

BASARAB – PETRU DRAGOMIR

MOTTO:

*“... steaua pe care trăim [ ... ] este destul de mare și destul de bătrână, pentru a ne învăța modești, și destul de mică pentru a o putea cuprinde cu privirea și a-i înțelege învățămintele.”*

**Hans Cloos – “Dialog cu Pământul”**

# GEOLOGIE FIZICĂ

*Editura Universității din București*

– 2002 –

## CUVÂNT ÎNAINTE

Referenți științifici: *Prof. dr. ing. Corneliu DINU*  
*Prof. dr. Ovidiu DRAGASTAN*

Grafica lucrării a fost realizată direct sau prin prelucrare electronică în cadrul catedrei de Geologie și Paleontologie.

Pentru grafica preluată din literatură, la explicația figurii, este menționat, în paranteză, numărul de la bibliografie al lucrării utilizate.

© Editura Universității din București  
 Șos. Panduri 90-92, București - 76235; Tel./Fax: 410.23.84  
 E-mail: editura@unibuc.ro  
 Internet: www.editura.unibuc.ro

Descrierea CIP a Bibliotecii Naționale a României  
**DRAGOMIR, BASARAB-PETRU**

Geologie fizică / Basarab-Petru Dragomir. -București :  
 Editura Universității din București, 2002

p. ; cm.  
 ISBN 973-575-685-4

911.2:55

Coperta: desenată de tehn. Radu Dumitrescu după ideea autorului.  
 Tehnoredactare computerizată: Lector dr. ing. Anca Androhovici.

De la desprinderea omului, ca un element particularizat, de restul lumii vii, dezvoltarea sa nu a mai fost posibilă decât în societate.

Odată constituită și pentru a putea dura, societatea umană este obligată să apeleze la o serie de instituții care să răspundă unor necesități speciale. O parte din aceste instituții au funcții juridice, politice și morale, cu caracter colectiv, cu rol de stimulent al esenței sociale a umanității. O altă parte reprezintă instituții cu funcții economice, răspunzând necesităților de subsistență specifice evoluției individuale, dar care, în esență, pot fi considerate primordiale, societatea în întregul ei fiind bazată pe acumularea efortului individual.

În momentul de față, activitatea umană se găsește într-un punct de răscruce. Relațiile sociale și politice reprezintă o reflectare pe multiple planuri a relațiilor economice, din ce în ce mai complicate datorită exploziei demografice, de neînchipuit la sfârșitul secolului trecut și, mai ales, datorită restrângerii continue a resurselor naturale și dezechilibrelor majore, induse în natură de însăși tehnologia umană.

Singura sursă de existență a umanității este însuși Pământul care ne găzduiește și care ne oferă toate produsele de care avem nevoie, în măsura în care suntem capabili să le obținem. Pentru aceasta însă, este nevoie de cunoașterea profundă a planetei, cunoaștere cu atât mai importantă cu cât trebuie să exploatăm și să utilizăm rațional oferta Pământului, fără a ne periclita șansele de viitor, fără a distruge azi sursele generațiilor viitoare.

Un cuvânt greu în acest domeniu îi revine Geologiei, știința care, prin însuși conținutul ei, permite cunoașterea în amănunt a Pământului, a proceselor și fenomenelor pe care acesta le trăiește, a urmărilor acestor procese și fenomene, pe care civilizația umană le poate exploata în folosul ei.

Știință complexă, la frontiera științelor naturii cu științele tehnice, bogată în elemente concrete, în același timp producătoare de un înalt grad de abstractizare, geologia are în permanență nevoie de specialiști care să contribuie la punerea în slujba societății a tuturor resurselor de care dispune Terra, dar și să-și asume răspunderea pentru discriminarea dintre nevoie și risipă și pentru conservarea echilibrului natural al planetei.

Deși Geologia este atât de puternic legată de marea majoritate a activităților umane și a atins nivelele elevate de cunoaștere, esența acestei științe rămâne în afara percepției.

nespecialiștilor. Geologia pare multora o știință teoretică, bazată pe un limbaj criptic și pe înmagazinarea unui volum uriaș de informații care se cer memorate.

Problemele sunt complicate de mediatizarea, adesea exagerată a unor aspecte izolate, fie cu aură romantică, fie cu caracter de spectacol, fără nici o conexiune cu înlănțuirea logică a proceselor și fenomenelor geologice reale. Nespecialistului sau începătorului în ale Geologiei îi scapă faptul că gradul ridicat de abstractizare și teoretizare se poate atinge numai printr-o activitate susținută de observare și înțelegere a fenomenelor, a proceselor și a consecințelor directe ale acestora, numai prin interpretarea informațiilor corecte putându-se obține imaginea sintetică a realității.

Tendențele geologiei moderne duc la o tot mai strictă specializare, la o restrângere din ce în ce mai accentuată a domeniului de investigație al specialistului. Cu toate acestea, pregătirea generală a specialistului trebuie să asigure capacitatea de sintetizare a informațiilor și formarea unui câmp larg de cuprindere a problemelor, plasarea lor în contextul general al evoluției pământului.

Cu alte cuvinte, pregătirea geologilor, a inginerilor geologi și a geofizicienilor trebuie gravată pe un ansamblu de informații cu caracter general, pe care studentul trebuie să le înțeleagă și să le asimileze din primele momente de studiu.

Desigur, literatura de specialitate cuprinde liste nesfârșite de lucrări și tratate, unele devenite clasice, altele foarte noi, bazate pe interpretarea și reinterpretația celor mai noi informații. Din păcate, foarte puține din aceste lucrări sunt accesibile studenților, atât ca posibilități de procurare, cât mai ales datorită volumului enorm de literatură care ar trebui consultată pentru fiecare subdomeniu al marelui ansamblu al geologiei.

Este deci necesară o succintă prezentare sintetică a problemelor, într-un volum adresat studenților și care să ofere, într-un spațiu restrâns, o sumă de informații, pe baza cărora, fiecare să-și construiască, în continuare, edificiul propriei pregătiri de specialitate.

Un astfel de volum se dorește lucrarea de față, în realizarea căreia autorul a primit un ajutor neprecupețit din partea colegilor din Catedra de Geologie și Paleontologie, ca și a celor din producție și cercetare, cărora le mulțumește pe această cale.

*Autorul*

## CUPRINS

<b>CUVÂNT ÎNAINTE</b> .....	5
<b>DATE GENERALE</b> .....	11
<b>OBIECTUL GEOLOGIEI</b> .....	11
<b>IMPORTANȚA GEOLOGIEI</b> .....	14
<b>RELAȚIILE GEOLOGIEI CU ALTE ȘTIINȚE</b> .....	15
<b>SCURT ISTORIC AL GEOLOGIEI ȘI TENDINȚE ACTUALE</b> .....	17
<b>METODE DE CERCETARE ÎN GEOLOGIE</b> .....	23
<b>GEOLOGIA FIZIOGRAFICĂ</b> .....	28
<b>DATE GENERALE ASUPRA UNIVERSULUI</b> .....	28
<b>SISTEMUL SOLAR</b> .....	33
Soarele.....	34
Planetele.....	37
Planetoizii (Asteroizii).....	40
Cometele.....	41
Meteoriții.....	42
Noțiuni de Selenologie.....	43
<b>IPOTEZE COSMOGONICE</b> .....	46
<b>MIȘCĂRILE COSMICE ALE PĂMÂNTULUI</b> .....	50
Mișcarea de rotație.....	50
Mișcarea de revoluție, mișcarea de nutație și mișcarea galactică.....	53
<b>PROPRIETĂȚILE PĂMÂNTULUI</b> .....	56
Forma și dimensiunile Pământului.....	56

<b>Densitatea Pământului</b> .....	58
<b>Structura internă a Pământului</b> .....	59
<b>Alte proprietăți ale Pământului</b> .....	68
Gravitația.....	71
Presiunea din interiorul Pământului.....	71
Căldura Pământului.....	76
Radioactivitatea terestră.....	82
Magnetismul terestru.....	86
Proprietățile electrice ale Pământului.....	92
<b>ÎNVELIȘURILE EXTERNE ALE PĂMÂNTULUI</b> .....	93
<b>Atmosfera</b> .....	94
<b>Hidrosfera</b> .....	100
<b>Biosfera</b> .....	109
<b>Litosfera</b> .....	112
<b>GEOLOGIA DINAMICĂ</b> .....	120
<b>SURSELE DE ENERGIE ALE PROCESELOR</b>	
<b>GEODINAMICE</b> .....	120
<b>DINAMICA INTERNĂ</b> .....	121
<b>Cauzele generale ale proceselor de dinamică internă</b> .....	122
Ipoteze geotectonice.....	122
Teoria tectonicii globale.....	129
<b>Elemente structurale majore ale scoarței terestre</b> .....	139
Zone labile ale scoarței terestre.....	139
Zone stabile ale scoarței terestre.....	150
<b>Procesele magmatice</b> .....	152
Geneza și proprietățile magmelor.....	152
Tipuri de magmă și diferențierea magmatică.....	157

Punerea în loc și consolidarea magmelor.....	159
Modul de zăcământ al rocilor magmatice.....	164
Fenomenele vulcanice.....	167
<b>Alcătuirea unui vulcan</b> .....	168
<b>Fazele erupțiilor vulcanice</b> .....	171
<b>Produsele activității vulcanice</b> .....	173
<b>Clasificarea vulcanilor</b> .....	180
<b>Distribuția vulcanilor pe glob</b> .....	185
<b>Mișcările seismice</b> .....	188
Cauzele directe ale cutremurelor.....	188
Elementele mișcărilor seismice.....	190
Înregistrarea și clasificarea cutremurelor.....	193
Măsurarea cutremurelor.....	195
Efectele cutremurelor.....	198
Repartizarea mișcărilor seismice pe glob.....	199
<b>Procese tectonice</b> .....	203
Mișcările oscilatorii (epirogenetice).....	204
Mișcările orogenice.....	210
<b>Dislocații plicative</b> .....	210
Cutele.....	210
Cute netectonice.....	219
Flexurile.....	220
<b>Dislocații rupturale (disjunctive)</b> .....	221
Fisurile.....	221
Faliile.....	222
Decroșările.....	226
<b>Pânzele tectonice</b> .....	228
Pânzele de acoperire.....	228
Pânzele de șariaj.....	229



Metamorfismul – efect al proceselor de dinamică internă.....	232
<b>DINAMICA EXTERNĂ.....</b>	<b>238</b>
Alterarea superficială.....	239
Acțiunea geodinamică a gravitației.....	245
Acțiunea geodinamică a vântului.....	251
Acțiunea geodinamică a hidrosferei.....	259
Acțiunea apelor meteorice.....	260
Acțiunea apelor curgătoare.....	263
Acțiunea geologică a apelor subterane.....	273
Acțiunea geodinamică a ghețarilor (a apei în stare solidă).....	281
Acțiunea geologică a apelor marine.....	289
Acțiunea geologică a lacurilor.....	303
<b>Geodinamica biosferei.....</b>	<b>305</b>
<b>Noțiuni de diageneză.....</b>	<b>307</b>
***.....	311
<b>BIBLIOGRAFIE.....</b>	<b>312</b>

## DATE GENERALE

### OBIECTUL GEOLOGIEI

Numele GEOLOGIEI derivă din limba greacă, prin combinarea termenilor γαῖα - γη [*gaia - ghi*], însemnând pământ și λογος – λογία [*logos - logia*], însemnând cuvânt, vorbire, aici cu înțelesul de știință.

Cu alte cuvinte, geologia este știința care se ocupă de studiul Pământului, atât în ceea ce privește starea lui actuală, cât și privitor la evoluția sa în timp.

Geologia studiază structura și compoziția globului pământesc, constituenții acestuia și modul lor de formare, ca și procesele care se desfășoară în interiorul și la exteriorul planetei și care concurează la modificarea permanentă a scoarței terestre.

Termenul a fost utilizat pentru prima oară în 1473, de către Richard de Bury, cu înțelesul de știință vulgară, pământescă, în opoziție cu Theologia, știința spiritului, dumnezeiască. În sens mai apropiat de înțelesul actual, termenul este reluat de Escholt, în 1657.

În timp, s-a mai utilizat și termenul de GEOGNOZIE, de la grecescul γνῶσις [*gnosein*] = a cunoaște. Cuvântul nu s-a impus, azi folosindu-se foarte limitat, mai ales cu nuanțe descriptive sau chiar ușor peiorativ.

În ansamblu deci, Geologia studiază compoziția și arhitectura scoarței terestre, fenomenele și procesele care produc schimbări în aceasta și ambianța naturală în care evoluează Pământul.

Complexitatea problemelor ridicate a determinat ca, odată cu perfecționarea tehnologică, să se separe în cadrul Geologiei numeroase domenii de cercetare specializată, care au evoluat, în majoritate, ca discipline specializate independente, rămânând însă în ansamblul complex al GEOȘTIINȚELOR. Astfel:

- MINERALOGIA studiază compușii naturali care alcătuiesc scoarța Pământului, modul lor de structurare spațială făcând obiectul CRISTALOGRAFIEI.

- **PETROLOGIA / PETROGRAFIA** studiază gruparea mineralelor în roci și condițiile genetice care determină apariția rocilor.
- **PALEONTOLOGIA** studiază resturile de organisme care au populat planeta de la apariția vieții, iar **PALEOECOLOGIA** condițiile de mediu în care au viețuit organismele păstrate în stare fosilă.
- **GEOLOGIA DINAMICĂ** studiază fenomenele și procesele actuale de mișcare și transformare a scoarței terestre.
- **GEOTECTONICA** studiază deformările suferite de formațiunile geologice și cauzele care le-au produs.
- **GEOLOGIA STRUCTURALĂ**, prezintă dispunerea spațială a formațiunilor geologice, rezultată în urma proceselor geodinamice.
- **STRATIGRAFIA** studiază modul de formare și suprapunere a depozitelor în procesele geologice.
- **GEOLOGIA ISTORICĂ** studiază evoluția în timp a formațiunilor geologice și înlănțuirea legică a proceselor.
- **PALEOGEOGRAFIA**, studiază istoria variației condițiilor fizico-geografice în conexiune cu evoluția geologică.
- **GEOCHIMIA** reprezintă un ansamblu de metode chimice de detectare a substanțelor din scoarța terestră.
- **GEOFIZICA** reprezintă totalitatea metodelor fizice de studiu a Pământului, atât la suprafață cât și în profunzime.
- **GEOMORFOLOGIA** studiază relațiile dintre structurile geologice și aspectul general al scoarței, ca și implicațiile diferitelor tipuri de roci în crearea și modelarea reliefului.
- **GEOLOGIA APLICATĂ** căreia îi corespund o serie de discipline cu caracter practic cum sunt:
  - **Ingineria geologică** (ansamblul cercetărilor cantitative și practice legate de structura Pământului).
  - **Geologia inginerescă și Geotehnica** (constând în studii asupra rocilor pentru fundamentarea geologică a lucrărilor de construcție).
  - **Hidrogeologia** (responsabilă de detectarea și studierea surselor de apă).

- **Geologia resurselor minerale**, detaliată în Geologia combustibililor minerali (Geologia cărbunilor, Geologia petrolului și a gazelor naturale), Geologia minereurilor (constând în studierea rezervelor de substanțe utile minerale și energetice), Geologia rocilor utile etc.
- **Pedologia** (studiul solurilor).
- **Prospecțiunea și explorarea** (ramuri ale Geologiei aplicate care studiază modul de detectare și de valorificare a substanțelor utile).
- **Geoecologia**, cu evoluție recentă și rapidă, ocupându-se cu studierea și prevenirea pericolelor și dezastrelor ecologice (predominant antropice), de poluarea solului și subsolului, de relațiile mediului geologic cu modul de hrănire și starea de sănătate a populațiilor (geologia medicală).

Continua specializare în domenii din ce în ce mai restrânse face necesară dezvoltarea unei discipline de sinteză, care să confere coerență și logică rezultatelor cercetărilor de detaliu și să evidențieze complexitatea întregului ansamblu.

Această disciplină de sinteză, în funcție de modul de accentuare a fenomenelor și proceselor, a fost numită diferit de diverși cercetători. Astfel, s-a numit **PRINCIPII DE GEOLOGIE, BAZELE GEOLOGIEI, INTRODUCERE ÎN GEOLOGIE**, toate denumirile implicând un grad avansat de teoretizare și generalizare, ca bază a studiilor de detaliu. Se mai folosește sintagma **GEOLOGIE GENERALĂ** cu semnificație de sinteză a tuturor disciplinelor geologice legate de cercetarea fenomenelor și proceselor geologice care au loc în prezent la suprafață și în interiorul Pământului, precum și a condițiilor naturale în care se desfășoară acestea, în scopul descifrării istoriei și a legilor generale de evoluție a litosferei. Cu un înțeles similar se folosește termenul de **GEOLOGIE FIZICĂ**, termen introdus de specialiștii anglo-saxoni, și care, astăzi, tinde să se generalizeze, cu atât mai mult cu cât pe lângă sensurile menționate, înglobează noțiuni de planetologie, fizică, chimie, geodinamică, fizica globului etc.

Trebuie delimitat înțelesul termenului de Geologie fizică de cel de Fizica globului, care este o ramură a geofizicii, analizând exclusiv proprietățile fizice ale Pământului.

Geologia fizică, termen pentru care am optat dat fiind conținutul lucrării de față, pune accentul pe succesiunea fenomenelor și proceselor geologice ca fenomene și procese fizice produse și stimulate de relația cauză / efect derulată în succesiunea univocă a timpului geologic.

Abordarea integrată a studiului Pământului prin conexiunea dintre Geologie și celelalte științe ale naturii a permis introducerea unui termen comprehensiv, **GEONOMIE**, reprezentând studiul multilateral geologic, geofizic, geochemic, geografic, mecanic și matematic. Termenul

păstrează un anumit grad de echivoc, specialiștii americani conferindu-i înțelesul de studiu al economicității cercetării geologice.

Este necesar să explicăm înțelesul noțiunilor de FENOMEN geologic și PROCES geologic.

Prin FENOMEN geologic se înțelege orice schimbare sau transformare care afectează scoarța terestră și care poate fi direct observată, în timp real.

Un PROCES geologic reprezintă un șir succesiv de fenomene care pot fi urmărite numai indirect, pe baza efectelor pe care le-au determinat, în timp.

Pentru exemplificare, menționăm că o erupție vulcanică, un cutremur etc, reprezintă fenomene geologice; acumularea de depozite vulcanice, metamorfozarea unor roci, apariția fracturilor etc, sunt procese geologice.

În cele ce urmează, vom încerca să trecem în revistă principalele probleme legate de scoarța terestră, cu stabilirea relațiilor cauzale, a conexiunilor dintre diferitele categorii de fenomene și procese geologice. După câteva probleme generale, lucrarea propriu-zisă este divizată în două părți mari, prima cuprinzând GEOLOGIA FIZIOGRAFICĂ, care analizează relațiile universale ale Pământului și proprietățile generale, fizice și chimice ale învelișurilor acestuia. Cea de a doua parte cuprinde GEOLOGIA DINAMICĂ care se ocupă de studiul fenomenelor și proceselor care determină transformarea permanentă a planetei ca rezultat al raporturilor de cauzalitate / consecință, condiționate reciproc.

## IMPORTANȚA GEOLOGIEI

Geologia, disciplină complexă, care rezolvă o multitudine de probleme variate, prezintă un interes deosebit, atât din punct de vedere teoretic, cât și practic.

### IMPORTANȚA TEORETICĂ

- Explică complexitatea fenomenelor și proceselor desfășurate în trecutul Pământului.
- Explică și justifică legile evoluției.
- Explică intercondiționarea proceselor și fenomenelor.

- Facilitează stabilirea legilor de bază ale dezvoltării materiei, evoluția acesteia de la anorganic la organic, de la procesele chimice la cele biochimice și apoi la cele biologice.

- Verifică și dovedește materialitatea Universului și a cauzelor directe ale evoluției acestuia.

### IMPORTANȚA PRACTICĂ

Geologia însăși este o știință de esență practică. Dezvoltarea ei ca atare a fost condiționată de necesitățile activității umane. Geologia este prezentă în extrem de numeroase domenii ale activității practice, în industrie, în agricultură, în construcții.

- Reprezintă baza descoperirii de zăcăminte de substanțe utile (minereuri, combustibili minerali, sare, roci utile etc).

- Studiază structura terenurilor de fundație, pentru amplasarea construcțiilor civile și industriale de orice tip (clădiri, baraje, tuneluri, drumuri, căi ferate, canale etc).

- Asigură identificarea și valorificarea surselor de apă.

- Execută studiul rocilor de bază pe care se dezvoltă solurile și prospectarea amendamentelor necesare pentru creșterea randamentului producției agricole.

- Se ocupă de studiul evoluției terenurilor, propune metode de prevenire și combatere a fenomenelor de eroziune și degradare a terenurilor agricole și asigură proiectarea lucrărilor de îmbunătățiri funciare.

- Realizează studiul respectării condițiilor de mediu și propune măsurile necesare pentru refacerea acestui mediu.

### RELAȚIILE GEOLOGIEI CU ALTE ȘTIINȚE

Geologia ca știință s-a constituit după consolidarea științelor fundamentale ale naturii, preluând o multitudine de informații furnizate de acestea, informații pe care le utilizează în studiul evoluției Pământului. Puține științe au un câmp de acțiune atât de vast, tocmai pentru că trebuie să apeleze la realizările tuturor celorlalte științe, care s-au structurat înaintea ei.

În același timp, Geologia furnizează celorlalte științe date și interpretări care pot explica procese practice de neînțeles fără contribuția informațiilor oferite de Geologie.

De asemenea, Geologia adoptă metode de studiu specifice altor științe, pe care le utilizează în sens propriu.

Ca știință complexă, Geologia însușește informații și metode din domenii extrem de diferite, unele naturalistice, uneori cu caracter descriptiv și interpretativ, altele specifice disciplinelor tehnice și ingineresti, cu caracter strict practic, în sfârșit, altele specifice unor științe cu grad ridicat de abstractizare.

Astăzi nu se poate evalua geologia, ca știință, fără interferarea în studiu a Biologiei, a Chimiei, a Fizicii, a Matematicii, a Geografiei, și nu în ultimul rând fără Mecanică sau Tehnologie sau fără conexiune cu Astronomia sau cu tehnologiile spațiale.

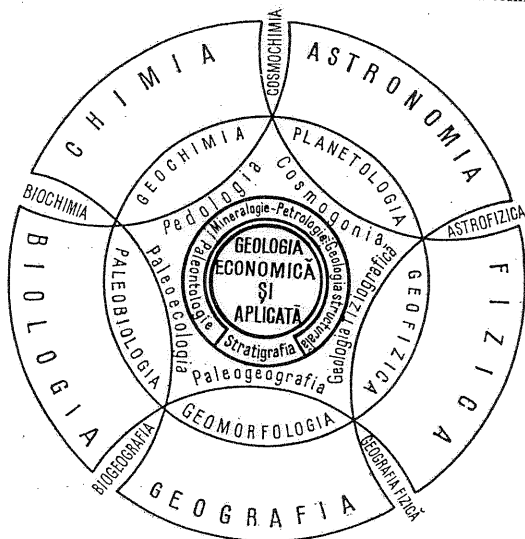


Fig. 1. Relațiile geologiei cu alte științe.

Se pot discuta contribuțiile reciproce ale fiecărei științe în evoluția celorlalte, iar în ultima vreme au apărut și se dezvoltă rapid discipline hibride, strâns legate de surse, dar în același timp independente, ca: Paleobiologia, Paleogeografia, Planetologia, Selenologia, Paleoastrologia, și acestea sunt numai câteva dintre complexele interdisciplinare care ar putea fi enumerate.

Desigur, este obligatoriu să facem referire astăzi la relația geologiei cu Informatica, folosită ca sistem de înregistrare și de prelucrare a informației geologice, ca și de modelare cu ajutorul tehnicii de calcul a rezultatelor interpretate ale proceselor geologice.

## SCURT ISTORIC AL GEOLOGIEI ȘI TENDINȚE ACTUALE

Geologia ca știință este una dintre cele mai noi ramuri ale științelor naturii, apărând ca atare abia la jumătatea secolului al XVIII-lea.

Desigur, încă din epocile primitive, omul a fost obligat să observe scoarța terestră, întâi cu caracter empiric, pentru identificarea substanțelor care-i erau necesare sau pentru a se proteja de fenomenele naturale în fața cărora era pus, și nu în ultimul rând, pentru a încerca să-și explice aceste fenomene. Silixul și obsidianul, care au reprezentat primele materii prime utilizate de om, nu pot fi găsite oriunde. Pentru a și le putea procura, omul primitiv era obligat să observe împrejurimile și să aleagă locurile cele mai favorabile acumulării substanțelor necesare.

Primele observații asupra Pământului și încercarea explicării fenomenelor naturale se regăsesc în mituri, care vor alcătui baza religiilor, omul fiind tentat să atribuie unor forțe divine toate fenomenele care-i depășesc capacitatea de înțelegere.

În antichitate, numeroase observații și speculații raționale asupra Pământului au intrat în sfera de activitate a filosofilor naturaliști – Pitagora (sec. VI a. C.), Xenophon (430-352 a. C.), Herodot (484-425 a. C.), Aristotel (384-322 a. C.), Pliniu Major, etc – care au inițiat interpretarea primitiv materialistă a fenomenelor naturii.

Multe dintre observațiile acestora, deși nesușinite științific, au fost confirmate de studiile ulterioare.

După îndelungata eclipsă din istoria științei, impusă de dominația bisericii, de incultură și de obscurantism – în Evul Mediu, Renașterea aduce o sporire a interesului pentru științele naturii. Nu poate fi încă vorba de Geologie, în înțelesul de astăzi al cuvântului, dar se fac din ce în ce mai multe observații pertinente, unele chiar cu un real conținut științific.

În acest sens, cele mai vechi observații aparțin lui Ibn al Sina (Avicena) (970-1037), corespunzând exploziei culturale arabe, într-un moment în care cultura europeană era în mare declin, declin care a durat până în Renaștere.

În Renaștere, deși nu existau cercetători specializați, apar primele informații realiste, după cele consemnate în antichitate.

Într-o epocă în care fosilele erau considerate jocuri ale naturii (ludus naturae), Leonardo da Vinci (1452-1519) constată că, de fapt, acestea nu reprezintă decât resturi de plante și de animale și că rocile sunt dispuse stratificat.

Bernard Pallisy (1510-1590), Nicolas Steno (1638-1687) fac referiri la natura fosilelor și a rocilor, ca și mențiuni privind dispunerea stratificată a depozitelor de la suprafața scoarței Pământului.

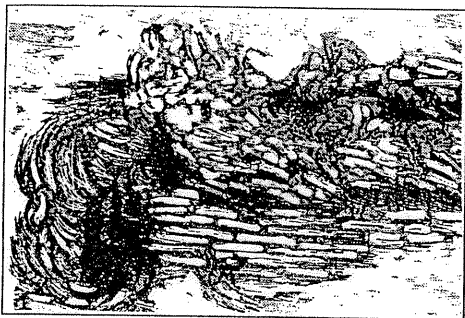


Fig. 2. Schiță de afloriment cu roci stratificate, realizată de Leonardo da Vinci, aflată la British Museum. (reproducere preluată din 68)

Toate aceste idei, ca și multe altele asupra cărora nu insistăm, reprezintă o etapă științifică de dezvoltare a Geologiei, etapă caracterizată printr-o amplă acumulare de date, uneori contradictorii, dar care vor servi evoluției ideilor de mai târziu.

În secolul al XVII-lea încep să se cristalizeze ideile legate de Pământ ca obiect cosmic și asupra ipotezelor de formare a acestuia (Leibnitz, 1646-1716).

Secolul al XVIII-lea, odată cu revoluția industrială, care a determinat o creștere a interesului pentru cunoașterea substanțelor utile, duce la o sporire spectaculoasă a cercetărilor și formează premisele dezvoltării Geologiei moderne.

Se acumulează un volum imens de date, interpretate de personalități remarcabile ale științei. Astfel, M.V. Lomonosov (1711-1765) precizează existența agenților interni și externi ca forțe contrarii în evoluția fenomenelor. Abr. Werner (1749-1818), cel care a introdus termenul Geognozie, face o primă clasificare a mineralelor și rocilor și instituie teoria NEPTUNISTĂ (care presupune că toate rocile sunt de natură sedimentară, marină). Leopold von Buch (1774-1853) trece în extrema opusă, considerând că toate rocile sunt de origine magmatică, internă, idee pe care se bazează teoria PLUTONISTĂ.

Se mai remarcă J. Hutton (1726-1797), G. Cuvier (1769-1832), A. de Brogniart (1777-1827), J.B. Lamarck (1744-1829) și mulți alții, care, studiind rocile și fosilele, pun bazele Paleontologiei și Stratigrafiei.

Deși volumul de informații este imens, interpretarea datelor este încă superficială. Se ridică dispute dure între ideile deiste, catastrofiste, susținute de G. Cuvier și dezvoltate de A.

d'Orbigny, și cele pre-evoluționiste, emise de Ch. Lyell (1797-1875), care pun bazele metodei actualismului (1833).

Începutul secolului al XIX-lea demonstrează o tendință de sintetizare a datelor existente asupra planetei, urmată de lansarea primelor ipoteze asupra orogenezei (formării munților). Coroborarea datelor despre Pământ cu cele oferite de astronomie, a făcut posibilă elaborarea primei scheme privind structura internă a Pământului, elaborată de E. Suess (1831-1914).

Apariția, în 1858, a "Originei speciilor" a lui Ch. Darwin revoluționează Științele naturii, punând bazele teoriei evoluționiste, întreaga dezvoltare ulterioară a științelor fiind orientată în acest sens, gândirea umană, în general, fiind influențată profund de evoluționism.

A doua jumătate a secolului al XIX-lea și începutul secolului al XX-lea se caracterizează prin ample studii geologice efectuate de numeroși cercetători din toate țările lumii, cu caracter specializat sau cu caracter generalizat, de amănunt sau de largă sinteză. Se realizează primele hărți geologice, din ce în ce mai precise, din ce în ce mai cuprinzătoare, din ce în ce mai adaptate unor scopuri precise, practice.

În același timp se ajunge la o specializare foarte strictă a activității geologice, Geologia însăși fiind divizată într-o multitudine de domenii, fiecare cu metode proprii de cercetare, toate având ca obiectiv principal studiul Pământului. Sunt de menționat o serie de personalități de marcă ale Geologiei ca: A. Holmes, G.W. Tyrell (Anglia); E. Kaiser, A. Wegener, H. Stille, K. Zittel (Germania); E. Haug, L. Cayeux, L. Moret (Franța); E. Argand (Elveția); A.P. Karpinski, V.O. Kovalevski, V.A. Obruchev, V.J. Vernadski (Rusia / U.R.S.S.); J. Dana, R. Daly (U.S.A.); L. Mrazec, Gh. Murgoci (România) etc.

Evident, actualmente, cu ajutorul tehnologiilor de vârf, cercetarea geologică la nivel mondial cunoaște evoluții spectaculoase. Dacă ar fi să menționăm numai câteva dintre acestea, am putea pomeni creșterea adâncimii de foraj în zonele continentale, fiind atinse (sigur, cu mari cheltuieli și numai în cazuri excepționale) adâncimi ce depășesc 14.000 m. Este, de asemenea, de menționat progresul spectaculos al cercetărilor submarine. Este notoriu proiectul de foraj submarin D.S.D.P. (Deep Sea Drilling Project), bazat pe lucrările programului "Glomar-Challenger", care, prin rezolvarea tehnologică a forării submarine, a permis lămurirea unor probleme majore, inclusiv a tectonicii globale. Putem adăuga avansarea continuă a prospecțiunilor submarine, atât pentru hidrocarburi, cât și pentru noduli polimetaliți, extinderea cercetărilor prin teledetectie satelitară, și exemplele ar putea fi mult extinse.

Pe teritoriul românesc există mărturii legate de colectarea și utilizarea de substanțe și roci utile încă de către culturile paleolitice. Au fost recunoscute zăcăminte de silex, în Dobrogea și în zona Islaz, legate de artefacte realizate pe seama acestui silex.

În antichitate s-a derulat o intensă activitate de minerit, activitate care presupune o bună cunoaștere a substanțelor căutate și a condițiilor favorabile în care pot fi găsite. Se cunosc urme ale activității miniere în întreaga zonă montană, în special în Banat, în Maramureș și în Munții Apuseni, unele dintre urmele de minerit mai bine conservate fiind stimulente pentru activitățile de prospecțiune, explorare și exploatare de mai târziu.

Informații certe cu privire la resursele minerale apar mult mai târziu, în cronică și în lucrări cu caracter geografic, dintre care se remarcă "Descriptio Moldaviae" a lui Cantemir.

O primă lucrare de specialitate, o carte de mineralogie, de fapt o traducere fără autor precizat, a fost tipărită de Dr. Cihac, la Iași, în 1837 (fide Al. Codarcea, 1961).

Studiile organizate de geologie încep să se realizeze relativ târziu, după înființarea Universităților din Iași (1862) și București (1864), timpul pierdut fiind însă rapid recuperat, prin ridicarea la nivel mondial a unor personalități de seamă ale geologiei românești, ca Gr. Cobălcescu (1836-1892), Gr. Ștefănescu (1838-1911), Sabba Ștefănescu, Sava Atanasiu, L. Mrazec, Ion Simionescu și foarte mulți alții.

În 1882 se înființează "Biroul Geologic", cu rolul de redactare a Hărții Geologice a României (parte a Hărții Geologice a Europei). În același timp, sub îndrumarea lui Gr. Ștefănescu apare prima publicație periodică de specialitate, „Anuarul Biroului Geologic”.

În 1906, ia naștere Institutul Geologic al României, încă de la început bazat pe un colectiv de cercetare format din specialiști de foarte înaltă valoare științifică, activitatea lor aducând contribuții însemnate la dezvoltarea, atât practică, dar mai ales teoretică, a Geologiei. Ar fi suficient să menționăm „teoria diapirismului”, emisă de L. Mrazec, care s-a confirmat prin studii ulterioare, ca și contribuțiile geologilor români la „teoria pânzelor de șariaj”. Alte personalități se adaugă celor deja menționate, ca D.M. Preda, I. Atanasiu sau N. Oncescu, de numele cărui se leagă prima lucrare de sinteză privind întreg teritoriul românesc.

În Transilvania, bogată în resurse minerale, au fost realizate numeroase studii, unele foarte ample, dar tributare centrelor de cercetare de la Viena sau Budapesta, care suzerane politic, coordonau și întreaga activitate științifică, până la marea Unire din 1918. Primul profesor român de Geologie la Universitatea din Cluj a fost Ion Popescu-Voitești (1876-1944).

Dezvoltarea industriei petroliere românești, între cele două Războaie mondiale, a determinat o creștere a interesului pentru studiul depozitelor purtătoare, studii la care au participat, în afara unor specialiști ai firmelor străine, specialiști români de mare valoare, ca I. Gavăț, N. Grigoraș, N. Oncescu, I. Băncilă, Gh. Macovei, etc.

După cel de-al doilea Război mondial, industrializarea forțată a dus la creșterea necesarului de substanțe minerale utile și energetice și – implicit – a cercetărilor geologice.

Nevoia pregătirii unui număr mai mare de specialiști a dus la crearea Facultății de Geologie la Universitatea București (separată din Facultatea de Științe) și apoi a unor secții de Geologie la Iași și la Cluj. Necesitatea unor institute specializate de Geologie economică, a dus la înființarea Institutului de Mine (mutat ulterior la Petroșani), a Institutului de Petrol, Gaze și Geologie, înființat în 1950, restructurat și mutat la Ploiești, în anii '70, ca și a unor școli tehnice postliceale, de profil.

Concomitent cu activitatea de cercetare a Institutului Geologic și a unor instituții de prospecțiune, explorare și studii aplicative, ca Întreprinderea de Prospecțiuni, I.S.P.H., etc, cadrele didactice din învățământul superior au desfășurat o cercetare complexă și eficientă, atât în domeniul aplicativ, cât și în cel fundamental, dovedindu-se, în multe domenii, creatori de școală. Din foarte lunga listă a celor implicați, sunt de menționat în mod deosebit nume ca: Al. Codarcea, Gh. Murgoci, Th. Joja, V. Ianovici, D. Giușcă, M. Filipescu, N. Macarovici, M. Socolescu, I. Dumitrescu, Gh. Macovei, D.M. Preda, N. Oncescu, Emilia Saulea, Gr. Răileanu, V. Lăzărescu, lista putând fi continuată cu nume de specialiști dintre care mulți sunt încă în activitate.

Astăzi, activitatea geologică fundamentală este deosebit de activă, ea fiind realizată într-o strânsă colaborare între cadrele didactice universitare, cercetători din institutele și întreprinderile de profil, în același timp, în context cu cercetările la nivel mondial. Rezultatele, adesea foarte importante, sunt prezentate în sesiuni științifice, în Congrese naționale și internaționale, în schimburi de experiență și excursii de studiu, fiind publicate în numeroase reviste de specialitate.

În cercetarea geologică modernă, lumea științifică se confruntă cu o serie de tendințe de evoluție, comune cu cele care se manifestă în toate domeniile științei. Aceste tendințe sunt determinate în primul rând de dezvoltarea explozivă a cunoașterii, într-o permanentă competiție și colaborare internațională cu evoluție exponențială, sprijinite de o bază materială din ce în ce mai puternică și pe un personal uman din ce în ce mai numeros.

O primă tendință care se cere menționată este dezvoltarea contradictorie, prin extrema detaliere și continua separare de ramuri din ce în ce mai specializate, concomitent cu accentuarea necesității de stabilire a legilor generale și de sintetizare și interpretare unitară a tuturor informațiilor. Această contradicție dintre specializare și generalizare impune limitarea activității profesionale la domenii din ce în ce mai restrânse, în conexiune cu elementele generale bine structurate care să permită încadrarea rezultatelor într-un ansamblu unitar.

De aici rezultă și capacitatea particulară a geologului de a se adapta ușor la specialități diferite, uneori destul de îndepărtate de specialitatea inițială.

O a doua tendință o constituie individualizarea continuă a unor discipline limitrofe între geologie și științele negeologice, pentru rezolvarea unor probleme pe care fiecare știință în parte nu le poate satisface suficient de bine și de rapid. Tendința a fost inaugurată prin apariția Geofizicii și a Geochimiei, apoi prin crearea unei multitudini de ramuri limitrofe, ca Geologia izotopilor, Seismotectonica, Magnetostratigrafia, Inframicropaleontologia, Ingineria geologică, Geologia matematică, Geologia medicală, Oenogeologia (Geologia vinurilor) și multe altele.

Ca în orice alt domeniu științific, și în Geologie se manifestă modernizarea și informatizarea tehnologiilor de investigare, de înregistrare și de interpretare a informațiilor și, implicit, aplicarea modelării matematice a proceselor geologice.

Modificarea raportului între amploarea informației și posibilitatea de documentare este o altă tendință determinată de creșterea spectaculoasă, pe de o parte a studiilor realizate, pe de altă parte de creșterea continuă a numărului de publicații de specialitate, chiar neglijând lucrările și rapoartele cu circuit restrâns care rămân în manuscris.

Astfel devine imposibilă o documentare completă și la zi și se ajunge extrem de rapid la "uzura morală" a informației de specialitate sau la "criptarea" terminologiei utilizate din cauza imposibilității fizice de intercomunicare completă între specialiști.

De aici, rezultă o altă tendință, aceea de trecere de la studii individuale la cercetarea colectivă interdisciplinară și, în același timp, între științe.

Aceasta pentru a permite cumulara realizărilor unui grup mai mare de specialiști în vederea unui scop comun de anvergură.

În același timp, costul ridicat al cercetărilor geologice și geofizice necesită o coordonare a cercetărilor, în primul rând pentru evitarea repetărilor inutile și a paralelismelor. De aici rezultă tendința de internaționalizare a informației geologice și crearea de instituții și asociații

profesionale internaționale, fie ca federații ale unor instituții similare cu caracter local, fie chiar reprezentând programe gândite de la început la nivel planetar.

Una din sarcinile majore ale acestor instituții și organizații este realizarea unor bănci de date moderne și permanent completate, accesibile tuturor celor interesați.

În sfârșit, ca știință de esență pragmatică, Geologia este în permanentă conlucrare cu tehnologia pentru găsirea de soluții tot mai eficiente de valorificare economică a minereurilor și a rocilor utile.

Implicit, se accentuează legătura strânsă între teorie și practica geologică, îmbinarea cercetării aplicative cu cea fundamentală și pătrunderea cercetărilor geologice în domenii netradiționale.

## METODE DE CERCETARE ÎN GEOLOGIE

Ca orice știință, Geologia se bazează pe un ansamblu de metode de cercetare și studiu, unele proprii, altele preluate din domeniul altor științe pe care le utilizează în vederea obținerii rezultatelor scontate. Aceste metodologii de cercetare pot fi grupate în mai multe categorii.

### METODA OBSERVAȚILOR DIRECTE

Metoda observațiilor directe este proprie științelor naturii. În general, se bazează pe studierea pe teren a fenomenelor geologice și, mai ales, pe urmărirea rezultatelor acestor fenomene.

Prin observarea directă a rocilor, a corpurilor geologice, a extinderii lor spațiale, a relațiilor și raporturilor dintre ele, a conținutului lor paleontologic, într-un spațiu limitat – pe de o parte de imensitatea planetei, pe de altă parte de imposibilitatea practică de a acoperi prin cercetare întreaga suprafață de investigat, altfel decât prin puncte izolate – se acumulează datele necesare interpretării informațiilor. Accesul la observația directă este de multe ori suplimentat de lucrări de foraj și lucrări miniere, dar se păstrează caracterul discontinuu pe care îl implică observația în deschideri naturale (sau în aflorimente). Metoda, pe lângă consemnarea

informațiilor, implică recoltarea de probe, asupra cărora se continuă observarea prin investigații de laborator, urmând ca datele de teren și cele de laborator să creeze premisele unor interpretări raționale a fenomenelor care au dus la situația dată.

Metoda, foarte importantă, de neînlocuit, cu toată evoluția tehnologică modernă, este limitată în primul rând de caracterul discontinuu pe care îl implică, ca și de imposibilitatea fizică de penetrare la adâncimi mari (față de raza de peste 6000 km a Pământului, adâncimea de mai puțin de 15 km atinsă de cele mai adânci foraje este nesemnificativă) sau sub uriașele mase de apă ale oceanului.

### METODE INDIRECTE

Prin metode indirecte de investigație se înțeleg metode preluate, în general, de la alte științe, pentru obținerea de informații cu caracter geologic. Cele mai importante metode indirecte sunt oferite de Geofizică, disciplină geologică-tehnică bazată pe determinarea caracteristicilor câmpurilor fizice naturale sau provocate ale Pământului, și care oferă informații asupra unor zone foarte adânci sau greu accesibile, care nu pot fi atinse prin observație directă.

Evident, fiecare tip de câmp fizic al Pământului oferă o anumită categorie de informații și se utilizează diferențiat, în funcție de scopul urmărit. De aceea, în cadrul Geofizicii s-au separat ramuri specializate ca Gravimetria, Magnetometria, Electrometria, Radiometria, Seismometria etc.

În afara metodelor geofizice, se mai utilizează ca metode indirecte Aerofotogrametria și Teledetecția.

**AEROFOTOGAMETRIA.** Pe baza fotografiilor aeriene în spectru integral sau monocromatic, aerofotogrametria redă aspectul reliefului, caracteristicile optice ale unei regiuni, raporturile dintre vegetație și substrat, permițând recunoașterea și delimitarea formațiunilor geologice, într-o perspectivă largă pe care contactul direct nu o poate oferi.

**TELEDETECTIA** reprezintă înregistrarea cu ajutorul aparaturii instalate pe sateliții artificiali a undelor electromagnetice emise de suprafața Pământului sau a undelor emise de satelit și reflectate de suprafața Pământului. Acoperă, în timp foarte scurt, suprafețe foarte mari, are putere mare de penetrație, în orice condiții atmosferice și în orice regiune, rezultatele nefiind afectate de construcțiile umane. Marele dezavantaj constă însă în costul uriaș al metodei.

### METODE EXPERIMENTALE

Ca orice știință modernă, și Geologia propune utilizarea unor metode experimentale de investigație, prin reproducerea în laborator, în condiții pe cât posibil similare, a fenomenelor din natură. Trebuie precizat că metodele experimentale nu se referă la activitățile obișnuite de laborator, realizate pe eșantioane recoltate de pe teren, acestea făcând parte din observațiile directe. Metodele experimentale încearcă să reproducă fenomene și procese naturale pentru realizarea unor modele care, conform principiului similitudinii, să sugereze desfășurarea unor evenimente și implicațiile lor. S-a încercat reproducerea unor fenomene de cutare, s-a analizat reacția diferitelor tipuri de roci la aplicarea unor forțe de tensiune, de compresiune, de torsiune, etc, s-au făcut încercări de obținere a unor topituri comparabile cu topiturile magmatice naturale, s-a testat crearea condițiilor de formare a unor minerale, etc. Sunt domenii ale geologiei în care experimentarea nu se poate realiza sau nu poate duce la rezultate concludente, așa cum este cazul Paleontologiei sau al Paleoecologiei, organismele, implicit cele fosile, fiind conduse de legi biologice de nereproducere înafara vieții însăși.

Metodele experimentale în geologie sunt extrem de limitate, limitele fiind date, în primul rând, de imposibilitatea realizării în laborator, a două condiții esențiale, spațiul, evident limitat în laborator, și timpul geologic, imposibil de urmărit la scară umană. Metoda se utilizează totuși, prin înlocuirea materialelor din natură cu altele artificiale, care să poată fi modelate comparabil, în limitele inerente de spațiu și timp.

### METODA DEDUCTIVĂ

Datele obținute, fie prin observații directe, fie prin metode indirecte, au dezavantajul caracterului discontinuu și, nu în ultimul rând, al prezentării unor stări de moment, fără înlănțuirea temporală a evoluției care duce la situația dată.

De aceea, Geologia își dublează cercetarea prin metode deductive, care, implicând interpretarea rațională a datelor, oferă o imagine mobilă, fluentă și flexibilă a fenomenelor în ansamblu.

Metodele deductive sunt legate de câteva principii de bază în Geologie. Acestea sunt principiul superpoziției stratelor, cel paleontologic (evoluția vieții) și principiul actualismului.



PRINCIPIUL SUPERPOZIȚIEI STRATELOR (PRINCIPIUL STRATIGRAFIC) se bazează pe observația logică a unei succesiuni de strate, în care cele mai vechi sunt situate în adâncime, cele mai noi fiind dispuse la partea superioară.

Principiul formulat într-un sens apropiat celui actual de Nicolas Steno (1669), permite stabilirea raporturilor de vârstă (relativă) între două formațiuni, indiferent de tipul de rocă sau de poziția în scara geocronologică.

Aplicarea principiului trebuie însă făcută cu circumspecție pentru a nu genera interpretări eronate. El presupune luarea în discuție a unei succesiuni în care există continuitate de sedimentare, în care nu există dislocații tectonice sau acestea sunt suficient de evidente pentru a putea fi considerate ca atare. De asemenea, se cere situarea depozitelor pe aceeași verticală. Existența unor discordanțe, chiar paralele, fie de eroziune, fie de nondepunere, presupune întreruperea continuității procesului de sedimentare, implicit interpretarea deductivă trebuie să apeleze la mai mult decât aplicarea principiului stratigrafic. Evident, în cazul acumulării unor depozite în peșteri sau la baza unor faleze, interpretarea neselectivă pe baza principiului superpoziției stratelor poate determina erori. De asemenea, considerarea ca atare a unor depozite aflate în zone diferite, ca aparținând unei succesiuni continue, sau neglijarea existenței unor dislocații, poate duce la alterarea rezultatelor.

