înclinate sau în depresiuni. Eu sunt formați din două părți distincte [63]:

- *aria de alimentare* care ocupă cea mai mare parte a acestuia și constituie spațiul în care se acumulează zăpada care apoi devine gheață, bilanțul este pozitiv;
- *aria de topire a gheții* care se află la periferia ghețarului, la limita zăpezilor veșnice, bilanțul este negativ. Extremitatea periferică a acesteia constituie "fruntea ghețarului".

Ghețarii se clasifică după mai multe criterii [63]:

- **după mediul în care se află:** ghețari pe continente și ghețari marini;
- **după zona climatică:** ghețari polari, ghețari subpolari, din regiuni temperate, calde etc.;
- **după formă și dinamică:** ghețari montani și ghețari de calotă;

Ghețarii montani se formează în bazinele de recepție, pe văile și platourile din munții foarte înalți. Ei au formă, dimensiuni și dinamică variată și se clasifică în:

- *ghețari alpini sau de vale* (au dimensiuni mari și bazinul de recepție situat la altitudini foarte mari),
- *ghețari de circ* (au dimensiuni mici, situații în bazinele de recepție ale văilor aflate în vecinătatea limitei zăpezilor veșnice);

- *ghețari de tip himalayan* (sunt întâlniți în Munții Himalaya, sunt cei mai extinși, asigură dezvoltarea unor limbi de gheață cu lungimi de zeci de kilometri care coboară cu mult sub limita zăpezilor veșnice);
- *ghețari de tip Kilimandjaro sau în stea* (sau dezvoltat în craterele unor vulcani stinși situați deasupra zăpezilor veșnice, gheața acumulată în crater poate crea, pe versanții exteriori ai conului, limbi scurte cu dispoziție radială de unde înfățișarea unei stele);
- *ghețari de piemont (alashian)* (se întâlnesc în munții din lungul litoralului peninsulei Alaska, specificul lor fiind dat de forma finală de acumulare a gheții care este amestecată cu blocuri și bolovani pe câmpia litorală);
- *ghețari micști de platou și vale (norvegian)* (prezenți actualmente în nordul Norvegiei, au două sectoare – un sector de acumulare și un sector format din mai multe limbi de gheață).

Ghețarii de calotă sunt cei mai extinși, acoperă suprafețe continentale foarte mari, au grosimi de la câteva sute de metri la peste 4000 m. Ei se împart în mai multe tipuri [63]:

- *ghețarul antartic* cel mai mare de pe Pământ, ocupă 97,6% din continent și are un volum de 30 milioane Km³ și o grosime în sectorul Polului Sud de 5776 m;
- *ghețarul groelandez*, ocupă 83% din Groenlanda, peste 1,8 milioane km², grosime de până la 3000 m în sectorul central;
- *ghețarul islandez*, caracteristic insulelor cu caracter vulcanic situate la latitudini polare;
- *ghețarul de tip Spitzbergen*, specific insulelor situate la latitudini mari, cu relief variat. Se dezvoltă platouri glaciare mici, iar în munți, ghețari de vale. Limbile glaciare desprinse din acestea ajung la țărm unde topirile din sezonul cald produc șuvoaie de apă și ruperea ghețarului în numeroase blocuri. Așa s-a modelat teritoriul Scoției și Țării Galilor.

10.4.5.2. Relieful creat de ghețari

A) Relieful creat de eroziune se manifestă în funcție de mai mulți factori cum ar fi: viteza de deplasare a masei de gheață, grosimea masei de gheață, panta suprafeței, rezistența rocilor, încărcătura masei de gheață cu blocuri și grohotișuri. Relieful creat prin eroziune glaciară este diferit la ghețarii montani față de ghețarii de calotă.

a) Relieful de eroziune creat de ghețarii montani:

- *circurile glaciare (căldări)* sunt excavații în care se acumulează zăpada ce se transformă în gheață;
- *văile glaciare (troghuri)* există doar la ghețarii cu dimensiuni mari, la care gheața din circuri înaintea pe văile create anterior;
- *platourile glaciare* se întâlnesc în munții înalți care au suprafețe nivelate;
- *custurile* sunt interfluvii de tip ascuțit care separă circurile de văile glaciare;
- *șeile de transfluență* reprezintă sectoare joase la nivelul interfluviilor ce separă ghețarii cu volum mare;
- *spinările de berbeci* sunt proeminențe formate din roci mai dure situate pe pragurile glaciare și care au suferit o rotunjire determinată de masa de gheață care le acoperă;
- *striurile glaciare* se păstrează pe rocile dure ale pragurilor, apărând ca niște șanțulețe;

b) Relieful de eroziune creat de ghețarii de calotă

- *fjeldul (câmpie de eroziune)* este forma de relief cu dimensiunile cele mai mari. La origine a fost o suprafață orizontală pe care s-a dezvoltat calota glacială, iar după topirea acesteia au rezultat lacuri;
- *nunatakurile* sunt vârfuri de munți situate deasupra calotei glaciare;
- *striurile* au rezultat ca și la ghețarii montani, doar că au suferit transformări sau au fost acoperite de vegetație;
- *văile glaciare* se întâlnesc în regiunile înalte, muntoase, iar limbile de gheață s-au dezvoltat de-a lungul văilor.

B) Relieful de acumulare

Prin topirea ghețarului materialele transportate sunt acumulate în circuri și în lungul văilor unde formează *morenele*. Acestea reprezintă depozite de materiale aluvionare (pietriș, nisip, sfărâmături de stânci) și argilă, transportate de ghețari în alunecarea lor sau depuse de ghețarii dispăruți, în locul de topire a gheții [63, 67].

În afara gheții, ghețarul conține și bucați de rocă cu dimensiuni variabile și proveniență diferită care au creat următoarele forme de relief [63]:

- *morenele ghețarilor montani* care pot fi: *morene laterale* (aflate la contactul ghețarului cu versanții), *morene interne* (materiale prezente în masa de gheață), *morene de fund* (materiale smulse de

ghețar din acesta), *morene mediane* (au rezultat din unirea morenelor laterale ale limbilor de gheață ce au intrat în contact și s-au contopit), *morene frontale* (materialele împinse de către limba glaciară în faza de înaintare), *drumlinurile* (materiale acumulate în spatele morenei frontale sub forma unor movile teșite și slab alungite; provin din morena de fund după retragerea frunții limbii de gheață).

