

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 extracarpatiche 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 extracarpatiche, 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 Ghelinta (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 clorodice.

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 apele 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, măturile 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 Occidentali – 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**.

Principala 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 fluvio-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 subaeriene.

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 grefează 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 sămburilor 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 stratelor (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, Rețiș, 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 dolomit. 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.

Calcarele 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 calcarele 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 mestecăn 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 exarație. Au rezultat o serie de forme de relief de eroziune, de regulă negative, la care se adaugă și forme de acumulare glaci

Formele reliefului glaci

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

Circurile glaciare sunt forme de relief negative rezultate prin procese de exarație, 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.