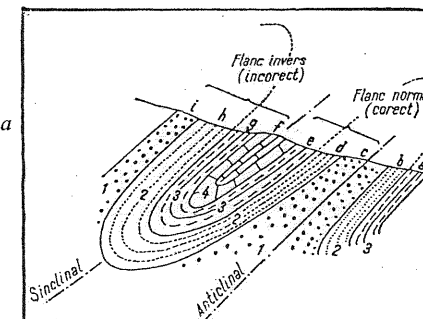
PRINCIPIUL SUCCESIUNII PALEONTOLOGICE se bazează pe faptul că resturile fosilizate ale organismelor existente într-un depozit sunt cu atât mai evolute, cu cât depozitul este mai nou. Este necesară precizarea că principiul se aplică numai în cadrul aceluiași grup de organisme, nefiind admisă compararea între grupe aflate la diferite nivele de organizare biologică. Astfel, deși din punct de vedere biologic corali sunt mai puțin evoluți decât cefalopodele sau brachiopodele, ei pot coexista în același moment, relația de succesiune trebuind să fie stabilită exclusiv în cadrul aceluiași grup. Principiul stă la baza metodelor de geocronologie relativă, prin aprecierea nivelului de evoluție al unui anumit grup de organisme. De asemenea trebuie precizat faptul că, destul de frecvent, în depozitele geologice pot fi înglobate resturile fosile preluate prin eroziune din formațiuni mai vechi (fosile remanente), acestea, neinterpretate corect putând genera confuzii.

PRINCIPIUL ACTUALISMULUI, bazat pe teoria "uniformitarianistă" introdusă de J.Hutton și elaborat într-o formă finită de Ch. Lyell, presupune că aceleași procese și fenomene care acționează astăzi au avut loc și în trecut, cu aceleași sau cu aproximativ aceleași urmări în aceleași condiții sau în condiții similare.

În secolul XX, actualismul se definește mai precis, incluzând și implicațiile asupra mediului, transformat prin fiecare fenomen și presupunând modificarea implicită a condițiilor în care se vor produce fenomene ulterioare.

Fig. 3. Exemplu de folosire neselectivă a principiului superpoziției stratelor (succesiunea a, b, c - etc) în cazul unor cute deversate, corectată prin aplicarea suplimentară a principiului succesiunii paleontologice.

(1, 2, 3 - etc) (120)



În timp, actualismul a fost suplimentat de "principiul cauzelor vechi" (formulat de L. Cayeux) care menționează faptul că în natura actuală nu au fost recunoscute o serie de fenomene care în trecutul geologic au avut consecințe notabile.

Principiul actualismului nu este aplicabil exhaustiv pentru că între fenomene desfășurate în timp nu poate exista identitate. Fiecare nivel de organizare al naturii își are legile proprii, nerepetabile cu identitate. În întreaga istorie a Universului nu există o repetare ciclică a proceselor, ci o evoluție în spirală, fiecare fenomen aducând date noi și modificând condițiile de desfășurare din etapele următoare.

În acest sens, este lămuritor exemplul proceselor de alterare subaeriană. Astăzi procesul este dominat de reacțiile de oxidare, oxigenul fiind componentul cel mai activ al atmosferei. În etapele de început ale Pământului, compoziția atmosferei era complet diferită, lipsită de oxigen dar bogată în CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, S, NH<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>, etc, care determinau cu totul alt gen de reacții.

Un al doilea exemplu îl poate oferi procesul de eroziune al zonelor continentale emerse, care azi se desfășoară în condiții în care cea mai mare parte a suprafețelor este protejată de vegetație, pe când înainte de Silurian, când nu exista vegetație terestră, procesele aveau un cu totul alt ritm.

Actualismul trebuie utilizat ca o metodă generală de gândire utilă în înțelegerea mecanismelor de desfășurare a proceselor din trecut, pe baza celor actuale, fără ca între ele să existe identitate.

## GEOLOGIA FIZIOGRAFICĂ

Geologia fiziografică este ramura geologiei fizice care se ocupă de studiul ansamblului stărilor fizice și chimice ale Pământului. Problemele majore ale Geologiei fiziografice sunt stabilirea locului planetei în ansamblul Universului, mișcările proprii ale planetei și cele produse în context cu Universul înconjurător, stabilirea originii planetei și a structurii ei interne, analiza proprietăților Pământului în ansamblu, ca și studierea învelișurilor acestuia.

În marea lor majoritate, problemele abordate de Geologia fiziografică pot fi rezolvate numai prin analogie cu evoluția altor corpuri din spațiul cosmic; pe de altă parte, multe din fenomenele și procesele geologice sunt influențate, în decursul istoriei Pământului, de mediul cosmic, ceea ce face necesară măcar o sumară prezentare a Universului în general și a Sistemului Solar, în special.

## DATE GENERALE ASUPRA UNIVERSULUI

Pământul este materie, parte integrantă a Universului.

Prin Univers se înțelege totalitatea materiei, infinită în spațiu și veșnică în timp, extrem de diversificată ca formă și conținut, existând în diferite stadii de dezvoltare.

Distribuția materiei în Univers este flagrant neuniformă. În cea mai mare parte a spațiului cosmic, materia este extrem de rarefiată (pentru această stare vechii astronomi foloseau termenul de ETER, din latinescul *aether* = partea cea mai de sus a cerului). În același timp, în anumite zone se realizează concentrări ale materiei sub forma unor corpuri siderale, îndeobște numite stele, alcătuind ansambluri mai simple sau mai complexe, în funcție, pe de o parte de gradul de concentrare a materiei, pe de altă parte de nivelul de evoluție pe care îl atinge corpul sideral respectiv.

Corpurile siderale se influențează reciproc, fiind prinse într-un mediu material de particule și radiații, de câmpuri fizice, cu atât mai intense cu cât corpurile sunt mai mari, într-un stadiu mai avansat de concentrare și la distanțe – relativ – mai mici unele de altele.

Evident, problemele legate de acest aspect al Universului fac obiectul Astronomiei, dar multe din informațiile oferite de aceasta prezintă un interes deosebit și pentru geologie.

La scară universală, imensitatea spațiului face ineficiente unitățile de măsură utilizate în mod obișnuit, fiind necesară introducerea unor unități specifice, mult mai mari. Astfel, se utilizează:

- U.A. (unitatea astronomică) =  $149,6 \cdot 10^6$  km, reprezentând media distanței dintre sistemul Pământ – Lună și centrul Soarelui.

- pc (parsec) =  $206266,8$  U.A. =  $3,86 \cdot 10^{13}$  km, reprezentând distanța până la un punct din spațiu, a cărui paralaxă este egală cu o secundă de arc. Paralaxa este unghiul sub care se vede, dintr-un punct din spațiu raza orbitei terestre, atunci când linia Soare - punct este perpendiculară pe raza Pământ – Soare.

- A.L. (an lumină), reprezentând distanța străbătută de lumină, în vid (cu viteza de  $299792,458$  km/s), în timpul unui an tropic ( $365,242199$  zile) =  $9,451 \cdot 10^{12}$  km.

În general, distanțele cosmice determinate până în prezent se încadrează în valori de circa  $10 \cdot 10^9$  A.L.

Cele mai vechi informații privind natura materiei din Univers au fost furnizate de meteoriți, corpuri căzute pe pământ din spațiul extraterestru, și care s-au dovedit formați din aceleași elemente chimice și, în general, din minerale și roci similare cu cele de pe Pământ.

Cercetările moderne, bazate pe radioastronomie, analize spectrale, iar mai recent și pe activitatea laboratoarelor spațiale plasate de om în spațiul cosmic, au permis aprecierea mai exactă a compoziției elementare a Universului și a ponderii pe care fiecare element o ocupă. Este de menționat că, în majoritate covârșitoare, materia se găsește în stare de plasmă, adică sub formă de ioni și particule elementare subatomice (protoni, neutroni, electroni). În foarte mică măsură, particulele elementare se grupează în atomi, predominant de H (66 – 93 %) și He (3 – 33 %). În condiții cu totul excepționale, în urma reacțiilor termonucleare provocate de situații speciale de concentrare a materiei, rezultă din fuzionarea particulelor elementare sau a atomilor de H și He celelalte elemente cunoscute, care pot evolua de la starea de plasmă la cea atomică, sau la alcătuirea de structuri moleculare anorganice și organice.

Corpurile siderale, reprezentând concentrări de materie, au distribuție neuniformă, fiind grupate în anumite zone și alcătuind constelații, acestea la rândul lor, împreună cu nori cosmici de pulberi (probabil de tipul micrometeoriților identificați de sondele Pioneer 10 și 11 -1973, 1974) se grupează în galaxii, roiuri de galaxii, hipergalaxii, pentru ca totalitatea lor, a celor detectabile de pe Pământ și a multor altora inaccesibile observației, să alcătuiască o metagalaxie. Se poate deduce că ansamblul Universului cuprinde o infinitate de metagalaxii.

Referitor la originea galaxiilor, s-a emis ipoteza că, în urmă cu circa 20 miliarde de ani, Universul era alcătuit din particule și antiparticule ultra-comprimate într-un spațiu redus. Supus la o presiune enormă, care inducea o temperatură și o presiune foarte ridicate, ansamblul se menținea în echilibru datorită câmpului propriu de radiație. Se presupune că în acest spațiu au avut loc intense procese fizice care, la un moment dat, au rupt echilibrul inițial, determinând o uriașă explozie (BIG-BANG), care a declanșat restructurarea și expansiunea Universului, prin care materia este supusă unei dispersii generale. Această expansiune este confirmată de deplasarea spre roșu a radiațiilor din spectrul heliului, deplasare care indică creșterea continuă a distanței dintre corpurile astrale. Evident, nivelul actual al cunoștințelor umane asupra legilor maselor și energiei nu permit o altă interpretare asupra originii Universului actual. Desigur, nu există nici o posibilitate de judecare a formării materiei inițiale, anterioare Big-Bangului, nici numărul de universuri similare sau diferite, care ar putea exista în imensitatea spațiului și a timpului.

Caracterul material al Universului este incontestabil. Se ridică însă problema originii primare a materiei, a FACTORULUI PRIMORDIAL care trebuie să stea la baza tuturor proceselor care au urmat și, implicit, a motorului, a VOINȚEI SUPREME care a impus apariția și evoluția lumii.

Problema a stimulat marile dispute filosofice dintre școlile materialiste și idealiste. Ea există și nefăcând obiectul direct al științelor naturii, trebuie acceptată ca atare.

Deocamdată se cunosc doar parțial aglomerările și corpurile cosmice ale metagalaxiei, ca nebuloase de gaze și pulberi, sau nebuloase reprezentând roiuri de stele, cu sau fără sisteme planetare, și radiogalaxii.

Numărul galaxiilor în metagalaxie este apreciat la 150 miliarde, discontinuu distribuite, grupate în 17 supraîngrămădiri care cuprind 2700 roiuri galactice. În roiurile galactice se separă grupuri galactice locale. Calea Lactee, galaxia în care este situat Sistemul nostru Solar, face parte, împreună cu alte 20 de galaxii (ca Marele și Micul Nor al lui Magelan, Galaxia Andromeda, constelația Triunghiului, etc) dintr-unul din aceste grupuri locale.

Galaxia noastră are forma unei lentile spirale, cu patru brațe rulate în sens antiorar, cu un diametru ecuatorial de circa 97000 A.L. și cu o grosime polară de circa 20000 A.L.

În centrul galaxiei se remarcă un nucleu mai dens, cu un diametru de 50 A.L., cu o densitate stelară de un milion de ori mai mare decât zonele periferice. În jurul nucleului apare un spațiu lipsit de corpuri cosmice, învelit de un inel mai dens. Acesta este flancat de un

spațiu bogat în nori de hidrogen și praf cosmic, la exteriorul căruia se desprind cele patru brațe ale galaxiei, rulate în spirală.

Galaxia este antrenată într-o permanentă mișcare de rotație în jurul axei proprii. Viteza de rotație este mai mare în centru decât spre periferie, fapt care duce, în timp, la o tendință de despletire a spirelor formate de brațele galaxiei, deci o îndepărtare permanentă a componentelor.

Sistemul nostru solar, situat la o distanță de 33000 A.L. de axul galaxiei, realizează un ciclu complet de rotație în circa 200 milioane de ani, durată de timp care reprezintă un AN GALACTIC.

Galaxia însăși, în afara mișcării de rotație, descrie și o mișcare de translație în spirală în spațiu, cu o viteză de 250 km/s.

Mișcarea de rotație dezvoltă o forță centrifugă, urmată de expulzarea unor cantități enorme de materie, care se răspândesc în spațiu printre brațele galaxiei, participând la formarea de noi stele.

Numărul de stele din galaxie depășește 150 miliarde, aflate în stadii diferite de evoluție stelară.

În funcție de stadiul de evoluție, stelele au străluciri și culori diferite. O stea se formează dintr-o aglomerare inițială de materie, prin procese de concentrare cu caracter dublu, gravitațional și magnetic. În centrul unui nor cosmic apare o concentrare de material protostelar, reprezentat prin masă și energie, cu tendință de micșorare de volum, concomitent cu o creștere de densitate, până la atingerea unor valori de echilibru. Această stare poate fi extrem de îndelungată. În interior încep să acționeze forțe magneto-hidrodinamice care determină antrenarea protostelei într-o mișcare de rotație în jurul axului propriu, mișcare ce produce un plus de forțe gravitaționale. Atragerea continuă de materie, ca și concentrarea gravitațională urmată de contracție lentă determină creșterea presiunilor și temperaturilor interne, ceea ce declanșează procese termonucleare, ducând la structura de stea. Se consideră că momentul se poate instala numai în cazul unei concentrări de materie având minimum 84% din masa Soarelui, dar putând ajunge la de peste 100 de ori masa lui.

Stea reprezintă un reactor nuclear natural de fuziune, în care – simplificând la extrem – H este transformat în He, cu eliberarea unei uriașe energii, reprezentând circa 130 miliarde de calorii pentru fiecare gram de hidrogen transformat în heliu. Temperatura din interiorul stelei ajunge la valori de 10 până la 20 milioane de grade. După consumarea rezervei de H, steaua intră din nou în contracție, ducând la creșterea temperaturii până la 200

milioane de grade. Ca efect, temperatura se extinde spre suprafața stelei, care își mărește enorm volumul. Temperatura externă ajunge la circa  $3000^{\circ}\text{C}$ , iar culoarea stelei apare roșie.

Procesul continuând, sunt antrenate în fuziune nucleele de heliu, concomitent cu un transfer termic spre exterior. Periferia stelei atinge  $6000^{\circ}\text{C}$ , culoarea ei devenind galbenă (stadiu în care se găsește Soarele).

În continuare, o nouă contracție a nucleului determină o nouă suită de fuziuni nucleare ( $\text{He}\rightarrow\text{C}$ , apoi  $\text{C} + \text{He}\rightarrow\text{O}$ ). Temperaturile cresc din nou până la  $9500^{\circ}\text{C}$ , culoarea stelei devenind albă, concomitent cu un colaps gravitațional care determină scăderea rapidă a volumului, ajungând la așa numitele „pitice albe”. În această fază, creșterea gravitației menține gazul electronic la mari presiuni în interiorul stelei și îl împinge în interiorul nucleelor atomice, transformând protonii în neutroni. Se sintetizează nuclee atomice grele care înmagazinează energii considerabile și permit declanșarea fazei de dezintegrare radioactivă. Steaua atinge la exterior temperaturi de peste  $12000^{\circ}\text{C}$  și o culoare albastră, faza fiind premergătoare unei explozii gigantice, comparabilă cu o explozie atomică, cunoscută sub numele de SUPERNOVA.

În urma supernovei, după răspândirea în spațiu a unei cantități uriașe de materie, în centru rămâne un nucleu extrem de dens, format din neutroni. Steaua, ajunsă în faza de „stea neutronică”, cu o viteză de rotație de câteva rotații pe secundă, emite în spațiu unde optice, unde radio și raze „X”.

Creșterea în continuare a densității poate determina o creștere gravitațională atât de mare, încât fotonii (lumina) sunt împiedicați să iasă din sistem, făcând steaua invizibilă (black-hole sau gaură neagră). Acestea pot capta corpuri cosmice, pot concentra roiuri de stele, iar în interacțiunea cu alte stele pot forma așa numitele stele duble.

În afara stelelor detectabile pe baza emanațiilor luminoase, cercetările astrofizice moderne au identificat corpuri cosmice emițătoare de unde radio sau de raze X. Dintre acestea, se remarcă PULSARII = stele superdense cu conținut neutronic, care, pe lângă undele optice, emit unde radio și raze X, cu o ritmicitate stabilă, cuprinsă între 1/30 secunde până la câteva secunde; QUASARII (descoperiți în 1963) = foarte puternici emițători de radio-unde neînsoțite de radiații luminoase.

În afara formelor menționate de materie, spațiul intragalactic și intergalactic este străbătut de o radiație electromagnetică de fond a Universului, detectată în întreg spectrul undelor electromagnetice.

Universul în întregime este supus proprietății de atracție reciprocă a maselor, formulată de Isaac Newton (1687) ca Legea atracției universale, exprimată prin relația:

$$F = k \cdot m_1 \cdot m_2 / d^2$$

Conform acestei relații forța gravitației este egală cu produsul maselor ( $m_1, m_2$ ) a două corpuri ce se atrag raportată la pătratul distanței care le separă ( $d$ ), înmulțit cu constanta atracției universale ( $k$ ).

## SISTEMUL SOLAR

Revenind la zonele Universului mai apropiate de Pământ, trebuie să ne referim la Sistemul nostru Solar, alcătuit dintr-un corp stelar central – Soarele –, în jurul căruia gravitează nouă planete, un foarte mare număr de planetoizi (asteroizi), comete și meteoriți.

Sistemul Solar este plasat la periferia galaxiei, la circa 30000 A.L. de centrul acesteia și execută o mișcare de translație în jurul centrului de greutate al galaxiei, cu o viteză de ordinul a 250 km/s, spre steaua Vega, în intervalul unui an galactic asigurându-se un ciclu complet. Se pare că această mișcare are o influență marcantă asupra proceselor de pe Pământ, putând fi stabilită o corelare între durata anului galactic și durata ciclurilor tectonice majore. Unii autori încearcă să explice această coincidență prin faptul că, în anumite poziții, Sistemul Solar este supus influenței unor corpuri din diferite zone ale galaxiei, ceea ce afectează vitezele de rotație ale planetelor, cu consecințe asupra formei și evoluției acestora.

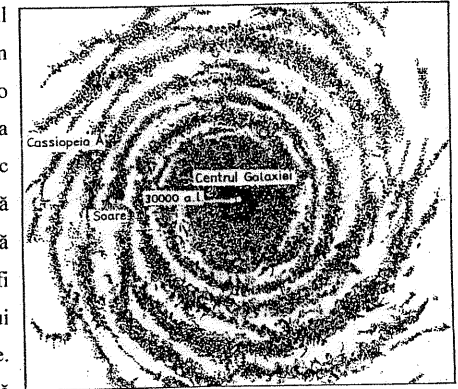


Fig. 4. Plasarea Sistemului solar (a Soarelui) în contextul galaxiei (48)

Originea comună a corpurilor din Sistemul Solar este dedusă din câteva caracteristici comune Soarelui și planetelor. Toate planetele se găsesc în interiorul câmpului gravitațional al Soarelui, în jurul căruia execută o mișcare de revoluție, pe orbite proprii, dar toate aflate aproximativ în același plan. Toate corpurile au și o mișcare proprie de rotație în jurul axelor proprii, concomitent cu mișcarea de revoluție. Orbitele de revoluție sunt eliptice, relativ puțin excentrice, Soarele fiind plasat într-unul din focare (același pentru toate planetele). Din acest

motiv, distanța dintre Soare și fiecare planetă oscilează între două valori fixe: AFELIU = distanța maximă față de Soare și PERIHELIU = distanța minimă față de Soare.

Între Sistemul Solar în ansamblu și sistemele individuale ale planetelor care au sateliți există mari similitudini, respectând (cu excepții accidentale) aceleași legi și deplasându-se pe orbite în același sens.

Analizându-se dinstanțele dintre Soare și orbitele planelelor, s-a remarcat o creștere progresivă de la interior spre exterior. Această creștere a fost sintetizată în LEGEA LUI BODE (1772), realuată în 1959 de I.O. Schmidt și exprimată prin relația:

$$\sqrt{R_n} = a + b \cdot n$$

în care R = distanța medie față de Soare; n = numărul de ordine al planetei; a și b = constante calculate. Conform acestei legi, rădăcinile pătrate ale distanțelor de la Soare la planete formează o progresie aritmetică.

## SOARELE

Corpul central al Sistemului Solar, singurul incandescent și activ termonuclear prin procese de fuziune, este Soarele.

Aceasta este o stea galbenă de mărime mijlocie, cu un diametru de  $1,4 \cdot 10^6$  km, cu o densitate medie de  $1,41 \text{ g/cm}^3$  și cu o masă de circa 330000 ori mai mare ca masa Pământului. Raportată la întregul sistem, masa Soarelui este de 740 de ori mai mare decât masa tuturor planetelor la un loc. Volumul este de  $1,412 \cdot 10^{27} \text{ m}^3$  (adică de  $1,3012 \cdot 10^6$  ori mai mare decât volumul Pământului).

Soarele determină o accelerație gravitațională de 27,9 ori mai mare decât accelerația gravitațională a Pământului.

Temperatura externă este de  $5770^\circ \text{ K}$ , în interiorul Soarelui estimându-se temperaturi de  $15,7 \cdot 10^6 \text{ K}$ .

Soarele are o mișcare de revoluție în jurul Galaxiei de 250 milioane de ani (an galactic). De asemenea execută o mișcare de rotație în jurul propriei axe cu o durată medie de 27 zile terestre. Ne fiind un corp rigid, viteza de rotație a Soarelui nu este uniformă, realizându-se în 25 de zile terestre, la ecuator, și aproximativ în 35 de zile la poli. Ca efect al acestei diferențe de viteză de rotație, la latitudinile mijlocii apar forțe de forfecare care permit tâșniri în spațiu de materie incandescentă, numite PROTUBERANȚE SOLARE.

Din masa Soarelui, a putut fi cunoscută mai bine zona externă, reprezentând atmosfera solară. Prin analize spectrale a putut fi stabilită compoziția atmosferei solare, care este

formată predominant din H, reprezentând de 1000 ori mai mult decât toate celelalte elemente, urmat de He, și - total subordonat - încă alte 60 de elemente.

Atmosfera solară nu este omogenă, ci este formată din trei pături concentrice: fotosfera, cromosfera și coroana solară.

FOTOSFERA reprezintă partea bazală a atmosferei solare. Are o grosime de 320-400 km și o temperatură de  $5770^\circ \text{ K}$ . Prin fotosferă se realizează un transfer de energie radiantă, deplasată prin curenți de convecție. În fotosfera înaltă se produc procese de granulație și de pulsație. Granulele reprezintă nori de gaze incandescente, de formă alungită, cu dimensiuni de 200 - 1800 km, cu o durată de evoluție de 9-10 minute. Pulsația solară este o oscilație locală a suprafeței solare, cu amplitudini de 10 km, în intervale de 10-48 minute, și se datorează unor unde de contracție și de extensie ale întregii mase solare. Pe suprafața fotosferei apar PETE mai întunecate, reprezentând gaze mai reci (circa  $4500^\circ \text{ K}$ ). Numărul și mărimea petelor variază ciclic, cu o periodicitate de 11 ani. Petele solare se deplasează pe suprafața observabilă a Soarelui, marcând rotația acestuia.

CROMOSFERA reprezintă a doua pătură a atmosferei solare, cu o grosime de 10000-15000 km, și este de natură gazoasă. În general, poate fi observată în timpul eclipselor de Soare, când umbra lunii maschează zona centrală, foarte luminoasă, permițând observarea atmosferei periferice. Temperatura la baza cromosferei este de  $4000-4500^\circ \text{ K}$  și crește la câteva zeci de mii de grade la partea superioară.

La baza cromosferei se manifestă jeturi de materie incandescentă (spiculi), foarte strălucitoare, cu diametre de circa 600 km și înălțimi de 10000 km, dispuse în lungul liniilor de forță ale magnetismului solar, destul de redus de altfel.

La partea externă a cromosferei apar FILAMENTE (formațiuni întunecate) și FACULE (formațiuni luminoase), care se manifestă în așa numitele zone active, în care se produc erupțiile solare, acestea putând expulza materie solară până la  $2 \cdot 10^6$  km, pe durate de la câteva ore la câteva săptămâni, alcătuind protuberanțele solare. Emisia erupțiilor solare se încadrează într-o ciclicitate de 11 ani, conformă cu evoluția petelor solare, durată care reprezintă un ciclu de activitate solară.

COROANA SOLARĂ este pătura exterioară a atmosferei solare, în stare de plasmă ionică, cu un conținut minor de pulberi. Se extinde până la distanțe de 4 - 5 raze solare. Prezintă trei componente succesive: L, K, F. În stratul L apar ioni metalici, în K se remarcă jeturi de electroni liberi, iar în F, predomină praful cosmic și fotonii. În general, forța de atracție solară reține numai parțial componentele stratului F, acestea fiind expulzate în spațiu și alcătuind așa numitul VÂNT SOLAR.

Cu ajutorul laboratoarelor „Skylab” și al stațiilor orbitale, au putut fi puse în evidență în coroana solară zone mai reci, mai întunecate, numite GĂURI CORONALE.

Activitatea solară, dezvoltată în toate componentele sale, nu este uniformă, ea demonstrând o ciclicitate pe care deja am menționat-o. Astfel, petele solare se manifestă cu o periodicitate de 11 ani, evoluția lor determinând variații semnificative ale energiilor radiante emise de Soare în spațiu. Cel mai accentuat maxim al activității solare produs în ultimii 200 de ani, deci receptabil cu metode științifice, s-a înregistrat în 1957.

VÎNTUL SOLAR, format din radiații corpusculare (fotoni) și subordonat din nuclee de He, ioni de O, C, Na, N, Fe, datorită presiunilor uriașe din coroana solară părăsește Soarele, cu viteze supersonice, putând ajunge până la 30 de raze solare distanță, cu viteze de 300 km/s; apoi se constată o creștere progresivă de viteză, astfel că la 1 U.A. ajunge la viteze de 400 km/s.

Vântul solar exercită presiuni asupra liniilor de forță ale câmpului magnetic terestru, deformându-le și creând asimetrii importante între zonele îndreptate spre Soare și cele din partea opusă. Vântul solar acționează, de fapt, ca o undă de șoc de formă parabolică, extinsă pe circa 10 raze terestre de la suprafața Pământului.

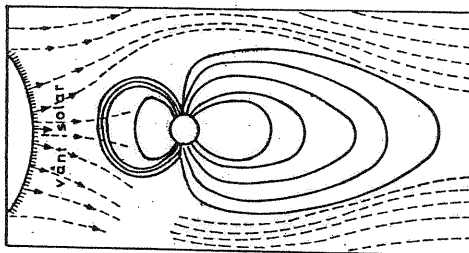


Fig. 5. Deformarea magnetosferei terestre sub influența vântului solar și formarea centurilor de radiații (69)

În afara vântului solar, activitatea solară rezidă dintr-un volum imens de energie radiantă ( $5,43 \cdot 10^{27}$  calorii/minut), difuzată în spațiul cosmic. Raportat la cantitatea care ajunge pe Pământ, s-a definit CONSTANTĂ SOLARĂ, care reprezintă cantitatea de energie primită de la Soare în unitatea de timp, pe  $1 \text{ cm}^2$ , la exteriorul atmosferei terestre. Este de precizat că Pământul recepționează numai a doua miliardă parte din energia emisă de Soare, suficient totuși pentru a determina dinamica externă a Pământului (circa  $1,94\text{-}1,98$  calorii/cm<sup>2</sup>/minut, la baza Atmosferei).

Atracția gravitațională solară se exercită asupra tuturor corpurilor cosmice din Sistemul Solar, determinând menținerea lor pe orbite relativ constante, de forme eliptice, cu excentricitate redusă. De asemenea, produce ritmic fenomene mareice asupra fluidelor (pe

Pământ dar și pe celelalte planete) mai activ și asupra maselor solide chiar, evident cu efecte mai puțin pregnante.

Magnetismul solar, cu intensitate variabilă în funcție de periodicitatea activității solare, este caracterizat prin schimbări ritmice de polaritate (11 ani) și compensează, în mare parte, tendința de expulzare în spațiu a materiei plasmaticе, la exteriorul astrului.

În ansamblu, întreaga activitate solară induce efecte importante asupra planetelor sistemului solar, implicit asupra Pământului, reprezentând unul din cei mai importanți stimuli ai fenomenelor ce se produc în învelișurile externe ale planetelor. De asemenea, activitatea solară participă și la declanșarea unor procese interne, la care concură și cauze dependente strict de structura proprie a fiecărei planete.

## PLANETELE

Sistemul Solar cuprinde 9 planete, gravitând în jurul Soarelui pe orbite eliptice. Unii cercetători au emis ipoteza că, în afara acestora, ar mai exista două planete, una între Soare și orbita lui Mercur, numită VULCAN, și una la exteriorul sistemului, numită PLANETA „X”. Chiar dacă observarea unor anomalii de deplasare ale planetei Mercur și - respectiv - Pluto ar putea oferi o justificare acestor ipoteze, cercetările astronomice și astrofizice de pe Pământ și cu ajutorul laboratoarelor spațiale au infirmat existența planetelor supranumerare.

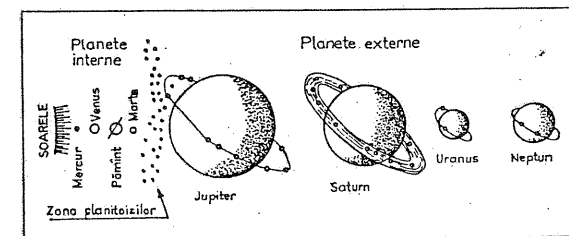


Fig. 6. Planetele sistemului solar (69)

Cele 9 planete pot fi grupate, în cadrul Sistemului Solar, în două sectoare, planetele fiecărui sector oferind o serie de caracteristici proprii.

Primul sector este reprezentat de PLANETELE INTERNE. Situate pe orbitele interne ale sistemului, sectorul grupează 4 planete (Mercur, Venus, Terra și Marte), caracterizate, în general, prin dimensiuni mici, apropiate de cea a Pământului, cu densități mari, lipsite de sateliți sau cu un număr mic de sateliți.

Cel de-al doilea sector, cel al PLANETELOR EXTERNE, grupează 5 planete (Jupiter, Saturn, Uranus, Neptun și Pluto), în general (cu excepția lui Pluto) gigantice, cu densități scăzute și având, în majoritate, un număr mare de sateliți.

Plasarea orbitelor planetelor în jurul Soarelui satisface, în linii generale, legea lui Bode, în care se consideră că rădăcinile pătrate ale distanțelor de la orbită la Soare formează o progresie aritmetică  $\sqrt{R_n} = a + b \cdot n$ . Legea se aplică la toate intervalele interorbitale, cu excepția celui dintre Marte și Jupiter, în care s-ar înscrie o orbită intermediară, a unei planete ipotetice numite PHAETON, prin dezintegrarea căreia se presupune că ar fi luat naștere multitudinea de asteroizi ce gravitează aici pe orbite proprii.

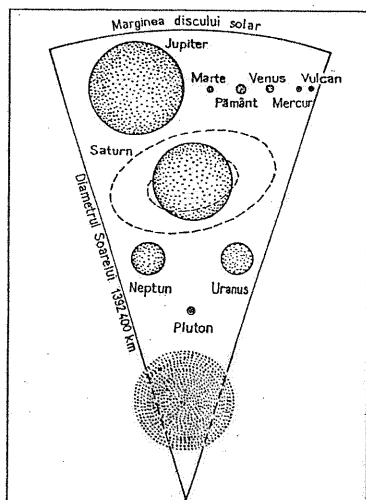


Fig. 7. Raporturile de dimensiune dintre Soare și planete. Punctat este sugerat volumul însumat al planetoizilor (69)

## PLANETELE INTERNE

**MERCUR** este planeta cea mai apropiată de Soare, la  $37,9 \cdot 10^6$  km. Are un diametru de 4878 km, o masă de 0,055 din masa Pământului și o densitate de 5,42. Descrie o mișcare de revoluție în 87,97 zile. Relieful este accidentat, atmosfera rarefiată fiind alcătuită predominant din He. Planeta are un câmp magnetic propriu. Nu are sateliți.

**VENUS** este situată la  $108,21 \cdot 10^6$  km de Soare, are o rază de 6050 km (asemănătoare cu cea a Pământului), masa de 0,815 față de cea a Pământului, densitate de  $5,25 \text{ g/cm}^3$ . Revoluția planetei durează 224,7 zile, cu o mișcare de rotație inversă în jurul propriei axe. Are o atmosferă densă, din aerosoli de  $\text{H}_2\text{SO}_4$  la care, în părțile superioare, se adaugă  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{N}_2$  și  $\text{O}_2$ . Compoziția atmosferei determină efectul de seră, planeta acumulând mai multă energie radiantă decât pierde în spațiu. Temperatura atmosferei venusiene ajunge la  $700^\circ \text{K}$ . Planeta are un câmp magnetic redus. Relieful foarte accidentat demonstrează o activitate internă intensă. Nu are sateliți.

**TERRA** – făcând obiectul întregului domeniu al Geologiei, nu ne vom ocupa aici de prezentarea planetei.

**MARTE** – ultima planetă internă, mult discutată și speculată științific, dar și în domeniul S.F., se află la  $227,94 \cdot 10^6$  km de Soare. Are o revoluție de 1,88 ani. Diametrul este de 6788 km (aproximativ  $\frac{1}{2}$  din diametrul Pământului), are o masă de 0,107 din masa Pământului și o densitate de  $3,96 \text{ g/cm}^3$ . Câmpul magnetic este redus. Temperatura la sol variază între  $15^\circ$  și  $20^\circ$  ziua și între  $-40^\circ$  și  $-70^\circ$  noaptea. În zonele polare se remarcă existența unor calote formate din zăpadă carbonică și gheață. Relieful este accidentat, cu munți cu altitudini ce pot depăși 20 km, dar și cu imense suprafețe plane sau depresionare. Modelarea reliefului este, ca și pe Terra, rezultatul activității factorilor dinamici interni și a celor externi, în special a atmosferei extrem de agitate. Atmosfera este alcătuită din  $\text{CO}_2$ , vapori de apă și cristale de gheață, fiind foarte activă, provocând vânturi puternice. Are doi sateliți, PHOBOS și DEIMOS, cu diametre reduse (sub 20 km).

## PLANETELE EXTERNE

**JUPITER**, prima planetă externă, este și cea mai mare planetă a Sistemului Solar. Este plasată la 5,2 U.A. de Soare, cu o revoluție în 11 ani și 10,5 luni. Diametrul ecuatorial este de 11,2 ori mai mare ca al Pământului, masa e de 318 ori mai mare ca a Pământului, densitatea este însă mică,  $1,33 \text{ g/cm}^3$ . Atmosfera este formată din H și He, apoi N, C, O, S,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{CH}_4$ , apă și  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Temperatura în atmosferă este de  $-130^\circ \text{C}$ , fapt care duce la cristalizarea componentelor atmosferei, la înălțimea de 250 km. La interior, se pare că atinge temperaturi de  $35000^\circ \text{K}$ , fapt care duce la presupunerea că, pe lângă radiația solară recepționată, posedă activitate termonucleară proprie, corelată ca ritmicitate cu ciclul de 11 ani al Soarelui. Cu un câmp magnetic intens, emite unde radio comparabile cu cele din centurile de radiații Van Allen ale Pământului. Planeta are 16 sateliți, ca un adevărat minisistem solar. Între aceștia mai cunoscuți sunt Io, Europa și Ganimedea.

**SATURN** este situat la o distanță de  $1425 \cdot 10^6$  km de Soare, cu o revoluție în 29 de ani și 168 de zile. Are o masă de 95,3 ori mai mare ca a Pământului, cu o densitate de  $0,68 \text{ g/cm}^3$ . Având o viteză mare de rotație și densitate scăzută, are o formă foarte turtită. Atmosfera sa este alcătuită predominant din H,  $\text{NH}_3$ , He. Planeta este înconjurată de un inel multiplu (4 inele concentrice), format dintr-o infinitate de microsateți cu diametre ce variază de la 10 cm până la 10 m. În afara inelului, are 18 sateliți, cel mai mare fiind Titan. Planeta emite unde radio, ceea ce presupune un câmp magnetic intens.

**URANUS** se află la  $2875 \cdot 10^6$  km de Soare, cu o revoluție în 83,74 ani. Masa reprezintă de 14,55 ori masa Pământului. Densitatea este de  $1,60 \text{ g/cm}^3$ . Atmosfera este alcătuită din metan, amoniac condensat, H molecular și He. Are 15 sateliți. Ultimele cercetări au dus la concluzia că, în afara sateliților, și Uranus are un inel multiplu (cu 19 zone), mult mai difuz însă față de cel al lui Saturn.

**NEPTUN** este situat la  $4,5 \cdot 10^9$  km de Soare. Revoluția planetei durează 165,51 ani. Raza ecuatorială este de 23000 km, masa este de 17,22 ori mai mare decât a Pământului, iar densitatea este de  $1,65 \text{ g/cm}^3$ . Atmosfera este alcătuită din metan și hidrogen. Temperatura la suprafața planetei, determinată prin calcul, este de  $-200^\circ \text{C}$ . Are 8 sateliți. Dintre aceștia se remarcă **TRITON**, cu un diametru de 4000 km, cel mai mare satelit din Sistemul Solar și **NEREIDA**, cu un diametru de 300 km. De asemenea, formează un inel difuz cu 4 nivele.

**PLUTO**, descoperit prin calcul în 1930, la o distanță de 29,7 U.A. - la periheliu și 49,3 U.A. - la afeliu față de Soare, are o mișcare de revoluție în 247,7 ani. Face excepție de la regula planetelor externe gigant, având un diametru de numai 13600 km. Masa de 0,18 din masa Pământului a fost determinată prin calcul. Atmosfera este formată din neon. Are un singur satelit identificat relativ recent.

### PLANETOIZII (ASTEROIZII)

Plasați pe orbite proprii, desfășurate între orbitele lui Marte și Jupiter, planetoizii sunt corpuri solide, cu dimensiuni reduse, în majoritate având diametre cuprinse între 20 și 40 km. Foarte puțini (12) au diametrul mai mare de 100 km.

Numărul lor se estimează la 480000 (circa 100000 mai mari de 1 km). Dintre planetoizi, numai 2000 au fost inventariați și denumiți (**CERES** -  $\Phi = 770$  km; **PALLAS** -  $\Phi = 490$  km; **VESTA** -  $\Phi = 380$  km).

Execută o mișcare de revoluție în jurul Soarelui, în același sens cu planetele, într-un interval de timp de 3,5 - 6 ani.

Orbitele lor au aspecte particulare datorită influențelor reciproce ale unui număr atât de mare de corpuri într-un spațiu limitat, ca și datorită atracției concomitente a planetelor învecinate.

Având dimensiuni și, implicit, mase mici, forța lor de gravitație este extrem de redusă, neputând reține o atmosferă. Lipsa atmosferei și dimensiunile reduse împiedică structurarea lor în forme geometrice (elipsoidale), marea majoritate având forme neregulate.

Cu privire la geneza asteroizilor s-au emis mai multe ipoteze, cele mai logice fiind - una care presupune că provin din dezagregarea gravitațională a unei planete ipotetice

(Phaeton), a cărei eventuală orbită se înscrie în Legea lui Bode, și o a doua care presupune că asteroizii ar proveni dintr-o masă de materie similară cu cea din care provin planetele, dar care nu s-a putut aglomera pentru a forma o planetă.

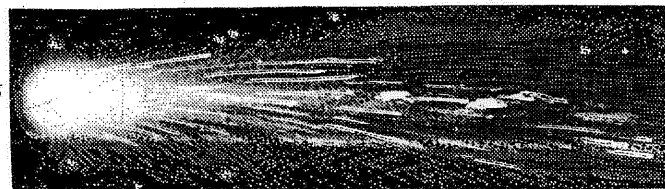
### COMETELE

Ultimele corpuri cosmice cu orbită stabilă care populează Sistemul Solar sunt cometele (stelele cu coadă). Numele derivă din grecescul κομήτης [*komitis*] = cometă (codată). Acestea gravitează în jurul Soarelui pe orbite eliptice cu excentricități extrem de mari, ceea ce face ca orbitele lor să intersecteze orbitele planetelor și asteroizilor.

O cometă se compune dintr-un nucleu solid, cu diametrul până în 100 km, cu densitate redusă ( $1 \text{ g/cm}^3$ ), format în general din praf, gheață, zăpadă carbonică ( $\text{CO}_2$  solidificat), metan și amoniac, dar și din corpuri solide de tipul asteroizilor. O a doua parte reprezintă COAMA, o formațiune gazoasă formată sub influența căldurii solare, prin evaporarea părții externe a nucleului. Coama se poate extinde pe diametre de sute de mii de km. Nucleul împreună cu coama alcătuiesc CAPUL cometei.

Cea de a treia componentă a unei comete este COADA. Aceasta este formată din gaze rarefiate și are un caracter nepermanent.

Fig. 8. Cometa  
Halley, la  
trecerea din 1986  
(după o foto-  
grafie de presă)



Coada rezultă din evaporarea capului, fiind alcătuită din gaze ionizate extrem de rarefiate, predominant azot și oxizi de carbon ( $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ) și, uneori, particule de praf. Prin acțiunea vântului solar, coada este împinsă în sens opus Soarelui. Lungimea ei este cu atât mai mare, cu cât cometa este mai apropiată de Soare (sute de milioane de km), putând fi redusă până la dispariție, în punctele orbitei foarte îndepărtate de Soare.

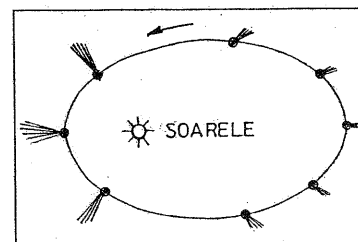


Fig. 9. Anvergura și orientarea cozii unei comete în raport cu poziția pe orbită (25)



Numărul total al cometelor cunoscute depășește 2000, ele purtând numele descoperitorului. În funcție de excentricitatea orbitei, ele pot intersecta orbita Pământului, cu o periodicitate redusă (exemplu: Cometa Enke cu perioadă de 3,5 ani) sau cu periodicitate mare, de zeci de ani (exemplu: Cometa Halley cu perioadă de 76 de ani, cu cele mai recente treceri înregistrate în 1910 și în 1986), sau chiar cu trecere unică, alungirea extremă a orbitei făcând imposibilă calcularea periodicității.

Datorită intersectării orbitelor cometelor cu cele ale planetelor, este posibilă ciocnirea celor două corpuri (cu o probabilitate de 1:80000000), dar ciocnirea nu poate duce la urmări serioase datorită masei reduse și densității foarte mici a cometei. Trecerea Pământului, în 1910, prin coada Cometei Halley, nu a avut nici un fel de implicații de natură geologică și nici în privința compoziției sau temperaturii atmosferei terestre.

## METEORIȚII

În afara corpurilor cu orbite stabile, în Sistemul Solar se manifestă METEORIȚII, o multitudine de corpuri de dimensiuni reduse, reprezentând materie cosmică captată de gravitația componentelor Sistemului Solar. Unele dintre aceste corpuri străbat Sistemul Solar pe traiectorii secante orbitelor, o parte fiind captate de planete sau de Soare, contribuind la sporirea lentă a masei acestora.

Cei care pătrund în atmosfera Pământului se consumă în întregime în urma frecării cu aerul, transformându-se în pulberi cosmice. Foarte puțini meteoriți pot atinge scoarța terestră.

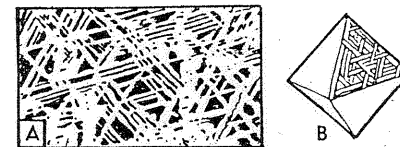
La intrarea în atmosferă, în urma frecării, meteoriții devin incandescenti și trasează pe cer o urmă luminoasă, cunoscută sub numele de METEOR. Strălucirea lor este variabilă ca intensitate și durată, fiind dependentă pe de o parte de masă, pe de altă parte de sensul pătrunderii în atmosferă, conform sau contrar cu mișcarea de rotație a Pământului. S-a remarcat că apariția meteorilor cunoaște anumite perioade favorabile în timpul anului (19-23 aprilie, 9-14 august, 9-12 septembrie) când meteorii sunt extrem de frecvenți, fenomenul fiind numit PLOAIE DE STELE. Se consideră că, în aceste perioade, Pământul, în mișcarea sa cosmică, intersectează orbitele unor roiuri de particule solide mai numeroase, dintre care poate capta o parte, care se manifestă ca meteoriți. Unii autori consideră o legătură genetică și între comete și formarea roiurilor de meteoriți.

Se estimează că pe Pământ cad, în 24 de ore, circa 10 tone de meteoriți și pulberi cosmice de natură meteoritică.

Studiul meteoriților are o deosebită importanță pentru Geologie, ei fiind singurele corpuri extraterestre accesibile studiului direct., Meteoriții au putut fi separați în două categorii: litici (aeroliți) și sideritici (sideriți), între aceștia putându-se individualiza și o categorie intermediară a meteoriților siderolitici (sideroliți). Cei litici, în număr de 4 ori mai mare ca cei sideritici, sunt compuși din O, Fe, Si, Mg și subordonat Al, Ni, Ca și Na, elementele fiind grupate în combinații chimice apropiate de silicații terestri, având caracteristici similare rocilor magmatice de pe Pământ. Pot fi CHONDRITICI (cu sferule de materie cosmică primară) sau ACHONDRITICI (comparabili cu rocile gabbroide terestre).

Meteoriții sideritici sunt formați predominant din Fe metalic, frecvent aliat cu Ni, Cr și Mo. Se adaugă și minerale silicate complexe de tipul olivinei, al piroxenilor, etc. Structura meteoriților sideritici este destul de complexă, fiind constituită esențial din lamele de fier nichelifer, intersectate conform fețelor unor octaedri. Suprafața lustruită și atacată cu acid azotic a unui meteorit sideritic evidențiază această structură într-un desen specific, constituind „figurile lui Widmannstätten” necunoscute în nici o structură terestră naturală sau artificială.

Fig. 10. Figurile lui Widmannstätten (A);  
reconstituirea octaedrului cu structura  
fierului meteoritic (B) (77)



În anumite situații, în meteoriți au fost identificate cristale de diamant, dar și minerale cu structuri complet diferite de cele ale mineralelor cunoscute pe Pământ.

Cei mai mari meteoriți cunoscuți sunt cei sideritici (Goba, căzut în Africa având 60 tone; Anighto, căzut în Groenlanda având 33 tone).

În unele situații, la impactul cu scoarța terestră, meteoritul se pulverizează, lăsând însă cratere de impact, cel mai important crater meteoritic cunoscut fiind cel din Arizona, cu un diametru de 1200 m, cu o adâncime de 180 m și înconjurat de un val de refulare circular înalt de 45 m.

## NOTIUNI DE SELENOLOGIE

Înainte de a aborda problemele legate de planeta Terra, care constituie obiectul principal al Geologiei, este necesară prezentarea câtorva noțiuni de SELENOLOGIE, respectiv de studiu al Lunii.

LUNA, satelitul natural al Pământului, este situată la o distanță de 384 – 395 mii km de Pământ. Are un diametru de 3470 km și un volum de 49 ori mai mic decât al Pământului. Masa lunii este de 78 de ori mai mică decât a Pământului, fapt care determină o accelerație gravitațională de 6 ori mai mică decât a acestuia.