- *morenele și depozitele fluvioglaciare ale ghețarilor de calotă* sunt forme rezultate din acumularea materialelor transportate de către ghețarii de calotă. Acumularea lor creează un relief specific care se poate observa după topirea calotelor de gheață. Acesta este reprezentat de: *morenele de fund* (movile, coline, blocuri și pietrișuri slab rulate, dispersate pe toată suprafața ce a fost acoperită de masa de gheață), *morene frontale* (valuri colinare de pietriș, nisip împinse de marginea calotei de gheață), *drumlinurile* (legate de marginea calotei constituind morene învelite parțial de pânze de nisip, pietriș).

10.4.6. Crionivația și formele de relief rezultate

Crionivația este acțiunea complementară a doi factori: frigul și zăpada. Frigul se manifestă prin fazele de îngheț- dezgheț, iar zăpada prin procese de tasări, eroziune-transport-acumulări [63].

Condițiile ce favorizează producerea proceselor de criogeneză sunt de natură climatică, la care se adaugă caracteristicile rocilor, gradul de acoperire a terenului cu vegetație și alcătuirea acestuia, gradul de umectare al rocii sau depozitului. Procesul de criogeneză este caracteristic regiunilor polare, subpolare și în munții înalți indiferent de latitudinea unde se află, dacă altitudinea creștelor permite multe luni pe an temperaturi negative sau în jur de 0°C.

Procesele de criogeneză sunt active pe pantele lipsite de vegetație, eterogene ca alcătuire, cu multe crăpături în care intră apa, pe versanții subpolari și alpini supuși ceții sau ploilor reci, condiții ce sunt îndeplinite la latitudini mai mari de 60°.

În regiunile cu temperaturi negative și cu zăpada suficientă acționează în crearea formelor de relief mai mulți agenți și procese, însp cei mai importanți doi agenți sunt [63]:

a) *Acțiunea frigului* prin variații termice în jurul valorii de 0°C, care dă naștere la forme de relief periglaciare și contribuie indirect la acțiunea unor factori genetici din regiunile reci.

Gelivația este o acțiune complexă a frigului asupra rocilor aflate în contact cu aerul și asupra elementelor aflate în depozitele existente pe platouri sau versanți. Gelivația se manifestă prin creșteri și scăderi de volum ale componentelor din masa rocii. Prin acțiunea de îngheț-dezghet are loc procesul de dezagregare a rocilor, proces numit *criofracție*. Rezultatul procesului de îngheț-dezghet depinde de doi factori și anume de *adâncimea până la care se manifestă și prezența apei* [63].

Structurile gelivale sunt specifice regiunilor polare și subpolare unde frigul este agentul principal, iar în funcție de durata și intensitatea acestuia apar două cazuri:

- *terenuri înghețate în sezonul rece și care se dezgheață în sezonul cald* - acțiunea frigului se manifestă până la 0,5 – 1,5 m adâncime;
- *terenuri care se dezgheață parțial în sezonul cald* (apar două orizonturi distincte: *pergelisolul (permafrost)* - orizont bazal, permanent înghețat format din roci și gheață de până la 150 m – 300 m grosime (în Canada, Siberia) și *molisolul* - orizont superior supus ciclului de îngheț-dezghet, are până la 6-8 m grosime în Siberia.

Formele de relief gelivale determinate pe versanți care apar ca urmare a proceselor de dezagregare și prăbușire-acumulare pe versanți sau la baza lor și sunt:

- *forme de relief rezidual* când dezagregarea se face lent, căderea rocilor are loc în sezonul cald pe măsură ce se topește zăpada (*creste ascuțite, turnuri, coloane, babe, vârfuri reziduale*);
- *forme de relief de acumulare* care se întâlnesc mai mult în lunci, terase și pe platouri (*blocuri, conuri de grohotiș, glacisuri, ghirlande de pietre, ghețari de grohotiș*);
- *forme de relief dezvoltate pe suprafețe plane* se dezvoltă în zonele de câmpie sau podiș din zonele polare și subpolare sau pe platourile alpine;
- *solurile poligonale* sunt caracteristice regiunilor de tundră cu pergelisol.

b) Nivația este acțiunea complexă exercitată de zăpadă pe suprafețele pe care se acumulează pe un interval de timp mai îndelungat [63]. Principalele direcții de manifestare sunt presiunea asupra terenului (*tasarea*), eroziunea exercitată în timpul deplasării pe pantă și protejarea de îngheț. Formele de relief determinate de zăpadă sunt:

- *forme de relief de acumulare (nișele nivale)* se întâlnesc în zonele orizontale pe care există un depozit de materiale dezagregate;

- *formele de relief determinate pe versanți (avalanșe de zăpadă)* care sunt ș complexe pe versanți, cu acțiune morfogenetică rapidă, care conduce la modificări locale în peisaj.

10.4.7. Apa mărilor și oceanelor și formele de relief rezultate

Suprafața mărilor și oceanelor este de 362.330.000 km² adică 71% din suprafața Pământului [63]. Mările și oceanele intră în contact cu uscatul continental și insular în lungul liniei de țărm care are o configurație sinuoasă și o lungime de 261.700 km. Apa mării exercită o acțiune directă sau indirectă asupra porțiunii de uscat. Fâșia de la contactul mării cu uscatul reprezintă **domeniul litoral**. La acesta se adaugă fâșii de uscat mai înalte unde în prezent nu se exercită acțiunea apei mării, dar care păstrează forme de relief marin rezultat din fazele de evoluție anterioare și pe care se produc procese influențate de mare. Domeniul litoral are lățimea de la câteva sute de metri până la adâncimea de 10-15 m sub poziția liniei de țărm.

Există mai multe categorii de factori care influențează acțiunile apei în lungul țărmului și anume:

- **rocile** din care este format uscatul în domeniul litoral au un grad de rezistență diferit la izbirea valurilor. Țărmurile formate din granite, bazalte, roci cristaline, calcare suferă un proces de retragere lent și vor fi abrupte, iar cele formate pe loessuri sau argile sunt afectate de un proces rapid de retragere, fiind domoale;
- **mișcările tectonice locale** deși sunt lente și aproape imperceptibile, în timp ridică sau coboară sectoare de uscat. Ca urmare, platformele litorale submerse vor deveni uscat sau se va dezvolta un țărm crestat, cu golfuri adânci, insule și peninsule;
- **caracteristicile locale ale reliefului uscatului** (pantele, gradul de fragmentare prin văi, înălțimile frecvente) determină diversificarea formelor de eroziune rezultate;
- **aportul fluvial** reprezentat atât de volumul de apă, cât și de debitul solid, contribuie la dezvoltarea de forme de acumulare submerse cât și emerse și la bararea cu cordoane de nisip a golfurilor vecine;
- **construcțiile și amenajările portuare și de agrement** (digurile, bazinele portuare) conduc la schimbarea configurației naturale și impunerea uneia antropice.

