

1. Poziția geografică

1.1 Poziția României pe Glob și în Europa și consecințele geografice

1.1.1 Poziția pe Glob

România este situată în Emisfera Nordică, la mijlocul distanței dintre Ecuator și Polul Nord. Prin partea centrală a țării trece paralela de 46° care intersectează meridianul de 25° longitudine E într-un punct situat la aproximativ 20 de km de Făgăraș.

Având în vedere Poziția în latitudine, cea mai importantă consecință este reprezentată de **climatul temperat**. În latitudine România se extinde pe aproximativ 5°, între punctele extreme de pe Dunăre (**Zimnicea**), în Sud și localitatea **Horodiștea** în Nord.

În longitudine România se întinde pe aproximativ 9°, între punctele extreme **Beba Veche**, în vest și localitatea **Sulina**, în est.

Distanța liniară pe axa nord-sud este de 525 de km, iar pe axa vest-est este de 740 de km.

Disponerea României pe circa 5° latitudine presupune o diminuare a fluxului radiativ de la S spre N, ceea ce implică zonalitatea latitudinală a climei, vegetației și solurilor (paralelism fito-pedo-climatic). Această dispunere implică și o durată inegală a zilelor și a nopților la solstiții. Ziua cea mai lungă se înregistrează la solstițiul de vară în punctul cel mai nordic, în timp ce noaptea cea mai lungă se înregistrează la solstițiul de iarnă tot în punctul extrem nordic.

Poziția în longitudine determină întârzierea momentului producerii amiezii de la est spre vest cu peste 37 de minute. România aparține unui singur fus orar, ora oficială fiind decalată cu 2 ore față de meridianul Greenwich.

1.1.2 Poziția în Europa

România este situată la nord de Dunăre, aparținând domeniului continental. România nu poate fi considerată o țară balcanică, acest termen fiind preluat din geopolitică. România poate fi considerată o țară balcanică doar din punct de vedere geopolitic, deoarece este semnatară a Tratatului balcanic.

Din punctul central al României până în părțile extreme ale Europei distanțele sunt aproximativ egale, excepție făcând punctul extrem sudic al Europei.

România are o poziție central-sudică în cadrul continentului european. Apartenența României la țările est-europene este falsă din punct de vedere fizico-geografic, bazându-se tot pe criterii geopolitice. Din punct de vedere fizico-geografic, acest teritoriu se distinge prin trei elemente de referință:

- **țară carpatică**: deoarece 2/3 din lanțul muntos carpatic se află pe teritoriul țării noastre;
- **țară dunăreană**: deoarece 1075 de km din cei 2860 ai Dunării trec prin România;
- **țară pontică**: deoarece România are deschidere la Marea Neagră prin cei 244 km ai săi.

Suprafața totală a țării este de **238.391 km²**, granițele fiind stabilite după Al Doilea Război Mondial, când România a pierdut teritoriul Basarabiei, ținutul Herței, Nordul Bucovinei, Cadrilaterul.

Pe baza suprafeței, România este considerată o țară de dimensiuni mici spre mijlocii, dar cu o poziție strategică de invidiat.

Granițele actuale ale României sunt fie granițe naturale (în sud sau sud-est - Dunărea, Marea Neagră), fie antropice.

Vecini: NE – Republica Moldova, SE și N – Ucraina, NV – Ungaria, SV- Serbia, S- Bulgaria și E – Marea Neagră.

2. Tipuri de mișcări ale scoarței terestre și structuri geologice rezultate

Evoluția unui teritoriu este rezultatul unor mișcări ale scoarței terestre sub impulsul unor forțe tectonice. Principalele categorii de mișcări se grupează în trei mari clase:

1). Mișcări orogenetice

- 2). Mișcări epirogenetice
- 3). Mișcări eustatice

2.1 Mișcările orogenetice

Sunt cunoscute și sub denumirea de mișcări “născătoare de munți”. În esență, aceste mișcări presupun cutarea unor depozite geologice (roci), înălțarea lor, eventual și metamorfozarea lor. Cele trei procese contribuie la transformarea în timp a principalelor categorii de roci (magmatice, sedimentare și metamorfice).

Mișcările orogenetice presupun un timp îndelungat în care se desfășoară un ciclu complet orogenetic. Un ciclu orogenetic presupune următoarele faze:

- a) **faza de gliptogeneză** – când în scoarța terestră se deschide un rift în care se acumulează apele unor bazine marine/oceanice;
- b) **faza de litogeneză** – bazinul este intens sedimentat, cu acumulare de sedimente marine;
- c) **faza de orogeneză** – datorită unor presiuni tectonice foarte puternice, depozitele din acest geosinclinal încep să fie cutate și înălțate. La încheierea fazei de orogeneză depozitele depuse în mediul marin sunt exondate rezultând ansambluri de relief cu o structură cutată. Marile cicluri orogenetice au creat astfel lanțurile montane (lanțul alpino-carpato-himalayan – orogeneza alpină). Fazele orogenetice ale unui ciclu orogenetic pot să fie într-un număr variabil, desfășurându-se în perioade lungi de timp (milioane de ani);
- d) **faza de cratonizare** – ansamblul de relief devine rigid, fără a mai fi cutat și înălțat, fiind supus acțiunii modelatoare a factorilor externi;
- e) **faza de peneplenizare** – relieful rezultat anterior este intens nivelat sub acțiunea factorilor externi, atingându-se stadiul unei nivelări aproape perfecte. Asemenea stări de peneplenizare s-au atins în cazul tuturor ciclurilor orogenetice vechi prealpine.

2.2 Mișcările epirogenetice

Sunt mișcări ale scoarței terestre care se desfășoară doar pe plan vertical, fiind mișcări pozitive, de înălțare. Aceste mișcări se realizează de obicei în fazele finale ale unui ciclu orogenetic, respectiv în arii de cratogen sau în arii de platformă.

Pentru evoluția actuală a teritoriului prezintă importanță doar mișcările epirogenetice mai noi, derulate după consumarea ultimelor faze orogenetice, motiv pentru care poartă și denumirea de “**mișcări neotectonice**”.

2.3 Mișcările eustatice

Sunt generate de cauze tectonice sau de schimbări climatice majore și au ca efect înălțarea sau coborârea nivelului general al mărilor și oceanelor. Cele mai semnificative mișcări eustatice s-au realizat pe parcursul pleistocenului (cuaternar), în timpul celor patru mari faze glaciare, când nivelul general al Mării Negre a coborât cu până la 120-130 de metri față de nivelul actual.

Pe lângă cele trei mari categorii de mișcări ale scoarței terestre, relieful ariilor continentale poate fi și opera altor fenomene și procese naturale, așa cum este cazul vulcanismului.

2.4 Cicluri orogenetice care au afectat și teritoriul României

De-a lungul timpului geologic s-au derulat mai multe cicluri orogenetice care se mențin sau nu în relieful actual al României.

Primele cicluri orogenetice, cele mai vechi, s-au derulat din **precambrian** până în baza **Paleozoicului** (Cambrian), fiind vorba despre ciclurile **karelian**, **prebaikalian** și **baikalian**. Toate cele trei cicluri s-au încheiat prin faze de peneplenizare, însă vechile peneplene nu se mai regăsesc și astăzi în relieful actual al României, fiind fosilizate. Aceste vechi peneplene formează astăzi fundamentul unor unități de platformă.

În **Paleozoic**, la nivelul Europei s-au derulat alte două cicluri orogenetice: **ciclul caledonian** și **ciclul hercinic**. Ambele cicluri au sfârșit prin a se atinge faze avansate de nivelare cu formarea unei peneplene post caledoniene și post hercinice. Din orogeneza caledoniană nu se mai păstrează mărturii în relieful actual, însă din orogeneza hercinică moștenim unele mărturii ale unui relief vechi, tocit și intens fragmentat în **Munții Măcinului**.

Următorul ciclu este reprezentat de orogeneza alpină, care este răspunzătoare de formarea teritoriului carpatic și subcarpatic. Acest ciclu a debutat printr-o fază carpatică veche, cu mișcări **khimerice** vechi din triasic, urmate de mișcări khimerice mai noi, din jurasic. Relieful carpatic și subcarpatic s-au edificat progresiv, pe parcursul mai multor faze orogenetice, care s-au derulat din a doua parte a Cretacicului, până la finele Pliocenului și începutul Cuaternarului.

2.5 Tipuri de structuri geologice și unități morfostructurale majore

Fiecare tip de mișcare a scoarței terestre presupune formarea unor anumite structuri geologice. Structura geologică se referă la modul de dispunere a stratelor geologice în scoarța terestră.

2.5.1 Structurile cutate

Mișcările orogenetice, care presupun cutare și înălțare, contribuie la formarea structurilor cutate. Aceste structuri cutate sunt specifice tuturor ariilor de orogen și cuprind mai multe tipuri de cute.

Cele mai simple cute sunt cele **normale**, care presupun o succesiune simetrică de strate în care se pot deosebi porțiuni cu stratele înălțate (curbură pozitivă), cunoscute sub denumirea de anticlinale sau porțiuni cu stratele coborâte (curbură negativă), sinclinale. Acest tip de structuri se regăsesc în toate ariile de orogen, acolo unde pe linia unor anticlinale se indentifică culmi montane, iar pe linia sinclinalelor se regăsesc văile (de exemplu: Obcinile Bucovinei).

Pe lângă cutele normale pot să apară și cute **redresate** sau cute **răsturnate**. De regulă, în aceste situații se identifică asimetrii de relief. De asemenea, se întâlnesc chiar inversiuni de relief acolo unde sinclinalele sunt puternic înălțate, iar anticlinalele mult coborâte tectonic (de exemplu: Rarău, Ceahlău).

Structurile cutate formate în diferite cicluri orogenetice presupun și ample translări de roci, împinse unele peste altele, astfel încât formațiuni mai vechi acoperă formațiuni mai noi. Asemenea fenomene tectonice poartă denumirea de “șariaje”, care îmbracă forma unor “pânze de șariaj” sau a unor petice de acoperire. În teritoriul carpatic, în cea mai mare parte discutăm despre prezența unor sisteme în pânză de șariaj. Producerea acestor șariaje presupune și forțe tectonice foarte mari, motiv pentru care se realizează și metamorfoza unor roci, mai ales în cazul rocilor vechi prealpine, care ulterior au fost recutate și înălțate în fazele ciclului alpin.

2.5.2 Structurile faliat

Structurile faliat se regăsesc atât în ariile de orogen, cât și în cele de platformă. În ariile de orogen se regăsesc structuri de tip horst-graben. De exemplu: în Apuseni, masivul Vestic funcționează ca un horst, iar depresiunile ca grabene. În unitățile extracarpaticе sisteme horst-graben întâlnim în Dobrogea de Nord, unde Munții Măcinului constituie un horst, iar Delta Dunării și Lunca Dunării un graben.

În unitățile de platformă pot exista structuri faliat, unde anumite unități de podiș, unele compartimente sunt înălțate, iar alte compartimente sunt coborâte.

2.4.3 Structurile monoclinale și tabulare

Acestea sunt caracteristice doar unităților extracarpaticе, respectiv unităților de platformă. În cazul structurilor monoclinale stratele geologice sedimentare sunt ușor înclinate, eventual cvasiorizontale. În aceste situații iau naștere mari asimetrii de relief, respectiv relieful de custe. Aceste structuri sunt caracteristice unităților de podiș (Podișul Moldovei fiind cel mai reprezentativ).

2.4.4 Structurile în domuri

Se prezintă sub forma unor straturi orizontale sau aproape orizontale, care din loc în loc prezintă mici bombări, numite “domuri”. În România, structura în domuri este caracteristică Depresiunii Colinare a Transilvaniei.

2.4.5 Structurile în cute diapire

Sunt caracteristice unor formațiuni sedimentare în care stratele sunt deformate, puternic redresate, datorită prezenței unor “sâmburi de sare”. Structurile în cute diapire sunt caracteristice unităților de podiș (Podișul Transilvaniei), dar aceste deformări de strate pot afecta și unele depozite sedimentare larg cutate, așa cum este cazul depozitelor cu sare de vârstă badeniană din Subcarpați.

2.4.6 Structurile tabulare

Stratele geologice de origine sedimentară sunt perfect orizontale. Sunt cele mai tipice în unitățile de câmpie (ex: Câmpia Română). Pe arii mai restrânse se regăsesc și în cazul unor depresiuni intramontane, unde aceste depozite s-au acumulat într-un mediu lacustru.

3. Prezentarea principalelor unități morfostructurale ale României

În urma evoluției paleogeografice și pe baza structurilor geologice rezultate în teritoriul românesc putem discuta de două entități diferite: **zona de orogen** și **zona de platformă**.

A. Zona de orogen – cuprinde unități de relief cu structura cutată (unități montane, unele podișuri de orogen cu structura cutată - Podișul Mehedinți, unele ansambluri deluroase – Jugul Intracarpatic, unele dealuri din Dealurile de Vest). Legat de zona de orogen se dispun două entități care genetic aparțin orogenului, dar funcțional aparțin zonei de platformă: Depresiunea Colinară a Transilvaniei și Dealurile de Vest cu Câmpia Tisei).

B. Zona de platformă – este constituită din două elemente definitorii:

a). **Soclul** (fundamentul)

b). **Cuvertura sedimentară**

a). **Soclul** reprezintă o veche arie de orogen nivelată, care îmbracă forma unei peneplene. De regulă, soclul este constituit din roci foarte vechi, metamorfozate, respectiv din șisturi cristaline cu intruziuni granitice. Soclul este rigid și este situat la diferite adâncimi fiind acoperit de formațiuni mai noi.

b). **Cuvertura sedimentară** este formată numai din roci sedimentare depuse în mai multe cicluri de sedimentare. Sunt trei mari cicluri de sedimentare, dar pentru relieful actual prezintă importanță doar ultimul ciclu de sedimentare, cu roci pe care astăzi le găsim la zi (roci de vârstă neozoică).

Teritoriul românesc aparține în proporție de 65% zonei de orogen și în proporție de 35% zonei de platformă.

3.1 Unitățile morfostructurale ale zonei de orogen

Zona de orogen s-a realizat în ciclul orogenetic alpin, pe parcursul unor faze orogenetice care s-au derulat din a doua parte a Cretacicului până la începutul Cuaternarului. Aceste faze au fost:

- fazele **austrică și lamarică** din Cretacic;
- fazele **savică, stirică, moldavică, atică și rodanică** din Paleogen și Neogen;
- faza **valahă**, începutul Cuaternarului.

În cazul zonei de orogen funcționează mai multe unități morfostructurale. Unitatea morfostructurală reprezintă o mare unitate de relief cu o anumită morfologie (aspect) și care are la bază un anumit tip de structură geologică și anumite tipuri genetice de roci.

În cadrul zonei de orogen putem vorbi de existența următoarelor mari unități morfostructurale:

3.1.1 Unitatea de orogen carpatic

3.1.2 Masivul Nord-Dobrogean

3.1.3 Unitatea pericarpatică

3.1.4 Unitatea Depresiunii Colinare a Transilvaniei

3.1.5 Unitatea Dealurilor de Vest și a Câmpiei Tisei

Primele două sunt unități propriu-zise de orogen (sunt cutate), iar ultimele două sunt unități de orogen prin geneză, dar funcționează ca unități de platformă.

3.1.1 Unitatea de orogen carpatic:

Se suprapune ca relief Munților Carpați înglobând însă și unele unități de podiș cu structură de orogen, așa cum este Podișul Mehedinți. În plus, se adaugă Jugul Intracarpatic. În cazul acestei unități discutând despre dominanța structurilor cutate apoi de prezența pânzelor de șariaj și de prezența tuturor celor trei mari categorii de roci. În funcție de timpul și modul de formare, în cadrul acestei mari unități morfostructurale se deosebesc mai multe arii sau zone morfostructurale:

- a). **Aria morfostructurală cristalină și cristalino-mezozoică**
- b). **Aria morfostructurală a flișului carpatic**
- c). **Aria vulcanitelor neogene**
- d). **Aria vulcano-sedimentară**
- e). **Aria depresiunilor intramontane**

a). Aria cristalină și cristalino-mezozoică

Constituie nucleul Carpaților fiind întâlnită de regulă în partea centrală a Carpaților. Este constituită din roci foarte vechi, respectiv din roci metamorfice (șisturi cristaline), epi și mezometamorfice. Aceste roci prezintă o structură cutată și frecvent în pânze de șariaj. Este prezentă în Carpații Orientali (de la granița de nord până la Valea Superioară a Troțușului); la periferia estică a acestei zone dispunându-se zona cristalino-mezozoică constituită din șisturi cristaline în bază, peste care se succed roci sedimentare de vârstă mezozoică. Dintre rocile dominante amintim dolomitele și calcarele. Această zonă este caracteristică Munților Rarăului și Hășmașului. Structura geologică este tot una cutată și în pânze de șariaj (pânzele bucovinice, sub-bucovinice, infra-bucovinice și transilvane), iar adaptarea reliefului la structură este caracterizată de un raport invers, având de-a face cu prezența unor sinclinale suspendate (înălțate). Este vorba de prezența unor mari inversiuni de relief.

În Carpații Meridionali zona cristalină ocupă cea mai mare parte a teritoriului, începând din grupa Făgărașului până Parâng și Retezat-Godeanu. Această arie este formată tot din șisturi cristaline cu intruziuni granitice, deci roci cutate și metamorfizate cu o structură tot în pânze de șariaj. Aici funcționează două entități: Autohtonul Danubian peste care urmează Pânza Getică. Zona cristalino-mezozoică se rezumă la un areal mai restrâns, respectiv în partea terminal sudică, de regulă la vest de Olt, din Munții Coziei, prin Munții Capățânii și Vulcanului până în Munții Cernei și Mehedinți.

Zona cristalină se dezvoltă și pe flancul nordic, dar numai în partea estică îndeosebi la marginea Munților Șureanu. Alcătuirea litologică și tipul de structură sunt asemănătoare cu zona cu același nume din Orientali.

Din grupa Bucegilor, care aparțin Orientalilor sub aspect tectonico-structural, Masivul Leaota este un masiv cristalin, iar Masivul Piatra Craiului reprezintă un masiv calcaros care aparține zonei cristalino-mezozoice.

Din punct de vedere tectono-structural, Carpații Meridionali se continuă până în Defileul Dunării, incluzând Poiana Ruscă și Munții Banatului. Argumente: se continuă aria cristalină prin Munții Poiana Ruscă, Munții Semenici, parțial Almăjului și Locvei, la care se adaugă și Munții Dognecei cu aceeași structură în pânze de șariaj. Mai mult, zona cristalino-mezozoică este foarte bine reprezentată îndeosebi în zona Munților Aninei cu un sinclinal ce se continuă între Resita și Moldova Nouă, cât și cu alte apariții ale calcarelor și dolomitelor îndeosebi în Munții Almăjului spre Defileul Dunării.

În **Apuseni** aria cristalină este reprezentată printr-un bloc central în Munții Bihorului și un ansamblu format din Gilău, Muntele Mare, dar aria cristalină apare și în Munții Zarandului, local în Munții Codru-Moma, cât și în masivele din nordul Apusenilor: Munții Meseș și Munții Plopiș (Șes). Structura geologică a rocilor metamorfice se remarcă prin existența pânzelor de șariaj, respectiv Pânza de Codru încalcă peste Autohtonul de Bihor. Zona cristalino-mezozoică are o largă răspândire în partea central-sud-estică respectiv în Munții Bihorului și în Munții Trascăului în care se remarcă prezența calcarelor și dolomitelor care generează relieful carstic al Apusenilor. Calcarele și dolomitele se mai întâlnesc și în Munții Pădurea Craiului și în Munții Codru-Moma.

b). Aria morfostructurală a flișului carpatic

Această arie se remarcă doar prin prezența rocilor sedimentare, de regulă consolidate, depuse în mai multe cicluri de sedimentare, apoi cutate și înălțate pe parcursul diferitelor faze ale orogenezei alpine.

Rocile sedimentare cele mai frecvente sunt: **conglomeratele, gresiile, marnele, șisturile argiloase și argilele**. Acestea sunt depuse în diferite faciesuri din ce în ce mai noi, de la interior spre exteriorul Carpaților. **FLIȘ** = o alternanță ritmică de roci sedimentare.

Flișul carpatic se remarcă prin prezența unor structuri majore în pânze de șariaj fiecare pânză având și un rol de unitate morfostructurală. Astfel, cea mai tipică arie de fliș o regăsim în Carpații Orientali, de la granița de nord a României până spre Valea Dâmboviței. În zona de la curbură, flișul carpatic îmbracă întreaga arie montană din Munții Vrancei până în cei ai Întorsurii, continuând și dincolo de Depresiunea Brașovului până în Bodoc, Baraolt și Perșani.

Principalele pânze de șariaj care se succed de la interior la exterior sunt **Pânza de Ceahlău, Pânza de Teleajen** (pânza flișului curbicortical) și **Pânza de Audia**, apoi **Pânza de Tarcău** și **Pânza de Vrancea**. Primele trei unități cu rang de pânză formează flișul intern, iar ultimele două formează flișul extern. Aceste unități îmbracă forma unor fâșii longitudinale mai înguste sau mai late, care practic se încheie în Valea Dâmboviței. În flișul intern, respectiv în Pânza de Ceahlău se individualizează trei masive carpatice care constituie tot atâtea inversiuni de relief. Cele trei masive sunt: **Ceahlău, Ciucaș-Zăganu, Bucegi**, toate constituite din conglomerate.

La vest de Valea Dâmboviței flișul practic dispare, iar rocile sedimentare reapar fragmentar în Munții Banatului și apoi în Munții Apuseni, fără a mai forma o zonă tipică de fliș.

c). Aria vulcanitelor neogene

Această arie s-a constituit pe parcursul Neozoicului, mai precis în Neogen, prin manifestări vulcanice care s-au desfășurat în trei cicluri:

- a) *Badenian*
- b) *Sarmațian Superior până în Pleistocenul Inferior*
- c) *Pleistocenul Superior până în Cuaternar*

Cele trei cicluri au presupus manifestări vulcanice efuzive care au avut ca rezultat formarea **celui mai lung lanț de munți vulcanici din Europa, astăzi stins!** Lanțul măsoară 400 de km și începe din afara granițelor țării, iar în țară este reprezentată prin ansamblul **Oaș, Igriș, Gutâi, Văratec** și se continuă în **Călimani, Gurghiu, Harghita**, cu unele prelungiri până în **Perșani**.

Inițial, vulcanismul s-a manifestat prin erupții submerse, edificându-se stratovulcani, iar ulterior au avut loc și erupții în mediul subaerian care au edificat aparate vulcanice de tip con care astăzi se regăsesc în constituția reliefului vulcanic din această zonă. Cel mai adesea, erupțiile au avut un caracter exploziv, motiv pentru care în relief se păstrează și astăzi forme de tipul **calderelor** (numite și caldeire, cratere imense de explozie urmate apoi de prăbușire).

Vulcanismul neogen din Munții menționați anterior a creat relieful vulcanic care se individualizează prin structuri vulcanice reprezentate prin intercalații de lave și aglomerate vulcanice. Tipurile majore de roci sunt **andezitele, dacitele și riolitele**, la care se adaugă și unele varietăți de **bazalte**. La acestea se adaugă aglomeratele vulcanice formate prin cimentarea parțială a produselor piroclastice cu **bombe, lapilli, cenușe**.

d). Aria vulcano-sedimentară

Această arie reprezintă o unitate de tranziție între cea a vulcanitelor neogene și cea a flișului carpatic. Această arie face legătura între aria vulcanică din Nord-Vest Orientalilor și partea de Vest a Orientalilor. Cuprinde Munții Țibleșului și Munții Bârgăului, care se unesc prin sudul Munților Rodnei. Tot din această arie face parte și porțiunea din sudul Munților Apuseni, respectiv din Munții Metaliferi.

Această arie se remarcă prin prezența rocilor sedimentare asemănătoare celor din fliș cu gresii, conglomerate, marne și argile, dar care s-au depus la vest de axul cristalin, la marginea bazinului transilvan și la marginea Depresiunii Maramureșului. Aceste roci sedimentare formează așa numitul **fliș transcarpatic**. Aceste formațiuni sedimentare au în interior, unele formațiuni vulcanice care s-au consolidat formând așa numitele **corpuri subvulcanice** (batolite, lacolite, sill-uri). Le găsim în Țibleș în două masive: **Hudin și Țibleș**. Aceste corpuri subvulcanice se află astăzi la zi, întrucât învelișul sedimentar a fost îndepărtat prin eroziune. O situație asemănătoare este întâlnită și în Munții Bârgăului, unde apar numeroase corpuri subvulcanice de tip con care formează un relief de **măguri**.

Aria vulcano-sedimentară mai este întâlnită și în Sudul Apusenilor mai ales în perimetrul Munților Metaliferi unde structura geologică este mai complexă și unde întâlnim atât corpuri subvulcanice cât și roci sedimentare sau metamorfice, efuziuni de lave cu aparate vulcanice de tip con, dar și cu lave bazice care au dus la formarea bazaltelor cu un relief foarte spectaculos, **relieful de orgi și coloane bazaltice**.

e). Aria depresiunilor intramontane

Înălțarea teritoriului carpatic nu a fost unitară, existând porțiuni în care înălțările și cutările au fost dublate de scufundări care au generat unele mici bazine tectonice care au fost ulterior invadate de apele mărilor. Aceste bazine tectonice s-au sedimentat și apoi s-au transformat în uscat pe parcursul Neogenului și al Cuaternarului.

Depresiunile intramontane sunt ca origine grupate în trei categorii:

a). **Depresiuni tectonice** marcate la capete de importante linii tectonice (falii). Asemenea depresiuni sunt: Depresiunea Maramureșului, Depresiunea Locvei, Depresiunea Petroșani, Depresiunea Hațeg, depresiunile de tip golf din Apuseni (Vad-Borod, Beiuș, Zarândului).

b). **Depresiuni tectonice și de baraj vulcanic:** sunt marcate de linii de falii, care au apărut și ca efect al apariției lanțului vulcanic. Cele mai tipice asemenea depresiuni sunt cele din Carpații Orientali, care formează un adevărat uluc depresionar. Fac parte din acesta Depresiunea Dornelor, Depresiunea Glodu, Depresiunea Drăgoioasa, Depresiunea Bilbor, Depresiunea Borsec, Depresiunea Giurgeului, Depresiunea Ciucului și Depresiunea Brașovului. **De aceste depresiuni se leagă resursele de ape minerale carbogazoase.**

c). **Depresiunile tectono-erozive** au caracter tectonic, dar prezintă și caracter eroziv, adică s-au creat și sub acțiunea factorilor externi. Cele mai numeroase sunt cele din Carpații Orientali și se regăsesc în aria flișului. Ex: Depresiunea Comănești, Depresiunea Plăieși, Depresiunea Întorsura Buzăului, Depresiunea Comandău, Depresiunea Ghelintă (între Munții Vrancei și cei ai Întorsurii), la care se adaugă alte mici depresiuni de tip **butonieră** care sunt dispuse pe formațiuni sedimentare mai moi (marne și argile) îndeosebi în zonele de confluență ale unor râuri. Cele mai tipice sunt cele de pe Valea Moldovei, precum Depresiunea de la Câmpulung-Moldovenesc, Vama, Frasin sau Humor.

3.1.2 Orogenul Nord-Dobrogean (Masivul Nord Dobrogean)

Masivul Nord Dobrogean reprezintă o unitate de tranziție de la orogen la platformă, întreaga regiune aflându-se în stadiul de cratogen. În Dobrogea de Nord se individualizează mai multe aspecte morfo-structurale și tectonice:

Munții Măcinului – reprezintă un rest din vechi munți hercinici. Aici structurile geologice sunt cutate cu două culmi anticlinale ce corespund în relief Culmilor Pricopanului și Niculițelului. Acest ansamblu este constituit din șisturi cristaline și din intruziuni de granite.

Dealurile Tulcei – constituie tot o veche arie de orogen care a fost afectată inclusiv de mișcările chimerice vechi. Acest ansamblu care se continuă până la marginea Deltei, este format dintr-un complex de roci, la zi apărând atât șisturi cristaline, dar și formațiuni sedimentare vechi, paleozoice, cât și mezozoice, în special calcare și dolomite.

La periferia regiunii se întâlnesc și loessuri, cât și alte formațiuni sedimentare rezultate în urma evoluției reliefului prin mecanisme de peneplenizare. În consecință, relieful este dominat de prezența unor înălțimi deluroase care îmbracă forma unor **inselberg-uri**.

Podișul Babadagului – reprezintă subunitatea cea mai apropiată de noțiunea de platformă. Este formată din roci sedimentare de vârstă mezozoică, calcarele având un rol dominant. Regiunea a fost afectată inclusiv de mișcările chimerice noi rezultând un vast sincliniu cu flancurile puternic deversate, ceea ce a generat în relief formarea unor abrupturi. Între Dealurile Tulcei și Podișul Babadagului se interpune Depresiunea Nalbant formată din depozite mai noi, loessurile având o răspândire deosebită.

3.1.3 Unitatea pericarpatică

Unitatea pericarpatică corespunde ca relief Subcarpaților. Această unitate s-a format pe parcursul ultimelor faze ale cutărilor din ciclul alpin (moldavă, atică, rodanică și valahă). Se remarcă prin existența structurilor cutate care au afectat roci sedimentare asemănătoare celor din flis, respectiv: conglomerate, gresii, marne, șisturi argiloase și argile. Aceste roci sunt mai noi față de cele din flis, de vârstă miocenă.

Structura este cutată și presupune existența unor sinclinale și anticlinale mult mai largi, numite **sinclinoii și anticlinoii**. În Subcarpații Moldovei se remarcă adaptarea reliefului la structura geologică în sensul în care pe sinclinoii se grefează depresiuni subcarpatice, iar pe anticlinoii se dispun culmile deluroase subcarpatice. Principalele depresiuni sunt: Ozana-Topolița (Neamțului), Cracău-Bistrița și Tazlău-Cășin. Aceste depresiuni situate la contactul cu muntele sunt închise la exterior de culmi și dealuri subcarpatice: Depresiunea Ozana-Topolița este închisă de Culmea Pleșului, Depresiunea Cracău-Bistrița este închisă de Dealurile Stânca-Serbești, iar Depresiunea Tazlău-Cășin este închisă de Culmea Pietricica Bacăului.

Aria subcarpatică se remarcă și prin prezența formațiunii salifere în punctele cu sâmburi de sare remarcându-se structura în cute diapire: Bălățești, Tazlău, Târgu Ocna, unde apar și ape minerale cloro-sodice.

În Subcarpații de Curbură structura geologică se complică, motiv pentru care apar două sau chiar trei șiruri de depresiuni care sunt închise la exterior de două sau trei șiruri de borduri deluroase.

În ariile de apariție a pintenilor de flis (Drajna-Chiojdu și Vălenii de Munte), la marginea ariei montane se dezvoltă mici depresiuni de contact. În general se dispun două șiruri de depresiuni, depresiuni interne limitate la exterior de dealuri înalte, urmate apoi de depresiuni intracolinare (externe) limitate de al doilea șir de dealuri, numite dealuri externe. De ex: pe Șușița s-a format ca depresiune internă Depresiunea Soveja, iar pe Putna Depresiunea Vrancei. Acestea sunt închise de dealurile înalte Oușorul, Răchitaș și Răiuți.

Ca depresiuni intracolinare menționăm pe Șușița Depresiunea Câmpuri, iar pe Putna Depresiunea Vidra, închise la exterior de al doilea șir de dealuri - Platforma Zăbrăuți și Măgura Odobești.

Subcarpații Getici sunt cei mai noi. Sunt oarecum asemănători cu Subcarpații de Curbură, cu două șiruri de depresiuni și două șiruri de dealuri. În această regiune se individualizează două sectoare: un sector la Est de Olt, unde rețeaua hidrografică foarte densă a fragmentat foarte mult bordurile deluroase, rezultând un relief derivat numit **relief de muscele** (Muscelele Argeșului, Muscelele Câmpulungului). La Vest de Olt, până la Motru, situația este mai simplă, cu individualizarea unor depresiuni interne, lipite de munte, dar și depresiuni intracolinare, unele foarte mari (Depresiunea Tg. Jiu- Câmpu Mare este închisă la exterior de Dealul Bran).

3.1.4 Depresiunea Colinară a Transilvaniei

Reprezintă un imens bazin intramontan situat între Carpații Orientali, Meridionali și Apuseni. A apărut ca bazin de scufundare la finele Cretacicului ca efect al fazei orogenetice laramice. În urma scufundării, bazinul transilvan a fost invadat de apele marine care s-au păstrat în cea mai mare parte a Paleogenului și în prima parte a Neogenului (Lacul Transilvan). În acest lac transilvan s-au depus sedimente de vârstă neozoică, iar prin mișcări neotectonice pozitive, spre finele Neogenului, respectiv în Miocen se realizează exondarea teritoriului și formarea ca uscat a acestei regiuni.

Depresiunea Colinară a Transilvaniei se remarcă printr-un fundament de tip carpatic vechi, intens fragmentat tectonic peste care se succede o cuvertură sedimentară cu apariția la zi a unor nivele de gresii, conglomerate, marne, argile și nisipuri, dar și cu intercalatii de tufuri vulcanice. Structura geologică presupune existența mai multor situații:

A. Structura în domuri – se regăsește în partea centrală, respectiv în sud și în Podișul Tarnavelor. Relieful se adaptează la această structură, dar uneori apar și inversiuni de relief când unele cursuri de apă taie perpendicular domul. Se formează diferite depresiuni de tip butonieră, flancate de custe față în față (în oglindă).

B. Structura în cute diapire – se regăsește pe flancurile bazinului transilvan sub forma a două fâșii semicirculare, cea mai tipică este fâșia vestică care începe la Dej, continuând spre Ocna-Turda, Ocna-Mureș și Ocna Sibiului, iar în est Praid-Sovata. Prin topirea sămburilor de sare apar inversiuni de relief, respectiv depresiuni de mai mare (Depresiunea Praid) sau mai mică avengură (Depresiunea Ocna Sibiului).

C. Structura monoclinală reprezintă o structură ușor înclinată a stratelor sedimentare cu cea mai tipică expresie în Podișul Someșan, unde apar două situații:

- stratele dispuse monoclinal spre pe interiorul bazinului, formându-se un relief de custe în evantai, ca în Dealurile Clujului și Dejului unde fruntea custeii privește spre Valea Almașului, iar reversul spre Someșul Mic;
- în partea de nord a Podișului Someșan, în Dealurile Năsăudului, Suplaiului și Ciceului, unde rețeaua hidrografică fragmentează foarte mult structurile monoclinale generând un relief de muscele (Muscelele Năsăudului).

3.1.5 Dealurile de Vest și Câmpia Tisei

Această unitate a rezultat ca efect al cutărilor din faza orogenetică laramică. Astfel, la vest de Carpații Occidentali, prin scufundare a rezultat un vast bazin de sedimentare care progresiv a fost umplut cu sedimente de vârstă neozoică. Scufundarea a început în compartimentul nordic: Dealurile Silvaniei și Câmpia Someșului, fapt atestat de prezența unor roci sedimentare de vârstă paleogenă, în timp ce în partea centrală depozitele sunt mai noi, scufundarea realizându-se în Miocenul inferior pentru ca în partea extrem sudică această scufundare să se realizeze în Badenian.

În bordura deluroasă, la zi domină depozitele de vârstă mio-pliocenă, în timp ce în Câmpia Tisei la zi află depozite cuaternare. Această unitate este formată în cea mai mare parte din roci sedimentare, iar pentru unitatea de câmpie formațiunile cuaternare sunt de regulă neconsolidate (argile, nisipuri, luturi, loessuri). Local, în Dealurile de Vest apar și roci metamorfice ca în Culmea Codrului, Măgura Șimleului, Dealurile Năsăudului, Dealurile Pogănișului și Buziașului. Eventual, local pot să apară și intruziuni vulcanice.

Structura geologică este de tip tabular în unitatea de câmpie, în timp ce în bordura deluroasă sunt frecvente structuri monoclinale, dar foarte frecvent aceste roci sedimentare sunt acoperite și de formațiuni piemontane (pietrișuri și nisipuri) cum este cazul Dealurilor Lipovei.

3.2 Unitățile structurale ale zonei de platformă

Zona de platformă deține aproximativ 35% din teritoriul României fiind dispusă la exteriorul arcului carpatic, în estul, sudul și sud-estul țării noastre.

Zona de platformă se caracterizează prin două entități, respectiv printr-un **soclu (fundament)** și o **cuvertura sedimentară**. Fundamentul tuturor ariilor de platformă reprezintă vechi arii de orogen ajunse în stadiul de peneplenă și ulterior scufundate și metamorfozate. Din punct de vedere litologic soclul este constituit din roci metamorfice cu intruziuni magmatice de tip granitic. Cuvertura sedimentară s-a format prin depunerea de sedimente în mediul marin în mai multe cicluri de sedimentare.