Forma Lunii diferă puțin de o sferă perfectă și chiar de un elipsoid de rotație, având o curbură mai puțin accentuată a feței îndreptate spre Pământ, față de cea opusă.

Gravitează în jurul Pământului în 27 zile 7 ore 45 minute și 4 secunde și are o mișcare de rotație în jurul axei proprii cu aceeași perioadă, fapt care face să expună spre Pământ întotdeauna aceeași față și care determină probabil și asimetria centrului ei de greutate.

Luna este lipsită de atmosferă și hidrosferă și nu posedă, în prezent, un câmp magnetic semnificativ. Analiza eșantioanelor recoltate de misiunile spațiale arată prezența unui magnetism remanent, ceea ce demonstrează că, în evoluție, Luna a avut un câmp magnetic pe care l-a pierdut. Chiar dacă probele recoltate din solul lunar au identificat urme de gaze și de vapori de apă, acestea abia ating  $10^{-6}$  din densitatea atmosferei terestre, neputând fi luate în considerație.

Absența atmosferei și practic a hidrosferei, face imposibilă modelarea suprafeței lunare prin procese de oxidare și alterare, ea realizându-se exclusiv în urma proceselor tectonice proprii și a impactului meteoritic din cosmos. Toate fenomenele de descompunere fizică și chimică a mineralelor de la suprafața lunii se realizează în urma acțiunii radiațiilor cosmice necerantate de nici un obstacol și care duc, în timp, la degradarea rețelei cristaline.

Temperatura la nivelul solului lunar variază între  $-160^{\circ}\text{C}$  în condiții de umbră și  $+130$  –  $+150^{\circ}\text{C}$  în condiții de insolație.

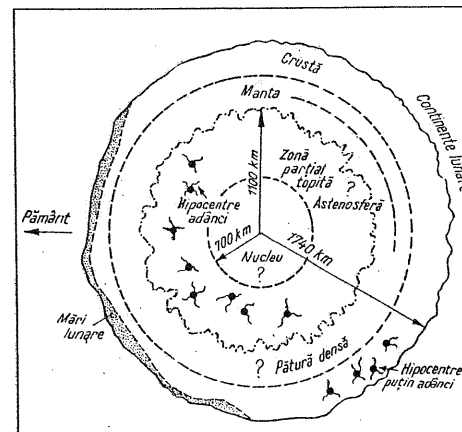
Relieful lunar se caracterizează prin depresiuni largi, cu contur poligonal, apărând mai întunecate, numite „MĂRI”, mărginite de munți cu înălțimi de 7000 – 9000 m. În interiorul mărilor sunt localizate o multitudine de cratere și circuri. Mările sunt mai frecvente pe fața vizibilă, pe fața invizibilă predominând „CONTINENTELE”, ca niște platouri înalte, de asemenea marcate de cratere și circuri.

Circurile sunt lanțuri montane inelare, cu diametre de sute de km, cu un interior aproximativ plan. Crateretele sunt culmi (montane) circulare, cu diametre mai mici, având în centru o ridicătură, flancată de benzi radiare luminoase.

Asupra originii circurilor și craterelor au fost emise două ipoteze, una vulcanică (Dana – 1848), bazată pe asemănarea cu unele conuri vulcanice terestre – susținută și de observarea în 1958 a unei erupții vulcanice pe Lună, și ipoteza meteoritică (Gilbert – 1893), bazată pe asemănarea cu circurile de impact meteoritic din Arizona.

Datele obținute cu ajutorul diferitelor misiuni spațiale selenare, inclusiv a celor urmate de aselenizare, au permis aprecierea alcătuirii solului și subsolului lunar, ca și interpretarea structurii interne a Lunii. Prin similitudine cu structura Pământului, se consideră că în structura internă a Lunii se separă un nucleu rigid, cu o rază de 700 km, urmat de o pătură parțial topită, cu o grosime de 400 km, numită „astenosferă”, apoi „mantaua” lunară și „crusta” lunară, însumând o grosime de 640 km.

Fig. 11. Structura Lunii (după M. Costello, 1979). Se observă asimetria crustei, în raport cu poziția față de Pământ (68)



Pe suprafața lunii au fost observate sisteme de falii, orientate NE – SW și NW – SE, similare cu fracturile rhemogene de pe Pământ. De asemenea, se văd o serie de văi șerpuite, care au fost interpretate ca relieful de eroziune, dintr-o perioadă în care Luna avea atmosferă și hidrosferă.

Probele de roci lunare recoltate de misiunile „Apollo” au demonstrat prezența unor roci de tip bazaltic, bogate în piroxeni, amfiboli, olivină, relativ sărace în  $\text{SiO}_2$ . Masa scoarței este acoperită de o pătură sedimentară reprezentată prin particule micrometeoritice, pulberi de impact și pulberi de alterare, cu grosimi de 3 – 6 m. În trecerea de la roca din substrat la pătura sedimentară se remarcă o tendință de creștere a proporțiilor de Si și Al și de scădere a procentelor de Ti, Fe și Ca.

Se estimează că densitatea medie a Lunii este de  $3,3 - 3,4 \text{ g/cm}^3$ , ceea ce raportat la densitatea măsurată a solului lunar, de  $1,2 \text{ g/cm}^3$ , face să se creadă că, sub stratul bazaltic, trebuie să se găsească roci mai puternic bazice, de tipul eclogitelor.

Încercarea de stabilire a vârstei rocilor lunare a dus la valori de  $1,9 \cdot 10^9 - 3,6 \cdot 10^9$  ani, comparabile cu vârsta întregului Sistem Solar.

Problema originii Lunii a fost mult dezbătută în lumea astronomilor și cea a geologilor. S-au lansat ipoteze foarte diverse, începând cu cea care presupune desprinderea din masa Pământului (precizându-se chiar că cicatricea rămasă pe Pământ ar reprezenta Oceanul Pacific), mergând până la ipoteza captării de către atracția gravitațională terestră a unui planetoid, sau la formarea din același nor de particule cosmice ca întregul Sistem Solar.

Singura certitudine, confirmată de toate studiile moderne, inclusiv de analiza probelor recoltate de misiunile spațiale, este că vârsta Lunii coincide cu cea a Pământului, adică atinge circa  $4 - 4,7 \cdot 10^9$  ani.

Studiile întreprinse, mai ales după 1971, asupra rocilor lunare au permis reconstituirea unei evoluții istorice a satelitului natural al Pământului. Astfel, se presupune un prim stadiu, de formare prin acreție de material cosmic (similar cu formarea întregului Sistem Solar), care ar fi durat circa 20 de milioane de ani, reprezentând starea PRESELENARĂ a Lunii și ducând la formarea unui corp în rotație, cu o crustă primordială relativ bogată în  $\text{SiO}_2$ . Pierzându-și treptat viteza de rotație și, implicit, câmpul magnetic, și datorită volumului redus, căldura s-a redus, activitatea proprie a fost diminuată substanțial. Într-o fază următoare s-au manifestat procese intense de magmatism, concretizate prin uriașe revărsări de bazalte în zonele de tip Maria (din latinescul Mare – is, plural maria = mare). Au urmat procese intense de metamorfism în zonele profunde ale litosferei selenare, sub care s-a format o astenosferă. Trebuie remarcat faptul că bombardamentul cu meteoriți s-a suprapus tuturor etapelor, dar că în mare parte, rezultatul lui a fost măscat de magmatism și metamorfism. Se apreciază că cel puțin o parte din revărsările de lave bazaltice se datorează chiar impactului meteoritic, care a creat fracturi, facilitând accesul topiturilor spre suprafață.

Se pare că, treptat, captarea de meteoriți a diminuat ca intensitate. Se crede că ultimul mare meteorit a căzut pe Lună în anul 1178, când în craterul Giordano Bruno s-a observat o jerbă de flăcări.

Cercetările de Selenologie au semnificație și asupra interpretării evoluției Pământului, în afara influențelor directe pe care Luna le induce.

## IPOTEZE COSMOGONICE

Încă din secolul XVIII s-a ridicat problema formării și evoluției Sistemului Solar și a Universului în general. Ideile emise, încadrate în mersul general al gândirii umane au permis emiterea unor teorii și ipoteze cosmogonice. Sintagma se referă la explicațiile avansate pentru

nașterea Sistemului Solar și a Pământului, în perspectivă cosmică, nu la nașterea Universului, care depășește limitele conexiunilor Geologie/Astronomie.

Primele considerații asupra originii Pământului s-au făcut cu câteva mii de ani în urmă și constau în reprezentări deiste sau naive, în care se concep noțiunile de HAOS, cer, zei, consemnate în mitologiile tuturor popoarelor.

Sporadic, în secolele VII – V A.C., apar primele concepții materialiste, cu caracter speculativ – naiv ale lui Thales, Democrit, Epicur, care încearcă să explice originea lumii prin divizarea materiei în ATOMI, care stau la baza tuturor lucrurilor.

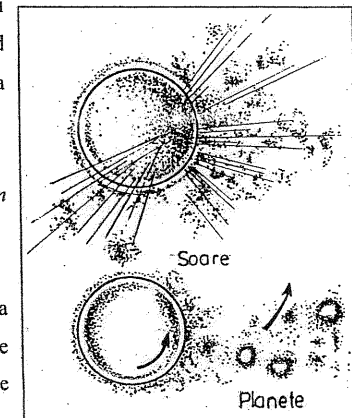
Toată perioada Evului Mediu a fost dominată de ideile mistice impuse de Biserică, abia în secolul XVII inițindu-se etapa științifică în care se emit ipoteze cu o bază teoretică reală, legate de descoperiri în domeniile Matematicii, Fizicii și Astronomiei (Copernic, Kepler, Newton).

Nici una din ipotezele cosmogonice nu a putut fi general acceptată, fiecare cuprinzând o serie de contradicții ce nu puteau fi elucidate decât prin emiterea unei alte ipoteze. Astăzi, aceste ipoteze cosmogonice se păstrează cu caracter istoric. Ele pleacă de la două idei extreme, una de formare a Sistemului Solar dintr-o masă incandescentă, urmată de răcire, a doua – de la formarea dintr-o pulbere cosmică rece, încălzită progresiv.

Vom enunța, în continuare cele mai cunoscute ipoteze cosmogonice.

Ipoteza lui G. Buffon (1747) poate fi socotită prima ipoteză științifică. Ea presupune că Sistemul Solar ar fi luat naștere în urma ciocnirii Soarelui cu un alt astru (cometă), din șoc rezultând sfărâmături care alcătuiesc planetele (Teoria catastrofistă).

Fig. 12. Formarea Sistemului Solar în concepția lui G. Buffon (116)



Ipoteza lui I. Kant (1775) pleacă de la ideea unui haos inițial, pulverulent, rece. Prin atracție gravitațională în acesta se formează un centru de concentrare, de masă mare, cu caracter de protostea, antrenat într-o mișcare de rotație, din excesul de material formându-se periferic planetele, ca centre de concentrare secundară a materiei, cu posibilități de captare de material cosmic suplimentar și formare de sateliți.

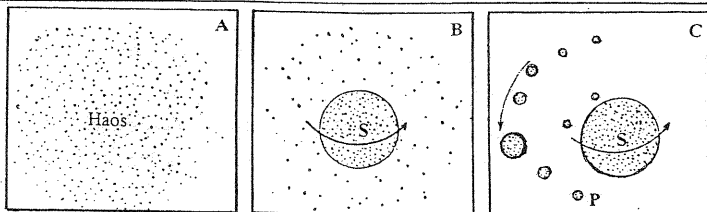


Fig. 13. Formarea sistemului solar în ipoteza lui I. Kant.  
S = Stea (Soarele); P = Planete (106)

Ipoteza lui P. S. Laplace (1796) pleacă de la o idee similară, dar considerând haosul inițial incandescent, în rotație. Materia s-ar fi concentrat în plan ecuatorial, luând un aspect lenticular. Forțele centrifuge ar fi determinat ca, la periferie, pe măsura răcirii materiei să se formeze inele din care apoi s-au concentrat planetele.

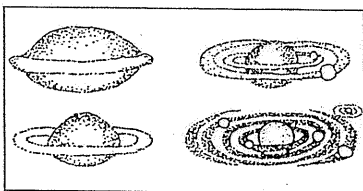


Fig. 14. Formarea Sistemului Solar după  
P.S. Laplace (18)

Se pot ridica obiecții legate de mișcarea retrogradă a unor sateliți, ca și de existența unor nebuloase reci.

Ipoteza a fost unanim acceptată până în secolul XX, influențând substanțial evoluția astronomiei și geologiei.

Deși pleacă de la idei diferite privind masa de origine, similitudinea modului de condensare a materiei a făcut ca ultimele două ipoteze să fie contopite în așa numita ipoteză KANT-LAPLACE.

La începutul secolului al XX-lea s-au emis o serie de alte ipoteze.

Ipoteza emisă de TH. CHAMBERLAIN și F. MULTON (1905) pornește de la o nebuloasă spirală, rece, formată prin atracția reciprocă a două stele. Prin concentrarea materiei din brațe, s-au format planetele, inițial reci, încălzite ulterior, în urma impactului meteoritic.

Ipoteza emisă de J. JEANS (1916) și H. JEFFRIES (1917) pornește de la aceeași idee a influențării reciproce a două corpuri cosmice, din care unul, cu deplasare mai rapidă, atrage din masa incandescentă a celuilalt o serie de protuberanțe, cu caracter mareic. După trecerea factorului perturbator, prin condensare/răcire aceste protuberanțe se fragmentează, formând planetele. Ipoteza nu satisface legea conservării cantității de mișcare, în fapt, materia din protuberanțe trebuind să cadă, în parte, din nou pe Soare, în parte să fie expulzată în cosmos, părăsind sistemul.

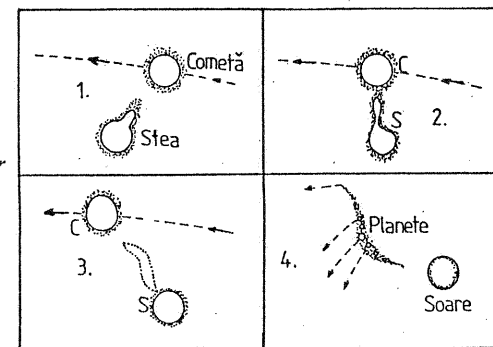


Fig. 15. Formarea Sistemului Solar  
după J. Jeans (116)

Ipoteza lui KARL VON WEISZÄCKER (1943) reluată și amendată de OTTO SCHMIDT (1951) consideră că Soarele și planetele au origini diferite. La trecerea Soarelui printr-un nor cosmic, captează materie, mărindu-și masa. Unele corpuri mai mari au fost reținute în câmpul gravitațional extern al Soarelui, antrenate în mișcarea de revoluție și crescând la rândul lor prin captare de materie. Ipoteza nu explică de ce din formarea planetelor dintr-o nebuloasă unică, există diferențe mari de compoziție, nu explică procesul de încălzire al planetelor și nici structura lor concentrică, structură care presupune o stare fluidă sau cel puțin plastică.

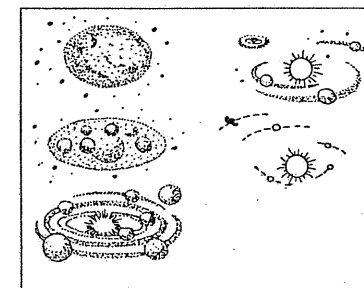


Fig. 16. Formarea Sistemului Solar după  
O. Schmidt (116)

Ipoteza lui V.G. FEZENKOV (1960) reia, în parte, ideile lui Kant, considerând însă că Sistemul Solar se formează nu din haosul general, ci dintr-o nebuloasă rece, izolată în spațiul cosmic, prin concentrare și încălzire gradată. Central se formează Soarele, periferic se formează planetele. Ipoteza tratează unitar formarea steii și a planetelor.

Așa cum am mai menționat, nici una din ipotezele prezentate, la care se adaugă numeroase altele, nu poate satisface exigențele unei analize exhaustive, fiecare ipoteză rezolvând unele situații, cu implicații geologice, și lăsând altele neacoperite.

## MIȘCĂRILE COSMICE ALE PĂMÂNTULUI

În deplasarea sa în spațiu, odată cu întregul sistem solar, pământul execută simultan trei tipuri principale de mișcare: o rotație în jurul unei axe proprii, o revoluție în jurul soarelui și o mișcare de nutație, reprezentând oscilația axei de rotație în raport cu planul orbitei de revoluție. la aceste mișcări se adaugă și translația generală în spațiu, odată cu întreg sistemul solar și încadrarea în mișcarea generală galactică.

Fiecare din mișcările cosmice ale Pământului prezintă caracteristici proprii, ca viteză și sens, fiind însă, în același timp, în raporturi de subordonare și intercondiționare.

### MIȘCAREA DE ROTATIE

Pământul execută o mișcare de rotație în jurul propriei sale axe, cu o periodicitate de 23 ore 56 minute și 4 secunde, perioadă care stă la baza măsurării timpului.

Axa de rotație nu este perpendiculară pe planul orbitei, ci deviază de la unghiul drept cu  $23^{\circ}27'21''$  (cel puțin în momentul de față). Se recunoaște cu certitudine că acest unghi a variat continuu în timp, odată cu evoluția ansamblului Sistemului Solar.

Sensul de rotație este cel antiorar, realizându-se de la vest spre est, cu o viteză unghiulară de rotație relativ constantă de  $72,9^{\cdot 6}$  rad/sec. Dacă viteza unghiulară de rotație este constantă, viteza periferică tangențială crește din zona polară, unde este practic nulă, până la zona ecuatorială, unde atinge 465 m/sec.

Deși viteza de rotație este foarte mare, ea nu este sesizabilă fizic deoarece este relativ constantă și toate învelișurile pământului, inclusiv atmosfera, se înscriu în ea.

Din mișcarea de rotație rezultă o serie de consecințe, cu implicații mai mult sau mai puțin pregnante asupra evoluției planetei în ansamblu.

O primă consecință geodinamică a mișcării de rotație este apariția unor forțe centrifuge, cu atât mai mari cu cât raza planului de rotație este mai mare, deci mult mai accentuate în zonele ecuatoriale, față de zonele polare.

Forțele centrifuge se înscriu în relația  $F_c = m \cdot v^2 / r$  în care  $F_c$  = forța centrifugă;  $m$  = masa corpului (pământului);  $v$  = viteza de rotație periferică;  $r$  = raza de rotație.

Relația poate fi exprimată și în raport de viteza unghiulară ( $\omega$ ); dacă  $v = \omega \cdot r$ , relația devine  $F_c = m \cdot \omega^2 \cdot r$ .

Forța centrifugă determină apariția unei accelerații cu creștere progresivă cu viteza tangențială, deci de la poli spre ecuator, unde atinge valori de  $3,4 \text{ cm/s}^2$ , adică  $1/300$  din accelerația gravitațională, cu care se conjugă prin scădere. Acesta este unul din factorii care explică de ce forța gravitației deviază latitudinal de la media generală a planetei, crescând de la ecuator la poli.

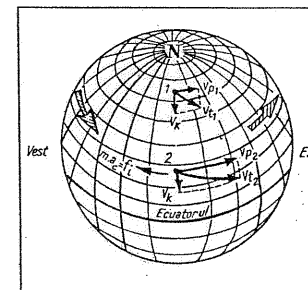
Ținând seama de forța centrifugă, care crește proporțional cu pătratul vitezei de rotație, teoretizând, se poate spune că, dacă viteza de rotație a Pământului ar fi de 17 ori mai mare, corpurile amplasate la ecuator ar trece în stare de imponderabilitate, accelerația gravitațională fiind total anihilată de accelerația creată prin forțele centrifuge, iar peste o asemenea viteză, considerată critică, s-ar crea premisele dezagregării planetei.

Un al doilea rezultat al mișcării de rotație îl reprezintă însăși forma Pământului, care nu este sferică, ci se înscrie într-un elipsoid de rotație turtit la poli și mai extins la ecuator. Diferențele sunt mai puțin pregnante în componenta solidă a Pământului, dar mult mai accentuate în învelișul gazos, atmosfera nefiind coezivă, răspunzând mai activ la forțele centrifuge.

O a treia consecință majoră a mișcării de rotație, legată de variațiile de viteză tangențială este dată de devierea inerțială a sensului de deplasare a corpurilor, conform Legii lui Coriolis.

Fig. 17. Orientarea accelerației Coriolis pentru corpuri cu deplasare de la N la S, în emisfera nordică (68)

$V_K$  = viteza aparentă constantă  
 $V_{p1}, V_{p2}$  = viteze periferice (de rotație)  
 $V_{t1}, V_{t2}$  = viteze tangențiale rezultante  
 $m$  = masa corpului în deplasare  
 $a_c$  = accelerația Coriolis  
 $f_i$  = forța de inerție  
 1, 2 = poziții succesive



Prin această lege se afirmă că orice corp care se deplasează constant în lungul meridianelor este deviat spre vest (spre dreapta – în emisfera nordică, spre stânga – în emisfera sudică). Această deviere rezultă din compunerea vitezei constante de deplasare a corpului cu viteza tangențială variabilă, ceea ce produce o forță de inerție cu tendință de echilibrare a vitezei inițiale, forță reprezentând produsul dintre masa corpului și accelerația „Coriolis”:  $f_i = m \cdot a_c$ . Fenomenul se observă la cursurile de apă cu traseu meridian, ca și la formarea alizeelor sau curenților oceanici. Indirect, forțele Coriolis aplicate asupra întregii

suprafețe rigide a scoarței terestre, determină ca la latitudini medii să se creeze un dezechilibru între vitezele de rotație mari, din zona ecuatorială și cele mai mici din zonele polare, ducând la apariția unor fracturi și a unor falii transformante importante, cu influență asupra mișcării plăcilor tectonice, de asemenea determinând fragmentarea dorsalelor medio-oceanice și curbarea lor. Sunt păreri care consideră că efectele Coriolis influențează chiar evoluția curenților de convecție subcrustali.

Se mai consideră că gruparea maselor continentale de preferință în zonele cu latitudine medie este, de asemenea, un efect al mișcării de rotație.

În sfârșit, efecte mai ușor sesizabile ale mișcării de rotație sunt reprezentate de alternanța zi/noapte, care induce o ciclicitate cotidiană a geomagnetismului și a afluxului termic recepționat de la Soare, determinând variații de temperatură cu implicații importante în geologia dinamică externă, inclusiv în organizarea unor cicluri vitale ale lumii vii.

O problemă importantă legată de rotație este aceea a variației în timp, constatată și susținută pe criterii științifice ferme. Se constată că viteza de rotație scade cu circa  $2''$  la  $10^5$  ani, implicit durata zilei crescând în același ritm. Procesul de încetinire este considerat legat predominant de cauze cosmice, respectiv de influența forțelor de atracție exercitate de Lună și de Soare. J. W. Wells, în 1963 (fide Holmes 1965), bazat pe ritmurile diurne de evoluție biologică a unor corali, consideră că în Cambrian, acum circa 545 milioane de ani, ziua avea o durată de 21 de ore, anul având 425 zile, la sfârșitul Permianului 385, la începutul Cainozoicului 371, tinzând spre valoarea actuală de 365 de zile pe an. Studiile au fost reluate și pe alte tipuri de fosile (nautiloidee, belemniti, pelecypode), care au confirmat, în mare, ideea scăderii lente a vitezei de rotație a Pământului.

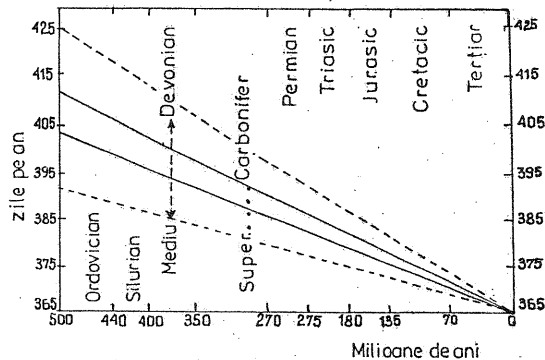


Fig. 18. Evoluția numărului de zile din an, în timp geologic, determinată pe criterii biologice  
(60)

Reducerea vitezei de rotație a determinat, probabil, și schimbări de formă a geoidului, cu o multitudine de consecințe geodinamice, de la mobilizarea curenților subcrustali și modificarea deplasării plăcilor litosferice până la ritmicizarea ciclurilor tectonice.

## MIȘCAREA DE REVOLUȚIE, MIȘCAREA DE NUTAȚIE ȘI MIȘCAREA GALACTICĂ

Mișcarea de revoluție reprezintă translarea Pământului în jurul Soarelui, pe o orbită eliptică (ECLIPTICA), în care Soarele ocupă unul din focare.

Lungimea eclipticii este de circa  $930 \cdot 10^6$  km. Pământul o străbate cu o viteză medie de 30 km/s, într-un interval de timp de 365 zile 6 ore 9 minute 10 secunde.

Distanța față de Soare a Pământului, în mișcarea de revoluție variază, datorită excentricității orbitei, între punctul de PERIHELIU, aflat la  $146,993 \cdot 10^6$  km, și AFELIU, aflat la  $151,996 \cdot 10^6$  km. Linia care unește periheliul cu afeliul reprezintă axa mare a elipsei orbitale. Diferența distanțelor Periheliu/Afeliu, raportată la suma lor reprezintă coeficientul de EXCENTRICITATE al eclipticii:

$$e = (151,996 \cdot 10^6 - 146,993 \cdot 10^6) / (151,996 \cdot 10^6 + 146,993 \cdot 10^6) = 5,083 \cdot 10^6 / 298,989 \cdot 10^6 = 0,017$$

Calculule efectuate de astronomi demonstrează că excentricitatea eclipticii variază în timp, între valori cuprinse între 0,0033 și 0,0780, cu o periodicitate de circa 400000 ani.

Datorită excentricității eclipticii, cantitatea de energie calorică și radianta pe care Pământul o primește de la Soare variază în cursul unei revoluții, iar datorită variabilității excentricității – și în timp, cu aceeași periodicitate de 400000 ani.

Axa de rotație a Pământului nu este perpendiculară pe planul eclipticii, ci este înclinată cu un unghi de  $66^{\circ}33'$  ( $23^{\circ}27'21''$ ) față de verticală. Din acest motiv, planul ecuatorial al Pământului nu coincide cu cel al eclipticii, făcând ca, pe lângă diferențierile de aflux de radiații solare determinate de variațiile de distanță, să apară și diferențieri provocate de oscilația unghiului de incidență al razelor cu suprafața Pământului, implicit apariția anotimpurilor. În timpul mișcării de revoluție se ating în acest fel 4 momente caracteristice, în care expunerea la razele solare variază în diverse zone ale planetei. Aceste momente sunt cele două ECHINOCTII (de primăvară și de toamnă), în care cantitatea de raze incidente este egală în cele două emisfere, și cele două SOLSTIIII (de vară și de iarnă), în care una din emisfere primește un maxim de radiații solare, iar cealaltă un minim de radiații.

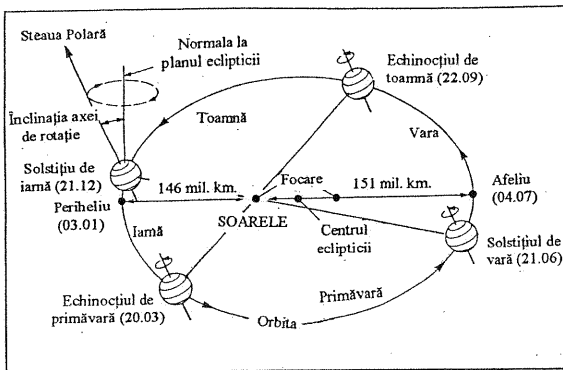
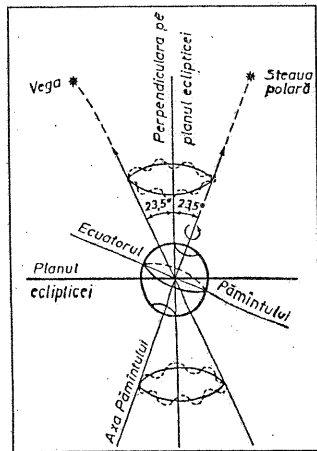


Fig. 19. Schema mișcării de revoluție (125)

Teoretic, linia care unește punctele de solstițiu pe orbită ar trebui să coincidă cu axa mare a eclipticii, iar linia echinocțiilor – cu axa mică a eclipticii. Datorită poziției Soarelui într-un focar al eclipticii și nu în centrul acesteia, se crează un decalaj de timp între momentul solstițiilor (respectiv al echinocțiilor) și atingerea punctelor de Periheliu (Afeliu).

Prin faptul că mișcarea de revoluție durează 365 zile 6 ore 9'11", deci ceva mai puțin de un an calendaristic, datele solstițiilor și echinocțiilor variază de la an la an. Astfel, Solstițiul de vară, momentul de maximă incidență al radiațiilor solare, oscilează între 21 și 23 iunie – în emisfera nordică și între 21 și 23 decembrie – în emisfera sudică. Solstițiul de iarnă, momentul de minimă incidență – în perioadele inversate între cele două emisfere.

Echinocțiile, reprezentând momentele în care incidența razelor solare este egală pe ambele emisfere, oscilează între 21 – 23 martie pentru cel de primăvară – în emisfera nordică și 21 – 23 septembrie pentru cel de toamnă, în emisfera sudică situația fiind inversată.



Atingerea punctelor de Periheliu și Afeliu se realizează cu o întârziere calculabilă față de datele solstițiilor.

S-a constatat că în evoluția lui în timp, axa de rotație a Pământului nu formează un unghi constant cu ecliptica.

Fig. 20. Schema mișcării de nutație (44)

Ca urmare a influențelor cosmice, în special determinate de atracția Lunii și Soarelui, axa polilor suferă o mișcare de oscilare în jurul unei poziții medii (care ar reprezenta normala la ecliptică), cu o periodicitate care nu a putut fi corelată cu durata perioadei de revoluție. Această oscilație, în care axa polilor se comportă ca generatoarea unui con, a fost numită MIȘCARE DE NUTAȚIE. Ea nu se produce uniform, ci sub un unghi variabil, care îi conferă un aspect sinusoidal.

Una din consecințele esențiale ale mișcării de nutație o reprezintă așa numita PRECESIE A ECHINOCȚIILOR, fenomen în care ciclicitatea anuală a echinocțiilor este alterată printr-un decalaj negativ de circa 60" față de anul precedent. S-a apreciat că realizarea unei nutații integrale duce la o ciclicitate de 21600 ani, după care axa Pământului revine în poziția inițială față de ecliptică.

Analizând consecințele mișcării de revoluție și a celei de nutație în geologie, trebuie remarcată, în primul rând, apariția unei ciclicități anuale a temperaturilor – și implicit a climatului – pe suprafața Pământului, cu toate implicațiile, uneori foarte importante, asupra proceselor de dinamică externă, mai ales a celor de dezagregare fizică a rocilor și de dezvoltare a vieții.

Variațiile fluxului de radiații solare determină o ciclicitate anuală a câmpului geomagnetic. Deplasarea orbitală asigură și periodicitatea fenomenelor meteoritice, prin tranzitarea unor spații cu densități diferite de material cosmic.

Mișcarea de nutație, cu acea periodicitate de 21600 ani, a fost adesea invocată ca responsabilă de variațiile climatice remarcate în istoria Pământului, concretizate prin momente de încălzire și de răcire a climei, inclusiv ca o cauză a marilor glaciații.

Evident, concomitent cu aceste mișcări proprii, Pământul este antrenat, odată cu Soarele și deci cu întregul Sistem Solar, în mișcarea galactică, respectând totalitatea legilor pe care această suită de mișcări le impune. În consecință, Pământul, ca și totalitatea corpurilor din Sistemul Solar, nu descrie o orbită închisă în jurul Soarelui, ci o spirală, revenind după un an în aceeași poziție față de Soare, însă în alt punct ascendent al Universului.

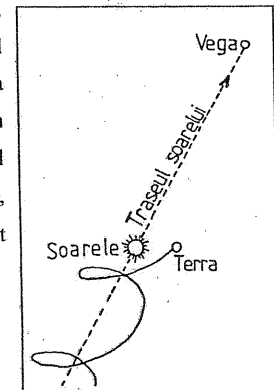


Fig. 21. Mișcarea galactică a Pământului (116)

Traectoria galactică este îndreptată spre steaua Vega, către care Soarele se deplasează cu peste 600 milioane de km pe an.

O translație completă se realizează, împreună cu întregul Sistem Solar într-un interval de timp de 180 – 200 milioane de ani, numit AN GALACTIC. Fără să poată fi demonstrată științific, se remarcă o coincidență între durata anului galactic și cea a ciclurilor geotectonice.

## PROPRIETĂȚILE PĂMÂNTULUI

Desigur, alcătuirea materială a Pământului, modul de formare, mișcarea lui în spațiu în continuă relație cu corpurile cosmice înconjurătoare și cu întregul spațiu galactic și extragalactic, conferă Pământului o suită de proprietăți specifice și o structură caracteristică, toate fiind profund implicate în desfășurarea proceselor dinamice, cu urmări asupra transformărilor permanente ale planetei.

## FORMA ȘI DIMENSIUNILE PĂMÂNTULUI

Atunci când se fac referiri la forma și dimensiunile Pământului, se iau în considerare, în general, componentele lui solide, cele fluide – respectiv atmosfera și hidrosfera – prezentând un coeficient de mobilitate permanentă, deci și variabilitate dimensională, alcătuind un înveliș mai mult sau mai puțin continuu al componentei solide.

Nu se mai pune astăzi în discuție dezvoltarea spațială a planetei. Forma sferică a fost intuită și calculată încă din antichitate și dovedită ulterior prin cercetări geografice, astronomice, geofizice și, mai recent, prin observații din spațiul cosmic.

Dacă la sfârșitul Evului Mediu, în urma călătoriilor lui Columb și Magelan, se credea în sfericitatea perfectă a planetei, încă de la Newton (1676) și Huygens s-a ajuns la concluzia unor devieri de la forma sferică, devieri determinate, în primul rând, de mișcarea de rotație în jurul propriei axe. Rezultă de aici că planeta reprezintă nu o sferă, ci un SFEROID, mai precis un ELIPSOID DE ROTAȚIE, cu o rază ecuatorială mai mare decât raza polară. De aici derivă o serie de variații ale razei de curbura a calotei sferice și, implicit, a lungimii arcului meridian corespunzând valorii de 1°, în sensul creșterii lui din zona ecuatorială spre cea polară, de la 110,5 km spre 111,5 km.

Peste aceste considerații se suprapune faptul că ar putea fi stabilită o formă geometrică ideală numai dacă suprafața Pământului ar fi perfect netedă sau dacă Pământul ar fi fost lichid sau omogen. Dar neregularitățile pe care le prezintă acestea pot atinge valori foarte mari. Diferența verticală între cel mai înalt pisc – Chomolungma (Everest) – 8850 m – și cea mai adâncă fosă oceanică – Fosa Marianelor din Pacific – 11022 m – atinge 19870 m (aproape 20 km).

S-a propus atunci o definiție fizică a formei Pământului ca suprafața rezultată din însumarea planelor tangente, în care acestea sunt perpendiculare pe direcția gravitației, iar această formă a fost denumită GEOID.

Teoretic, suprafața geoidului ar corespunde cu suprafața medie (liniștită) a Oceanului planetar, deoarece apa se dispune de la sine pe o suprafață echipotențială, perpendiculară pe direcția gravitației. Pe continente, datorită densității mai mari a rocilor, suprafața geoidului ar fi mai ridicată cu 100 – 200 m, față de nivelul oceanului. În compensație, în domeniul oceanic, aceasta ar trebui să fie mai scăzută, din cauza caracterului depresionar al bazinelor.

De aici se poate trage concluzia că geoidul aproximează forma Pământului, dar nu corespunde cu ea.

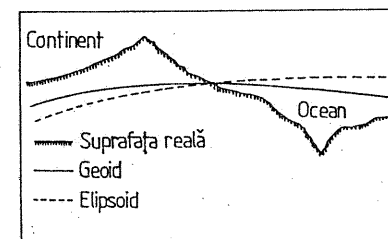


Fig. 22. Forma ideală și cea reală a Pământului (116)

Cercetările mai recente au demonstrat că, în mod practic, situația reală diferă de la caz la caz, de ansamblul geoidului teoretic, atât datorită influenței reliefului suboceanic, mult mai accidentat decât s-a considerat inițial, cât și din cauza distribuției neuniforme a densităților – deci a maselor – în interiorul Pământului. Lucrurile se pot complica și mai mult dacă ținem seamă de variațiile în timp ale geoidului, determinate de variațiile vitezei de rotație, de mișcarea de nutație, de oscilația axei polilor, ca și de modificările de relief și de procesul de deplasare al plăcilor litosferice.

Pentru că, la începutul secolului, datele privind forma și dimensiunile Pământului variau de la autor la autor, Congresul internațional de Geodezie și Geofizică de la Madrid (1924) a hotărât adoptarea unor valori oficiale, considerate ale unui ELIPSOID DE REFERINȚĂ. Dimensiunile acestuia sunt:



- Raza ecuatorială ( $R_e$ ) = 6378,388 km
- Raza polară ( $R_p$ ) = 6356,912 km
- Turtirea =  $(R_e - R_p) / R_e = 1/297$
- Suprafața geoidului =  $510100933 \text{ km}^2 \approx 510,10 \cdot 10^6 \text{ km}^2$
- Volumul =  $1083,3 \cdot 10^9 \text{ km}^3$

La aceste dimensiuni, măsurătorile au adăugat:

- Lungimea ecuatorului = 40076,594 km
- Lungimea meridianului = 40009,152 km
- Masa =  $5,9798 \cdot 10^{21}$  tone

Cercetările aerospațiale au demonstrat că, în cele două emisfere, curbura suprafeței geoidului nu este egală. Astfel, emisfera sudică este mai apropiată de forma sferică, ușor aplatizată în zona Antarcticii, pe când emisfera nordică este mai proeminentă, aceste asimetrii conferind planetei un aspect de ou sau de pară, pentru care s-a propus termenul de TERROID sau TELUROID. Evident, diferențele existente între raza medie a geoidului și cele două raze polare ale terroidului sunt extrem de mici, încadrându-se într-un minus de circa 25 m în emisfera sudică și un plus de circa 19 m în emisfera nordică.

Explicația formei ovoidale a planetei este încă neelucidată. S-a încercat legarea ei de influența curenților de convecție din interiorul planetei, de forțele inerțiale determinate de mișcarea galactică, dar și de excentricitatea centrului de greutate al planetei, indusă de repartiția inegală a maselor continentale pe cele două emisfere.

### DENSITATEA PĂMÂNTULUI

Densitatea diferitelor roci care intră în constituția scoarței terestre variază în limite destul de largi, de la 1,5 până la 3,3 g/cm<sup>3</sup>, însumând o densitate medie de 2,7 g/cm<sup>3</sup>.

Raportând însă masa planetei la volumul acesteia, s-a dedus o densitate medie de 5,527 g/cm<sup>3</sup>.

Primele estimări în acest sens au fost făcute de Newton, care a precizat valori medii de 5 – 6 g/cm<sup>3</sup>. Valoarea exactă a rezultat abia după măsurători precise, realizate după perfecționarea balanței de torsiune (Rolland Eötvös), la începutul secolului.

Discrepanțele dintre valoarea medie a densității planetei și valoarea densității medii din zona superficială au reprezentat argumente puternice în susținerea unei structuri concentrice a planetei, care ar trebui să fie formată dintr-o serie de geosfere succesive, cu densități crescând de la suprafață spre centru, fără descreșteri.

Prin analiza momentului de inerție al geoidului s-a demonstrat că creșterea de densitate se face în salturi, susținând modelele de structură în pături concentrice a planetei.

### STRUCTURA INTERNĂ A PĂMÂNTULUI

Cunoașterea structurii interne a Pământului nu se poate realiza prin metode directe. Cele mai adânci lucrări miniere nu au depășit 2000 m, iar cele mai adânci foraje, executate prin cele mai moderne tehnici contemporane, abia se apropie de 15000 m, ceea ce, față de raza Pământului, care depășește 6300 km, este total nesemnificativ.

De aceea, cunoașterea alcătuirii interne a planetei se realizează pe criterii deductive, pornind de la datele reale cunoscute, care – în mare – sunt studiul densității, compoziția meteoriților și, mai ales, viteza și modul de propagare a undelor seismice în masa planetei.

Observațiile asupra densității au fost deja discutate. Este deja evident faptul că densitatea medie a Pământului, de 5,527 g/cm<sup>3</sup>, nu concordă cu densitatea medie exterioară, de 2,7 g/cm<sup>3</sup>, ceea ce a dus la concluzia că, de la exterior spre interior, densitățile trebuie să crească, pentru a putea realiza valoarea de echilibru. Experimental, prin analiza momentului de inerție al sferoidului, s-a demonstrat că creșterea de densitate nu se face progresiv, ci în salturi, ceea ce induce ideea unei organizări în straturi concentrice a materiei cu densități diferite.

Cea de a doua sursă de informații cu privire la structura internă a Pământului o reprezintă studiul meteoriților. Multă vreme considerați a fi fragmente ale unor corpuri cosmice de tip planetar, rupte din zone diferite ca adâncime ale acestora, meteoriții s-au dovedit a avea compoziții diferite. Ei pot fi litici, comparabili cu rocile terestre silicatate, cu densități de 3 – 4 g/cm<sup>3</sup> sau sideritici, formați preponderent din aliaje metalice grele, cu densități de 6 – 8 g/cm<sup>3</sup>. De aici concluzia că primii reprezintă fragmente cosmice desprinse din păturile exterioare ale corpurilor de origine, a doua categorie provenind din păturile interne, iar structurarea materiei în zone concentrice ar fi confirmată.

Cea de a treia sursă de informații pentru descifrarea structurii Pământului o reprezintă studiul undelor seismice, inițial a celor naturale, mai recent a celor provocate artificial, cu scopul de observare a modului și vitezei de propagare.

Undele seismice sunt oscilații ondulatorii, care apar în urma șocurilor seismice (cutremurelor) și care se propagă radier în jurul sursei de vibrație.

Studiile seismologice au demonstrat că vibrațiile produse de cutremure se propagă sub forma a două tipuri principale de unde - unde longitudinale, constând în oscilații de volum ale materiei, care se propagă paralel cu direcția de vibrație - și unde transversale, constând în oscilații de formă ale materiei, cu vibrații perpendiculare pe direcția de propagare. S-a demonstrat experimental că viteza de propagare a undelor longitudinale este mai mare, ele ajungând primele la suprafață (motiv pentru care au fost numite unde PRIME = P), și că se propagă atât în mediile solide cât și în cele fluide, chiar dacă înregistrează modificări de viteză la trecerea de la un mediu la altul. Undele transversale, mai lente, ajung cu întârziere la suprafață (fiind numite SECUNDE = S) și nu se propagă decât prin medii solide, la trecerea în medii fluide dispărând.

Din punctul de vedere al studierii alcătuirii Pământului sunt mai importante undele P, cu viteze mai mari și propagare prin toate mediile.

În 1909, geofizicianul sârb Mohorovičić a remarcat faptul că viteza de propagare a undelor seismice se modifică brusc la anumite distanțe de focar.

Observațiile lui Mohorovičić au dus la concluzia că variațiile bruște de viteză de propagare sunt rezultatul unor suprafețe de reflexie sau / și de refracție, traversate de unde la o schimbare tranșantă de densitate sau de fază, în lungul traseului. Aceste suprafețe au fost numite SUPRAFETE DE DISCONTINUITATE, sau pur și simplu DISCONTINUITĂȚI, și se consideră că sunt prezente la limitele existente între diferitele părți concentrice din alcătuirea Pământului.

Astăzi este certă existența mai multor suprafețe de discontinuitate, la diferite adâncimi, ele constituind limitele de separare ale geosferelor concentrice care alcătuiesc planeta.

Folosind toate sursele de informație, directe și mai ales indirecte, s-au realizat numeroase modele ale structurii Pământului.

Un prim model este cel oferit de Eduard Suess, care ia în considerare diferențierile de densitate care ar trebui marcate în masa Pământului, și cărora, pe baza comparației cu alcătuirea meteoriților, le conferă cauze legate de diferențierea de compoziție chimică.

După Suess, la suprafața Pământului se separă un înveliș extern, cu o grosime de până la 100 km, cu o densitate medie de  $2,7 \text{ g/cm}^3$ , rezultată din predominarea unor minerale de tipul silicaților de aluminiu, motiv pentru care a numit-o **SIAL**.

Sub Sial, până la 1200 km, apare un al doilea înveliș, cu o densitate medie de  $3,3 \text{ g/cm}^3$ , corespunzând unor minerale de tipul silicaților de magneziu, numită **SIMA**.

Sub Sima, între 1200 și 2900 km, apare o zonă de tranziție, cu o densitate medie de  $5,5 \text{ g/cm}^3$ , dar cu o evoluție progresivă. Spre partea externă, zona ar fi dominată de substanțe de tipul silicaților de magneziu, crom și fier (**CROFESIMA**), cu densitate medie de  $4 \text{ g/cm}^3$ , iar spre interior - de silicați de magneziu puternic îmbogățiți în fier și nichel (**NIFESIMA**), cu densitate medie de  $6 \text{ g/cm}^3$ .

În sfârșit, în centrul planetei, Suess presupune o zonă formată dintr-un aliaj de fier și nichel (**NIFE**), cu densități de  $10 - 11 \text{ g/cm}^3$ .

Logica structurii imaginate de Suess a fost bine ancorată în realitate, ceea ce a făcut ca termenii utilizați să poată fi folosiți și astăzi, chiar dacă, în mare parte, au fost redefiniți și în model au fost incluse date noi (legate de existența discontinuităților și de modul de propagare al undelor seismice).

Pornind de la premise similare, cu accent pe starea fizică presupusă a geosferelor, V. I. Vernadski separă la exterior o crustă pe care o numește **LITOSFERĂ**, până la adâncimea de 1200 km, solidă, sub care se individualizează o **MAGMOSFERĂ**, până la 2900 km, pe care o consideră vâscoasă, semitopită, spre interior presupunând o sferă centrală, de natură nedefinită, dar cu densități foarte mari și cu componente grele, pe care a numit-o **BARISFERĂ**.

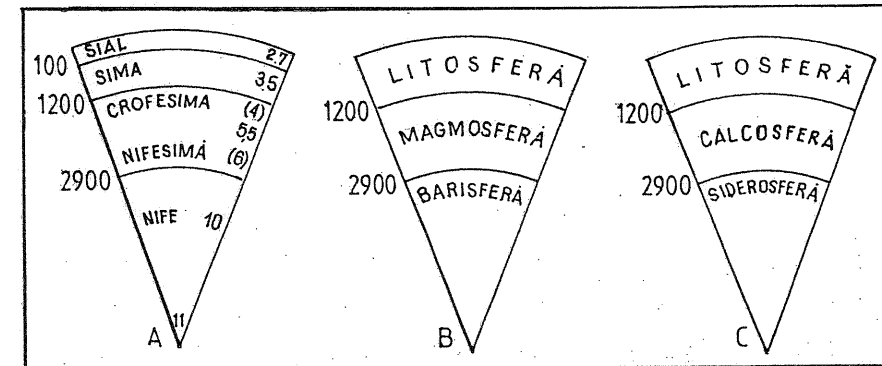


Fig. 23. Modele clasice privind structura Pământului.

A. După E. Suess. B. După Vernadski. C. După V.M. Goldsmidt.

În 1939, V.M. Goldsmidt, pornind de la un fundament geochemic, modelează o schemă bazată pe modul de asociere al diverselor elemente, în natură. El distinge elemente **ATMOFILE** (în general gaze), care alcătuiesc atmosfera, elemente **HIDROFILE**, solubile,

legate de hidrosferă, elemente BIOFILE (C, H, P etc), comune substanței vii, LITOFILE (Al, Si, K, Na, Ca), specifice mineralelor comune rocilor de suprafață, elemente CALCOFILE (frecvent legate de sulfuri și sulfosăruri) și elemente SIDEROFILE, apărând ca metale native și aliaje grele.