10.4.7.1. Formele de manifestare dinamică a apei mărilor și oceanelor

Apa mărilor și oceanelor nu este inertă, mișcarea ei fiind determinată de factori externi (vânt, apa fluviilor, seisme, erupții vulcanice) sau interni (diferențe de salinitate, temperatură etc.). Rezultă trei forme de deplasare a apei (valuri, curenți și marea), fiecare dezvoltând un anumit mod de manifestare a proceselor de eroziune, transport și acumulare, dar și anumite forme de relief.

a) Valurile reprezintă principala formă de mișcare a apei. Valurile din zona de coastă sunt cele care contribuie la formarea reliefului, adâncimea până la care se resimte acțiunea valurilor este de 10 m, dar la furtuni se ajunge până la 20 m. Valurile sunt provocate de cauze diverse (*vânt, cutremur, erupții vulcanice, prăbușirea blocurilor de gheață din calotele glaciare, căderea stâncilor de pe țărm, alunecări de teren de pe versanții abrupti din zona costieră*), *vântul* fiind cauza principală de formare a valurilor [63].

b) Curenții de apă sunt deplasări de volume importante de apă pe distanțe de zeci, sute, mii de km. Dezvoltarea lor depinde de vânturile regulate care acționează constant pe anumite direcții, de diferențele de temperatură, de salinitate, presiune atmosferică etc. Acțiunea principală a curenților de apă este transportul apei încărcate cu materie organică, mâluri și aluviuni care se acumulează treptat pe fundul bazinului oceanic, contribuind la o modificarea continuă a micromorfologiei platformei litorale [63].

Acțiunea curenților în domeniul litoral este complexă: preiau o parte din aluviunile aduse de fluvii pe care le transportă și le depun paralel cu țărmul, ceea ce duce la formarea de cordoane de nisip; iar când viteza lor este mare exercită o acțiune de extracție a materialelor de pe plajele submerse și de redepunere a acestora la diferite distanțe în funcție de dimensiuni;

c) Mareele sunt deplasări ale apei din bazinele oceanice și marine determinate de atracția Lunii și a Soarelui. Pe țărmurile unde mareele sunt însemnate, nivelul mării se ridică la flux câțiva metri și se retrage la reflux. Acțiunea mareelor în cele două faze, care se succed la 6 ore, depinde de tipul de țărm [63]. La țărmul înalt valul de flux izbește versanții provocând fisurarea, fragmentarea și căderea de blocuri rezultând un țărm stâncos, cu multe insule și blocuri prăbușite. La reflux retragerea apei mării accentuează eroziunea și transportul de materiale. Pe țărmurile joase atât fluxul cât și refluxul se face lent ceea ce conduce rar la modificări majore ale peisajului care este dominat de acumulări bogate de nisip, materie organică, terenuri mlăștinoase și canale de scurgere.

d) Alte procese

Pe lângă procesele specifice acțiunii apei mărilor există și procese provocate de alți agenți externi asupra fâșiilor de țărm, procese care au un rol

secundar. Pe țărmurile înalte sunt întâlnite prăbușiri, alunecări de teren, sufoziune care se imbină cu acțiunea valurilor accelerând procesele erozionale din zona respectivă. În regiunile polare și subpolare valurile își combină acțiunea cu dezagregările prin gelivăție, izbirea versanților de către blocurile de gheață etc. În regiunile temperate și calde, procesele secundare de pe versanții supuși valurilor și curenților sunt cele fizico-chimice provocate de apa care pătrunde în fisuri, dizolvarea și procesele biologice.

10.4.7.2. Formele de relief rezultate din acțiunea apei mărilor și oceanelor

a) **Faleza** reprezintă un versant abrupt (40° - 90°) supus continuu acțiunii apei mărilor. Baza falezei se află la nivelul mării, sau mai jos în cazul mărilor cu maree. Falezele pot fi:

- *faleze create prin abraziune* cum ar fi țărmurile abrupte a căror fizionomie este dată de procesele litorale într-o regiune de podiș sau munte, vecină mării;
- *faleze care inițial au avut altă origine* includ versanții abrupti supuși în prezent acțiunii valurilor și curenților marini dar a căror fizionomie a rezultat prin alte acțiuni (activități tectonice, erupții vulcanice)

b) **Platforma de abraziune** reprezintă o suprafață slab înclinată (3° – 5°) desfășurată de la faleză spre interiorul mării. Ea a rezultat ca urmare a retragerii falezelor în urma acțiunii mecanice a apei mării. S-a format o platformă largă unde apa mării are adâncimi mici.

c) **Plaja** este o suprafață joasă cu nisip, pietriș, materii organice (cochilii, alge) situate de o parte și de alta a liniei țărmului. Plajele sunt mari în cazul țărmurilor joase și înguste în cazul țărmurilor înalte. În cazul plajei se disting trei sectoare:

- *plaja submersă* reprezintă fâșia permanent acoperită de apă, are nisip, pietriș și cochilii. Cele mai mari acumulări sunt cordoanele și bancurile de nisip.
- *plaja propriu-zisă* reprezintă sectorul pe care valurile se deplasează în permanență provocând modificări de alcătuire și micromorfologie.
- *plaja superioară* este fâșia de nisip cu înălțimi de câțiva metri situată fie la nivelul valurilor de furtună, fie la cel al fluxului maxim. Rareori este acoperită de ape. Nisipul adus de valuri sau spulberat de vânt formează dune longitudinale.

d) Estuarele sunt gurile de vărsare ale fluviilor la care se produc marea care au amplitudini de câțiva metri. Pot fi întâlnite atât la țărmurile joase cât și la țărmurile înalte, care au însă platforma litorală îngustă și o pantă mare ceea ce favorizează circulația apei în sensul impus de flux și reflux.

e) Deltele sunt forme de relief cu dimensiuni variabile care au luat naștere în regiunea de vărsare a fluviilor unde se întrunesc mai multe condiții:

- râurile transportă un volum mare de aluviuni și apa are viteză mică;
- platforma litorală este extinsă și are pantă mică;
- manifestarea mareelor este redusă sau lipsește;
- să nu existe curenți litorali în apropierea țărmului;
- vărsarea fluviului să se realizeze în golfuri.