Principalele unități de platformă sunt:

3.2.1 Platforma Moldovenească

3.2.2 Platforma Valaha

3.2.3 Platforma Dobrogei de Sud

3.2.4 Platforma Dobrogei Centrale

3.2.5 Delta Dunării

3.2.1 Platforma Moldovenească

Platforma Moldovenească este situată în estul României, la est de Carpații Orientali și de Subcarpații Moldovei. Pe această unitate morfo-structurală se suprapune ca unitate de relief Podișul Moldovei, care are un **fundament diferit**. Astfel, pentru jumătatea de nord fundamentul este dat de așa numita Platformă Moldovenească care constituie extremitatea estică a platformei Est-Europene. Acest fundament se înclină ușor de la est spre vest intrând sub microplaca carpatică. La sud de linia Bacău-Plopana-Fălciu acest fundament nu a mai fost interceptat în foraje fiind scufundat și situat la o adâncime mult mai mare. Probabil este vorba de un fundament scitic, iar aria în cauza este denumită și **Depresiunea Bârladului**.

Partea terminal sudică prezintă un fundament asemănător cu orogenul Nord-Dobrogean fiind vorba despre așa-zisa **Depresiune Predobrogeană**.

Cuvertura sedimentară s-a depus pe parcursul a trei cicluri, cel mai important fiind ultimul, de vârstă mio-pliocenă. Formarea ca uscat s-a realizat progresiv prin retragerea de la N-NV spre S-SE a apelor Mării Sarmatice. Prin retragerea apelor, la zi au ramas roci din ce în ce mai noi cu cât ne îndreptăm spre sud. Așadar, la zi apar în nord și centru roci de vârstă sarmatică pentru ca mai apoi din centru spre sud la zi să apară roci caracteristice Pliocenului, cele mai noi formațiuni fiind de vârstă cuaternară (în sudul extrem al Podișului Moldovei).

Dintre rocile la zi menționăm marne și argile în intercalație cu nivele de nisipuri. În jumătatea de nord se întâlnesc frecvent și nivele de gresii și de calcare sarmatice. În jumătatea de sud, respectiv în sudul extrem al Colinelor Tutovei și în nordul Câmpiei Covurluiului apar și formațiuni piemontane de pietrișuri și nisipuri. Cele mai noi roci sunt loessurile din Câmpia Întăită a Covurluiului.

Structura geologică: în Podișul Moldovei domină accentuat o structură monoclină cu stratele ușor înclinate în sensul retragerii apelor Mării Sarmatice. Această înclinare este de 4 până la 8 m pe verticală la mia de metri pe orizontală, rar ajungându-se până la 12 la mie. În funcție de tipul de rețea hidrografică, relieful caracteristic structurilor monoclinale este cel de cuestă.

3.2.2 Platforma Valahă

Platforma Valahă este situată în sudul României, fiind caracteristică pentru Câmpia Română și pentru jumătatea de sud a Podișului Getic. Pentru aceasta unitate **fundamentul** este dat de Platforma Valahă care reprezintă partea terminal nordică a Platformei Moesice. Fundamentul prezintă o înclinare ușoară de la sud spre nord intrând sub Carpații Meridionali. În Sud, pe Dunăre, fundamentul este situat la câteva sute de metri, iar pe actualul spațiu al Podișului Getic se găsește la circa 8000-9000 m.

Cuvertura sedimentară s-a depus în mai multe cicluri însă pentru relieful actual prezintă importanță doar depozitele de vârstă cuaternară care s-au depus în fostul Lac Getic. În această unitate de

platformă sunt specifice la zi roci sedimentare neconsolidate, în special de tipul argilelor la care se adaugă pietrișuri și nisipuri (nisipuri de Frățești, Mostiștea). Cel mai bine reprezentate sunt loessurile care în partea de est a Câmpiei Române ating grosimi de 30-40 m (Bărăgan). Argilele sunt depuse în mediul lacustru, iar loessurile în mediul subaerian.

Structura geologică este de tip tabular cu strate sedimentare orizontale însă în cazul loessurilor este vorba despre o structură specifică depozitelor de origine eoliană, în timp ce în cazul nisipurilor de la vest de Olt sau a celor de pe dreapta râurilor Buzău, Călmățui și Ialomița, se dezvoltă structuri încrucișate fiind vorba de un relief de dune, pe nisipuri.

3.2.2 Platforma Dobrogei de Sud

Platforma Dobrogei de Sud este constituită dintr-un **fundament** foarte vechi unde a apărut probabil cel mai vechi uscat de pe teritoriul României. Acest fundament, constituit pe parcursul orogenezelor precambriene, a fost acoperit în mai multe rânduri de ape mărilor realizându-se o **cuvertură sedimentară** cu roci diferite. Astăzi, la zi, apar formațiuni mezozoice (calcare și cretă) pe Valea Carasu sau în unele văi tributare Dunării, la care se adaugă calcare de vârstă sarmațiană. Cea mai mare parte a teritoriului este constituită din depozite cuaternare de loess. **Structura geologică** este tabulară, motiv pentru care se dezvoltă vaste platouri separate de vai adânci cu aspect de micro-canyon.

3.2.3 Platforma Dobrogei Centrale

Această platformă este clar delimitată de o serie de linii tectonice de tip falie, precum sunt faliile Peceneaga-Camena și Capidava-Ovidiu. **Fundamentul** acestei unități de platformă este foarte vechi fiind realizat în urma orogenezei baicaliene, dar ulterior aici s-a manifestat și orogeneza caledonice. Din vechile cordiliere caledonice nu se mai păstrează nimic în relief, însă la zi apar din loc în loc roci metamorfice cutate în orogeneza baicaliană (șisturile verzi din Podișul Casimcei).

Cuvertura sedimentară s-a depus în mai multe cicluri însă la zi apar și formațiuni mai vechi, respectiv de vârstă jurasică și cretacică. Este vorba în special de prezența calcarelor de vârstă jurasică din Podișul Istriei. Cele mai noi depozite sunt și aici cele de natură loessoidă. Așadar, sub aspect structural situația este mai complexă întrucât apar și structuri cutate ca în cazul șisturilor verzi, dar și structuri tabulare pentru depozitele sedimentare noi.

3.2.4 Delta Dunării

Delta Dunării este cel mai nou teritoriu al țării noastre, format într-o arie de scufundare de la nord de falia Sf. Gheorghe-Oancea. Aici orogenul Nord Dobrogean a suferit o scufundare puternică formându-se Depresiunea Predobrogeană.

Teritoriul acesta a fost ocupat în nenumărate rânduri de ape marine, dar pentru formarea Deltei interesează în primul rând etapa Cuaternară. Pe finele Cuaternarului aici funcționa un imens Golf al Mării Negre, care progresiv a fost intens sedimentat cu aluviuni aduse de Dunăre. Astfel, în momentul actual, Delta este în plin proces de evoluție fiind constituită din formațiuni fluvio-maritime, rocile dominante fiind argilele, mâlurile și nisipurile.

Relieful pozitiv este format din grinduri fluviale și fluvio-maritime, ultimele din ce în ce mai noi odată cu apropierea de linia de țărm. Se păstrează însă și marturii ale uscaturilor mai vechi - formațiunile din grindul Chiliei.

4. Relieful României component esențial și factor de control al sistemului fizico-geografic

4.1 Trăsături generale ale reliefului României

A. Relieful României este unitar în diversitate: Este unitar întrucât se desfășoară într-un spațiu predefinit numit spațiul carpato-danubiano-pontic. Este extrem de diversificat într-o țară relativ mică, în România regăsindu-se toate treptele majore de relief de pe Terra: țărmul mării, lunci, delte, unități de câmpie, dealuri și podișuri, munți vulcanici stinși și munți care culminează cu un relief alpin.

B. Dispunerea reliefului în trei mari trepte: o treaptă de câmpie cu altitudini între 0 și 200 de metri, dar existând și unități de câmpie cu altitudini de circa 300 de metri; apoi, o treaptă intermediară caracteristică dealurilor și podișurilor cu altitudini între 200 și 700 de metri; treapta montană cu altitudini în medie de peste 700 de metri.

C. Dispunerea radier concentrică a celor trei mari trepte de relief: în partea centrală a țării se dispun Carpații, care au forma aproximativă a unui inel. Inelul carpatic constituie coloana vertebrală a reliefului României, fiind urmat de un semi-inel deluros care începe de la granița nord a României, se continuă prin estul, sudul și vestul României. În interiorul inelului carpatic se află o vastă arie depresionară cu un relief de podiș. La periferia țării se dispune un semi-inel cu un relief de câmpie.

D. Proporționalitatea reliefului întrucât cele trei mari trepte majore de relief prezintă ponderi aproximativ egale: treapta de câmpie cu altitudini de sub 200 de metri ocupă circa 38% din suprafața țării, treapta de podiș circa 40% și treapta montană 22%. Aceasta proporționalitate rezultă din faptul că aria montană deține și unități cu altitudini sub 700 de metri (Munții Oașului, Munții Dognecei, Munții Locvei).

E. Complexitatea celor trei mari trepte de relief întrucât funcționalitatea întregului sistem derivă din transferul de materie din treptele înalte spre cele joase.

4.2 Trăsături morfometrice ale reliefului României

Orice relief poate fi analizat prin prisma morfometriei, a morfografiei și a tipologiei reliefului.

Morfometria – trăsăturile care pot fi cuantificate prin măsurători.

Morfografia – are în vedere aspectul reliefului, modul în care este configurat.

Aceste elemente sunt preluate apoi în analiza unor tipuri de relief care înglobează o serie de forme de relief rezultate în urma intervenției unor procese de natură chimică, fizică etc.

Principalele trăsături morfometrice sunt:

4.2.1 Altimetria (hipsometria)

4.2.2 Energia de relief

4.2.3 Densitatea fragmentării reliefului

4.2.4 Panta sau declivitatea

4.2.5 Expoziția

4.2.1 Altimetria

Relieful României se întinde într-un ecart altitudinal de 2544 de metri, având o altitudine minimă de 0 m la țărmul Mării Negre și una maximă de 2544 în Vârful Moldoveanu. Altitudinea medie a reliefului în țară noastră este de **420 de metri**, dar valorile sunt diferențiate pe mari trepte de relief.

În unitățile de câmpie altitudinea medie este cuprinsă între **100 și 150 de metri**, dar există subunități în care valorile altitudinale medii sunt de sub 100 de metri.

În treapta deluroasă și de podiș altitudinea medie este de **345 de metri**, dar în general se operează la acest nivel cu două subdiviziuni, în general dealuri și podișuri joase în care altitudinea maximă nu depășește 500 de metri, iar altitudinea medie este în jur de 200-250 de metri și dealuri și podișuri înalte cu altitudini maxime de peste 500 de metri care pot atinge chiar 1000 de metri și care au o altitudine medie de 500-600 de metri.

Cea mai mare complexitate se regăsește în domeniul montan, unde altitudinea medie este de **840 de metri**. Această valoare este neuniformă, cea mai mare altitudine medie fiind în Meridionali – 1135m, după care urmează Orientalii – 950m și în final Occidentalii – 655m altitudine medie. Treapta montană deține 22% din suprafața țării, cu altitudini de peste 700 de metri. Munții cu altitudini de peste 1000 de metri reprezintă 10% din total, în timp ce munții cu altitudini de peste 2000 de metri (domeniul alpin) reprezintă doar 1% din suprafața țării.

4.2.2 Energia de relief

Reprezintă diferența de nivel dintre altitudinea minimă și cea maximă. În general se utilizează energia maximă de relief, dar relevantă este și energia medie. Valorile energiei medii cresc constant din treapta de câmpie spre cea montană. Astfel, în treapta de câmpie valorile energiei medii sunt situate constant sub 150 m, în treapta deluroasă valorile cresc, fiind în jurul a 250 m pentru dealurile și podișurile joase, urcând până la 400 de m în dealurile înalte. Valorile cele mai mari sunt întâlnite în aria montană, unde în munții josi energia medie este de circa 500 m, dar ajunge până la 1000 m în munții cei mai înalți.

4.2.3 Densitatea fragmentării reliefului

Se calculează raportând lungimea liniară a rețelei hidrografice la unitatea de suprafață și rezultă densitatea rețelei hidrografice. În cazul densității fragmentării reliefului se iau în calcul și cursurile de apă temporare plus toate inflexiunile negative de relief prin care apă se scurge ocazional în urma unor precipitații bogate.

Densitatea fragmentării reliefului are valori diferite, dar care cresc de la câmpie spre aria montană. În general, în domeniul montan înalt, respectiv în munții cristalini și vulcanici, valorile ating frecvent 4-5 km/km², în timp ce în câmpie valorile sunt de regulă subunitare, fiind foarte mici, ca în cazul câmpiilor tabulare (valori până la 0,1 km/km²).

În treapta deluroasă se înregistrează valori intermediare, fiind situate de regulă în jurul valorii unitare.

4.2.4 Declivitatea

Reprezintă gradul de înclinare al suprafeței topografice față de orizontală (se măsoară în procente sau grade). Pentru teritoriul României valorile pantei oscilează într-un spectru foarte larg, fiind cuprinse între 0 și 90°. În treapta de câmpie valorile declivităților sunt cuprinse între 0 și 5° cu valori care tind spre 0° în câmpiile tabulare și 3-5° în sectoarele de câmpie piemontană. În treapta deluroasă și de podiș suprafețele în pantă ocupă aproximativ 50% din întreg spațiul. Astfel, suprafețele în pantă aparțin versanților, iar categoria de pantă cea mai frecventă este cea între 10-12°. În această treaptă se dispun și suprafețe mai slab înclinate, cum ar fi glacisuri, terase, șesuri, dar sunt frecvente și suprafețele cu pante mai mari de 10-12° ca în cazul versanților puternic înclinați. În treapta montană suprafețele în pantă dețin în general între 75 și 80% din teritoriu. În aria montană declivitatea crește, categoria cea mai larg întâlnită fiind cuprinsă între 15 și 30°. În domeniul montan se dispun și suprafețe cu pante mai mici de 15°, ca în cazul glacisurilor, culmilor montane și largi, pe unele suprafețe structurale s.a. În zona

montană în unele cazuri pantele ajung la 60-70° ca în cazul abrupturilor, iar uneori valorile depășesc 70° ca în cazul pereților care mărginesc sectoarele de chei.

4.3 Trăsături morfografice ale reliefului României

Trăsăturile morfografice sunt diferențiate pe trepte de relief, complexitatea crescând la fel de la câmpie spre aria montană. În aria montană acestea se diferențiază în funcție de nivelul altimetric.

4.3.1 Trăsături morfografice ale munților înalți

În **Munții înalți**, cu altitudini de peste 2000 de metri, relieful poartă trăsături alpine, principalele aspecte ale formelor de relief fiind următoarele:

- **crestele alpine** – situate la partea superioară a reliefului, foarte înguste, de multe ori zimțate și foarte dificil de parcurs. Pot fi unitare, cu lungimi impresionante, așa cum este creasta principală a Făgărașului (peste 60 km lungime). Din creasta principală se dezvoltă crește secundare, motiv pentru care pot să apară așa numitele **creste penate**. În majoritatea cazurilor se dezvoltă însă crește alpine ramificate (Munții Rodnei, Parâng, Retezat). Peste nivelul crestelor se dezvoltă vârfuri ascuțite de formă piramidală care se comportă ca martori de rezistență litologică. Porțiunile mai joase de la nivelul crestelor poartă denumirea de strungi sau **custuri**. Crestele alpine se sprijină pe versanți foarte puternic înclinați ce sunt cunoscuți sub denumirea de **abrupturi**.

La baza abrupturilor, prin dezagregare și mobilizare gravitațională, iau naștere unele forme de racord cunoscute sub denumirea de trene sau **grohotișuri**. Aceste trene își au baza pe unele forme de eroziune glaciară, cum sunt **circurile glaciare**.

- alte forme sunt cele legate de prezența câmpurilor de pietre, uneori aranjate haotic, formând mări sau haosuri de pietre.

4.3.2 Trăsături morfografice ale munților joși și mijlocii

În Munții joși și mijlocii cu altitudini sub 2000 de metri trăsăturile morfografice poartă amprenta influențelor tectono-structurale.

a). **Culmile montane** – îmbracă aspecte diferite, diferențiate după lungime, formă, înclinare. Se grefează în lungul unor anticlinale. Se constată o adaptare de relief la structura geologică. Culmile montane pot fi: lungi sau scurte, largi sau înguste sau situate la același nivel altitudinal. Culmile montane sunt caracteristice ariei cristaline: Munții Suhard, Munții Bistriței, dar cea mai mare reprezentare o au în zona de fliș: Culmea Goșman, Muntele Lung (Tarcău).

b). **Vârfurile montane** – sunt situate în lungul culmilor funcționând ca martor de rezistență litologică. Îmbracă o gamă largă de aspecte:

- vârfuri ascuțite (piramidale) condiționate de roci dure;
- vârfuri rotunjite (cupolă) apar în munții cristalini: Vârful Giumalău sau vârfuri din aria de fliș.

c). **Versanții** – ocupă peste 75% din întreaga arie montană și îmbracă o gamă variată de aspecte, caracterizați prin lungime, înclinare, formă.

- versanți lungi sau scurți;
- versanți slab sau puternic înclinați;
- versanți liniari;
- versanți concavi;

- versanți convecși.

d). **Văile** – sunt diversificate în funcție de structura geologică, putând fi:

- văi sinclinale;
- văi diagonale;
- văi transversale.

De asemenea, se pot întâlni și văi tectonice, instalate pe linii tectonice (de falie). Văile carpatice pot fi după formă:

- văi înguste (văi mici în care elementele constitutive sunt slab conturate, prezintă albie minore, sunt lipsite de terase);
- văi largi (care prezintă albie majore bine dezvoltate însoțite de terase).

În diferite condiții, când traversează structuri și roci dure îmbracă aspecte particulare:

- prezența **defileelor** (defileele sunt îngustări pronunțate ale văilor cu declivități mari fiind frecvente în toate ariile morfostructurale cu roci cristaline: Defileul Oltului)
- prezența **cheilor** – cheile sunt sectoare înguste de vale cu versanții foarte apropiați și puternic înclinați. Ele se dezvoltă pe roci calcaroase: Cheile Bicazului, Cheile Nerei. Rar, se dezvoltă chei și pe roci metamorfice: Cheile Bistriței (Zugreni).

e). **Pasurile și trecătorile** – pasurile sunt ariile coborâte dintre două masive montane prin care se asigură trecerea. Trecătorile sunt locuri joase de trecere între două unități fizico-geografice traversate de două cursuri de apă. De exemplu: Turnu Rosu-Cozia, Toplița-Deda. Prezența pasurilor și trecătorilor deosebesc Carpații de alte lanțuri cu caracter alpin. De asemenea, Carpații sunt intens populați și umanizați.

f). **Depresiunile intramontane** – Carpații se caracterizează prin multitudinea depresiunilor intramontane. Sunt peste 300 de depresiuni, de la cele foarte mici de tip butonieră, până la depresiuni foarte mari, tectonice și de baraj vulcanic sau tectono erozive (Comănești).

4.4 Trăsături morfografice ale Subcarpaților

Trăsăturile morfometrice ale Subcarpaților se simplifică fiind legate de principalele aspecte tectono-structurale.

Principalele forme sunt culmile și dealurile subcarpatice la care se adaugă depresiunile subcarpatice.

Culmile subcarpatice sunt foarte bine reprezentate în Subcarpații Moldovei, așa cum este cazul Culmii Pleșului, Dealului Lung sau Culmii Pietricica Bacăului. În Subcarpații de Curbură și cei Getici, culmile subcarpatice sunt secționare de către rețeaua hidrografică rezultând dealuri subcarpatice interne sau externe cu altitudini diferite, uneori atingând 1000 de metri. În anumite sectoare, datorită fragmentării intense apare așa-numitul relief de mușele.

Depresiunile se grefează de regulă pe vaste anticlinorii, putând fi depresiuni interne (intracolinare) sau externe.

Între culmi și depresiuni se dezvoltă **versanți** care îmbracă diferite forme, dar care în aria subcarpatică sunt afectați de cele mai intense procese geomorfologice: eroziune în suprafață, în adâncime și alunecări de teren. Versanții sunt extrem de degradați, înregistrându-se stadiul de **badlands**.

Principală trăsătură a Subcarpaților rămâne prezența unui șir de depresiuni lipite de munte, delimitate la exterior de un șir de dealuri și culmi deluroase subcarpatice. În aria Subcarpaților de Curbură și Subcarpaților Getici se individualizează un al doilea șir de depresiuni numite depresiuni intracolinare separate de un al doilea aliniament deluros, uneori marcat de prezența unor structuri monoclinale sau de existența unor formațiuni cu caracter piemontan (Măgura Odobești). Local, morfologia este amplificată de prezența unor **pintenii de fliș** (Ivănețu, Drajna-Chiojd).

4.5 Trăsături morfografice ale unităților deluroase și de podiș

Aceste unități de relief prezintă trăsături morfografice specifice, condiționate tot de structura geologică și de litologie.

Dealurile de Vest se remarcă printr-o bordură deluroasă situată la periferia vestică a Occidentalilor, constituită din roci diferite, începând cu cele de natura metamorfică (Culmea Codrului, Măgura Șimleului, Dealurile Buziașului și Pogănișului sau parțial în Dealurile Năsăudului). Cel mai adesea, această bordură deluroasă este formată din roci sedimentare de vârstă neogenă, acoperite sau nu de formațiuni cu caracter piemontan (Dealurile Lipovei).

Bordura deluroasă este intens fragmentată de rețeaua hidrografică generând subunități de relief, precum: Dealurile Silvaniei, Dealurile Crișene sau Dealurile Bănățene. De regulă, altitudinea acestor dealuri scade de la contactul cu muntele spre trecerea la Câmpia Tisei.

În **Depresiunea Colinară a Transilvaniei** aspectele morfografice se grupează în funcție de poziția în cadrul acestei mari unități. La exteriorul depresiunii, la contactul cu munții, cea mai tipică formă este dată de prezența unor *depresiuni submontane* (în sud, Depresiunea Făgăraș, Sibiu și Culoarul Apoldului, în sud-vest largul culoar Mureș-Arieș-Strei, iar în nord Depresiunea Lăpușului). În toate aceste depresiuni sunt foarte bine reprezentate formele reliefului fluvial cu *șesuri aluviale* (lunci) largi, terase, glacisuri și apoi piemonturi la marginea muntelui. În partea de est a Depresiunii Colinare a Transilvaniei apare o situație asemănătoare cu cea din Subcarpații interni sau externi ai Transilvaniei. Cauza o reprezintă prezența unor depresiuni lipite de munte (Depresiunea Homoroadă, Depresiunea Odorhei, Depresiunea Praid, Depresiunea Ruși-Munți, Depresiunea Livezi).

Aceste depresiuni sunt limitate spre Bazinul Transilvan de o serie de dealuri înalte cu altitudini care ating 1000 de metri (Dealurile Râtu, Glod, Șieului, Cetății), iar după aceste dealuri, la limita Podișului Transilvaniei apar și unele depresiuni mai mici precum Depresiunea Rupea, Depresiunea Gurghiu etc.

În partea centrală a depresiunii se dezvoltă un relief de podiș în care se individualizează trei subunități majore: **Podișul Târnavelor, Câmpia Transilvaniei, Podișul Someșan**. Denumirea acestor unități se realizează în concordanță cu tipul de fragmentare: deluroasă în Dealurile Târnavelor, apoi fragmentare colinară în Câmpia Transilvaniei și de podiș în Podișul Someșan, datorită structurilor monoclinale.

Unitățile principale de relief sunt separate de văi largi care generează adevărate culoare, ca în cazul Someșului Mare și Mic, Culoarul Mureșului, cât și Culoarul Târnavei Mici și Mari.

Podișul Moldovei reprezintă cea mai importantă arie de podiș a României și cea mai tipică. Aspectele morfografice diferă în funcție de geneză, dar și în funcție de structura geologică și litologică.

Principalele subunități sunt : **Podișul Sucevei, Câmpia Colinară a Jijiei și Podișul Bârladului.**

Podișul Sucevei: la limita cu Obcinele Bucovinei și mai apoi cu Subcarpații Moldovei se poziționează Podișul Piemontan, unde formațiunile sedimentare cu o structură monoclină sunt acoperite de formațiuni piemontane. Aceste formațiuni piemontane au fost fragmentate de rețeaua hidrografică, păstrându-se local sau insular în relief, în special la ieșirea principalelor râuri din aria montană: Ciungi, Boiștea-Blebea, Corn, Mărgineni-Runc, Piemontul Hâncești.

În Podișul Sucevei se menține o fragmentare tipică de podiș, în care în principalele subdiviziuni, în relief apar platouri cu caracter structural și petrografic, asau cum sunt cele din Dealurile Dragomirnei sau din Podișul Fălticenilor, cât și la est de Siret în Dealul Mare-Hârlau.

Prezența unor văi subsecvente determină și apariția reliefului de cueste, ca în Podișul Fălticenilor.

În **Câmpia Colinară a Jijiei** se menține o fragmentare de tip colinar în care nivelul general al reliefului este cu circa 200 de metri mai jos decât în Podișul Sucevei. Faptul este explicat prin eroziunea mai pronunțată în cazul rocilor mai moi, marno-argiloase. În relief păstrându-se câmpuri interfluviale cu

caracter sculptural, la care se adaugă un relief de cueste cu frunți degradate prin procese geomorfologice. Văile sunt largi, cu șesuri aluviale foarte bine dezvoltate.

Această unitate este delimitată în nord de o bordură deluroasă mai înaltă (Dealurile Ibăneștilor), iar în partea centrală se individualiză Dealurile Copălău-Cozancea-Gurânda, care separă această subunitate în două compartimente: nordul este drenat de Jijia și afluenții sai, iar sudul este drenat de Jijia și Bahlui.

Podișul Bârladului păstrează cele mai tipice aspecte ale reliefului de podiș dezvoltat în structuri monoclinale.

În jumătatea de nord, respectiv în Podișul Central Moldovenesc sunt caracteristice platourile cu caracter structural, cum sunt cele din zonele Repedea-Păun, Șcheia-Ipatele, dar și formele reliefului asimetric de cueste. Astfel, sunt prezente mari fronturi de cuestă, așa cum sunt cele din Coasta Iașilor, apoi mai la sud Coasta Bârladului Superior, Racovei, Lohanului.

În jumătatea de sud domină formele reliefului sculptural, îndeosebi de eroziune cu platouri și interfluvii mai largi sau mai înguste, precum cele din Colinele Tutovei, la care se adaugă versanții afectați de eroziune în suprafață și în adâncime (cu numeroase ravene), dar și formațiuni piemontane ca în Piemontul Poiana Nicorești sau depozite loessoide ca în Câmpia Înaltă a Covurluiului.

În tot Podișul Bârladului văile sunt largi, cea mai tipică vale fiind cea a Bârladului. Podișul Moldovei este străbătut aproximativ de la nord la sud de Valea Siretului, care își creează prin eroziune, transport și acumulare un larg culoar asimetric cu o luncă foarte largă, în special aval de confluența cu Moldova, cu terase foarte bine dezvoltate pe partea dreaptă.

Podișul Piemontan Getic prezintă trăsături apropiate de podișurile cu o structură monoclină, dar care suportă și formațiuni piemontane.

Rețeaua hidrografică a fragmentat suprafața inițială, rezultând o serie de suprafețe derivate cunoscute sub denumirea de **platforme**. De la est spre vest avem: Piemontul Căndești, Argeșului, Cotmeana, Oltețului, Jiului, Strehaiei și mai apoi Bălăciței. Astfel, râurile secundare au separat o serie de interfluvii mai largi sau mai înguste care scad în altitudine de la nord la sud și de la est spre vest. Forma acestor suprafețe interfluviale este triunghiulară cu vârful spre sud dacă rețeaua hidrografică este convergentă (platforma Argeșului) sau generează suprafețe trapezoidale, cu baza mare îndreptată spre sud dacă rețeaua hidrografică este divergentă ca în Platforma Cotmeana.

Văile sunt adânci și bine dezvoltate constituind locul predilect pentru amplasarea localităților. Întreg Podișul Getic se termină în sud printr-un abrupt morfologic care delimitează subunitatea de Câmpia Română.

4.6 Trăsături morfografice ale unităților de câmpie

În Câmpia Tisei și Câmpia Română domină formele reliefului de acumulare rezultat după ce lacurile cuaternare s-au retras din aceste teritorii. În funcție de condițiile generale de formare, principalele trăsături morfografice se grupează oarecum diferit.

La contactul cu treapta deluroasă și de podiș se individualizează **câmpii piemontane** mai înalte, ușor înclinate formate din pietrișuri și nisipuri.

În proximitatea acestora se dezvoltă o a doua categorie a câmpiei, de **subsidență**, rezultată prin mișcări negative, ceea ce contribuie la o sedimentare activă și îndelungată. (Câmpii piemontane: Pitești, Târgoviște, Ploiești, Focșani, Buzău, Câmpia Tisei). Aceste câmpii sunt joase, mlăștinoase, uneori prezentând și cursuri de apă divagate (ex: în Câmpia Română: Titu, Gherghiței, Săratei, Buzăului Inferior, Câmpia Siretului Inferior; în Câmpia Tisei: Crișurilor, Someșului).

Un alt element morfografic reprezentativ este întâlnit în câmpiile tabulare dezvoltate în loessuri și formațiuni loessoide unde reprezentative sunt câmpurile interfluviale netede, foarte largi, în care apar și procese de sufoziune și tasare, procese care generează un microrelief de crovuri. De exemplu: Câmpia Română de est: Câmpia Bărganului, în Câmpia Tisei (Câmpiile Jimboliei și Aradului).

Între câmpiile tabulare și cele de subsidență se dezvoltă așa numitele câmpii de tranziție, cu formațiuni loessoide dar și cu forme de sufoziune și tasare de tipul găvanelor și a padinelor: Câmpia Vlăsiei, Câmpiile Goianului, Găvanu-Burdea și parțial Câmpia Tecuciului.

Un loc aparte îl ocupă morfografia generată de mobilizarea nisipului prin procese specifice. Rezultă un relief specific reliefului eolian, caracteristic *câmpiilor de dune* (Câmpia Nădlacului, în Câmpia Olteniei). Un alt perimetru din Câmpia Română este cel din partea terminal vestică, pe dreapta râurilor Buzău, Călmățui și Ialomița, inclusiv în Câmpia Hagienilor, iar local mai apar în Câmpia Tecuciului (zona Ivești-Hanu-Conachi).

La nivelul câmpiilor, foarte bine reprezentate sunt formele reliefului fluvial, cu văi bine dezvoltate în care luncile sunt foarte largi însoțite de sisteme de terase.

5. Tipuri genetice de relief

Tipologia reliefului se stabilește în funcție de gruparea unor forme de relief într-un anumit tip care este condiționat de modul de formare și de evoluția reliefului respectiv. Astfel, putem discuta de existența a două mari categorii genetice:

- o primă categorie se referă la implicațiile predominante ale structurii geologice, tectonicii și alcătuirii litologice, formând *morfostructura*. În esență, morfostructura este condiționată prioritar de manifestarea factorilor interni (intervine tectonica).
- pe de altă parte tipologia reliefului este condiționată și de acțiunea factorilor externi care modelează, mai mult sau mai puțin intens, formele inițiale. Această categorie poartă denumirea de *morfosculptură* și este generată de acțiunea factorului denudațional (aer, apă, gheață).

Principalele tipuri genetice de relief sunt :

5.1 Relieful tectono-structural – aparține morfostructurii

5.2 Relieful petrografic – aparține morfostructurii

5.3 Relieful glaciatic – tip de relief climatic

5.4 Relieful periglaciatic - tip de relief climatic

5.5 Relieful denudațional – condiționat de principalii agenți denudaționali

5.6 Relieful fluviu-denudațional - condiționat de principalii agenți denudaționali

5.7 Relieful fluvial - condiționat de principalii agenți denudaționali

5.8 Relieful eolian - condiționat de principalii agenți denudaționali

5.9 Relieful litoral - condiționat de principalii agenți denudaționali

5.10 Relieful biogen - condiționat de principalii agenți denudaționali

5.11 Relieful antropogenic - condiționat de principalii agenți denudaționali

5.1 Relieful tectono-structural

Acest tip de relief grupează forme majore care sunt condiționate de tectonică și de structura geologică.

Relieful tectono-structural este cel mai bine reprezentat în zonele de orogen având însă o importanță deosebită și în unitățile de podiș, pentru ca în unitățile joase, în special în cele de câmpie, acest tip de relief să fie mult mai slab exprimat.

Orice formă a reliefului tectono-structural poartă însă și pecetea modelării subaerene.

5.1.1 Relieful condiționat de tectonică

Tectonica intervine activ îndeosebi în zona de orogen, cu precădere în unitățile de orogen carpatic.

La nivelul teritoriului carpatic dislocațiile profunde ale scoarței și prezența unor linii de falie determină anumite particularități. Astfel, dintre toate tronsoanele carpatice, cea mai mare complexitate se regăsește în Carpații Occidentali. Această complexitate derivă din multitudinea faliilor și dislocațiilor tectonice pe baza cărora s-au realizat frecvente mișcări de tip epirogenetic, ceea ce evidențiază prezența masivelor de tip **horst-graben** (ex: Apuseni, horstul Munților Poiana Ruscă; grabenul de pe culoarul Mureș, de pe Timiș-Cerna).

Horsturile majore cuprind la rândul lor horsturi și grabene așa cum sunt horsturile munților din nordul și vestul Apusenilor, acestea fiind separate de grabene care reprezintă depresiuni: Beiuș, Zarand.

În Meridionali funcționează sistemele de **munți bloc** (Blocul Făgărașului, Parângului, Retezat-Godeanu). Aceste masive bloc sunt limitate de dislocații tectonice majore (Valea Oltului sau culoarul Timiș-Cerna). Mai mult, între masivele tip bloc, pe linii de falie s-au format și importante depresiuni tectonice: Depresiunea Petroșani, Depresiunea Loviștei.

În Orientali, principalele linii tectonice sunt marcare de fruntea pânzelor de șariaj, aici realizându-se mai multe fâșii longitudinale care sunt separate tot de linii tectonice. Unele masive cristaline sunt și ele separate de linii tectonice, ca în cazul Munților Rodnei.

În interiorul celor trei grupe carpatice liniile tectonice de tip falie pot să apară în relief sub forma unor abrupturi tectonice (falia din nordul Munților Făgăraș determină abruptul tectonic nordic al Făgărașului – de ex: Falia Dragoș-Vodă din nordul Munților Rodnei ce determină abruptul nordic).

Local, unele linii tectonice formează văi care se situează pe aceste linii (văi tectonice). De exemplu: Valea Tarcău sau Valea Bistriței în sectorul de chei, Valea Dunării în sectorul de defileu.

5.1.2 Relieful structural din teritoriul carpatic

În zona de orogen carpatic structura geologică se implică activ în relief. Există două situații reprezentative:

A. Adaptarea reliefului la structura geologică: prezența structurilor cutate determină menținerea principalelor culmi montane pe linia și direcția principalelor axe de anticlinal, în timp ce văile se dispun pe direcția principalelor axe de sinclinal. Această adaptare este specifică în aria flișului carpatic, dar se regăsește și în aria cristalină

De multe ori, în aria flișului adaptarea reliefului la structură este aproape perfectă (cazul Obcinelor Bucovinei), unde relieful rezultat poartă denumirea de relief jurasian, de la Munții Jura.

B. Marile inversiuni de relief apar când între structura geologică și principalele linii ale reliefului există o concordanță inversă. În acest caz discutăm despre prezența unor sinclinale ridicate (suspendate) care formează linia altitudinii maxime. Asemenea inversiuni de relief se regăsesc în zona cristalino-mezozoică, respectiv în sinclinalele Rarău, Hășmaș, Piatra Craiului în Orientali, apoi în sudul Meridionalilor în Munții Cozia, Munții Capățânii și Vâlcanului la care se adaugă cele din Carpații Occidentali.

Inversiuni de relief sunt întâlnite și în aria flișului intern, respectiv în Pânza de Ceahlău, Ciucaș-Zăganu și Bucegi.

Pânzele de șariaj carpatic se mențin în relief îndeosebi în cazul frunților acelor care generează mari abrupturi cu caracter structural. Cele mai tipice sunt frunțile pânzelor bucovinice și transilvane din zona cristalină și cristalino-mezozoică (ex: fruntea pânzelor transilvane din Masivul Rarău, reprezentate de Piatra Șoimului și Pietrele Roșii).

La fel de evidente în relief sunt și frunțile pânzelor de șariaj care alcătuiesc flișul carpatic. Pentru exemplificare menționăm fruntea Pânzei de Vrancea din flișul extern, care încalecă peste unitatea pericarpatică sau chiar peste formațiunile de platformă din Podișul Sucevei. Această frunte formează un important abrupt structural care domină unitățile joase așa cum este cazul abruptului de la periferia estică a Obcinei Mari, sau abrupturile periferice ale Munților Stânișoarei și Goșmanului care domină depresiunile subcarpatice Ozana-Topolița sau Cracău-Bistrița.

Prezența unor cute redresate și faliate determină apariția unor asimetrii în care un versant este mai slab înclinat, iar cel de-al doilea prezintă o înclinare mult mai accentuată. Asemenea forme de relief se regăsesc cel mai adesea în munții flișului fiind foarte frecvente în **Obcina Feredeului**.