Pe această bază, eliminând Atmosfera, Hidrosfera și Biosfera, modelul lui Goldsmith presupune o LITOSFERĂ, până la 1200 km, urmată de o CALCOSFERĂ, până la 2900 km, pentru ca în centrul planetei să imagineze un nucleu numit SIDEROSFERĂ.

În continuare, diverși cercetători, plecând de la mai mult sau mai puțin aceleași date, realizează scheme similare sau comparabile, introducând termeni noi pentru aceleași noțiuni, chiar dacă suplimentează premisele analizate cu referiri la temperatura internă a fiecărui înveliș sau la presiunea teoretică pe care o atinge materia la fiecare nivel.

Luarea în discuție a comportamentului undelor seismice a indus un caracter mai

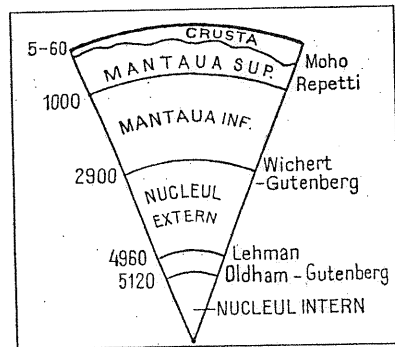


Fig. 24. Structura Pământului modelată pe criterii geofizice

concret, mai precis, mai puțin subiectiv al modelelor elaborate. Introducerea în sistem a analizei comportamentului tectonic al Pământului și a caracterului geodinamic al componentelor au condus la elaborarea unor scheme cu caracter sintetic.

Au fost luate în considerație o serie de discontinuități importante, aflate la diferite adâncimi, denumite după numele cercetătorilor care le-au pus în evidență. Între ele s-au individualizat o serie de geosfere concentrice cu comportament fizic deosebit. Astfel se separă SCOARȚA (CRUSTA), MANTAU A și

NUCLEUL, fiecare dintre ele divizate, la rândul lor, prin discontinuități de mai mică importanță.

SCOARȚA (CRUSTA) este situată la exteriorul Pământului. Are grosimi variabile, de la circa 5 km în zonele oceanice până la circa 40 - 60 km în zonele continentale, fiind limitată în bază prin discontinuitatea Moho.

Sub o coajă subțire, cvasicontinuu de sedimente, scoarța are o natură dublă. În domeniul continental apare o scoarță cu compoziție de tip SIALIC, foarte groasă (dar care se efilează până la dispariție în domeniul oceanic). Sub această pătură, se dezvoltă o scoarță de tip SIALMA, bazaltică, prezentă atât în domeniul continental cât și în cel oceanic, deasupra

discontinuității Moho. Pe baza acestor diferențieri au putut fi separate două tipuri de crustă: CRUSTA CONTINENTALĂ, alcătuită din toate cele 3 strate (sedimente, strat sialic sau granitic, strat bazaltic) și o CRUSTĂ OCEANICĂ, din care stratul granitic - practic - lipsește.

Pătura de sedimente, numită și STRATISFERĂ, are grosimi variabile, de la absența totală din zonele cu procese erozive avansate, până la grosimi de 15 km, în zonele cu rată de sedimentare foarte mare, cu procese de subsidență activă și, mai ales, în regiunile cutate, în care grosimea inițială este amplificată de procesele orogenice.

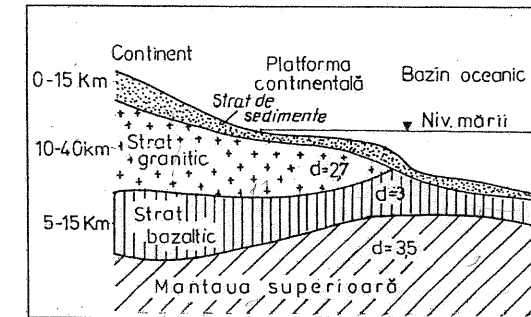


Fig. 25. Tipuri de crustă și raporturile cu mantaua superioară (din mai multe surse)

PĂTURA GRANITICĂ este, în realitate, formată dintr-o multitudine de roci de tipul granitoidelor și gneisselor. Grosimea ei variază de la 10 - 15 km, în zonele vechi de platformă sau în depresiunile intra- și intermontane, până la 30 - 40 km, sub catenele orogenice tinere, unde formează adevărate rădăcini ale munților. În zonele oceanice, pătura granitică, cu rare excepții, lipsește.

În cele mai multe cazuri, între Stratisferă și pătura granitică se remarcă o discontinuitate, dar sunt și cazuri în care se face o trecere gradată de la sedimente la cristalin, prin fenomene de metamorfism progresiv.

PĂTURA BAZALTICĂ are o grosime de 15 - 17 km în zonele continentale, reducându-se la 6 - 10 km în zonele oceanice. Denumirea este dată de compoziția medie de tip bazaltic, generată de o largă varietate de roci bazaltice și ultrabazice, în general integral cristalizate, numai în condiții excepționale cuprinzând curgeri de lave bazaltice.

Limitele dintre cele trei componente ale crustei sunt discontinue și situate la adâncimi variabile. Dacă limita Stratisferă / Pătură granitică este, în general, estompată de procesele de metamorfism, dar poate fi relativ ușor decelată prin observații directe, limita Pătură granitică / Pătură bazaltică poate fi pusă în evidență numai indirect, prin comportarea undelor seismice, care înregistrează o creștere a vitezei de propagare. Pe acest criteriu este evidențiată

discontinuitatea Conrad. Se pare că, în urma evoluției progresive a crustei, discontinuitatea Conrad nu reprezintă un element unitar, ci se plasează la intervale diferite, legate de momentul în care, peste fundamentul inițial de tip bazaltic, s-a format primul orogen. Se mai remarcă și faptul că suprafața Conrad poate uneori lipsi, nu numai în zonele oceanice în care nu există pătură granitică, ci și în zonele continentale, dacă procesele evolutive ale crustei, cu un aflux termic ridicat produc o anastomozare gradată a celor două pături. De asemenea, existența unor procese vulcanice poate estompa limitele tranșante evidențiate de discontinuitatea Conrad.

Limita inferioară a crustei este marcată de discontinuitatea Moho, la care viteza undelor „P” crește brusc cu 1 km/s, demonstrând o creștere de densitate de la 2,8 - 3 la 3,3 - 3,5 g/cm<sup>3</sup>. De fapt, situația este mai complicată, suprafața Moho fiind un ansamblu de suprafețe de refracție / reflexie, a căror adâncime variază în funcție de grosimea cumulată a păturilor din crustă.

**MANTAUA** reprezintă o a doua geosferă, plasată sub suprafața Moho. Este denumită astfel ca înveliș al nucleului. Se extinde până la adâncimea de 2900 km, unde se individualizează discontinuitatea majoră Wichert – Gutenberg.

Mantaua însăși nu este omogenă, reacționând diferit la propagarea undelor seismice, de la suprafață spre zonele profunde.

La exterior se poate separa **MANTAUA SUPERIOARĂ**, formată din roci ultrabazice rigide, cu posibilitate de formare de fracturi profunde și care se crede că ar fi sediul unor procese geologice ample legate de magmatism și de transferul de energie termică de la interiorul spre exteriorul planetei.

La adâncimi de 700 – 800 km se precizează discontinuitatea Byerly, sau un sistem de discontinuități care asigură tranziția spre **MANTAUA INFERIOARĂ**, cu o plasticitate avansată, care facilitează formarea unor curenți de convecție extrem de lenți, responsabili de deplasarea zonelor acoperitoare.

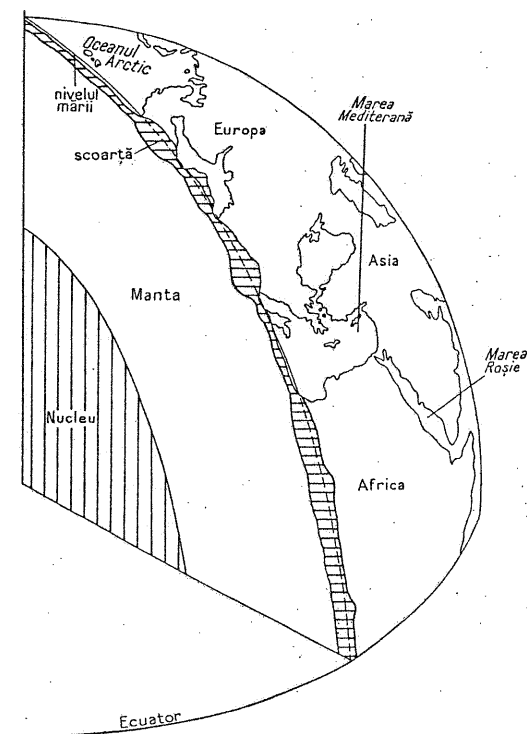
La 1000 km, se remarcă o creștere accentuată de vâscozitate și creșterea vitezei de propagare a undelor „P”, oglindite de discontinuitatea Ripetti, care marchează trecerea la **MANTAUA INFERIOARĂ** propriu-zisă.

Alcătuirea acesteia este incertă, ca și comportamentul ei mecanic. Se estimează o compoziție bazată pe oxizi metalici și silicați ultrabazici de Fe, Ni și Cr.

De la discontinuitatea Wichert – Gutenberg (2900 km) se trece în **NUCLEU**. De la această adâncime, unele seismice transversale nu se mai propagă, fapt care duce la concluzia că cel puțin partea externă a nucleului este fluidă (unde „S” nu se propagă în fluide).

Se consideră că Nucleul extern este sediul unor curenți de convecție cu viteze de 10-15 km pe an, care – în legătură și cu compoziția presupus metalică – sunt responsabili de modificările în timp ale centrului de greutate al Pământului, ca și de formarea câmpului magnetic terestru.

La adâncimea de 4980 km se înregistrează discontinuitatea Lehman, iar la 5120 km – discontinuitatea Oldham – Gutenberg. Evoluția undelor seismice între aceste discontinuități duce la concluzia existenței unei zone de tranziție, cu creșteri importante de presiune, care face ca în Nucleul intern materia să se comporte ca un corp rigid (de circa 3 ori mai rigid ca oțelul). Fără nici un fel de argumente directe (cu excepția analizei unor meteoriți) se presupune o compoziție metalică a acestui nucleu intern.



**Fig. 26.** Secțiune terestră prezentând relațiile dintre structura internă și suprafață. (126)

Odată cu apariția teoriei tectonicii globale, modelul privind alcătuirea globului terestru a trebuit adaptat, pentru ca, pornind de la aceeași bază de informare, să poată răspunde ideilor susținute de această teorie.

În această idee, zonele din structura Pământului au fost grupate în: Litosferă, Astenosferă, Mezosferă și Nucleu, primele două niveluri fiind esențiale pentru înțelegerea proceselor geologice.

**LITOSFERA** (în sens modern) cuprinde porțiunea externă, casantă a globului terestru, cu două subdiviziuni importante, separate de discontinuitatea Moho: Litosfera superioară, echivalentă cu Crusta, și Litosfera inferioară, reprezentând partea externă, solidă a Mantalei.

Limita inferioară a Litosferei variază între 80 și 150 km, și trece gradat, în adâncime spre Astenosferă.

**ASTENOSFERA** (termenul derivă din gr. ἀσθενής [*astheneis*] = slăbiciune sau α [*a*] = fără + σθένος [*sthenos*] = forță) se extinde până la 700 – 800 km. Se consideră că, fără să fie în stare fluidă (unde „S” traversează astenosfera), aceasta prezintă un grad de plasticitate, la limita dintre solid și topit, sau este formată dintr-un amestec de material solid și topit. Datorită acestei stări, în Astenosferă pot fi generate fenomene de curgere, cu formare de curenți de convecție, cu viteze de câțiva centimetri pe an. De asemenea, starea plastică a Astenosferei face ca blocurile litosferice pe care le suportă să se supună, în general, legilor echilibrului izostatic, comportându-se în maniera icebergurilor plutind pe apă. Aceasta este și una din explicațiile care se dau disproporțiilor de grosime remarcate în masa litosferei.

Astenosfera poate fi echivalată cu partea medie și cu cea inferioară a Mantalei superioare.

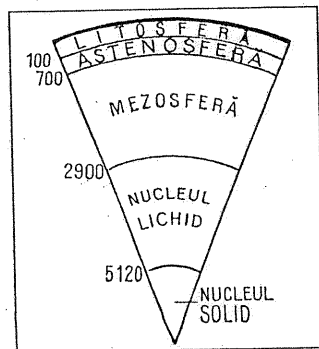


Fig. 27. Structura internă a Pământului în accepțiunea tectonicii globale

Restul Mantalei, până la 2900 km, este numit **MEZOSFERĂ**.

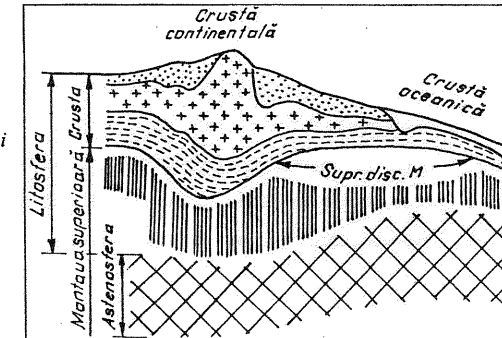


Fig. 28. Raporturile dintre crustă și mantaua superioară și dintre Litosferă și Astenosferă (68)

**NUCLEUL**, evident foarte puțin cunoscut, este divizat în două zone, un nucleu lichid, echivalat cu nucleul extern din modelul anterior, și un nucleu rigid, corespunzând nucleului intern.

Referitor la starea materiei în interiorul Pământului, s-au purtat numeroase discuții. Pornind de la faptul că, în interiorul Pământului se ating temperaturi foarte ridicate și analizând comportamentul undelor seismice „S” la intrarea în nucleu, au fost emise păreri că materia de aici ar fi fluidă. Pe de altă parte, presiunile uriașe pe care le cunoaște materia în aceste zone duc la ideea că temperaturile de topire ale materiei sunt substanțial modificate. Fără pretenții de absolutizare, se consideră astăzi că nucleul planetei se află într-o stare aparte, solidă, dar cu un anumit grad de plasticitate, cu posibilitatea ca, în anumite situații să treacă în stare lichidă.

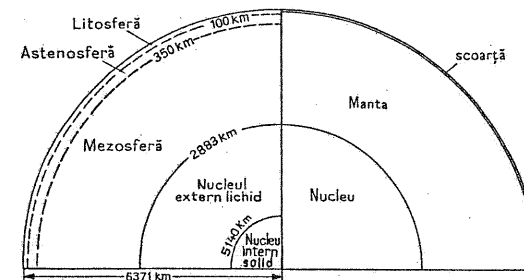


Fig. 29. Comparație între structura Pământului modelată pe baza proprietăților fizice (stânga) și pe criteriul compozițional (dreapta). (126)

Chiar dacă, cu excepția păturilor superficiale, realizarea unor modele privind structura Pământului prezintă un interes dominant teoretic, se constată și rezultate practice, legate, în primul rând, de analizarea comportamentului undelor seismice și, indirect, de estimarea coeficientului de risc seismic al fiecărei zone. De asemenea, se crează posibilitatea aplicării unor tehnologii înalte de investigație (teledetecție, geofizică), în care, pentru o bună interpretare a datelor trebuie înlăturate influențele pe care le pot induce procesele din structurile adânci, respectiv influența câmpurilor fizice induse de însăși planeta.

### ALTE PROPRIETĂȚI ALE PĂMÂNTULUI

În strânsă legătură cu structura internă a planetei, cu starea fizică de agregare a materiei în fiecare pătură din alcătuirea Pământului și cu densitatea materiei în fiecare înveliș, ca și legat de influențele cosmice suferite de planetă, se manifestă o multitudine de proprietăți fizice caracteristice Pământului, responsabile în cea mai mare măsură de manifestările geodinamice ale planetei, mai exact de evoluția ei geologică, în timp și în spațiu.

Aceste proprietăți sunt gravitația, presiunea, căldura, radioactivitatea, magnetismul și proprietățile electrice, fiecare în parte și în strânsă interdependență unele cu altele, toate participând la desfășurarea proceselor geologice.

### GRAVITAȚIA

Forța de atracție exercitată de Pământ asupra corpurilor materiale din interiorul, de la suprafața sau din apropierea planetei, constituie ceea ce se numește GRAVITAȚIE terestră. Ea se manifestă sub forma accelerației pe care această forță o imprimă corpurilor în cădere liberă, în vid, și se exprimă în "gali" (1 gal = 1 cm/s<sup>2</sup>). Forța gravitației rezultă din relația clasică a legii atracției universale, emisă de Newton:

$$F = k \cdot m_1 \cdot m_2 / d^2 = (m_1 \cdot g)$$

în care  $m_1$  = masa unui corp oarecare;  $m_2$  = masa Pământului;  $d$  = distanța dintre centrele de greutate ale celor două corpuri (de fapt raza Pământului);  $k$  = constanta atracției universale;  $g$  = accelerația gravitațională).

Deoarece variațiile accelerației gravitaționale, care interesează procesele geologice, sunt prea fine pentru a fi măsurate în "gali", în mod curent, se utilizează ca unitate de măsură miligalul (mgal) - (1 mgal = 10<sup>-3</sup> gal), iar mai recent microgalul (1 μgal = 10<sup>-6</sup> gal).

Cauzele care determină producerea gravitației nu sunt încă pe deplin lămurite. Studiile lui J. Weber, de la Universitatea din Maryland (1969) au anunțat depistarea unor particule elementare de energie de atracție, numite GRAVITONI, dar problema a rămas încă în stadiul de ipoteză teoretică.

Teoria mecanicii invariante a lui Octav Onicescu presupune ca origine a gravitației raportul spontan al forțelor de atracție și de respingere, după principiul acțiunii și reacțiunii.

Dacă se ține seamă de mișcarea accelerată presupusă de gravitație, se poate emite ipoteza că există o relație genetică de echilibrare a tendinței de dispersare a materiei – la scară galactică – și a celei de concentrare – la scara corpurilor mici.

Deoarece Pământul nu are o formă sferică ideală și implicit distanța între suprafață și centrul de greutate variază de la loc la loc, gravitația însăși va varia, în raport cu latitudinea, cu altitudinea și desigur, în funcție de densitatea materiei corespunzând razei luate în discuție.

Accelerația gravitațională este modificată latitudinal și de forțele centrifuge determinate de mișcarea de rotație a planetei care induc o accelerație de sens contrar care se conjugă cu gravitația.

S-a demonstrat teoretic, dar și experimental, că, pe verticală, gravitația scade de la suprafața Pământului – în sus – cu circa 0,3 mgal/m, până la circa 1000 m, apoi tinde asimptotic spre 0, în spațiul extraterestru. În sens invers, spre adâncime, gravitația crește pe un anumit interval până la circa 1200 gal, apoi tinde să scadă asimptotic spre 0, în centrul Pământului (odată cu scăderea distanței față de centru). În acest sens, fără posibilitate de verificare s-ar putea deduce că dacă în centrul Pământului ar fi spațiu gol, un corp s-ar afla în stare de imponderabilitate. Implicit apar semne de întrebare legate de estimarea presiunilor interne, apreciate pe baza principiului lui Pascal.

Valoarea medie a accelerației gravitaționale la suprafața Pământului este de 981 gal, valoare medie teoretică, rezultată din creșteri latitudinale de la 978 gal – la ecuator –, până la 983 gal – la poli – (variație indusă de scăderea lungimii razei terestre și de reducerea forțelor centrifuge, rezultate implicite ale scăderii vitezei periferice de rotație).

În același timp, diferențele de altitudine generate de relief, produc variații de gravitație prin creșteri sau scăderi de la valoarea teoretică care ar trebui să existe la nivelul mării, dacă s-ar putea considera exclusiv poziția latitudinală a punctului. Variații de gravitație mai sunt determinate și de diferențele de alcătuire a crustei terestre în zonele continentale față de zonele oceanice. Absența în domeniul oceanic a stratului granitic, cu o densitate mai redusă, face ca aici gravitația să fie mai ridicată.

Fără să existe dovezi certe, se presupune că datorită schimbărilor de viteză din mișcarea Pământului, însăși constanta atracției universale "k" variază, putându-se manifesta, în timp, variații ale accelerației gravitaționale. Nu există însă nici o posibilitate de urmărire în evoluție a acestor variații.

Totodată, manifestarea mareelor terestre, evident cu amplitudini mult mai mici decât a celor oceanice, poate induce variații de gravitație de ordinul 0,3 – 0,5 mgal/m (negativ pentru ridicare, pozitiv pentru coborâre). Sunt situații în care măsurarea variațiilor de gravitație a permis estimarea mareelor terestre, extrem de greu de depistat în absența unui punct fix de reper.

Alte schimbări ale valorii gravitației pot fi determinate de schimbările de distribuție ale presiunii atmosferice, de variațiile de încălzire a rocilor sub acțiunea razelor solare, de oscilațiile nivelului hidrostatic al apelor subterane, desigur cu variații de valori extrem de mici, ca și de efectele mișcărilor tectonice, de funcționarea unor procese magmatice sau de modificarea reliefului.

Ținând seamă de toate aceste considerații, se poate estima pentru fiecare punct de pe suprafața planetei în fiecare moment, valoarea teoretică a gravitației.

Se constată însă că, în marea majoritate a cazurilor, valoarea măsurată a accelerației gravitaționale într-un punct de observație nu corespunde valorii calculate teoretic pentru punctul respectiv. Această deviere de la normal este dată de variațiile de densitate și deci de variațiile de masă ale rocilor din substrat. Trecând peste variațiile de valori mici, determinate de diferențe minore de densitate a rocilor, se înregistrează adesea derogări importante de gravitație, care au fost numite ANOMALII GRAVIMETRICE. Acestea pot fi POZITIVE, când valoarea reală a gravitației depășește valoarea calculată, și NEGATIVE, în situație inversă.

O primă discriminare se poate face între domeniile marin și continental, în primul caz gravitația fiind mai mare, din cauza absenței păturii granitice, cu densitate mai redusă decât a păturii bazaltice.

În domeniul continental, se conturează anomalii gravimetrice (sau gravitaționale) mai ample, regionale, pe arii de zeci de km<sup>2</sup>, și anomalii mai restrânse, locale, cu extinderi de 1 – 2 km<sup>2</sup>. Aceste anomalii sunt produse de corpuri perturbante, care determină excese, respectiv deficite de masă, generate de diferențe semnificative de densitate ale rocilor din substrat în raport cu media. Evident, anomaliile pot fi puse în evidență atunci când adâncimea de localizare a corpului perturbant este moderată, nepermițând estomparea diferențelor de densitate prin efectul atenuant al unei stive prea groase de depozite acoperitoare.

În general, se remarcă anomalii pozitive în regiunile în care apar la zi sau la adâncimi mici roci magmatice și metamorfice, iar anomalii negative în regiunile în care depozitele sedimentare au grosimi foarte mari. În cadrul depozitelor de aceeași categorie apar anomalii pozitive în zonele de concentrare de roci bazice și ultrabazice, sau în cazul unor acumulări ample de minereuri de fier (cazul zăcămintului de fier de la Kursk), crom (Minas Gerais – Brazilia), etc. Anomalii negative se observă în zonele de acumulare a unor roci cu densitate redusă (cazul zăcămintelor de sare în structură diapiră) sau datorită existenței unor goluri subterane de tip carstic.

În cadrul arealelor oceanice se cunosc, în general, numai anomalii cu caracter regional, cele locale nefiind detectabile în condițiile tehnologiilor actuale.

În ultimul timp se conturează tendința de a separa anomalii gravitaționale de dimensiuni foarte mici (câteva zeci de m<sup>2</sup>), numite anomalii MICROGRAVIMETRICE, generate de goluri subterane minore (minime) sau de construcții îngropate (maxime), care încep a fi folosite în arheologie și în geologia inginerescă.

Problemele legate de gravitația terestră ne interesează, în primul rând, pentru efectele pe care aceasta le induce în procesele geologice, gravitația fiind un agent important de generare de procese geodinamice.

În interiorul planetei, se consideră că gravitația este responsabilă de segregările (separațiile) de materie în pături concentrice, de producerea presiunilor interne imense sau de mișcările de echilibrare izostatică a plăcilor tectonice.

La suprafață, gravitația determină, pe lângă reținerea atmosferei în jurul planetei, aproape întreg lanțul de fenomene meteorologice. De asemenea, determină curgerea apei, cu toate implicațiile geodinamice pe care le presupune, decolarea gravitațională a maselor de roci lipsite de substrat solid sau translarea lor spre zone de echilibru, deplasarea materialelor mobile spre zonele de sedimentare, formarea curenților marini, în special a celor de turbiditate, totalitatea proceselor de tasare, de reazezare a materiei în volume cât mai restrânse, etc, toate acestea reprezentând direct sau indirect, izolat sau cumulat cu acțiunea altor agenți, un ansamblu de factori determinanți de modelare geodinamică.

## PRESIUNEA ÎN INTERIORUL PĂMÂNTULUI

În mare măsură în legătură directă cu accelerația gravitațională, dar și în urma acțiunilor geodinamice, asupra materiei din interiorul Pământului este exercitată o presiune cu

efecte importante asupra comportamentului geodinamic, al structurării materiei, deci asupra comportamentului fizic general.

În scoarța terestră, presiunea exercitată asupra unui punct material este rezultatul mai multor componente, dintre care două sunt esențiale: presiunea litostatică și presiunea orientată sau stressul. La acestea se adaugă presiunile exercitate de componentele volatile, de presiunea apei aflate între granulele rocilor sau în fisurile acestora și, cel puțin în apropierea suprafeței, de presiunea atmosferică.

**PRESIUNEA LITOSTATICĂ** rezultă din greutatea rocilor de deasupra punctului considerat și, în principiu, este egală cu produsul dintre greutatea specifică medie ( $d$ ) a rocilor acoperitoare și adâncimea ( $h$ ) a punctului. Ținând seamă de raza Pământului, presiunile rezultate trebuie să atingă valori uriașe. Se estimează presiuni de circa 0,5 mbar (megabar<sup>1</sup>) la o adâncime de 1000 km, 1,7 mbar la 3000 km și de peste 3,1 mbar în centrul Pământului.

Teoretic, presiunea litostatică este uniformă, neorientată, egal distribuită în toate direcțiile spațiului, ca și în cazul presiunilor hidrostatice calculate după principiul lui Pascal,  $P = d \cdot h$ . De aici derivă și denumirea de presiune litostatică, comparabilă cu cea de presiune hidrostatică.

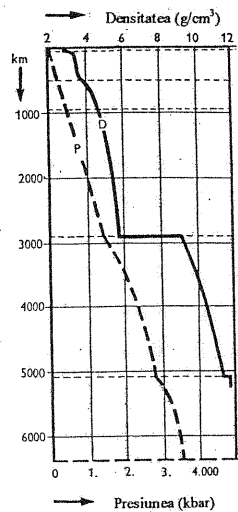


Fig. 30. Variația presiunii litostatice ( $P$ ) în raport cu densitatea ( $D$ ) odată cu creșterea adâncimii (31)

Fiind însă vorba de o presiune exercitată într-un mediu solid, care are o rezistență proprie, și nu într-un mediu lichid necompresibil și neelastice, presiunea litostatică exercitată

într-un punct se descompune într-o multitudine de vectori inegali cu variație elipsoidală în jurul punctului dat, cu valori maxime pe verticală și minime pe orizontală.

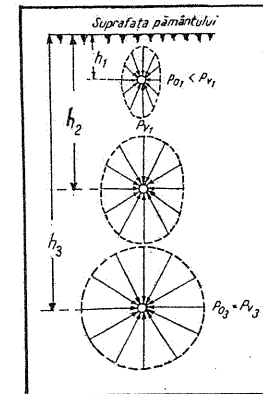


Fig. 31. Variația presiunii litostatice cu adâncimea (68)

$h_1, h_2, h_3$  = adâncimi

$P_{01}, P_{02}, P_{03}$  = Presiunea orizontală

$P_{v1}, P_{v2}, P_{v3}$  = Presiunea verticală

S-a demonstrat că odată cu creșterea de adâncime, diferențele dintre presiunea verticală și cea orizontală se estompează, elipsoidul presiunilor tinzând progresiv către sferă, deci către un aspect identic cu cel remarcat la lichide. Practic, această echilibrare se atinge în momentul în care presiunea litostatică ajunge să egaleze rezistența la compresiune a materiei.

La adâncimea de echilibrare a elipsoidului presiunilor, toate golurile existente (fisuri, pori, caverne naturale și artificiale) tind să se închidă. Se apreciază empiric că adâncimea de închidere totală a golurilor se situează la 5 – 6000 m.

Realitatea este mai complicată, pentru că numai un lichid este total de lipsit de goluri. La solide, presiunea litostatică determină într-o măsură mai mare sau mai mică un comportament plastic, care va atenua dezechilibrele de presiune prin deformări lente. S-a remarcat că închiderea fisurilor se realizează mai rapid decât a porilor (care însumează un volum mai mare).

Fenomenul este foarte important în proiectarea unor lucrări subterane de adâncime (foraje, galerii, tuneluri), care trebuie să țină seamă de presiunea litostatică și de plasticitatea rocilor interesate, realizându-se profile adecvate ale excavațiilor, în care distribuția presiunilor să fie cât mai echilibrată, iar efortul de susținere (de compensare a presiunilor) să fie minim.

În afară de creșterea plasticității materiei, presiunea litostatică determină o creștere a rezistenței la compresiune și, nu în ultimul rând, o ridicare a temperaturii de topire a mineralelor. În domeniile mai profunde, presiunea litostatică are efect asupra stabilității rețelelor cristaline, ducând frecvent la modificări de sistem de cristalizare, constând în reorientarea spațială a materiei în rețeaua cristalină.

<sup>1</sup> 1 mbar = 987000 atm.



**PRESIUNEA ORIENTATĂ (STRESSUL)** reprezintă o formă de presiune determinată de efortul de împingere al blocurilor crustale sau a plăcilor litosferice (la scară planetară) sau de deplasarea diferitelor corpuri geologice (la scară locală). Deci stressul se manifestă ca o presiune de origine tectonică, rezultată din reacția materiei în mișcare, acționând diferențial, în direcții conforme cu sensul de mișcare al componentelor mobile.

Solicitățile cauzatoare de stress pot fi studiate fie pe direcții tangențiale, ca forțe de compresiune – respectiv de distensiune (tensiune) -, fie pe verticală, ca presiuni ascensionale – respectiv de coborâre -, fie în plan înclinat, prin compunerea celor două tipuri primare de efort.

Presiunile orientate determină deformări elastice, parțial reversibile, și deformări plastice și rupturale, în general ireversibile, care sunt de fapt singurele mărturii care pot indica evoluția tectonică a zonei în care a funcționat procesul.

Deformările elastice dispar odată cu încetarea forței care le-a produs. Datorită faptului că rocile nu sunt medii perfect elastice, după încetarea stressului revenirea la starea inițială nu este totală, rămânând o anumită deformare permanentă numită deformare post-elastică.

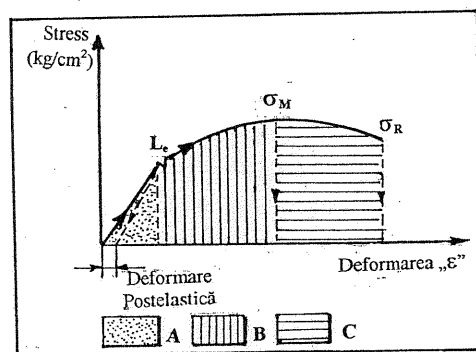


Fig. 32. Raportul stress/deformare (68)

$L_e$  = limita de elasticitate

$\sigma_M$  = Rezistența maximă

$\sigma_R$  = Rezistența la rupere

$e$  = rata de deformare

A. Domeniul deformărilor elastice

B. Domeniul deformărilor plastice

C. Domeniul pruruptură

Deformarea plastică se instalează după depășirea limitei de elasticitate ( $L_e$ ) și duce la distorsiuni de formă cu condensarea volumului; aceste distorsiuni nu dispar după încetarea stressului.

După depășirea rezistenței maxime ( $\sigma_M$ ), orice efort va determina întreruperea continuității rocii, implicit ruperea acesteia. Între rezistența maximă ( $\sigma_M$ ) și rezistența la rupere ( $\sigma_R$ ) se înregistrează un câmp de tranziție în care materia se reasează prin deplasări intergranulare și microfisuri premergătoare ruperii propriu-zise. Desigur, atingerea diferitelor nivele de deformare la același stress este dependentă de o serie de proprietăți mecanice ale

corpurilor afectate, respectiv RIGIDITATEA/ELASTICITATEA, COMPRESIBILITATEA/INCOMPRESIBILITATEA, în același timp având relevanță DURATA aplicării stressului asupra corpului considerat.

Problema estimării stressului, folosind criteriile geologice, deci pe baza rezultatelor finale ale procesului, este destul de complexă. S-a constatat că stressul nu este influențat numai de valoarea deplasării care îl generează ci, în mare măsură și de rezistența rocilor afectate, de forțele de frecare apărute în și între componente, de sensul deplasării (căci rezistența la compresiune este cu un ordin de mărime mai mare decât rezistența la întindere și rezistența la forfecare) și, în mare măsură, de adâncimea la care are loc procesul, deci de presiunea litostatică. În același timp, stressul este controlat de prezența sau absența unor fluide interstițiale și de natura lor, ca și de temperatură, toate aceste elemente ducând la variația efectelor stressului, de la caz la caz.

Presiunea – în general – are efecte importante în desfășurarea proceselor geologice.

Unul dintre cele mai evidente este TASAREA, determinată de gravitație, dar realizată prin presiune, fenomen care duce la mărirea densității și la reducerea porozității și permeabilității depozitelor. Prin tasare se ajunge ca volumul rocilor sedimentare să fie mai mic decât al sedimentelor din care provin.

Un alt efect al presiunilor este realizarea texturilor foioase, prin care componentele minerale tabulare sau foioase tind să se reorienteze, perpendicular pe direcția presiunii litostatice și paralel cu direcția stressului.

Stressul determină frecvent recrystalizări ale mineralelor, urmate de formarea de texturi șistoase, care nu mai țin seamă de dispunerea inițială a materialului, ci se reorientează conform planelor înclinate care urmăresc deformările tectonice.

Un efect deja discutat este închiderea fisurilor și, în general, a golurilor din roci.

Un fenomen descris relativ recent (1975) este emiterea de sunete de presiune (remarcate în lucrările miniere), considerate efecte sonore generate de microfisurării, induse de presiune.

Evident, tot legat de presiune este și efectul invers, cel al descărcărilor de presiune, care pot determina deformări evidente, în urma tendinței de echilibrare prin care materia (în mod deosebit cea plastică) „curge” dinspre zonele cu presiune ridicată spre cele cu presiune scăzută. Rezultatele sunt formarea unor structuri tectonice, de tip „anticlinal de vale”, a unor fisurări sau înfoieri ale rocilor în excavații, a descumării superficiale a unor roci compacte, etc.

În final, efectul cel mai important al presiunilor în desfășurarea proceselor geologice este metamorfismul, în care, în corelare cu factorii temperatură și cu variațiile de compoziție chimică, presiunile joacă un rol determinant.

## CĂLDURA PĂMÂNTULUI

Faptul că, în raport cu temperatura generală a spațiului cosmic, aflată în apropierea valorii de  $0^{\circ}\text{K}$  (zero absolut), Pământul are o temperatură mult mai ridicată, demonstrează un aport de energie calorică din surse variate, care determină un anumit regim termic al planetei.

Sursele de căldură ale Pământului sunt, după origine, de două tipuri: surse externe, constând în majoritate din energia calorică furnizată de Soare, și surse interne (telurice), generate de procesele proprii planetei.

### Căldura externă a Pământului

Se știe că Soarele radiază în spațiu o energie calorică enormă, de ordinul a  $10^{26}$  cal/oră, însoțită de radiații luminoase și electromagnetice. Pe Pământ însă, nu ajung decât cantități extrem de mici din această energie, abia  $0,5 \cdot 10^9$  din total, iar din această cantitate, 40% este reflectată de părțile exterioare ale atmosferei, neavând nici un fel de influență asupra Pământului. Se consideră că fluxul caloric mediu recepționat de globul terestru este de  $1,9 \text{ cal/cm}^2$  într-un minut. Spectrul radiației solare se compune din 41 % radiații luminoase vizibile, 9 % radiații de mare energie, de tipul  $\gamma$ , X sau UV și 50 % raze infraroșii (calorice).

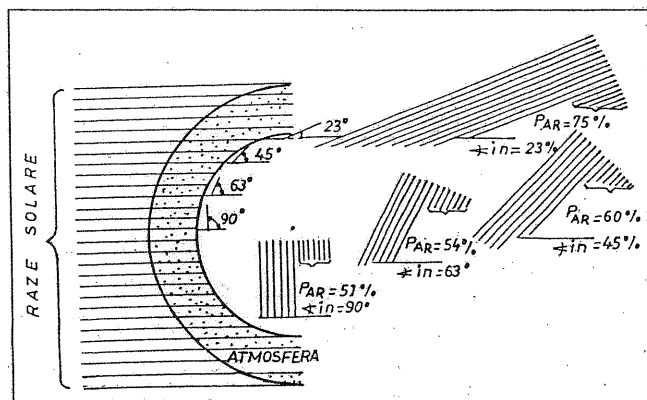


Fig. 33. Relația dintre unghiul de incidență al razelor solare ( $i_n$ ) și pierderile calorice prin absorbție și reflexie ( $P_{AR}$ )

(141)

Toate tipurile de radiații, dar mai ales cele infraroșii sunt responsabile de reglarea căldurii externe a planetei.

Cantitatea de căldură recepționată de la Soare este neuniformă, fiind controlată de o multitudine de factori, începând cu intensitatea radiațiilor solare, ea însăși variabilă, de distanța inegală dintre Pământ și Soare în timpul mișcării de revoluție, ca și, în cea mai mare măsură, de unghiul de incidență al razelor solare cu suprafața Pământului, unghi de incidență controlat de poziția latitudinală a punctului discutat, ca și de variațiile sezoniere induse de înclinarea axei de rotație în raport cu ecliptica. De asemenea, variația cantității de căldură este amplificată de alternanța zi/noapte, produsă de mișcarea de rotație.

Efectul radiațiilor calorice solare, recepționate de Pământ este el însuși neuniform, fiind determinat de variațiile suprafețelor planetei și de raportul dintre cantitatea de energie primită și cea pierdută prin radiație. Se constată astfel o diferențiere între zonele oceanice și cele continentale. În zonele oceanice, datorită capacității calorice mai mari a apei și din cauza atmosferei mai bogate în vapori de apă care formează un ecran protector împotriva pierderilor de căldură prin radiație, se produce o acumulare mai mare de energie calorică. Pe uscat, chiar dacă radiațiile determină o încălzire mai rapidă, pierderile de căldură prin radiație – în absența insolației – sunt la fel de rapide. Acesta este motivul pentru care, în zonele oceanice, se înregistrează variații mai mici de temperatură, în raport cu zonele continentale.

În cadrul zonelor continentale, se constată diferențieri regionale și locale, în raport cu receptarea de energie, determinată teoretic, pe baza situației latitudinale și în funcție de anotimp. Unul dintre factorii esențiali de provocare al variațiilor este relieful. Acesta determină o scădere de  $1^{\circ}\text{C}$  la o creștere de altitudine de 200 m. Concludentă, în acest sens, este situația munților înalți din zona ecuatorială, zonă în care incidența razelor solare este maximă. Muntele Kilimandjaro din Tanzania, reproduce pe verticală zonalitatea climatică latitudinală a planetei, de la temperaturile specifice zonelor calde – la poale (altitudine de circa 500 m), până la climatul polar, manifestat la vârf.

În același timp, receptarea radiațiilor solare este controlată și de expunerea versanților în zone luminate sau umbrite ca și de unghiul de pantă care se conjugă cu unghiul de incidență față de un nivel ideal orizontal.

Alți factori de diferențiere îi reprezintă vegetația și umiditatea, care moderează diferențele de temperatură. În zonele aride, deșertice, diferențele de temperatură între momentele de insolație și cele de radiație sunt foarte mari, putând atinge  $60^{\circ}\text{C}$  între zi și noapte, pe când în zonele împădurite sau acoperite de alte categorii de vegetație, aceste diferențe sunt mult diminuate.

În funcție de toate aceste elemente se înregistrează variații de temperatură DIURNE, legate de alternanța zi/noapte, respectiv insolație/radiație, și SEZONIERE, legate de mișcarea de revoluție și de raporturile dintre poziția axei polilor și planul eclipticii.

Influențe suplimentare ale oscilațiilor de căldură sunt date de alcătuirea litologică a zonelor discutate, diversele tipuri de roci având comportament diferit la influența energiei calorice, ca și de expunerea față de Soare și de prezența sau absența curenților de aer. Variațiile diurne de temperatură se resimt numai superficial, până la adâncimi de 1-1,5 m. Totalitatea variațiilor de temperatură în interiorul scoarței se resimt până la o adâncime limitată care reprezintă PĂTURA DE TEMPERATURĂ CONSTANTĂ, pătură de la care nu se mai înregistrează nici variațiile sezoniere de căldură. Valoarea temperaturii acestei pături este egală cu temperatura medie anuală a locului, cu un plus de 1,5° C.

În funcție de zonalitatea climatică, adâncimea păturii de temperatură constantă variază între circa 5 m – în zonele tropicale, circa 25 m – în zonele temperate, putând coborâ până la 200-250 m – în zonele polare.

În domeniul oceanic, unde masa de apă însăși constituie un ecran protector, care determină în zonele adânci temperaturi de  $\pm 2^\circ$  C, pătura de temperatură constantă coincide, în general, cu linia fundului sau cu suprafața depozitelor deja consolidate din imediata apropiere a acestuia.

Desigur, în influențarea căldurii terestre de către radiațiile solare, un rol important îl joacă însăși evoluția activității solare, cu ciclicitatea cunoscută de 11 ani, dar și cu oscilațiile determinate de mișcarea galactică. De asemenea, se adaugă factorii perturbatori accidentali cu efect cumulativ, cum ar fi energia de impact meteoritic, sau reductiv, ca pierderea transparenței atmosferei în urma unor emisiuni importante de praf vulcanic, generate de erupții vulcanice de amploare, sau în urma poluării antropogene.

În ultimii ani, este mult discutat efectul de seră, pe care îl generează creșterea conținutului de CO<sub>2</sub> din atmosferă, care scade capacitatea de radiație a planetei, ducând progresiv la o încălzire, cu urmări imprevizibile asupra evoluției acesteia.

Căldura externă recepționată de Pământ are o serie de consecințe active în dinamica planetei, implicat în evoluția lui geologică.

Astfel, energia solară este principala sursă de forțe antigravitaționale care declanșează circuitul apei în natură (prin evaporare) ca și acțiunea geodinamică a atmosferei, cu toate consecințele lor geologice. Fluxul termic solar este responsabil de o parte din mișcările generale ale vaporilor de apă din oceanul planetar, în afara celor mecanice determinate de vânt sau de oscilațiile seismice, sau a celor provocate de maree. Astfel, diferențele de

temperatură ale apelor și tendința acestora de echilibrare termică reprezintă una din cauzele importante de producere a curenților marini.

Nu în ultimul rând, energia solară este cea care a permis apariția vieții, evoluția generală a biosferei, procesele de fotosinteză stând la baza întregului lanț trofic, deci condiționând însăși existența lumii vii.

Căldura externă, distribuită pe zone climatice, determină instalarea anumitor condiții ecologice specifice, cu implicații asupra unor importante acumulări de material biogen, mineral sau organic. Interesant este faptul că, prin intermediul biosferei, căldura externă trece în forme de conservare, reprezentate prin combustibilii fosili, cărbuni și hidrocarburi, adevărați acumulatori bio – geochimici de energie. Această energie, în condiții speciale poate fi remobilizată (și nu ne referim la utilizarea antropică a combustibililor fosili ci numai la fenomenele naturale ca autoaprinderea, oxidarea naturală cu degajare de energie, etc).

### Căldura internă a Pământului

Deși căldura externă influențează în mare măsură procesele desfășurate la suprafața Pământului, ea afectează numai o pătură superficială extrem de redusă relativ la raza planetei, până la pătura de temperatură constantă. Sub această pătură, sursele de energie calorică sunt de natură internă, determinate de procesele proprii ale planetei, neinfluențate de factorii externi.

Faptul că Pământul are surse proprii de energie termică este dovedit cu prisosință de o serie de fenomene ca vulcanismul, existența izvoarelor termale, creșterile de temperatură constatate în lucrările miniere odată cu creșterile de adâncime etc.

În ceea ce privește sursele de căldură internă, acestea sunt multiple, funcționând cumulativ, desigur cu ponderi diferențiate de la caz la caz.

Din concepțiile cosmogonice actuale rezultă că Pământul dispune de o rezervă de energie termică, acumulată în etapa pregeologică de evoluție. Această energie, provenită din procese de dezintegrare sau fuziune atomică, ca și din absorbirea energiei de impact a meteoriților, se consideră că a fost suficient de mare pentru ca, la un moment dat, să permită atingerea stării de incandescență. În concepțiile cosmogonice care pleacă de la ideea unei nebuloase inițiale incandescente, energia termică a Pământului este o relictă a acestei stări.

Pierderile ulterioare de căldură prin convecție, prin conducție și prin radiație au făcut ca această rezervă termică să scadă treptat, astăzi ea nemiareprezentând decât circa 1/3 din valoarea totală a fluxului termic terestru.

La această rezervă inițială se adaugă căldura produsă permanent de radioactivitatea terestră, constând ea însăși din reacții termonucleare ale unor componente ale rocilor.

S-a ajuns la concluzia că procesele de deintegrare radioactivă nu se desfășoară uniform în totalitatea rocilor. În primul rând ele sunt legate de existența unor elemente cu capacitate de dezintegrare spontană – cu degajare de căldură – ca uraniul, thoriul, actiniul, radiumul etc. Aceste elemente sunt concentrate preferențial în anumite roci, fiind în cantități reduse sau chiar absente în altele. S-a constatat că rocile mai acide ca granitele, trachitele, sienitele, sunt mai bogate în elemente radioactive decât cele bazice și ultrabazice, de asemenea că rocile vulcanice recente sunt mai bogate în raport cu cele paleovulcanice iar rocile magmatice și metamorfice sunt mai radioactive decât cele sedimentare.

Această situație face ca emisiile calorice legate de radioactivitate să fie mai evidente în domeniul continental, în care scoarța cuprinde învelișul granitic, decât în domeniul oceanic în care acest înveliș lipsește.

Unii cercetători presupun că dezintegrarea radioactivă este limitată numai la crusta terestră, chiar dacă existența elementelor radioactive în adâncime nu poate fi negată; dar se consideră că procesul de dezintegrare este stimulat de influența razelor cosmice care nu pot penetra în profunzime.

Alte surse interne de căldură sunt oferite de gravitație, prin compactarea materiei determinată de presiunea litostatică, în general însoțită de degajare de căldură, ca și de forțele de frecare induse de stress și, subordonat, de energiile de cristalizare ale materiei (știindu-se că forma cristalină presupune un minim de energie pe unitatea de volum, procesul de cristalizare determinând degajare de căldură).

Producerea permanentă de energie calorică internă este, într-o oarecare măsură, compensată de pierderile de căldură prin radiație sau prin vulcanism, neexistând însă argumente valabile pentru a explica relativa constanță a temperaturii interne.