Forma și evoluția deltei reprezintă criterii de diferențiere a tipurilor de deltă în:

- *deltelobate* la care se disting două – patru brațe prin care fluviul se varsă în mare, unite prin grinduri (Dunăre, Volg);
- *deltetriunghiulare* sunt specifice fluviilor mai mici care nu se varsă în golfuri. Ele au un braț, aluviunile sunt acumulate în grinduri, iar terenurile mlăștinoase prin drenare și diguri se transformă în câmpii;
- *deltedigitale* sunt caracteristice fluviilor mari care au un debit solid mare ceea ce face ca înaintarea în mare să fie rapidă (la Mississippi 5m/an) și simultană pe mai multe brațe;
- *deltelobarate* sunt cele la care înaintarea s-a oprit datorită fie a creșterii rapide a pantei și adâncimii platformei, fie intersecțiilor de către brațe a unui curent marin (delta Nilului, Gangelui).

f) Teraselitorale s-au dezvoltat pe țărmurile regiunilor de podiș sau de munte. Acțiunea de eroziune a valurilor în timp îndelungat conduce la retragerea falezelor în fața cărora, sub apă, se dezvoltă o suprafață stâncoasă, denumită *terasă de abraziune (terasă litorală)*.

g) Atolii sunt construcții insulare specifice realizate în timp îndelungat de către milioane de corali. Coralii sunt animale care trăiesc în regiunile oceanice cu climă caldă, pe platforme insulare aflate până la 25 m adâncime unde există o bună oxigenare a apei. După moartea animalului rămâne scheletul calcaros pe care se dezvoltă alte generații de corali.

10.4.7.3. Tipuri de țărmuri

Există o mare diversitate de țărmuri care se deosebesc prin formă, dimensiuni, evoluție. La aceste aspecte concură factorii locali care favorizează

sau restricționează acțiunea apei mării la contactul cu uscatul. Cei mai importanți factori sunt [63]:

- *Factorii de natură geologică* (alcătuirea petrografică);
- *Factorii geomorfologici* (înălțimea uscatului, înclinarea versanților, gradul de fragmentare, dimensiunea și forma golfurilor);
- *Factorii climatici* (asocierea și intensitatea proceselor climatice ce au loc în lungul țărmului, frecvență locală a furtunilor, direcția curenților în raport cu linia de țărm).

În funcție de geneza și evoluția lor, țărmurile pot fi:

a) Țărmuri înalte adică țărmuri dezvoltate la contactul mării sau oceanului cu munți, podișuri, dealuri care se termină prin versanți abrupti cu diferențe de nivel de câțiva metri. Acestea pot fi [63]:

- *Țărmuri cu riass* apar acolo unde rocile sunt rezistente la acțiunea valurilor, fiind o fragmentare produsă de râuri cu debite medii și se produc marea de cel puțin 1 m. În configurația țărmului se văd gurile de vărsare ale râurilor sub forma unor pâlnii care la flux sunt golfuri, iar la reflux sunt terenuri mlăștinoase.
- *Țărmuri cu fiorduri* se întâlnesc la marginea regiunilor muntoase care au fost acoperite de calote glaciare (Norvegia, Chile, Scoția).
- *Țărmuri cu canale (tip dalmatic)* este întâlnit în vestul Croației și Sloveniei unde Marea Adriatică intră în contact cu o regiune de uscat muntoasă, cu sinclinale (partea concavă a unei cute a scoarței terestre) și anticlinale (partea convexă a unei cute a scoarței terestre) paralele cu linia de țărm. Ridicarea nivelului mării a dus la inundarea sectoarelor joase (sinclinale) și la formarea de insule (anticlinale). Țărmul apare cu insule separate de canale paralele.
- *Țărmurile tectonice* sunt cele a căror evoluție a fost influențată de tectonica locului.
- *Țărmuri vulcanice* sunt legate de regiunile marine unde se produc erupții vulcanice. Țărmul este abrupt, lipsit de platformă continentală, adâncimile mărilor sunt mari, prezintă golfuri cu dezvoltare limitată. Sunt caracteristice insulelor dezvoltate în Oceanul Atlantic, Pacific, Indian.

b) Țărmuri joase s-au format la contactul câmpiilor cu marea. Acestea pot fi [63]:

- *Țărmuri cu lagune* apar în sectoarele cu golfuri și platforme litorale la mică adâncime unde curenții și valurile creează cordoane de nisip. În timp cordoanele se unesc, închid golfurile separându-le de mare. Spațiul acvatic închis (laguna) poate evolua

de la un lac cu apă sărată la un lac cu apă dulce, dacă există un aport prin râuri însemnate, pentru ca printr-o aluvionare bogată să se transforme în terenuri mlăștinoase (în nord-vestul Mării Negre, în Golful Mexic);

- *Țărmuri cu limane* se dezvoltă la gurile de vărsare a unor râuri cu debit redus, iar pe platforma litorală curenții de apă dezvoltă cordoane de nisip care barează vărsarea râului, iar în spatele limbilor de nisip rezultă un lac (liman);
- *Țărmuri cu delte* este specific fluviilor care au un debit solid mare, se varsă în golfuri cu platformă litorală la mică adâncime iar mările lipsesc sau au o mică amplitudine (Delta Dunării, Padului, Tibrului, Volgăi);
- *Țărmul aralian* este o câmpie cu dune de nisip, parțial acoperită cu apele mării (Marea Aral) Dunele devin insule, uneori orientate pe direcția vânturilor dominante;
- *Țărmul cu mangrove* este specific regiunilor cu platforme litorale cu adâncimi reduse din zona caldă, unde se produc marea cu amplitudini mari. Se dezvoltă o vegetație bogată cu sistem radicular extins ceea ce face ca vegetația să nu fie afectată de marea;
- *Țărmul cu estuare* se întâlnește atât la țărmurile înalte cât și la cele joase, cu condiția să se realizeze marea la gurile de vărsare a fluviilor.