În **Subcarpați** se remarcă o adaptare a reliefului la structura geologică. Astfel, majoritatea depresiunilor, îndeosebi cele submontane se grează pe linii de largi sinclinoii. Culmile și dealurile subcarpatice se leagă de prezența anticlinoriilor, așa cum este cazul Culmii Pleșului, a Culmii Pietricica Bacăului din Subcarpații Moldovei, sau cum este cazul Dealului Istrița din Subcarpații de Curbură. În unele situații, în cazul dealurilor externe, unde apare și o structură de monoclin, în relief se mențin asimetrii de tipul cuestelor (Subcarpații de Curbură: zona Măgurii Odobești, Dealul Deleanu). În cazul apariției sâmburilor de sare, unde structura este de tip **cute diapire**, pot să apară și inversiuni de relief, respectiv depresiuni de tip butonieră. Asemenea situații sunt prezente la Solca, Cacica, Tg. Ocna, Ocnele Mari.

5.1.3 Relieful structural din zona de deal și de podis

În unitățile deluroase și de podiș cu o structură de monoclin, relieful de această factură se identifică prin două componente:

- ***prezența platourilor și a interfluviilor cu caracter structural-litologic***: în relief se mențin o serie de platouri sau de suprafețe interfluviale largi și relativ netede care pot fi considerate ca fragmente din suprafața inițială a podișului. În această categorie menționăm: platourile și interfluviile structurale din Podișul Moldovei, cele mai tipice fiind situate în Dealurile Dragomirnei, în Dealul Bour, în Dealul Mare-Hârlău, apoi cele din Podișul Central Moldovenesc, Platoul Repedea-Paun, Platoul Șcheia-Ipatele, Platoul Tansa.
- ***prezența reliefului de custe care este un relief derivat***, prezentând atât caractere de relief structural, dar și cu caracter sculptural: relieful de custe este condiționat de apariția și evoluția unei alte generații de văi care au direcția de curgere perpendiculară pe direcția de înclinare a straterelor (văile cu caracter subsecvent). În aceste condiții se dezvoltă un relief asimetric cu un versant puternic înclinat (**frunte de cuestă**), în care stratele sunt retezate în cap, iar cel de-al doilea versant este prelung și slab înclinat, numit **revers de cuestă**. Acest tip de relief este foarte bine reprezentat în tot Podișul Moldovei, existând situații în care frunțile de cuestă se extind pe lungimi de ordinul kilometrilor, formând așa-numitele **fronturi de cuestă**. Cel mai cunoscut front de cuestă din Podișului Moldovei îl reprezintă Coasta Iașilor, la limita dintre Câmpia Colinară a Jijiei și Podișului Central Moldovenesc. Se extinde pe aproximativ 60 km lungime, între localitățile Strunga și Păun. Alte fronturi de cuestă sunt cele de pe dreapta Bârladului Superior amonte de Negrești, apoi Coasta Racovei, Coasta Lohanului. Custe importante se regăsesc și în Podișul Sucevei, cum sunt cele de pe dreapta Somuzului Mare și Somuzului Mic, sau cele din Câmpia Colinară a Jijiei, situate de regulă pe dreapta râurilor Jijia, Jijioara, Sitna.

Frunțile de cuestă reprezintă terenuri intens degradate afectate de procese geomorfologice foarte intense. Mai valoroase sunt reversurile de cuestă, atât pentru amenajări privind extensia intravilanului, pentru căi de comunicație sau pentru utilizări agricole.

Depresiunea Colinară a Transilvaniei

Prezența reliefului de factură structurală se leagă de prezența celor trei tipuri majore de structură. În **Podișul Someșan** se identifică prezența reliefului de custe doar în compartimentul Dealurilor Clujului și Dejului, unde structura monoclină, cu stratele îndreptate spre interiorul depresiunii formează așa-numitele **custe în evantai**. În partea centrală a depresiunii, în cazul structurii în domuri se realizează câteva situații distincte. O primă situație este când domurile se păstrează în relief sub forma unor înălțimi aplatizate, rotunjite, în care rețeaua hidrografică se insinuează printre formele de tip dom. Dacă rețeaua hidrografică taie un dom prin partea centrală atunci în relief rezultă două custe semicirculare numite **custe față în față** sau **în oglindă** (cazul domului de la Bazna). Dacă un râu taie

domul pe un flanc atunci în relief se pastrează o cuestă de forma semicirculară (cazul cuestelor de pe dreapta Mureșului, până la confluența cu Arieșul). În cazul structurilor în cute diapire sunt frecvente inversiunile de relief ca urmare a topirii sămburilor de sare, cel mai tipic exemplu fiind cel de la Sovata, din Depresiunea Praid-Sovata. Situații asemănătoare cu mici depresiuni ocupate de lacuri sărate se întâlnesc și în ariile de la Ocna Sibiului, Ocna Mureș, Ocna Turda, Cojocna, Ocna Dej.

În **Podișul Piemontan Getic** stratele sedimentare sunt tot monoclinale, înclinate de la nord spre sud, ceea ce determină apariția unor fronturi de cueste la limita nordică, respectiv la contactul cu Subcarpații Getici, în timp ce rețeaua hidrografică, convergentă sau divergentă a creat o serie de suprafețe derivate cu dimensiuni variabile, care poartă denumirea de **platforme**.

În **unitățile de câmpie**, efectul structurii geologice în relief este minor, deoarece aceste unități s-au format prin acumulare iar structura geologică, de regulă tabulară, nu se implică în relief cedând locul alcătuirii litologice.

5.2 Relieful petrografic (litologic)

Acest tip de relief poartă amprenta trăsăturilor rocii, întrucât fondul litologic prezintă un comportament diferit la acțiunea factorilor externi. La nivelul României rocile sedimentare prezintă cea mai largă dezvoltare, fiind întâlnite pe circa 85% din teritoriu. La mare distanță urmează rocile metamorfice, care ocupă aproximativ 10 % din teritoriu, iar 5 % aparține rocilor vulcanice.

Datorită proprietăților diferite, fiecare categorie genetică determină o anumită specificitate a reliefului, dar la nivelul rocilor sedimentare apare o diversitate deosebită a formelor de relief.

5.2.1 Relieful dezvoltat pe roci vulcanice

Relieful dezvoltat pe roci vulcanice se întâlnește în cazul apariției la zi a unor roci magmatice **efusive** și mai rar în cazul apariției la zi a rocilor magmatice **intrusive**. România nu mai prezintă forme de relief vulcanic activ, ci doar fosil, dar acesta este cel mai adesea erodat în așa măsură încât se reflectă în relief mai mult ca relief petrografic rezidual.

Cel mai bine reprezentat este relieful generat de magmatismul neogen, care a însoțit ciclul orogenetic alpin. Acest relief s-a constituit progresiv în cazul celor trei cicluri mari de erupții care au început în Badenian și s-a încheiat în Pleistocen și Cuaternar. Inițial erupțiile s-au produs în mediul acvatic, edificându-se formele de tipul stratovulcanilor, iar ulterior au continuat și în mediul subaerian, generând o serie de forme specifice pe care le întâlnim în lanțul vulcanic din vestul și din nord-vestul Carpaților Orientali. Astfel, aceste forme de relief caracterizează aria vulcanitelor neogene, cât și aria vulcano-sedimentară, munților vulcanici adăugându-li-se munții Țibleșului și Bârgăului, cât și o bună parte din Munții Metaliferi.

Relieful vulcanic se caracterizează prin prezența unor forme de relief în care dominante sunt aparatele vulcanice. Astfel, în munții vulcanici se păstrează o serie de aparate vulcanice de tip **con**. Aceste forme sunt foarte bine reprezentate în Călimani, Gurghiu și Harghita, cele mai tipice fiind aparatele vulcanice **Fâncel, Bătrâna, Saca, Tătarca** în Munții Gurghiuului, apoi vârfurile **Harghita-Mădăraș, Cucu, Ostoros, Piatra Talaborului** în Munții Harghitei.

Cu cât erupțiile au fost mai vechi, cu atât păstrarea în relief a aparatelor vulcanice este mai redusă, așa cum este cazul cu munții din nord-vestul Orientalilor, unde cel mai adesea se păstrează fragmente de aparate vulcanice. La polul opus se află aparatele rezultate în urma erupțiilor mai noi. Acestea păstrează la partea lor superioară cratere foarte vizibile (ex: craterul Muntelui Ciurmatu, de la est de Olt, lângă Tușnad, care reprezintă cuveta Lacului Sfânta Ana). În proximitatea acestui crater se păstrează un al doilea, mult mai estompat, în care fostul lac a fost colmatat și este transformat astăzi într-o mlaștină (turbăria Tinovul Moșoș).

Datorită caracterului explosiv, la partea superioară a reliefului vulcanic s-au individualizat o serie de **cratere** de mari dimensiuni de explozie și de prăbușire. Cele mai tipice sunt cele din Masivul Ignișului, respectiv **Caldeirele** Săpânța și Mara, din Munții Gurghiu-Harghita (mică caldeiră de la Harghita Băi), dar cea mai tipică și cunoscută din România este Caldeira Călimani. Aceasta ocupa partea

centrală a Munților Călimani, are un diametru de 10,5 km și este distrusă de un afluent al râului Neagra Sarului. La marginea acestei caldeire se păstrează o serie conuri secundare de erupție sub forma unor vârfuri, de regulă conice: Pietrosu, Negoiu Unguresc, Negoiu Românesc, Pietricelul, Reșiș, Călimănel s.a.m.d.

Relieful vulcanic presupune și existența unor forme de relief de mai mică anvergură, dar care prezintă valențe turistice. În aceasta categorie menționăm:

- **Conuri adventive secundare** care reprezintă mici centre de erupție;
- **Neckurile vulcanice** care reprezintă fragmente din vechile coșuri vulcanice;
- **Formele de relief reziduale** generate prin eroziune selectivă, cum este cazul cu *Cei 12 apostoli*;
- **Forme de tip dyke** care sunt iviri de lavă ajunse la zi pe linii de falie: Creasta Cocoșului – Gutâi;
- **Planezele** sunt suprafețe trapezoidale păstrate pe flancurile conurilor între mici cursuri de apă;
- **Barancosurile** sunt sectoare de vale sculptate în pachete de lavă și de aglomerate cu aspect de microcanion.

La marginea ariei vulcanice, îndeosebi în vestul Munților Călimani, Gurghiu și Harghita, în relief se păstrează forme de relief de tipul platourilor vulcanice, unele foarte netede, care se mențin în relief la altitudini cuprinse între 800 și 1000 de metri.

Spre periferia ariei vulcanice se pastrează și forme de relief de tip **piemont**, așa cum sunt piemonturile din vestul Călimanilor sau piemontul din vestul Munților Gurghiu.

Rețeaua hidrografică majoră a secționat ansamblul munților vulcanici, rezultând sectoare de vale în defileu. Cel mai tipic este Defileul Mureșului, dintre Toplița și Deda, apoi Defileul Oltului de la Tușnad și Defileul Oltului de la Racoș (Munții Perșani). Uneori, defileele sunt de mai mică amploare, așa cum este cazul cu defileele râurilor Săpânța și Mara, la ieșirea din caldeire.

În cazul ultimelor erupții vulcanice s-au pus în loc roci de tipul bazaltelor. Bazaltele cristalizează diferit, motiv pentru care păstrează în relief aspecte foarte spectaculoase (coloanele de bazalte sau formele de tip **orgă bazaltică**, așa cum sunt cele din Munții Metaliferi de la Detunatele).

Vulcanismul neogen din Carpații Românești și-a încheiat ciclul de activitate, rezultatul final fiind ansamblul munților vulcanici care reprezintă cel mai lung lanț de munți vulcanici stinți din Europa (vorbim de toată lungimea acestuia, de aproximativ 400 km, din România până în Polonia). Dintre fenomenele post-vulcanice, în Carpații Românești se mai păstrează doar **mofetele** care reprezintă emanații de gaze uscate. Aceste emanații sunt mai frecvente la periferia munților vulcanici, îndeosebi în depresiuni sau microdepreiuni, generând așa-numita **aureolă mofetică din Carpații Orientali**. Aureola mofetică prezintă și o serie de avantaje în plan turistic și îndeosebi în scopuri balneare, terapeutice, dar lucrul cel mai important îl reprezintă mineralizarea apelor freatice cu formarea apelor minerale carbogazoase.

5.2.2 Relieful format pe roci sedimentare

Compartamentul acestora diferă foarte mult în funcție de natura rocii. Un prim criteriu îl reprezintă pe de o parte tipul de rocă sedimentară, respectiv roci sedimentare consolidate și neconsolidate. În relief sunt foarte bine reprezentate rocile consolidate, pentru că rezistă mai bine la eroziune și generează forme reziduale. Aici se includ mai multe categorii de roci: **calcare și dolomite, conglomerate, gresii, marne și șisturi argiloase**. Din categoria rocilor neconsolidate menționăm **argilele, nisipurile și loessurile**. Acestea nu generează neapărat relief rezidual, dar influențează în general stilul eroziunii, generând forme de relief specifice.

5.2.3 Relieful carstic și calcaros

Relieful calcaros

Calcarele și dolomitele sunt roci sedimentare consolidate formate prin precipitare fizico-chimică, respectiv din soluții suprasaturate în care domină două componente: în cazul **calcarelor**, d.p.d.v. chimic

este vorba de prezența carbonaților de calciu, iar în cazul **dolomitelor** se găsește carbonat de calciu și magneziu. Atât calcarele cât și dolomitele sunt roci sedimentare consolidate, relativ dure, această duritate rezultând din tipul de liant (calcaros) la care se adaugă și grosimea pachetului de roci. Calcarele și dolomitele sunt însă afectate de procese de denudație ca efect al modelării de către agenții externi. O primă categorie de procese o reprezintă cele de natură fizică care acționează prin intermediul eroziunii mecanice exercitate de către apă, vânt sau prin diferențieri termice.

Dacă procesele fizice sunt dominante, atunci putem vorbi de prezența unui relief calcaros sau un relief dolomitic. Întrucât dolomitele sunt mai slab reprezentate, relieful calcaros este cel mai semnificativ. Aici intră marile blocuri calcaroase flancate de abrupturi dezvoltate pe calcare. În cazul în care apă acționează prin eroziune mecanică blocurile calcaroase sunt fragmentate, iar râurile care le străbat formează un relief de chei și defilee. În unele cazuri, apă din cadrul unor râuri se pierde în masa de calcar formând așa numitele **văi oarbe**.

Datorită diferențelor de temperatură de la zi la noapte sau de la vara la iarnă, dar și ca efect al îngheț-dezghețului, masele calcaroase se fragmentează progresiv, rezultând forme de relief de tipul trenelor de grohotiș poziționate la baza versanților.

Datorită climatului din perioadele glaciare pleistocene, prin procese de **triaj termic** s-au creat în masivele calcaroase și dolomitice forme de relief cu aspect **ruiniform**, cele mai cunoscute fiind haosurile de blocuri.

Prin modelare subaeriană îndelungată și prin procese fizice variate, în masivele calcaroase și dolomitice se dezvoltă un relief rezidual cu forme extrem de interesante de tipul **acelor, coloanelor, turnurilor, piramidelor**, dar și forme zoomorfe sau antropomorfe, inclusiv pietre oscilante. Toate acestea sunt denumite în toponimie.

Relieful carstic

Relieful carstic este cel mai spectaculos tip de relief petrografic. Acest tip s-a format prin acțiunea combinată atât a proceselor fizice cât și chimice, dar rolul dominant revine proceselor chimice, între care dizolvarea are un rol esențial.

Calcările și dolomitele sunt roci foarte slab solubile procentul de dizolvare realizându-se doar într-un mediu relativ umed prin intermediul apei încărcate cu CO₂. În cazul acesta apă are rol de acid slab care în contact cu CaCO₃ contribuie la dizolvarea progresivă a acestuia. CaCO₃ și MgCO₃ trec astfel în bicarbonați, care sunt solubili, bicarbonații fiind îndepărtați progresiv, iar masa rocii fiind afectată prin dizolvare rezultând forme ale eroziunii de natura fizică. În anumite situații, îndeosebi în interiorul masei de roci, eroziunea chimică este urmată de acumulări prin trecerea bicarbonaților din nou în stare de carbonați prin recristalizare. Astfel se formează toate speleotemele, care sunt formele de acumulare din peșteri.

Relieful carstic grupează toate formele de relief carstic situate sub scoarța topografică la diferite adâncimi în interiorul maselor calcaroase sau dolomitice. Practic domină accentuat formele de eroziune care generează goluri subterane de diferite forme și dimensiuni, unele dintre ele având statut de peșteră. Pe lângă formele de eroziune, în cazul endocarstului, sunt prezente și formele de acumulare rezultate prin precipitare. Totalitatea acestora reprezintă practic speleotemele. În România calcările care sunt cele mai pretabile pentru formarea peșterilor, totalizează circa 2% din suprafața țării, însă formațiunile carstificabile ajung până la 20% din teritoriu.

În funcție de modul și de mediul de formare, relieful carstic aparține la două categorii:

- a) **de suprafață**, numit și **exocarst**.
- b) **de adâncime**, numit și **endocarst**.

a) EXOCARSTUL

Exocarstul grupează totalitatea formelor carstice situate la suprafața scoarței terestre. Dintre formele acestui tip de relief menționăm: **lapiezurile, depresiunile de natură carstică**, care de la mic la mare sunt **dolinele, uvalele, poliile**.

i) **Lapiezurile** sunt mici scobituri în masa rocii îmbrăcând forme, aspecte și dimensiuni variabile. Cele mai simple sunt **lapiezurile liniare**, care reprezintă mici șanțulete de formă triunghiulară în profil transversal, cu dimensiuni de la câțiva milimetri la câțiva centimetri. Ele se instalează în masa rocii nude, pe suprafețe înclinate, de regulă pe linii de fisură a rocii. De regulă sunt lapiezuri simple, dar adesea formează rețele cunoscute ca și **câmpuri de lapiezuri**.

A doua categorie sunt **lapiezurile tubulare** care în profil transversal prezintă o formă ovoidă, având aspectul unor tuburi cu forme variabile, de regulă sinuoase și cu dimensiuni mai mari (de ordinul centimetrilor sau decimetrilor). Sunt forme mai evolute față de cele liniare, iar de regulă se asociază maselor calcaro-dolomitice, dar cu înclinări mult mai reduse.

O altă categorie sunt **pluvio-lapiezurile**, care reprezintă mici scobituri în masa rocii rezultate în urma impactului picăturilor de ploaie, îndeosebi a celor acide. Se dezvoltă de regulă pe suprafețe plane.

Ultima categorie o formează **lapiezurile îngropate**, care afectează masa rocii de sub stratul de sol. Acest tip este consecința prezenței în sol a acizilor organici, a unor fermenți sau a unor enzime care atacă masa rocii, rezultând scobituri de forme și dimensiuni variabile.

ii) **Dolinele** sunt mici depresiuni carstice cu diametre de la câțiva metri până la câteva sute de metri și cu adâncimi de la 2-3 m până la zeci de metri, excepțional până la 100-200 de m. Ca formă, dolinele au aspect circular, oval, mai rar neregulat. În funcție de profilul transversal, dolinele pot fi de două tipuri: **farfurie și pâlnie**. După dimensiune dolinele se clasifică astfel: **doline mici** (cu diametru de sub 10 m și adâncimi de până la 2-3 m), **doline mijlocii** (cu diametrul de câteva zeci de metri și adâncimi de până la 10 m) și **doline mari** (cu diametrul de peste 100 de m). Dolinele de tip farfurie au fundul plat și frecvent mlăștinos datorită dizolvării calcarului și formării de minerale argiloase.

Dolinele de tip pâlnie sunt mult mai adânci, și se continuă în subteran prin intermediul unui aven îngust, care poate comunica cu un gol subteran. Cele mai tipice în România sunt dolinele de tip farfurie cu un contur oval sau neregulat, iar ca dimensiuni domină dolinele mici și mijlocii. Cele mai mari sunt în Occidentali (Platoul Carstic al Padeșului, aria carstica a Vașcăului), apoi cele din Munții Banatului, Anina, Podișul și Munții Mehedinți (Crovul Mare și Madvedului).

Uneori dolinele sunt incizate de mici cursuri de apă, formând ulterior succesiuni de doline, care trec în văi carstice propriu-zise.

iii) **Uvalele** sunt depresiuni carstice de dimensiuni mult mai mari cu aspect de regulă alungit, și care rezultă prin evoluția progresivă a unor aliniamente de doline. Depresiunile de tip uvală prezintă flancurile clar conturate de regulă în trepte în timp ce fundul este plat, de regulă mlăștinos, cu frecvente lacuri, însă cu dimensiuni mai mari față de dolină. În România sunt mai slab reprezentate în Orientali, fiind mai reprezentate în aria Hășmasului (Poiana Albă), dar se dezvoltă foarte bine în zona Ohaba-Ponor din nord-vestul Munților Șureanu, apoi îndeosebi în Podișul Mehedinți, în Munții Banatului (Anina - Uvala de la Carasova), și foarte bine reprezentate sunt în platoul carstic al Padișului și în zona carstică a Vașcăului.

iv) **Poliile** sunt depresiuni carstice de mare întindere, rezultate din evoluția uvalelor. În acest caz, s-a atins baza de carstificare, în sensul în care întreaga masă calcaroasă a fost consumată prin alterare. Au forme alungite, cu lungimi de la câțiva kilometri până la zeci de kilometri, iar lățimile de câteva sute de metri până la câțiva kilometri. Fundul acestor depresiuni este plat, cu numeroase lacuri de polie, unite sau nu prin cursuri de apă. La nivelul poliilor, se păstrează unii martori de carstificare numiți humuri, în timp ce flancurile sunt omogene sau în trepte. În unele cazuri, prin evoluție carstică dar și prin implicații tectonice se dezvoltă lacuri tectono-carstice, și văi tectono-carstice, foarte frecvente în zona Adriatică, în Alpii Dalmățieni, aceste lacuri cum sunt cele de la Plivice, lipsind însă în România.

PEȘTERILE DIN ROMÂNIA

Se caracterizează printr-o mare diversitate atât din punct de vedere al dimensiunilor, cât și sub aspectul valorii peisagistice. Un prim criteriu de clasificare îl reprezintă lungimea totală a peșterii, care poate fi de la câteva sute de metri, uneori chiar mai puțin, până la zeci de kilometri.

În România, cea mai lungă peșteră cunoscută până în prezent este Peștera Vântului, din Munții Pădurea Craiului, cu peste 45 km de galerii. De regulă peșterile lungi dețin peste 10 km de galerii, aici intrând Topolnița, Zăpodie, Pârâul Hodobanei, Izvorul Tăușoarelor. La polul opus, se situează peșterile

foarte mici, unele dintre ele sculptate și în alte roci precum conglomerate, așa cum este cazul peșterii Bucșoiu din Masivul Bucegi, sau Peștera Luanei din Masivul Călimani. În această categorie a peșterilor mici, intră și o serie de peșteri din Dobrogea Centrală, așa cum este cazul peșterii de la Gura Dobrogei.

Un alt criteriu de clasificare este numărul etajelor, astfel cele mai numeroase sunt peșterile dispuse pe un singur nivel, caz în care unele goluri subterane sunt foarte înalte, continuându-se spre suprafață cu avenuri. De regulă aceste peșteri au înălțimi de câțiva zeci de metri.

Mult mai spectaculoase sunt însă peșterile în care galeriile sunt situate pe mai multe nivele, astfel fiind frecvente situațiile în care se cunosc cel puțin două sau trei asemenea etaje, așa cum este cazul Peșterii Meziad, Peșterii Urșilor sau Peșterii Scărișoara, toate din Apuseni.

Peșterile pot fi clasificate și din punct de vedere hidrologic, întâlnindu-se peșteri umede, semi-umede și uscate. De regulă peșterile umede sunt active din punct de vedere carstic, cel mai adesea fiind vorba despre peșteri care adăpostesc și formațiuni concreționare. Cele uscate sunt lipsite de apă și și-au încheiat ciclul de activitate carstică (Peștera Gura Dobrogei, Peștera Liliecilor).

Peșterile semi-umede sunt semi-active din punct de vedere carstic, iar unele dintre ele nu prezintă formațiuni concreționare deoarece pot fi peșteri de tracțiune gravitațională a blocurilor de calcare (Peștera Liliecilor din Rărau).

În România se întâlnesc și peșteri speciale, o primă categorie fiind cea care conservă în interior corpuri relict de gheață (Holocene, și nu Pleistocene). În această categorie menționăm peșterile din Apuseni cea mai cunoscută fiind Peștera Scărișoara, cu o sală, și Emil Racoviță care conservă formațiuni stalactitice și stalagmitice din gheață. Acestea i se adaugă altele două: Bârsa și Focul viu. Tot în categoria peșterilor speciale intră și cele din Dobrogea de Sud, care prezintă o particularitate deosebită în sensul în care principalele galerii sunt invadate de ape marine, iar în golurile subterane lipsește oxigenul, motiv pentru care în aceste peșteri s-au descoperit o serie de forme primitive de viață, cu unele organisme inferioare unice în lume.

Valoarea peisagistică a peșterilor este oferită însă de prezența speleotermelor care reprezintă totalitatea formațiunilor carstice rezultate prin acumulare. În această categorie se încadrează stalagmitele și stalagmitele. Se adaugă apoi formele mai fine cum sunt lumânările și macaroanele. Prin precipitare rezultă o serie întreagă de forme divers colorate de tipul draperiilor, baldachinelor sau a unor forme zoomorfe și antropomorfe. În peșterile de mare valoare, acestora li se adaugă forme de amănunt de tipul coralitelor, helictitelor și forme încadrate în categoria antodite. Sunt forme de cristalizări diferite de corali, flori, etc cum este cazul Peșterii Cioaca cu Brebenei. În peșteri pot să apară și forme sculpturale de tipul alveolelor sau a lighenelor.

Dintre peșterile din România care sunt cu forme de acumulare menționăm: Peștera Urșilor, Peștera Meziad din Apuseni, Peștera Muierii, Peștera Ialomicioarei din Masivul Bucegi, Peștera Munticelu din Masivul Hășmaș. Endocarstul cel mai tipic, este caracteristic Occidentalilor, aria carstică nr 1. din România fiind caracteristică Munților Apuseni, Bihor, Codru Moma, Trascău, Semenic, cu extensii până spre defileul Dunării. Acestora li se adaugă periferia sudică a Meridionalilor, începând din Munții Coziei, prin Munții Capățânii, Vâlcanului până în Munții și Podișul Mehedinți, și mai apoi în Munții Cernei. O altă zonă carstică este cea de la marginea depresiunii Hațeg, în special din partea de nord-vest a Munților Șureanu.

În Orientali, cele mai importante arii carstice sunt cele din sinclinalele Rarăului și Hășmașului, dar cu extensii și în Munții Rodnei, sau aria carstică din Munții Bucegi și Piatra Craiului.

Relieful carstic propriu-zis, se dezvoltă doar pe calcare și dolomite, însă forme de relief asemănătoare apar și în cazul altor roci carstificabile, precum gresii și marne calcaroase, apoi gipsuri și sare, leossuri și depozite leossoide, aglomerate vulcanice sau gheață. Totalitatea formelor rezultate poartă denumirea de pseudocarst în care se pot identifica, forme halocarstice, formate pe gipsuri și sare, vulcanocarst format pe roci vulcanice, criocarst format pe gheață și clastocarst, format pe loessuri.

5.2.3 Relieful format pe conglomerate

Conglomeratele sunt roci sedimentare, consolidate cu o puternică personalitate în relief. Acest fapt este justificat și prin înălțimile foarte mari ale reliefului pe conglomerate, situându-se pe locul al doilea în topul înălțimilor, după rocile metamorfice.

Conglomeratele s-au format prin cimentarea unor roci detritice, rulate, de dimensiunea bolovănișurilor și a pietrișurilor. Rezistența la eroziune a conglomeratelor este de regulă ridicată dar aceasta este dependentă de doi parametri: respectiv grosimea pachetelor de roci, iar pe de altă parte de natura liantului sau cimentului dintre particule. Cele mai rezistente sunt conglomeratele cu grosimi foarte mari, ajungând uneori până la valori de sute de metri (Ceahlău, peste 500 m sau Bucegi, unde depășesc 1000 m grosime).

În funcție de natura liantului, conglomeratele pot fi cu ciment calcaros, feruginos, silicios sau cu liant argilos. Cele mai tipice și mai rezistente sunt conglomeratele cu ciment calcaros, cum sunt cele din Ceahlău, Ciucaș-Zăganu etc. Conglomeratele cele mai frecvente se întâlnesc în teritoriul carpatic, în primul rând în aria flișului și mai apoi în zona cristalino-mezozoică. Pe suprafețe mai restrânse apar și în Subcarpați, și mai rar în unitățile de podiș.

În funcție de mediul în care s-au sedimentat, și ulterior cimentat, conglomeratele poartă denumiri diferite, fiind cunoscute sub denumirea de: conglomerate de Ceahlău, Ciucaș-Zăganu, Bucegi (din de flișul intern), Chisirig, Cernegura, Pietricica (flișul extern), Pleșu (Subcarpați) etc.

Pe conglomerate se dezvoltă un relief foarte divers, variat, spectaculos ca altitudine, dar și ca masivitate. Cele mai tipice forme de relief, sunt cele care se regăsesc în masivele conglomeratice Ceahlău, Ciucaș-Zăganu și Bucegi, toate din flișul intern. Aceste masive prezintă și o importanță turistică deosebită.

Pentru toate cele trei masive, este caracteristică câte o mare inversiune de relief, fiind vorba de prezența unor sinclinale înălțate. Astfel, la nivelul acestor sinclinale înălțate, principala formă de relief, o reprezintă platourile foarte largi, așa cum este cazul cu platoul Bucegilor, între Vârful cu Dor și Vârful Coștila, sau platoul Ceahlăului, între Vârful Toaca și Vârful Ocolașul Mare. La marginea acestor platouri se mențin în relief o serie de vârfuri înalte unele cu aspect piramidal, precum sunt vârfurile Omu sau Toaca. Alte vârfuri sunt ușor aplatizate, cum ar fi Coștila (Bucegi), Ocolașul Mare (Ceahlău). Platourile sunt mărginite la exterior, de mari abrupturi conglomeratice, așa cum este cazul cu abruptul prahovean al Bucegilor sau cel nordic, sudic și estic din Masivul Ceahlău. Abrupturile în cauză depășesc 1000 m altitudine. Acestea pot fi unitare dar cel mai adesea sunt în trepte, purtând denumiri specifice cum sunt brânele (în Bucegi brânele de sub Jepii Mari), polițele (în Ceahlău Polița cu Crini de sub Vârful Ocolașu).

Văile care ies din aria conglomeratică, sunt înguste și foarte adânci îmbrăcând frecvent aspect de chei sau de defileuri: Cheile Ialomicioarei. În plus, în profilul longitudinal al văilor, apar frecvente praguri, repezișuri și cascade. Relieful pe conglomerate se caracterizează însă și printr-o multitudine de forme de amănunt rezultate ca efect al eroziunii diferențiate. În această categorie a formelor de amănunt se încadrează căciulile, turnurile, stâlpii, șuruburile, pălăriile, ciupercile, babele etc. Acestea li se adaugă forme zoomorfe sau antropomorfe cum este Sfînxul dar și alte forme care au fost intens botezate de localnici (Panaghia din Ceahlău, Căciula Dorobanțului, garduri și coloane, cum sunt cele din abruptul Stănilor din Ceahlău, la care se adaugă ace, pietre oscilante, etc.).

Forme asemănătoare de relief apar și pe conglomeratele din zona cristalino-mezozoică, sau din flișul extern, dar fără a mai avea aceeași spectaculozitate. Spectaculozitatea scade și mai mult în cazul conglomeratelor din Subcarpați, unde se păstrează doar culmi și înălțimi conglomeratice, așa cum este cazul conglomeratelor din culmea Pleșului.

5.2.4 Relieful format pe gresii

Gresiile sunt roci sedimentare consolidate, rezultate prin cimentarea fragmentelor de dimensiunea nisipului. Ca și în cazul conglomeratelor, gresiile sunt în general roci rezistente la eroziune, rezistența fiind condiționată de grosimea pachetelor de roci, și de natura liantului. Referitor la natura cimentului, acest liant poate fi de natura calcaroasă, feruginoasă, silicioasă sau argilooasă. Referitor la

grosimea pachetelor de roci, gresiile apar sub formă unor bancuri sau intercalații cu grosimi centimetrice, adesea cu grosimi decimetrice și mai rar cu grosimi metrice.

Gresiile, au o răspândire deosebită, în aria flișului carpatic, atât în flișul intern, cât și în cel extern. În domeniul montan, acestea apar și în flișul transcarpatic. Pe suprafețe mai mici, gresiile sunt prezente și în unitatea pericarpatică, îndeosebi în dealurile subcarpatice înalte. Pe suprafețe mai mici, gresiile se întâlnesc și în unitățile de podiș, așa cum este cazul cu gresiile din Podișul Someșan, sau cu cele din Podișul Sucevei sau Podișul Central Moldovenesc. În aria montană, se găsesc cele mai mari varietăți de gresii depuse în medii marine diferite motiv pentru care poartă denumiri specifice.

TIPURI DE GRESII: Gresia de Tarcău, Fusaru, Lucăcești, Prisaca, Kliwa.

RELIEFUL format pe gresii, se remarcă prin masivitate, dar și prin diversitatea formelor de relief, întrucât rezistența la eroziune, este practic diferită. Astfel, relieful pe gresii, se remarcă prin altitudini relativ mari, iar formele cele mai frecvente sunt culmile montane de regulă înguste și prelungi. În funcție de duritatea rocii, în relief se mențin vârfuri izolate de regulă de formă piramidală care reprezintă adesea martori de rezistență litologică (Vârful Bivolul din Munții Stânișoarei, Vârful Măgura Tarcău și Vârful Grinduş din Munții Tarcăului, Vârfurile Goru, Lacăuți, Coza din Munții Vrancei).

Datorită evoluției rețelei hidrografice, bancurile de gresii pot fi secționate de către principalele cursuri de apă, rezultând un relief derivat în care formele majore sunt măgurile și bâtcile (Măgurile Câmpulungului, Slătioarei; după cum bâtcile, sunt forme de relief ceva mai estompate, dar care se mențin în relief, ieșind în evidență dintr-o masă de roci mai moi - Bâtca Doamnei, Bâtca Arsă).

Pe gresii versanții sunt de regulă scurți, dar puternic înclinați întâlnindu-se atât versanți liniari, cât mai ales versanți în trepte. Aceste particularități sunt valabile pentru toți munții flișului. Datorită proceselor periglaciare care au avut loc în Pleistocen în baza versanților pot să se păstreze trene de grohotișuri, majoritatea inactive sau pot să apară forme de racord de tipul glacisurilor.

VĂILE sunt relativ înguste, și frecvent capătă aspectul de defilee, cum ar fi Valea Moldovei, în sectorul montan: Defileul de la Pojorâta-Sadova, Prisaca Dornei, Molid, Păltinoasa. În cazul unor gresii mai puțin rezistente local apar și forme reziduale sau dimpotrivă de eroziune selectivă în care pot să apară stânci cu forme bizare, de căciuli, pălării, coloane, turnuri. În Subcarpați gresiile sunt răspunzătoare în menținerea unor culmi și dealuri subcarpatice, la altitudini mari, de regulă de peste 800 m (Răiuț, Oușoru, Răchitași, etc.). Asemenea situații se înregistrează și în bordura deluroasă din estul Transilvaniei.

În unitățile de podiș gresiile sunt mai puțin rezistente și formează pachete cu grosimi mai mici, dar care se mențin în relief formând platouri și interfluvii cu caracter mixt, structural și petrografic. În unele situații pe gresii slab cimentate pot să apară forme de relief rezultate prin eroziune selectivă, așa cum este cazul cu relieful format pe gresii de la marginea vestică a Podișului Someșan unde se întâlnesc forme zoomorfe și antropomorfe grupate într-o rezervație științifică, numită Grădina Zmeilor. Aici gresiile sunt intercalate cu microconglomerate formându-se o serie de turnuri la marginea unui abrupt conglomeratic cu o denivelare de 20-30 m, de la baza versantului Dealului Dumbrava. Aceste turnuri au forme bizare de unde și denumirile toponimice: Fata Cătanii, Zmeul și Zmeoaica, Moșu, Călugării, Căpitanul, Acul Cleopatrei, Soldații, Eva, Dorobanțul, Degețelul, Sfînxul.

În cazul consolidării parțiale, a unor nisipuri, rezultă și un relief de trovanți, cum se întâmplă în Podișul Piemontan Getic, în cariera de nisipuri de la Costești, jud. Argeș.