Totalitatea proceselor termice endogene face să se înregistreze o creștere de temperatură de la suprafața de temperatură constantă spre interior. Această creștere sistematică se înscrie teoretic în TREAPTA GEOTERMICĂ, reprezentând adâncimea (în metri) pentru care se obține o creștere de temperatură de  $1^{\circ}\text{C}$ .

O unitate inversă treptei geotermice este cea numită GRADIENT GEOTERMIC, reprezentând creșterea de temperatură realizată la o creștere de adâncime de 100 m.

Valoarea treptei geotermice (și implicit a gradientului geotermic) nu este constantă, ea variind în funcție de o multitudine de factori generali sau locali.

Valoarea medie a treptei geotermice, la nivel planetar, este de  $33\text{ m}^{\circ}\text{C}$ , începând de la pătura de temperatură constantă.

Factorii perturbatori ai acestei valori sunt dați, pe de o parte, de caracteristicile litologice ale depozitelor geologice, care pot favoriza sau împiedica transferul de căldură și deci pot provoca neregularități, pe de altă parte, de caracteristicile structurale, care afectează conductibilitatea termică. La acești factori se mai adaugă variații impuse de prezența unor surse apropiate de căldură, de tipul unor corpuri magmatice active sau de existența unor accidente tectonice profunde, care favorizează transmiterea de energie termică spre suprafață.

Măsurarea variațiilor de temperatură în interiorul Pământului este o operație dificilă, datorită intervenției unei serii de factori perturbatori. Măsurătorile se fac, de obicei, în lucrări miniere, în tuneluri sau în foraje, valorile fiind însă afectate de curenții de aer (naturali sau de aeraj) de degajările de căldură produse de utilaje, de circulația lichidului de foraj etc.

Dacă, indiferent de variațiile valorii gradientului geotermic, s-ar realiza o creștere constantă de temperatură până în centrul Pământului, în profunzime ar trebui să se atingă valori de temperatură foarte mari – circa  $3000^{\circ}\text{C}$  la 100 km,  $96000^{\circ}\text{C}$  la 3200 km și circa  $190000^{\circ}\text{C}$  în centrul Pământului. Fără nici un argument concret, se consideră că în centrul Pământului nu se ating valori de temperatură mai mari de  $12000^{\circ}\text{C}$ , intervenind dereglări de la legitatea treptei geotermice. Aceasta ar funcționa cu aproximație numai până la baza păturii granitice, după care creșterile de temperatură s-ar produce extrem de lent. Aceste dereglări sunt atribuite, în mare măsură, presiunilor enorme existente la adâncimile mari.

Pe baza temperaturilor calculate sau măsurate în adâncimea scoarței terestre, au putut fi conturate linii (în plan) și suprafețe (în spațiu), cu aceeași valoare de temperatură, numite GEOIZOTERME, care, în general, urmăresc conturul reliefului. În înregistrarea geozotermelor intersectate la realizarea primelor tuneluri transalpine (Simplon, Saint-Gothard, Mont-Cenis) s-au remarcat ușoare anomalii rezidând din diferențe de valoare între temperaturile calculate pe baza gradientului geotermic și cele măsurate. Astfel, în tunelul Simplon, la km 8 N, temperatura atinge  $55^{\circ}\text{C}$  față de valoarea prevăzută de  $42^{\circ}\text{C}$ , corespunzătoare adâncimii de la suprafața reliefului.

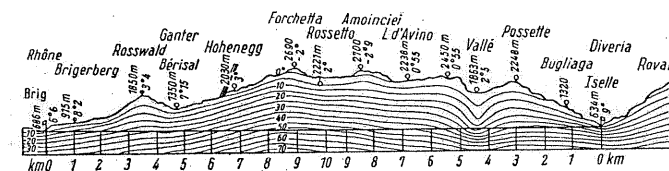


Fig. 34. Geoizotermele intersectate de tunelul Simplon (66)

Studiile au demonstrat că geozotermele sunt mai rare în zonele montane și mai dese în zonele depresionare. Aceste diferențieri sunt legate de variabilitatea treptei geotermice. Se pare că, pe măsură ce se avansează în adâncime, variațiile treptei geotermice se estompează și, implicit, distanțele între geozoterme se egalizează, devenind paralele (respectiv concentrice).

Cunoașterea valorilor de temperatură marcate de geozoterme are o importanță majoră în proiectarea lucrărilor din subteran, o multitudine de probleme fiind legate de valoarea temperaturii din zonele de lucru. Se știe că rezistența materialelor utilizate în utilaje este afectată de temperatură, fiind necesară luarea în calcul a coeficientului de dilatare, ca și a nivelului de aeraj și concentrației de gaze injectate în lucrările miniere; trebuie considerate variația de densitate a noroiilor de foraj, în funcție de temperatură, dar și proprietățile specifice proprii ale rocilor interceptate.

Energia calorică transmisă din interior spre suprafața Pământului în unitatea de timp reprezintă FLUXUL TERMIC. Acesta este produsul dintre gradientul geotermic și conductivitatea termică a rocilor, fiind în medie de  $1,2 - 1,5 \mu\text{cal} \cdot \text{s/cm}^2$ .

Analiza distribuției geozotermelor permite detectarea unor anomalii geotermice, pozitive sau negative, care pot sugera existența unor surse de energie geotermică, de tipul apelor termale sau a gezelor fierbinți, posibil de utilizat. De asemenea, modificările distribuției geozotermelor într-o zonă vulcanică, anunță producerea unor erupții.

Nu în ultimul rând, cunoașterea evoluției temperaturilor în interiorul Pământului, care a stat la baza formării unei ramuri a geofizicii – termometria – are implicații majore în evoluția proceselor geodinamice, referitor la momentele de geneză ale unor minerale și roci. În funcție de conținutul izotopic al mineralelor și de tipul rețelei cristaline, se pot aprecia condițiile de formare ale rocilor și, indirect, se poate analiza evoluția procesului geologic de ansamblu. Termometria ca metodă de investigație stă la baza Paleotermometriei, care încearcă reconstituirea evoluției termice a Pământului, de la faza protoplanetară (fie inițial rece, fie incandescentă) până la starea actuală.

## RADIOACTIVITATEA TERESTRĂ

După cum s-a văzut anterior, una din principalele surse de energie termică internă a Pământului este radioactivitatea.

Prin radioactivitate se înțelege proprietatea unor elemente sau a unor izotopi de a se dezintegra spontan, transformându-și nucleele inițiale grele în nuclee mai ușoare, în același

timp cu o emisie de particule elementare ( $\alpha$  = protoni;  $\beta$  = electroni) și radiații ( $\gamma$ ), cu o degajare importantă de căldură.

Nu toate elementele au calități radioactive și chiar la cele radioactive, numai o parte dintre izotopi sunt capabili de dezintegrare.

Izotopii radioactivi sunt foarte variați ca proprietăți și ca evoluție, putând fi grupați în serii, în care – plecând de la un element foarte greu, prin dezintegrări spontane succesive – cu formare de elemente din ce în ce mai ușoare – se ajunge la un termen final stabil, fără proprietăți radioactive.

Astfel, se separă 3 serii, în care, cu excepția elementului final, toți izotopii sunt radioactivi.

O primă serie, seria **Uraniului**, cuprinzând 17 elemente, pleacă de la  $^{238}\text{U}$ , elementul final fiind  $^{206}\text{Pb}$ . O altă serie (a **Actiniului**) pleacă de la  $^{235}\text{U}$  (actinouraniu), cuprinde 14 termeni (printre care și Ac), elementul final fiind  $^{207}\text{Pb}$ . Cea de a treia serie (a **Thoriului**) începe cu  $^{232}\text{Th}$  și, cuprinzând 12 trepte, se încheie cu  $^{208}\text{Pb}$ .

În afara celor 3 serii menționate, mai există câteva elemente la care numai anumiți izotopi au proprietăți radioactive. Dintre acestea, mai importante pentru obținerea unor informații geologice sunt  $^3\text{H}$  (tritiul),  $^{14}\text{C}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Rb}$ ,  $^{87}\text{Sr}$  etc.

Este cert că procesele de dezintegrare radioactivă naturală sunt total independente de condițiile de temperatură și presiune ale mediului ambiant, ele fiind o modalitate de restructurare a materiei până la atingerea raportului ideal de echilibru între masa atomului și cantitatea de energie conținută de acesta.

Procesul de dezintegrare radioactivă se desfășoară pentru fiecare izotop radioactiv cu o viteză proprie constantă. Această viteză se apreciază după **TIMPUL DE ÎNJUMĂTĂȚIRE**, reprezentând timpul în care, prin procese radioactive, cantitatea inițială de izotop se reduce la jumătate, prin trecerea în izotopul sau izotopii secundari.

La unele elemente, timpul de înjumătățire este extrem de îndelungat (de exemplu:  $^{238}\text{U}$  -  $4,49 \cdot 10^9$  ani), din această cauză el neputând fi determinat direct. În această situație, știind că după un timp relativ scurt, între termenii unei serii se stabilesc relații cantitative constante, legate de raportul timpilor de înjumătățire, se măsoară cantitatea de izotop primar și cea de izotop final, prin raportare putând fi estimat timpul în care s-a desfășurat procesul.

Una din implicațiile majore ale radioactivității este emisiunea de energie calorică, astăzi considerată principala sursă de căldură internă a planetei.

Ținând seamă de distribuția izotopilor radioactivi care este neuniformă (cel mai frecvent izotop fiind  $^{238}\text{U} - 6 \cdot 10^{-6}$  g U/g rocă, cel mai rar fiind radiul -  $1-2 \cdot 10^{-12}$  g Ra/g

rocă) și de variația conținutului de izotopi radioactivi în funcție de rocă (cele mai mari concentrații de izotopi radioactivi apar în rocile magmatice intrusive acide, cele mai mici în rocile efusive bazice) se pot evalua variațiile fluxurilor de energie termică, în diferite zone ale scoarței terestre și, în general, prezența unor surse importante de energie geotermică.

Fără a ne referi la posibilitatea identificării prin detectoare de radiații a unor concentrații de minereuri radioactive (metale sau săruri de potasiu), utilizabile în activitatea umană, este necesară precizarea uneia din cele mai importante consecințe a radioactivității naturale aplicate în geologie, aprecierea vârstei absolute a rocilor și a proceselor geologice.

Determinarea vârstei absolute (estimată în ani) se bazează pe constanța timpului de înjumătățire al fiecărui izotop radioactiv, timp care poate fi măsurat sau dedus prin calcul.

Primele determinări de vârstă absolută (radiogenă) s-au făcut prin măsurarea raporturilor dintre  $^{238}\text{U}$  și  $^{206}\text{Pb}$ . Se știe că în fiecare an, un gram de  $^{238}\text{U}$ , după dezintegrare  $9 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ He}$  și  $7,4 \cdot 10^{-9} \text{ g } ^{206}\text{Pb}$ . Dintre cei doi termeni finali, He putând fi ușor pierdut din sistem, se ia în considerare numai Pb, care în mod dominant este fixat în minerale insolubile și deci reținut în sistem. Măsurând cantitățile de U neafectat și cantitățile de Pb radiogen și raportându-le la timpul de înjumătățire al  $^{238}\text{U}$ , chiar dacă nu cunoaștem cantitatea inițială existentă în rocă, se poate aprecia timpul în ani scurs de la formarea mineralului până la realizarea analizei.

#### Raporturile $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$ în timp (44).

(Nu se înregistrează, ca produs final, Heliul, care însoțește  $^{206}\text{Pb}$ , dar care, în general, iese din sistem.)

Ani	$^{238}\text{U}$ (g)	$^{206}\text{Pb}$ (g)
0	1	0
$10^8$	0,985	0,013
$10^9$	0,865	0,120
$2 \cdot 10^9$	0,750	0,222
$3 \cdot 10^9$	0,650	0,300
$5 \cdot 10^9$	0,500	0,430

Este evident că, din cauza cantităților foarte reduse de substanță care pot fi analizate, datorită incertitudinii asupra conservării integrale a izotopilor analizați, fără pierderi și fără adaosuri, pot interveni erori de apreciere, uneori foarte mari. De aceea se recurge întotdeauna la un număr mare de analize, medierea rezultatelor fiind mai aproape de rezultatul real. De asemenea, se recurge în paralel la determinări pe baza unor izotopi diferiți, cu timpi de înjumătățire diferiți.

Pentru aprecierile de vârstă absolută se aleg izotopi radioactivi cu timpi de înjumătățire adecvați intervalului de timp care trebuie măsurat. Pentru intervale lungi de timp, apropiate de momentul formării planetei, se utilizează izotopi cu timp de înjumătățire îndelungat, pentru depozite formate mai recent – izotopi cu înjumătățire rapidă.

Cel mai frecvent, în determinările vârstelor absolute, în afara metodei  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ , se mai utilizează metoda  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ , metoda  $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ , metoda  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  (din proces rezultă și calciu radiogen, însă frecvența foarte mare a calciului în toate tipurile de roci face dificilă detectarea celui radiogen față de cel primar) și, mai recent, metoda  $^{14}\text{C}$ , cu un timp de înjumătățire mic (5568 – 5760 ani). Metoda  $^{14}\text{C}$  este aplicată în special în estimarea vârstelor radiogene ale rocilor organogene. În sfârșit, pentru depozitele extrem de noi, de câteva sute de ani, se apelează astăzi la metoda  $^3\text{H}$  care trece în He într-un timp de 12,5 ani. În hidrogeologie, pentru urmărirea circulației apelor subterane, se utilizează trăsori reprezentați prin izotopi radioactivi cu viață scurtă ca  $^{131}\text{I}$  (timp 8 zile),  $^{89}\text{Sr}$  (timp 55 zile) sau radioizotopi artificiali activați prin iradiere sau bombardare cu neutroni ( $^{33}\text{P}$ ,  $^{45}\text{Ca}$ ,  $^{82}\text{Ba}$ ).

Este necesară precizarea că prin analize de vârstă absolută se obține timpul scurs de la geneza mineralului analizat, nu neapărat de la formarea primară a rocii, rezultatul precizând momentul ultimului proces de mineralogeneză (metamorfism, epigeneză etc).

Chiar dacă rezultatele măsurătorilor de vârste radiogenice dau variații, uneori mari, la scara timpului geologic gradul de toleranță permis poate fi destul de mare, valorile putând fi considerate ca atare, fără implicații majore în interpretarea fenomenelor.

În afara celor deja prezentate, radioactivitatea naturală a componentelor scoarței terestre poate oferi și alte aplicații utilizabile direct în geologia fizică. Astfel, se practică radiografierea sedimentelor recente pentru determinarea structurii lor interne, structuri care nu pot fi observate direct datorită caracterului neconsolidat al depunerilor. Pentru aceasta, se utilizează emisii controlate de radiații  $\gamma$ , care proiectează pe film imagini reprezentând structura internă a sedimentelor până la adâncimi de 10-20 cm.

O altă aplicație importantă este oferită de ridicările geofizice radiometrice de suprafață sau în găurile de foraj, care prin interpretarea variațiilor de intensitate ale radiațiilor  $\gamma$  naturale, oferă date de separare a formațiunilor geologice. Se mai utilizează iradieri provocate de surse externe, care pot oferi, în funcție de reacția rocilor înregistrată pe diagrame, informații despre densitate. În prospectarea și analizarea hidrocarburilor și cărbunilor, se folosesc bombardamente cu neutroni al căror efect aduce precizări referitoare la cantitatea și calitatea componentelor investigate, în special a celor bogate în hidrogen (ape subterane, substanțe organice etc).

## MAGNETISMUL TERESTRU

Una dintre cele mai interesante proprietăți ale Pământului, cu atât mai mult cu cât nu este specifică tuturor corpurilor cosmice sau planetelor, este magnetismul.

Globul terestru se comportă ca un uriaș magnet natural, comparabil cu un dipol magnetic, care induce un câmp de forțe bine orientat în jurul Pământului între polii Nord și Sud magnetic.

După datele actuale, sursa fundamentală a câmpului magnetic terestru (geomagnetic) trebuie căutată în structura internă, fiind legată probabil de fenomene de convecție termică din exteriorul (lichid -?) al nucleului terestru la adâncimi de 3 – 5000 km. O altă sursă de magnetism poate fi reprezentată de mișcarea de rotație, probabil ușor diferențiată între părțile interne concentrice, care produc efecte comparabile cu cele ale unui electromagnet.

Câmpul magnetic generat trebuie să fie extrem de puternic, dacă se ține seamă de faptul că se manifestă chiar dacă este produs în condiții de temperatură care depășesc punctul Curie, la care, în condiții experimentale, proprietățile magnetice sunt anulate.

Pe fondul general al câmpului geomagnetic produs de cauze subcrustale se adaugă și alte surse, unele interne, altele externe planetei, acestea fiind legate în special de activitatea solară.

Surse de magnetism intern sunt generate și de existența unor concentrații de minerale cu susceptibilitate magnetică ridicată. Prin susceptibilitate magnetică se înțelege capacitatea unei substanțe de a dobândi proprietăți magnetice sub influența unui câmp magnetic exterior, în cazul nostru sub influența câmpului geomagnetic fundamental. Din punct de vedere al susceptibilității magnetice, substanțele, respectiv mineralele din alcătuirea Pământului pot fi diamagnetice, când susceptibilitatea magnetică este negativă, slăbind câmpul magnetic inductor; paramagnetice, relativ neutre, la care susceptibilitatea pe anumiți vectori tinde să se orienteze în sensul liniilor de forță ale câmpului inductor, pe alte direcții rămânând statice, și feromagnetice, cu susceptibilitate magnetică avansată, în care momentele magnetice ale particulelor se orientează în sensul liniilor de forță ale câmpului inductor, generând o magnetizare spontană care se cumulează cu magnetismul inductor.

Comportarea magnetică a mineralelor este puternic influențată de temperatură. Prin încălzire se ajunge la pierderea orientării, substanțele feromagnetice devenind (câtă vreme se aplică temperatura) paramagnetice. Prin răcire, mineralele își redobândesc proprietățile magnetice inițiale, orientându-se din nou în sensul liniilor de forță geomagnetice.

Câmpul magnetic terestru nu este constant, el variind, în special din cauze externe, legate de ciclicitatea activității solare și de acțiunea vântului solar (mai ales în zonele exterioare ale atmosferei). Vântul solar comprimă spațiul de manifestare al magnetosferei asupra zonei luminate a Pământului, în timp ce în spatele zonei întunecate, magnetosfera se alungește foarte mult (vezi figura 5).

Învelișul de linii de forță magnetice determină captarea de radiații solare și cosmice corpusculare, mai intens în zonele polilor magnetici, ducând la individualizarea centurilor de radiații „Van Allen” (aflate la 1,5 și 3,5 raze terestre de suprafață).

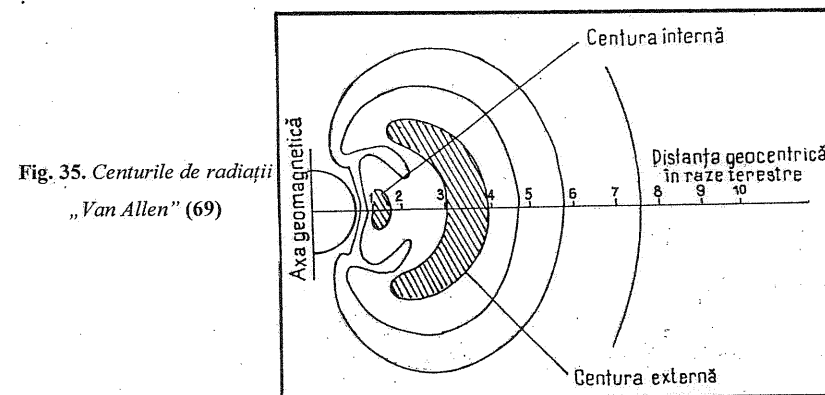


Fig. 35. Centurile de radiații „Van Allen” (69)

Urmărind desfășurarea liniilor de forță magnetice în jurul Pământului, se constată că polaritatea magnetică nu coincide cu polaritatea de rotație (cu polii geografici) și că, în timp, polii magnetici suferă un proces continuu de migrație.

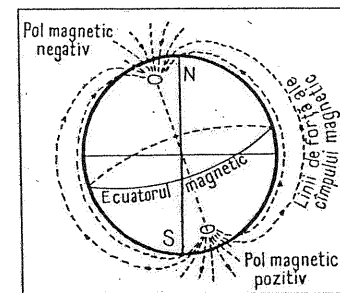


Fig. 36. Câmpul magnetic terestru (116)

Date relativ recente localizează polul magnetic N la 73° latitudine N și 100° longitudine W, iar polul magnetic S la 69° latitudine S și 145° longitudine E. Din această situație, se constată că axa polilor magnetici nu numai că nu coincide cu axa de rotație, dar nici



măcar nu trece prin centrul Pământului, fapt explicat prin repartitia neuniformă a zonelor oceanice și a celor continentale în cele două emisfere.

Analizarea orientării magnetice a unor minerale formate în diferite perioade din istoria Pământului a demonstrat că însuși polaritatea câmpului geomagnetic se modifică prin inversări periodice de sens. Cauzalitatea deplasării polilor și a inversărilor de polaritate nu este încă elucidată, fiind probabil legată de modificări în evoluția geosferelor interne în raport cu viteza mișcării planetei, aceleași cauze fiind responsabile și de modificarea continuă a intensității câmpului magnetic, de la moment la moment.

Câmpul magnetic, în fiecare punct de pe glob, este caracterizat prin trei elemente: intensitatea, declinația și înclinația, toate variabile în timp și în spațiu.

INTENSITATEA CÂMPULUI MAGNETIC este forța magnetică ce acționează asupra unității de masă. Se măsoară în OERSTEDT (Oe), 1 Oe fiind egal cu câmpul magnetic care imprimă într-o secundă o accelerație de 1 mm, unei mase de 1 mg.

Câmpul magnetic terestru, fiind un câmp slab, valoarea intensității lui se apreciază în GAMMA (1 gamma =  $10^{-5}$ Oe). Valoarea intensității câmpului magnetic terestru variază de la circa 25000 gamma – în regiunea ecuatorului magnetic, până la 70000 gamma în zona polilor magnetici.

La nivel planetar, se apreciază o valoare medie de 34600 gamma, considerată ca valoare normală (mediată timp de un an). De la această valoare normală se constată derogări, reprezentând anomalii magnetice pozitive sau negative.

Anomalii pozitive se produc, în general, datorită concentrării la scară locală a unor roci bogate în minerale cu susceptibilitate magnetică ridicată. Sunt cunoscute anomalii magnetice pozitive, de rang continental, determinate de marile platouri de bazalte din Podișul Dekkan (India), sau anomalii regionale sau locale produse de existența unor zăcămintele de fier de tipul Kursk (anomalie regională extinsă pe o lungime de 100 km, cu un plus de 200000 gamma) sau Palazu Mare, Teliuc, Ghelar (anomalii locale).

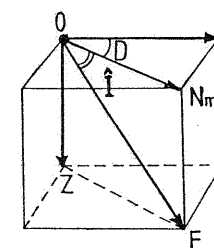
Anomaliile negative sunt mai dificil de distins, ele demonstrând un deficit de intensitate magnetică de numai câteva zeci de gamma, determinate de concentrații importante de substanțe diamagnetice.

Intensitatea câmpului magnetic în fiecare punct poate fi cartografiată prin desenarea hărților cu IZODINAME = linii de egală intensitate magnetică. Observarea hărților cu izodiname pune în evidență anomalii magnetice, prin îndesirea liniilor izodiname în cazul anomaliilor pozitive, respectiv prin rădarea lor în cazul anomaliilor negative.

Semnificația geologică sau geo-economică a distribuției câmpului magnetic este destul de greu de dedus, datorită caracterului permanent bipolar al anomaliilor, maximele fiind întotdeauna asociate cu minimele. De asemenea, anomaliile magnetice nu se suprapun pe apexul corpului perturbator și nu vor avea o formă conformă cu cea a acestuia, datorită intervenției, pe de o parte, a unor factori estompatori, constând din totalitatea rocilor care înconjoară corpul perturbator, pe de altă parte, datorită celorlalte elemente ale câmpului magnetic, respectiv declinația și înclinația.

Fig. 37. Elementele câmpului geomagnetic

- OF = Vectorul intensității
- ON<sub>m</sub> = Componenta orizontală
- OZ = Componenta verticală
- N = Nordul geografic
- N<sub>m</sub> = Nordul magnetic
- D = Declinația magnetică
- î = Înclinația magnetică



DECLINAȚIA MAGNETICĂ se definește, într-un punct de la suprafața Pământului, ca unghiul măsurat în plan orizontal între direcția Nordului geografic și cea a Nordului magnetic. Datorită lipsei de corespondență dintre polii geografici și cei magnetici, valoarea declinației variază de la un punct la altul. De asemenea, declinația este influențată și de existența anomaliilor magnetice (cu caracter regional). Pentru utilizarea informațiilor legate de declinație, se întocmesc hărți cu IZOGONE = linii de declinație medie egală, realizate la scară continentală. Se consideră declinații **pozitive** cazurile în care meridianul magnetic este plasat la est de cel geografic (se mai utilizează și termenul de declinație **estică**), și declinații **negative (vestice)**, când meridianul magnetic este la vest de cel geografic.

Declinația se utilizează pentru efectuarea corecțiilor necesare în urma măsurătorilor cu busola, față de meridianul geografic. Datorită faptului că polii magnetici nu au poziție fixă, însuși valoarea declinației prezintă fluctuații în timp, fiind necesară actualizarea periodică a tabelelor de declinație. Variațiile sunt zilnice, probabil ca efect al expunerii diferite la radiațiile solare (cu valori extrem de mici, fără importanță practică); anuale, determinate de mișcarea foarte complicată, spirală, a polilor magnetici (nici aceste variații neavând o importanță majoră) și variații seculare, care pot fi urmărite prin deplasarea în timp a liniei AGONICE (linia izogonă de valoare 0).

Se poate exemplifica evoluția în timp a acestei linii în câteva momente, în Europa. Astfel, în 1917, izogona 0° trecea între Golful Odessa și vârful Golfului Botnic. În 1934



aceeași izogonă trecea prin București, pentru ca azi ea să treacă prin Serbia și Ungaria. Chiar dacă astăzi, pe teritoriul românesc nu mai există declinație nulă, ea este extrem de mică ( $1^\circ$  la Timișoara,  $2^\circ$  la Iași), nefiind necesară efectuarea corecțiilor de măsurătoare. În alte regiuni, în care declinația este mare (Ural, Alaska, Canada), corecțiile sunt obligatorii.

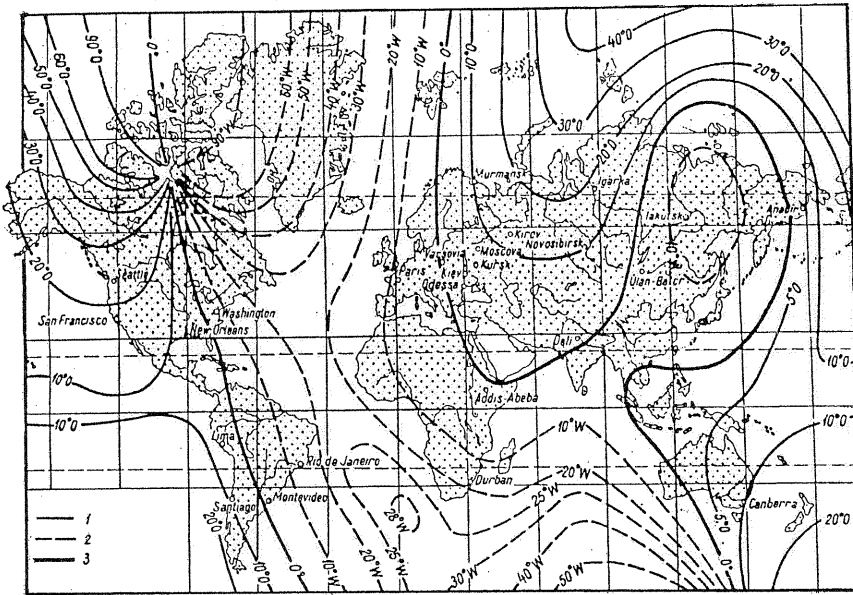


Fig. 38. Schiță de distribuție a izogonelor la nivelul globului terestru, pentru 1965 (116)

1. Declinații estice; 2. Declinații vestice; 3. Linii agone

**ÎNCLINAȚIA MAGNETICĂ** este unghiul măsurat, în plan vertical, între orizontală și vectorul câmpului magnetic (mai concret între planul orizontal al locului și acul magnetic suspendat liber, care se dispune conform liniilor de forță ale dipolului magnetic terestru).

Înclinația magnetică este nulă la ecuatorul magnetic, fiind din ce în ce mai mare spre poli magnetici, unde, teoretic trebuie să atingă  $90^\circ$ . Pentru anularea efectului înclinației, în măsurătorile azimutale (orizontale), acul busolei este echilibrat prin aplicarea unei contragreutăți pe jumătatea dinspre ecuator.

La nivelul României, înclinația magnetică atinge  $60^\circ$ . La scară locală, înclinația are oscilații mici, legate de anomalii pozitive de intensitate magnetică.

Variațiile în timp ale înclinației sunt corelate cu cele ale declinației, respectiv cu migrarea polilor magnetici. Se apreciază că cele două elemente unghiulare variază cu o ciclicitate de 480 de ani, timp în care se pare că se realizează o deplasare completă a polilor

magnetici în jurul celor geografici. Această ciclicitate nu se asociază cu nici unul dintre ciclurile multisekulare solare, dar poate corespunde procesului de convecție al nucleului extern lichid al Pământului, care presupunând o viteză de deplasare de 13 km/an, ar executa un ciclu complet în 480 ani.

Proprietățile magnetice au o influență, uneori importantă, asupra fenomenelor geologice și biologice. S-a demonstrat apariția unor deformări mecanice ale rețelelor cristaline sub influența câmpului magnetic, ca și orientarea unor cristale în formare, în lungul liniilor de forță ale câmpului geomagnetic. De altfel, pe existența acestor proprietăți se bazează magnetostratigrafia. Aceasta pornește de la magnetismul remanent al unor minerale, care odată formate și fixate vor păstra orientarea câmpului de forțe din momentul genezei. De aici, prin studierea paleomagnetismului, au putut fi stabilite deplasările polilor magnetici, variația intensității câmpului geomagnetic și chiar inversarea periodică de polaritate a acestuia.

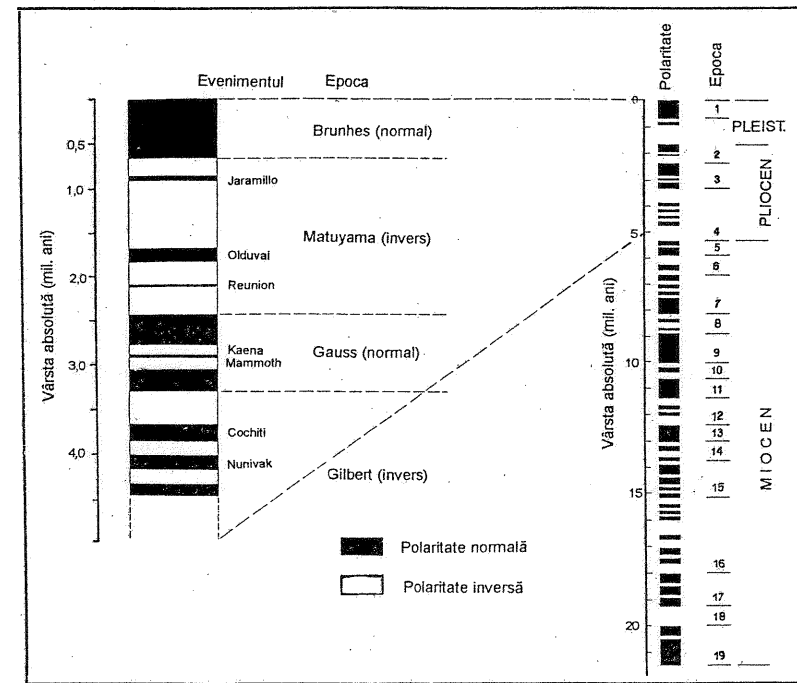


Fig. 39. Alternanțe de polaritate magnetică în ultimii 20 milioane de ani (75)

Studiul orientării paleomagnetice a putut demonstra deplasarea plăcilor litosferice. Magnetostratigrafia urmărește schimbările sincrone de polaritate, la nivel planetar, stabilind o serie de repere stratigrafice importante.

Nu este de neglijat influența câmpului magnetic asupra organismelor, atât vegetale cât și animale, azi fiind certă acțiunea biostimulatorilor a acestuia. Variațiile de câmp magnetic, ca și momentele de întrerupere temporară a acestuia, în procesul de schimbare de polaritate, se pare că are o influență determinantă în extincția unor forme de viață, ca și în stimularea proceselor de evoluție.

Nu putem încheia prezentarea magnetismului terestru fără menționarea unor variații importante de câmp magnetic, de scurtă durată (la nivel de ore sau zile), fără legătură aparentă cu oscilațiile obișnuite. Aceste perturbații temporare se numesc FURTUNI MAGNETICE și sunt puse în legătură fie cu oscilații ale curenților telurici, fie cu existența unor puseuri de radiație solară, cu urmări asupra gradului de ionizare în straturile superioare ale atmosferei. S-a mai remarcat că o serie de perturbații magnetice se produc concomitent cu mișcărilor seismice, cu erupții vulcanice de amploare sau cu uragane foarte puternice.

### PROPRIETĂȚILE ELECTRICE ALE PĂMÂNTULUI

La suprafața și în interiorul scoarței terestre se manifestă prezența unui câmp electric natural, denumit CÂMPUL CURENȚILOR TELURICI, cu diferențe de potențial de ordinul zecilor de mV. Studiile geofizice de electrometrie, bazate pe analiza câmpului complex electromagnetic, indică pentru curenții telurici trei tipuri de surse. Un prim tip, situat la mare adâncime, pare a fi comun cu sursele magnetismului terestru, fiind date de procese magneto-hidro-dinamice generate de curenți de convecție, în masa nucleului lichid. Surse suplimentare pot fi oferite de deplasarea cu viteze diferite a geosferelor profunde ale Pământului în câmpul magnetic terestru. Înșuși contactul dintre baza solidă a mantalei și periferia lichidă a nucleului poate determina apariția unei diferențe de potențial. Un al doilea tip de sursă este legat de crusta superficială a Pământului, fiind determinat de diferențe de potențial produse de circulația apei prin porii rocilor, prin electro-filtrație și electro-osmoză. Tot aici, se conturează ca sursă electrică procesele de oxido-reducere, cu efecte electrochimice, dar și stressul produs de mișcărilor tectonice asupra unor minerale cu proprietăți piezoelectrice. Surse de electricitate reprezintă și diferențele de concentrație și de compoziție chimică a apelor marine, curenții marini și chiar mișcărilor produse de maree și de valuri, ducând la apariția unor diferențe de potențial.

Cel de-al treilea tip de surse de electricitate este realizat în atmosfera înaltă (ionosferă). Aceste surse, considerate de origine externă înregistrează variații importante diurne, lunare, anuale și undecenale (corespunzând ciclului de 11 ani de activitate solară).

Variațiile pot fi amplificate de furtunile magnetice, dar și de fenomene meteorologice provocate de deplasarea maselor de aer.

Acțiunea curenților telurici este influențată în foarte largă măsură de proprietățile dielectrice diferite ale rocilor, mai precis de rezistivitatea acestora, măsurată în ohm-metri. Este necesară precizarea că rezistivitatea rocilor este modificată de conținutul în săruri (calitativ și cantitativ) al fluidelor interstițiale din roci.

Foarte puține minerale (pirita, metalele native, minereurile de fier) au conductibilitate electrică reală în stare uscată, majoritatea comportându-se ca dielectrice sau izolatori. Proprietățile electrice sunt însă drastic modificate de prezența fluidelor electrolitice în pori sau fisuri. Pe acest criteriu s-a dezvoltat electrometria, ramură a geofizicii care, prin măsurarea variației polarizației spontane a rocilor străbătute în foraje (concretizată prin diagrame electrice) permite stabilirea porozității și a conținutului de fluide existente.

În afara analizei polarizației spontane, electrometria face studii de rezistivitate și pe baza aplicării unor curenți electrici artificiali, de tip continuu sau alternativ, cu frecvențe diferite. Pe baza răspunsului obținut, se apreciază caracteristicile litologice, structurile și conținutul de fluide interstițiale.

### ÎNVELIȘURILE EXTERNE ALE PĂMÂNTULUI

Structura concentrică realizată în interiorul Pământului este, în mare măsură, respectată și la exteriorul acestuia unde litosfera este înconjurată de atmosferă, de hidrosferă și de biosferă. Dacă se face referire la starea fizică a materiei, litosfera reprezintă învelișul solid, coincidând cu pătura externă a planetei (scoarța, crusta, litosfera – în funcție de modelul luat în considerare).

Hidrosfera reprezintă învelișul lichid, însumând soluțiile apoase care alcătuiesc oceanul planetar și apele continentale, dar și apa în stare solidă ce poate fi activă și în domeniul oceanic și în cel continental.

Atmosfera, care îmbracă în totalitate litosfera și hidrosfera, este învelișul gazos.

Biosfera, învelișul biologic, viu, are distribuție discontinuă și, în mare măsură, se întrepătrunde cu litosfera, hidrosfera și atmosfera.

De altfel, între geosferele externe nu pot fi trasate limite nete. Ele se întrepătrund și se intercondiționează permanent, fiind numeroase situațiile în care părți ale unui înveliș trec în altul, cu schimbare de stare sau chiar cu păstrarea stării fizice proprii.

## ATMOSFERA

Numele geosferei derivă din limba greacă, din  $\alpha\tau\mu\omicron\varsigma$  [*atmos*] = abur, gaz și  $\sigma\phi\alpha\iota\rho\alpha$  [*sphaira*] = sferă. Ea reprezintă învelișul gazos al planetei, care înconjoară Pământul la exterior, de la contactul cu suprafața litosferei și hidrosferei până la mari înălțimi în spațiul cosmic, practic trecând gradat, printr-o scădere continuă de densitate, la spațiul interplanetar. Din acest motiv, este imposibilă determinarea exactă a grosimii atmosferei. Prin studierea reflecției razelor solare, a fenomenelor meteorologice și a momentului de aprindere a meteoriților, se apreciază că Atmosfera se întinde până la cel puțin 180-200 km, dar fenomene de tipul aurorelor polare, care nu ar fi posibile în lipsa aerului, indică înălțimi mult mai mari (450-1000 km), chiar dacă la asemenea înălțimi, starea de extremă rarefiere face prezența aerului virtuală.

Pe baza repartiției elementelor componente, a temperaturii, a presiunii și a caracteristicilor fizice, atmosfera a fost ea însăși divizată în zone concentrice, de la contactul cu litosfera și hidrosfera – către spațiul cosmic.

### DIVIZAREA ATMOSFEREI

O primă divizare se realizează pe baza compoziției, în două părți majore, HOMOSFERA (de la gr.  $\omicron\mu\omicron\iota\alpha$  [*omoia*] = la fel), de la sol până la circa 80 km, cu o compoziție relativ omogenă, iar la exterior HETEROSFERA (de la gr.  $\epsilon\tau\epsilon\rho\omicron\varsigma$  [*heteros*] = altfel, diferit), în care datorită proceselor de disociere sub acțiunea radiațiilor solare compoziția variază de la nivel la nivel.

O a doua divizare, suprapusă peste prima, se bazează pe variația parametrilor fizici ai fiecărei subdiviziuni, în primul rând pe variația de temperatură, de dinamică și pe nivelul de excitare energetică. Astfel, de la contactul cu litosfera și hidrosfera spre exterior, în homosferă se diferențiază troposfera, stratosfera și mezosfera.

**TROPOSFERA** este pătura inferioară a atmosferei, întrepătrunzându-se într-o oarecare măsură cu litosfera (prin umplerea spațiilor libere ale rocilor, deasupra nivelului hidrostatic) și cu hidrosfera (în care se găsesc volume de gaze dizolvate). Numele derivă din grecescul  $\tau\rho\omicron\pi\eta$  [*tropi*] = schimbare, această pătură a atmosferei fiind extrem de agitată. Troposfera poartă în suspensie pulberi solide, picături lichide ca și cristale de gheață.

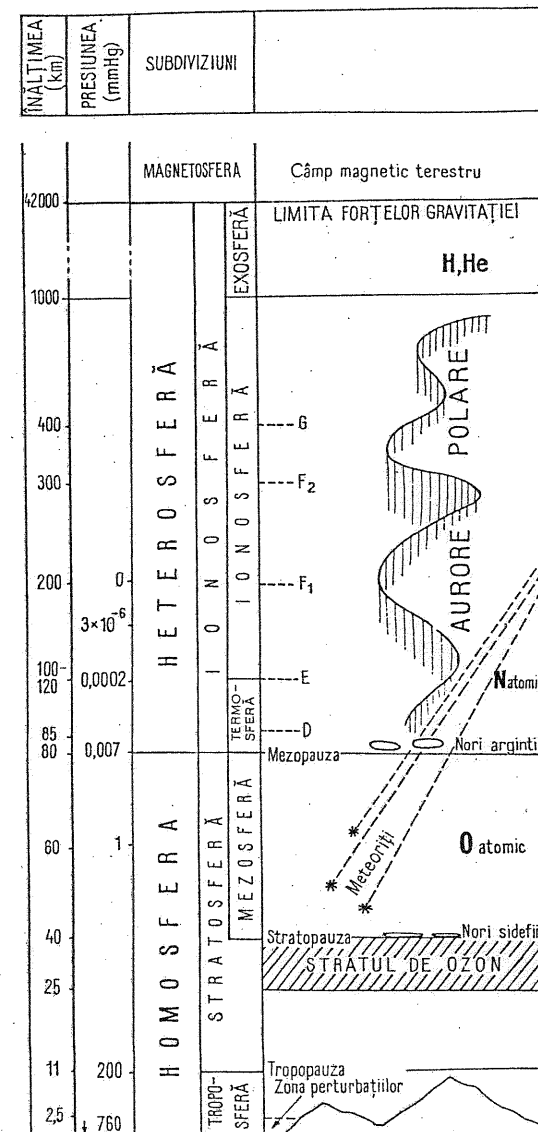


Fig. 40. Alcătuirea Atmosferei. (114 – simplificat)

În medie, troposfera se întinde până la înălțimi de 11 km, mai puțin (circa 8 km) în zonele polare, mai mult (circa 18 km) în zonele ecuatoriale, datorită reacției mai accentuate a maselor de aer la forțele centrifuge produse de mișcarea de rotație.

Troposfera cuprinde 75% din masa totală a atmosferei, având o compoziție, în linii generale, conformă cu compoziția aerului de la contactul cu Pământul.

În partea inferioară a troposferei, până la circa 3500 m, se desfășoară cea mai mare parte a mișcărilor maselor de aer, atât pe verticală cât și pe orizontală, motiv pentru care această porțiune a fost numită ZONA PERTURBAȚILOR. Aici se produc mari oscilații barometrice, generându-se principalele fenomene meteorologice. Aerul din Zona perturbațiilor cuprinde importante cantități de vapori de apă, cvasitotalitatea suspensiilor solide și lichide și totalitatea impurităților provenite de pe Pământ.

De la 3500 m în sus, se remarcă o a doua zonă, caracterizată aproape exclusiv prin deplasări verticale ale maselor de aer. Impuritățile (suspensiile solide) lipsesc total, iar vaporii de apă sunt în cantități nesemnificative.

În troposferă, datorită încălzirii indirecte a aerului prin radiația Pământului, temperatura scade constant cu  $1^{\circ}$  la 200 m, astfel că la limita superioară se ajunge la temperaturi de  $-55^{\circ}$  C; de asemenea se constată o scădere semnificativă a presiunii.

Troposfera este sediul marilor condensări de vapori, a vânturilor și a majorității fenomenelor meteorologice.

Troposfera este transparentă pentru radiațiile solare, dar practic opacă pentru radiațiile calorice ale Pământului, alcătuind un ecran de protecție împotriva răcirii rapide a planetei. Acesta este și motivul încălzirii indirecte a atmosferei, de la pământ și nu direct, din cauza radiațiilor solare.

La partea superioară, printr-o zonă limită numită TROPOPAUZĂ se trece la un al doilea strat al atmosferei – stratosfera.

**STRATOSFERA** extinsă în sens larg până la limita superioară a Homosferei la circa 80 km, însă pe baza parametrilor fizici se restrânge până la 40 km.

Stratosfera este compusă dintr-un amestec mai bogat în gaze ușoare și oxigen în raport cu troposfera. În stratosferă se înregistrează mișcări rapide ale maselor de aer, dar exclusiv pe orizontală, ceea ce duce la o stratificare densimetrică, care generează și numele. În același timp, mișcările orizontale împiedică sau îngreunează deplasarea pe verticală a pulberilor pătrunse în stratosferă (cenușe vulcanice, pulberi cosmice), acestea putând rămâne în suspensie timp extrem de îndelungat. Umiditatea în stratosferă este practic nulă.

În jurul înălțimii de 25-35 km, în stratosferă se separă un strat bogat în ozon ( $O_3$ ) care reprezintă un foarte important protector împotriva radiațiilor ultraviolete.

Temperaturile în stratosferă evoluează de la  $-55^{\circ}$  în tropopauză, până la  $70-80^{\circ}$  C, realizate probabil datorită unor reacții ionice al căror mecanism nu este încă elucidat.

Stratosfera se limitează la partea superioară printr-un strat intermediar numit STRATOPAUZĂ.

**MEZOSFERA** constituie partea superioară a Homosferei, extinsă până la circa 80 km. Densitatea amestecului de gaze este extrem de redusă, iar temperaturile se reduc constant de la stratopauză, putându-se ajunge la  $-80^{\circ}$  C -  $-85^{\circ}$  C la nivelul stratului limită numit MEZOPAUZĂ.

**HETEROSFERA**, în cea mai mare parte echivalentă cu Ionosfera în sens clasic, reprezintă o pătură extrem de rarefiată, practic lipsită de presiune, în care dispersia particulelor de gaz permite o stratificare compozițională.

În bază se separă un prim nivel numit TERMOSFERĂ, extins până la circa 110 km. Sub influența radiațiilor solare, temperatura crește până la  $4000^{\circ}$  C, însă valorile de temperatură sunt virtuale, reprezentând viteza de deplasare a particulelor corespunzătoare, fără consecințe directe, rarefierea extremă nepermițând ciocnirea particulelor.

Deși formată majoritar din azot molecular ( $N_2$ ), Termosfera prezintă un anumit grad de ionizare, individualizat ca stratul ionizat D, responsabil printre altele de reflectarea undelor radio.

**IONOSFERA** propriu-zisă se instalează de la înălțimea de 110 km de la care gazele se prezintă exclusiv în stare atomică. Gazele sunt în întregime ionizate, prezentând o conductibilitate electrică avansată. Gradul de ionizare este diferit la diverse înălțimi, fapt care a permis separarea mai multor pături ionizate, denumite E, F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub>, G, cu capacitate deosebită de reflectare a radiațiilor și undelor electromagnetice de natură cosmică, dar și a celor emise de pe pământ (unde radio).

În ionosferă, practic fără o limită externă netă, se constată variații mari de temperatură, între  $-270^{\circ}$  și circa  $4000^{\circ}$  C, induse de incidența razelor solare care modifică gradul de ionizare în funcție de insolație și de alternanța zi/noaptea.

Partea externă a Heterosferei reprezintă **EXOSFERA** extinsă până la circa 42000 km, în care presiunea este practic nulă și la partea superioară a căreia gravitația terestră nu mai acționează. În interiorul Exosferei se individualizează centurile van Allen, care reprezintă concentrații de particule încărcate electric, protoni și electroni, situate la 3600 km cea internă (din protoni) și la 13000-18000 km cea de a doua (din electroni).