10.4.8. Vântul și formele de relief create prin acțiunea sa

10.4.8.1. Vântul, agent morfogenetic

Vântul este o formă de manifestare a deplasării maselor de aer pe suprafețe și perioade de timp diferite. Procesul se caracterizează prin viteză, intensitate, direcție. Vânturile se întâlnesc pe aproape toată suprafața terestră, dar au parametri diferiți de manifestare. Factorii care influențează acțiunile vântului sunt [63]:

- *Factori proprii* cum ar fi: viteza, durata și frecvența. Vânturile care au peste 30 km/oră, durează câteva zile și se repetă pe durata unui an sunt cele care creează un relief specific.
- *Alți factori* cum ar fi: alcătuirea litologică a suprafeței terestre aflată în contact cu vântul, gradul de acoperire cu vegetație a terenului, gradul de umezeală al rocilor sau depozitelor

de alterare, desfășurarea lanțului de munți și al culoarelor depresionare în raport cu direcția vântului.

10.4.8.2. Procese și forme de relief rezultate

Ațiunea vântului se manifestă prin coroziune, deflație și acumulare, cu efect diferit asupra formelor de relief ce se formează.

a) *Coroziunea și relieful rezultat (eroziunea eoliană)*

Coroziunea se manifestă pe suprafețele expuse vânturilor puternice și cu mare repetabilitate în timp. Procesul de coroziune se produce până la maxim 1,5 m deasupra suprafeței pe care se deplasează masa de aer.

Coroziunea se produce dacă sunt îndeplinite următoarele condiții:

- vânturi puternice care antrenează particule de praf, nisip, gheață și izbesc suprafețele de rocă și stânci aflate pe direcția de propagare;
- durata de manifestare;
- repetabilitatea acțiunii, cel puțin de 20 ori pe an.

Formele de relief rezultate prin coroziune sunt:

- *Alveolele (gohurile)* cu dimensiuni variabile, care apar în locul bucăților de rocă dislocate;
- *Formele de relief rezidual* de tipul coloanelor, sfincșilor, babelor, a căror configurație este dată de acțiunea combinată a coroziunii cu alte procese (șiroire, alterare, dezagregare, dizolvare, gravitație);
- *Pietrele șlefuite* sunt bolovani care au rezultat prin coroziune și care au fost transportați gravitațional sau prin forța apelor la diferite distanțe;
- *Yardangurile* care sunt rezultatul coroziunii combinate cu deflația. Se dezvoltă în deșerturile lutoase, acolo unde rezistența la vânt este mică. Prin coroziune și șiroire crăpăturile sunt lărgite și alungite formându-se microdepresiuni asimetrice și alungite și șanțuri paralele separate de creste înguste.

b) *Deflația și relieful rezultat.* Deflația este procesul de spulberare a particulelor de praf și nisip. Se produce peste tot unde vântul poate deplasa materiale. Puterea de antrenare a vântului depinde de viteza și durata acțiunii lui, de dimensiunile particulelor, de obstacolele naturale și antropice. Materialele cu diametrul mai mic de 0,1 mm sunt ușor de dislocat, sunt încorporate în masa de aer și antrenate pe distanțe foarte mari. Particulele cu diametre cuprinse între 0,2 și 0,5 mm sunt antrenate pe zeci și sute de metri cu ridicări de câțiva metri și coborâri succesive. Capacitatea vântului de a disloca

și antrenarea particulelor depinde de starea fizică a depozitelor de nisip și praf, mai ales în ceea ce privește gradul de umezeală și acoperirea cu vegetație.

Formele de relief rezultate în urma deflației sunt:

- *Câmpurile de pietre din regiunile deșertice* care constituie cele mai întinse forme de relief a căror evoluție și fizionomie este influențată de deflație. Inițial acestea au rezultat prin acumulări gravitaționale, iar spulberarea permanentă a elementelor fine a dus la o omogenizare a depozitului;
- *Câmpurile de nisip* (Sahara, Arabia, Asia Centrală etc.) constituie cele mai mari acumulări de praf și nisip modelate de vânt, formând *riduri, movile de nisip, dune*;
- *Acumulările de loess* ocupă suprafețe întinse în câmpiile și pe platourile podișurilor din regiunile temperate. Sunt alcătuite din praf (diametrul particulelor nu depășește 5 μm), nisip foarte fin, argilă și carbonați. Sunt frecvente în sudul Canadei și nordul S.U.A., Argentina, China, pe ele dezvoltându-se o micromorfologie specifică prin procese de sufoziune și tasare.

10.4.9. Omul – agent morfogenetic și relieful antropocentric rezultat

Prin acțiunile sale omul a realizat medii modificate de la caracteristicile naturale. Ca urmare s-au produs modificări locale de ordin cantitativ și calitativ cu consecințe imediate în viața omului. Azi s-a ajuns la necesitatea urmării activității umane atât în ceea ce privește exploatarea resurselor din subsol și sol cât și a modului de intervenție asupra reliefului.

Activitatea omului a avut și are consecințe asupra reliefului în două direcții:

- *Crearea de forme negative și pozitive de relief;*
- *Influențarea dinamicii altor factori* care au condus la o anumită influență în peisajul morfologic local și regional.

a) *Omul creator al formelor de relief*

Principalele acțiuni sunt excavarea, nivelarea și depunerea rezultând diverse forme de relief cu dimensiuni variabile și cu evoluții diferite.

- *excavările* sunt lucrări pentru spații de locuit (pentru fundații, subsoluri, pivnițe, bazine), în diverse tipuri de cariere, în spații agricole (canale de desecare, canale de irigații), de navigație (bazinele portuare), industriale (șanțuri pentru diferite conducte) și hidrotehnice (secționarea versanților, construirea de tuneluri, albie de canalizare a apei). Excavările implică operații de derocare,

modificarea pantelor, realizarea de forme negative de relief, terasări etc.

- *nivelările* sunt lucrări care se fac în spațiul urban pentru locuințe, ansambluri socio-culturale și sportive. Se fac nivelări pe platforme industriale, portuare, pe terenuri agricole, pe terenuri cu alunecări de teren, cu șiroiri, cu tasări. Procesul se realizează prin tăierea din formele pozitive de relief și umplerea formelor negative.
 - *depunerea (acumularea)* de sol, rocă sau alte materiale se realizează pe suprafețe mici, fie pentru umplerea unor microdepresiuni naturale sau antropice, fie pentru construirea unor forme pozitive de tipul haldelor, digurilor, iazurilor de decantare etc.

b) **Prin acțiunile sale**, omul, produce numeroase modificări în dinamica unor procese generatoare de relief. Dintre acestea fac parte:

- *îndepărtarea vegetației* de pe versanți urmată de o accelerare a proceselor de spălare în suprafață, șiroire, alunecări de teren, torențialitate, surpări;
- *secționarea unor versanți* și crearea unor pante locale conduce la ruperea relațiilor dinamice și la declanșarea de procese care tind să restabilească ceea ce s-a pierdut;
- *plasarea unor diguri* într-un regim marin influențează regimul de propagare al valurilor și curenților, deci specificul modelării în diferite sectoare a țărmului;
- *realizarea unui baraj hidroenergetic* produce modificări în valea pe care a fost construit;
- *folosirea unei agrotehnici neadevrate pe versanții dealurilor* face posibilă apariția alunecărilor de teren, a șiroirilor etc.;
 - *executarea unor construcții (diguri, poduri)* la parametri inferiori cotelor de inundabilitate favorizează revărsările, inundațiile.