5.2.5 Relieful format pe nisipuri

Nisipurile reprezintă roci sedimentare neconsolidate constituite din fragmente de regulă de natură cuarțoasă, și cu dimensiuni variabile. Ca origine, nisipurile sunt diferite, constituind stratificații, sau intercalații în roci depuse în mediul marin sau în mediul lacustru. În cazul acestor nisipuri relieful se caracterizează prin forme șterse de regulă aplatizate fiind practic vorba de un relief lipsit de spectaculozitate. În cazul acestor nisipuri se dezvoltă însă extrem de mult unele forme ale eroziunii în special a celor din categoria ravenelor. Situațiile în cauză sunt specifice îndeosebi unităților de podiș ale României (Podișul Central Moldovenesc, Colinele Tutovei, Podișul Getic și Podișul Transilvaniei). Dacă nisipurile sunt cu intercalatii fine de argilă, prin eroziune diferențiată în relief apar forme foarte dese de

rigole sau ravene, generând așa numitul relief de bad-lands. În unele situații asemenea forme pot să aibă și o valoare peisagistică, turistică, așa cum este cazul cu rezervația Râpa Roșie de lângă Sebeș.

O altă categorie de nisipuri o formează cele de natură continentală care practic reprezintă depozite transportate de către principalele cursuri de apă. Aceste nisipuri le regăsim în luncile principalelor cursuri de apă fără însă să creeze forme spectaculoase de relief. Forme aparte de relief apar în cazul nisipurilor cu caracter fluvio-maritim pe care le regăsim în Delta, îndeosebi la nivelul grindurilor fluvio-maritime (Caraorman, Letea, Sărăturile etc.). Uneori, aceste grinduri sunt constituite din cordoane litorale nisipoase, care uneori închid vechi golfuri, contribuind astfel la formarea lagunelor (de ex.: Chituc și Perișor, care delimitează complexul lagunar Razim-Sinoe). În zona litorală nisipurile se regăsesc în zonele de țărm având o origine mixtă, respectiv fluvială, aduse în mare de Dunăre, fie produse datorită proceselor de abraziune marină ca urmare a acțiunii combinate a valurilor, și a curenților litorali. Forma de relief cea mai tipică este în acest caz data de prezența plajelor. Uneori aceste nisipuri pot fi și modelate eolian, rezultând un micro-relief de dune, sau chiar a unor nisipuri din grindurile fluvio-maritime din Delta.

Un loc aparte îl formează însă relieful rezultat în urma proceselor de eroziune, transport și acumulare de natură eoliană. Astfel, vântul poate modela nisipuri de origini diferite rezultând așa numitul relief de dune.

Relieful de dune din România a rezultat în principal prin modelarea unor nisipuri, depuse în fostele lacuri Panonic și Getic. Relieful de dune este caracteristic astfel îndeosebi Câmpiei Tisei și Câmpiei Române.

Relieful de dune din Câmpia Tisei se dispune pe circa 25 000 ha grupate îndeosebi în Câmpia Carei, respectiv între localitățile Carei și Valea lui Mihai. În acest sector domină dunele longitudinale orientate pe direcția N-E, S-V, deoarece vântul are o direcție perpendiculară pe direcția dunelor. Înălțimea dunelor este cuprinsă între 10-15 m, uneori ajungând la valori ale înălțimii de 20-25 m. Dunele apar și în Câmpia Nadlacului și Aradului dar cu dimensiuni modeste. Cea mai mare suprafață cu relief de dune se grupează în partea de sud-vest a României, în Câmpia Olteniei, începând din Câmpia Blahniței și până în cea a Romanaților, cu maximum de extensie în Câmpia Băileștilor. Aici suprafața de dune este de circa 150 000 ha, dominând tot dunele longitudinale, orientate însă pe direcție N-V - S-E; altitudinile acestor dune pot să atingă chiar și 40 m, iar în spațiile interdunale pot să apară și lacuri. În această parte, pe lângă dunele longitudinale se mai dezvoltă și dune semicirculare, care poartă denumirea de barane. A treia zonă cu relief de dune se grupează în partea de est a Câmpiei Române, pe dreapta râurilor Buzău, Călmățui și Ialomița. Aici dunele totalizează circa 100 000 ha dominând cele cu aspect longitudinal. Alte perimetre cu dune sunt cele din Câmpia Tecuciului, îndeosebi între Ivești și Hanu Conachi. În spațiul de la Hanu Conachi acest relief de dune este protejat într-o rezervație științifică. Tot o rezervație o constituie și singurele dune din domeniul montan, unde pe o suprafață de circa 170 ha, se dezvoltă dunele de la Reci (jud. Covasna).

Relieful de dune își poate schimba configurația dacă dunele nu sunt fixate prin vegetație. Astfel se încearcă fixarea dunelor prin metode diverse: plantații vitipomicole (Câmpia Carei), viticole (Câmpia Olteniei - podgoria Segarcea), sau prin perdele și plantații forestiere sau arbustive (Câmpia Olteniei – plantații de salcâm), sau prin vegetație de pajiști naturale sau specii forestiere (salcâm la Hanu Conachi, pin și mesteacăn la dunele de la Reci – Depresiunea Brașov). Un relief tipic de dune se mai întâlnește și în cazul grindurilor fluvio-maritime din Delta Dunării.

5.2.6 Relieful format pe loessuri

Loessurile sunt roci sedimentare foarte slab consolidate constituite din proporții asemănătoare de nisip, praf și argilă. De regulă domină fracțiunea prăfoasă care deține și conținuturi apreciabile de carbonați. În funcție de constituția rocii proprietățile loessurilor se remarcă printr-o porozitate deosebită, dublată de permeabilitatea mare pentru apă. Depozitele leosoide prezintă însușiri asemănătoare, dar au o geneză diferită. Astfel loessurile sunt de origine eoliană, pe când depozitele leosoide au rezultat prin mecanisme diagenetice. Loessurile și depozitele leosoide au cea mai mare reprezentativitate în unitățile de câmpie, îndeosebi în estul și sudul Câmpiei Române, cu deosebire în Bărăgan, apoi în unele sectoare

ale Câmpiei Tisei (de regulă în câmpiile tabulare). În unitățile deluroase și de podiș scade atât suprafața cât și grosimea leossurilor care aici ating doar câțiva metri, în timp ce în Bărăgan, au grosimi ce ajung frecvent la 30-40 metri. Astfel, asemenea depozite apar în Câmpia Covurluiului, Dealurile Falciiului, sudul Colinelor Tutovei, ajungând prin depresiunea Elan-Horincea, până în jumătatea de sud a Câmpiei Colinare a Jijiei. Relieful creat pe loessuri poartă trăsătura definitorie a unor procese de natură fizică sau chimică cele mai reprezentative fiind procesele de sufoziune și tasare.

5.3 Relieful glaciar

Relieful glaciar este caracteristic pentru domeniul montan înalt al României. Acest tip de relief reprezintă consecința manifestării schimbărilor climatice din Pleistocen când s-au înregistrat cel puțin patru mari perioade de răcire care au presupus formarea ghețurilor montane.

Cele patru mari perioade glaciare sunt: **GUNZ, MINDEL, RISS, WÜRM**. Denumirea acestor perioade provine de la văile cu același nume situate în Alpii Bavariei.

Datorită climei foarte reci cu temperaturi medii anuale negative și cu precipitații în stare solidă, în teritoriul carpatic înalt au existat condiții pentru acumularea zăpezilor permanente și pentru transformarea acestora în **firn, ghețuri de neve, ghețuri propriu-zise**. Condițiile de acumulare a gheții au fost diferite legate de configurația reliefului. Astfel, se presupune că în perioadele glaciare limita zăpezilor permanente a coborât până la circa 1500 de metri în nordul Carpaților Orientali și până la 1850 de metri în Carpații Meridionali în perioadele MINDEL și RISS, în timp ce în WÜRM aceste limite au fost situate mai sus, respectiv 1850 m în nordul Orientalilor și circa 2000 m în Meridionali.

În cele patru perioade glaciare au existat condiții pentru formarea ghețurilor montane. Astfel, în unele arii de platou s-au putut forma **ghețuri de platou**, dar cei mai numeroși au fost **ghețurile de circ**. Aceștia se continuau sau nu prin **ghețuri de vale**.

Efecul glaciației pleistocene îl reprezintă actualul relief glaci

ar realizat prin **proces**e de exar

Formele reliefului glaci

A. Forme de eroziune: circurile glaciare, văile glaciare.

Circurile glaciare sunt forme de relief negative rezultate prin procese de exar

tație, situate la altitudini mari, respectiv de peste 2200 de m în Meridionali și la peste 1800 de m în nordul Orientalilor. Ca formă sunt circulare, eventual ușor alungite, majoritatea circurilor din Carpații românești având dimensiuni reduse, respectiv diametre de sub 500 de metri. În masivele înalte din Meridionali sunt întâlnite și circuri de dimensiuni mai mari, cu diametre de peste 500 m. Circurile mai poartă și denumirea de **căldări glaciare** sau de **zănoage**. De regulă, se întâlnesc **circuri solitare** dar în unele situații apar și **circuri îngemănate** sau în **cascadă**. În acest caz dimensiunile variază, fiind vorba despre circuri foarte mici, numite și **cuiburi glaciare** sau dimpotrivă circuri propriu-zise.

În Carpații românești s-au identificat peste 500 de circuri glaciare, cele mai numeroase fiind în Meridionali, respectiv în **Munții Făgăraș** și în **Munții Retezat**. Urmează apoi circurile din Parâng, Godeanu, Țarcu, Cândrel-Șureanu apoi în Iezer-Păpușa și Leaota. În Carpații Orientali cele mai numeroase circuri sunt în **Munții Rodnei**, apoi în **Bucegi, Călimani**, Munții Maramureșului, în Munții

Suhardului, cât și în Țibleș. Unii autori vorbesc și de prezența circurilor în aria de curbură, în aria **Penteleu** și **Siriu**, dar aceste circuri nu reprezintă circuri propriu-zise ci doar **nișe nivale**. Mărturiile glaciației pleistocene lipsesc cu desăvârșire în Carpații Occidentali.

Relieful de circuri reprezintă o valoare științifică deosebită având însă și o valoare peisagistică remarcabilă, demonstrând caracterul alpin al masivelor carpatice înalte. În postglaciar, după topirea ghețurilor de circ, în unele asemenea forme de eroziune s-au cantonat **lacurile glaciare** precum: **Lacul Bucura** (Munții Retezat, cel mai întins - 10 ha), **Lacul Zănoaga** (Munții Retezat, cel mai adânc - 29 m), lacurile Borăscu Mare (Munții Godeanu), Pietrele Albe (Munții Țarcu), Peleguța, Peleaga, Galeș, Negru, Slăveiu, Ana, Lia, Viorica, Gemenele (Munții Retezat), Roșiile, Gâlcescu (Munții Parâng), Avrig, Călțun, Bâlea, Capra, Podragu, Buda, Podu Giurgiului, Gălășescu, Urlea (Munții Făgăraș), Buhăescu, Știol, Lala Mare (Munții Rodnei).

Un circ glaciar prezintă în partea din amonte o formă de relief pronunțat (**spătar**), iar pe flancuri **brațe** și în partea din față, din aval un **prag**. Dacă pragul e intact atunci cercul este singular, dar în multe cazuri pragul este incizat de către un curs de apă care se continuă în aval cu un sector de vale.

Văile glaciare reprezintă foste sectoare de văi înguste modelate apoi de către ghețarii de vale care continuau pe cei de circ. Astfel, dacă văile superioare din domeniul cristalin aveau o formă tipică de V, văile glaciare prezintă în profil transversal o formă a literii U eventual cu o serie de umeri de vale glaciară. În profil longitudinal văile glaciare prezintă o serie de discontinuități cu frecvente praguri în spatele cărora apar și contrapante. Local, unele văi glaciare pot prezenta și cascade. În aval, văile glaciare trec apoi în văi fluviale propriu-zise.

De regulă, văile glaciare din Carpați sunt scurte cu lungimi de sub 5 km. Cele mai lungi au lungimi cuprinse între 5 și 8 km și sunt dispuse pe flancul sudic al Munților Făgăraș. Cele mai reprezentative văi glaciare sunt **Valea Pietrele** și **Valea Bucura** din Retezat, apoi **Valea Soarbele**, **Olanului** și **Vlăsiei** din Godeanu, însă cele mai numeroase sunt cele din **Făgăraș**, unde pe versantul nordic se înșiruie **Valea Avrig**, **Călțun**, **Cârțisoara**, **Ucea**, **Viștea Mare**, **Viștea Mică**, **Sâmbăta**, **Capra**, **Bâlea**. Alte văi glaciare sunt Valea Superioară a Ialomiței din Masivul Bucegi, Valea Pietrosul din Munții Rodnei, cursul superior al Bistriței Auriu tot din Munții Rodnei.

În lungul văilor glaciare se păstrează unul sau două nivele de umeri de vale glaciară, iar în partea bazală sunt frecvente formele de șlefuire glaciară cunoscute sub denumirea de **spinări de berbec** sau **roche moutonnee**. Pe fundul văilor glaciare se păstrează o serie de blocuri de mari dimensiuni rămase în poziții foarte ciudate, numite **blocuri oscilante**.

Unii autori consideră ca posibilă și păstrarea unor ghețări de platou, unde urmele modelării glaciare sunt mai puțin evidente. Aceste pseudoforme glaciare sunt prezente în unele masive ale fișului intern, diverși autori prezentându-le și susținându-le în **Ceahlău**, **Penteleu-Siriu**, **Ciucaș-Zăganu**, **Baiului**, **Bucegi**.

B. Formele de acumulare glaciară: **morenele**

Morenele reprezintă fragmente de rocă de dimensiuni variabile, de regulă colțuroase transportate de limbile de gheață de pe văile glaciare. După topirea ghețurilor de vale aceste fragmente au rămas pe flancurile văilor glaciare, uneori pe mijlocul văilor sau în față limbii de gheață, sub forma unor baraje morenaice. Astfel, în funcție de poziția lor pot exista **morene laterale**, **morene mediane**, **morene frontale** (terminale).

De regulă, morenele laterale se păstrează pe flancurile văilor glaciare sub forma unor mici valuri poziționate la aceeași altitudine față de firul văii. Cele mai bine păstrate sunt morenele laterale cele mai noi caracteristice glaciației WÜRM.

Morenele mediane sunt de cele mai multe ori îndepărtate prin eroziune fluvială, întrucât rămân pe o poziție axială în lungul văilor principale.

Cele mai bine păstrate sunt morenele terminale sau morenele frontale. Acestea au formă semicirculară, de potcoavă, având înălțimi de ordinul metrilor, excepțional de ordinul zecilor de metri. Valurile morenaice frontale sunt incizate de către rețeaua hidrografică, dar se păstrează în relief la altitudini variabile. Cele mai joase valuri morenaice frontale le întâlnim între 1100 și 1350 de metri, în nordul Orientalilor (Valea Pietrosu – Munții Rodnei); aceste morene sunt probabil de vârstă Mindeliana

sau Rissiana. În Meridionali cele mai joase morene sunt situate la altitudini de 1350 – 1400 de metri. Un exemplu concludent îl reprezintă morena frontală din Valea Superioară a Ialomiței, de la altitudinea de 1360 de metri. În timpul glaciației würmiene ghețării de vale s-au oprit ceva mai sus, ajungând practic la altitudini de circa 1500 de metri.

Relieful glaciatic din Carpații românești este unul fosil, bine păstrat în munții înalți, cu forme diferite, dar fără a avea amplexarea sau anvergura celui din Alpi.

Formele reliefului glaciatic păstrate din timpul modelării caracteristice ultimelor trei perioade glaciare prezintă o valoare științifică remarcabilă, dar și una peisagistică excepțională, aceste forme individualizând domeniul alpin al Carpaților românești.

5.4 Relieful fuvial

Relieful fluvial reprezintă opera apelor curgătoare, respectiv a râurilor. Principala formă majoră de relief fluvial o reprezintă **văile**, a căror evoluție începe după conturarea principalelor morfostructuri.

I. Din punct de vedere **genetic**, văile sunt de trei tipuri:

A. Văi **antecedente** – sunt cele mai vechi și sunt caracteristice doar ariilor de orogen carpatice întrucât ele se mențin pe actualul traseu înainte de consumarea ultimilor faze ale orogenezei alpine. În teritoriul carpatice, cele mai vechi văi din aceasta categorie se mențin încă din Sarmațian. În această categorie se include **Valea Bistriței Mijlocii** din domeniul flișului est carpatice. În aceeași categorie se includ și tronsoane ale unor văi carpatice mari, cum ar fi **Valea Jiului**, **Valea Oltului** etc. Cel mai tipic sector de vale antecedentă este reprezentat de **Valea Dunării** în sectorul de defileu.

B. Văi **epigenetice** – aceste văi s-au format concomitent cu desfășurarea unor faze orogenetice, sau imediat după configurarea unor morfostructuri. Sunt văi mai noi în comparație cu cele antecedente și le putem regăsi atât în domeniul de orogen, cât și în cel de platformă. Aceste văi evoluează prin eroziune în adâncime, cât și prin eroziune regresivă din aval spre amonte. Aici includem majoritatea văilor carpatice din fliș: **Valea Prahovei**, **Valea Timișului**, **Valea Argeșului**, **Valea Trotușului**.

C. Văi **de captare** – s-au format prin mecanisme specifice captărilor fluviale, când prin eroziune regresivă un râu situat la un nivel altitudinal mai jos captează un alt râu mai mic, însă situat într-o poziție altitudinală mai înaltă. În această categorie menționăm captarea din Șaua de la Moinești dintre Trotuș și Tazlău. Captările acestea pot fi realizate în decursul unor perioade lungi de timp, existând și situații de captări iminente.

Dintre văile evaluate prin captare, un loc aparte îl ocupă **Valea Oltului**, vale care în momentul în care intră în Depresiunea Transilvaniei are o direcție est-vest, mai apoi după localitatea Avrig își schimbă brusc cursul spre sud, reîntrând în aria montană. Inițial, probabil cursul Oltului se dirija spre Vest trecând în Depresiunea Sibiului și prin culoarul Apoldului, până în actuala vale a Mureșului.

O altă situație a unui râu mai mic, este cea a râului **Cuejdi**, care după ieșirea din Munții Stânișoarei intră în aria subcarpatice și mai apoi la Piatra Neamt reîntră în domeniul montan printr-un mic defileu, dintre vârfurile Pietricica și Cozla.

Foarte numeroase asemenea văi de captare se regăsesc în jumătatea de nord a Câmpiei Jijiei, în cazul Jijiei și ai unor afluenți.

În funcție de **raportul de curgere a râului și structura geologică** se disting câteva categorii de văi. În zona de **orogen** distingem trei mari tipuri de văi:

A - Văile **longitudinale** sunt văile care sunt insinuate în lungul unor linii structurale. Cele mai frecvente sunt văile de sinclinal, dar mai rar pot exista și văi de anticlinal.

B - Văile **transversale** taie perpendicular structurile geologice. De regulă, aceste văi transversale sunt văi antecedente, dar în multe situații au și caracter tectonic, întrucât cursul de apă transversal s-a insinuat pe linii tectonice.

C - Văile **diagonale** taie structurile geologice diagonal, fiind practic tot văi antecedente, de exemplu cursul Văii Bistriței Mijlocii.

În zona de **platformă**, în funcție de raportul cu structura, văile sunt:

A - Văile **consecvente** au sensul de curgere în direcția înclinării straterelor. Principalele văi consecvente sunt Văile Siretului și ale Prutului, care s-au mărit progresiv pe măsură ce uscaturile avansau de la Nord la Sud. În aceeași categorie a văilor consecvente menționăm cursul mijlociu al Bârladului, apoi principalele cursuri de apă din Colinele Tutovei. De asemenea, în Podișul Piemontan Getic.

B - Văile **subsecvente** cu o direcție de curgere perpendiculară pe direcția de înclinare a straterelor. Formează a doua generație de văi, fiind mai tinere decât cele consecvente și care generează asimetrii de relief de tipul reliefului de cuestă. În categoria văilor subsecvente menționăm cursurile mijlocii ale Șomuzului Mare și Șomuzului Mic în Podișul Sucevei, Valea Bahluietului, între Târgu Frumos și Podu Iloaiei, Valea Bahluiului, între Podu Iloaiei și Iași, Valea Jijiei între Movileni și Popricani, Cursul Superior al Bârladului, Valea Racovei, Valea Lohanului.

C - Văile **obsecvente** au direcția de curgere invers față de direcția de înclinare a straterelor. Acestea sunt de regulă mai noi, mult mai scurte și cu versanții relativ simetrici. Ca exemplu menționăm Valea Nicolinei (afluent de dreapta al Bahluiului).

Luncile și terasele râurilor

Relieful fluvial cuprinde pe de o parte forme de eroziune, iar pe de altă parte forme de acumulare. Mecanismele formării reliefului fluvial sunt cele de **eroziune**, de **transport** și de **acumulare**. Eroziunea se realizează în funcție de caracteristicile rocii, dar se raportează la valorile de pantă și la debitul râului. De regulă, în cursul superior al unui râu domină procesele de eroziune, urmate de cele de transport și mult mai puțin cele de acumulare, în timp ce în cursurile inferioare dominante sunt procesele de acumulare, urmate de cele de transport și de eroziune.

În categoria formelor de eroziune intră în principal **albiile minore** ale râurilor. Albia minoră reprezintă secțiunea prin care curge râul la debite normale. La nivelul albiilor minore se constată procese de eroziune de **fund** și de eroziune **laterală**. În funcție de pantă, albiile minore se remarcă prin prezența fenomenului de curgere liniară și unitară, trecându-se la un curs împletit, și mai apoi la valori și mai mici de pantă se realizează un curs sinuos (meandrat).

Dimensiunile albiilor minore diferă în funcție de ordinul de mărime al râului și de zona morfostructurală.

Cele mai tipice forme ale reliefului fluvial sunt însă cele de acumulare. Cele mai reprezentative forme sunt **luncile și terasele**.

Luncile corespund, de regulă, albiilor majore ale râurilor, care reprezintă secțiunea unei văi prin care râul curge la debite mari și excepționale. Dimensiunile luncilor variază de regulă fiind tot mai mari din cursul superior spre cel inferior. Râurile de munte din zonele de obârșie pot fi lipsite de lunci, dar în cazul văilor mai mari pot prezenta lunci cu lățimi de ordinul zecilor, sau chiar sutelor de metri, așa cum este cazul cu sectoarele de râu din depresiuni. Cele mai largi lunci sunt cele ale râurilor mari din sectoarele extracarpate, unde ating lățimi de sute de metri sau chiar de ordinul kilometrilor. Cea mai largă luncă este **Lonca Dunării** – 7-8 km.

Luncile pot fi **simetrice** sau **asimetrice** și sunt inundabile în cazul în care lipsesc amenajările hidrotehnice. În luncă se dezvoltă forme diferite de microrelief, între cele pozitive menționăm **grindurile**, iar dintre cele negative menționăm **cursurile părăsite** cu meandre părăsite și lacuri de tip belciug.

Luncile marilor râuri sunt în bună parte amenajate prin lucrări hidrotehnice, sau de hidroameliorații, în special prin lucrări de îndiguire. Majoritatea acestor lucrări sunt fie foarte vechi, fie prost întreținute, cel mai adesea subdimensionate, motiv pentru care pun mari probleme din punctul de vedere al amenajării teritoriului. Astfel, la debite foarte mari se produc revărsări și inundații, cu distrugeri materiale importante (culturi agricole, căi de comunicație, așezări umane).

Terasele sunt foste lunci situate astăzi la diferite altitudini față de talvegul râului. De regulă, sistemele de terase diferă ca vârstă, formă, număr și poziție altitudinală în zonele de orogen față de cele de platformă.

În aria de orogen, pot exista **terase în rocă**, dar cele mai reprezentative sunt **terasele formate din materiale aluvionale cu pietrișuri, nisipuri și luturi**. Ca număr, fiecare râu important deține un

număr variabil de terase care însă se pot racorda altitudinal pe bazine hidrografice învecinate. Râurile carpatice mari dețin în medie între 8 și 10 terase, uneori ajungându-se între 10 și 12 asemenea terase, așa cum este cazul Bistriței Moldovenești, aval de confluența cu Bistricioara până la Piatra Neamț.

Altitudinea relativă a teraselor variază de la câțiva metri până la zeci sau sute de metri. În cazul Bistriței din domeniul montan, terasa cea mai înaltă ajunge la altitudinea relativă de 260-275 m, iar în domeniul subcarpatic altitudinea maximă ajunge la doar 210 m.

În aria montană terasele se dispun cel mai frecvent asimetric, mai rar simetric, dar au cea mai mare dezvoltare în ariile de confluență (ex: Bistrița cu Bistricioara). În depresiunile intramontane mari, terasele sunt bine reprezentate așa cum este cazul cu terasele Moldovei din Depresiunea Câmpulung Moldovenesc. În depresiunile de baraj vulcanic numărul de terase este mult mai mic fiindcă acestea au funcționat ca lacuri până în Cuaternar.

În ariile de platformă terasele sunt foarte bine reprezentate, de regulă în cursurile mijlocii ale râurilor întrucât în cursurile inferioare vechimea văii este mult mai mică. În medie sunt între 6-8 terase, uneori chiar 10, însă altitudinea relativă scade până la sub 200 de metri. Cele mai tipice terase se păstrează în ariile de confluență, așa cum este cazul cu terasele de pe dreapta Siretului. Terasale sunt dispuse asimetric cazul cel mai tipic fiind cel al teraselor Siretului dispuse majoritar pe dreapta a râului.

5. Clima României

5.1 Factorii genetici ai climei

Clima reprezintă manifestarea în timp și spațiu a principalelor elemente climatice și fenomene meteorologice, într-un spațiu vast și într-un interval de timp îndelungat. Clima presupune o succesiune continuă a principalelor aspecte ale vremii. Vremea reprezintă manifestarea elementelor climatice și a fenomenelor meteorologice într-un spațiu predefinit, restrâns, și într-un timp foarte scurt, respectiv la un moment dat.

Stările de vreme și condițiile de climă, se determină pe baza observațiilor meteorologice, realizate în puncte cu stații meteo clasice sau automate dar în ultimul timp se apelează și la datele oferite de stațiile radar, sau la datele oferite de către sateliții meteorologici.

Pentru caracterizarea climatică se utilizează datele de observații meteorologice și statistica lor. Astfel, putem vorbi de medii diurne, decadale, lunare, trimestriale, sezoniere, anuale sau multianuale. Clima dintr-un teritoriu reprezintă practic o funcție rezultată din interacțiunea unor factori genetici ai climei care pot fi generali sau cosmici, apoi regionali și locali. Din acest motiv discutăm de trei mari categorii de factori genetici.

5.1.1 Factorii cosmici

Dintre factorii cosmici, radiația solară este cel mai important factor climatic de pe Terra, reprezentând radiația transmisă de Soare.

România este situată practic la mijlocul distanței dintre Ecuator și Poli; energia primită de la Soare, are o valoare medie față de valoarea foarte mare de la Ecuator, și cea foarte mică de la Pol. Radiația solară este condiționată în principal de unghiul de incidență al razelor solare cu suprafața Globului. Astfel, cu cât acest unghi este mai mare, cu atât radiația solară crește și invers. Putem spune că radiația solară depinde de latitudine și anotimp. Radiația solară depinde și de opacitatea sau gradul de transparență al atmosferei. În final, radiația solară depinde și de unghiul de incidență al razelor solare cu suprafața topografică. Asta înseamnă că radiația solară depinde și de valorile pantei și a expoziției terenului. Valorile radiației cresc pe suprafețele înclinate expuse radiației solare, respectiv pe suprafețele cu o expoziție însorită. Pe de altă parte valorile scad, în cazul terenurilor în pantă dar cu orientare inversă față de razele solare.

Radiația solară se determină în stațiile meteorologice care dispun de o aparatură specială, numite stații actinometrice. În România sunt 5 asemenea stații, la: Constanța, Iași, București (Afumați), Cluj-Napoca, Timișoara.

Radiația solară cuprinde o serie de componente După cum urmează:

- Directă;
- Difuză;
- Globală;
- Reflectată;
- Absorbită.

Cele mai importante sunt radiația directă și radiația globală.

- a. **Directă:** reprezintă cantitatea de energie pe care o primește un punct de pe suprafața Terrei, într-un moment dat. Se exprimă în calorii pe centimetrul pătrat pe minut. Pentru România, valorile acestui parametru, cresc de la solstițiul de vară spre cel de iarnă, și de la nord la sud. Având în vedere poziția țării noastre, în proximitatea Mării Negre, dar și datorită prezenței lanțului carpatic, valorile cele mai mari se înregistrează în partea extrem sud-estică a României, unde la Constanța valoarea este de circa 1,14 cal/cm²/min. Cea mai mică valoare se înregistrează la Cluj, 0,7 cal/cm²/min datorită ecranării date de teritoriul carpatic.

- b. **Difuză**: reprezintă o componentă care se realizează în condiții de nebulozitate și de opacitate mare a atmosferei, la care se adaugă și înălțimea Soarelui pe cer, pe parcursul unei zile. Radiația difuză este mai mică noaptea și mai mare ziua, și minimă în zilele cu cer senin, și maximă în cele cu cer acoperit.
- c. **Globală**: reprezintă suma radiației directe și difuze. Pentru acest parametru, se utilizează valorile medii anuale prin însumarea tuturor valorilor diurne. Se exprimă în kilocalorii/cm². Astfel, valorile în România diferă, având practic aceleași particularități cu ale radiației directe. Cele mai mari valori, se înregistrează în lungul litoralului și în Deltă (135 kcal/cm²), în timp ce în Dobrogea se înregistrează în jur de 130, în Câmpia Română, în jur de 125, în Câmpia Tisei, între 120-125, ca și în Podișul Getic, valori mai reduse, se înregistrează în Podișul Moldovei, între 115-120, apoi în Depresiunea Colinară a Transilvaniei, în jur de 115, și cele mai mici din România se înregistrează în aria montană, sub 110 cal/cm².
- d. **Reflectată**: reprezintă componenta radiației solare care după atingerea suprafeței terestre, este reflectată în atmosferă, acest tip de radiație reprezintă o funcție a albedoului, astfel în cât iarna, când solul este acoperit cu zăpadă, radiația reflectată atinge circa 70% din radiația totală, în timp ce vara valorile se reduc până la 25-30% din total.
- e. **Absorbită**: reprezintă energia preluată de suprafața activă și transformată în energie calorică. Datorită particularităților suprafeței active, această componentă crește de la iarnă la vară, astfel iarna sub 50% din radiația totală trece în energie calorică, pentru ca vara valorile să fie foarte mari. Astfel în martie se înregistrează valori de cca 80-85 %, ceea ce presupune un salt termic foarte important care determină începerea ciclului de vegetație al plantelor. Din această energie calorică, o parte este preluată de sol și este utilizată în procesele de metabolism, iar o altă parte este cedată atmosferei.
- f. **Efectivă**: se exprimă prin bilanțul radiativ, reprezentând schimbul energetic dintre suprafața activă și atmosferă. Valorile bilanțului radiativ, diferă de la zi la noapte și în funcție de anotimp. Astfel bilanțul radiativ este pozitiv ziua și negativ noaptea, însă valorile diferă de la iarnă la vară. În aceste condiții, cele mai mari valori ale bilanțului radiativ, se înregistrează în anotimpul de vară, respectiv în zilele senine, în partea de sud-est și de sud, pentru ca apoi valorile bilanțului să scadă spre nord, dar și în altitudine.

În concluzie, radiația solară reprezintă cel mai important factor climatic fiind principalul furnizor de energie pentru toate procesele climatice. În funcție de valoarea diferitelor componente ale radiației, se realizează valorile temperaturii aerului care sunt practic direct proporționale cu valorile radiației directe, globale și absorbite.

5.1.2 Factorii dinamici (circulația generală a maselor de aer)

Reprezintă o consecință a factorului radiativ, având o arie de manifestare la nivel regional, astfel datorită valorilor diferite ale radiației solare, în latitudine, sau în funcție de anotimp, sau în funcție de mediul continental sau marin, cât și în funcție de particularitățile suprafeței active, se realizează o încălzire neuniformă a aerului din atmosfera joasă. Această încălzire neuniformă, generează diferențe de presiune a aerului atmosferic, ceea ce determină apariția unor centri barici, cu acțiune mai slabă sau mai intensă sau cu arie de răspândire mai mare sau mai redusă.

PRINCIPALII CENTRII BARICI, CU ACȚIUNE ASUPRA TERITORIULUI ROMÂNIEI

Prin încălzirea neuniformă a aerului se realizează arii de presiune ridicată, numite arii anticlonale, când aerul este mai dens și de regulă mai rece. Diferența de încălzire, determină apariția unor arii de presiune coborâtă, cu aer ceva mai cald. În aceste condiții acționând legile fizicii gazelor, în sensul în care masele de aer se pun în mișcare, din centrul baric de mare presiune, spre cei de mică presiune, în tendința de echilibrare. Astfel deci, aerul atmosferic ar trebui să se miște pe o direcție perpendiculară pe izobare.

În emisfera nordică, datorită acțiunii forței Coriolis, se realizează o abatere spre dreapta a maselor de aer din troposferă, ajungându-se ca direcția de deplasare să fie uneori aproape paralelă sau

chiar paralelă cu izobarele. Este cazul așa numitor vânturi de gradient, pentru Europa Occidentală și Centrală, specifică fiind prezența vânturilor de Vest. Aceste mase de aer în mișcare, pot avea origini termice, dinamice sau mixte de regulă diferite, formând fronturi calde sau reci.

Principalii centrii barici cu acțiune asupra României sunt:

- a. **Anticicloul Azorelor**: este o formațiune barică de mare persistență cu o grosime impresionantă a aerului atmosferic, de până la câteva mii de metri. Această arie anticlională, își are nucleul în Oceanul Atlantic, deasupra arhipelagului cu același nume, având o origine dinamică, și se extinde vara mult spre nord dar și spre est, ajungând până deasupra Europei Centrale. Astfel anticicloul Azorelor are o acțiune pulsatorie, acționând în general între 20 și 40 grade latitudine nordică, vara extinzându-se mult spre nord, în timp ce iarna se restrânge foarte mult. Acțiunea anticicloului fiind pulsatorie se leagă și de activitatea cicloului islandez.
- b. **Cicloul Islandez**: ia naștere în partea de nord a Oceanului Atlantic, având nucleul deasupra Islandei. Această formațiune barică se dezvoltă sau restrânge în funcție de anticicloul Azorelor. Cele două formațiuni barice acționează asupra teritoriului european, inclusiv prin intermediul vânturilor de vest, determinând circulația vestică care antrenează mase de aer umed, cu frecvente formațiuni noroase care determină producerea de precipitații îndeosebi acelor caracteristice maximului pluviometric, de primăvară-vară.
- c. **Ciclonele Mediteraneene**: au caracter de semipermanență, și se dezvoltă în bazinul central-vestic al Mediteranei. Acționează de regulă, când formațiunile anti-ciclonale se restrâng (Azorelor, Nord African). În aceste condiții, avansează spre nord și nord-est, ajungând deasupra Mării Negre, unde se reîncarcă cu umiditate, și capătă un caracter retrograd. În aceste condiții se reorientează pe o direcție nord-vest, sud-est, și sud, astfel încât vara și la începutul toamnei, provoacă mari căderi de precipitații cu caracter torențial (cum este cazul anilor 1991, 1994, 2005)
- d. **Anticicloul Ruso-Siberian**: reprezintă o arie de mare presiune tot cu caracter de semipermanență, care acționează îndeosebi în anotimpul de iarnă. Această formațiune barică își are nucleul deasupra părții central-nordice a uscatului euro-asiatic, respectiv în Siberia. Masele de aer foarte reci, se extind progresiv spre vest formând așa numita dorsală Voikov. Acest anticiclou antrenează mase de aer foarte reci, determinând iarna temperaturi foarte coborâte, pe fondul unei stabilități atmosferice pronunțate. Iarna anului 1984-1985 este un exemplu. Această masă anti-ciclonală are o grosime redusă, de până la 2000 m, motiv pentru care nu se resimte pregnant dincolo de inelul carpatic.
- e. **Anticiclonele nordice – groenlandez și scandinav**: Sunt mase de aer foarte rece, care își au obârșia în nordul Europei și în nordul Oceanului Atlantic Groenlandez. Acești anticicloni au un caracter temporar, și acționează când alte formațiuni barice sunt în restrângere sau au o activitate redusă. Aceste formațiuni anti-ciclonale, provoacă invazii de aer rece de origine polară. Acționează pentru perioade mai scurte de timp, iarna, când se remarcă prin cer acoperit și instabilitate atmosferică, apoi în anotimpurile de tranziție, când determină înghețurile târzii de primăvară și cele timpurii de toamnă, dar și vara când provoacă scăderi bruște de temperatură.
- f. **Anticicloul nord-african**: Se realizează deasupra Tropicului Racului, în Africa de Nord, și se dirijează spre nord, în situația în care ciclonele mediteraneene sunt în restrângere. În sezonul cald, îndeosebi vara, masele de aer calde și uscate, de deasupra Africii de Nord, ajung până deasupra teritoriului României, acționând îndeosebi în sud și sud-est. Determină stabilitate atmosferică, deci cer senin, insolație puternică, cu temperaturi foarte ridicate și determină de asemenea lipsa totală a precipitațiilor.
- g. **Cicloul arab**: O masă de aer cu presiune coborâtă, ce se formează deasupra peninsulei arabe, și se dirijează pe o componentă nord-vest, ajungând uneori până la latitudinea României. Acționează sub forma unor mase de aer calde și uscate, uneori chiar fierbinți, determinând producerea unor furtuni de praf în troposferă. Se manifestă în România doar local, primăvara și vara, numai în sud-est și sud, provocând unele vânturi fierbinți, care provoacă evapo-transpirație și secetă.