Intensitatea radiațiilor înregistrate în aceste centuri, ca și dimensiunile lor sunt dependente de activitatea solară și de presiunea indusă de vântul solar.

Peste această înălțime se separă **MAGNETOSFERA** constând numai din prezența liniilor de forță ale câmpului magnetic terestru până la distanțe ce ating 130000 km. Fără să fie o pătură reală a atmosferei, magnetosfera are și o formă variabilă, turtită înspre soare, alungită în partea opusă, datorită presiunii magnetice a particulelor de vânt solar.

## COMPOZIȚIA ȘI PROPRIETĂȚILE ATMOSFEREI

Analizele de aer recoltate de la înălțimi diferite ale atmosferei, prin diferite tehnici, inclusiv prin sondaje spațiale, ca și analizele spectrale au stabilit că atmosfera este un amestec de gaze și vapori de apă, cu diferite impurități anorganice, organice și chiar cu organisme vii.

Compușii gazoși permanenți alcătuiesc aerul. Trebuie evitată confuzia care se crează între aer și atmosferă în ansamblu.

Aerul, în general, este un amestec de gaze format din 78,08 %  $N_2$ , 20,95 %  $O_2$ , 0,93% Ar, 0,1 % H, 0,03 %  $CO_2$  la care se adaugă Ne (0,0018 %), Kr (0,0001 %), urme de He și alte gaze inerte. Amestecul de gaze nu este omogen, ci este într-o oarecare măsură stratificat densimetric. Dacă la nivelul troposferei variațiile sunt mici, compoziția fiind relativ omogenă, în stratosferă și mezosferă separarea după greutate este mai pregnantă. În Heterosferă se remarcă modificarea compoziției procentuale generale prin îmbogățirea în gaze ușoare. Presiunea foarte redusă face ca de la înălțimi de 60 km – pentru  $O_2$  – și 100 km – pentru  $N_2$  – gazele să treacă de la starea moleculară la cea atomică, în termosferă și ionosferă predominând H și gazele rare, în mare măsură ionizate. Exosfera conține nuclee de H și He în stare extrem de difuză.

Stratul de ozon ( $O_3$ ), concentrat în partea superioară a stratosferei, reprezintă o structurare moleculară specială a oxigenului, datorată radiațiilor ultraviolete. Acestea modifică echilibrul energetic al moleculei, care se complică de la structura  $O_2$  la cea  $O_3$ , în același timp absorbind, ca un filtru, radiațiile respective. Absența sau diminuarea stratului de ozon facilitează penetrarea razelor ultraviolete spre suprafața Pământului, cu implicații importante asupra proceselor, în special biologice, care au loc aici.

În afara gazelor constitutive, atmosfera, mai ales troposfera, conține cantități importante de vapori de apă și suspensii solide, reprezentate prin cristale de gheață, pulberi și chiar microorganisme.

Vaporii de apă proveniți din evaporare constituie umiditatea atmosferică, constând în cantitatea de vapori de apă exprimată în grame/ $m^3$  de aer.

Umiditatea se poate exprima în două moduri:

- umiditatea absolută (de saturație), reprezentând cantitatea maximă de vapori ce poate fi absorbită de aer la o anumită temperatură;

- umiditatea relativă, reprezentând procentul real de vapori de apă conținut față de umiditatea absolută în aceleași condiții de temperatură.

Temperatura atmosferei, așa cum s-a văzut deja, variază în limite foarte largi, de la baza spre păturile superioare. În principiu, atmosfera își primește energia calorică de la Soare, dar nu direct, ci prin intermediul scoarței terestre. Prin penetrație directă și prin radiația difuză a aerului, căldura solară este absorbită de sol ziua, iar noaptea căldura este cedată atmosferei prin radiație directă, prin conductivitate și prin transfer caloric lent (legat de ciclul evaporare/condensare a apei). Încălzirea prin iradiere de la suprafața terestră este sesizabilă, în general, la nivelul troposferei și la baza stratosferei. În stratosferă, în mezosferă și, mai ales în heterosferă, nu poate fi vorba de o temperatură detectabilă, ci numai de viteza de deplasare a particulelor, corespunzătoare unor anumite valori de temperatură, aceasta datorită extremei rarefieri care împiedică ciocnirea particulelor.

În troposferă, la suprafața Pământului, temperaturile variază în funcție de latitudinea punctului considerat, deci de zonalitatea climatică și de deplasarea maselor de aer. Influențele acestor factori funcționează până la limita zonei perturbațiilor (3500 m), după care scade constant cu  $1^\circ$  la 200 m, până la limita superioară (la nivelul tropopauzei se înregistrează aproximativ  $-55^\circ C$ ).

O caracteristică importantă a atmosferei este presiunea atmosferică. Deși atmosfera reprezintă numai 0,00001 % din masa totală a Pământului, ea apasă pe fiecare  $cm^2$  (la nivelul mării la latitudinea de  $45^\circ$ ) cu 1033,33 g, corespunzând greutateii unei coloane de mercur de 760 mm înălțime, la o aceeași secțiune (reprezentând valoarea de 1 Atm.).

Evident presiunea atmosferică nu este constantă, ci variază în funcție de o serie de factori ca grosimea totală a atmosferei, ea însăși variind de la ecuator la poli, de altitudine, remarcându-se faptul că, la 5000 m înălțime, presiunea se reduce la jumătate, la 10000 m – la o treime, iar de la 40 km devine practic nulă. Un alt factor modificator îl constituie temperatura, pentru că aerul cald este mai ușor decât cel rece, deci va determina presiuni mai scăzute decât acesta.

Variațiile de presiune atmosferică sunt, în cea mai mare măsură, responsabile de deplasarea maselor de aer, deci de apariția vânturilor. Vânturile tind să realizeze echilibrarea

de presiune și temperatură a maselor de aer, circulând din zonele de presiune ridicată, numite anticlonice, spre cele de presiune scăzută, numite ciclonice, ca și din zonele calde spre cele reci. După modul de variație, regulată sau întâmplătoare, a presiunilor și temperaturilor se formează vânturi regulate, constante, vânturi periodice și vânturi neregulate. La mișcările aerului prin vânt, în special în cazul vânturilor regulate de tipul alizeelor, contribuie și factorii inerțiali ai maselor de aer, în raport cu mișcarea de rotație a Pământului, conform forțelor Coriolis. Pentru studiul deplasării maselor de aer se realizează hărți speciale pe care sunt trasate izobare (linii de egală valoare a presiunii atmosferice), care permit prognozarea direcției și intensității vântului.

Deplasarea maselor de aer prin vânturi, uneori violente, reprezintă un important agent modificator al scoarței terestre, printr-un cumul de acțiuni mecanice, constând în eroziune și transport eolian și prin depuneri specifice în momentul încetării sau reducerii acțiunii vântului.

În afara acțiunii mecanice exercitate de vânt, atmosfera acționează geodinamic și prin procese fizice și chimice directe, legate atât de compoziția ei chimică cât și de umiditate și de oscilațiile de temperatură, care pot produce modificări ale stabilității mineralelor cu care atmosfera vine în contact.

## HIDROSFERA

Cel de-al doilea înveliș extern al Pământului, Hidrosfera, este format din întreaga cantitate de apă de pe planetă. De altfel, însuși numele derivă din grecescul  $\text{ἵδρωσ}$  [*hydros*] = apă și  $\text{σφαῖρα}$  [*sphaira*] = sferă.

Hidrosfera este un înveliș discontinuu, stâns legat și influențat de atmosferă și litosferă. Ea cuprinde apa lichidă, acumulată gravitațional în depresiunile litosferei, dar umplând și golurile și porii rocilor. Hidrosfera cuprinde și apa sub formă de vapori înglobată în atmosferă, ca și apa solidă aflată sub formă de gheață sau zăpadă.

Volumul total de apă cuprins în hidrosferă este apreciat la circa 1,5 miliarde  $\text{km}^3$  (mai exact, după datele Programului Hidrologic Internațional, inițiat în 1975, la  $1454 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ ). Dacă acest volum de apă ar fi răspândit uniform la suprafața geoidului, ar rezulta un strat de apă cu o grosime de 2680 m. Hidrosfera este însă foarte neuniform repartizată.  $1350 \cdot 10^6 \text{ km}^3$  de apă sunt acumulați în bazine marine și oceanice;  $50 \cdot 10^6 \text{ km}^3$  este cuprinsă în atmosferă;  $30 \cdot 10^6 \text{ km}^3$  este fixată sub formă solidă în ghețari;  $2,5 \cdot 10^6 \text{ km}^3$  formează lacurile, iar abia

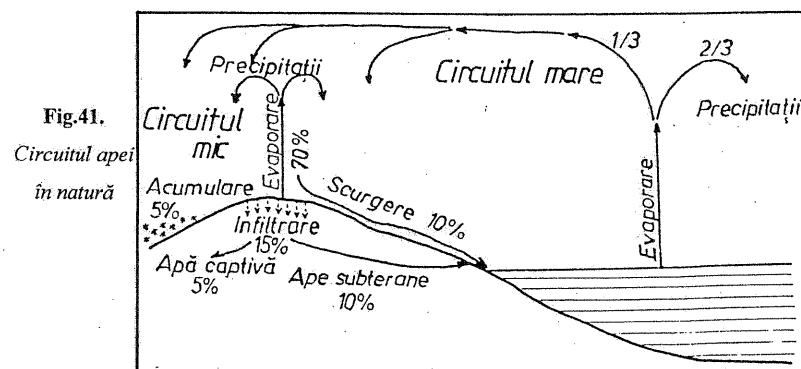
$0,100 \cdot 10^6 \text{ km}^3$  reprezintă apele curgătoare. Restul reprezintă apele subterane și apa fixată în structura mineralelor.

Sursa inițială a întregii cantități de apă o reprezintă reacțiile dintre oxigenul și hidrogenul existente în faza protoplanetară a Pământului. După scăderea temperaturii sub valoarea de  $365^\circ \text{C}$ , care reprezintă punctul critic al apei, a fost posibilă apariția vaporilor de apă. După reducerea temperaturii exterioare a planetei sub  $100^\circ \text{C}$ , cea mai mare parte a vaporilor de apă au condensat, acumulându-se în zonele depresionare, sau pătrunzând în fisurile și porii litosferei. Procesul de formare a apei are loc și în momentul de față, prin reacții chimice primare, de origine endogenă. Aceste reacții se produc în evoluția topiturilor magmatice prin degazeificare și duc la formarea APEI JUVENILE, apă introdusă pentru prima dată în sistemul hidrosferei.

Cea mai mare parte a apei este de natură secundară, provenită prin reciclarea unor ape deja existente, prin cicluri evaporare/condensare, evaporare/cristalizare (sublimare) sau cristalizare/topire. Totalitatea apelor (cu excepția celor juvenile) alcătuiește APA METEORICĂ.

Așa cum deja s-a menționat, hidrosfera este extrem de neuniform răspândită, între apele existente în diferite zone realizându-se, prin procese fizice, deplasări și transformări permanente care alcătuiesc, în ansamblu, circuitul apei în natură, descoperit în secolul al XVI-lea de Bernard Palissy.

Circuitul constă dintr-o succesiune de evaporări și condensări, urmate de deplasarea dinspre bazinele oceanice spre continent și invers, sub toate cele trei forme de agregare.



Luând drept bază apa în stare lichidă, care domină cantitativ hidrosfera, se constată că bazinele oceanice și marine ocupă 71 % din suprafața Pământului, uscatul ocupând numai

29%, care cuprind și totalitatea apelor continentale. Din această repartitie rezultă cu certitudine că principala sursă de vapori de apă, însumând 84 % din total, o constituie oceanele și mările, reprezentând nivelul de bază al circuitului apei în natură.

Din totalitatea evaporației din oceane, două treimi revine în ocean prin precipitare directă, o treime fiind deplasată de vânturi asupra uscatului, unde de asemenea precipită. În majoritate, această ultimă parte se scurge prin rețeaua hidrografică de suprafață sau subterană în bazinele oceanice. Prin aceasta, se încheie un ciclu numit circuitul mare al apei (circuitul oceanic).

Din totalul de apă precipitată în domeniul continental, 70 % se evaporă din nou în atmosferă și prin reprecipitare deasupra uscatului încheie un al doilea ciclu, numit circuitul mic al apei (circuitul continental).

Din restul de apă precipitată în domeniul continental, neantrenată în circuitul mic, 10% se scurg la suprafață ca ape de șiroire și rețea hidrografică, iar 5% sunt reținute sub formă solidă în zăpadă și ghețari. 15 % se infiltrează în litosferă. Din acestea 10 % formează apele subterane, 5 % fiind fixate prin procese fizice și chimice în minerale, constituind apa captivă. Trebuie menționat că circuitul apei este complicat și prin faptul că o parte din apă este reținută de vegetație și repusă în circulație prin transpirație și evaporare biotică, în procese fiziologice.

Încercând o definiție a compoziției de ansamblu a hidrosferei, există tentația de a o considera simplist, ca formată exclusiv din apă, mai mult sau mai puțin pură. Realitatea este mult mai complexă, în natură neexistând apă în stare pură. Și aceasta pentru că apa este unul din solvenții cei mai activi existenți, având capacitatea de a antrena în soluție enorm de multe substanțe solide, lichide și gazoase. Practic nu există substanță insolubilă la nivel absolut. De asemenea, apa reprezintă un suport ideal pentru realizarea majorității reacțiilor chimice pe care le facilitează prin cataliză sau prin asigurarea mobilității componentelor dizolvate. În același timp, apa este singurul agent care permite realizarea reacțiilor biochimice și biologice care ar fi total imposibile în absența apei.

Dată fiind diversitatea aspectelor pe care le îmbracă apa din hidrosferă, începând de la starea de agregare (vapori, lichidă, solidă) și până la locul de acumulare, însăși compoziția de ansamblu a hidrosferei diferă foarte mult.

Apa, cel mai apropiată de starea pură este cea în stare de vapori sau cea realizată prin precipitare directă din vapori, dar numai un timp foarte scurt de la condensare. Imediat după aceasta începe procesul de antrenare în soluție de gaze și săruri, devenind în fapt o soluție apoasă cu compoziție și concentrație diferite de la caz la caz.

Apa sub formă solidă, de gheață, este și ea relativ apropiată de starea pură, faptul fiind determinat de procesul de distilare naturală realizat prin îngheț, acesta fiind însă numai parțial. Dacă prin înghețare din vapori (sublimare) cristalele de gheață sunt aproape pure, la înghețarea din stare lichidă, cristalele formate vor păstra o parte din substanțele existente în soluția inițială.

Apa în stare lichidă are conținutul cel mai mare și cel mai diversificat de substanțe străine. Acest conținut este determinat de locul de formare a apei, de traseul urmat de aceasta în deplasare și de locul de acumulare.

Legat de acest aspect, una din proprietățile esențiale ale hidrosferei o reprezintă SALINITATEA (de la latinescul sale-salis = sare), proprietate reprezentând conținutul total de săruri dizolvate raportat la un litru de apă.

În funcție de salinitate, apele se clasifică în:

- ape dulci, cu salinitate sub 0,5 ‰;

- ape salmastre, cu salinitate între 0,5 - 30‰, la rândul lor divizate în:

- oligohaline, 0,5 - 3‰, din  $\alpha\lambda\alpha\varsigma$  [*halas*] = sare, cu prefixul  $\omicron\lambda\iota\gamma\omicron\varsigma$  [*oligos*] = puțin;

- mezohaline 3 - 20 ‰, format cu prefixul  $\mu\epsilon\sigma\alpha$  [*mesa*] = înăuntru, la mijloc;

- polihaline 20 - 30 ‰, format cu prefixul  $\pi\omicron\lambda\upsilon$  [*poly*] = mult;

- ape saline (normale), cu salinitate de 30 - 35 - 40 ‰;

- ape hipersaline, cu salinitate de 40 - 80 ‰;

- saramuri, cu salinitate depășind 80 ‰.

Termenul de ape normale utilizat pentru apele saline este impus de faptul că salinitatea medie a apelor marine este de 35 - 36 ‰, iar aceasta reprezintă cea mai mare parte a apelor hidrosferei. De altfel, acesta este și motivul pentru care domeniul marin/oceanic se mai numește și HALOBIOS (mediu sărat), determinând și comportamentul foarte diferit al apelor marine în raport cu cele continentale. Originea sărurilor dizolvate în hidrosferă este legată de procese primare de formare a crustei terestre, fiind astfel sincrone cu apele juvenile. Ulterior prin derularea unor repetate procese de dizolvare, de circulare și reprecipitare, se ajunge la producerea unui al doilea tip de sursă, secundară.

Deși nu trebuie absolutizate valorile salinității, în domeniul marin fiind posibilă, în împrejurări date, existența unor ape cu salinitate redusă, iar în domeniul continental existând ape cu salinitate mare sau foarte mare, există tendința de a trata separat hidrosfera continentală și hidrosfera marină, fiecare cu proprietăți specifice și inducând acțiuni foarte diferite în procesele geodinamice.

## HIDROSFERA CONTINENTALĂ

Hidrosfera continentală cuprinde totalitatea apelor continentale, constând din ape de precipitație, ape curgătoare, lacuri, ape subterane și apa fixată temporar în stare solidă sub formă de zăpadă și gheață. În general, cu rare excepții, apele continentale sunt de tipul apelor dulci, motiv care le conferă o capacitate mare de solubilizare a sărurilor și substanțelor cu care vin în contact.

Soluțiile apelor continentale sunt dependente compozițional de rocile cu care vin în contact și pe care le spală în deplasarea lor spre locurile de acumulare. Anionul dominant este cel de bicarbonat ( $\text{HCO}_3^-$ ), urmat de cel de sulfat ( $\text{SO}_4^{2-}$ ), în majoritate legați de cationi alcalino-terroși de tipul  $\text{Ca}^{2+}$  și  $\text{Mg}^{2+}$ . Prezența ionilor  $\text{Ca}^{2+}$  și  $\text{Mg}^{2+}$  conferă apelor continentale o proprietate specifică, DURITATEA. Duritatea este conținutul în săruri (în special carbonați) de calciu și magneziu, exprimată în miligrame echivalente (mval) la litrul de apă. Apele cu duritate ridicată spumează mai greu cu săpunul în raport cu cele mai puțin dure.

Duritatea se măsoară în grade hidrometrice diferit etalonate în funcție de școală (Astfel se utilizează GF = gradul francez, GD = gradul german, GA = gradul anglo-saxon. IGF corespunde unui conținut de  $10,3 \text{ mg CaCO}_3 + 8,7 \text{ mg MgCO}_3 + 14 \text{ mg CaSO}_4 + 12,4 \text{ mg MgSO}_4$  la litrul de apă, ceea ce corespunde precipitării a  $100 \text{ mg}$  de săpun. În România se utilizează GD,  $1 \text{ GF} = 0,56 \text{ GD}$ ).

Fiind în relații mai apropiate cu atmosfera, apele continentale vor dizolva cantități importante de gaze, cu compoziție apropiată de compoziția medie a atmosferei.

Temperatura apelor continentale este strict determinată de regimul climatic, fiind în general apropiată de temperatura de la nivelul solului din zona considerată. Excepție fac apele din bazinele lacustre foarte adânci la care temperatura se înscrie într-o evoluție comparabilă cu cea din bazinele marine.

În general, apele continentale sunt foarte mobile, ele fiind practic în continuă mișcare, majoritar gravitațională, apele curgând sub orice formă, inclusiv în stare solidă, din zonele cu altitudine ridicată spre cele cu altitudine scăzută, dar și în deplasare antigravitațională, determinată de forțele capilare (în cazul apelor incluse în porii și fisurile din litosferă) și pe baza principiului vaselor comunicante și al sifonului (tot în cazul apelor subterane). Această

mobilitate conferă apelor continentale un rol important în procesele de eroziune a litosferei și de transport a materialului rezultat.

Prezența apei are influențe marcante asupra proprietăților unei mari serii de minerale din constituția rocilor, fapt care determină numeroase procese geodinamice, începând cu formarea și transformarea unor minerale, până la procesele de diagenză (litogenză) și epigenză a sedimentelor și rocilor.

## HIDROSFERA MARINĂ

Hidrosfera marină, cuprinzând totalitatea apelor din bazinele marine și oceanice, reprezintă rezervorul principal de apă al planetei și, în același timp, locul final de acumulare al apelor continentale.

În general cu salinitate normală (35 ‰), cu variații relativ neimportante în suprafață și în adâncime, apele marine determină alt gen de procese geodinamice decât apele continentale. Fără să fie stabile, cunoscând în general o multitudine de mișcări de tipul valurilor, al mareelor și al curenților, apele marine au un efect mai redus de eroziune și transport, înlocuit printr-un proces foarte activ de acumulare de sedimente, transformate ulterior în roci. Sedimentele se formează din acumularea întregului material transportat gravitațional de pe continent și din bazinele marine și determină estomparea parțială a denivelărilor de teren ale fundurilor bazinelor.

În domeniul marin, procesele sunt complicate de formarea mult mai activă (în raport cu zona continentală) a unor minerale rezultate prin precipitare chimică, sedimentele și rocile formate în domeniul marin fiind mult mai complexe din acest punct de vedere.

Se remarcă faptul că, în afara diferențelor de salinitate dintre hidrosfera continentală și cea marină, există și o evidentă diferențiere calitativă a sărurilor încorporate.

În hidrosfera marină sărurile dizolvate sunt dominate de cloruri ( $\text{NaCl} = 78,30 \%$ ;  $\text{MgCl}_2 = 9,44 \%$ ;  $\text{KCl} = 1,63 \%$ ) și sulfati ( $\text{MgSO}_4 = 6,40 \%$ ;  $\text{CaSO}_4 = 3,94 \%$ ), față de carbonați, prezenți dominant în apele continentale.

Soluțiile marine mai conțin, deși în cantități reduse, o serie de ioni și elemente ca I, Br, F, P, Si, Mn, Cu (absenți sau rari în apele continentale) care influențează determinant o serie de procese mai ales în raport cu biosfera. Exprimat în procente din cantitatea totală de substanță în soluție, conținutul mediu de ioni cuprinde:



Ioni	%
[HCO <sub>3</sub> ] <sup>-</sup>	0,4 %
[SO <sub>4</sub> ] <sup>2-</sup>	7,72 %
Alți ioni și microelemente	0,03 %
Br <sup>-</sup>	0,19 %
Ca <sup>2+</sup>	1,17 %
Cl <sup>-</sup>	55,07 %
K <sup>+</sup>	1,1 %
Mg <sup>2+</sup>	3,68 %
Na <sup>+</sup>	30,62 %
Sr <sup>2+</sup>	0,02 %

Conținutul procentual în ioni dizolvați în apele marine (125)

Și conținutul de gaze prezent în apa marină este diferit calitativ și cantitativ de cel din apele continentale, producându-se diferențieri de gaze dizolvate în funcție de zonele de adâncime. Gazele conținute diferă net de compoziția aerului, fiind dominate de O<sub>2</sub> (mai abundent în straturile superioare), de CO<sub>2</sub> și H<sub>2</sub>S (mai mult în zonele de fund). Prezența în soluție a CO<sub>2</sub> și a H<sub>2</sub>S determină variații de aciditate (pH) a acestora, implicând caracterul mai activ sau mai puțin activ chimic al apelor, de la zonă la zonă. Această diferențiere zonală este esențială în procesul de sedimentare marină, natura particulelor sedimentare, indiferent de originea lor (allogenă, biogenă sau autigenă) fiind monitorizată de **Adâncimea de compensare a carbonatului de calciu**, abreviată C.C.C.D. (Calcium carbonate compensation depth). Sub C.C.C.D., situat în bazinele marine în jurul adâncimii de 4500 m, întreaga cantitate de carbonat de calciu trece în soluție.

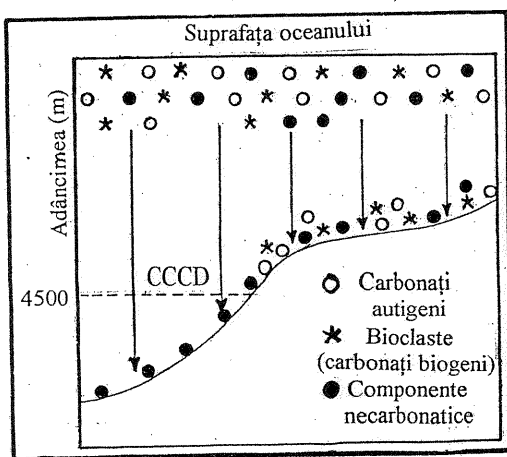


Fig. 42. Diagrama sedimentării principalelor tipuri minerale de componente peste și sub C.C.C.D.

(125)

În sfârșit, apele marine au un conținut destul de important de suspensii organice, mai stabile și mai diversificate calitativ în raport cu hidrosfera continentală.

În ceea ce privește temperatura hidrosferei marine, aceasta este dependentă de zonalitatea climatică numai la partea superficială a bazinelor marine, nefiind afectată de aceste variații în profunzimea bazinelor oceanice. La suprafață, temperatura apelor oceanice variază între -2° C în zonele polare și +27° C în zona ecuatorială. În bazinele închise din zonele tropicale se pot atinge valori mai mari (34° C în Marea Roșie, 36° C în Golful Persic). Și în bazinele marine se poate separa o pătură de temperatură constantă, cu o valoare de circa 12° C, atinsă în general la adâncimi de circa 500 m. Deasupra acestei limite, temperaturile pot fi influențate de variațiile de temperatură legate de oscilațiile climatice. Sub această pătură, se constată o scădere lentă de temperatură până la valori de -2° - +2° C, întâlnite la adâncimile mai mari de 4000 m, unde variațiile termice devin ne semnificative.

Legitatea distribuției temperaturilor este alterată însă de o serie de factori perturbatori, care accelerează sau împiedică schimburile de ape între bazine (praguri de relief, praguri climatice) sau între diferitele straturi de apă ale aceluiași bazin (curenți verticali) ca și de afluxul de căldură indus de procese vulcanice, izvoare termale sau mișcări tectonice. Un exemplu clasic care demonstrează, în distribuția temperaturilor, derogări determinate de praguri de relief, este cel de la Strâmtoarea Gibraltar. Pragul Gibraltar face ca, dacă la suprafață, apele Atlanticului și ale Mării Mediterane să-și echilibreze temperaturile, atingând la nivelul de 200 m aceeași valoare de 12,7° C, sub prag, la o scădere standard de temperatură în Atlantic, până la 2° C la fund, se constată că în Mediterana temperatura se menține stabilă de 12,7° C indiferent de adâncime, pragul nepermițând schimbul de ape între cele două bazine.

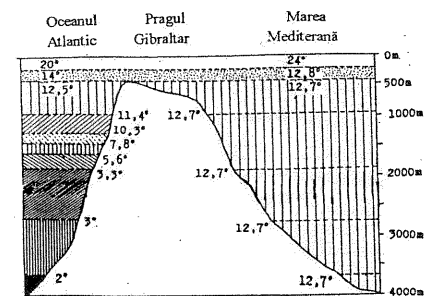


Fig. 43. Influența pragului Gibraltar în reglarea temperaturii în Marea Mediterană

(66)

În sfârșit, în strânsă legătură cu compoziția, cu temperatura și cu adâncimea bazinelor, se manifestă densitatea și presiunea apelor. Densitatea (cu valoare 1 pentru apele pure la 4° C)

oscilează în domeniul marin între  $1,022$  și  $1,0275 \text{ g/cm}^3$ , în funcție de salinitate și de temperatură. Greutatea coloanei de apă determină o creștere progresivă de presiune de la suprafață spre adâncime de circa  $1 \text{ Atm}$  la  $10 \text{ m}$ , atingând în marile fose oceanice presiuni care depășesc  $1000 \text{ Atm}$ .

Deși în raport cu hidrosfera continentală, cea marină este mai puțin mobilă, este supusă în permanență unei multitudini de mișcări care amplifică (și uneori chiar produc) efectele geodinamice ale apelor marine. Acestea sunt valurile, curenții marini și marea.

Valurile sunt oscilații ale suprafeței apei determinate de vânt (accidental de oscilații seismice).

Curenții marini sunt deplasări ale unor mase mari de apă, determinate de cauze diverse ca direcția vânturilor regulate și diferențele de temperatură și salinitate.

După modul de deplasare curenții pot fi de suprafață (orizontali) și verticali, ascendenți sau descendenți. Cel mai adesea curenții închid inele de convecție (mai ales termică) atât la suprafața oceanului, unde se separă curenți calzi și reci, cât și în adâncime. De asemenea se realizează cupluri de curenți între bazine marine cu salinitate diferită, separate prin praguri de relief, formându-se la suprafață un curent dinspre bazinul cu salinitate mai redusă, compensat printr-un curent de adâncime cu sens invers. Exemplul cel mai concludent este oferit de zona Bosforului, unde un prag aflat la circa  $80 \text{ m}$  adâncime separă Marea Neagră cu salinitate de  $20 \text{ g/l}$  de Marea Marmara cu salinitate de  $37 \text{ g/l}$ . Un caz particular îl constituie curenții litorali, care urmează mai mult sau mai puțin linia țărmului și la producerea cărora participă atât brizele marine cât și oscilația valurilor.

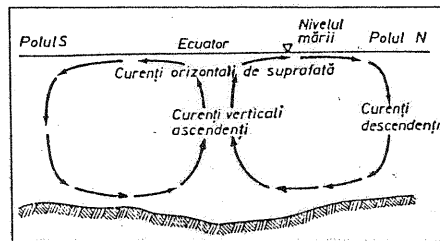


Fig. 44. Schema teoretică a circulației curenților în domeniul oceanic (44)

Mareele reprezintă mișcarea periodică a apelor marine, de ridicare și coborâre sub acțiunea atracției gravitaționale exercitate de Lună și de Soare. De fapt mareele se manifestă și asupra atmosferei fără influențe geodinamice deosebite, dar și asupra uscatului, care însă datorită rigidității nu se deformează vizibil, putând astfel să fie neglijate.

În producerea mareelor, rolul jucat de atracția soarelui este nesemnificativ, datorită distanțelor foarte mari, astfel încât numai atracția lunii are caracter semnificativ.

Mareele au loc periodic, de două ori pe zi prin FLUX (ridicarea apelor) și REFLUX (retragerea inerțială a apelor), cu amplitudini ce variază atât latitudinal, cât mai ales în funcție de fazele lunii.

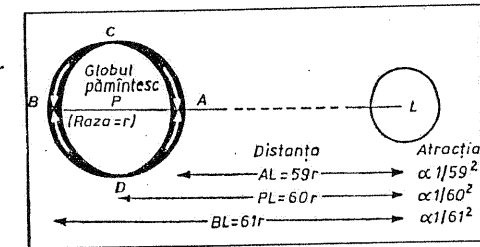


Fig. 45. Diagrama formării mareelor (neglijând influența Soarelui) (60)

P = Pământul; L = Luna;

A, B = zone de marea maximă;

C, D = zone de marea minimă

Datorită caracterului practic incompresibil al apei, hidrosfera, mai ales cea oceanică, pe lângă multitudinea de procese geodinamice directe, contribuie la transmiterea în spațiu a unor vibrații și mișcări ale litosferei, în multe situații contribuind la amplificarea lor și la producerea de efecte în zone îndepărtate de locul producerii șocului direct.

## BIOSFERA

Biosfera reprezintă învelișul viu al Pământului, constituit din totalitatea organismelor, respectiv circa  $500000$  specii de plante și peste un milion de specii de animale, care trăiesc în aer, în apă și pe uscat.

Denumirea geosferei derivă din limba greacă din cuvintele βίος [bios] = viață și σφαίρα [sphaira] = sferă.

Deși, din punct de vedere cantitativ, biosfera este cea mai redusă geosferă a Pământului, reprezentând doar  $0,01 \%$  din greutatea totală a scoarței terestre, importanța sa în procesele geodinamice este foarte mare datorită complexității efectelor biochimice și biologice pe care le implică.

Organismele, fie vegetale, fie animale produc și restructurează cantități imense de substanță, având capacitatea de selecționare a componentelor favorabile dezvoltării și de eliminare a celor nocive. Prin acest proces complex se pot realiza concentrări de materie în toate geosferele cu care biosfera se întrepătrunde. Însăși compoziția actuală a atmosferei, net diferită de atmosfera inițială a Pământului, este rezultatul acțiunii în timp a organismelor fotosintetizante care au modificat raporturile procentuale ale gazelor existente.

Limitele spațiale ale biosferei nu pot fi precis definite. Biosfera are dezvoltare discontinuă și este strâns interferată cu celelalte geosfere cu care se interconstrucționează.

Pentru însăși existența vieții, deci a biosferei, substanța esențială, în afara hidrocarbonaților, este apa, în absența căreia nu poate exista celula vie; pentru procesele metabolice este obligatoriu schimbul de gaze fie cu atmosfera, fie cu gazele cuprinse în soluție în hidrosferă, litosfera oferind suportul mineral necesar evoluției și protecției organismelor vii.

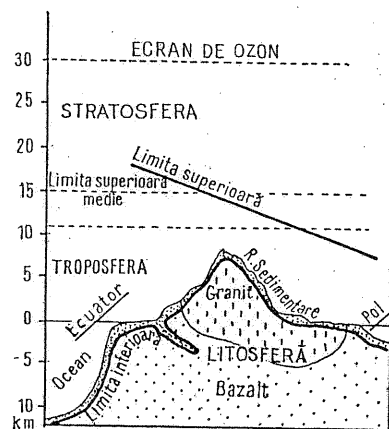


Fig. 46. Extinderea spațială a Biosferei (18)

Practic nu există zone pe glob lipsite total de organisme, acestea dovedindu-și puterea de adaptare la o multitudine de condiții, uneori extrem de dificile. Se cunosc organisme care trăiesc în condiții anaerobe, la adâncimi, presiuni și temperaturi foarte mari. Au fost semnalate bacterii vii în zăcămintele de cărbuni, aflate la adâncimi ce depășesc 500 m. De asemenea, în apele de zăcămintă ale acumulărilor de petrol, la adâncimi de peste 4000 m, unde presiunile și temperaturile sunt imense.

În apele apropiate de punctul de fierbere ale unor izvoare termale se dezvoltă o serie de alge. Se cunosc bacterii și alge specializate în ape cu salinități foarte mari și cu caracteristici chimice extrem de restrictive (aciditate sau alcalinitate deosebit de mari).

Sunt organisme care suportă temperaturi mult sub limita de îngheț, calotele glaciare cuprinzând o multitudine de plante și animale viabile.

În atmosferă, viața fiind în mare măsură dependentă de relația cu solul, biosfera se concentrează în troposfera inferioară, adiacentă solului, dar au fost identificate organisme, în

special spori de ciuperci și granule de polen, la înălțimi de 16-20 km în stratosferă. În afara cazurilor limită, se poate considera ca extindere a biosferei, în atmosferă, o înălțime de 10-12 km de la sol.

În mediul acvatic, sunt întâlnite organisme în toate bazinele de pe continent (mări interne, lacuri, ape curgătoare, ape subterane) și în bazinele oceanice, până la adâncimi ce depășesc 10000 m, indiferent de salinitate sau de parametrii climatici particulari.

În general, se consideră ca limită inferioară a răspândirii vieții adâncimea de 11 km în bazinele oceanice și cea de 4 km în regiunile continentale.

Desigur, în intervalul cuprins între limitele extreme menționate, densitatea organismelor este puternic diversificată, pe de o parte în funcție de tipul de organisme și de gradul lor de organizare, pe de altă parte în funcție de numeroși factori limitativi de mediu, cu acțiune restrictivă sau favorizantă, în toate domeniile. Cea mai mare parte a biosferei se concentrează pe interfața complexă litosferă-hidrosferă-atmosferă. Se constată că densitatea organismelor este maximă la ecuator, la nivelul mării și că scade mai rapid sau mai lent către zonele polare, către zonele adânci ale oceanelor, spre zonele de altitudine ridicată și către interiorul litosferei.

Biosfera, puternic legată de evoluția celorlalte geosfere cu care se interferează, oferă un indicator deosebit de important pentru reconstituirea condițiilor existente în diferitele momente ale evoluției planetei. Determinate drastic de o serie de factori limitativi de mediu (factori climatici, factori edafici<sup>1</sup> și factori disjunctivi<sup>2</sup> predominanți în domeniul continental sau de salinitate, chimism, pH, temperatură, presiune, acces la lumină etc – în domeniul marin), organismele răspund sensibil la orice modificări care se pot produce. Specificitatea condițiilor cerute pentru existența și evoluția unor organisme face ca resturile fosile, păstrate în depozitele geologice, să fie martori importanți ai condițiilor existente în timpul vieții.

În afara acestor indicații, care facilitează reconstituirea condițiilor de mediu, organismele grupate în biosferă au și o acțiune geodinamică directă, de modificare a scoarței terestre, prin procese de eroziune, transport și acumulare biochimică, biologică și chiar mecanică, o foarte importantă categorie de roci sedimentare fiind formate prin acțiunea organismelor. Nu este de neglijat nici faptul că organismele sunt responsabile de formarea substanțelor organice complexe, din substanțe anorganice sau din substanțe organice simple, permițând astfel acumularea unor importante cantități de energie fosilă, încorporate în cărbuni sau în hidrocarburi, ca rezultat direct sau indirect al prelucrării radiațiilor solare.

<sup>1</sup> Factori edafici = factori dependenți de natura solului sau a suportului terestru.

<sup>2</sup> Factori disjunctivi = factori de separare între populații prin obstacole geografice majore.

## LITOSFERA

Ultimul înveliș extern al Pământului este LITOSFERA. Termenul subînțelege învelișul solid, din roci, al Pământului (derivând din grecescul λίθος [*lithos*] = piatră).

Noțiunea are un caracter relativ echivoc, fiind utilizată într-o multitudine de sensuri, pornind de la premise diferite.

Pornind de la structura internă a Pământului, litosfera ar corespunde SIAL-ului din concepția lui Suess sau numai părții superficiale a acestuia (circa 60 km). O serie de modele de structură a Pământului (V.I. Vernadski, V.M. Goldsmidt) utilizează termenul ca pe o subdiviziune amplă, extinsă în adâncime până la 1200 km. În concepția tectonicii globale, litosfera se restrânge până la 100 km, cuprinzând crusta terestră și partea externă a mantalei. Astăzi, majoritatea cercetătorilor tind să considere litosfera ca înglobând partea externă a Pământului, până la discontinuitatea Mohorovičić, sub ea fiind în raporturi directe cu astenosfera și având un comportament mecanic rigid în comparație cu aceasta.

Sensul cel mai direct al termenului, la care trebuie să ne referim, este acela că litosfera este singura porțiune din corpul solid al Pământului care, parțial, poate fi obiectul observațiilor directe și care constituie locul în care se desfășoară majoritatea proceselor și fenomenelor pe care le studiază Geologia.

În această accepțiune, litosfera este permanent supusă unui cumul de forțe de natură endogenă și exogenă, care îi modifică înfățișarea, în procesele reflectate de geologia dinamică.

## ALCĂTUIREA LITOSFEREI

Trecând peste organizarea generală a litosferii și încercând o analiză a alcătuirii ei, de mare detaliu, se poate spune că în litosferă sunt reprezentate toate elementele naturale (din Sistemul periodic al lui Mendeleev), în marea lor majoritate prezente sub forma unor compuși mai simpli sau mai complecși, cu diferite grade de organizare într-o rețea cristalină ordonată. Acești compuși naturali, numiți MINERALE, sunt grupați, după legi precise, în roci, care în totalitatea lor alcătuiesc litosfera.

Deși sunt prezente toate elementele naturale, răspândirea lor este puternic disproporționată. Din totalitatea celor 105 elemente (naturale sau artificiale), numai 15

însurează cantități ce ating 99,81 % din totalitatea litosferii. Și dintre aceste 15 elemente, numai 8 constituie procente semnificative (însurând 98,59 %), celelalte 7 (cumulând 1,22%), contribuind numai la realizarea și completarea edificiului mineralogic. Toate celelalte 90 de elemente însurează abia 0,19 % din masa litosferii.

Repartiția procentuală a principalelor elemente în litosferă (60 – modificat)

O = 46,60 %	Ti = 0,44 %
Si = 27,72 %	C = 0,35 %
Al = 8,13 %	H = 0,14 %
Fe = 5,00 %	P = 0,12 %
Ca = 3,63 %	F = 0,08 %
Na = 2,83 %	S = 0,05 %
K = 2,59 %	Cl = 0,04
Mg = 2,35 %	
Total = 98,59 %	Total = 1,22 %

Trebuie înțeles faptul că această repartiție procentuală se referă la ansamblul litosferii, în special a celei accesibile observațiilor directe. Faptul că foarte multe elemente sunt în cantități extrem de mici nu împiedică acumularea lor în concentrații naturale, cu implicații adesea importante asupra proceselor geodinamice, ca să nu pomenim de importanța economică pe care o pot avea aceste concentrații.

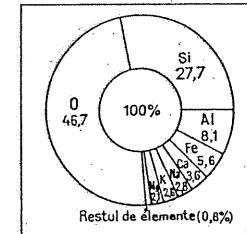


Fig. 47. Distribuția procentuală simplificată a principalelor elemente în litosferă (144)

Cu excepția câtorva elemente, care se găsesc în natură în stare pură (elemente native), majoritatea elementelor alcătuiesc combinații complexe, reprezentând mineralele.

Mineralele sunt substanțe omogene, din punct de vedere fizic și chimic, formate natural în litosferă, în condiții de geneză foarte diferite, controlate de procese geologice complicate. Una din caracteristicile esențiale ale lumii minerale este starea cristalină. Cu foarte rare excepții, în minerale, substanța se structurează în rețele cristaline ordonate, conform unor legi foarte precise, prin care se aplică o serie de elemente de simetrie, cerute de realizarea unui echilibru energetic maxim, pentru un minim de spațiu ocupat. Ordonarea materiei în rețele cristaline este rareori concretizată prin aspecte geometrice exterioare, dar conferă întotdeauna mineralelor majoritatea proprietăților specifice. De altfel, s-a constatat că și mineralele amorfe, nestructurate în rețea cristalină, tind, în timp, să se reorganizeze, pentru obținerea echilibrului energetic.

Numărul total al mineralelor cunoscute este foarte mare (circa 2500). Ca și în cazul elementelor însă, distribuția lor procentuală este flagrant dezechilibrată. Numai un număr de circa 100 de minerale au o răspândire cantitativă reală, celelalte apărând sporadic sau accidental, în urma unor procese genetice caracteristice.

Din totalitatea mineralelor, domină silicații și alumosilicații (poate și datorită procentului mare de Si, O și Al din litosferă), care alcătuiesc 91,4 % din total. La aceștia se adaugă 2,6 % carbonați (calcit și dolomit), iar toate celelalte minerale abia însumează 6 %. Chiar în rândul silicaților există disproporții destul de mari de distribuire, primul loc ocupându-l feldspații, cu un procent de 58,4 %, apoi silicații feromagnezieni (amfiboli, piroxeni, olivină), cu un procent de 16,8 %, abia după aceea înscriindu-se cuarțul (12,6 %) și miclele (3,6 %).

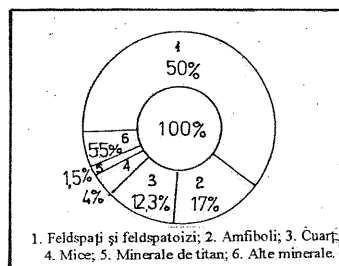


Fig. 48. Distribuția principalelor minerale în litosferă.  
Valorile procentuale sunt rotunjite (144)

Mineralele sunt grupate în roci, care după modul de geneză pot fi endogene (formate prin procese de dinamică internă), cuprinzând rocile magmatice și pe cele metamorfice, și exogene (formate prin procese de dinamică externă), grupând rocile sedimentare. În ceea ce privește repartitia spațială a acestor categorii de roci, raportată la volumul total al litosferei, rocile endogene reprezintă 95 %, iar cele exogene numai 5 % din total. Predominarea proceselor exogene la suprafața litosferei face ca, la acest nivel, repartitia procentuală să se modifice aparent, 75 % din suprafață fiind acoperită de depozite sedimentare și numai 25 % să deschidă la zi depozite magmatice sau metamorfice.

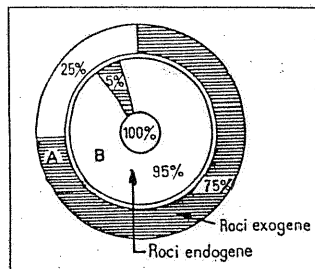


Fig. 49. Raportul cantitativ al rocilor endogene și al celor exogene la suprafața Pământului (A) și în adâncime (B) (144)

Rocile magmatice sunt formate endogen, direct sau indirect, din topituri magmatice realizate în condiții speciale de temperatură și presiune.

Rocile sedimentare iau naștere prin foarte variate procese exogene, prin alterarea, dezagregarea, deplasarea și depunerea prin sedimentare a unui material preexistent, împreună cu o serie de minerale specifice proceselor exogene.

Rocile metamorfice iau naștere, din nou, prin procese endogene de transformare în stare solidă, în urma unor schimbări de echilibru generate de modificări de temperatură și presiune, pe seama tuturor categoriilor de roci existente, fie endogene, fie exogene.

Între cele trei categorii genetice de roci, se remarcă posibilitatea de transformare a fiecărei categorii inițiale, în orice altă categorie.

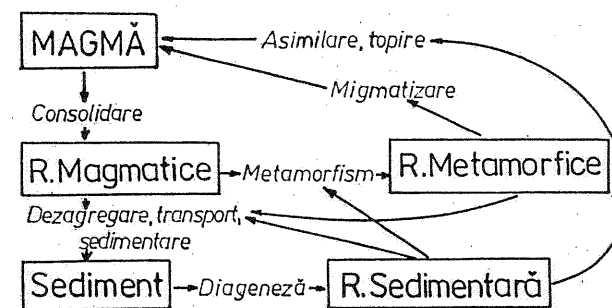


Fig. 50. Raporturile genetice dintre roci.

Rocile magmatice, formate prin răcirea și consolidarea topiturilor de silicați și oxizi, numite MAGME, sunt supuse unui proces de dezagregare fizică și/sau chimică, materialul rezultat fiind transportat de agenți exogeni, iar apoi depus sub formă de sedimente. Sedimentele suferă un proces complex de transformare, numit DIAGENEZĂ sau litificare, prin care se formează roci sedimentare. Acestea, la rândul lor, sunt supuse eroziunii, reluând ciclul. Atât rocile magmatice, cât și cele sedimentare, în condiții speciale de temperatură și presiune, sunt supuse metamorfismului (transformare realizată predominant în stare solidă), dând naștere rocilor metamorfice. Acestea, supuse proceselor exogene, reiau ciclul, cu generare de sediment/rocă sedimentară.

Toate categoriile de roci, prin procese de îngropare la adâncimi mari, prin înglobare în topituri magmatice sau în urma unor procese de metamorfism excesiv, se pot topi, generând din nou magme și permițând reluarea generală a ciclului.

## ZONAREA ÎN ADÂNCIME A LITOSFEREI

În afara diferențierilor cantitative existente între rocile endogene și cele exogene, de la suprafață spre profunzimea litosferei, se remarcă o tendință de zonare, legată atât de criteriul genetic, cât și, într-o măsură largă, de influențele celorlalte geosfere asupra litosferei.

Astfel, după O. Lange, litosfera poate fi divizată în 4 zone, cu roci dominante particularizate și comportament geodinamic specific. La exterior, în imediat contact cu atmosfera și deasupra nivelului hidrostatic, se separă ZONA DE ALTERAȚIE. Aici, interacționează atmosfera, hidrosfera și biosfera. Zona se caracterizează prin aflus mare de oxigen și apă și o circulație rapidă și activă de substanță. Fără să lipsească rocile endogene, zona este dominată de prezența sedimentelor active și a rocilor sedimentare.