BIBLIOGRAFIE

- [1]. <https://www.madr.ro>. *MINISTERUL AGRICULTURII ȘI DEZVOLTĂRII DURABILE*. 2020 [cited 2020 18.08]; Available from: <https://www.madr.ro/docs/agricultura/agricultura-romaniei-2015.pdf>.
- [2]. <https://www.madr.ro/docs>. *MINISTERUL AGRICULTURII ȘI DEZVOLTĂRII DURABILE - DATE GENERALE DESPRE AGRICULTURA ROMÂNIEI* 2015 [cited 2020 18.08]; Available from: <https://www.madr.ro/docs/agricultura/agricultura-romaniei-2015.pdf>.
- [3]. <https://insse.ro>. *Anuarului Statistic al României*, 2018 [cited 2021 16/2/2021]; Available from: https://insse.ro/cms/sites/default/files/field/publicatii/asr_2018_romana.pdf.
- [4]. Blaga, G., Filipov, F., Rusu, I., Udrescu, S., Vasile, D., *Pedologie*, Editura AcademicPress, 2005
- [5]. Florea, N., *Degradarea, protecția și ameliorarea solurilor și terenurilor*, Editura SNRSS, București, 2003.
- [6]. Costescu, I.A., Nemeș, N. S., Nemeș, I., *Considerations regarding the deep erosion in the hidographic basin of the river Bega*, Research Journal of Agricultural Science, **40**(2), 2008.
- [7]. Nemeș, N.S., *Acidification processes in soils of Bistra hidrographyc basin*. Research Journal of Agricultural Science, **39**(2), 2007.
- [8]. Costescu, I.A., Pelea, G. N., Nemes, N. S., *Risks of soil degradation through salinization due to inadequate quality of the water used in irrigation arrangements for the western part of Romania*. Procedia Environmental Science, Engineering and Management, **2**(2), 2015.
- [9]. Costescu, I.A.N., N. S, Pelea, G. N., *Monitoring the Best Available Techniques Implementation at the Ash and Slug Landfill Utvin, Timis County, Romania*. Procedia engineering, **161**, 2016.
- [10]. Dumitru, M., Manea, A., Ciobanu, C., Dumitru, S., Vrînceanu, N., Calciu, I., Tănase, V., Preda, M., Rîșnov, I., Mocanu, V., Eftene, M., *Monitoringul stării de calitate a solurilor din România*, Editura Sitech Craiova, 2011.
- [11]. ***, *Legea nr 18/1991 - Legea fondului funciar* 1991.
- [12]. Radoane, M., Dumitriu, D., Ichim, I., *Geomorfologie-Introducere*, Editura Universității din Suceava, 2000.

- [13]. Ianoș, G., Pușcă, I., Goian, M., *Solurile Banatului*, Editura Mirton Timișoara, 1997.
- [14]. Mihalache, M., Ilie, L., *Pedologie*, Editura Do-Minor, 2008.
- [15]. Panagos, P., Borrelli, P., Poesen, J., Ballabio, C., Lugato, E., Meusburger, K., Montanarella, L., Alewell, C., *The new assessment of soil loss by water erosion in Europe*, Environmental Science & Policy, **54**, 2015.
- [16]. Scrădeanu, D., Gheorghe, A., *Hidrogeologie generală*, Editura Universității din București, București, 2007.
- [17]. Hazan, R., et al., *A method for high throughput determination of viable bacteria cell counts in 96-well plates*, BMC microbiology, **12**, 2012.
- [18]. <https://mail.uaic.ro>. *Echilibrul energetic al Pământului*. 2021 [cited 2020 20.09.]; Available from: https://mail.uaic.ro/~marius.mihasan/teaching/pdfs/environmental_chemistry_courses/CURS%205.pdf.
- [19]. Rogobete, G., Constantinescu, L., Nemeș, I., *Manual practic de pedologie*, Editura Mirton, Timișoara, 1999.
- [20]. Negrea, A.G., Ciopec, M., *Protecția mediului*, Editura Politehnica, Timișoara, 2013.
- [21]. Chertov, O.G., Nadporozhskaya, M. A., *Humus Forms in Forest Soils: Concepts and Classifications*. Eurasian Soil Science, **51**(10), 2018.
- [22]. Milne, G., *Normal erosion as a factor in soil profile development*. Nature, **138**, 1935.
- [23]. Hall, G.F., *Chapter 5 - Pedology and Geomorphology*, in *Developments in Soil Science*, L.P. Wilding, N.E. Smeck, and G.F. Hall, Editors, Elsevier, 1983.
- [24]. Florea, N., Munteanu, I., Băcăințan, N., Bălăceanu, V., Cârstea, S. , *Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor (SRTS)*. Editura Estfalia, București, 2003.
- [25]. Udrescu, S., Mihalache, M., Ilie, L. , *Indrumator de lucrari practice privind evaluarea calitativa a terenurilor agricole*, AMC-USAMV București, 2006.
- [26]. Meschede, M., *Lithosphere: Structure and Composition*, in *Encyclopedia of Marine Geosciences*, J. Harff, et al., Editors, Springer Netherlands: Dordrecht, 2014.
- [27]. <https://www.cambridgecsd.org>. *Introduction to the Lithosphere: Minerals and Rocks*. 2021 [cited 2021 2/2/2021]; Available from: <https://www.cambridgecsd.org/site/handlers/filedownload.ashx?moduleinstanceid=121&dataid=1019&FileName=rocks%20and%20minerals.pdf>.