PRINCIPALELE TIPURI DE CIRCULAȚIE A MASELOR DE AER

Pe baza acțiunii individuale sau combinate a principalelor formațiuni barice, în România putem vorbi de manifestarea unor anumite tipuri de circulație a maselor de aer. Sintetizând, putem vorbi în România de patru mari tipuri de circulație a maselor de aer:

- a. **Circulația vestică:** care deține circa 45% din numărul total de cazuri dintr-un an. Acest tip de circulație se manifestă atunci când în partea de sud a Europei, se instalează un câmp de presiune ridicată, iar în nord, se instalează câmpuri de presiune coborâtă. În acest context baric, circulația este vestică, antrenând mase de aer atlantice, de regulă umede. Această circulație se caracterizează prin pasaje noroase și instabilitate atmosferică, determinând vreme umedă și răcoroasă în sezonul cald, dar blândă în sezonul rece, în timp ce în sezonul cald, instabilitatea este dublată și de producerea precipitațiilor sub forma unor ploi persistente.
- b. **Circulația polară:** se realizează în situația în care anticicloul Azorelor se extinde spre nord pe fondul unei restrângeri a cicloului Islandez, care se deplasează și el spre nord. Mai mult, această circulație se realizează când deasupra Scandinaviei, acționează anticicloul scandinav. În aceste condiții se realizează o circulație dinspre nord - nord-vest spre sud – sud-est. Acest tip de circulație antrenează mase de aer umede și răcoroase, care determină cer acoperit, temperaturi modeste și producerea de precipitații mai slabe cantitativ. Dacă aceste fronturi reci, intră în contact cu unele calde, vara apar precipitații sub formă de averse. Dacă anticicloul acesta se unește cu cel scandinav, teritoriul României este invadat de aer foarte rece, atât iarna cât mai ales vara.
- c. **Circulația tropicală:** se manifestă atunci când formațiunile barice de joasă presiune din sudul Europei, antrenează spre centru mase de aer cald de deasupra Africii de Nord. De regulă aceasta presupune timp frumos, stabilitate atmosferică, temperaturi ridicate și lipsa precipitațiilor. Această circulație presupune și apariția unor particularități: în primul rând este vorba de o circulație sud-estică, când aerul cald pătrunde peste Mediterana, determinând producerea unor ierni blânde, cu precipitații mixte sau ploaie, în timp ce vara se pot produce ploi sub formă de averse și descărcări electrice. Această particularitate este pregnantă în sudul și sud-vestul României, unde se resimt în climat influențele mediteraneene. Al doilea caz particular al circulației sud-estice dinspre Asia Mică, are loc când vremea este caldă și uscată, cu timp frumos, temperaturi ridicate, dar cu vânturi calde, și lipsă de precipitații (sub acțiunea cicloului arab).
- d. **Circulația de blocaj:** se instalează atunci când deasupra Europei vestice și centrale, acționează un câmp de presiune ridicată, ceea ce împiedică pătrunderea unor perturbații ciclonice de deasupra Atlanticului sau Mediteranei. Astfel vara, această circulație presupune stabilitate atmosferică, cer senin, și lipsa precipitațiilor în anotimpul de vară. Iarna, stabilitatea se traduce prin cer variabil sau închis, aer umed dar precipitații reduse. Iarna, circulația de blocaj presupune și stabilitatea maselor de aer est-europene, caracteristice anticloului ruso-siberian. Astfel în jumătatea de est a României se instalează un timp frumos, de regulă senin, fără precipitații dar cu temperaturi coborâte, determinând și apariția inversiunilor termice din ariile joase.

În concluzie, dinamica atmosferei exprimată prin circulația generală a maselor de aer, se impune, în special prin apariția unor stări climatice la partea superioară și în general deasupra nivelului reliefului. În anumite situații un anumit tip de circulație se reflectă și prin particularitățile vântului, generând practic nuanțe ale climatului temperat continental ce suferă o serie de influențe exterioare.

5.1.3 Factorii fizico-geografici

Se impun doar local în clima unei regiuni, având în vedere, particularitățile suprafeței active. Suprafața subdiacentă, cuantifică practic, rolul pe care îl joacă în climă diferitele componente ale sistemului fizico-geografic. Dintre acestea, rolul cel mai important îl joacă relieful, urmat de factorul hidric, la mare distanță situându-se apoi vegetația, componentul geologic și solul.

- a) **Relieful**: este cel mai important factor local, influența acestuia în climă, realizându-se prin intermediul altitudinii, apoi prin pantă și expoziție, cât și prin orientarea versanților sau/și a catenelor montane. Astfel, cu cât relieful este mai înalt, cu atât influențele climatice vor fi mai semnificative.

Altitudinea joacă un rol semnificativ în modificarea parametrilor climatici; astfel în altitudine, temperatura aerului scade constant, conform unui gradient termic vertical, cu o valoare de 0,5 până la 0,7 °C, la 100 m altitudine. Tot în altitudine se realizează creșterea progresivă a cantității precipitațiilor, conform gradientului pluviometric vertical, cu o valoare în general de 70 până la 100 mm anual la 100 m altitudine. Această creștere a precipitațiilor în altitudine, se realizează până la atingerea punctului optim de condensare a vaporilor de apă (așa numitul punct de rouă). Acesta se regăsește la diferite altitudini în cele trei tronsoane carpatice (800-1400 m). Tot altitudinal, cresc valorile umidității relative a aerului cu 1 până la 1,5% la 100 m altitudine. Tot în altitudine se remarcă și o creștere progresivă a nebulozității, cu circa o zecime la 100 m altitudine. Din acest punct de vedere, îndeosebi în domeniul montan, apar diferențieri climatice, care se exprimă pe etaje climatice ce se succed de la altitudini joase spre cele înalte. Așadar altitudinea determină apariția zonalității altitudinale a climei. Prima zonalitate climatică este cea latitudinală.

Relieful intervine în climă, și prin valorile **pantei și ale expoziției**. Cei doi parametri se potentează reciproc, sau dimpotrivă se anulează. Astfel, pe suprafețele în pantă, cu declivități mari, crește valoarea radiației solare, dacă terenul este expus razelor solare, și dimpotrivă, scade valoarea radiației solare dacă terenul este aflat în umbra razelor solare. Astfel, pe terenurile în pantă cu expoziții însorite, temperatura aerului este mai mare, față de terenurile în pantă dar cu expoziții umbrite, respectiv nordice. Astfel se înregistrează în domeniul montan, asimetrii termice pe flancurile sudice, față de cele nordice (Munții Făgăraș). Pentru masivele montane, orientate pe direcție nord-sud, apar și asimetrii pluviometrice, întrucât versanții cu expoziție vestică primesc o cantitate mai mare de precipitații decât versanții cu expoziție estică (Munții Apuseni).

Un alt parametru îl reprezintă **orientarea versanților și/sau a catenelor montane**. Versanții și catenele cu orientare sudică vor fi mai calzi, și mai puțin umezi, în timp ce versanții nordici, vor fi mai reci fiind umbroși. Flancurile vestive vor fi mai umede în comparație cu cele estice. Orientarea catenelor și a versanților determină modificarea substanțială a direcției vânturilor, direcție care se va adapta în funcție de orientare. Orientarea și poziția altitudinală, determină și modificarea intensității vântului. Viteza și frecvența scad progresiv de la partea superioară spre baza reliefului montan. O mică influență o reprezintă și forma de relief, apărând diferențieri în funcție de formele concave sau convexe ale reliefului.

Formele concave îndeosebi cele depresionare, prezintă o particularitate deosebită în sensul stratificării termice a aerului. Astfel aerul rece coboară și se acumulează pe fundul acestor depresiuni determinând apariția inversiunilor termice, extrem de frecvente în sezonul rece. Mai mult, datorită adapostirii scade frecvența vântului, se micșorează frecvența sa, în timp ce umezeala relativă a aerului are valori mai mari iar frecvența ceații crește.

5.1.4 Suprafețele acvatice

Se impun, doar în cazul marilor cursuri de apă apoi în cazul cuvetelor lacustre, și îndeosebi a bazinelor marine. Astfel, în luncile marilor cursuri de apă, se realizează un microclimat specific. Datorită conductibilității termice a apei se realizează așa numitele fenomene de inerție termică. Din acest motiv, regimul termic în luncile marilor râuri, este ceva mai moderat în timp ce umezeala relativă a aerului este mai mare iar în anotimpurile de tranziție și iarna sunt foarte frecvente ceațurile.

Asemenea modificări climatice sunt caracteristice luncilor marilor cursuri de apă (Siret, Prut, Olt, Mureș), îndeosebi în lunca Dunării. În cazul marilor lacuri, se produc aproximativ aceleași influențe de ordin climatic, respectiv, moderarea regimului temperaturii aerului, creșterea umezelii relative, frecvența deosebită a ceații, producerea fenomenului de rouă, cât și o tendință ușoară de diminuare a

precipitațiilor atmosferice, pe fondul unei circulații descendente. Asemenea fenomene se înregistrează în perimetrul lacului Izvorul Muntelui – Bicaz, de pe Bistrița Moldovenească.

Rolul climatic cel mai important îl are însă Marea Neagră, datorită proprietăților fizice ale apei, în zonele litorale, se înregistrează modificări ale principalilor parametri climatici. Astfel temperatura aerului are amplitudini mai reduse, valorile termice sunt ceva mai moderate, în timp ce precipitațiile atmosferice, sunt ceva mai reduse datorită circulației descendente. Astfel în aceste condiții, scade nebulozitatea și crește durata de strălucire a Soarelui. Datorită diferențelor de presiune dintre uscat și mare, în zonele litorale se manifestă și o circulație locală, de tip briză. Marea Neagră, constituie și o arie de ciclogeneză, prin reactivarea ciclonilor mediteraneeni.

5.1.5 Rolul vegetației

Este mai puțin important și depinde îndeosebi de tipul de vegetație. Astfel, vegetația ierboasă și cea cultivată au un rol climatic minor, însă influențele cele mai semnificative se constată în cazul vegetației forestiere, respectiv arborescente. Astfel, pădurea, constituie o a doua suprafață activă, întrucât la nivelul pădurii, se realizează un transfer și schimb energetic, pădurea practic reținând și filtrând peste 80% din radiația solară, mai mult la nivelul coronamentului, se rețin între 15 și 20% din totalul precipitațiilor. Pădurea creează un microclimat specific de pădure, în care temperatura aerului este mai redusă, iar amplitudinea termică mai mică. Mai mult, în păduri crește umezeala relativă a aerului, scad, frecvența și intensitatea vântului, ceea ce determină o creștere a calmului atmosferic. În plus se realizează și o creștere a cantităților de precipitații.

5.2 Prezentarea principalelor elemente climatice

Sunt numeroase, cele mai importante fiind, temperatura aerului și a solului, precipitațiile atmosferice, și vânturile, alături de care menționăm umezeala aerului (îndeosebi umezeala relativă a aerului), apoi nebulozitatea și durata de strălucire a Soarelui.

5.2.1 Temperatura aerului în România

Reprezintă consecința directă a factorului radiativ, prin transformarea radiației solare, în energie calorică. Temperatura aerului exprimată în grade Celsius, se determină în stații meteo clasice, sau prin măsurători cu ajutorul stațiilor automate. Pentru caracterizarea temperaturii aerului, se utilizează valorile medii diurne, decada, lunare, pe anotimpuri, sezoniere sau anuale, dar și valori multi-aniuale. Pe lângă valorile medii, extrem de importante, sunt și valorile extreme, respectiv luna cea mai caldă și cea mai rece, apoi maximele și minimele relative, maximele și minimele absolute. Dacă urmărim variația temperaturii în timp, atunci discutăm și de regimul temperaturii aerului.

A. Temperatura medie aerului pe teritoriul României

Având în vedere factorii genetici, care influențează clima, temperatura medie a aerului diferă în funcție de particularitățile teritoriului, astfel putem discuta de existența a cel puțin două legități privind distribuția temperaturii aerului. Prima, demonstrează faptul că temperatura aerului scade constant de la sud la nord, realizându-se astfel o scădere constantă a temperaturii aerului în latitudine. Cea de-a doua lege se referă la scăderea progresivă a temperaturii aerului în altitudine.

În funcție de legile distribuției, cele mai mari valori ale temperaturii aerului, se înregistrează în partea de sud a României, pe unde trece izoterma de 11 °C. Această izotermă trece prin partea de sud-vest a României, respectiv prin Câmpia Timișului, Defileul Dunării, partea de sud a Câmpiei Române, ocolește Bălțile Dunării, trece prin Dobrogea Centrală, ocolește zona litorală, și Delta Dunării. În sudul extrem al României, valorile se apropie 11,5 °C, însă nu depășesc nicăieri 12 °C. Cea mai mare parte a unităților de câmpie, se încadrează între izotermele de 10 și 11 °C. În acest interval fiind incluse cea mai mare parte a Câmpiei Române, partea de sud a Podișului Piemontan Getic, cea mai mare parte a Dobrogei Centrale și de Sud, și sudul extrem al Podișului Moldovei. În partea de vest a României,

temperaturile în cauză, sunt caracteristice părții sudice și centrale a Câmpiei Tisei, cât și Dealurilor Bănățene și Crișene joase. În medie dacă se aplică un gradient termic la altitudinea de 200 metri, temperatura medie anuală este în jur de 10 °C. Dacă se aplică un gradient termic vertical de 0,5 °C la 100 m altitudine, se constata faptul ca la 1000 m, valoarea temperaturii aerului este de circa 6 °C, în timp ce la circa 2200 m, se înregistrează o valoare de 0 °C. În aceste condiții temperatura medie anuală, scade progresiv din unitățile de câmpie spre cele de podiș, și mai apoi scad constant și în unitățile montane.

În unitățile subcarpatice, valorile sunt mai mari în Subcarpații Getici și de Curbură (9-10 °C) și scad spre Subcarpații Moldovei (8-9 °C). În podișul Moldovei temperatura medie a aerului scade de la sud la nord de la peste 10 °C în sudul extrem, la valori de 9-10 °C în jumătatea de sud și în unitățile mai joase, până la 9-10 °C în jumătatea de nord și în unitățile mai înalte. În partea de vest se înregistrează valori de circa 11 °C în Câmpia Timișului, temperaturi de circa 10 °C până la nord de Oradea și mai apoi valori de 9-10 °C, uneori chiar mai mici în Câmpia Someșului. În partea centrală a țării valorile sunt ceva mai reduse depășindu-se ușor 9 °C în culoarul Mureș-Arieș-Strei, în timp ce restul teritoriului se încadrează între valori de 8 și 10 °C mai mari în subunitățile mai joase și valori mai mici în subunitățile mai înalte. Partea terminal nordică și bordura deluroasă din partea de est a Transilvaniei plus partea mai înaltă a Podișului Hârtibaciului se caracterizează prin temperaturi cuprinse între 6 și 8 °C.

În domeniul montan, marginea ariei montane, se identifică cu izoterma de 7 °C în timp ce în altitudine valorile scad atingând 6 °C la 1000 m și circa 0 °C la peste 1800 metri în nordul Carpaților Orientali (Munții Rodnei), la circa 2000 m pe flancul nordic al Carpaților Meridionali și la circa 2200 m pe cel sudic al lor. În partea de sud-vest a României valorile termice sunt ceva mai mari față de cele precizate anterior datorită influențelor mediteraneene în climat, în timp ce în partea de nord – nord-est valorile sunt mai reduse, din cauza influențelor nordice, respectiv scandinavo-baltice.

Așadar pe teritoriul României apar și o serie de abateri pozitive și negative. Abaterile pozitive se leagă în special de prezența circulației föhnale, așa cum este cazul cu partea de sud-vest a Transilvaniei, la care se adaugă aria externă de la curbura Carpaților și local ariile depresionare din Subcarpații Getici. La polul opus, se constată și abateri negative ale temperaturii aerului îndeosebi în unele depresiuni intra și sub-montane, datorită persistenței mai mari a inversiunilor termice, datorită creșterii nebulozității, și a frecvenței mai mari a ceții.

B. Temperatura medie a lunilor extreme

Lunile extreme din punct de vedere termic, sunt lunile iulie și ianuarie.

Temperatura medie a lunii iulie: luna iulie este cea mai călduroasă din an. Cele mai mari valori se înregistrează în sudul României, și în Dobrogea, astfel în sudul Câmpiei Române și în partea central sudică a Dobrogei se înregistrează valori de circa 23 °C, în timp ce în restul Câmpiei Române și a Dobrogei se ating până la 22 °C. În zona litorală valorile acestei luni sunt ceva mai mici fiind cuprinse între 21 și 22 °C. În Câmpia Tisei se înregistrează circa 23 °C în sudul extrem în timp ce înspre nord, valorile scad până la 21 °C în Câmpia Someșului. În partea de est a României valorile sunt cuprinse între 21-22 °C în partea de sud, apoi se grupează în jurul valorii de 20 °C în partea centrală și coboară până în jurul a 19 °C în Podișul Sucevei.

În Depresiunea Transilvaniei, domină valorile cuprinse între 18 și 20 °C, în ariile mai joase din jumătatea de vest și valorile cuprinse între 16 și 18 °C în subunitățile mai înalte din jumătatea de est. În sud-vestul extrem al Transilvaniei se depășesc ușor valorile de 20 °C. Domeniul montan este delimitat de izoterma de 16 °C, valori mai mari de circa 17 °C înregistrându-se la periferia Apusenilor și de circa 19 °C la periferia Munților Banatului. În altitudine valorile scad constant ajungând până la circa 5 °C pe cele mai înalte creste carpatice. La stația Omu valoarea lunii iulie este de 5,4 °C.

Temperatura medie a lunii ianuarie: această lună este cea mai rece din an, cu valorile cele mai reduse ale temperaturii. Ca și în cazul celorlalte temperaturi, în ianuarie se înregistrează o tendință de scădere a temperaturii atât în latitudine cât și în altitudine, însă în această lună apar unele mici diferențieri. În acest caz cele mai mari temperaturi sunt pe litoral și în Delta fiind în jurul valorii de 0 °C. Astfel singura stație meteorologică cu o valoare ușor pozitivă este cea de la Mangalia unde se înregistrează o medie de 0,3 °C. În interiorul Dobrogei se înregistrează între -1 și -2 °C în funcție de

altitudine. În Câmpia Română valorile scad dinspre vest spre est, înregistrându-se circa -1°C în Câmpia Olteniei, -2°C în Câmpia Română Centrală și până la -3°C în Bărăgan. În partea de vest a României datorită influențelor atlantice valorile sunt ceva mai moderate respectiv de circa -1°C în sud (Câmpia Timișului) și până la circa -2°C în nord (Câmpia Someșului). În partea de est se înregistrează valori de circa -3 - -4°C , cu o scădere ușoară de la sud la nord, în timp ce în nord-vestul Podișului Sucevei valorile pot să ajungă până la -5 - -6°C . În teritoriile subcarpatice valorile sunt ceva mai moderate fiind în jurul a -2°C , în depresiunile din Subcarpații Getici și de Curbură datorită influențelor foehnale, în timp ce în Subcarpații Moldovei se înregistrează până la $-3/-4^{\circ}\text{C}$. În Depresiunea Colinară a Transilvaniei cele mai frecvente valori sunt cuprinse între -4 și -6°C , mai mici de atât fiind în partea estică a depresiunii.

În domeniul montan valorile sunt în general sub -6°C , iar în altitudine valorile scad cu un gradient termic de $0,4$ până la $0,5^{\circ}\text{C}$ la 100 m , ajungând până la circa -10°C în munții înalți ($-10,6^{\circ}\text{C}$ este media la stația Vârful Omu din Masivul Bucegi). În domeniul montan înalt luna cea mai rece este însă februarie când se înregistrează valori care se apropie sau ating -11°C . Ca și în cazurile precedente apar unele abateri pozitive și negative. Astfel abaterile pozitive se resimt în ariile de influență foehnală, cum sunt sud-vestul Transilvaniei, aria de la Curbură și Subcarpații Getici. Abateri negative se înregistrează însă în marile depresiuni intramontane (Giurgeu, Ciuc, Brașov) sau în unele depresiuni submontane (Rădăuți).

C. Temperaturi extreme pe teritoriul României

Pentru diferite scopuri, inclusiv turistic, mult mai importante sunt valorile maxime și minime absolute.

Temperaturile maxime absolute pe teritoriul României se înregistrează în lunile de vară, respectiv iulie, dar frecvența cea mai mare se înregistrează în august. Valorile maxime absolute se produc în situații sinoptice speciale când teritoriul țării este invadat de mase de aer calde și uscate de origine tropicală. Pe fondul unei stabilități atmosferice cu cer senin și advecție de aer tropical, de regulă nord-african, se constată creșteri extrem de spectaculoase ale temperaturii aerului. Aceste valori sunt din ce în ce mai mari pe de o parte de la vest spre est, odată cu creșterea gradului de continentalism, iar pe de altă parte valorile cele mai mari se înregistrează îndeosebi în partea de sud a României. Frecvența cea mai mare a temperaturilor maxime se înregistrează în sudul și sud-estul României, astfel în Câmpia Română, în special în Bărăgan și Dobrogea, sunt frecvente vara, în iulie și august valorile cuprinse între 42 și 44°C , în timp ce în partea de est se înregistrează valori între 41 și 42°C , în timp ce în vestul țării, se depășesc 40°C doar în zona Banatului. În Depresiunea Transilvaniei valorile maxime absolute sunt cuprinse în medie între 38 și 40°C , în timp ce în domeniul montan aceste valori scad progresiv în altitudine nedepășind 22°C la peste 2500 m altitudine. Maxima absolută de pe întreg teritoriul țării s-a înregistrat la stația Ion-Sion (actualmente Râmnicelu) în Câmpia Brăilei, fiind de $44,5^{\circ}\text{C}$ (data de 10 august 1951).

Temperaturile minime absolute pe teritoriul României se înregistrează în lunile de iarnă cel mai adesea în luna ianuarie, cu excepția ariei montane înalte unde se înregistrează în luna februarie. Contextul sinoptic presupune advecții de mase de aer foarte rece și stabilitate atmosferică, când pe fondul unui cer senin, se realizează o puternică stratificare termică a aerului cu stagnarea un timp îndelungat a aerului rece pe fundul depresiunilor sau în unități joase de relief. Temperaturile minime absolute se produc pe fondul unei circulații anticiclonale, fie caracteristice anticiclonului ruso-siberian, fie caracteristice anticiclonilor nordici. În aceste condiții temperaturile scad foarte mult ajungând la nivelul României până la valori de sub -30°C , însă valorile sunt diferite în funcție de poziția geografică și în funcție de relief. Astfel, în zona litorală și în Delta valorile nu scad sub -25°C , în timp ce în aria montană înaltă ajung până la -38°C așa cum a fost cazul la Vârful Omu, în data de 10 februarie 1929. Însă minima absolută la nivelul întregii țări a depășit această valoare fiind de $-39,5^{\circ}\text{C}$, valoare înregistrată în depresiunea Brasovului la stația Bod în ziua de 25 ianuarie 1942. Neoficial, minima absolută înregistrată dar nepublicată a fost de $-43,1^{\circ}\text{C}$ la data de 12 ianuarie 1985.

În legătură cu maximele și minimele de temperatură se mai impun și câteva precizări privind numărul de zile reprezentative cu anumite valori de temperatură. **Zilele de vară** sunt zilele cu temperatura maximă de peste 25 °C. Aceste zile sunt înregistrate de regulă din martie până în octombrie, însă au o frecvență mai mare în lunile de vară. Cel mai mare număr de zile de vară se înregistrează în partea de sud și de sud-est a României, respectiv în Câmpia Română, în Dobrogea, Banat și în sudul Podișului Moldovei. Spre nord și în altitudine numărul de zile de vară scade progresiv, astfel încât la peste 1000 m acest număr este foarte redus, iar la peste 2000 metri nu se înregistrează zile de vară.

Numărul de **zile tropicale** (zile cu temperatura maximă ce depășește valoarea de 30 °C) se înregistrează de regulă în intervalul mai-septembrie, foarte rar în lunile aprilie și octombrie. Cel mai mare asemenea număr de zile tropicale se înregistrează în sudul României, în Câmpia Română, fiind în medie de 35 până la 40 zile într-un an. Datorită rolului moderator al Mării Negre, în zona litorală, acest număr se reduce până la circa 25 zile scăzând progresiv spre nord și în altitudine, în aria montană joasă, înregistrându-se doar câteva asemenea zile. La peste 1000 metri nu se mai înregistrează zile tropicale.

În legătură cu temperaturile minime se impun alte două precizări:

Numărul zilelor de iarnă, cu temperatura maximă de 0 °C, prezintă valori din ce în ce mai mari din zona litorală și din unitățile de câmpie spre aria montană. Astfel, în zona litorală se înregistrează în medie circa 15 asemenea zile, circa 20 zile de iarnă în Câmpia Olteniei și în aria joasă a Banatului, apoi 25 zile în Câmpia Română Centrală și circa 30 zile în Câmpia Bărăganului. În Câmpia Colinară a Jijiei sunt în medie circa 35 asemenea zile, aproximativ același număr ca în Depresiunea Transilvaniei, în timp ce în aria montană înaltă se ating circa 155 asemenea zile la altitudinea de peste 2500 metri.

Numărul de zile geroase, cu temperatura maximă de sub -10 grade C se înregistrează doar în lunile de iarnă, numărul acestora fiind foarte redus la țărmul mării, mic în unitățile de câmpie din sud și vest și relativ mare în unitățile montane îndeosebi în depresiuni unde se pot atinge frecvent 30-40 asemenea zile într-un an.

D. Regimul anual și multianual al temperaturii aerului

Regimul anual presupune variația temperaturii aerului pe parcursul unui an. Astfel, regimul anual pe parcursul anului este neuniform. Temperatura aerului crește constant din lunile de iarnă, respectiv în ianuarie, când se înregistrează valoarea minimă lunară, până în iulie când se înregistrează valoarea maximă. Excepție face doar aria montană înaltă, cu un minim în februarie, și un maxim în august. În a doua parte a anului, se realizează o diminuare progresivă a temperaturii aerului, din luna iulie până în luna ianuarie a următorului an. În condiții particulare, se constată și abateri de la această regulă legate de un anumit specific al circulației maselor de aer. Pe parcursul anului se produc și două praguri termice majore. Un prim asemenea prag se realizează în ultima decadă a lunii martie când se produce un salt termic important ceea ce provoacă începerea ciclului de vegetație al plantelor. Un al doilea prag se realizează în ultima decadă a lunii octombrie când se realizează un salt termic invers, negativ, care coincide cu încetarea ciclului de vegetație.

Regimul multianual reprezintă variația temperaturii aerului pe parcursul unui număr mai mare de ani. Și acesta, este neuniform în sensul în care valorile termice medii anuale pot fi mai mari sau mai mici față de media multianuală. În aceste condiții putem vorbi de existența unor abateri pozitive, respectiv negative. Cele negative, presupun valori mai mici ale temperaturii aerului, așa cum este cazul cu anii răcoroși în timp ce abaterile pozitive sunt specifice, anilor călduroși. Abaterile pozitive respectiv negative pot fi aleatorii dar de regulă aceste abateri se supun unor ciclicități climatice. Specialiștii în domeniu, au identificat cicluri scurte respectiv 7-11 ani, apoi cicluri medii de ordinul zecilor de ani, sau lungi de ordinul sutelor de ani și foarte lungi de ordinul miilor sau zecilor de mii de ani. Din acest punct de vedere ne aflăm într-un ciclu ceva mai cald, dar pe fondul unei ușoare tendințe de creștere a temperaturii aerului la nivel global (încălzirea climatică globală).

5.2.2 Precipitațiile atmosferice din România

Precipitațiile reprezintă o consecință directă a circulației generale a maselor de aer pe teritoriul țării. De regulă, masele de aer ciclonale determină cea mai mare parte a precipitațiilor întrucât provoacă instabilitate atmosferică și antrenează importante formațiuni noroase.

În climatul *temperat continental* precipitațiile cad sub diferite forme. În cea mai mare parte a anului se înregistrează precipitații în stare lichidă, îndeosebi în sezonul cald. În sezonul rece, cu precădere iarna precipitațiile sunt în stare solidă, dar se înregistrează și precipitații mixte (lapovița, burnița, măzărichea, etc).

Distribuția precipitațiilor se realizează cu respectarea unor legități de distribuție. Astfel, o primă asemenea legitate se referă la scăderea progresivă a precipitațiilor de la vest spre est întrucât circulația dominantă a maselor de aer este cea vestică, iar odată cu înaintarea acestor mase de aer vestice, prin precipitare, acestea sărărăcesc progresiv în umiditate. Pe de altă parte, precipitațiile atmosferice cresc constant în altitudine în conformitate cu gradientul pluviometric vertical. Această creștere constantă se realizează până la atingerea punctului optim de condensare a vaporilor de apă. Peste acest punct creșterea precipitațiilor se realizează doar întâmplător. Punctul optim de condensare a vaporilor de apă se înregistrează în jurul altitudinii de 1800 de m în Carpații Meridionali, la circa 1600 de m în Carpații Orientali și la circa 1400 de m în Munții Apuseni.

În funcție de cele două legități, cea mai mică cantitate de precipitații de pe teritoriul României se înregistrează în sud-estul țării, în zona litorală și Delta Dunării întrucât aici intervine și un alt factor – o circulație descendentă care contribuie și la destrămarea formațiunilor noroase.

În legătură cu distribuția precipitațiilor pe teritoriul țării apar diferențieri semnificative între principalele trepte de relief. Astfel, cele mai mici cantități de precipitații medii anuale se înregistrează în zona litorală și Delta Dunării, unde cad în medie între 350 – 400 mm anual. La polul opus se situează Munții Apuseni, unde la stația Stâna de Vale se înregistrează în medie peste 1600 de mm anual.

Între cele două valori pe teritoriul țării se înregistrează cantități intermediare de precipitații. În partea de sud-est, respectiv în cea mai mare parte a Dobrogei, apoi în partea de est a Câmpiei Române, în sudul și estul Podișului Moldovei și sudul extrem al Câmpiei Române, precipitațiile sunt reduse cantitativ înregistrându-se în medie între 400-500 mm pe an. În Câmpia Română precipitațiile cresc de la 400-500 de mm în est până la circa 600 de mm în partea de vest. În Câmpia Tisei precipitațiile sunt mai mari decât cele din Câmpia Română depășind 600 de mm în toate subunitățile. În Podișul Moldovei, valorile cele mai mici sunt cuprinse între 400-500 mm, în timp ce subunitățile mai înalte înregistrează între 500-600 mm anual, depășindu-se această valoare doar în partea de nord-vest, respectiv în nordul Podișului Sucevei.

În partea de sud a României, în Podișul Getic și Subcarpații Getici, cad anual între 500 și 700 mm, valorile fiind mai mari în nordul Podișului Getic și în cazul unităților deluroase subcarpatice. În Depresiunea Colinară a Transilvaniei sunt precipitații medii anuale cuprinse între 500-700 mm, dar în partea mai înaltă din nordul și estul Transilvaniei se înregistrează frecvent și precipitații cuprinse între 700-800 mm.

Cele mai mari cantități de precipitații se înregistrează în domeniul montan al României, unde valorile pornesc de la circa 800 mm anual și ajung până la 1000 mm în munții josi, apoi între 1000-1200 mm anual în munții mijlocii și 1200-1400 în munții înalți. Partea înaltă a Apusenilor, apoi unele arii din domeniul alpin al Meridionalilor cât și masivele înalte din nordul Orientalilor (Călimani, Rodnei, Munții Maramureșului) înregistrează valori de peste 1400 de mm pe an.

Pe teritoriul țării apar frecvent diferențieri și abateri de la valorile medii în funcție de poziția geografică, dar și în raport cu specificul circulației locale îndeosebi în raport cu circulația foehnală. În cazul circulației foehnale precipitațiile atmosferice sunt mai reduse față de normal. O asemenea situație se înregistrează în partea de sud-est a Apusenilor îndeosebi în culoarul Mureș-Arieș- Strei. La Alba Iulia se înregistrează doar 510 mm anual. O a doua arie de circulație foehnală este cea de la exteriorul curburii Carpaților. Astfel, la Istria se înregistrează 470 mm, iar la Pietroasele 490 mm anual.

Abaterile pozitive se înregistrează de regulă pe fațadele vestice ale Carpaților Occidentali și Orientali. Aceste fațade expuse maselor de aer umede primesc o cantitate mai mare de precipitații decât

fațadele estice aflate în umbra maselor de aer mai umede. Masele de aer atlantic întâlnesc în calea lor aceste obstacole orografice fiind obligate să urce, motiv pentru care se realizează condensarea vaporilor de apă și rezultă o cantitate mai mare de precipitații.

Regimul anual și multianual al precipitațiilor din România

Regimul precipitațiilor din climatul temperat continental al României este neuniform, înregistrându-se diferențe semnificative de la o lună la alta. Astfel, putem vorbi de un regim anual care prezintă un maxim, respectiv un minim de precipitații.

Maximul anual de precipitații se înregistrează în lunile mai-iunie, cu un ușor decalaj în aria montană în lunile iunie-iulie. Minimul anual de precipitații se înregistrează în lunile de iarnă, în ianuarie și februarie, când la nivelul țării domină o circulație anticiclonală.

Față de această distribuție există în climatul temperat și frecvente abateri de la regulă. Astfel, uneori, maximul de precipitații se produce într-o altă lună (iulie sau august), în timp ce minima anuală se poate înregistra într-o altă lună.

În anumite zone și regiuni ale României regimul anual se caracterizează prin două maxime, respectiv două minime. Acest regim se realizează în toată partea de sud-vest a României, începând din Câmpia Timișului, până în Câmpia Olteniei și vestul Podișului Getic, trecând prin Dealurile Bănățene, Munții Banatului, Munții Mehedinți și Podișul Mehedinți. Aici acest regim reprezintă o consecință a influențelor mediteraneene din climat.

Astfel, maximul principal de precipitații este dublat de un al doilea maxim secundar, care se realizează la sfârșitul toamnei și începutul iernii. Al doilea minim secundar de precipitații se realizează în lunile de la sfârșitul verii și începutul toamnei (august și septembrie). Un regim anual asemănător se înregistrează și în partea extrem nord-vest a României datorită suprapunerii influențelor scandinavo-baltice.

Regimul multianual al precipitațiilor se caracterizează tot prin neuniformitate, existând frecvente abateri pozitive față de media anuală (așa cum este cazul cu anii ploioși), respectiv cu abateri negative (așa cum este cazul cu anii secetoși).

În România, un an extrem de ploios a fost anul 1912, apoi anul 1922 când în Dobrogea precipitațiile au fost cuprinse între 1000 și 1200 mm anual. O altă perioadă ploioasă a fost cea cuprinsă între 1969 și 1975.

În categoria anilor secetoși, care au o frecvență mai mare în partea de est și de sud-est a României menționăm anii 1945 și 1946 când seceta prelungită a generat foametea din 1946 și 1947. Un alt caz de an secetos a fost 1951 când la Brăila s-au înregistrat doar 180 de mm într-un an.

Frecvența anilor ploioși și secetoși nu este pur întâmplătoare, realizându-se o anumită ciclicitate din punct de vedere pluviometric. Astfel, specialiștii discută de ciclicități de scurtă durată, cu un interval cuprins între 7-11 ani. Anii '70 ai sec. XX au fost ani ploioși, după cum intervalul de după al doilea Razboi Mondial ('45, '46, '51) a constituit un interval cu ani secetoși. Anii '90 au fost caracterizați de precipitații relativ mai mari față de medie, în timp ce primul deceniu al sec. XXI aparține unui ciclu de ani secetoși.

Specialiștii vorbesc și de ciclicități pe termen mediu sau chiar pe termen lung, așa cum a fost situația în Holocen (cu succesiunea perioadelor holocene caracterizate de umiditate și căldură variabilă: preboreal, boreal, atlantic și subatlantic).

Precipitațiile prezintă importanță și din punct de vedere al intensității acestora. De regulă, sunt cuantificate ca zile cu precipitații doar cele care totalizează mai mult de 0,1 mm pe zi. În practica curentă interesează doar precipitațiile cu caracter foarte intens care presupun un anumit grad de torențialitate. Astfel, un parametru care cuantifică acest grad foarte ridicat de torențialitate este reprezentat de precipitațiile maxime căzute în 24 de ore. Frecvent, aceste cantități pot să depășească media lunară, uneori depășindu-se chiar și media anuală a precipitațiilor. Cu cât valoarea precipitațiilor maxime din ultimele 24 de ore este mai mare, cu atât vorbim de creșterea gradului de continentalism, unde și fenomenele climatice sunt mai intense.