O a doua zonă, ZONA DE CIMENTAȚIE, se situează sub nivelul hidrostatic și se extinde până la adâncimi de 9-10 km, unde se ating temperaturi care marchează punctul critic al apei (365° C). În această zonă, circulația de substanță este mai lentă. Presiunea litostatică indusă de grosimea stivei de depozite determină un grad avansat de compactizare, implicând reducerea progresivă a porilor. Circulația activă a apei și a gazelor fiind redusă, depozitele au un mai mare grad de stabilitate. Din punct de vedere cantitativ, domină rocile sedimentare. La acest nivel, cvasi-totalitatea sedimentelor au depășit procesele de diageneză (litificare), devenind în întregime roci sedimentare.

Sub zona de cimentare, până la adâncimi de 50-60 km, se separă cea de a treia zonă, ZONA DE METAMORFISM. Aceasta este caracterizată prin presiuni litostatice foarte mari și prin temperaturi ridicate, favorabile transformării rocilor prin metamorfism. Fără să lipsească rocile sedimentare, cantitativ domină rocile endogene, magmatice și, mai ales, metamorfice.

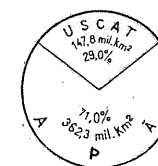
În sfârșit, cea de a patra zonă, ZONA DOMENIULUI MAGMATIC, se extinde până la baza litosferei. Temperaturile și presiunile realizate aici sunt extrem de mari. Starea materiei este solidă, dar sunt create condiții termodinamice favorabile pentru ca, local, să se poată forma topituri de roci (magne), stagnante sau mobile, prin a căror consolidare se formează predominant roci magmatice. Desigur, accesul la observarea directă a acestei zone este imposibil, dar există argumente care să susțină prezența exclusivă a rocilor endogene, magmatice și/sau ultrametamorfice (supuse unui metamorfism atât de avansat încât devin comparabile structural și textural cu rocile magmatice).

## RELIEFUL SCOARȚEI TERESTRE

Fiind sediul totalității sau aproape a totalității proceselor geologice desfășurate pe Pământ sau cel puțin al celor ce pot fi cunoscute, litosfera a fost și este, în continuare, supusă unor studii din ce în ce mai detaliate și din ce în ce mai complexe, menite să elucideze, pe de o parte – mecanismele fizice care coordonează desfășurarea proceselor geodinamice, pe de altă parte – consecințele acestor procese, cu toată suita de implicații legate de înfățișarea suprafeței Pământului, de repartitia substanțelor din care este alcătuită scoarța terestră și, nu în ultimul rând, de posibilitatea de utilizare, în interesul civilizației umane, a tuturor acestor consecințe.

În observarea Pământului, de la început a frapat diferențierea marcantă între cele două domenii majore pe care le cuprinde, cel continental și cel oceanic. Din suprafața totală a planetei de peste 510 milioane km<sup>2</sup>, cea mai mare parte, 71 %, este acoperită de oceanul planetar, numai 29 % reprezentând uscatul. Această repartitie este dependentă, pe de o parte de cantitatea de apă lichidă existentă, pe de altă parte de relieful litosferei care prin arile de depresionare pe care le presupune, permite acumularea selectivă a apelor și separarea ca uscat a zonelor mai ridicate.

Fig. 51. Repartizarea apei și uscatului pe suprafața Pământului. (144)



Repartitia celor două domenii este dezechilibrată, nu numai cantitativ, ci și ca distribuție spațială, putându-se observa o „emisferă oceanică” și o „emisferă continentală”. În linii generale se observă gruparea continentelor în zona emisferei nordice, emisfera sudică fiind predominant oceanică.

Separarea geografică între cele domenii coincide numai parțial cu delimitarea structurală. Din acest punct de vedere se remarcă o PLATFORMĂ CONTINENTALĂ, care cuprinde uscatul (munții, delurile și câmpiile), dar și șelful (platforma epicontinentală) acoperit de apele mării, și o PLATFORMĂ OCEANICĂ incluzând câmpiile abisale, fosele, dar și dorsalele medio-oceanice și bazinele marginale.

Ca structură platforma continentală este alcătuită din crustă continentală, formată dintr-o pătură sedimentară, un strat granitic și unul bazaltic. Platforma oceanică se bazează pe

o crustă de tip oceanic, formată din pătura sedimentară și un strat bazaltic, aici lipsind stratul granitic.

Racordarea dintre cele două tipuri de platformă se realizează geomorfologic prin „TALUZUL CONTINENTAL” („POVĂRNIȘUL CONTINENTAL”). Din punct de vedere structural acesta se bazează pe o crustă de tranziție, în care crusta continentală se efilează spre domeniul oceanic, fără o coincidență obligatorie din punct de vedere geomorfologic. Aceste zone de racordare reprezintă ceea ce se cunoaște sub denumirea generalizată de „MARGINI CONTINENTALE”. În fiecare dintre aceste domenii, procesele geodinamice care se desfășoară au ponderi determinante diferite, iar urmările vizibile în primă instanță sunt net contrastante. Relieful, care determină derogarea de la linia ideală a geoidului, are aspecte particulare net diferite, în cele două domenii.

Relieful uscatului este foarte variat și accidentat, cu diferențe importante de altitudine pe areale relativ restrânse. Este constituit din munți înalți, brăzdați de văi adânci, din podișuri și câmpii întinse și din depresiuni care, în unele regiuni, coboară sub nivelul mării, fără să fie legate de oceanul planetar.

Relieful submers, de asemenea foarte variat, a fost, multă vreme, considerat mult mai puțin accidentat, cu treceri lente și diferențe de nivel progresive, sub unghiuri mici. Cercetările moderne de oceanografie au demonstrat că situația este mult mai puțin simplă, că și relieful suboceanic prezintă accidente majore, produse de o activitate geodinamică importantă. O primă parte a domeniului submers o reprezintă șelful sau platforma epicontinentală, prelungire a domeniului continental cu forme de relief similare cu cele din zona emersă cu care este legată.

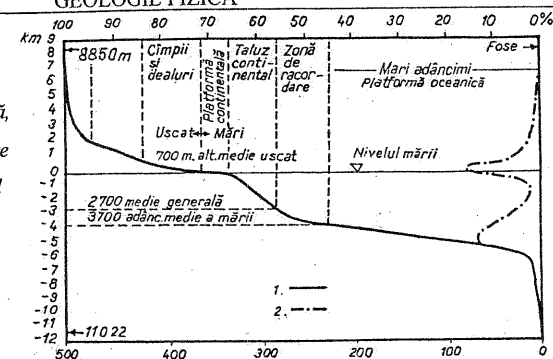
Povârnișul continental, are aspectul unui plan înclinat de racord între două tipuri structurale diferite, cu un relief fragmentat transversal. La bază se formează piemontul abisal (oceanic) de conexiune cu câmpiile abisale, mai mult sau mai puțin plane.

Planitatea aparentă a câmpiilor abisale este foarte frecvent alterată de forme de relief pozitiv sau negativ. Relieful pozitiv constă din dorsale medio-oceanice, creste și praguri submarine, munți submarini și, uneori insule cu caracter de microcontinente. Formele de relief negative sunt reprezentate de canioane submarine la adâncimi medii și de fosele oceanice.

Repartizarea în suprafață a zonelor de altitudine ridicată ale continentelor și a celor de adâncime ale oceanelor poate fi sintetizată într-o diagramă, numită CURBĂ HIPSOMETRICĂ ( $\upsilon\psi\omicron\varsigma$  [*hypsos*] = înălțime +  $\mu\acute{\epsilon}\tau\rho\eta\sigma\iota\varsigma$  [*metrisis*] = măsurătoare), realizată inițial de W. Penck și devenită clasică.

Fig. 52. Curba hipsometrică, reprezentând raportul dintre domeniul continental și cel oceanic (44)

1. curba generalizată
2. frecvența cotelor și adâncimilor în %



Analiza curbei hipsometrice arată, pentru zonele continentale, altitudini medii de +700 m și că, în mod majoritar, înălțimile se situează sub 1000 m. Platourile înalte și lanțurile muntoase, răspândite neuniform la nivelul continentelor, cu altitudinea maximă în vârful Everest (Chomolungma) din Himalaia (8850 m) generează abrupturi și rupturi de pantă foarte accentuate, fiind o cauză importantă a proceselor geodinamice externe, datorită dezechilibrului gravitațional.

Din examinarea curbei hipsometrice în domeniul oceanic, se constată că adâncimea medie a acestuia este de 3700-4000 m, ceea ce reprezintă, în general, nivelul marilor câmpii abisale. De la această adâncime medie se manifestă variațiile pozitive, determinate de racordarea la zonele continentale, ca și de dorsalele mediooceanice, și cele negative ale marilor fose supraadânci (cea mai adâncă este cea din fața arhipelagului Marianelor, de 11022 m).

De la profilul general, aparent uniform, se înregistrează numeroase derogări, menționate deja, fie cu caracter negativ (văi submarine, canioane submarine, canale de drenare a curenților de turbiditate), fie cu caracter pozitiv (munți submarini, dorsale, insule, praguri submarine<sup>1</sup>).

Medierea curbei hipsometrice pentru ambele domenii, datorită și disproporției de răspândire în suprafață (29 % uscat – 71 % mare) duce la o valoare medie de circa -2700 m (-2680 m) față de nivelul actual al Oceanului Planetar.

Apariția formelor de relief, atât în domeniul continental cât și în cel oceanic, este urmarea directă a proceselor geodinamice endogene și exogene, desfășurate permanent de la formarea planetei.

Totalitatea problemelor legate de formarea, evoluția și transformarea permanentă a litosferei fac obiectul Geologiei Dinamice.

<sup>1</sup> Pragurile submarine sunt elemente submerse, ridicate față de nivelul general al fundului, care separă două bazine marine, conferind caracteristici proprii diferite, fiecăruia în parte.

## GEOLOGIA DINAMICĂ

Înfățișarea actuală a Pământului este rezultatul interacțiunii permanente dintre forțele interne (endogene) și cele externe (exogene) ale planetei, care determină o transformare continuă supusă unor legități specifice.

Partea din Geologie care se ocupă de studiul tuturor proceselor care au loc în litosferă sau la suprafața litosferei, sub acțiunea celor două categorii de forțe, manifestate prin două categorii de agenți individualizați, reprezintă GEOLOGIA DINAMICĂ.

Geologia dinamică studiază raporturile de cauzalitate în înălțuirea proceselor și fenomenelor geologice, care se condiționează reciproc.

În concordanță cu natura și originea agenților care acționează dominant asupra scoarței terestre, Geologia dinamică este divizată în două părți:

- **Dinamica internă**, care studiază fenomenele și procesele geologice produse sub acțiunea agenților interni, proprii interiorului litosferei. Aici se încadrează procesele magmatice, mișcările seismice, procesele tectonice și procesele metamorfice.

- **Dinamica externă**, care studiază procesele geologice determinate de interacțiunea dintre geosferele externe (atmosfera, hidrosfera, biosfera) și litosferă.

Aspectul actual al scoarței terestre este rezultatul unui cumul de acțiuni contradictorii între agenții interni care, în general, au tendințe de a crea forme de relief pozitive, de a accentua diferențele de nivel, și agenții externi care concură, în general, la nivelarea suprafețelor, la estomparea dezechilibrelor, prin îndepărtarea sau micșorarea formelor pozitive de relief și umplerea celor negative.

### SURSELE DE ENERGIE ALE PROCESELOR GEODINAMICE

Principalele surse de energie care susțin și stimulează procesele geologice sunt radiațiile solare, radiațiile cosmice, căldura internă a Pământului, gravitația și mișcările cosmice ale planetei, mai ales cea de rotație.

**Radiațiile solare** acționează îndeosebi asupra geosferelor externe, constituind principala sursă de energie a proceselor exogene. Radiațiile solare luminoase stau la baza proceselor de fotosinteză, jucând un rol hotărâtor în dezvoltarea biosferei, alcătuind fundamentul întregului lanț trofic al lumii vii și sursa esențială de producere a substanțelor organice.

Radiațiile calorice contribuie, pe de o parte, la dezvoltarea vieții, pe de altă parte determină acțiunile hidrosferei și atmosferei asupra scoarței terestre și, nu în ultimul rând, au o influență fizică directă asupra părților din litosferă cu care intră în incidență.

**Radiațiile cosmice** transportă cantități uriașe de energie, cu foarte mare putere de penetrație în litosferă, stimulând și influențând o serie de procese, reacțiile termonucleare și procesele radioactive fiind cele mai importante dintre acestea.

**Căldura internă a Pământului**, generată majoritar de procesele de dezintegrare radioactivă, este considerată sursa principală de energie a tuturor proceselor de dinamică internă, ea reprezentând motorul în procesele fizice de fuziune și solidificare a materiei, cât și pentru mobilizarea mecanică de materie, caracteristică mișcărilor tectonice.

**Gravitația** acționează atât în procesele exogene, de distrugere, transport și sedimentare, prin punerea în mișcare a componentelor tuturor geosferelor și prin tendința de echilibrare gravitațională a diferențelor de altitudine, cât și în procesele endogene de realizare a stabilității izostatice a blocurilor litosferice.

**Mișcările cosmice ale Pământului**, mai ales mișcarea de rotație, acționează atât în cadrul proceselor exogene, prin accentuarea sau estomparea unor fenomene (de tipul mareelor, vânturilor, curenților marini), dar, după opinia unor specialiști, stimulează și deplasarea tangențială a plăcilor tectonice care alcătuiesc litosfera.

### DINAMICA INTERNĂ

Dinamica internă studiază procesele de formare și transformare a scoarței terestre sub influența agenților interni. În categoria proceselor endogene sunt grupate procesele și fenomenele magmatice, totalitatea mișcărilor scoarței terestre, reprezentând mișcările seismice și procesele tectonice, precum și procesele de metamorfism, ca rezultat cumulativ al celorlalte procese menționate.



## CAUZELE GENERALE ALE PROCESELOR DE DINAMICĂ INTERNĂ

Complexitatea deosebită a transformărilor suferite de litosferă, ca și permanența desfășurării lor, i-a incitat întotdeauna pe cercetători să caute o explicație a legităților care ordonează procesele geologice. Varietatea fenomenelor, dezvoltarea lor în condiții atât de diferite și diversitatea consecințelor pe care le produc, ca și relativa ciclicitate remarcată în evoluția scoarței terestre, fac din stabilirea cauzalității proceselor una din cele mai controversate probleme ale Geologiei. Și asta, cu atât mai mult, cu cât zonele adânci ale planetei nu sunt accesibile observației directe și cu cât timpul în care se desfășoară este extrem de mare.

### IPOTEZE GEOTECTONICE

Au fost elaborate o multitudine de ipoteze care se sprijină pe date de observație, completate cu deducții și interpretări subiective. Aceste ipoteze sunt numite **IPOTEZE GEOTECTONICE** pentru că, în marea lor majoritate, încearcă să elucideze problemele legate de procesele tectonice, de mobilitatea scoarței terestre, mai frapantă și cu implicații mai ușor vizibile decât celelalte procese endogene.

În ansamblu și fiecare în parte, ipotezele geotectonice au meritul de a explica anumite aspecte ale proceselor, dar și inconvenientul că lasă multe probleme nelămurite sau se bazează pe premise infirmate de cercetările ulterioare.

Astăzi se consideră că, de fapt, dinamica internă este rezultatul unui cumul de cauze care concură la realizarea ei.

Dintre numeroasele ipoteze geotectonice emise de-a lungul timpului, ne vom opri asupra celor mai importante, asupra acelor care, în contextul cunoștințelor actuale de care dispune Geologia, oferă argumente suficiente pentru croirea unor teorii cât mai plauzibile, cât mai apropiate de înțelegerea geodinamicii în fond.

**IPOTEZA PLUTONISTĂ**, emisă de Leopold von Buch și susținută de Alexander von Humboldt și William Penk, leagă procesele geodinamice exclusiv de existența în interiorul Pământului a unor pături topite de roci. Teoria presupune că ridicarea magmelor din acest înveliș lichid poate provoca boltirea depozitelor acoperitoare.

Ipoteza nu poate fi argumentată decât în situații absolut locale. Cu atât mai mult, ipoteza nu poate explica producerea unor ample mișcări tangențiale, dominante în procesele

tectonice și nici mișcările tectonice neînsoțite de magmatism. De altfel, nici existența continuă a unei pături de magme lichide nu se confirmă, realizarea topiturilor magmatice având un caracter local, limitat de cumularea unei serii întregi de factori favorizanți.

**IPOTEZA CONTRACTIEI**<sup>1</sup>. Ipoteza se bazează pe teoria cosmogonică Kant-Laplace care consideră că planeta, fie inițial, fie în evoluție, reprezintă la un moment dat un corp incandescent antrenat în răcire.

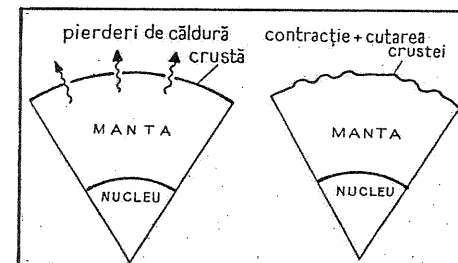


Fig. 53. Ilustrarea ipotezei contractiei

Se presupune că nucleul planetei în răcire se contractă, ducând la încrețirea scoarței acoperitoare, care devine prea largă (în modul în care se încrețește coaja unui măr parțial deshidratat). Procesul, pe lângă deformări, duce la apariția unor crăpături prin care se asigură extruzarea spre suprafață a magmelor.

Ipoteza nu poate fi susținută astăzi, în primul rând pentru că este infirmată însăși ideea de răcire a planetei, pe de altă parte pentru că studiile geofizice și astrofizice neagă reducerea dimensională a Pământului. De altfel, ipoteza are lacune și în explicarea unor procese majore imposibil de justificat prin reducerea de volum și cutare, ca ciclicitatea proceselor orogenice, schimbarea sensului de mișcare al scoarței, orientarea diferențiată a structurilor etc.

**IPOTEZA IZOSTAZIEI**<sup>2</sup> pornește de la ideea că scoarța terestră (SIAL) plutește pe manta (SIMA), alcătuind un sistem hidrostatic similar cu cel produs de plutirea icebergurilor pe ocean. Scăderea greutatei blocurilor, prin eroziune, sau creșterea greutatei acestora, prin acumulare de sedimente, ar determina ridicarea sau scufundarea blocurilor sialice în SIMA (în sensul modelului lui E. Suess), generând mișcările tectonice pe verticală. Prin împingerea laterală a masei de SIMA, în momentul scufundării este determinată apariția mișcărilor tangențiale, iar în lungul limitelor care separă blocurile sunt asigurate căile de ascensiune a materiei sub formă de magme.

Realizarea echilibrului izostatic al blocurilor de SIAL pe SIMA nu poate explica nici amploarea mișcărilor tectonice, nici ciclicitatea acestora. De asemenea, unicitatea sursei de

<sup>1</sup> Ipoteza a fost emisă de Elie de Beaumont (1829, 1859).

<sup>2</sup> Ipoteza se bazează pe experiențele realizate de G. Pratt (1855) și J. Airy (1869) și dezvoltată de C.E. Dutton (1889).

material magmatic nu poate justifica diversitatea manifestărilor magmatice și vulcanice. Desigur, în situații locale, principiul poate fi explicat și înțeles, dar nu poate fi acuzat de producerea totalității fenomenelor geodinamice la nivel planetar.

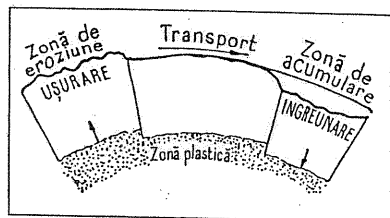


Fig. 54. Ipoteza izostaziei (66 – simplificat)

IPOTEZA CURENȚILOR DE CONVECTIE<sup>1</sup> admite existența în manta a unor cureni subcrustali de materie, produși de diferențe de temperatură și care, în circuitul lor, ar putea antrena în deplasare masele de scoarță pe care le suportă, determinând apariția de zone de tensiune și zone de compresiune, implicit formarea unor orogene marginale, dar și formarea de ocean nou. Închiderea celulelor de convecție permite schimbarea sensului de deplasare a blocurilor de scoarță și determină o anumită ciclicitate a procesului tectonic.

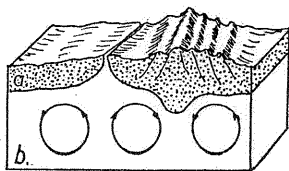


Fig. 55. Ipoteza curenților de convecție (59 – modificat)

- a. Scoarță plastică  
b. Substratul fluid

IPOTEZA CUTĂRIILOR GRAVITAȚIONALE<sup>2</sup> presupune că, sub efectul forțelor de gravitație, volume importante din scoarța terestră se desprind și se deplasează, determinând cutări și fracturări. Ipoteza, bazată mai mult pe observarea unor fenomene la scară redusă, nu poate fi admisă la scară planetară, mai ales pentru că nu explică nici ritmicitatea fenomenului, nici mișcările de ridicare antigravitațională și nici nu argumentează procesele magmatice.

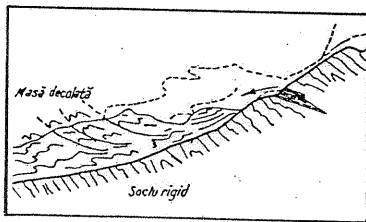


Fig. 56. Ipoteza cutărilor gravitaționale (77 – simplificat)

IPOTEZA GEOSINCLINALELOR<sup>1</sup>. Această ipoteză a fost, multă vreme, acceptată de foarte mulți cercetători, oferind interpretări plauzibile asupra majorității problemelor geodinamice. Ipoteza pornește de la ideea că cutările scoarței se realizează în zone de fosă, numite GEOSINCLINALE. În aceste fosse, volumul mare de sedimente acumulate este supus unui proces de subsidență și îngropare la adâncimi mari. Aici, ele se încălzesc și se dilată, provocând împingeri tangențiale, urmate de cutări și ridicări ale depozitelor. Procesul este însoțit de apariția unor sisteme de fracturi, de topiri de substanță și deci de provocarea proceselor magmatice, diversificarea compoziției rocilor magmatice fiind justificată de momentul din evoluția geosinclinalului, în care se manifestă și de natura materialului inițial antrenat de proces. De asemenea, ipoteza poate justifica realizarea proceselor de metamorfism care însoțesc majoritatea catenelor montane cutate.

În același timp însă, dacă ipoteza răspunde problemelor geodinamicii din zonele de fosă, ea nu poate explica cauzele proceselor existente în celelalte zone ale scoarței, nici varietatea depozitelor antrenate în cutare, nici marea diversitate a tipurilor de mișcări plicative, nici existența fundamentelor cristaline în afara zonelor de geosinclinal.

IPOTEZA TRANSLATIEI CONTINENTALE (IPOTEZA DRIFTULUI CONTINENTAL). Cunoscută ca ipoteza lui Wegener, ideea driftului este de fapt mult mai veche. Încă Francis Bacon – 1620, apoi Snider – 1858, Tylor – 1910, Baker – 1912 remarcă un formal corespondențe între contururile continentelor aflate de o parte și de alta a oceanelor, ceea ce presupunea formarea lor prin fragmentarea unei mase terestre inițial monolitice.

În 1912, Wegener preia ideile lansate anterior emițând ipoteza derivei continentelor. Aceasta, cu toate că la început a fost dur combătută de cercetătorii contemporani, a avut o largă circulație datorită argumentelor ferme prin care este susținută. Ipoteza admite deplasarea în derivă a unor mase rigide de material sialic pe un substrat vâscos simatic. După Wegener, în Paleozoic, pe suprafața planetei exista un continent unic numit PANGEA, înconjurat de un ocean unic, PANTHALASA. Datorită mișcării de rotație și atracției mareice a Lunii și Soarelui, Pangea s-a rupt în mai multe blocuri care au început să alunece pe SIMA spre vest și spre ecuator. Americile s-au desprins de Europa și Africa, alunecând spre vest; India se deplasează spre ecuator.

Wegener precizează chiar și principalele momente ale scindării continentelor sau a unor porțiuni din ele (Groenlanda, Madagascar, Noua Zeelandă), pe baza unor argumente de ordin morfologic, geologic, paleontologic, biologic, paleoclimatic, geodezic, etc.

<sup>1</sup> Inițiată de Hall (1859), dezvoltată de Read, Houg, Auboin etc.

<sup>1</sup> Emisă de Otto Ampferer (1906), dezvoltată de A. Holmes (1928, 1944).

<sup>2</sup> Concepută de H. Schardt (1893), revizuită repetat de M. Gignoux, L. Moret etc.

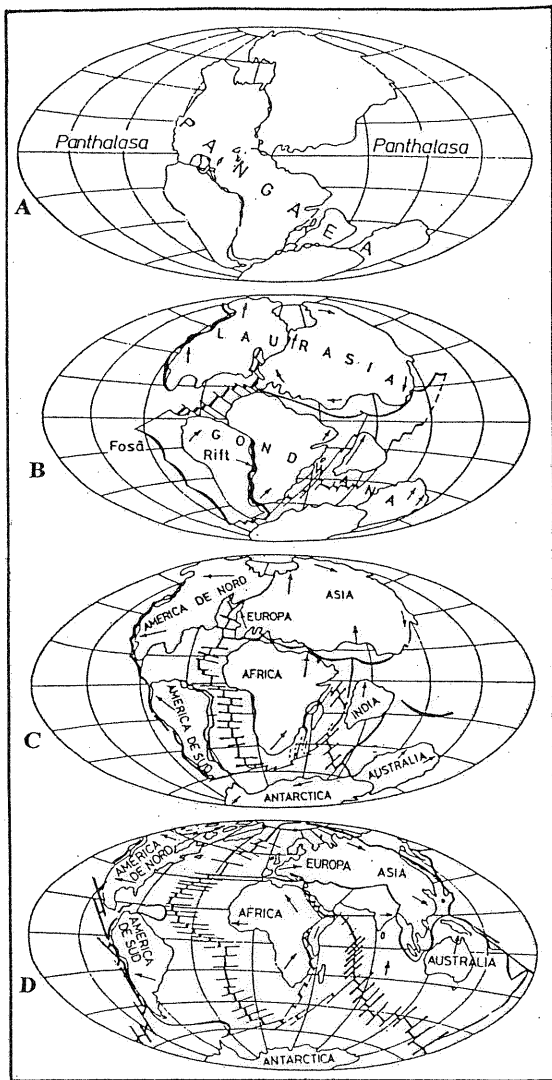


Fig. 57. Câteva etape din evoluția continentelor, în accepțiunea lui A. Wegener:

- A. La sfârșitul Triasicului (-200 mil. ani)
- B. În Jurasicul mediu (-135 mil. ani)
- C. La sfârșitul Cretacicului (-65 mil. ani)
- D. Situația probabilă peste 50 mil ani

(după S.W. Matthews, 1973 din 69)

În deplasarea lor, continentele funcționează ca niște lame de buldozer, strivind sedimente din zonele oceanice, cutându-le și ducând la formarea munților, în partea opusă sensului de mișcare. În același timp se formează fracturi profunde care permit injecții de material simatic în seriile cutate.

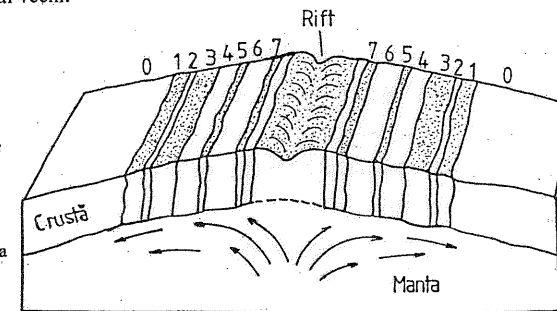
Cu toate argumentele legate de similitudinea unor contururi continentale, de echivalența petrografică existentă de o parte și de alta a zonelor de ruptură (se făcea referire în special la Atlantic) și de conținuturile paleontologice asemănătoare ale acelorași zone, ipoteza are limite importante care au făcut ca, din anii 1930, să-și piardă interesul. Astfel, prin deriva continentelor nu se poate explica de ce substratul simatic (bazaltic), mult mai plastic decât Sialul, nu a fost antrenat în cutare în mod preferențial. Este evident că lanțurile muntoase sunt predominant cu constituție sialică. De asemenea, ipoteza nu explică manifestarea mișcărilor radiare ale scoarței terestre, nici ciclicitatea manifestărilor orogenice și mai ales, nu justifică existența unor zone cutate în partea opusă zonelor considerate a fi supuse comprimării. De asemenea, ipoteza nu rezolvă orientarea divergentă a cutărilor, în formarea unor lanțuri muntoase de tipul Carpaților, dacă sensul general de deplasare a continentelor este constant.

Cu toate lipsurile ipotezei, au fost geologi care au folosit-o, aducându-i modificări menite să-i estompeze lacunele. Astfel, ciclicitatea proceselor orogenice, ca și distribuția unor catene montane în zone în care fenomenele de raclare nu pot fi justificate, s-ar datora unei succesiuni de continente unice, fracturate, translate și refuzionate, deci a mai multor „Pangea”, cu o evoluție proprie în timpul istoriei Pământului, configurația pe care o întâlnim reprezentând numai o situație de moment, rezultatul general fiind obținut prin cumularea întregului ansamblu evolutiv, desfășurat în timp.

IPOTEZA EXPANSIUNII FUNDURILOR OCEANICE. Modul de rupere al continentelor, esențial în ipoteza derivei continentelor, al cărei mecanism funcționează bipolar, atât prin compresiune – în zonele de convergență-, cât și prin distensiune – în zonele divergente, de fractură – a determinat apariția unei ipoteze complementare, care poate fi atribuită lui A. Holmes (1944). Ipoteza exprimă ideea că, între continentele în derivă, se crează un spațiu oceanic nou, al cărui fund este format prin injecția unui material magmatic în spațiul gol, produs prin fragmentarea continentului. Oceanul nou se găsește la mijloc, fiind flancat de funduri oceanice mai vechi.

Fig. 58. Formarea de crustă nouă în accepțiunea expansiunii fundului oceanic (18)

0, 1, 2, 3 etc = benzi succesive formate simetric de o parte și alta a zonei de rift.



Materia extruzată din adâncime împinge lateral materialul deja existent, determinând lărgirea continuă a suprafeței oceanice și producerea permanentă de crustă oceanică nouă. Materia nou apărută ar determina compresiuni asupra zonelor mai vechi, ducând la cutarea lor, la ridicarea și, prin procese intense de eroziune, la transformarea lor într-o crustă de tip continental.

Pentru a putea explica desfășurarea fenomenelor, Holmes a reambulat ideea existenței sub scoarță a unor sisteme de curenți de convecție care, în deplasarea lor subcrustală, pot transporta continentele, cu toată opoziția manifestată de stratul bazaltic.

În anul 1962, ipoteza a fost dezvoltată de Hess și Dietz care au realizat importanța deosebită a transferului de energie termică manifestat în celulele de convecție din materialul subcrustal. În manta, mișcarea materiei este activă prin mai multe celule de convecție. Pe ramura ascendentă a unei celule, materialul incandescent iese la suprafață în rifturile medio-oceanice, generând fund oceanic nou. Față de rift, fundul este animat de o mișcare divergentă, simetrică, produsă de ramura orizontală a celulei de convecție, până la ramura descendentă. Aici, fundul oceanic este absorbit, topit și reîncorporat în manta.

Procesul continuu de generare de scoarță oceanică, prin procese de acreeție (adăugare de materie nouă la cea existentă) a fost confirmat de studiile de paleomagnetism care, pe baza observării magnetismului remanent în raport cu ritmica schimbare de polaritate geomagnetică, au demonstrat simetria procesului.

H.H. Hess (1962), creatorul teoriei celulelor de convecție subcrustale, explică generarea unor forțe de împingere în zona riftului, prin transformarea topiturilor ascendente, sub influența apei. Se produce serpentinizarea peridotitelor, cu mărire de volum, ceea ce duce la ridicarea dorsalelor medio-oceanice. În același timp, translarea laterală determină formarea unor sisteme de falii în trepte, care accentuează diferența de nivel dintre rift și câmpiile abisale. În același timp, lateral, pe fundul oceanic nou format se depun sedimente, antrenate într-un proces de echilibrare izostatică. În lungul fracturilor, se manifestă fenomene vulcanice intermitente, de tip islandian sau afarian, topiturile subcrustale antrenând material similar asimilat, care poate să schimbe esențial chimismul inițial.

Dacă ipoteza prezentată poate oferi explicații plauzibile pentru procesele desfășurate în zonele de rift, cu formare de crustă oceanică nouă, ea lasă insuficient explicate procesele desfășurate în ramurile descendente ale celulelor de convecție, unde trebuie să se compenseze cantitativ substanța nou creată, deoarece este evident că fără această compensare volumul Pământului ar trebui să crească la nesfârșit și că, de fapt, crusta nou formată este parte componentă a mantalei și trebuie să fie undeva recuperată.

**IPOTEZA TECTONICII PLĂCILOR.** Ipoteza introdusă de Mc. Kenzie și Parker în 1967 pleacă de la ideea că scoarța terestră alcătuiește un mozaic de plăci litosferice rigide, cu posibilitatea de alunecare pe suprafața substratului astenosferic, atât în raport cu acesta, cât și fiecare placă în raport cu cele învecinate.

Ipoteza precizează caracterul rigid, nedeformabil, al zonelor mediane ale plăcilor, ca și aspectul activ, în continuă transformare al zonelor de margine care, prin tensiune, prin coliziune sau prin glisare pot determina diferite aspecte geodinamice.

Plăcile, blocuri crustale rigide, sunt separate între ele prin rifturi, fose și falii transformante. Urmărindu-se structura plăcilor se constată că unele sunt purtătoare exclusiv de litosferă continentală (placa Arabiei), altele exclusiv de litosferă oceanică (placa Pacificului), altele fiind purtătoare ale ambelor tipuri de crustă, atât continentală cât și oceanică (placa Nord-Americană, placa Africană). În legătură cu acest aspect, se conturează o serie de probleme referitoare la marginile continentale (în sens geografic), raportate la poziția lor pe placă, ca și gradul de receptivitate la activitatea seismică.

În accepțiunea acestei ipoteze, pot fi explicate atât activitatea magmatică manifestată în zonele de distensiune, cât și cele din zonele de compresiune. Tectonica plăcilor presupune că, în zonele de compresiune, se produce un proces de subducție, de scufundare a unei plăci sub cealaltă, urmat de un consum, de o distrugere a plăcii îngropate în astenosferă.

## TEORIA TECTONICII GLOBALE

Dezvoltarea tehnologiilor, manifestată în ultimele decenii, a dus la realizarea unor progrese importante în toate domeniile științifice. Dintre acestea, cele din domeniul geofizicii aduc o multitudine de date care au permis reinterpretarea problemelor legate de ipotezele geotectonice, prin utilizarea unitară a ideilor argumentate de diferite ipoteze. Acestea sunt însumate critic într-o teorie sintetică amplă, numită TECTONICA GLOBALĂ. Termenul, introdus în 1968, cuprinde principalele idei confirmate sau bine argumentate, oferite de cele mai moderne ipoteze geotectonice – ipoteza expansiunii fundurilor oceanice, ipoteza curenților de convecție, ipoteza derivei continentelor, ipoteza tectonicii plăcilor -, sintetizate într-o accepțiune unică, generalizată la scară planetară. Din această însumare, sunt explicate, nu în totalitate, dar în foarte mare măsură, problemele legate de procesele dinamice ale litosferei, în strânsă corelare cu stimulii care le provoacă și cu efectele majore pe care le induc.

Preluând soluții oferite de ipotezele moderne anterioare, teoria tectonicii globale demonstrează că suprafața globului terestru poate fi privită ca un mozaic de plăci litosferice

rigide care au posibilitatea de a se deplasa pe substratul astenosferic și unele în raport cu altele (idee preluată de la ipoteza tectonicii plăcilor).

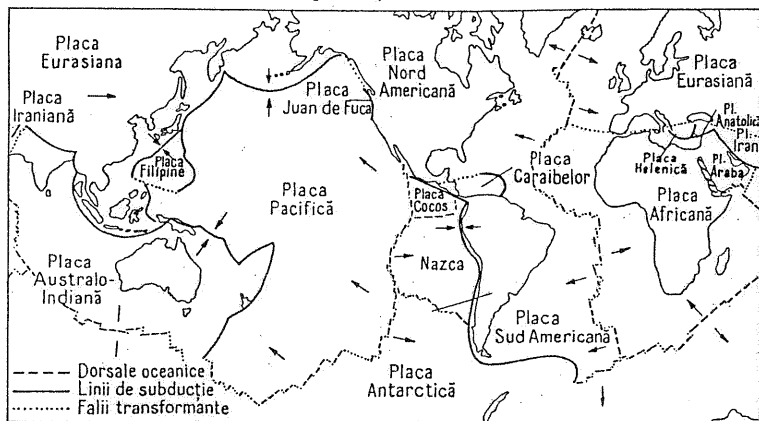


Fig. 59. Structura în plăci a scoarței terestre (126)

Se acceptă, în prezent, ideea că globul terestru este alcătuit din 7 plăci majore, cu suprafețe de  $10^7 - 10^8 \text{ km}^2$ , 8 plăci intermediare, cu suprafețe de  $10^6 - 10^7 \text{ km}^2$ , și 20 plăci mici, sub  $10^6 \text{ km}^2$ , dintre care unele nu au putut fi precis delimitate.

Cele 7 plăci majore sunt: EURASIA, PLACA AFRICANĂ, AMERICA DE NORD, AMERICA DE SUD, PLACA PACIFICĂ, PLACA AUSTRALO-INDIANĂ și PLACA ANTARCTICĂ.

Între plăcile litosferice există 3 tipuri majore de limite:

- RIFTURI = reprezentând limite divergente, la contactul dintre două plăci care se îndepărtează una de alta;

- FOSE = reprezentând zonele de subducție, limite convergente la care plăcile se apropie una de alta, una glisând sub cealaltă printr-un proces de subducție și, fiind progresiv consumată prin afundare în astenosferă; subducția se realizează în lungul unui plan de glisare cu unghiuri de înclinare diferite, numit "PLAN BENIOFF";

- FALII TRANSFORMANTE = reprezentând contactul între plăci cu deplasare relativ paralelă, cu translare una în raport cu cealaltă, fără să-și modifice distanța dintre ele.

Reportând mișcările plăcilor unele față de altele, în deplasarea lor pe suprafața sferică a astenosferei, se constată existența unui pol de rotație, în jurul căruia se dirijează mișcarea într-o direcție paralelă cu faliile transformante, aproximativ conformă cu liniile longitudinale ale planetei.

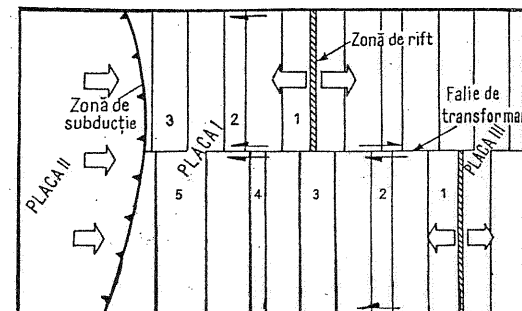


Fig. 60. Structura simplificată a unor plăci în relații active (Benzile verticale numerotate marchează momente succesive de crustă nou creată) (126)

Rifturile și fosele fac, în general, unghiuri drepte cu faliile transformante, aliniindu-se relativ paralel cu direcțiile meridiene.

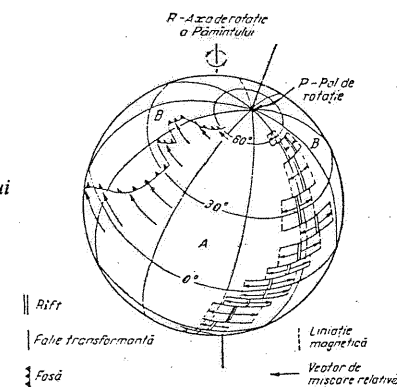


Fig. 61. Rotația plăcilor litosferice în jurul unui pol de rotație (98)

Viteza relativă de deplasare dintre două plăci este determinată de viteza de expansiune a fundului oceanic în zonă de rift și, în același timp, de viteza de subducție și implicit, de asimilare a litosferei subduse în zonele de fosă.

Există părerea, aproape generală, că plăcile tectonice se deplasează prin acțiunea forțelor proprii, numai inițierea mișcării fiind legată de prezența unor curenți de convecție și de forțele de extruzie a materiei din manta. După acest moment inițial, plăcile își continuă și își accentuează deplasarea oarecum inerțial.

Întregul ansamblu de forțe care acționează asupra plăcilor determină o succesiune de efecte net diferențiate după sensul de deplasare al plăcilor.

În zonele de rift, în care plăcile se deplasează divergent, îndepărtându-se una de alta, se realizează o serie de forțe de împingere ale masei de astenosferă asupra plăcilor, prin

intruzarea de scoarță oceanică nouă care se adaugă prin acreție, în zona de tensiune, la masa scoarței existente.

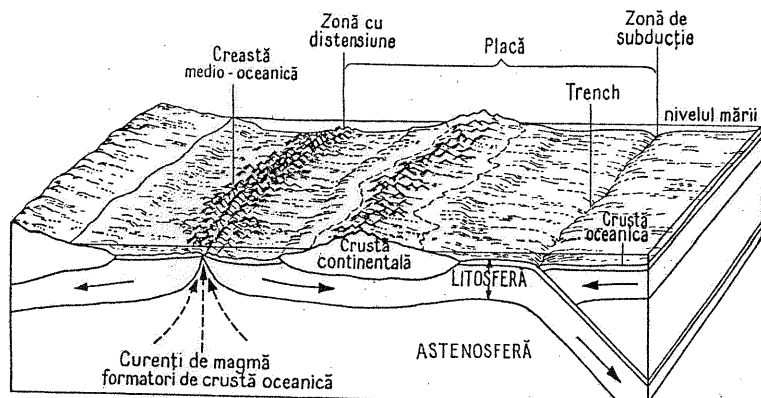


Fig. 62. Relațiile dintre plăcile litosferice în cazul marginilor divergente (zone de distensiune) și convergente (zone de compresiune) (126)

În zonele de subducție, în care mișcarea plăcilor este convergentă, apar o serie de forțe de compresiune și de rezistență la înaintare a plăcii în scufundare în masa astenosferei care o va asimila.

În lungul faliilor transformante se manifestă, în special, forțe de rezistență la târâre și de frecare reciprocă a marginilor plăcilor.

Plăcile litosferice au vâscozitate mare (depășind  $10^{23}$  poise), iar astenosfera pe care se deplasează are vâscozități apreciate la  $10^{21}$  sau chiar mai puțin. Limita de nivel de vâscozitate este, după foarte mulți cercetători, tranșantă, în anumite condiții cele două medii putând fi complet decuplate, în alte condiții însă litosfera și astenosfera pot fi intim cuplate într-un sistem progresiv, ceea ce face ca mișcarea relativă a celor două entități să fie extrem de complexă.

În ansamblul reacțiilor fizice manifestate în procesul de deplasare al plăcilor, în afara categoriilor de forțe deja menționate, se manifestă o multitudine de forțe complementare, totalitatea lor inducând starea permanentă de stress atât la nivelul litosferei cât și la cel al astenosferei.

Astfel, forțele de împingere din zonele de rift sunt însoțite de forțe de tensiune, determinate de însăși îndepărtarea plăcilor. Aceste forțe de tensiune, pe de o parte determină deformarea prin întindere, prin subțierea litosferei, pe de altă parte facilitează apariția unor

mișcări radiare de ridicare a astenosferei, cu formarea de bombamente în raport cu zonele învecinate.

Totodată, rezistența la întindere a litosferei facilitează apariția de fracturi profunde, simetrice de-o parte și de alta a riftului. În lungul acestor fracturi, pe măsura îndepărtării zonei de bombament corespunzătoare expansiunii oceanice, fundul bazinului cade în trepte până la nivelul fundului oceanic stabil. Fracturile reprezintă și căi de acces pentru fluxul termic conex invadării de material astenosferic, cel mai adesea marcat de procese magmatice efusive, majoritar ultrabazice și bazice.

În zonele de subducție, forțele care acționează sunt mai complexe, stressul fiind dependent de un număr foarte mare de factori.

În afara forțelor de compresiune și a rezistenței la înaintare a plăcii în subducție, mai intervin forțe de tracțiune gravitațională, apreciate ca mult mai mari decât forțele de împingere din zona de rift, ele trebuind să contracareze rezistența astenosferei însăși, reacția de coliziune dintre plăci și forțele mecanice ale procesului de curbare a plăcii în subducție, sub placa acoperitoare. Intervin, de asemenea, forțe de flotabilitate ale litosferei, rezultate din diferențele de densitate, dependente și de gradul de răcire al litosferei.

Mișcările convergente, respectiv procesele de subducție, au ca un prim efect o creștere în grosime a litosferei, creștere care declanșează o dereglare a echilibrului izostatic, fapt generator el însuși de stress în tendința de reechilibrare realizată în orogeneză. Procesul, foarte complex, este el însuși generator de mișcări, atât radiare cât și tangențiale, care complică și mai mult sistemul de forțe. Se produc aici sisteme de stress cu dezvoltare locală, dar care pot deveni dominante prin cumulare. Astfel intervin forțe induse de supraîncărcarea cu produse vulcanice sau sedimentare acumulate preferențial în anumite zone, forțe determinate de schimbarea de curbura a plăcilor în deplasarea lor latitudinală, stressuri termale induse de procesul de răcire a litosferei oceanice nou create, ca și totalitatea stressurilor determinate de schimbarea de fază a mineralelor litosferei, cel mai adesea urmate de schimbări importante de volum.

Nu trebuie uitat nici un moment că la nivelul planetar procesele legate de tectonica globală a plăcilor funcționează simultan și în strânsă interdependență, condiționându-se reciproc, diferențierile frecvente care pot fi observate fiind mai mult un efect de moment al unei evoluții îndelungate și neîntrerupte.

Este evident că cele mai afectate regiuni de procesele de deplasare ale plăcilor tectonice vor fi întotdeauna marginile acestora, adică acele porțiuni care vin în contact direct cu altă placă, indiferent de sensul de deplasare relativă al plăcilor.

Este cert că, contrar concepției lui Wegener care făcea echivalența noțiunii de continent cu cea de placă litosferică, plăcile tectonice pot fi purtătoare ale tuturor tipurilor de crustă. Sunt plăci purtătoare exclusiv de crustă oceanică, plăci purtătoare exclusiv de crustă continentală, ca și plăci mixte purtătoare ale ambelor tipurilor de crustă.

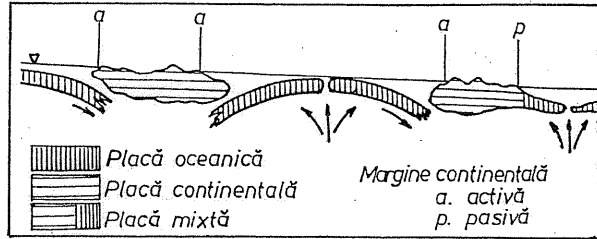


Fig. 63. Raporturi între marginile continentale și tipurile de crustă

Dacă în zonele de rift, deplasarea plăcilor va determina generarea permanentă de crustă nouă, de tip oceanică, în zonele de subducție, procesul, și implicit relația dintre plăci, se diferențiază în funcție de tipul de crustă pe care îl poartă. Raportând marginile continentelor, în sens geografic, la poziția lor pe suprafața plăcilor tectonice, se diferențiază două categorii majore. O primă categorie o reprezintă marginile pasive, poziționate în mijlocul plăcilor tectonice, în care trecerea de la scoarța continentală la cea oceanică este stabilă, fiind determinată de modificări ale crustei, independente de procesele de rift sau de subducție în funcțiune. A doua categorie o reprezintă marginile active, în care limitele zonelor continentale coincid cu limitele plăcilor și în care un proces de subducție este responsabil de configurația existentă. Situațiile menționate sunt bine concretizate de relațiile continent/ocean din zona Atlanticului pentru marginile pasive și de zona Circumpacifică pentru marginile continentale active.