- [28]. Briggs, R.D., *SOIL DEVELOPMENT AND PROPERTIES | The Forest Floor*, in *Encyclopedia of Forest Sciences*, J. Burley, Editor, Elsevier: Oxford, 2004.
- [29]. Stolt, M.H. and D.L. Lindbo, *17 - Soil Organic Matter*, in *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*, G. Stoops, V. Marcelino, and F. Mees, Editors, Elsevier: Amsterdam, 2010.
- [30]. Ismail-Meyer, K., Stolt, M. H., Lindbo, D. L., *Chapter 17 - Soil Organic Matter*, in *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths (Second Edition)*, G. Stoops, V. Marcelino, and F. Mees, Editors, Elsevier. 2018.
- [31]. <http://karnet.up.wroc.pl/~weber/typy2.htm>. *Types of humus in soils*. 2020 [cited 2020 10.09.2020]; Available from: <http://karnet.up.wroc.pl/~weber/typy2.htm>.
- [32]. <https://www.britannica.com/science/humus-soil-component>. *Humus*. 2020 [cited 2021 18.02.2021]; Available from: <https://www.britannica.com/science/humus-soil-component>.
- [33]. Bonifacio, E., Falsone, G., Petrillo, M., *Humus forms, organic matter stocks and carbon fractions in forest soils of northwestern Italy*. *Biology and Fertility of Soils*, **47**, 2011.
- [34]. <http://karnet.up.wroc.pl/~weber/kwasy2.htm>. *Properties of humic substances*. 2020 [cited 12.09.2020]; Available from: <http://karnet.up.wroc.pl/~weber/kwasy2.htm>.
- [35]. <http://karnet.up.wroc.pl/~weber/rola2.htm>. *Function of organic matter in soil*. 2020 [cited 2020 12.09.2020]; Available from: <http://karnet.up.wroc.pl/~weber/rola2.htm>.
- [36]. <https://eutopiagardens.org/>. *Profilul solului*. 2020 [cited 2020 14.09.2020]; Available from: <https://eutopiagardens.org/page/enciclopedie/stiinta-tehnologie/stiinte-naturale/stiintele-pamantului/structura-interna-a-pamantului/soluri/prezentare-general/profilul-solului/19497>.
- [37]. <https://eutopiagardens.org>. *Orizontul A*. 2020 [cited 2020 15.09.2020]; Available from: <https://eutopiagardens.org/page/orizont-a-sol-de-suprafata/3006847>.
- [38]. <https://eutopiagardens.org>. *Orizontul B*. 2020 [cited 2020 15.09.2020]; Available from: <https://eutopiagardens.org/page/orizont-b-subsol/5201774>.
- [39]. <https://eutopiagardens.org/>. *Orizont E*. 2020 [cited 2020 15.09.2020]; Available from: <https://eutopiagardens.org/page/orizont-e-eluvium/3005802>.

- [40]. Fauzani, D., et al., *Cellulose in natural flocculant applications: A review*. Journal of Physics: Conference Series, **2047**(1), 2021.
- [41]. <https://kstatelibraries.pressbooks.pub/>. *Soils Laboratory Manual*. 2021 [cited 2021 28.07.2021]; Available from: <https://kstatelibraries.pressbooks.pub/soilslabmanual/chapter/soil-water-measurement-and-movement/>.
- [42]. Florea, N., Munteanu, I., Rusu, C., Dumitru, M., Ianoș, Gh., Răducu, D., Rogobete, Gh., Țărău, D., *Sistemul român de taxonomie a solurilor (SRTS)*, 2012.
- [43]. <http://www.icpa.ro/>. 2021 [cited 2021 16/2/2021]; Available from: <http://www.icpa.ro/>.
- [44]. Nemeș, I., *Combaterea Eroziunii Solului. Amenajarea formațiunilor torentiale. Alunecări de teren*, 2009.
- [45]. Sparks, D.L., *10 - The Chemistry of Saline and Sodic Soils*, in *Environmental Soil Chemistry (Second Edition)*, D.L. Sparks, Editor, Academic Press: Burlington. 2003.
- [46]. O'Geen, A.T. *Soil Water Dynamics*. 2021 [cited 2021 28/7/2021]; Available from: <https://www.nature.com/scitable/knowledge/library/soil-water-dynamics-103089121/>.
- [47]. <https://webbook.nist.gov/chemistry/fluid/>. *Thermophysical Properties of Fluid Systems*. 2021 [cited 2021 24/8/2021]; Available from: <https://webbook.nist.gov/chemistry/fluid/>.
- [48]. Nemeș, I., *Corelații între indicii fizici și hidrofizici pe unele soluri din Banat*, 1999.
- [49]. Schofield, R.K. and J.V.B. da Costa, *The measurement of pF in soil by freezing-point*. The Journal of Agricultural Science, **28**(4), 2009.
- [50]. Macaleț, R., Rădescu, M., Minciuna, M. N., *Considerații privind corpurile de apă subterană din sudul României*. GEO-ECO-MARINA 14/2008, **14**, 2008.
- [51]. Palcu, M., Melinte, M. C., Jurkiewicz, A., Witek, Gh., Rotaru, A., *Inventarierea preliminară a structurilor acvifere din partea sudică a României*. GEO-ECO-MARINA 14/2008, **14**, 2008.
- [52]. Vanderlinden, K., Giráldez, J. V., *Field Water Capacity*, in *Encyclopedia of Agrophysics*, J. Gliński, J. Horabik, and J. Lipiec, Editors, Springer Netherlands: Dordrecht, 2011.
- [53]. Ross C. S., H.S.B., *Minerals of the Montmorillinite group their origin and relation to soil and clays*, in *Geological SurveyY Professional Paper*, 1945.