Pentru România, **cea mai mare cantitate de precipitații căzute în 24 de ore** a înregistrat 530 mm la stația C.A. Rossetti din Delta Dunării, cantitate căzută în 29 august 1924. Cea mai mare frecvență a

acestor cantități maxime de precipitații căzute în 24 de ore se înregistrează în lunile de vară și îndeosebi în partea de est, sud-est și sud a României. În Câmpia Română, valorile acestui parametru depășesc frecvent 300 de mm în 24 de ore, în timp ce în partea de est se înregistrează valori între 200-300 mm. Valori mari s-au înregistrat în iulie 2005, în 2007, în 2009 și în 2010.

Pe lângă acest parametru, există un altul care se referă la ploile cu caracter torențial care presupun cantități mari de apă cazute într-un interval scurt de timp: intensitatea ploii. De regulă, se înregistrează valori între 3 și 5 mm pe minut, o ploaie cu caracter torențial, având mai mult nucleu (min. 3). Aceste ploi cu caracter torențial se înregistrează de regulă în lunile de vară, cantitatea totală de precipitații depășind uneori 100 de mm în intervale de 1 până la 2 ore. Aceste ploi provoacă mari pagube, îndeosebi în lunile de primăvară (mai) când solul nu este acoperit cu vegetație.

5.2.3 Vânturile din România

Vânturile reprezintă o consecință directă a factorului radiativ, dar și a circulației maselor de aer, fiind influențat semnificativ și de particularitățile reliefului.

Între circulația generală a maselor de aer și vânt se stabilesc o serie de corelații fără a vorbi de o sinonimie perfectă, întrucât vântul este determinat pe baza unor parametri determinați la câțiva metri deasupra suprafeței topografice, în timp ce circulația maselor de aer se realizează la înălțimi mult mai mari.

Vântul se caracterizează prin cel puțin trei parametri, respectiv : **direcție**, **frecvență** și **intensitate**.

A. Direcția vântului – având în vedere poziția geografică a României și îndeosebi configurația reliefului, direcția vântului diferă foarte mult în cadrul marilor unități de relief. Pentru studiul direcției vântului se realizează **roza vânturilor**, cea mai mare importanță prezentând direcția dominantă a vântului. În acest caz, esențial este relieful, care modifică substanțial direcția, îndeosebi în treapta intermediară și cu precădere în domeniul montan.

În aria montană a României direcția dominantă a vântului concordă cu circulația generală a maselor de aer doar la partea superioară a reliefului montan înalt, unde direcția cea mai frecventă este cea dinspre nord-vest.

Sub nivelul superior al reliefului, direcția dominantă a vântului se schimbă în funcție de orientarea principalelor catene montane și în funcție de orientarea marilor văi și culoare de vale.

În **Depresiunea Colinară a Transilvaniei** direcția dominantă a vântului se leagă indisolubil tot de particularitățile reliefului. Masele de aer joase intră în depresiune prin intermediul celor două “porți” joase, respectiv prin “poarta someșană” și prin “poarta mureșană”. În cazul intrării prin poarta someșană direcția dominantă este cea dinspre nord-vest, mai apoi, în interiorul depresiunii direcția dominantă se schimbă progresiv în sensul acelor de ceasornic. Spre partea centrală direcția dominantă este dinspre nord, apoi în partea de sud-est direcția dominantă este din nord-est, pentru că în depresiunile din sudul Transilvaniei direcția dominantă să devină cea din est, iar în culoarul Mureșului direcția dominantă este din sud-vest. Se realizează practic o rotație aproape completă a direcției dominante a vântului.

În **exteriorul arcului carpatic**, în partea de est a României, direcția dominantă se leagă de configurația și orientarea Carpaților Orientali și de Curbură. În jumătatea de nord, direcția dominantă este din nord-vest, în partea centrală din nord, iar în sudul Moldovei direcția dominantă este din nord-est.

În **partea de Sud a României** direcția vântului este mult mai complexă, astfel pentru Bărăgan direcția dominantă este din nord-est, iar pentru Bălțile Dunării de la nord la sud. În partea centrală a Câmpiei Române se intersectează direcțiile nord-vest și nord cu direcțiile est și vest, în timp ce în Câmpia Olteniei domină direcțiile nord-vest și vest.

În **Dobrogea și Delta Dunării** direcția dominantă este din nord în cazul Deltei Dunării și din nord-vest în interiorul Dobrogei (în special în nordul Dobrogei Centrale și de Nord).

B. Frecvența vântului – din acest punct de vedere, în aria montană înaltă se realizează o compatibilitate între direcția circulației generale a maselor de aer și frecvența vânturilor, în sensul în care cea mai mare frecvență o au vânturile din nord-vest și din vest. Pe de altă parte, în aria montană înaltă se înregistrează și cea mai mare frecvență a vântului, întrucât lipsesc obstacolele, iar mai apoi frecvența

vântului scade constant în altitudine acest parametru fiind invers proporțional cu calmul atmosferic. Astfel, calmul atmosferic prezintă cele mai mici valori în aria montană înaltă, unde totalizează circa 3-5 % din cazuri, în timp ce în spațiile protejate, cum sunt depresiunile intramontane valorile calmului pot depăși 60 % din cazuri ajungând uneori până la aproape 80 %, așa cum este cazul cu Depresiunile Petroșani, Loviștei, Giurgeului și Ciucului.

În celelalte unități de relief, valorile calmului atmosferic scad de la 45-50 % în Depresiunea Colinară a Transilvaniei, ajungând în sud-vestul Câmpiei Române la 35-40 % și la 20-30 % în partea de est a României.

Frecvența se leagă și de al treilea parametru, viteza sau intensitatea vântului.

C. Intensitatea vântului – apar mari diferențieri între marile unități de relief. În *domeniul montan*, la partea superioară a reliefului se înregistrează și cele mai mari viteze ale vântului. În masivele montane înalte viteza medie a vântului depășește 10 m/s la partea superioară.

În *interiorul ariei montane* viteza vântului se reduce simțitor, ajungând la 3-4 m/s la nivelul versanților și la sub 2 m/s pe văi, în culoare de vale și în depresiuni.

În *spațiul extracarpatic* viteza vântului este mai mare în unitățile joase de relief cu o poziție periferică. Astfel, în zona litorală și în Delta Dunării viteza vântului atinge în medie 7 m/s. În partea de sud a Podișului Moldovei se înregistrează 4-5 m/s, în estul Câmpiei Române circa 4 m/s, iar în Câmpia Tisei în medie până la 3 m/s. Valori mult mai mici sunt în Depresiunea Colinară a Transilvaniei, între 1,5 - 2,5 m/s.

Vitezele mari ale vântului provoacă o serie de neajunsuri în plan climatic prin ceea ce numim disconfort climatic. În ariile montane intensificările de vânt provoacă “doborâturile de vant”. Viteza vântului poate fi însă și benefică dacă ne raportăm la potențialul eolian. Din acest punct de vedere, România dispune de un potențial eolian foarte mare, potențial ce poate fi valorificat prin centrale eoliene. De regulă, aceste centrale eoliene sunt amplasate în regiuni unde viteza vântului depășește în medie 4 m/s și sunt extrem de eficiente acolo unde vântul suflă cu peste 10 m/s, iar frecvența vântului cumulează peste 1500 de ore.

Cel mai mare potențial eolian îl prezintă ariile montane înalte, însă dezavantajele sunt pe măsura potențialului: accesibilitate redusă, lipsa utilizatorilor și problemele tehnice de utilizare. În aceste condiții, potențialul eolian utilizabil cel mai mare rămâne pentru zona litorală și Delta Dunării unde apar două inconveniente: utilizarea teritoriului cu foarte numeroase așezări omenești și disconfortul fonic, iar în Delta – prezența rezervației biosferei nu permite instalarea centralelor eoliene datorită pasajului păsărilor migratoare. Ca potențial utilizabil rămâne Dobrogea, unde deja sunt amenajate baterii de centrale eoliene în cel puțin în două perimetre. Acestei regiuni i se adaugă partea de sud și de sud-est a Moldovei, unde potențialul eolian era valorificat încă din Evul Mediu.

D. Principalele tipuri de vânturi de pe teritoriul țării

Principalele tipuri de vânturi se grupează în trei mari categorii: *vânturi permanente*, *semipermanente* și *vânturi temporare* sau locale.

Din categoria *vânturilor permanente* în România sunt prezente doar *Vânturile de Vest*. Sunt generate de circulația vestică, au cea mai mare frecvență, fiind redată prin direcțiile vest și nord-vest. Vânturile de Vest se resimt în toate unitățile de relief ale României, în toate anotimpurile, dar cu frecvențe și intensități diferite.

Din categoria *vânturilor semipermanente* în România identificăm *Austrul și Crivățul*.

Austrul se resimte în partea de sud-vest a României și este cauzat de prezența unui maxim barometric în Peninsula Balcanică, dublat de un minim barometric centrat pe Depresiunea Colinară a Transilvaniei. Acționează din direcție în general sud-vest și are caracteristici diferite în funcție de anotimpuri. Iarna are viteze mari, fiind un vânt ce provoacă modificări de vreme, primăvara este un vânt cald și intens, în timp ce vara este cald și uscat determinând apariția fenomenului de secetă.

Crivățul Acționează în sezonul rece, cu precădere iarna, având o arie de acțiune care se rezumă la teritoriul extracarpatic din estul și sud-estul României. Acționează din direcție nord-est și est și presupune intensificări puternice ale vântului în situațiile sinoptice în care aria anticlinală ruso-siberiană intră în contact cu o arie ciclonală, de factură mediteraneană. În aceste situații, vântul capătă

viteze foarte mari, de peste 120 km/h, fiind însoțit de furtuni de zapadă care poartă denumirea de **viscol**, urmat de înzăpeziri. Provoacă temperaturi scăzute, cu frig persistent și uneori cu fenomene de polei. Vântul de tip crivăț se oprește în fața Carpaților, apoi acționează în Dobrogea și în partea de est a Câmpiei Române, stingându-se spre partea centrală a Câmpiei Române. În unele situații el pătrunde prin pasurile mai joase, prin Depresiunea Brașovului, prin pasul Oituz și prin “porțile Nemirei”. Astfel ajunge în compartimentul Târgu Secuiesc-Trei Scaune al Depresiunii Brașovului, unde poartă denumirea locală de “Nemira”.

Cele mai diverse vânturi din România intră în categoria celor **locale**. Ele acționează pentru perioade scurte de timp sau afectează teritorii restrânse.

Vânturile de tip **foehn**, sunt caracteristice doar în cazul unor subunități de relief situate pe flancul opus circulației dominante a maselor de aer. De regulă, se manifestă sub forma unor vânturi calde și relativ uscate determinând creșteri ale temperaturii aerului și scăderea precipitațiilor. Ariile foehnale cele mai tipice sunt poziționate în partea de sud-est a Munților Apuseni, în culoarul Mureș-Arieș-Strei și spre exteriorul Curburii Carpaților. O circulație asemănătoare, dar mai puțin tipică se înregistrează și în depresiunile subcarpatice getice, apoi în Subcarpații Moldovei și local în Depresiunile Giurgeu și Ciuc.

Un caz particular îl reprezintă vântul numit popular **Vântul Mare** sau **Mâncătorul de zăpadă** resimțit în Depresiunea Făgărașului.

Tot în categoria vânturilor locale intră și **brizele**. În România specifice sunt două categorii: brizele montane și brizele marine. **Brizele montane** sunt specifice ariilor montane și se exprimă printr-o circulație ascendentă a aerului dinspre văi spre culmile montane în prima parte a zilei și dinspre culmi spre văi și depresiuni în a doua parte a zilei. Brizele montane sunt cunoscute și sub denumirea de brize “deal-vale”. Acestea au fost foarte bine analizate în Valea Bistriței Moldovenești, la stațiunea de cercetare Stejarul. **Brizele marine** se resimt în zona litorală a României, pe o fâșie mai îngustă, de maxim 20-30 km în jumătatea de sud a litoralului, unde țărmul este mai înalt și pe o adâncime de până la 70 de km în jumătatea de nord a litoralului, cu un țărm jos, îndeosebi în spațiul deltaic. Brizele marine constau printr-o briză diurnă care se resimte în prima parte a zilei și care suflă dinspre mare spre uscat, întrucât aerul de pe suprafața solului se încălzește mult mai ușor deasupra uscatului dobrogean față de aerul marin, mai umed și mai rece, care se încălzește mai greu. Seara și în prima parte a nopții briza își schimbă sensul.

Băltăretul – acționează în sudul României, în Câmpia Română și Dobrogea, cu precădere în zona Bălților Dunării. Acest vânt local este alimentat de ciclonii mediteraneeni de deasupra Mării Negre și Mării Mediterane care uneori pe fondul unei circulații sudice sau sud-estice antrenează nori groși care provoacă ploi torențiale vara sau ploi calde primăvara și toamna. Efectul acestuia este de scurtă durată.

Munteanul – este alimentat de ciclonii mediteraneeni retrograzi care se orientează ulterior de deasupra Mării Negre spre nord-vest, unde ating Carpații de Curbură și mai apoi masa de aer se reîntoarce spre sud afectând Bărăganul de nord și cel central. Acest vânt local antrenează pasaje noroase de scurtă durată care produc precipitații sub forma unor ploi torențiale dar cu o durată scurtă, iar uneori provoacă și căderi de grindină.

Suhoveiul (Vântul negru) – este specific părții de sud-est și est a României fiind o consecință a circulației tropicale caracteristice ciclonului arab. Acest vânt, de obicei foarte uscat și fierbinte se manifestă doar în sezonul cald și uscat, uneori primăvara, determinând apariția secetelor timpurii de primăvară. Acționează pe direcția est-vest, uneori din sud-est, determinând și furtuni de praf în atmosferă. La nivelul solului provoacă intensificarea eroziunii eoliene. Acționează îndeosebi în Dobrogea, în estul Câmpiei Române și în sudul Moldovei.

Practic, pe teritoriul României se manifestă vânturi diferite, cele mai frecvente cu caracteristici proprii, cu denumiri locale sau cu arie de acțiune limitată. În consecință, manifestarea vânturilor determină stări de vreme diferite, unele inducând instabilitate și provocând precipitații, altele dimpotrivă determinând stări de vreme cu cer senin fără precipitații sau chiar provocând fenomenul de secetă. Pe lângă importanța în plan climatic, vânturile prezintă un rol important și în plan economic sau acționând diferit sub aspectul asigurării confortului climatic al populației.

5.2.4 Fenomene meteorologice deosebite

Fenomenele meteorologice sunt provocate de procese meteorologice speciale, care determină stări de vreme particulare, provocând disconfort climatic sau pagube materiale. După perioada din an în care se produc există fenomene meteorologice de iarnă sau caracteristice sezonului rece și fenomene meteorologice de vară sau caracteristice sezonului cald.

Fenomenele meteorologice de iarnă

A. Înghețul este caracteristic anotimpului de iarnă, dar cele mai mari probleme le ridică în anotimpurile de tranziție; în aria montană înaltă. Fenomenul de îngheț se poate produce în orice lună a anului; cu cât altitudinea scade reducându-se și perioada de îngheț, astfel încât la țărmul mării primul îngheț timpuriu de toamnă poate să apară După 1 octombrie, iar ultimul îngheț tardiv de primăvară se poate realiza până la finele lunii aprilie.

Acest fenomen provoacă mari pagube în agricultură cu precădere în legumicultură, în pomicultură și viticultură.

B. Bruma este caracteristică sezonului rece, dar creează probleme tot în anotimpurile de tranziție. Bruma se produce în diminețile reci de primăvară și de toamnă când temperatura aerului coboară sub 0°C iar vaporii de apă din atmosfera joasă trec în cristale de gheață (sublimare) care se depun la suprafața solului pe obiecte sau pe vegetația de talie joasă. Astfel, brumele timpurii de toamnă pot să apară în ariile joase cel mai devreme în a doua parte a lunii septembrie, iar cele mai târzii, de primăvară, se pot înregistra până în jurul datei de 15 mai. În altitudine, perioada de producere a brumelor se mărește progresiv. Ca și înghețul, brumele provoacă daune culturilor agricole, în special cele târzii de primăvară. Astfel, sunt afectate culturile legumicole și plantațiile vitipomicole, iar ca areal de producere, inițial sunt afectate ariile joase, respectiv culoarele de vale și depresiunile și mai apoi versanții.

În depresiunile intramontane și pe marile văi se înregistrează în medie circa 50 de zile cu brumă, în timp ce în ariile de câmpie numărul acestor zile se reduce la jumătate.

C. Chiciura se produce în anotimpul de iarnă, pe fondul unei mari umidități relative a aerului, îndeosebi în cazul aerului cețos și a ceții. Datorită aerului mai rece din troposfera joasă, vaporii de apă cristalizează fin și se depun sub formă de cristale de gheață, îndeosebi la nivelul coronamentului arborilor sau pe conductorii electrici sau de altă natură. Chiciura se produce în general între 1 noiembrie și 31 martie în spațiul montan, în timp ce în unitățile de relief cu altitudini mai mici perioada aceasta se reduce considerabil. Datorită supraîncălcării și greutateii gheții se produc daune în special pentru transporturile speciale, respectiv se produce ruperea conductorilor electrici, a cablurilor telefonice sau chiar ruperea coronamentului arborilor. O asemenea situație s-a întâlnit în ianuarie 1994 când o chiciură foarte puternică a afectat Podișul Moldovei și Republica Moldova distrugând mari suprafețe de plantații pomicole, dar și linii de aprovizionare cu energie electrică.

Numărul zilelor cu chiciură crește constant în altitudine, înregistrându-se în medie circa 10 zile pe an în unitățile de câmpie, 20 de zile pe an în unitățile deluroase, ajungând până la circa 80 de zile pe an pe platourile montane superioare.

D. Poleiul reprezintă un alt fenomen de iarnă și se realizează în cazul în care suprafața solului este suprarăcită extrem de puternic, iar precipitațiile se produc sub formă de ploaie. Astfel, în contact cu solul și obiectele de la sol apa îngheață rapid și se realizează o peliculă fină de gheață. Poleiul provoacă mari pagube în special transporturilor rutiere, transporturilor alimentate prin cabluri electrice, dar provoacă și pagube prin disconfortul creat populației, în sensul în care poate afecta starea de sănătate. Numărul zilelor cu polei este destul de redus, fiind în medie cuprins între 3-5 zile pe iarnă.

E. Ninsoarea reprezintă producerea precipitațiilor în stare solidă. Precipitațiile sub formă de ninsoare se realizează în a doua parte a anului, când temperaturile coboară până la 2-3°C, iar primăvara se pot produce până în momentul în care temperatura aerului urcă până la circa 5°C.

În ariile montane înalte ninsorile se pot produce în orice lună a anului, iar mai apoi numărul zilelor cu ninsoare scade constant în altitudine. La Rarău se produc în medie peste 100 de zile cu ninsoare într-un an. În unitățile deluroase se produc între 40-60 de zile, iar în unitățile de câmpie între 20-30 zile, în zona litorală înregistrându-se circa 10 zile cu ninsoare. Efectul precipitațiilor sub formă de

ninsoare îl reprezintă stratul de zăpadă de la sol, cuantificat prin durata și grosimea acestuia. Ambele componente cresc constant în altitudine. Astfel, durata păstrării stratului de zăpadă crește de la circa 50 de zile, în unitățile de câmpie, la 70 de zile în unitățile deluroase și la peste 100 de zile în aria montană, ajungând la peste 200 de zile în aria montană înaltă (circa 215 zile la stația meteorologică Omu din Masivul Bucegi).

Grosimea stratului de zăpadă crește în altitudine, ajungând până la valori foarte mari în aria montană înaltă, unde poate atinge frecvent 200 de cm, grosimea maximă ajungând și la 350 cm (Bălea Lac). Grosimi impresionante se înregistrează și în unitățile mai joase, în urma producerii fenomenului de **viscol**. Un caz excepțional a fost în iarna anului 1953-1954, în toata partea de est și de sud-est a României.

Fenomenul de **viscol** este caracteristic doar pentru estul și sud-estul României înregistrându-se frecvent în Podișul Moldovei, Delta Dunării și Dobrogea și în jumătatea de est a Câmpiei Române. Fenomenul de viscol presupune intensificarea vântului, vânt însoțit de precipitații sub formă de ninsoare, care provoacă furtuni de zăpadă urmate de înzăpeziri. Durata unui viscol este de la câteva ore până la maximum 2-3 zile, iar numărul perioadelor de viscol este în general între 2 și 4 perioade pe iarnă.

Datorită furtunilor de zăpadă se realizează troiene de mari dimensiuni, ajungând la înălțimi de 2 până la 6 metri, așa cum a fost situația între 3 și 5 februarie 1954 (Câmpia Colinară a Jijiei). Viscolul provoacă mari pagube, în special transporturilor de toate tipurile.

F. **Ceața** este un fenomen caracteristic tutuor lunilor anului, inclusiv vara. Ceața este mai frecventă în anotimpurile de tranziție, cu precădere în unitățile joase, în special în depresiunile intramontane, dar și în lungul marilor culoare de vale. Ceața se realizează, de regulă, în lipsa vântului, pe fondul unei umezeli relative a aerului, cu valori foarte mari, când vaporii de apă precipită și formează picături minuscule de apă menținute în aerul atmosferic. De regulă, numărul zilelor cu ceață crește odată cu altitudinea, la vârful Omu ajungând până la circa 190 de zile pe an. În ariile joase, ceața este mai frecventă în lunci și culoare de vale sau în proximitatea cuvetelor lacustre. Ceața crează dificultăți în special pentru transporturile rutiere, fluviale, maritime și aeriene.

Fenomene meteorologice de vară

A. **Roua** se produce în sezonul cald, în special vara, datorită diferențelor termice dintre zi și noapte. Astfel, în diminețile senine și pe fondul calmului atmosferic, datorită stratificării termice a aerului, la contactul cu suprafața solului, vaporii de apă din atmosfera joasă condensează sub forma unor picături fine de apă care se depun la nivelul vegetației joase sau a obiectelor de la sol. Numărul zilelor cu rouă scade din unitățile joase spre cele înalte fiind de circa 150 de zile pe litoral și îndeosebi în Delta sau ajungând până la circa 100 de zile în unitățile de câmpie. La munte, la partea superioară a reliefului, numărul zilelor cu rouă este foarte redus.

Roua este singurul fenomen meteorologic care nu provoacă daune sau disconfort climatic ci dimpotrivă semnifică un aport suplimentar de apă care poate diminua efectul de secetă.

B. **Grindina** se produce în cazul unor turbulențe ale maselor de aer, în special la contactul dintre un front rece și unul cald sau pe fondul unei convecții termice extrem de intense. Astfel, datorită circulației ascendente a aerului vaporii de apă trec în particole în stare lichidă care mai apoi trec în stare de gheață aglutinându-se în jurul unei particole solide. Ulterior, aceste fragmente de gheață cad la suprafața solului, provocând mari daune culturilor agricole, mijloacelor de transport sau locuințelor. Grindina se produce îndeosebi pe fondul precipitațiilor cu caracter torențial motiv pentru care pot provoca și inundații, însă fenomenul de grindină se realizează pe fâșii longitudinale cu lățimi de până la câțiva km și lungimi de câteva zeci de kilometri. Dimensiunea fragmentelor de gheață este în medie de la câțiva mm până la 2-3 cm, ajungând până la dimensiuni de 5 cm sau excepțional până la 10 cm.

Fenomenul de grindină are o frecvență tot mai mare în altitudine, atingând maximul de frecvență în aria montană înaltă, unde la Vârful Omu prezintă o frecvență de peste 10 zile pe an, în timp ce la Sulina frecvența se reduce la circa 0,1 zile pe an.

C. **Fenomenele orajoase** sunt fenomene luminoase, optice, dinamice și electrice caracteristice sezonului cald care constau în producerea fulgerelor însoțite de trăsnete și descărcări electrice și de fenomene fonice (tunete). Fenomenele orajoase se produc tot pe fondul unor turbulențe ale

maselor de aer, de regulă pe fondul unui aer mai cald în troposfera joasă și mai rece în cea înaltă. Datorită proprietăților dinamice și electrice diferite au loc descărcări electrice, cu formarea de fulgere și trăsnete (când se produce descărcarea electrică la nivelul solului). Aceste fenomene, în special trăsnetele, provoacă mari pagube prin distrugerea transformatoarelor electrice, prin incendierea unor obiective civile sau prin incendierea unor păduri, inclusiv prin pierderea de vieți omenești.

Fenomenele orajoase se produc între 25 și 35 de zile pe an în regiunile extracarpatice și între 35 și 40 zile pe an în spațiul montan.

D. Seceta presupune în primul rând seceta climatică, care reprezintă o consecință a continentalismului climatic. În consecință, durata fenomenului de secetă crește progresiv de la vest la est, cele mai frecvente și mai intense secete înregistrându-se în estul, sud-estul și sudul României.

Seceta climatică presupune un număr minim de zile fără precipitații, în unele perioade înregistrându-se peste 30 sau chiar 40 de zile fără precipitații. Printre cele mai puternice secete sunt cele din anii 1945 și 1946, dar perioade foarte intense de secetă s-au înregistrat și în primul deceniu al secolului XXI. Secetele cele mai puternice sunt cele din sezonul cald, când provoacă și fenomenul de secetă hidrologică, adică diminuarea debitelor râurilor, iar mai apoi coborârea nivelului freatic și pierderea apei din sol, adică provoacă **seceta pedologică**. Aceasta induce automat și seceta fiziologică, când plantele se ofilesc ireversibil și mor.

5.2.5 Diferențieri climatice regionale

Climatul de pe teritoriul României este temperat continental, dar cu nuanțe diferite sau cu diferențieri regionale sau locale în funcție de manifestarea factorilor climatogeni. În funcție de intervenția factorilor climatici și a inter-relațiilor care se stabilesc între aceștia, putem vorbi de existența unor diferențieri climatice regionale, diferențieri care sunt cuantificate la nivelul unor trepte taxonomice, de la cele foarte largi spre cele extrem de restrânse. Astfel, principalele trepte taxonomice sunt: zona climatică, provincia climatică, ținutul climatic, districtul climatic, topoclimatul și microclimatul.

Pentru fiecare treaptă taxonomică în parte, reprezentativ este un anumit factor genetic al climei.

Zona climatică este condiționată de principalul factor climatic, respectiv de radiația solară și de poziția în Europa. Datorită poziției geografice a României pe glob și în interiorul continentului european, zona climatică este *temperat continentală*, întrucât energia solară este moderată, ceea ce provoacă o iluminare și o energie calorică cu valori diferite la nivelul celor patru anotimpuri.

Provincia climatică se individualizează în cadrul zonei climatice temperat continentale în funcție de specificul circulației generale a maselor de aer. Din punct de vedere al provinciilor climatice deosebim următoarele:

Provincia de Nord-vest și Centrală – cuprinde partea de vest a României, începând de la nord de Mureș, nord-vestul României și partea centrală, respectiv Depresiunea Colinară a Transilvaniei. În cadrul acestei provincii domină circulația vestică, respectiv oceanică, cu mase de aer atlantice mai umede. Această provincie se remarcă printr-un regim termic relativ moderat și prin cantități mai mari de precipitații, ceea ce presupune și o nebulozitate mai pronunțată și o umezeală relativă a aerului mai mare.

Provincia de Sud-Vest – caracteristică Banatului, care include și munții mai joși din această grupă, la care se adaugă Podișul Mehedinți, vestul Podișului Piemontan Getic și cea mai mare parte a Câmpiei Olteniei. Pe fondul general al circulației vestice se suprapun și influențele mediteraneene, fapt ce presupune temperaturi medii ceva mai ridicate, prin precipitații cu un regim cu două maxime și două minime și în care se manifestă un vânt specific, numit *austrul*.

Provincia Sudică – caracteristică părții centrale a Câmpiei Române, apoi unei părți importante din Podișul Piemontan Getic și Subcarpaților Getici. Această provincie se caracterizează printr-un caracter de tranziție, în sensul în care influențele vestice sunt dublate de o circulație sudică, frecvent cu caracter tropical, dar și cu elemente de tranziție între influențele mediteraneene din sud-vest și cele continentale din est.

Provincia Estică și Sud-Estică – domină influențele continentale, predominant de ariditate. Astfel, influențele vestice sunt estompate, iar continentalismul climatic se remarcă prin precipitații mai

reduse cantitativ, cu nuanțe de excesivitate date de creșterea extremelor. Cuprinde partea de est a Câmpiei Române, cea mai mare parte a Dobrogei și cea mai mare parte a Podișului Moldovei, inclusiv Subcarpații de Curbură și sudul Subcarpaților Moldovei. Amplitudini termice mari, precipitații relativ reduse, prezența crivățului iarna etc.

Provincia Nord-Estică – suportă și o serie de influențe nordice, numite *scandinavo-baltic*, generate de anticiclone nordice (groenlandez și scandinav).

Provincia Pontică – caracteristică litoralului și Deltei Dunării, în care se resimt influențele pontice ale Mării Negre, inclusiv o circulație sud-estică și sudică caracteristică Ciclonului Arab și mai rar ale Anticiclonului nord-african. Prezența Mării Negre contribuie la ușoara moderare a regimului temperaturii, la o diminuare a cantităților de precipitații, la care se adaugă și prezența brizelor marine.

Ținutul climatic se individualizează în cadrul unor mari unități și trepte majore de relief. Putem discuta de un ținut climatic *montan*, de un ținut climatic de *dealuri și podișuri* și un ținut climatic de *câmpie*.

Ținutul climatic montan se caracterizează prin evidență etajare a tuturor elementelor climatice. Astfel, putem vorbi la nivelul Carpaților de un climat boreal-montan, în care temperaturile scad constant în altitudine iar precipitațiile cresc în același sens. Astfel, partea superioară a domeniului montan presupune un climat de factură alpină. Având în vedere poziția principalelor catene carpatice, în cadrul acestui ținut discutăm de prezența unor subținuturi climatice caracteristice Carpaților Orientali, Meridionali și Occidentali. Astfel, diferențierile sunt date de altitudine, dar și de orientarea acestor trei mari catene. Pot să apară asimetrii de natură termică, cum sunt cele din Meridionali. Subținutul Orientalilor și Occidentalilor se remarcă prin asimetrii de natură pluviometrică.

În cazul ținuturilor și subținuturilor climatice se diferențiază districte și subdistricte. Astfel, în Orientali discutăm de un district nordic, de unul central și de altul sudic (caracteristic Subcarpaților de Curbură). În Meridionali, marile grupe generează districte, ca și în Occidentali. Fiecare district prezintă unele particularități în funcție de poziția în cadrul ținutului sau în funcție de altitudine. În cadrul districtelor se pot separa și subdistricte climatice caracteristice unor grupări montane (de ex: districtul Munților Rodnei).

Ținutul climatic al dealurilor și podișurilor se caracterizează printr-un climat ceva mai blând decât cel montan și mai puțin umed. Acest ținut se poate diferenția și în funcție de altitudine. Discutăm despre un ținut climatic al dealurilor și podișurilor înalte, de regulă cu altitudini de peste 500 de metri și un al doilea, al dealurilor și podișurilor joase, cu altitudini de sub 500 de metri. În cadrul ținuturilor deluroase și de podiș se individualizează subținuturi care sunt diferențiate în funcție de poziția față de teritoriul carpatic, apoi de poziția în cadrul țării și în funcție de altitudine.

Astfel, putem vorbi de un subținut al Subcarpaților și Podișului Moldovei, care este cel mai reprezentativ având în vedere poziția estică în cadrul României și funcție de Carpații Orientali. În acest subținut deosebim o serie de districte climatice, cum sunt: districtele Subcarpaților Moldovei și al Subcarpaților de Curbură, un district al Podișului Sucevei, al Câmpiei Colinare a Jijiei, al Podișului Bârladului, al Culoarului Siretului.

Districtele au în componență subdistricte, separate în funcție de relief. Un al doilea district îl reprezintă cel al Depresiunii Colinare a Transilvaniei, care se identifică un climat de adăpost datorită prezenței arcului carpatic. În acest ținut se identifică o serie de districte, cum sunt cele ale Podișului Someșan, Câmpiei Transilvaniei, Dealurilor Târnavelor, Culoarului Mureș-Arieș-Strei, ale depresiunilor din estul Transilvaniei sau ale depresiunilor din sudul Transilvaniei.

Un alt subținut deluros și de podiș este cel caracteristic Subcarpaților Getici și Podișului Getic. Fiind situat în sudul Carpaților Meridionali are un climat mai blând fiind la adăpostul Meridionalilor față de masele de aer reci din nordul continentului. Diferențierile climatice se realizează aici atât latitudinal și în altitudine, dar și longitudinal, în sensul în care în partea de vest, atât în vestul Subcarpaților Getici, Podișului Getic și Podișului Mehedinți se resimt influențele mediteraneene, în timp ce spre est se impun influențele de tranziție.

Un alt subținut este cel caracteristic Dealurilor de Vest, care având o orientare aproximativă pe direcția nord-sud prezintă trei districte climatice: cel Nordic, caracteristic Dealurilor Sălăjene și

Someșene, apoi districtul Central, caracteristic Dealurilor Crișene și în fine, districtul Sudic, specific Dealurilor Bănățene.

Ultimul subținut îl reprezintă cel al Podișului Dobrogei, cu influențe prioritar est-europene, de ariditate, dar cu temperaturi ridicate și precipitații reduse, în care se deosebesc trei districte: Nordic, specific Dobrogei de Nord – ceva mai răcoros și ceva mai umed; districtele Dobrogei Centrale și de Sud devin tot mai calde și mai uscate.

Ținutul climatic de câmpie corespunde unităților joase de relief, respectiv câmpiilor de nivel de bază. Având în vedere poziția celor două mari unități de câmpie se pot separa două subținuturi, unul caracteristic Câmpiei Tisei, unde se constată o tendință de zonalitate latitudinală și un subținut al Câmpiei Române, unde avem de-a face cu o dublă zonalitate, respectiv o zonalitate orizontală în două sensuri (latitudine) și alta longitudinală, cât și o ușoară tendință de zonalitate în altitudine.

În afara rangurilor taxonomice prezentate, în cercetările și studiile de la scară mare și detaliată se utilizează și rangul taxonomic de **topoclimat**, diferențiat în funcție de forme de relief reprezentative. Astfel, putem vorbi de topoclimate caracteristice platourilor montane superioare, apoi ale culmilor montane, ale versanților însoriți sau umbriți, apoi topoclimate de vale sau topoclimate de depresiuni.

În unele situații se utilizează și termenul de **microclimat**. Pe de o parte, microclimatele sunt separate pe criterii fitogeografice (ex: microclimat de pădure, microclimat de luncă umedă, microclimat de șes aluvial etc).

În ultimul timp, cercetările de climatologie și microclimatologie urbană au evidențiat și prezența de microclimate ale așezărilor omenești, îndeosebi ale orașelor sau ale unor platforme industriale sau complexe agrozootehnice. De altfel, toate activitățile de planificare și de amenajare teritorială, cât și aspectele legate de mediu, inclusiv obținerea avizelor de mediu se realizează pe criterii științifice, în funcție de microclimatele pe care le pot genera diferitele obiective civile, industriale sau agricole.

6. Componentul hidric și funcțiile sale în sistemul fizico-geografic

Componentul hidric este constituit din *apele subterane*, *râurile*, *rețeaua hidrografică*, *Dunărea*, *lacurile* și *Marea Neagră*. În funcție de particularitățile climatice și poziția geografică a României, resursele hidrice ale țării sunt moderate, fiind practic completate de două elemente reper cu rol major în funcția sistemului hidrico-geografic: *Dunărea* și *Marea Neagră*.

6.1 Apele subterane din România

Apele subterane din România sunt cantonate la diferite adâncimi în scoarta superficială, în funcție de condițiile de genază fiind întâlnite *ape freatice* și *ape de adâncime*. Astfel resursele totale de apă subterană totalizează într-un an circa 8,3 mil m³, din care 5,2 mil m³ revin apelor freatice și 3,1 mil m³ apelor de adâncime.

6.1.1 Apele freatice

Apele freatice sunt cantonate în interiorul scoarței la adâncimi variabile fiind condiționate de existența unui strat impermeabil numit *culcuș*. Deasupra acestui strat impermeabil apele freatice se acumulează progresiv în spațiul poros al rocilor într-un strat numit *strat purtător de apă*. De regulă, apele freatice sunt ape libere ele circulând gravitațional, motiv pentru care se pot acumula într-un volum mai mare sau dimpotrivă într-un volum mai redus. Astfel stratele acvifere pot fi continui și uniforme, dar cu adâncimea nivelului hidrostatic variabilă. Există și situații în care apele freatice sunt discontinui sau pot avea un caracter semipermanent.

În România apele freatice au un caracter neuniform, existând mari acumulări și strate acvifere permanente și continui sau dimpotrivă discontinuități marcate prin ape freatice acumulate în cantități reduse, sub forma unor pânze lenticulare sau dimpotrivă chiar arii în care apele freatice lipsesc. Marile acumulări se întâlnesc în ariile joase, respectiv în lungul văilor și în depresiuni, iar discontinuitățile sunt legate de prezența unor imense mase calcaroase (ex: culmea Pietrei Craiului) sau în arii endoreice (Dobrogea de Sud, Bărăganul Ialomițean).