- [54]. <http://www.cawater-info.net/>. *Soil water regime and water balance*. 2021 [cited 2021 24/8/2021]; Available from: http://www.cawater-info.net/bk/4-2-1-1-4_e.htm.
- [55]. Rode, A.A., *The water balance of the soil and its type*. 1956.
- [56]. Lavoine, N., et al., *Microfibrillated cellulose - its barrier properties and applications in cellulosic materials: a review*. Carbohydr Polym, **90**(2), 2012
- [57]. Romio, L.C., et al., *A Numerical Model to Estimate the Soil Thermal Conductivity Using Field Experimental Data*. Applied Sciences, **9**(22), 2019.
- [58]. <https://open.library.okstate.edu/rainorshine/chapter/13-2-soil-thermal-properties/>. *Soil Thermal Properties*. 2021 [cited 2021 24/8/2021]; Available from: <https://open.library.okstate.edu/rainorshine/chapter/13-2-soil-thermal-properties/>.
- [59]. <https://ro.wikipedia.org>. *Conductivitatea termică*. 2021 27/1/2018 [cited 2021 24/8/2021]; Available from: https://ro.wikipedia.org/wiki/Conductivitate_termic%C4%83.
- [60]. <https://www.icpa.ro/>. *Optimizarea lucrarilor solului pentru mentinerea unei bune stari agrofizice a solului*, 2009.
- [61]. Snakin, V.V., A.A. Prisyazhnaya, and E. Kovács-Láng, *Chapter 4 - Environmental Impact on the Soil Liquid Phase*, in *Soil Liquid Phase Composition*, V.V. Snakin, A.A. Prisyazhnaya, and E. Kovács-Láng, Editors, Elsevier Science: Amsterdam, 2001.
- [62]. Chiriță, C., *Ecopedologie cu baze de pedologie generală*, Editura Ceres, București, 1974.
- [63]. Ielenicz, M., *Geomorfologie generală*, Editura Universitară, București, 2004.
- [64]. Hall, C., O'Hara, S., *Earth Facts*, Dorling Kindersley Ltd., London, 1995.
- [65]. Ene, M., *Geomorfologie tectono-structurală*, Editura Universitară, București, 2012.
- [66]. Ielenicz, M., Patru, I., *România. Geografie fizică*. Vol. 1. Editura Universitară, București, 2007.
- [67]. <https://ro.wikipedia.org>. *Morena*. 2021 31/5/2020 [cited 2021 24/8/2021]; Available from: <https://ro.wikipedia.org/wiki/Moren%C4%83>.

CUPRINS

Prefață	5
1. FOND FUNCJAR	7
1.1. Rolul pedologiei în ecosistemele terestre	7
1.2. Principalii factori restrictivi ai solurilor	9
2. PRINCIPALII FACTORI PEDOGENETICI	11
2.1. Rolul rocii parentale în pedogeneză	11
2.2. Rolul climei în pedogeneză	12
2.3. Rolul organismelor vegetale și animale în pedogeneză.....	14
2.4. Rolul reliefului în pedogeneză.....	15
2.5. Rolul apei în pedogeneză.....	17
2.6. Rolul omului în procesul de pedogeneză.....	18
2.7. Rolul timpului în pedogeneză.....	19
3. FORMAREA ȘI ALCĂTUIREA PĂRȚII MINERALE A SOLULUI	20
3.1. Originea și compoziția litosferei.....	20
3.2. Dezagregarea	22
3.3. Alterarea	23
3.4. Efectele proceselor de dezagregare și alterare.....	27
4. FORMAREA ȘI ALCĂTUIREA PĂRȚII ORGANICE A SOLULUI	29
4.1. Descompunerea materiei organice.....	30
4.2. Principalele tipuri de humus	31
4.3. Rolul humusului	32
4.4. Bilanțul humusului	33
5. FORMAREA ȘI ALCĂTUIREA PROFILULUI DE SOL	36
5.1. Procese pedogenetice de diferențiere a orizonturilor	36
5.2. Alcătuirea solului.....	41
6. PROPRIETĂȚILE FIZICE ALE SOLULUI	44
6.1. Textura solului.....	42
6.1.1. Principalele tipuri de structură a solului.....	42

6.1.2. Clasele texturale ale solului	44
6.2. Structura solului.....	47
6.2.1. Principalele tipuri de structură	47
6.2.2. Formarea și degradarea structurii solului	50
6.3. Densitatea solului	52
6.4. Densitatea aparentă.....	53
6.5. Porozitatea solului	54
6.6. Gradul de tasare	55
6.7. Compactarea solului	56
6.8. Penetrarea	57
6.9. Rezistența la lucrările solului	57
6.10. Volumul edafic al solului	58
7. PROPRIETĂȚILE HIDROFIZICE ALE SOLULUI.....	60
7.1. Apa din sol.....	60
7.1.1. Forțele care acționează asupra apei din sol	61
7.1.2. Potențialul apei din sol și suucțiunea solului	63
7.1.3. Curba caracteristică a umidității.....	64
7.2. Formele de apă din sol.....	66
7.3. Indicii hidrofizici ai solului	68
7.4. Permeabilitatea solului pentru apă.....	73
7.5. Pierderea apei din sol.....	74
7.6. Regimul hidric al solului	75
8. PROPRIETĂȚILE TERMICE ȘI DE AERAȚIE A SOLURILOR.....	78
8.1. Însușirile termice ale solului.....	78
8.2. Aerul din sol	80
9. PROPRIETĂȚILE CHIMICE ALE SOLULUI.....	82
9.1. Soluția solului	82
9.2. Coloizii solului	83
9.3. Reținerea substanțelor în sol.....	84
9.3.1. Fenomenele de retenție mecanică	85
9.3.2. Fenomenele de retenție fizică.....	85
9.3.3. Fenomenele de retenție fizico-chimică	85
9.4. Capacitatea de schimb cationic a solurilor	86
9.4.1. Adsorbția cationilor și a anionilor.....	87
9.4.2. Suma bazelor schimbabile (SB).....	88
9.4.3. Capacitatea de schimb pentru hidrogen (SH).....	88

9.4.4. Capacitatea totală de schimb cationic	88
9.4.5. Gradul de saturație în baze (V)	89
9.5. Reacția solului	90
9.6. Capacitatea de tamponare a solului	92
10. ELEMENTE DE GEOMORFOLOGIE	94
10.1. Noțiuni de geomorfologie.....	94
10.2. Structura internă a Pământului	95
10.3. Reliosfera.....	98
10.3.1. Forme de relief tectono-structurale de ordinul I.....	98
10.3.2. Forme de relief tectono-structurale de ordinul II	98
10.4. Geomorfologia sculpturală (erozivo-acumulativă).....	99
10.4.1. Meteorizarea și acțiunea viețuitoarelor	100
10.4.2. Gravitația și procesele gravitaționale	100
10.4.3. Pluviodenudarea și relieful format	102
10.4.4. Acțiunea apelor curgătoare permanente asupra reliefului.....	104
10.4.5. Ghețarii și relieful creat de aceștia	110
10.4.6. Crionivația și formele de relief rezultate.....	113
10.4.7. Apa mărilor și oceanelor și formele de relief rezultate	115
10.4.8. Vântul și formele de relief create din acțiunea sa	120
10.4.9. Omul-agent morfogenetic și relieful antropoc rezultat	122
Bibliografie	124



Editura **POLITEHNICA**



Manualul
Studentului

ISBN 978-606-35-0453-2