Apele freatice din aria montană

În *aria montană* a României apele freatice au un caracter discontinuu, existând acumulări însemnate în depresiunile intramontane, unde se acumulează în formațiuni detritice, în special în pietrișuri și nisipuri. O altă situație cu resurse bogate este cea din lungul marilor cursuri de apă unde stratul acvifer se leagă de prezența depozitelor fluviale (pietrișuri, nisipuri) din lunci și din terase sau se leagă de depozitele proluviale și coluviale de la baza versanților. Nivelul hidrostatic are o tendință de creștere din luncă spre versanți. Nivelul hidrostatic crește constant, de la baza versanților spre partea superioară a reliefului montan, respectiv spre culmi și interfluvii, unde de cele mai multe ori apele freatice lipsesc. Astfel, dacă la nivelul versanților pot fi pânze freatice lenticulare care ies la zi sub formă de izvoare, la partea superioară a reliefului montan apele freatice lipsesc aproape cu desăvârșire. În unele situații apele freatice se acumulează în unele goluri subterane, ca în cazul calcarelor, dolomitelor sau al conglomeratelor, fiind interceptate la adâncimi foarte mari.

Din punct de vedere hidrochimic apele freatice din aria montană a României sunt considerate ape dulci fiind potabile, întrucât mineralizarea totală este foarte redusă, de regulă sub 0,5 g/l. Limita apelor potabile este de până la 1 g/l mineralizare totală. În unele cazuri mineralizarea totală este foarte mică de regulă sub 0,1 g/l, aceste ape fiind cunoscute și sub denumirea de *ape plate*. O parte dintre acestea sunt valorificate ca ape de masă. Mineralizarea acestor ape constă din diferiți cationi și anioni. Pentru apele potabile cel mai răspândit este cationul de Ca²⁺, iar dintre anioni cel mai bine reprezentat este ionul bicarbonat.

În unele situații se realizează o mineralizare mult mai intensă a unor ape freatice în situația în care aceste ape ajung în contact cu diferite roci salifere sau bogate în anumiți compuși. Așa este cazul apelor clorurosodice din Depresiunea Maramureșului sau a unor ape divers mineralizate cum sunt cele de la Slănic Moldova - ape ioduroase, bromurate, feruginoase, sulfuroase, radioactive. În domeniul montan sunt foarte bine reprezentate și valorificate economic apele minerale carbogazoase. Unele ape freatice preiau dioxidul de carbon și sunt astfel mineralizate, aceste ape fiind valorificate pe scară largă ca ape de masă sau sunt valorificate în cura balneară (Dorna, Poiana Negri, Șarul Dornei, Bilbor, Borsec, Stânceni, Harghita, Tușnad, Bixad, Balványos).

Apele freatice din ariile extracarpatic

În **spațiul extracarpatic** acumulările de ape freatice sunt mai mari decât cele din domeniul montan, chiar dacă precipitațiile scad constant odată cu altitudinea. Acumulările de ape freatice se leagă de altitudinile mai joase, de prezența formelor de relief cu caracter depresionar, de existența unor mari culoare de vale, cât și de predominanța rocilor sedimentare neconsolidate. Cele mai mari acumulări sunt cantonate în ariile depresionare și în lungul marilor râuri, unde litologia este data de prezența depozitelor detritice, în special de pietrișuri și nisipuri. Astfel, apar strate acvifere continuu la nivelul luncilor, teraselor și a glacisurilor sau în partea bazală cât și în sectoarele câmpiilor de subsidență.

În **Subcarpați** cele mai mari rezerve sunt în depresiunile subcarpatice îndeosebi în lungul râurilor, în șesurile aluviale sau în baza teraselor. Din punct de vedere hidrochimic domină tot apele bicarbonat calcice, în unele situații constatându-se o creștere a durității apei. Prezența formațiunilor salifere generează însă și mineralizări intense ale apelor freatice din proximitatea acestor roci. Este vorba de o mineralizare de tip clorurosodic, care frecvent atinge între 3 și 5 g/l (ape sălcii), iar în unele situații valorile depășesc 5g/l, ajungând până la 100 sau chiar 200g/l (ape sărate). Aceste ape sunt valorificate frecvent în cura balneară în cadrul unor stațiuni balneo climaterice de interes local, național sau chiar de renume internațional (Oglinzi, Băltătești, Cacica, Gârcina, Sărata, Tazlău, Tg. Ocna, Vintileasca, Slănic Prahova, Telega, Govora, Călimănești, Căciulata).

Local apar și alte tipuri de mineralizări, în special în cadrul apelor sulfuroase, cum sunt cele de la Pucioasa.

În **Depresiunea Colinară a Transilvaniei** se disting trei situații reprezentative. Cele mai mari acumulări sunt întâlnite în depresiunile marginale, cum sunt cele din estul Transilvaniei și în partea de sud-est a Transilvaniei. Acestea li se adaugă și apele freatice care însoțesc luncile și terasele marilor cursuri de apă (Mureș, Olt, Someș, Târnava Mică, Târnava Mare). În aceste unități de relief apele freatice sunt cantonate în baza unor depozite piemontane, apoi în baza glacisurilor de contact, cât și în formațiunile detritice de natură fluvială. În toate aceste cazuri, apele freatice sunt calitativ superioare, fiind utilizate ca ape potabile, mineralizarea fiind slabă și apele încadrându-se în categoria celor bicarbonat calcice.

A doua situație este cea caracteristică formațiunilor salifere cu o structură în cute diapire. În acest caz mineralizarea apelor crește, ajungând uneori până la valori foarte mari, de ordinul gramelor sau al zecilor de grame la litru. În unele situații aceste ape sunt valorificate în cura balneară cum este cazul celor de a Sovata, Ocna Dej, Ocna Turda, Ocna Mureș sau Ocna Sibiului.

A treia situație se leagă de prezența unor ape freatice divers mineralizate, așa cum este cazul cu cele care însoțesc hidrostructurile unor domuri.

La nivelul întregii depresiuni acumulările de ape freatice sunt mai slab exprimate în unitățile mai înalte de relief îndeosebi la nivelul versanților sau în cazul culmilor deluroase.

În **Podișul Moldovei** resursele de ape freatice se diminuează constant de la vest spre est, de la Carpați spre Prut. Marile acumulări se mențin în cazul marilor culoare de vale, așa cum este cazul culoarului Siretului, cele mai bogate ape freatice întâlnindu-se în ariile de confluență ale Siretului cu principalele râuri carpatice.

O a doua zonă bogată în ape freatice o reprezintă Podișul Piemontan, situat la marginea vestică a Podișului Sucevei. În acest caz apele freatice se leagă de prezența depozitelor piemontane, cât și de prezența unor râuri cu un aluvionar foarte gros. O asemenea situație este cea din lunca râului Ozana,

înainte de confluența cu Moldova. Aceste ape sunt calitativ superioare fiind utilizate pentru alimentarea cu apă a unor aşezări urbane.

O a treia situație este cea din jumătatea de sud a Podișului Moldovei unde apele freatice sunt cantonate fie în pietrișuri piemontane, așa cum este cazul cu pietrișurile de Balabănești sau cu cele din Piemontul Nicorești sau în formațiuni nisipoase de vârstă pliocenă. Este cazul apelor freatice din sudul Colinelor Tutovei și din sudul Dealurilor Fălciului, inclusiv din colinele înalte ale Covurluiului. Chiar dacă adâncimile apelor în cauză sunt mari calitatea acestora este foarte bună.

În spațiul dintre Siret și Prut scad și rezervele de apă freatică cât și calitatea acestora. Astfel, în Câmpia Colinară a Moldovei dar și în subunitățile mai joase ale Podișului Bârladului apele freatice au debite specifice mai mici, iar calitatea apelor scade înregistrându-se o mineralizare ceva mai mare fiind vorba despre ape calcice și magneziene sau cu un conținut ridicat de carbonat de calciu. În plus pot să apară și mineralizări slabe, de natură sulfatică, datorită prezenței stratelor cu gips (cazul luncilor din Câmpia Moldovei, din lunca Bahluiului sau din lunca Prutului).

În *Dealurile de Vest* prezența depozitelor cu caracter piemontan și dispunerea în trepte la periferia Munților Apuseni determină existența unor rezerve de apă freatică la adâncimi variabile începând de la 10-15 m adâncime în est, până la 5-10 m spre treapta de câmpie în vest. Rezervele de apă sunt semnificativ mai însemnate față de celelalte unități deluroase ale țării având în vedere poziția în raport cu lantul carpatic și influența mai pregnantă a maselor de aer oceanic.

În *unitatea de câmpie* există rezerve relativ însemnate de apă cu adâncimi care variază de la 3-5 m în zona podurilor interfluviale, dar coboară sub trei metri în unitatea câmpiilor de subsidență.

Din punct de vedere hidrochimic, în Dealurile de Vest și Câmpia Tisei predomină apele freatice bicarbonatate, pe alocuri, mai ales în unitatea de câmpie cu tendința de salinizare sulfatică sau clorurică.

În *Podișul Piemontan Getic* există două situații distincte generate de prezența sau absența intercalațiilor impermeabile de argilă. În primul caz când există astfel de intercalații argiloase, adâncimea nivelului freatic ajunge până la 20-25 de metri, în timp ce în absența unor astfel de intercalații nivelul freatic poate cobori sub 50 de metri.

Pe ansamblu la nivelul unității piemontane adâncimea apei freatice crește de la sud către nord, putând ajunge chiar la 100 de metri acolo unde depozitele grosiere de pietrișuri au o grosime mare (în Piemontul Cotmeana sau Piemontul Căndești).

În *Câmpia Română* particularitățile și distribuția acviferelor freatice diferă în funcție de condițiile hidrogeologice, dar și de cantitatea de precipitații tot mai redusă de la vest către est. Astfel, în *Câmpia Olteniei* adâncimea apelor freatice scade de la nord către sud, respectiv de la terasele înalte ale Dunării până spre Lunca Dunării, mai exact de la 8-10 m până la sub 5 m în *Lunca Jiului* și cea a *Oltului* aluvionarul consistent permițând o acumulare însemnată a rezervelor de apă, la adâncimi de 5-10 m și un debit mediu specific de 1 până la 5 litri/secundă. În *Câmpia Română Centrală* acumularea rezervelor de apă este favorizată de larga răspândire a unor formațiuni geologice de tipul nisipurilor de Mostiștea, a pietrișurilor de Frătești și de Colentina.

Adâncimea apelor freatice diferă net în funcție de tipurile genetice de câmpie. În *câmpiile piemontane*, larga răspândire a depozitelor villafranchiene a permis acumularea unor rezerve freatice la adâncimi variabile, de la 50-60 de metri spre contactul cu Subcarpații, până la adâncimi ce coboară sub 5 metri spre sud, îndeosebi la contactul cu sectorul de subsidență al Câmpiei Titu-Gherghița. În zona *câmpiilor de subsidență* rezervele freatice sunt mai modeste cantitativ, apele fiind cantonate la adâncimi de 0-5 m. Mineralizarea acestora este relativ ridicată, inclusiv datorită condițiilor climatice, iar tipul hidrochimic este predominant clorurat. În sectorul *câmpiilor tabulare* acoperite cu o cuvertură apreciabilă de loess și uneori nisipuri sau pietrișuri pleistocene situația se prezintă diferit, în funcție de grosimea depozitelor în cauză. În Bărăganul nordic adâncimea apelor freatice oscilează între 5-10 m, în timp ce în partea sudică a acestuia nivelul freatic coboară până la 20-30 m adâncime. În situații excepționale datorită grosimii mari a cuverturii de loess adâncimea freaticului poate coborâ până la 35-40 de metri. Mineralizarea acestor ape este frecvent ridicată depășind în unele situații chiar valoarea prag de 1 gram/litru.

În *Podișul Dobrogei* rezervele de ape subterane sunt modeste din punct de vedere cantitativ și sunt situate la adâncimi de 5-25 de metri, în funcție de grosimea pachetelor de loessuri. O situație aparte

se întâlnește în lungul micilor râuri dobrogene unde nivelul freatic este mai ridicat, dar și în zonele de ocurență a calcarelor sarmațiene și jurasice, unde acviferul freatic poate avea caracter discontinuu. Datorită bilanțului hidric deficitar ca și în partea estică a Câmpiei Române mineralizarea are valori ridicate.

6.1.2 Apele subterane de adâncime din România

Apele subterane de adâncime din România se formează pe baza apelor vadoase ajunse la adâncimi variabile, în funcție de condițiile litostructurale și tectonice.

Orogenul carpatic cuprinde acvifere de adâncime cantonate în structurile cristaline fracturate tectonic, în cuvetele marginale ale sinclinalelor mezozoice, în formațiunile eruptive ale neogenului, în intercalațiile permeabile ale flișului cretacic și paleogen, dar mai ales în depresiunile intramontane.

Masivele cristaline ale Rodnei, Maramureșului, cele din Făgăraș, Parâng, Retezat-Godeanu, Semenic includ hidrostructuri de adâncime pe principalele linii de dislocație tectonică, reprezentative fiind în acest sens rezervele de apă din lungul Faliei Dragoș Vodă, pe contactul dintre Munții Rodnei și Depresiunea Maramureșului. În ulucul depresionar Giurgeu-Ciuc-Brașov, acviferele de adâncime sunt cantonate fie pe dislocații tectonice la contactul cu aria montană propriu-zisă, fie la baza sedimentarului care constituie umplutura acestor depresiuni. În acest sens exemple reprezentative oferă izvoarele minerale de la Toșorog (nordul Munților Hășmașului) sau izvoarele termale și radioactive de la Băile Tușnad.

În *Munții Apuseni* prezența dislocațiilor tectonice de mare profunzime a permis infiltrarea apelor de suprafață la adâncimi considerabile unde acestea au fost supuse unor intense procese de mineralizare și termalizare. La suprafață, prezența acestor ape uneori mineralizate se constată pe diferite aliniamente, la contactul munților cu Dealurile de Vest sau Câmpia Tisei.

În *unitatea subcarpatică* apele de adâncime sunt cantonate în vecinătatea zăcămintelor salifere sau de hidrocarburi. În primul caz, rezerve se găsesc pe aliniamente pornind de la Solca, Cacica, Tg. Ocna, Slănic Prahova și Ocnele Mari. În al doilea caz, aliniamente ale structurilor de adâncime însoțesc zăcămintele de hidrocarburi de la Zemeș, Moinești, Berca, Arbănași.

În *Podișul Moldovei* au fost puse în evidență prin foraje hidrostructuri de adâncime cantonate în depozitele cuverturii sedimentare depuse începând cu Paleozoicul și până în Miocen. În zona Iașului, la adâncimi de peste 1000 de metri au fost puse în evidență ape puternic mineralizate utilizate în diferite scopuri terapeutice. Mineralizarea este de 57-64 grame/litru. Acumulări asemănătoare celor de la Nicolina-Iași au fost identificate și în forajele din Câmpia Moldovei, de la Todireni sau cele din Dealu Mare-Hârlău, de la Deleni. Îndiferent de tipul hidrochimic, specific tuturor apelor de adâncime din zona aceasta a Podișului Moldovei este gradul foarte ridicat de mineralizare. În partea central-sudică a Podișului Moldovei au fost identificate hidrostructuri de adâncime în depozitele pliocene de la Ghidigeni, Bârlad, Crivești și Valea Chinejii. Unele dintre aceste ape au caracter ascensional sau chiar artezian. În Valea Prutului, la Rânceni, apele de adâncime ajung în mod natural până aproape de suprafață pe baza unor sisteme de falii.

În sudul *Carpaților Meridionali* la baza depozitelor piemontane ale Podișului Getic au fost puse în evidență acvifere de adâncime cu caracter puternic artezian.

În *Câmpia Română* pot fi separate două situații distincte pe baza criteriilor hidrochimice. În primul caz este vorba de ape potabile, cu o mare capacitate de debitare, cantonate în complexul de Căndești și în complexul de Frățești. Aceste ape au un debit mediu specific de 5-10 litri/sec/km² și o mineralizare ce nu depășește 0,5 grame/litru. În cazul al doilea este vorba de ape mineralizate, cantonate în cuvertura sedimentară pre-pliocenă și care în anumite situații sunt asociate zăcămintelor de hidrocarburi ale platformei valahe.

În *Podișul Dobrogei*, datorită neuniformității răspândirii rocilor cristaline, calcaroase, magmatice sau detritic-sedimentare pot fi separate trei zone distincte:

- în Dobrogea de Nord, acumulările apelor de adâncime se realizează în calcarele triasice și jurasice, în zona Babadag sau arealele marginale ale Depresiunii Nalbant;

- calcarele jurasice din Dobrogea Centrală permit acumulări în zona Caragea, acumulări ce se caracterizează printr-un debit specific ridicat;

- în platforma Dobrogei de Sud, fundamentul cristalin al acesteia cuprinde acumulări puternic mineralizate puse în evidență numai prin intermediul forajelor; similare sunt și apele de adâncime identificate sub actualul complex deltaic de la gurile Dunării.

În *Depresiunea Colinară a Transilvaniei* au fost puse în evidență ape clorurate, iodurate sau bromurate care însoțesc zăcămintele salifere de pe bordura depresionară (ex: Praid, Sovata, Ocna Sibiului, Ocna Mureș, Ocna Dej, Cojocna).

Rezerve însemnate cantitativ se găsesc în fundamentul cristalino-mezozoic, dar și în sedimentarul de cuvertură. În anumite situații când aceste ape sunt asociate fie depozitelor salifere, fie zăcămintelor de gaz metan mineralizarea de tip clorurat, sulfatat sau iodurat poate ajunge până la 200g/l!

În ceea ce privește distribuția geografică a rezervelor de apă subterană, calculele indirecte arată astfel: Câmpia Română – 150 m³/s, Podișul Moldovei – 30 m³/s, Podișul Dobrogei – 6 m³/s, Podișul Transilvaniei – 25 m³/s, Dealurile de Vest și Câmpia Tisei – 50 m³/s.

6.2 Râurile României

6.2.1 Caractere generale ale rețelei hidrografice

Rețeaua hidrografică a României este carpatică ca origine și danubiano-pontică, ca drenaj. Majoritatea râurilor României își au izvoarele în teritoriul carpatic și se varsă în Dunare, direct sau indirect și în Marea Neagră. Râurile care se varsă direct în Marea Neagră sunt dobrogene drenând circa 2,2 % din teritoriul României.

Lungimea și densitatea rețelei hidrografice

Râurile de pe teritoriul României totalizează o lungime de circa 115 000 km în cazul râurilor cu lungimi mai mari de 5 km și cu o suprafață a bazinului de peste 10 km², numărul se reduce considerabil fiind vorba despre circa 4300 râuri cu o lungime totală de peste 66 000 km. După lungime, râurile din România sunt scurte, 96,9 % din numărul total având lungimi mai mici de 50 km. Râurile cu lungimi cuprinse între 50 și 100 km reprezintă 2,0 %, iar cele cu lungimi cuprinse între 100 și 500 km reprezintă circa 1%, ceea ce înseamnă ca râurile cu lungimi mai mari de 500 km reprezintă 0,1 %.

În categoria râurilor cu peste 500 km intră doar patru râuri din România: Mureș (768 km), Olt (737 km), Prut (716 km), Siret (596 km). Densitatea rețelei hidrografice din România prezintă valori moderate. Astfel, valoarea medie pe țară este de 0,48 km/km². Dacă luăm în considerare râurile cu o lungime mai mare de 5 km și o suprafață a bazinului de peste 10 km² atunci valoarea se reduce la 0,28 km/km².

În funcție de valoarea medie a densității rețelei hidrografice la nivelul țării se constată mari diferențieri. Astfel valorile cresc din unitățile de câmpie spre cele montane. De regulă în domeniul montan al României valorile depășesc 1 km/km² îndeosebi în ariile cristaline și în munții vulcanici, urmând apoi domeniul munților flișului cu valori mai reduse cele mai mici valori înregistrându-se în masivele calcaro-dolomitice unde se constată și anumite discontinuități, inclusiv prezența unor arii endoreice. Astfel valoarea cea mai mare se înregistrează pe flancul nordic al Munților Făgăraș, iar valorile mai reduse sunt concentrate în masivele calcaroase în special în Orientali, Banat, etc. În unitățile deluroase și de podiș valorile densității se mențin în jurul mediei pe țară cu ușoare diferențieri în funcție de poziția în cadrul țării. Astfel, în Depresiunea Colinară a Transilvaniei valorile sunt în general cuprinse între 0,4 și 0,6 km/km², în timp ce în Podișul Moldovei valorile sunt cuprinse între 0,3 și 0,5 km/km², mai reduse în unitățile joase cum ar fi Câmpia Colinară a Moldovei, dar și în Podișul Piemontan al Moldovei și ceva mai mari în subunitățile mai înalte ca în Podișul Sucevei și Bârladului.

Valori în jurul mediei pe țară se înregistrează și în unele sectoare ale Podișului Piemontan Getic, în special în Platforma Căndeștilor, Argeșului etc. În unitățile de câmpie densitățile rețelei hidrografice sunt cele mai mici fiind în general cuprinse între 0,1 și 0,3 km/km², în această situație intrând și Podișul Dobrogei. Dacă în sectoarele de câmpie piemontană se înregistrează valori de 0,25 până la 0,30 km/km²,

în câmpiile tabulare valorile coboară până la $0,1 \text{ km/km}^2$ sau chiar sub această valoare, așa cum este cazul cu partea de est a Câmpiei Române sau cu sectoare din Dobrogea Central și de Sud.

Astfel, mărimea bazinului hidrografic se raportează și la lungimea râului ceea ce înseamnă că bazinele hidrografice cele mai mari sunt ale râurilor cele mai lungi, dar fără a se păstra același ordin.

Din punct de vedere al formei rețelei hidrografice se pot identifica câteva tipuri de rețea hidrografică:

1. **Dendritică**: reprezintă un asamblaj de râuri în care confluențele sunt în unghiuri ascuțite de regulă în unghiuri de sub 60° . Acest tip de rețea este de regulă caracteristică pentru unitățile de podiș ale României, îndeosebi pentru cele cu o structură monoclinală. Astfel, acest tip de rețea este foarte bine exprimat în Podișul Moldovei, fiind caracteristic pentru majoritatea râurilor din Câmpia Colinară a Moldovei, din podișul Central Moldovenesc și din Colinele Tutovei. Asemenea tip de rețea se întâlnește și în unitățile piemontane, apoi în cazul glacisurilor de la nivelul unor conuri aluviale s.a.m.d.
2. **Rectangulară**: în care râurile prezintă confluențe aproximativ în unghiuri drepte. Acest tip de rețea este caracteristic în special pentru ariile montane în special în unitățile cristaline și cristalino-mezozoice. Pentru exemplificare menționăm cazul Bistriței Moldovenești, în cazul căreia afluenții din cursul mijlociu prezintă această caracteristică. Sistemul rectangular se păstrează și în zonele cristalino-mezozoice. Este cazul râului Bicaz, cu afluenții: Cupaș, Lapoș, Bicăjel, Sugău. Acest sistem se păstrează în bună măsură și în aria flișului carpatic așa cum este cazul Bistriței la confluențele cu Bicazul, Tarcăul sau cazul Troțușului etc.
3. **Rețeaua radiar convergentă**: presupune adunarea apelor într-un punct central, formând așa numitele piețe de adunare a apelor. La scara întregii țări o asemenea rețea este caracteristică pentru Depresiunea Colinară a Transilvaniei unde râurile din Orientali, Meridionali și Apuseni, converg inițial către depresiunea din interiorul arcului carpatic. La scară regională, acest tip de rețea este specific depresiunilor intramontane și submontane. Cazul cel mai tipic este cel al Depresiunii Brașovului, unde râurile montane sunt colectate de către Olt, Râul Negru și Bârsa, care toate converg spre partea centrală a depresiunii. În anumite situații, rețeaua convergentă este caracteristică și unor conuri vulcanice sau caldeire.
4. **Rețeaua radiar divergentă**: în care râurile își orientează cursurile pe direcții variabile, pornind dintr-un punct nodal, respectiv dintr-un nod hidrografic. Practic acest tip de rețea este caracteristic râurilor mari, datorită poziției centrale a inelului carpatic. La o scară mai redusă, acest tip de rețea este caracteristic pentru masivele cristaline tip bloc (Parângului, Retezat-Godeanu). La o scară și mai redusă acest tip de rețea este caracteristic și pentru aparatele vulcanice de tip con, unde micile cursuri de apă sunt radiar concentrice.

Pe lângă aceste patru tipuri putem discuta și de existența unor rețele de factură aparte. Este în primul rând cazul rețelei de tip pieptene, rețea care presupune râuri scurte aproximativ paralele între ele, așa cum este cazul cu râurile de pe flancul nordic al Munților Făgăraș. De regulă însă pentru râurile cu lungimi mari pot să se distingă și rețele de tip complex în care apar cel puțin două tipuri de rețea, una simplă (Mureș, Olt, Someș) unde pot să apară sectoare cu rețea rectangulară sau dendritică.

6.2.2 Profilul longitudinal al râurilor

În cadrul profilului longitudinal al râurilor sunt separate trei sectoare. În primul rând este vorba de sectorul superior, în care panta longitudinală are valorile cele mai mari, fiind situat și la altitudine superioară. În acest sector superior domină procesele de eroziune. Al doilea sector este cel mijlociu unde panta longitudinală se reduce considerabil și în care se constată o diminuare a proceselor de eroziune, dublate de cele de transport, mai slabe fiind procesele de acumulare. Ultimul sector este cel inferior, unde panta longitudinală are valorile cele mai mici, iar procesele dominante sunt cele de transport și acumulare. Astfel, în sectoarele în care domină procesele de eroziune, se realizează așa numitele procese de degradare, iar acolo unde domina acumularea se realizează procesele de agardare. Pentru râurile mari, sectoarele superioare sunt amplasate în aria montană, cele mijlocii în unitățile deluroase și de podiș, iar

cele inferioare în sectoarele de câmpie. În aceste condiții, panta profilului longitudinal scade din cursurile superioare spre cele inferioare. Astfel în majoritatea cazurilor panta profilului longitudinal depășește valoarea de 10‰, fiind cuprinse de regulă între 10 și 100‰ în domeniul montan (Argeș - 72 ‰, Ialomita - 40‰). În unitățile deluroase și de podiș panta longitudinală se menține între 1 și 10‰. În cazul Prahovei valoarea este de 6‰, iar al Bistriței Moldovenești are o valoare de 3‰. Cele mai mici pante se înregistrează în unitățile de câmpie unde valorile se mențin între 0,1 și 1‰ (Jiu - 0,5‰, Someș - 0,4‰, Bega - 0,4‰, Mureș - 0,2‰).

În cadrul profilului longitudinal pot să apară și discontinuități de tipul pragurilor, repezișurilor și cascadelor, așa cum este cazul cu văile tectonice, în cazul sectoarelor de vale glaciară sau la trecerea dintr-o regiune în alta datorită schimbării litologiei. Râurile foarte mari prezintă profile longitudinale complexe, întrucât traversează unități diferite de relief având pe parcurs sectoare de chei și defilee. Cel mai complex caz este al Oltului care traversează două depresiuni intramontane, respectiv Ciuc și Brașov, separate de două sectoare de defileu, Tușnad și Racoș, pentru ca mai apoi să între într-o depresiune submontană și apoi să reentre în domeniul montan formând un alt defileu între Turnul Roșu și Cozia.

6.2.3 Regimul hidrologic și caracteristicile scurgerii

Se exprima printr-o serie de variabile hidrologice precum debitul, scurgerea specifică, volumul scurgerii etc. Toți acești parametri sunt conditionați de o serie de factori naturali, regionali sau locali, în care rolul hotărâtor revine climei, la care se adaugă Alcătuirea geologică și relieful dar și solul și învelisul biotic, la care se adaugă intervenția antropică. Parametrii în cauză, prezintă mari variații în timp și spațiu, având în vedere particularitățile fizico geografice ale unităților de relief pe care le traversează un anumit rau.

CARACTERISTICI:

Reprezintă volumul de apă pe care îl transporta un anumit rau într-un anumit interval de timp, astfel scurgerea lichidă, dependentă de debitul unui rau, datorită climatului temperat continental, pe parcursul unui an se constată diferențieri semnificative ale scurgerii de suprafață.

Pe anotimpuri se constată diferențe semnificative conditionate de particularitățile climatului:

- a) Iarna, se constată situația caracteristică de ape mici de iarnă, întrucât debitele râurilor sunt reduse, deoarece în lunile de iarnă precipitațiile sunt reduse cantitativ, și cad în cea mai mare parte sub forma de ninsoare. Mai mult, o parte din debitul lichid este sub forma de gheață. În aceste situații, valoarea scurgerii de iarnă este foarte mică în domeniul montan, fiind cuprinsă între 10-15 % în Orientali și Meridionali, ajungând la 30 % în unitățile deluroase și de podiș, și peste 30% în unitățile de câmpie. Excepții de la regulă se înregistrează uneori și iarna, îndeosebi pentru râurile din partea de V a României dar nu numai. Se pot produce viituri de iarnă, datorită topirii bruste a zăpezii, și în urma producerii -----

Frecvența cea mai mare a viiturilor de iarnă se înregistrează în luna Decembrie. Asemenea fenomene sunt caracteristice și altor râuri, unde fenomenul cel mai cunoscut este cel de zăpor. Astfel în urma încălzirii vremii se realizează curgeri de sloiuri care se blochează în față unor poduri de gheață, în zone strâmte ale văilor, în cazul podurilor etc. Se formează baraje de gheață ce duc la mari daune.

(fără fauna și soluri la exam, regimul termin.. propr chimice etc)

- a) Primăvara se caracterizează prin ape mari de primăvară: acestea se dat creșterii debitelor prin topirea progresivă a zăpezii peste care se suprapun ploile de primăvară. Scurgerea de primăvară este cea mai mare dintre toate anotimpurile, totalizând între 40 și 50 % din totalul scurgerii anuale. În acest anotimp se produc și viituri importante în cazul precipitațiilor foarte bogate așa cum a fost cazul anului 1970 când în partea de V și NV a României, viiturile au provocat mari inundații în bazinele râurilor Someș, Mureș și Crisuri. Vara precipitațiile descresc progresiv înregistrându-se și o creștere

pronunțată a proceselor de evapotranspirație. În aceste condiții vara se caracterizează în trecerea de la situații de ape mari din luna iunie spre cea de ape mici din a doua parte a verii. Astfel scurgerea de vara reprezintă între 15 și 20 % din total, în teritoriile extracarpătice și peste 20 % în teritoriul montan. Datorită unor situații sinoptice deosebite, vara se produc ploi cu caracter torential, care provoacă mari viituri în unele regiuni ale României. Asemenea situații s-au înregistrat în iulie 1975, august 1991, iulie 2005 etc.

- b) Toamna: se înregistrează situația de ape mici de toamna, datorită precipitațiilor foarte reduse, în special din iulie și octombrie. În aceste condiții debitele sunt mici, iar scurgerea de toamna se reduce la 5 % în regiunile extracarpătice din E și SE dar care poate crește până la 20-25% în spațiul montan.

REGIMUL HIDROLOGIC AL RÂURILOR ȘI DEBITELE CARACTERISTICE

Regimul hidrologic reprezintă o funcție legată de debitul râului. În România este neuniform datorită particularităților climatului de tip temperat continental. Aceasta neuniformitate este condiționată de valorile diferite ale debitelor râurilor. Debitul râului reprezintă volumul de apă scurs într-o anumită secțiune a râului, raportat la unitatea de timp. Debitele pot fi medii, maxime și minime. După valoarea debitului, râurile se încadrează în cea mai mare parte în categoria râurilor cu debite mici. Dintre toate râurile României, debitul cel mai mare îl deține Siretul cu o valoare medie de 222 m³/s dar După datele mai noi, ar fi de 210 m³/s. Celelalte râuri prezintă valori mult mai reduse pe locul al doilea situându-se Mureșul -----

Valori de sub 100 m³/s: Prut – 89, Jiu – 83, Bistrita – 60, etc.

Dpdv al regimului anual, debitele cele mai mari sunt cele de primavara-vara înregistrându-se un ușor decalaj față de maximul pluviometric. În unitățile joase debitele max se pot produce și în Mai în timp ce în unitățile înalte de relief debitele max se pot decala până în luna iulie. Debitele minime se înregistrează în Ianuarie și Februarie, dar debitele mici sunt caracteristice și în Septembrie și Octombrie.

Debitele maxime

Se produc în condiții particulare se produc datorită topirii bruste a zăpezii sau a precipitațiilor abundente. De regulă debitele maxime se înregistrează în lunile de primavara-vara dar în unii ani acestea pot să apară și în lunile iulie și august sau în alte luni ale anului dar mult mai rar. În general debitele maxime ale râurilor sunt de circa 10 ori mai mari decât debitele medii. Debitele maxime absolute se produc în situații sinoptice deosebite având valori mult mai mari. Astfel pentru Siret, debitul maxim reconstituit a fost de circa 5600 m³/s în iulie 2005. În aceeași luna s-au înregistrat debite maxime foarte mari și pentru alte râuri din partea de E a României. Un caz deosebit l-a reprezentat debitul Trotusului care a înregistrat o valoare de circa 2800 m³/s în timp ce debitul mediu al lunii respective este de 41,3 m³/s. În aceeași situație s-au aflat și alte râuri din partea de E, precum Putna din Vrancea, -----

Debite foarte mari s-au înregistrat și pe râurile în NV și V României, în Mai 1970 ceea ce a generat o creștere considerabilă a nivelurilor râurilor cu valori cuprinse între 5 și 9 m, motiv pt care s-au produs inundații foarte puternice îndeosebi pe Someș, cel mai afectat fiind orașul Satu Mare. Debitele minime se înregistrează în lunile de iarnă dar și în septembrie și octombrie datorită precipitațiilor foarte reduse. Debitele minime absolute se produc însă în urma unor perioade deficitare în precipitații cu precădere în anii secetosi. Astfel debitele minime ale râurilor sunt în medie sunt în medie de circa 10 ori mai mici decât cele medii. În aceste condiții majoritatea râurilor scurte, îndeosebi cele care-si au izvoarele în afara teritoriului carpatic, înregistrează fenomen de secare.

Debite minime foarte severe s-au înregistrat în anii secetosi ai secolului trecut în special în anii 1945-1946, apoi în intervalul 1950-1952, 1961-1963 sau în unele ierni precum cele din 1952, 1954, 1964 și azi. În funcție de valorile minime absolute și de apariția fenomenului de secare, râurile se împart în:

- Râuri cu scurgere permanentă: origine carpatică, suprafețele bazinelor de peste 50 km², care nu înregistrează fenomenul de secare, decât în mod excepțional.

- Râuri cu scurgere semipermanentă: fen de secare o dată la 2-3 ani. Isi au originea în afara terit carpatic, iar intensitatea fen de secare este cu atât mai mare cu cât raul este mai scurt, cu un bazin hidrografic redus ca suprafața și cu o poziție extracarpatică.
- Râuri cu o scurgere temporară, care înregistrează fen de secare în fiecare an, pentru perioade mai scurte sau mai lungi de timp. De regulă sunt râuri scurte, cu bazine hidrografice mici, situate în afara terit carpatic fiind prezente cu precădere în E, SE și S, mai rar în partea centrală și de V. Acestea prezintă debit lichid, doar în timpul topirii zăpezii, sau După producerea unor ploi mai intense. Aici se încadrează și unele râuri vrance, îndeosebi Susnita, care în diferite perioade ale anului, înregistrează fenomenul de secare, ca urmare a infiltrării apei în panza freatică.

6.3 Dunărea, component principal al sistemului hidrologic

(sectoarele Dunării pe teritoriul Rormanesc)

Dunărea intra în România în dreptul localității Bazias, și străbate pe teritoriul românesc 1075 km până la varsarea în Marea Neagră. în acest traseu se pot identifica mai multe sectoare cu particularități distincte.

1. Bazias-Gura Văii – sectorul de defileu al Dunării pe o lungime de 144 km Este cel mai lung sector de defileu din Europa. Dunărea prezintă în acest sector un curs unitar, având latimi reduse de 2 până la 300 m dar adâncimi foarte mari, de ordinul zecilor de metri. Acest sector se caracterizează prin existența unor praguri în albia minora, ----- unde adâncimea apei atinge 75 m, fiind practic vorba de un nivel sub nivelul mării. Aceste măriți cu vartejuri sunt caracteristice pentru cazele mari și mici. în dreptul localității Orsova a existat și o insulă Adakaleh. Datorită pragurilor din albia minora și a curenților, navigația se desfășura cu dificultate. Aceste au fost eliminate prin amenajarea hidroenergetică de la Porțile de Fier 1. Acest sistem este prevăzut cu 2 ecluze.
2. Gura Văii – Calarasi: se caracterizează printr-un curs unitar al Dunării în care albia minora se lărgeste considerabil, atingând latimi impresionante. Frecvent apar grinduri care formează ostroave. în proximitatea grindurilor, adâncimea fluviului scade simțitor, îngreunând local navigația fluvială. în acest sector Dunărea își creează o lunca foarte largă, asimetrică dezvoltată prioritar pe partea stângă, lățimea luncii atinge și câteva km, iar în spațiul de confluență cu unele râuri mici s-au format mari lacuri de tipul limanelor fluviale. Aceșora li se adaugă foarte multe lacuri de lunca, care au dispărut în cea mai mare parte datorită îndiguirii luncii și amenajărilor hidrotehnice.
3. Calarasi-Braila: baltile Dunării. Aici Dunărea se desparte în 2 brațe principale, generând două mari suprafețe inundabile. în punctul de la Cernavodă, porneste canalul Dunăre-Marea Neagră, până la Constanța-Sud, Agigea, cu o ramificație spre N până la Poarta Albă și Navodari.
4. Braila-Patlageanca. Sectorul Dunării Maritime. Dunărea revine la un curs unitar, dar adâncimea crește foarte mult, permițând accesul navelor cu un pescaj de peste 7 metri. Aici Dunărea se lărgeste, unde se include numeroase limane fluviale, în sectorul românesc cum ar fi Jijila, Crapina și pe stanga Lacul Brates, dar și mari limane în sectorul ucrainean. Intre Isacea și Tulcea, pe dreapta fluviului de dezvoltă o delta secundară. Intre vechiul braț abandonat al Dunării, dinspre tarmul N dobrogean, și actualul curs al Dunării.
5. Sectorul deltaic: între Patlageanca și tarmul Mării Negre. Aval de Patlageanca până la Tulcea, Dunărea se desparte în 2 brațe, Chilia și Dunărea Veche, iar aval de Tulcea, se desprind alte două brațe principale, respectiv Sulina și Sf Gheorghe. Cel mai mare volum de apă este transportat de Chilia cu circa 60 % din volumul total. Sulina este îndreptat și dragat devenind principalul canal navigabil pentru România. în aceste condiții varsarea Dunării se realizează prin debuseul în mare a celor 3 brațe principale. Spre gura de varsare a brațului Chilia, pe teritoriul ucrainean, se dezvoltă delta secundară a Chilie. Din acest motiv, granița de stat fixată pe cursul principal, înaintează progresiv spre sud aluvionând intens Golful Musura. Din acest motiv și lățimea litoralului Românesc se diminuează.

(navigația fluvială și orasele porturi; importanță hidroenergetică; asigurarea apei industriale; apă pentru irigații; apă potabilă; piscicultura; turistica)

Dunărea. Principalul component al sistemului hidrologic

Dunărea, cu o lungime de 2860 km și drenând o suprafață de 805 300 km² este al doilea fluviu european ca mărime, dar cel mai important pentru zona central-europeană.

Panta medie a profilului longitudinal al Dunării este de 0,43 m/km, deși prezintă importante diferențieri pe sectoare. Astfel, în cursul superior, pe o lungime de 1060 km, panta medie este cuprinsă între 0,6-0,9 m/km, în cursul mijlociu (panonic), pe 725 km, panta medie este de 0,1 m/km, iar în cursul inferior (românesc), pe o distanță de 1075 km, panta medie variază între 0,04-0,07 m/km. Numai în Defileul de la Porțile de Fier panta medie a profilului Dunării este apropiată de media pe întreaga lungime: 0,2-0,4 m/km.

Debitul Dunării la ieșirea din sectorul superior este de 1470 m³/s (după confluența cu râul Inn, la Passau), 1920 m³/s la Viena, 2350 m³/s la Budapesta, 5300 m³/s la intrarea în Porțile de Fier și 6480 m³/s la Ceatalul Izmail. De la Ceatalul Izmail, Dunărea se desparte în brațele Chilia (111 km lungime), Tulcea (19 km lungime), Sfântu Gheorghe (116 km lungime); între cele două brațe se desfășoară Delta Dunării tăiată de brațul Sulina (63 km lungime), toate constituind un complex deltaic cu suprafața de 2540 km² (0,315% din suprafața întregului bazin hidrografic al Dunării).

Subsectoarele Dunării de pe teritoriul românesc sunt, din amonte spre aval, următoarele: a) între Baziaș și Gura Văii (Porțile de Fier) cu o lungime de 144 km; b) între Gura Văii și Călărași (subsectorul pontic); c) subsectorul bălților (până la Brăila), continuat cu Dunărea maritimă până la Ceatalul Izmail; d) subsectorul Deltei Dunării.

Între Brăila și Ceatalul Izmail, Dunărea are lățimi de până la 1,7 km și primește doi afluenți importanți de pe partea stângă: Siretul cu 222 m³/s și Prutul cu 85 m³/s.

Principalele stări hidrologice ale Dunării pe parcursul anului sunt:

a) ape mari de primăvară datorită alimentării pluvio-nivale, în lunile martie-aprilie în cursul superior și în luna mai în cursul inferior;

b) între confluența cu râul Inn și până la Bratislava apele mari se înregistrează în luna iunie datorită afluenților de pe dreapta, alimentați din ghețari;

c) în lunile septembrie și octombrie se înregistrează apele mici de toamnă;

d) în timpul iernii, debitul Dunării poate fi caracterizat ca moderat (la fel se pot caracteriza și lunile de vară).

Debitele maxime se înregistrează după perioadele ploioase în cea mai mare parte a bazinului Dunării: în iunie 1970 s-au măsurat la Oltenița 15 900 m³/s. Debitele minime se înregistrează în anii secetoși, mai ales iarna: la Oltenița, în ianuarie 1964 s-au înregistrat 1450 m³/s.

Transportul de aluviuni crește din amonte în aval și concomitent cu debitul lichid al fluviului; la Ceatalul Izmail s-a calculat o turbiditate medie de 340 g/m³, dar volumul mediu anual de aluviuni din ultimele decenii nu depășește 58,75 milioane tone pe an, datorită lucrărilor hidrotehnice din bazinul Dunării.

Între Drobeta-Turnu Severin și Brăila au fost îndiguite aproximativ 300 000 ha din luncă, încât în perioadele de ape mari, nivelul și debitul cursului principal cresc, la intrarea în deltă cu circa 80 cm și respectiv cu peste 15 000 m³/s (în timpul viiturilor de talia celor din 1970).

Potențialul hidroenergetic al Dunării, pe teritoriul României, reprezintă aproape un sfert din total, acesta fiind concentrat în cea mai mare parte în Defileul Porțile de Fier. Pe acest sector, cuprins între Drencova și Drobeta-Turnu Severin, pe o lungime de 50 km Dunărea are un potențial hidroenergetic unitar de circa 21 000 kw/km (în apropiere de confluența cu Siretul potențialul unitar scade la numai 630kw/km).

6.4 Lacurile

Lacurile naturale se remarcă prin diversitatea genezei și formeii depresiunilor lacustre, precum și printr-un echilibru mai stabil sub aspect hidrologic decât lacurile antropice.

În unitatea morfoclimatică montană lacurile sunt variate ca geneză, cele de baraj antropice depășind categoric suprafața și volumul de apă al lacurilor naturale. Genetic lacurile naturale din spațiul montan individualizează următoarele tipuri:

a) *glaciare* (58 în Masivul Retezat, 25 în Munții Făgăraș, 20 în Munții Parâng, 23 în Masivul Rodnei și un număr mai restrâns în Munții Maramureș, Călimani, Godeanu, Tarcu, Cindrel, Sureanu); cel mai întins lac glaciare este Bucura cu un luciul de 10 ha, iar cel mai adânc, Zănoaga de -29 m;

b) *lacurile de nivație*, mai frecvente în Retezat, Parâng, Godeanu, Iezer ș.a.;

c) *lacul de crater vulcanic* Sfânta Ana din Masivul Ciomatu (din sudul Munților Harghita);

d) *lacuri acumulate în excavații* formate prin procese complexe gravitaționale și nivale, pe polițe structurale, cum sunt Lacul Negru din Muntele Penteleu și Lacul Vulturilor din Muntele Siriu;

e) *lacuri acumulate în depresiuni carstice* (Ighiu din Munții Trascăului, Ponor din Platoul Padiș-Bihor, relativ numeroase lacuri temporare în zona Vașcău, în Masivul Hăghimaș ș.a.;

f) *lacuri formate în spatele barajelor de surpare și alunecare* (Lacul Roșu de pe valea superioară a Bicazului, Lacul Crucii din Munții Stînișoarei, Lacul Bălătau din Munții Nemira, Lacul Bâsca fără Cale din Muntele Siriu și numeroase lacuri de alunecare cu existență temporară);

g) *lacuri formate în masive de sare* de la Ocna Sugatag și Coștiui din Depresiunea Maramureș (în dimensionarea acestor lacuri un rol important l-au avut și intervențiile antropice).

Lacurile antropice din spațiul montan sunt amenajate pe văile unor râuri cu bogat potențial hidroenergetic. Menținem astfel salba de lacuri de acumulare de pe valea montană a Bistriței Moldovenești (Izvorul Muntelui, Pângărați, Vaduri, Bâta Doamnei); Lacul Paltinu, Lacul Poiana Uzului, Lacul Scropoasa, Lacul Siriu, Lacul Vidraru (de pe Valea Argeșului), Lacul Vidra (de pe Valea Lotrului), Lacul Văliug (din Munții Semenic), Lacul Bârzava (de pe Valea cu același nume), lacurile din Defileul Oltului Turnu Roșu-Cozia, lacurile de pe Valea Sebeșului, din bazinul montan al Someșului Mic, din bazinele hidrografice ale Crișurilor, Lacul Firiza (din apropiere de Baia Mare, Lacul Porțile de Fier (din Defileul Dunării) și altele.

Lacurile din regiunea morfoclimatică subcarpatică sunt puțin variate sub aspect tipologic: pe masive de sare și de gips, de alunecare-surpare, de baraj antropic.

În Subcarpații Getici și de Curbură se întâlnesc lacurile Slănic Prahova, Telega, Ocnița, Ocnele Mari, Săcelu, iar mai la nord Vintileasca, Lopățari ș.a. Peste coroana montană, în „Subcarpații interni ai Transilvaniei” menționăm lacurile: Ursu de la Sovata, Praid, Ocna Dej, Cojocna, Turda ș.a.

Lacurile de baraj antropice sunt numeroase: pe Bistrița (Racova, Gârleni, Bacău I și II), pe Valea Argeșului (din sectorul subcarpatic), pe Valea Oltului, pe Valea Tismanei și ai altor afluenți ai Jiului.

În zona colinară și de podiș a României predomină, ca număr și suprafață lacurile antropice: Stânca-Costești de pe Valea Prutului, Erbănești, Pașcani, Răcăciuni de pe Valea Siretului, Solești de pe Valea Vasluietului, Pașcari de pe Valea Racovei, Dracșani de pe Valea Sitnei, Iezerul Dorohoi de pe Jijia superioară, Belcești de pe Bahlui, Podu Iloaiei de pe Bahluiet, Cătina și Geaca din Câmpia Transilvaniei și numeroase alte lacuri mai mici în toate regiunile colinare din România.

Între lacurile naturale de podiș, o situație specială o are lacul de origine carstică Zăton din Podișul Mehedinți. Alte lacuri naturale s-au format prin bararea naturală a unor văi datorită alunecărilor de teren din Podișul Moldovei, Podișul Transilvaniei, Podișul Getic (acestea au însă durată limitată în timp).

În regiunea morfoclimatică de câmpie ponderea cea mai mare o au lacurile naturale: de luncă, limane fluviale, lacuri de tasare (din crovuri) ș.a. Lacurile de luncă au cunoscut un proces de drenare pe cale antropică, încât numărul lor s-a redus mai ales între anii 1960-1980. Dacă în Lunca Dunării, până la jumătatea secolului XX, erau cunoscute circa 700 lacuri, în prezent au mai rămas sub 100. Delta Dunării, supusă și ea unor lucrări de drenare, în prezent mai păstrează 670 lacuri cu o suprafață de peste 300 km².

Lacurile din categoria limanelor fluviale caracterizează îndeosebi partea nord-estică a Câmpiei Române: Gălățui, Oltina, Bugeac, Dunarăreni, Vederosa (în legătură cu Dunărea); Ciolpani, Căldărușani, Strachina, Snagov ș.a. (în lungul Ialomiței); Amara, Balta Albă, Jirlău, Coșteiu ș.a. (în lungul Buzăului), Mălina, Lozova, Cătușa (în lungul Siretului).

În partea de nord-est a Câmpiei Române se remarcă, de asemenea, un număr important de lacuri de crov (Movila Miresii, Tătaru, Plașcu, Ianca, Plopu ș.a.). Unitățile de câmpie, precum și Lunca Dunării cunosc și lacuri antropice amenajate recent în scopuri agro-piscicole: Cefa, Inand, Tămaș ș.a. în Câmpia de Vest, incintele lacustre pentru piscicultură din Lunca și Delta Dunării ș.a.

Limanele fluvio-maritime (Tașaul, Teghirghiol, Tatlageac, Mangalia), precum și lagunele marine (Razim-Sinoie, Zmeica, Siutghiol) s-au format în legătură cu oscilațiile nivelului Mării Negre din Holocen.

6.5 Marea Neagră

Marea Neagră face parte din categoria mărilor intercontinentale, având legătură cu Oceanul Planetar prin intermediul strâmtorii Bosfor și a mărilor Marmara și Mediterană. Suprafața Mării Negre este de 413 000 km², adâncimea maximă de 2245 m (aproape cât înălțimea maximă a Carpaților), adâncimea medie de 1282 m și un volum de apă de 529 955 km³.

Platforma continentală este mai bine exprimată în partea nord-vestică. Majoritatea cercetătorilor consideră că Marea Neagră este un rest din Marea Sarmatică și Lacul Pontic. Originea depresiunii marine este considerată de unii cercetători ca rezultând din scufundarea unui uscat în timpul miocenului, iar de alții, ca un geosinclinal tânăr, mio-pliocen, aflat în curs de adâncire și lărgire. Componentele bilanțului hidric ale Mării Negre reflectă particularitățile climatului temperat continental, aportul apei din râurile afluențe și schimburile de apă cu Marea Mediterană și Marea Azov: precipitații 119 km³, evaporația 332 km³, „intrări” din Marea Mediterană și Azov 229 km³, „ieșiri” spre cele două mări 372 km³, ecuația de bilanț echilibrându-se prin aportul marilor afluenți (Nistru, Dunărea ș.a.).

Variațiile anuale ale nivelului Mării Negre au amplitudinea de 20-26 cm, ca rezultat al schimbării raportului dintre „intrări” și „ieșiri”.

Nivelul Mării Negre înregistrează unele variații de scurtă durată determinate de schimbările de presiune atmosferică (seîse cu durata până la 13 ore și amplitudini de până la 2 m), de vânt (1,2 m), de forțele mareice (9-12 cm, cu o periodicitate de 12 ore și 25 minute).

În stratul superficial, temperatura medie anuală a apei variază între 11°C în nord-vest și 16°C în sud-est. Temperaturile cele mai ridicate se înregistrează în luna august (21,5-25,5°C), iar cele mai coborâte în februarie (0°C în nord-vest și 8°C în sud-est).

În adâncime, pe primii 60 m se constată o scădere a temperaturii medii anuale până la 7-8°C; între 60-80 m adâncime există un orizont mai rece, cu temperaturi de 5-7°C; între 80-450 m adâncime temperatura medie anuală cunoaște o creștere progresivă, încât până la fundul mării temperatura rămâne constantă (9°C). În iernile friguroase, în partea de nord și nord-vest se formează gheață la mal, sloiuri plutitoare și chiar pod de gheață.

Gradul de mineralizare a apei (salinitatea) crește de la țărm spre larg (în partea nord-vestică, în zona de debarare a marilor fluvii, salinitatea este de 10 ‰); în largul mării salinitatea se menține în jurul concentrației de 17-18%. În adâncime, salinitatea crește mai puternic până la 600 m și apoi mai lent până la 1000 m (sub această adâncime salinitatea rămâne constantă, fiind de 22,3‰). Din punct de vedere al

compoziției chimice predomină clorul (peste 54%) și sodiul (peste 30%), după care urmează sulfații, magneziul ș.a.

Până la adâncimea de 225 m apele sunt bine oxigenate, însă sub 125-175 m adâncime se remarcă prezența hidrogenului sulfurat, care la adâncimea de 2000 m atinge o concentrație de 7-11 mg/l. Prezența hidrogenului sulfurat, pe cea mai mare parte a stratului de apă, are consecințe ecologice negative asupra dezvoltării viețuitoarelor în Marea Neagră.

Dinamica apelor marine este mai activă în partea de nord-vest și mai slabă în sud-vest. Intensitatea maximă a furtunilor are loc în semestrul rece al anului când înălțimea valurilor poate atinge 6-8 m, iar lungimea 60 Munții

7 Vegetația României

Zonalitatea latitudinala

Vegetația României este constituită din totalitatea speciilor floristice distribuite diferit în teritoriu, în funcție de condițiile pedoclimatice. Condițiile climatice, dublate de sol, se remarcă prin manifestarea unei duble zonalități. Astfel, este vorba despre o zonalitate latitudinală (orizontală), dublată de o zonalitate altitudinală. În anumite condiții, zonalitatea latitudinală, se manifestă și în longitudine. Anumite specii vegetale, sunt caracterizate prin relația cu anumiți factori de mediu, iesind din sfera zonalității. Aceste specii formează vegetația azonală, și izonala. La nivelul întregii țări, vegetația cuprinde un număr total de 3350 de specii, grupate în genuri, familii și clase floristice. Proveniența acestor elemente floristice, este diferită. Cele mai numeroase sunt speciile europene și euro-asiatice, la care se adaugă specii nordice și alpine, sudice și sud-estice, mediteraneene și sub mediteraneene, atlantice, pontice, endemice, acventive și cosmopolite. Vegetația României, grupează diferit, speciile floristice, în cadrul unor formațiuni vegetale, remarcate prin prezența speciilor ierboase, a tufarișurilor, și a speciilor arborescente. De regulă, plantele ierboase, se grupează sub forma plantelor cu spic, (poacee sau graminee), la care se adaugă plante leguminoase cât și numeroase alte plante cu flori (Dicotiledonate). Vegetația de tufarișuri, este constituită majoritar din specii arbustive, în timp ce vegetația de pădure este formată din specii de arbori, respectiv specii de angiosperme și gimnosperme.

Cea mai mare parte a vegetației României, este distribuită în funcție de condițiile zonale de climă și de sol. Zonalitatea latitudinală a vegetației, este condiționată în special de factorul radiativ (lumina și căldura), și se manifestă în ariile joase ale țării, până la altitudini de 300-400 m. Munții în cadrul acestui tip de zonalitate, în România întâlnim 3 mari zone de vegetație, separate și în funcție de poziția unităților de relief în cadrul țării. Aceste zone sunt: zona de stepă, de silvo-stepă, pădurilor nemorale.

1. Zona de stepă: este caracteristică unităților joase de câmpie și dealuri puțin înalte din sudul sud-estului și estul României. De regulă, caracterizează unitățile de relief cu altitudini de sub 200 m, în care temperatura medie anuală se apropie sau depășește 10 grade C, iar precipitațiile sunt de regulă situate sub 450 mm. Munții Stepă se leagă îndeosebi în clasa Cernisoluri, reprezentate prin casanozioniuri și cernoziomiuri tipice și cambice. Zona de stepă este constituită în cea mai mare parte din specii ierboase, în care domina accentuat (Poaceele). Genul cel mai bine reprezentat este STIPA (colilie). Astfel cele mai cunoscute sunt Stipa capillata, Stipa lessingiana, Stipa ucrainica, Stipa pulcherima și altele. Alături de aceste specii apar și specii de Paius (Festuca Valesiata), Pirul Crestat (Agropyron Pectiniform), specii de Poa Pratense. Pe lângă speciile menționate sunt bine reprezentate și speciile dicotiledonate, mai rar aparând și specii de arbusti (macesul, rosa canina, prunus spinosa etc).

Zona de stepă se împarte în 2 subzone:

- Stepă cu Poacee (duriherbosa), în care precipitațiile sunt de regulă până în 400 mm
- Dicotiledonate (altiherbosa)

Stepa în România este cel mai bine reprezentată în S și SE, respectiv în partea centrală și de E a Bărăganului, sudul câmpiei Mosistei până în Câmpia Burnazului și până în S Câmpie Olteniei. Foarte bine reprezentată este și în Dobrogea de S și Centrală, sau în ariile joase de la periferia Dobrogei de N. în partea de E, stepa este reprezentată în S Pod Moldovei, în Câmpia înaltă a Covurluiului, cu o extensie spre N pe valea Prutului, până în depresiunea Ielan-Horincea, și o alta extensie pe valea Barladului, până în dreptul localității cu același nume. Un alt mic areal cu stepa este cel din partea extrem V a Câmpiei Tisei, între Teremia Mare și Sannicolau Mare.

2. Zona de silvostepa: este întâlnită în unitățile joase de relief până la altitudini de 200-250 m, fiind caracteristică tot unităților de câmpie, și dealuri joase. Condițiile de mediu, se remarcă prin temperaturi ridicate, în medie peste 9 grade C, și precipitații reduse, de regulă sub 550 mm uneori ajungând până la 600 mm. Munții Solurile caracteristice sunt tot cernisolurile, reprezentate prin cernoziomuri cambice și argice, la care se adaugă și faeoziomuri. Silvostepa este în prelungirea stepei fiind constituită din pajisti caracteristice stepei, în alternanță cu ochiuri sau palcuri de pădure. În pajisti vegetația ierboasă este asemănătoare cu cea de stepa, dar în care crește ponderea genului festuca în defavoarea genului stipa. Palcurile de pădure sunt constituite în special din specii de cvercinee (stejar), îndeosebi xerotermofili și mezofili. Aceste specii li se adaugă și numeroase alte specii de foioase în care apar specii de tei, cires salbatic, mar salbatic, par salbatic, frasin, artar, ulm, samd.

Vegetația de silvostepa este bine reprezentată în S, SE, E, V. Astfel în S silvostepa apare în E-ul Bărăganului și se continuă mai apoi în Câmpia Vlasiei, S-ul Câmpiilor Gavanu-Burdea și Boianului, până în câmpia Olteniei. În Dobrogea de S, apoi e bine reprezentată în Dobrogea centrală dar și de N. În partea de E, ocupă porțiunile mai joase din Pod Barladului, fiind întâlnită în Colinele înalte ale Covurluiului, dealurile falciului, în jumătatea de S a Colinelor Tutovei, în Sudul Pod Central Moldovenesc și depresiunea Husi, dar și în toată jumătatea de S a Câmpiei Colinare a Moldovei, la care se adaugă și partea Estică a jumătății de N. În partea de V a României silvostepa este întâlnită în Câmpia Tisei, în sectorul banatean, dar și în sectorul central, respectiv al Crisurilor până la latitudinea orașului Oradea.

3. Zona padurilor nemorale: padurile nemorale din această zonă sunt caracteristice unităților joase de relief, de câmpie și de dealuri joase, urcând în altitudine până la altitudini de 300-400 m. Munții Această zonă se remarcă prin temperaturi relative ridicate, în medie de peste 8 grade C, și precipitații moderate de 500-600 mm, eventual până la 700 mm. Munții În Alcătuirea acestor paduri intra specii de cvercinee, de regulă mezofile, și alte specii de foioase pe care le întâlnim și în palcurile de pădure din silvostepa. Acestea se dezvoltă în special pe soluri mai evaluate din clasa cernisoluri, faeoziomuri, dar și pe alte tipuri de sol din clasa luvosoluri (preluposoluri, preluposoluri și luvosoluri tipice și roscate). Aceste paduri le întâlnim în S, S-E, centrul și V României. În S apar în partea centrală N, apoi în jumătatea de S a Pod Piemontan Getic, dar și în ariile subcarpatice joase. În S-E apar în Dobrogea de N, în timp ce în SE-ul României, le întâlnim în Pod Barladului, ariile mai

joase din Pod Sucevei, N-ul câmpiei colinare a Jijiei. Local în aria subcarpatică Moldava și Subc. de Curbura.

În centrul țării se dezvoltă în partea central SV a bazinului Transilvan, respectiv în SV câmpiei Transilv, Pod Secaselor, culoarul Mureș-Arieș-Strei, în timp ce în V-ul României, se dezvoltă în Câmpia Someșului, cât și la nivelul dealurilor de V.

ZONALITATEA ALTITUDINALĂ

Precipitațiile cresc, iar solurile devin tot mai acide și sarace în substanțe nutritive. Aceasta zonalitate se manifestă între 300-400 m ca limita inferioară, și partea superioară a reliefului montan. Aici distingem mai multe zone. O prima zonă este pădurile de foioase (nemorale) între 300-400 m și 1000-1200 m. Urmărește o a 2-a zonă, păduri boreale, între 1000-1200 m, respectiv 1200-1600 m. Urmărește o a 3-a zonă este a tufărișurilor subalpine, care formează așa numita zonă subalpină, sau a tufărișurilor subalpine. Aceasta zonă este situată între 1600-1800 m, respectiv 2000-2200 m. Urmărește

Ultima zonă: etajul alpin, la altitudini de peste 2000-2200 m. Urmărește

Zona pădurilor de foioase cuprinde 2 subzone: subzona pădurilor de stejar, până la circa 600 m, constituită din mai multe tipuri de stejar: în baza apar stejarul pedunculat, gorunul. În aceeași zonă urmează apoi subzona pădurilor de fag, între 600 și 1000-1200 m. Urmărește o a 3-a zonă este a tufărișurilor subalpine, care formează așa numita zonă subalpină, sau a tufărișurilor subalpine. Aceasta zonă este situată între 1600-1800 m, respectiv 2000-2200 m. Urmărește

TIPURI DE VEGETAȚIE DIN ROMÂNIA

Principalele tipuri sunt pădurile, tufărișurile, pajistile, azonala, segetala etc.

1. Vegetația de pădure: majoritar constă din specii arborescente, la care se adaugă specii arbustive dar și ierboase, care formează vegetația parter. Vegetația de pădure s-a diminuat considerabil în ultimele decenii începând cu secolele 17-18 ajungând astăzi la o pondere de 26 % din teritoriul țării. Vegetația de pădure din România, este alcătuită din circa 200 specii de arbori, la care se adaugă circa 1200 specii ierboase + alte specii inferioare de ciuperci, mușchi, licheni și alge. Vegetația de pădure începe din zona de silvostepă, continuă cu zona pădurilor de foioase, formând așa numita zonă a pădurilor nemorale, la care se adaugă pădurile de conifer, trecerea la etajul subalpin făcându-se în pădurile de limită superioară, care prezintă arbori rari și tufăriși.

PĂDURILE DE CONIFERE DIN ROMÂNIA

Numite și paduri boreale, sunt caract doar domeniului montan fiind dispuse între 1000-1200 m, respectiv 1600-1800 Munții Uneori padurile de conifer coboară și la alt mai joase de 1000 m, ca în depresiunile intramontane din Orientali, în timp ce limita superioară, în timp ce limita superioară se situează între 1600-1650 m în N Orientalilor, dar urca până la 1800-1850 m pe flancul sudic al Meridionalilor.

Padurile de conifer sunt cel mai bine reprezentate în Orientali, îndeosebi în grupele centrală și N, cele mai reprezentative sunt situate în partea axială, jud Suceava și Maramures, Neamt, Harghita, Covasna. Padurile de conifere se instalează într-un climat rece și umed, unde temp sunt sub 6 grade C și precip de regulă de peste 1000 mm. Munții în cazul padurilor de conifere cele mai reprezentative sunt padurile de molid, la care se adaugă și paduri de brad, ultimile fiind pozitionate la periferia ariei de disparitie a coniferelor, fiind la alt de sub 1000 m .

PADURILE DE MOLID

Sunt constituite prioritar din molid, frecvent se asociază și alte specii de conifere precum pinul (*Pinus silvestris*), mai rar bradul. în padurile de limita superioară, apare uneori și Zambrul, (*Pinus cembra*), iar local apare și un conifer cu frunze cazatoare: Laricea (*Larix decidua*). Pe lângă speciile cu conifere, pot să apară și unele specii de foioase, precum mestecanul, respectiv *Betula pendula*, uneori plopul tremurător, paltinul de munte, respect *Acer pseudoplatanus*, dar și un arbust de talie mare, respectiv *Scorulus* (*Sorbus aucuparia*). Padurile de molid sunt paduri de regule echine, mai rar pluriene, și sunt umbroase, motiv pentru care arbustii sunt rari. Astfel local pot să apară specii precum cununita (*Spiraea ulmifolia*) sau Tulichina respectiv (*Daphne mezereum*). în rarități și taieturi, se instalează frecvent zmeurul (*Rubus idaeus*) la care mai adăugăm și coacăzul (*Ribes petraeum*). Pe lângă arbusti, foarte adesea se instalează și subarbusti, precum speciile de ericacee: afinul (*Vaccinium myrtillus*) apoi merisorul (*Vaccinium idaea*). Stratul ierbos este slab reprezentat, speciile caracteristice fiind Horstiul (*Luzula silvatica* și *Luzula luzuloides*) la care adăugăm frecvent, Macrisul iepurelui, cât și alte specii de dicotiledonate, respectiv specii de *Heracium*, apoi specii de *Soldanella hungarica*, *Pulmonaria officinalis*, *Asperula odorata*, *Veronica* sp, dar și ferigi (*Dryopteris filix-mas*).

Padurile de brad ocupa ecotopuri mai joase la marginea ariei montane, precum exteriorul Carpaților orientali și meridionali, până spre Munții Banatului, sau formează diferite amestecuri cu molidul. în aceste paduri pot să apară specii de ulm (*Ulmus* sp), iar dintre arbusti menționăm Socul (*Sambucus racemosa*), Murul (*Rubus hirtus*) etc.

Frecvent, la limita inferioară a padurilor de conifere, se instalează un subetaj de tranziție al padurilor de amestec fag-conifere. Astfel în componenta acestor paduri, pe lângă molid și brad, se instalează și fagul. Cele mai tipice paduri de amestec, sunt cele de pe clina estică a Carpaților Orientali, unde aceste paduri pot să coboare până la altitudini cuprinse între 600 și 800 Munții în alte situații, padurile acestea de amestec urca până la altitudini mai mari, ajungând pe clina vestică a Apusenilor până la 1200-1400 m iar în V până la 1200 Munții ----- se afla în Munții flișului, iar rezervația cea mai interesantă cu asemenea pădure de amestec este cea din codrul secular de la Slatioara.

VEGETATIA DE TUFARISURI

Se caracterizează prin 2 ecotopuri distincte în România, respectiv tufarisurile subalpine și tufarisurile xerotermofile.

1. Tufarisurile subalpine se instalează spre partea superioară a reliefului montan înalt la altitudini cuprinse între 1600-1800 m, ca limita inferioară, și 2000-2200 m ca limita superioară. Condițiile climatice sunt severe, cu temperaturi medii anuale de sub 2 grade C, precipitații de regulă de peste 1200 mm, și vânturi puternice.

Sunt prezente în toate masivele montane, în palierul de altitudine menționat anterior, presupun existența mai multor faciesuri în care principalele formațiuni vegetale sunt următoarele.

- De jneapăn: este dominată de această specie (*Pinus mugo*) cu înălțimi de până la 2-3 metri, uneori chiar mai mult dar cu tulpini ramificate, care se extind prioritar pe orizontală. Jnepenisurile formează asociații compacte în toate masivele carpatice înalte. Pe lângă jneapăn, sunt întâlnite și alte specii arbustive, precum ienuparul, dar care sunt întâlnite spre limita inferioară a etajului (*Juniperus communis*), la care se adaugă și arinul verde (*Alnus viridis*). Ienuparul și arinul verde formează și asociații distincte, cele de arîn verde ocupând ecotopurile mai umede, iar cele de ienupăr, coboară și la altitudini mai mici, îndeosebi pe soluri degradate, acide, și sarace în elemente nutritive. În cazul tufarisurilor subalpine, sunt foarte bine reprezentate speciile subarbustive (*Vaccinium myrtillus*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Vaccinium uliginosum*). Speciile ierboase sunt reprezentate prin poacee, respectiv prin specii de paius roșu, respectiv *Festuca rubra*, *Festuca ovina*, apoi prin specii de Poa, respectiv Poa violaceă la care se adaugă și specii de *Calamagrostis* respectiv *Arundinaceae*. Foarte interesante sunt și speciile de dicotiledoante cu flori vii colorate, unele dintre ele fiind relict glaciare, sau specii arctice și nordice precum: floarea de colț (*Leontopodium alpinum*), Argintică (*Dryas octopetala*), *Potentilla ternata*, *Potentilla erecta*, *Heracleum aurantiacum*, *Scorzonera rosea*, câmpanula carpatică, sau Gentiane (*punctata*, *ternata*, *asclepiadea* etc)

Tufarisurile subalpine din România au fost intens degradate prin incendierea, tăierea și defrisarea în special a jnepenisurilor, fiindcă s-a încercat să se extindă terenurile pentru pășunat. Pajiștile rezultate sunt însă de slabă calitate, întrucât sunt invadate de specii acidofile așa cum este Teptosica (*Parus porcului* sau *Nardus stricta*). Astăzi, aceste activități sunt interzise de lege, jnepenisurile generând un peisaj specific de mare valoare științifică dar și cu o deosebită valoare turistică în Carpații românești.

În aria de răspândire a tufarisurilor subalpine, mai apare o specie reprezentativă pentru Carpații românești protejată de lege, reprezentată prin Bujorul de Munte sau Smardar (*Rhododendron Kotschyi*). Acesta apare de regulă pe fațadele înșorite având o talie de până la 40, 50 cm și cu un colorit excepțional, în perioada de înflorire din luna iunie.

O altă regiune este reprezentată de Dobrogea, la fel pe terenuri stancoase sau în pantă, la care se mai adaugă și unele suprafețe din Subcarpații de Curbura, îndeosebi în cei ai Buzăului. Aceste tufarisuri sunt constituite din specii comune cu o răspândire mai largă, fiind cazul arbustilor de: păducel (*Crataegus monogyna*), Măceș (*Rosa canina*),

Corn (*Cornus mas*), Sanger (*Cornus sanguinea*), Lemn cainesc (*Evonymus europaea*), Darbuoz (*Lingustrum bulgare*) etc. Acestor specii li se adauga și cele xerotermofile de origine mediteraneeana, precum liliacul salbatic (*Syringa bulgaris*), Carpinita (*Carpinus orientalis*), Mojdreanul (*Fraxinus ornus*) și Scumpia (*Cotinus coggyria*) + alunul (*Corilus avellana*).

În cazul tufarisurilor din Dobrogea, apar și alte specii precum ciresul pitic (*Prunus pruticosa*), migdalul pitic (*Prunus tenela*), dar și specie specifică Orientului Apropiat, Paliur (*Paliurus spinacristi*). Uneori apar și alte specii cu caracter termofil, precum alunul turcesc (*Corylus colurna*), Nucul (*Juglans regia*), apoi specii de artar (*Acer tașaricum*), sau în Banat, specii arborescente precum pinul negru (*Pinus nigra*, ssp. *banatica*). Frecvente sunt și speciile de liane, între care menționăm *Clematis vitalba*, și *Humulus lupulus*. Dintre speciile ierboase, sunt mai rare poacele dar sunt frecvente dicotiledonatele precum specii de centaurea, atrupurpurea, cicoarea (*Cicorium intibus*), specii de cimbrisor, respectiv specii de *Thymus comosus* dar și specii de *Dianthus*, apoi de usturoi salbatic, etc.

VEGETATIA DE PAJISTI

Pajistile naturale ocupa circa 17 % din teritoriul țării fiind separate în pajisti naturale primare, și pajisti naturale cu caracter secundar.

În categoria celor naturale primare, intra pajistile de stepa și silvostepa apoi pajistile alpine. Pajistile secundare formează arealele rezultate prin defrisare.

Pajistile alpine

Constituie o formațiune vegetală formată din specii ierboase care încheie zonalitatea altitudinală a vegetației fiind întâlnite în domeniul montan înalt la altitudini de peste 2000-2200 m. Munții Pajistile alpine se formează în condițiile unui climat foarte sever de tip alpin cu temperaturi de sub 0 grade C, și precipitații de peste 1200 mm și vânturi foarte puternice. În aceste condiții în vegetație se mențin doar specii rezistente, nordice sau alpine, multe dintre ele fiind relice glaciare. În componența acestor pajisti sunt caracteristice speciile de poace, între care menționăm *Festuca rubra* ssp. *comutata*, apoi, *Poa violacea*, *Poa rupestris*, *Luzula pillosa*, la care adăugăm și specii din genurile *Juncus trifidus*, și *Carex* (*Carex curvula*). Foarte interesante sunt dicotiledonatele care sunt asemănătoare cu cele prezentate la etajul subalpin, respectiv argintica (*Dryas octopetala*), clopoteii (*Cantarella alpina*), ciubotica cucului (*Primula minima*), apoi *Hieracium alpinum*, *Oxentilla terna* + specii gentiane. În partea inferioară a pajistilor alpine sunt întâlnite și speciile de ericacee, afin, perisor, iar la partea superioară la nivelul creștelor, și a varfurilor și a abrupturilor vegetația menționată se rarește vizibil, făcând loc speciilor de mușchi (*Polytrichum* sp) și de licheni (*Cladonia* sp). Pajistile alpine și cele cu caracter subalpin, ocupa în Carpații Românești circa 90.000 ha, determinând aspectul alpin, condiționat de relieful înalt și de climatul sever. Acestea prezintă o deosebită valoare științifică dar și un interes deosebit sub aspect turistic.