În cazul marginilor continentale active, acestea se suprapun peste zone de subducție, asimilate cu planele Benioff prin care plăci purtătoare, în general, de crustă oceanică sunt subduse sub plăci considerate relativ stabile, de orice tip. Procesul de subducție însuși se dezvoltă în mod diferențiat în funcție de natura plăcilor afectate. Au putut fi precizate trei modele de subducție.

Un prim model = de tip CHILIAN = este un proces de subducție sub arc continental. O placă oceanică se subduce sub o placă continentală, în lungul unui plan Benioff slab înclinat (10-15°). Rezultă un regim de stress compresional cu fricțiuni importante între plăci, fapt care favorizează producerea unor cutremure importante, adesea cu magnitudine peste 8.

În unele situații sedimentele oceanice pot fi antrenate de placa stabilă și acumulate într-o prismă de acreție adiacentă plăcii continentale, uneori separată de aceasta de un bazin marin cu substrat granitic, continental. Compresiunea care determină orogenul marginii continentale este însoțită de manifestări magmatice active, de tip andezitic, caracterul bazic al magmelor de origine astenosferică fiind parțial compensat de asimilarea de material granitic și/sau sedimentar al plăcii considerată rigidă, prin fracturile căreia se deplasează spre suprafață.

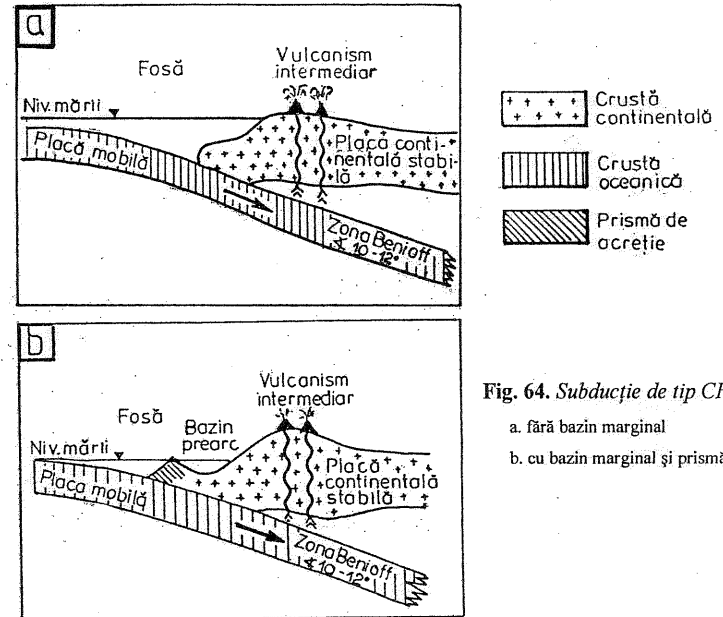


Fig. 64. Subducție de tip CHILIAN (122)

- a. fără bazin marginal
- b. cu bazin marginal și prismă de acreție

Un al doilea model este de tip JAPONEZ, cu subducție sub arc insular pasiv. Procesul de subducție se desfășoară tot între o placă mobilă oceanică și o placă continentală dar sensibil complicat față de primul caz.

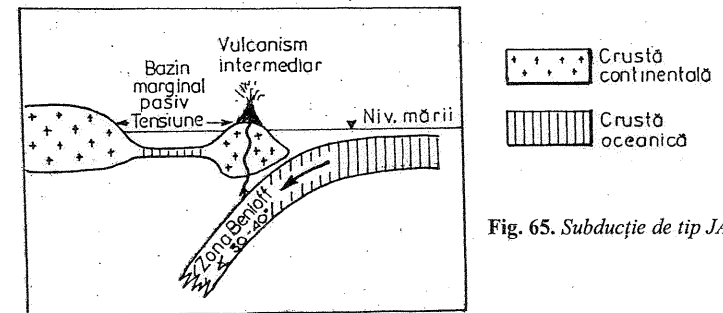


Fig. 65. Subducție de tip JAPONEZ (122)

Planul Benioff de subducție este mai accentuat înclinat ( $30-40^\circ$ ). Procesul de subducție determină sub placa continentală forțe de tensiune care duc la subțierea până la dispariție a crustei continentale și formarea unui bazin marginal cu fund oceanic între continentul propriu-zis și arcul insular suprapus zonei de subducție. Procesul este însoțit de fenomene magmatice intermediare de aceeași factură ca în cazul precedent.

Cel de-al treilea model de subducție este modelul MARIANE, sau cu bazin marginal activ. Aici procesul de subducție se realizează la contactul dintre două plăci cu crustă oceanică. Planul Benioff are înclinare foarte mare, putând ajunge până la  $90^\circ$ . Astfel, placa descendentă este decuplată de placa acoperitoare și antrenează în subducție totalitatea sedimentelor oceanice. În același timp, constituția celor două plăci fiind similară, marginea plăcii stabile este ea însăși afectată, deformată și parțial îngropată. Fără să fie asimilată în astenosferă, ea este totuși sfărâmată tectonic generând tensiuni care fac posibil ca sub placa stabilă să se creeze o celulă locală de convecție care produce tensiuni, generând un microrift cu procese de expansiune, suprapus unui bazin marginal considerat din acest motiv activ. Procesul, în acest caz, duce la apariția unor arcuri insulare emerse sau submerse, alcătuite din scoarță de tip oceanic, care flanchează fose deosebit de adânci și cu un vulcanism activ ciclic în cadrul căruia se remarcă o alternanță de chimism a magmelor de la bazică la acid în măsura în care topitura magmatică asimilează sedimentele obduse.

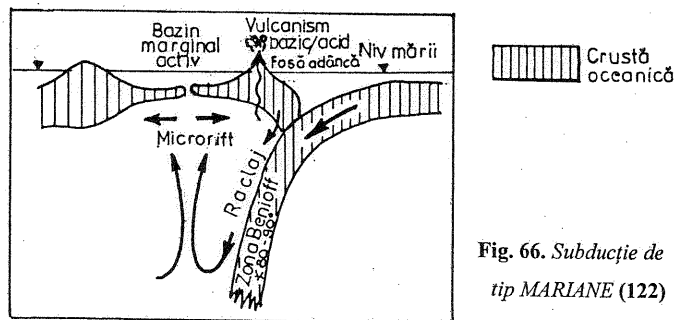


Fig. 66. Subducție de tip MARIANE (122)

Acceptând mecanismul tectonicii globale ca un ansamblu de procese desfășurate într-o lungă perioadă de timp în istoria Pământului, se poate vedea că fiecare tip de crustă litosferică are o existență limitată în timp, fiind supusă unor transformări permanente, cu evoluție repetabilă.

J.T. Wilson (1968) conturează câteva momente esențiale în evoluția plăcilor tectonice, derulate într-un ciclu, numit astăzi Ciclul Wilson, pornind de la faza de rift, generator de

litosferă nouă, până la fuzionarea completă a unor plăci convergente într-o singură placă, în care zonele active marginale se stabilizează.

În ciclul Wilson se individualizează 5 etape succesive, cu caracteristici proprii, pornind de la o placă litosferică inițială.

**I. Stadiul embrionar (inițial).** Modelul actual al acestui stadiu este RIFT VALLEY din estul Africii, sau riftul RIO GRANDE. Stadiul se produce atunci când pe suprafața unei plăci litosferice unitare, curenții de convecție, astenosferici, prin ramurile ascendente, determină apariția unor „PUNCTE FIERBINȚI”. Acestea rup echilibrul inițial prin crearea unor forțe de tensiune în masa plăcii. Aceste forțe au ca efect apariția unor sisteme de fracturi asociate în graben și subțierea prin întindere a litosferii. Se asociază un magmatism în general alcalin. Procesul păstrează încă scoarță de tip continental, dar creează spații necesare generării de scoarță oceanică nouă, și se manifestă printr-un magmatism intens cu material de tip astenosferic. În depresiuni se acumulează depozite vulcanogen-sedimentare, depozite lacustre și evaporite.

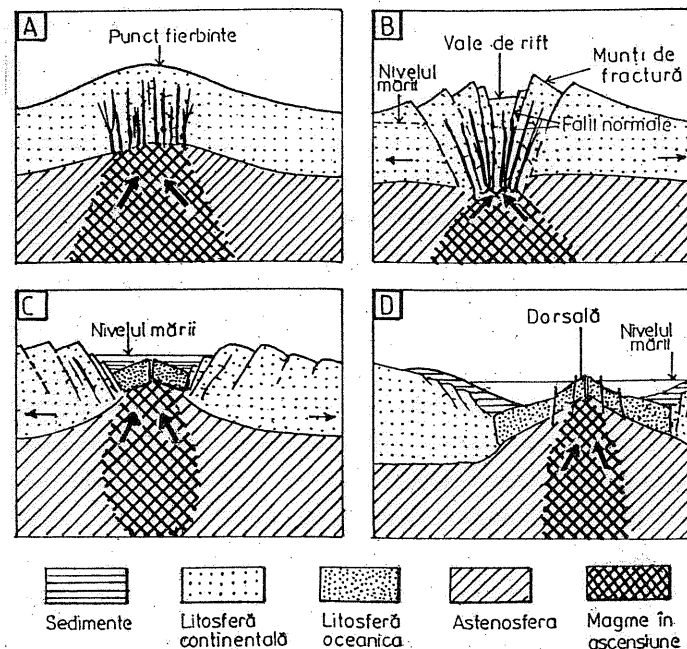


Fig. 67. Primele stadii (de expansiune) ale Ciclului Wilson.

A. Stadiul inițial (tip Platou Colorado); B. Stadiul embrionar (tip Rift Est African);

C. Stadiul tânăr (tip Marea Roșie); D. Stadiul matur (tip Atlantic)(126)



## ZONAREA ÎN ADÂNCIME A LITOSFEREI

În afara diferențierilor cantitative existente între rocile endogene și cele exogene, de la suprafață spre profunzimea litosferii, se remarcă o tendință de zonare, legată atât de criteriul genetic, cât și, într-o măsură largă, de influențele colorate geostere asupra litosferii.

Astfel, după O. Lange, litosfera poate fi divizată în 4 zone, cu roci dominante particularizate și comportament geodinamic specific. La exterior, în imediat contact cu atmosfera și deasupra nivelului hidrostatic, se separă ZONA DE ALTERAȚIE. Aici, interacționează atmosfera și biosfera și biosfera. Zona se caracterizează prin aflux mare de oxigen și apă și o circulație rapidă și activă de substanță. Fără să lipsescă rocile endogene, zona este dominată de prezența sedimentelor active și a rocilor sedimentare.

O a doua zonă, ZONA DE CIMENTAȚIE, se situează sub nivelul hidrostatic și se extinde până la adâncimi de 9-10 km, unde se ating temperaturi care marchează punctul critic al apei (365°C). În această zonă, circulația de substanță este mai lentă. Presiunea litostatică indusă de grosimea stivei de depozite determină un grad avansat de compactizare, implicit reducerea progresivă a porilor. Circulația activă a apei și a gazelor fiind redusă, depozitele au un mai mare grad de stabilitate. Din punct de vedere cantitativ, domină rocile sedimentare. La acest nivel, cvasi-totalitatea sedimentelor au depășit procesele de diagenză (litificare), devenind în întregime roci sedimentare.

Sub zona de cimentare, până la adâncimi de 50-60 km, se separă cea de a treia zonă, ZONA DE METAMORFISM. Aceasta este caracterizată prin presiuni litostactice foarte mari și prin temperaturi ridicate, favorabile transformării rocilor prin metamorfism. Fără să lipsescă rocile sedimentare, cantitativ domină rocile endogene, magmatice și, mai ales, metamorfice. În sfârșit, cea de a patra zonă, ZONA DOMENIULUI MAGMATIC, se extinde până la baza litosferii. Temperaturile și presiunile realizate aici sunt extreme de mari. Starea materiei este solidă, dar sunt create condiții termodinamice favorabile pentru ca, local, să se poată forma topituri de roci (magma), stagnante sau mobile, prin a căror consolidare se formează predominant roci magmatice. Desigur, accesul la observarea directă a acestei zone este imposibil, dar există argumente care să susțină prezența exclusivă a rocilor endogene, magmatice și/sau ultrametamorfice (supuse unui metamorfism atât de avansat încât devin comparabile structural și textural cu rocile magmatice).

## RELIEFUL SCARTEI TERESTRE

Fiind sediul totalității sau aproape a totalității proceselor geologice desfășurate pe Pământ sau cel puțin al celor ce pot fi cunoscute, litosfera a fost și este, în continuare, supusă unor studii din ce în ce mai detaliate și din ce în ce mai complexe, menite să elucideze, pe de o parte – mecanismele fizice care coordonează desfășurarea proceselor geodinamice, pe de altă parte – consecințele acestor procese, cu toată suita de implicații legate de înțelegerea suprafeței Pământului, de repartiția substanțelor din care este alcătuită scoarța terestră și, nu în ultimul rând, de posibilitatea de utilizare, în interesul civilizației umane, a tuturor acestor consecințe.

În observarea Pământului, de la început a frapat diferențierea marcantă între cele două domenii majore pe care le cuprinde, cel continental și cel oceanic. Din suprafața totală a planetei de peste 510 milioane km<sup>2</sup>, cea mai mare parte, 71 %, este acoperită de oceanul planșetar, numai 29 % reprezentând uscatul. Această repartiție este dependentă, pe de o parte de cantitatea de apă lichidă existentă, pe de altă parte de relieful litosferii care prin acțiunea de depresiune pe care le presupune, permite acumularea selectivă a apelor și separarea ca uscat a zonelor mai ridicate.

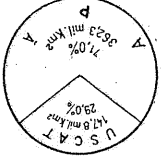


Fig. 51. Repartiția suprafața Pământului. (144)

Repartiția celor două domenii este dezechilibrată, nu numai cantitativ, ci și ca distribuție spațială, putându-se observa o „emisferă oceanică” și o „emisferă continentală”. În linii generale se observă gruparea continentelor în zona emisferii nordice, emisfera sudică fiind predominant oceanică.

Separarea geografică între cele două domenii coincide numai parțial cu delimitarea structurală. Din acest punct de vedere se remarcă o PLATFORMĂ CONTINENTALĂ, care cuprinde uscatul (munții, delurile și câmpiile), dar și gulfii (platforma epicontinentală) acoperit de apele mării, și o PLATFORMĂ OCEANICĂ incluzând câmpiile abisale, fosele, dar și dorsalele medio-oceanice și bazinele marginale.

Ca structură platforma continentală este alcătuită din crustă continentală, formată dintr-o pătură sedimentară, un strat granitic și unul bazaltic. Platforma oceanică se bazează pe

## GEOLOGIA DINAMICĂ

Înfățișarea actuală a Pământului este rezultatul interacțiunii permanente dintre forțele interne (endogene) și cele externe (exogene) ale planetei, care determină o transformare continuă supusă unor legități specifice.

Partea din Geologie care se ocupă de studiul tuturor proceselor care au loc în litosferă sau la suprafața litosferei, sub acțiunea celor două categorii de forțe, manifestate prin două categorii de agenți individualizați, reprezintă GEOLOGIA DINAMICĂ.

Geologia dinamică studiază raporturile de cauzalitate în înălțuirea proceselor și fenomenelor geologice, care se condiționează reciproc.

În concordanță cu natura și originea agenților care acționează dominant asupra scoarței terestre, Geologia dinamică este divizată în două părți:

- **Dinamica internă**, care studiază fenomenele și procesele geologice produse sub acțiunea agenților interni, proprii interiorului litosferei. Aici se încadrează procesele magmatice, mișcările seismice, procesele tectonice și procesele metamorfice.

- **Dinamica externă**, care studiază procesele geologice determinate de interacțiunea dintre geosferele externe (atmosfera, hidrosfera, biosfera) și litosferă.

Aspectul actual al scoarței terestre este rezultatul unui cumul de acțiuni contradictorii între agenții interni care, în general, au tendințe de a crea forme de relief pozitive, de a accentua diferențele de nivel, și agenții externi care concură, în general, la nivelarea suprafețelor, la estomparea dezechilibrelor, prin îndepărtarea sau micșorarea formelor pozitive de relief și umplerea celor negative.

### SURSELE DE ENERGIE ALE PROCESELOR GEODINAMICE

Principalele surse de energie care susțin și stimulează procesele geologice sunt radiațiile solare, radiațiile cosmice, căldura internă a Pământului, gravitația și mișcările cosmice ale planetei, mai ales cea de rotație.

**Radiațiile solare** acționează îndeosebi asupra geosferelor externe, constituind principala sursă de energie a proceselor exogene. Radiațiile solare luminoase stau la baza proceselor de fotosinteză, jucând un rol hotărâtor în dezvoltarea biosferei, alcătuind fundamentul întregului lanț trofic al lumii vii și sursa esențială de producere a substanțelor organice.

Radiațiile calorice contribuie, pe de o parte, la dezvoltarea vieții, pe de altă parte determină acțiunile hidrosferei și atmosferei asupra scoarței terestre și, nu în ultimul rând, au o influență fizică directă asupra părților din litosferă cu care intră în incidență.

**Radiațiile cosmice** transportă cantități uriașe de energie, cu foarte mare putere de penetrație în litosferă, stimulând și influențând o serie de procese, reacțiile termionucleare și procesele radioactive fiind cele mai importante dintre acestea.

**Căldura internă a Pământului**, generată majoritar de procesele de dezintegrare radioactivă, este considerată sursa principală de energie a tuturor proceselor de dinamică internă, ea reprezentând motorul în procesele fizice de fuziune și solidificare a materiei, cât și pentru mobilizarea mecanică de materie, caracteristică mișcărilor tectonice.

**Gravitația** acționează atât în procesele exogene, de distrugere, transport și sedimentare, prin punerea în mișcare a componentelor tuturor geosferelor și prin tendința de echilibrare gravitațională a diferențelor de altitudine, cât și în procesele endogene de realizare a stabilității izostatice a blocurilor litosferice.

**Mișcările cosmice ale Pământului**, mai ales mișcarea de rotație, acționează atât în cadrul proceselor exogene, prin accentuarea sau estomparea unor fenomene (de tipul mareelor, vânturilor, curenților marini), dar, după opinia unor specialiști, stimulează și deplasarea tangențială a plăcilor tectonice care alcătuiesc litosfera.

### DINAMICA INTERNĂ

Dinamica internă studiază procesele de formare și transformare a scoarței terestre sub influența agenților interni. În categoria proceselor endogene sunt grupate procesele și fenomenele magmatice, totalitatea mișcărilor scoarței terestre, reprezentând mișcările seismice și procesele tectonice, precum și procesele de metamorfism, ca rezultat cumulativ al celorlalte procese menționate.

material magmatic nu poate justifica diversitatea manifestărilor magmatice și vulcanice. Desigur, în situații locale, principiul poate fi explicat și înțeles, dar nu poate fi acuzat de producerea totalității fenomenelor geodinamice la nivel planetar.

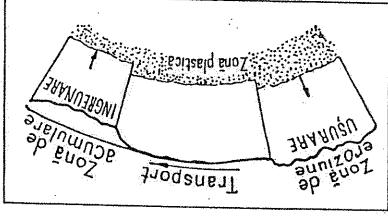


Fig. 54. Ipoteza izostaziei (66 - simplificat)

#### IPOTEZA CURENȚILOR DE CONVECȚIE<sup>1</sup> admite existența în manta a unor

curenți subcrustali de materie, produși de diferențe de temperatură și care, în circuitul lor, ar putea antrena în deplasare masele de scoarță pe care le suportă, determinând apariția de zone de tensiune și zone de compresie, implicit formarea unor orogene marginale, dar și formarea de ocean nou. Închiderea celulelor de convecție permite schimbarea sensului de deplasare a blocurilor de scoarță și determină o anumită ciclicitate a procesului tectonic.

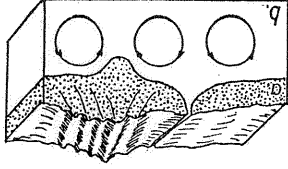


Fig. 55. Ipoteza curenților de convecție (59 - modificat)

#### IPOTEZA CUTĂRIILOR GRAVITAȚIONALE<sup>2</sup> presupune că, sub efectul forțelor de

gravitație, volume importante din scoarța terestră se desprind și se deplasează, determinând cutări și fracturări. Ipoteza, bazată mai mult pe observarea unor fenomene la scară redusă, nu poate fi admisă la scară planetară, mai ales pentru că nu explică nici ritmicitatea fenomenului, nici mișcările de ridicare antigravitațională și nici nu argumentează procesele magmatice.

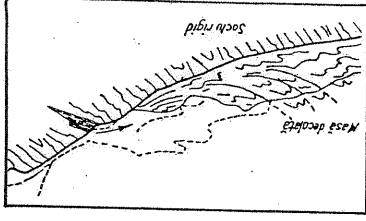


Fig. 56. Ipoteza cutărilor gravitaționale (77 - simplificat)

<sup>1</sup> Emisa de Otto Ampferer (1906), dezvoltată de A. Holmes (1928, 1944).  
<sup>2</sup> Concepția de H. Scharf (1893), revizuită repetat de M. Gignoux, L. Moret etc.

#### IPOTEZA GEOSINCLINALELOR<sup>1</sup>. Această ipoteză a fost, multă vreme, acceptată

de foarte mulți cercetători, oferind interpretări plauzibile asupra majorității problemelor geodinamice. Ipoteza pornește de la ideea că cutările scoarței se realizează în zone de fosă, numite GEOSINCLINALE. În aceste fosse, volumul mare de sedimente acumulate este supus unui proces de subsidență și îngropare la adâncimi mari. Aici, ele se încălzesc și se dilată, provocând împingeri tangențiale, urmate de cutări și ridicări ale depozitelor. Procesul este însoțit de apariția unor sisteme de fracturi, de topiri de substanță și deci de provocarea proceselor magmatice, diversificarea compoziției rocilor magmatice fiind justificată de momentul din evoluția geosinclinalului, în care se manifestă și de natura materiei inițial antrenat de proces. De asemenea, ipoteza poate justifica realizarea proceselor de metamorfism care însoțesc majoritatea catenelor montane cutate.

În același timp însă, dacă ipoteza răspunde problemelor geodinamicii din zonele de fosă, ea nu poate explica cauzele proceselor existente în celelalte zone ale scoarței, nici varietatea depozitelor antrenate în cutare, nici marea diversitate a tipurilor de mișcări plicative, nici existența fundamentelor cristaline în afara zonelor de geosinclinal.

IPOTEZA TRANSLAȚIEI CONTINENTALE (IPOTEZA DRIFTULUI CONTINENTAL). Cunoscută ca ipoteza lui Wegener, ideea driftului este de fapt mult mai veche. Încă Francis Bacon - 1620, apoi Snider - 1858, Tylor - 1910, Baker - 1912 remarcaseră formal corespondențe între contururile continentelor aflate de o parte și de alta a oceanelor ceea ce presupunea formarea lor prin fragmentarea unei mase terestre inițial monolitice.

În 1912, Wegener preia ideile lansate anterior emițând ipoteza derivei continentelor. Aceasta, cu toate că la început a fost dur combătută de cercetătorii contemporani, a avut o largă circulație datorită argumentelor ferme prin care este susținută. Ipoteza admite deplasarea în derivă a unor mase rigide de material stalic pe un substrat vâscos simatic. După Wegener, în Paleozoic, pe suprafața planetei exista un continent unic numit PANGEA, înconjurat de un ocean unic, PANTHALASA. Datorită mișcării de rotație și atracției marelce a Lunii și Soarelui, Pangea s-a rupt în mai multe blocuri care au început să alunece pe SIMA spre vest și spre ecuator. Americile s-au desprins de Europa și Africa, alunecând spre vest; India se deplasează spre ecuator.

Wegener precizează chiar și principalele momente ale scindării continentelor sau a unor porțiuni din ele (Groenlanda, Madagascar, Noua Zeelandă), pe baza unor argumente de ordin morfologic, geologic, paleontologic, biologic, paleoclimatic, geodezic, etc.

<sup>1</sup> Inițiat de Hall (1859), dezvoltată de Read, Houg, Auboin etc.

Materia extruzată din adâncime împinge lateral materialul deja existent, determinând lărgirea continuă a suprafeței oceanice și producerea permanentă de crustă oceanică nouă. Materia nou apărută ar determina compresiuni asupra zonelor mai vechi, ducând la cutarea lor, la ridicarea și, prin procese intense de eroziune, la transformarea lor într-o crustă de tip continental.

Pentru a putea explica desfășurarea fenomenelor, Holmes a reambulat ideea existenței sub scoarță a unor sisteme de curenți de convecție care, în deplasarea lor subcrustală, pot transporta continentele, cu toată opoziția manifestată de stratul bazaltic.

În anul 1962, ipoteza a fost dezvoltată de Hess și Dietz care au realizat importanța deosebită a transferului de energie termică manifestat în celulele de convecție din materialul subcrustal. În manta, mișcarea materiei este activă prin mai multe celule de convecție. Pe ramura ascendentă a unei celule, materialul incandescent iese la suprafață în rifturile medio-oceanice, generând fund oceanic nou. Față de rift, fundul este animat de o mișcare divergentă, simetrică, produsă de ramura orizontală a celulei de convecție, până la ramura descendentă. Aici, fundul oceanic este absorbit, topit și reîncorporat în manta.

Procesul continuu de generare de scoarță oceanică, prin procese de acreeție (adăugare de materie nouă la cea existentă) a fost confirmat de studiile de paleomagnetism care, pe baza observării magnetismului remanent în raport cu ritmica schimbare de polaritate geomagnetică, au demonstrat simetria procesului.

H.H. Hess (1962), creatorul teoriei celulelor de convecție subcrustale, explică generarea unor forțe de împingere în zona riftului, prin transformarea topiturilor ascendente, sub influența apei. Se produce serpentinizarea peridotitelor, cu mărire de volum, ceea ce duce la ridicarea dorsalelor medio-oceanice. În același timp, translarea laterală determină formarea unor sisteme de falii în trepte, care accentuează diferența de nivel dintre rift și câmpiile abisale. În același timp, lateral, pe fundul oceanic nou format se depun sedimente, antrenate într-un proces de echilibrare izostatică. În lungul fracturilor, se manifestă fenomene vulcanice intermitente, de tip islandian sau afarian, topiturile subcrustale antrenând material similar asimilat, care poate să schimbe esențial chimismul inițial.

Dacă ipoteza prezentată poate oferi explicații plauzibile pentru procesele desfășurate în zonele de rift, cu formare de crustă oceanică nouă, ea lasă insuficient explicate procesele desfășurate în ramurile descendente ale celulelor de convecție, unde trebuie să se compenseze cantitativ substanța nou creată, deoarece este evident că fără această compensare volumul Pământului ar trebui să crească la nesfârșit și că, de fapt, crusta nou formată este parte componentă a mantalei și trebuie să fie undeva recuperată.

**IPOTEZA TECTONICII PLĂCILOR.** Ipoteza introdusă de Mc. Kenzie și Parker în 1967 pleacă de la ideea că scoarța terestră alcătuiește un mozaic de plăci litosferice rigide, cu posibilitatea de alunecare pe suprafața substratului astenosferic, atât în raport cu acesta, cât și fiecare placă în raport cu cele învecinate.

Ipoteza precizează caracterul rigid, nedeformabil, al zonelor mediane ale plăcilor, ca și aspectul activ, în continuă transformare al zonelor de margine care, prin tensiune, prin coliziune sau prin glisare pot determina diferite aspecte geodinamice.

Plăcile, blocuri crustale rigide, sunt separate între ele prin rifturi, fose și falii transformante. Urmărindu-se structura plăcilor se constată că unele sunt purtătoare exclusiv de litosferă continentală (placa Arabiei), altele exclusiv de litosferă oceanică (placa Pacificului), altele fiind purtătoare ale ambelor tipuri de crustă, atât continentală cât și oceanică (placa Nord-Americană, placa Africană). În legătură cu acest aspect, se conturează o serie de probleme referitoare la marginile continentale (în sens geografic), raportate la poziția lor pe placă, ca și gradul de receptivitate la activitatea seismică.

În accepțiunea acestei ipoteze, pot fi explicate atât activitatea magmatică manifestată în zonele de distensiune, cât și cele din zonele de compresiune. Tectonica plăcilor presupune că, în zonele de compresiune, se produce un proces de subducție, de scufundare a unei plăci sub cealaltă, urmat de un consum, de o distrugere a plăcii îngropate în astenosferă.

## TEORIA TECTONICII GLOBALE

Dezvoltarea tehnologiilor, manifestată în ultimele decenii, a dus la realizarea unor progrese importante în toate domeniile științifice. Dintre acestea, cele din domeniul geofizicii aduc o multitudine de date care au permis reinterpretarea problemelor legate de ipotezele geotectonice, prin utilizarea unitară a ideilor argumentate de diferite ipoteze. Acestea sunt însumate critic într-o teorie sintetică amplă, numită TECTONICA GLOBALĂ. Termenul, introdus în 1968, cuprinde principalele idei confirmate sau bine argumentate, oferite de cele mai moderne ipoteze geotectonice – ipoteza expansiunii fundurilor oceanice, ipoteza curenților de convecție, ipoteza derivei continentelor, ipoteza tectonicii plăcilor -, sintetizate într-o accepțiune unică, generalizată la scară planetară. Din această însumare, sunt explicate, nu în totalitate, dar în foarte mare măsură, problemele legate de procesele dinamice ale litosferei, în strânsă corelare cu stimulii care le provoacă și cu efectele majore pe care le induc.

Preluând soluții oferite de ipotezele moderne anterioare, teoria tectonicii globale demonstrează că suprafața globului terestru poate fi privită ca un mozaic de plăci litosferice

Intruzarea de scoarță oceanică nouă care se adaugă prin acreție, în zona de tensiune, la masa scoarței existente.

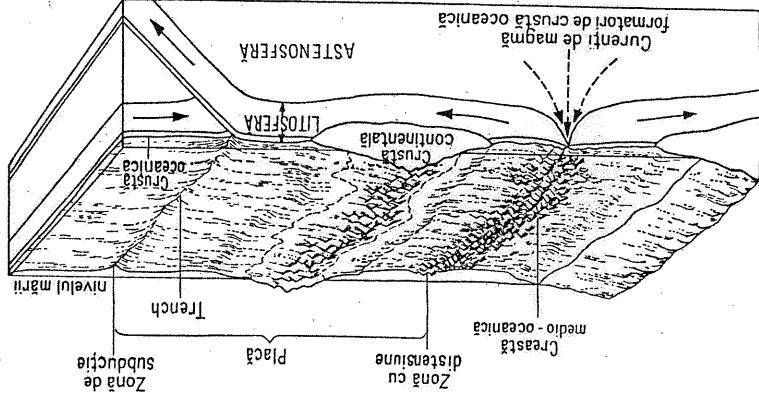


Fig. 62. Relațiile dintre plăcile litosferice în cazul marginilor divergente (zone de distensiune) și convergente (zone de compresie) (126)

În zonele de subducție, în care mișcarea plăcilor este convergentă, apar o serie de forțe de compresune și de rezistență la înaintare a plăcii în scufundare în masa astenosferei care o va asimila.

În lungul falțiilor transformante se manifestă, în special, forțe de rezistență la tărare și de frecare reciprocă a marginilor plăcilor.

Plăcile litosferice au vâscozitate mare (depașind  $10^{23}$  poise), iar astenosfera pe care se deplasează are vâscozități apreciate la  $10^{21}$  sau chiar mai puțin. Limita de nivel de vâscozitate este, după foarte mulți cercetători, tranșantă, în anumite condiții cele două medii putând fi complet decuplate, în alte condiții însă litosfera și astenosfera pot fi întim cuplate într-un sistem progresiv, ceea ce face ca mișcarea relativă a celor două entități să fie extrem de complexă.

În ansamblul reacțiilor fizice manifestate în procesul de deplasare al plăcilor, în afara categoriilor de forțe deja menționate, se manifestă o multitudine de forțe complementare, totalitatea lor inducând starea permanentă de stress atât la nivelul litosferei cât și la cel al astenosferei.

Astfel, forțele de împingere din zonele de rift sunt însoțite de forțe de tensiune, determinate de însăși îndepărtarea plăcilor. Aceste forțe de tensiune, pe de o parte determină deformarea prin înfundere, prin subțierea litosferei, pe de altă parte facilitează apariția unor

mișcări radiare de ridicare a astenosferei, cu formarea de bombamente în raport cu zonele înclinare.

Totodată, rezistența la înfundere a litosferei facilitează apariția de fracturi profunde, simetrice de-o parte și de alta a riftului. În lungul acestor fracturi, pe măsura îndepărtării zonei de bombament corespunzătoare expansiunii oceanice, fundul bazinului cade în trepte până la nivelul fundului oceanic stabil. Fracturile reprezintă și căi de acces pentru fluxul termic conex invadării de material astenosferic, cel mai adesea marcat de procese magmatice eusive, majoritar ultrabazice și bazice.

În zonele de subducție, forțele care acționează sunt mai complexe, stressul fiind dependent de un număr foarte mare de factori.

În afara forțelor de compresune și a rezistenței la înaintare a plăcii în subducție, mai intervin forțe de tracțiune gravitațională, apreciate ca mult mai mari decât forțele de împingere din zona de rift, ele trebuind să contracareze rezistența astenosferei însăși, reacția de coeziune dintre plăci și forțele mecanice ale procesului de curbare a plăcii în subducție, sub placa acoperitoare. Intervin, de asemenea, forțe de flotabilitate ale litosferei, rezultate din diferențele de densitate, dependente și de gradul de răcire al litosferei.

Mișcările convergente, respectiv procesele de subducție, au ca un prim efect o creștere în grosime a litosferei, creștere care declanșează o dereglare a echilibrului izostatic, fapt generator el însuși de stress în tendința de reechilibrare realizată în orogeneză. Procesul, foarte complex, este el însuși generator de mișcări, atât radiare cât și tangențiale, care complică și mai mult sistemul de forțe. Se produc aici sisteme de stress cu dezvoltare locală, dar care pot deveni dominante prin cumulare. Astfel intervin forțe induse de supraîncărcarea cu produse vulcanice sau sedimentare acumulate preferențial în anumite zone, forțe determinate de schimbarea de curbura a plăcilor în deplasarea lor latitudinală, stressuri termale induse de procesul de răcire a litosferei oceanice nou create, ca și totalitatea stressurilor determinate de schimbarea de fază a mineralelor litosferei, cel mai adesea urmate de schimbări importante de volum.

Nu trebuie uitat nici un moment că la nivelul planetar procesele legate de tectonica globală a plăcilor funcționează simultan și în strânsă interdependență, condiționându-se reciproc, diferențierile frecvente care pot fi observate fiind mai mult un efect de moment al unei evoluții îndelungate și neîntrerupte.

Este evident că cele mai afectate regiuni de procese de deplasare ale plăcilor tectonice vor fi întotdeauna marginile acestora, adică acele porțiuni care vin în contact direct cu altă placă, înțiferent de sensul de deplasare relativă al plăcilor.

Planul Benioff de subducție este mai accentuat înclinat (30-40°). Procesul de subducție determină sub placa continentală forțe de tensiune care duc la subțierea până la dispariție a crustei continentale și formarea unui bazin marginal cu fund oceanic între continentul propriuzis și arcul insular suprapus zonei de subducție. Procesul este însoțit de fenomene magmatice intermediare de aceeași factură ca în cazul precedent.

Cel de-al treilea model de subducție este modelul MARIANE, sau cu bazin marginal activ. Aici procesul de subducție se realizează la contactul dintre două plăci cu crustă oceanică. Planul Benioff are înclinare foarte mare, putând ajunge până la 90°. Astfel, placa descendentă este decuplată de placa acoperitoare și antrenează în subducție totalitatea sedimentelor oceanice. În același timp, constituția celor două plăci fiind similară, marginea plăcii stabile este ea însăși afectată, deformată și parțial îngropată. Fără să fie asimilată în astenosferă, ea este totuși sfărâmată tectonic generând tensiuni care fac posibil ca sub placa stabilă să se creeze o celulă locală de convecție care produce tensiuni, generând un microrift cu procese de expansiune, suprapus unui bazin marginal considerat din acest motiv activ. Procesul, în acest caz, duce la apariția unor arcuri insulare emerse sau submerse, alcătuite din scoarță de tip oceanic, care flanchează fose deosebit de adânci și cu un vulcanism activ ciclic în cadrul căruia se remarcă o alternanță de chimism a magmelor de la bazic la acid în măsura în care topitura magmatică asimilează sedimentele obduse.

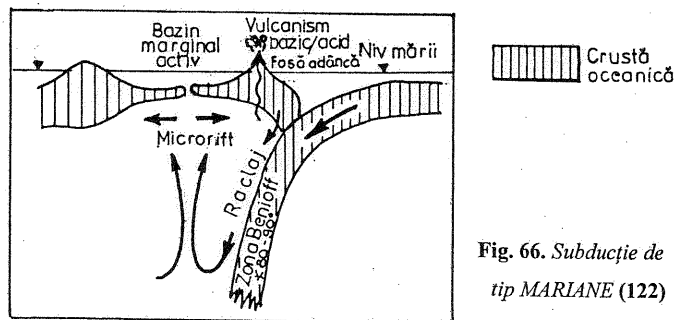


Fig. 66. Subducție de tip MARIANE (122)

Acceptând mecanismul tectonicii globale ca un ansamblu de procese desfășurate într-o lungă perioadă de timp în istoria Pământului, se poate vedea că fiecare tip de crustă litosferică are o existență limitată în timp, fiind supusă unor transformări permanente, cu evoluție repetabilă.

J.T. Wilson (1968) conturează câteva momente esențiale în evoluția plăcilor tectonice, derulate într-un ciclu, numit astăzi Ciclul Wilson, pornind de la faza de rift, generator de

litosferă nouă, până la fuzionarea completă a unor plăci convergente într-o singură placă, în care zonele active marginale se stabilizează.

În ciclul Wilson se individualizează 5 etape succesive, cu caracteristici proprii, pornind de la o placă litosferică inițială.

**I. Stadiul embrionar (inițial).** Modelul actual al acestui stadiu este RIFT VALLEY din estul Africii, sau riftul RIO GRANDE. Stadiul se produce atunci când pe suprafața unei plăci litosferice unitare, curenții de convecție, astenosferici, prin ramurile ascendente, determină apariția unor „PUNCTE FIERBINȚI”. Acestea rup echilibrul inițial prin crearea unor forțe de tensiune în masa plăcii. Aceste forțe au ca efect apariția unor sisteme de fracturi asociate în graben și subțierea prin întindere a litosferii. Se asociază un magmatism în general alcalin. Procesul păstrează încă scoarță de tip continental, dar crează spații necesare generării de scoarță oceanică nouă, și se manifestă printr-un magmatism intens cu material de tip astenosferic. În depresiuni se acumulează depozite vulcanogen-sedimentare, depozite lacustre și evaporite.

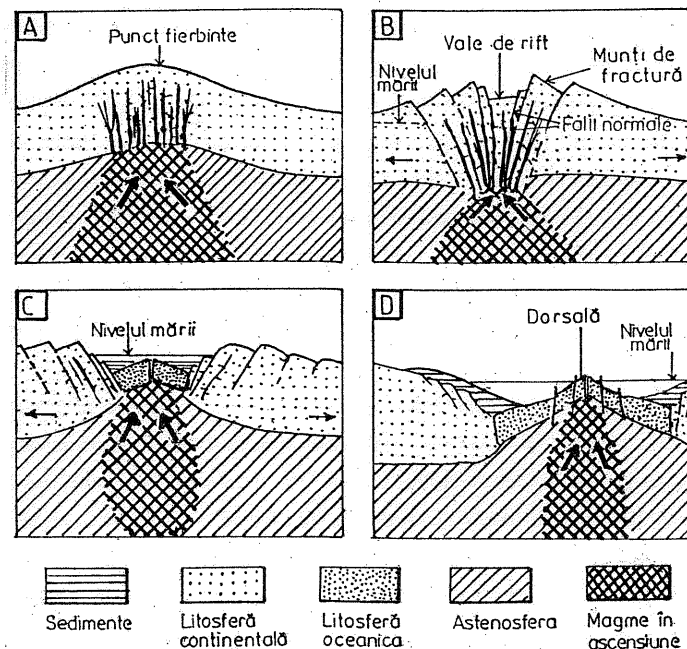


Fig. 67. Primele stadii (de expansiune) ale Ciclului Wilson.

A. Stadiul inițial (tip Platou Colorado); B. Stadiul embrionar (tip Rift Est African);

C. Stadiul tânăr (tip Marea Roșie); D. Stadiul matur (tip Atlantic)(126)

**II. Stadiul tânăr**, al cărui model actual este oferit de Marea Roșie, Golful Aden, Marea Norvegiei sau Golful Baffin. În acest stadiu se declanșează mișcarea divergentă a plăcilor și formarea unor prime nuclee de scoarță oceanică nouă. Se instalează un proces de subsidență urmat de invazia aproape generală a mării ceea ce duce la producerea de sedimente caracteristice, predominant carbonatice la adâncimi mici și turbidite spre larg.

**III. Stadiul matur**. Modelul actual este reprezentat de Oceanul Atlantic și de riftul Oceanului Indian.

Stadiul este caracterizat prin divergența accentuată a plăcilor cu generare masivă de crustă oceanică nouă adăugată permanent zonelor marginale ale plăcilor în translare. Se crează condițiile ascensionării masei de astenosferă, cu formarea lanțurilor montane medio-oceanice. Lateral se face o sedimentare progresivă simetrică, de la grosieră în zona centrală, din ce în ce mai fină și mai complexă spre adâncime.

**IV. Stadiul de închidere**. Având ca model Marea Mediterană, Marea Neagră sau Marea Caspică, este specific zonelor de compresiune, de convergență a plăcilor, deasupra planelor de subducție. Aici se realizează compresiunea intensă a marginii plăcii acoperitoare, cu tot ansamblul de procese orogenice specifice cu sau fără instalarea unor arcuri continentale, ridicate morfologic, însoțit sau nu de arcuri submerse sau insulare reprezentând începutul formării unor prisme de acreție. Sedimentele, indiferent de natura lor sunt acumulate în fose și zone de fund, fiind intens comprimate.

**V. Stadiul de cicatrice sau de geosutură**, echivalent cu zona Uraliană sau Himalaiană. În acest stadiu, rezistența plăcilor afectate de subducție depășește forțele care o induc, determinând fuzionarea plăcilor într-o placă unică care poate relua ciclul, de obicei în altă configurație decât cea existentă anterior. Coliziunea determină încălecări ample, îngroșarea crustală, ridicare și eroziune, în stadiile târzii producându-se reazășări izostatice. Rezultatul final este anihilarea comportamentului de margine activă.

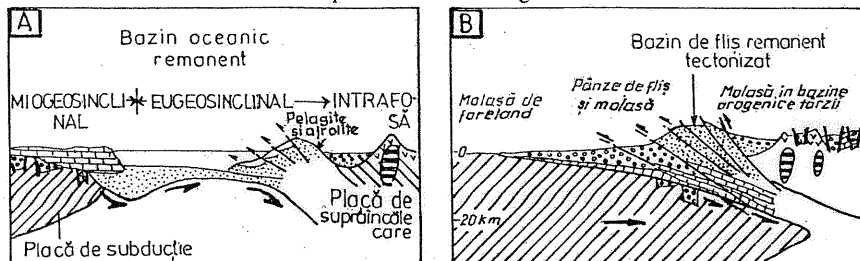


Fig. 68. Stadiile de compresiune ale ciclului Wilson. A. Stadiul de închidere cu bazin remanent (tip Marea Mediterană); B. Stadiul de geosutură (tip Ural) (98)

Din urmărirea ciclului Wilson se remarcă separarea a două perioade contradictorii. O primă perioadă, de expansiune, cuprinzând primele 3 stadii și în care se realizează fragmentarea plăcilor tectonice și formarea de bazine oceanice noi și o a doua perioadă, de compresiune, care însumează ultimele două etape ce duc la fuzionarea unor plăci. Desigur cele două perioade ale ciclului Wilson se manifestă concomitent la extremitățile diferite ale plăcilor.

Este de remarcat faptul că nu toate etapele ciclului Wilson sunt suficient argumentate sau obligatorii, modelele prezentate la nivel actual fiind cel puțin parțial discutabile (mai ales în ceea ce privește stadiul IV).

O problemă foarte importantă în interpretarea teoriei tectonicii globale o reprezintă rezultatul tectonic al procesului în ansamblu, modul în care fiecare situație oferită de deplasarea plăcilor poate să fie concretizată prin rezultate geologice palpabile, în mod deosebit structurale. Evident, fiecare porțiune de placă tectonică induce o serie de procese geologice specifice, net diferite de la loc la loc și de un raport între plăci la altul.

## ELEMENTE STRUCTURALE MAJORE ALE SCOARȚEI TERESTRE

În accepțiunea teoriei tectonicii globale, la nivelul scoarței terestre se desfășoară o multitudine de procese geologice complexe, puternic diferențiate ca evoluție și urmări, în funcție de localizarea lor pe suprafața plăcilor tectonice și de sensul de deplasare relativă a plăcilor, una în raport cu alta.

Se constată astfel, după tipul și intensitatea proceselor geodinamice, în special a mișcărilor tectonice, că acestea se dezvoltă în două categorii de zone și anume în ZONE LABILE (mobile) ale scoarței terestre și în ZONE STABILE ale acestora. Între cele două categorii de zone există o legătură logică de interdependență și intercondiționare, putându-se transforma din una în alta în urma evoluției globale a plăcilor, desfășurată în etapele ciclului Wilson.

### ZONE LABILE ALE SCOARȚEI TERESTRE

Zonele labile ale scoarței terestre corespund spațial marginilor plăcilor tectonice în continuă migrație, atât în regiunile lor de distensiune, cât și în regiunile de convergență ale plăcilor. În zonele de distensiune, se produc procese diferențiate în funcție de stadiul de

evoluție, de la faza de RIFT, în momentul separării inițiale a plăcilor litosferice până la faza de DORSALĂ MEDIO-OCEANICĂ în faza avansată a procesului.

În zonele de convergență ale plăcilor, unde, în urma subducției sunt generate FOSE profunde, asimilate cu GEOSINCLINALELE din concepțiile geotectonice clasice.

### ZONE DE DISTENSIUNE

#### (ZONE DE RIFT ȘI DORSALE MEDIO-OCEANICE)

Încercând o sintetizare a proceselor geologice legate de mișcările divergente ale plăcilor tectonice se constată că acestea duc preferențial la modificări de grosime a litosferei însoțite de ridicări și coborâri ale scoarței terestre.

Astfel, în domeniul continental, în etapele incipiente ale evoluției unui rift (de tip African = Rift Valley), sub acțiunea curenților de convecție ascendenți și a dilatării termice a bazei litosferei, se produce inițial o boltire, o ridicare a crustei. Ca efect al distensiunii, zona axială a boltirii se fracturează și se prăbușește constituind un GRABEN. Concomitent are loc o ridicare a flancurilor însoțită de procese intense de eroziune care produc marea majoritate a materialului care alcătuiește sedimentele acumulate în graben.

În cazul dorsalelor medio-oceanice, procesul este oarecum diferit. Acestea se formează la locul de divergență a două plăci tectonice antrenate deja în mișcare prin crearea unor spații care permit materiei plastice din astenosferă să migreze către suprafață și să realizeze un important transfer de căldură. Ascensiunea materiei astenosferice determină o bombare axială, compensată izostatic prin curgerea plastică divergentă a litosferei inferioare de o parte și de alta a zonei de rift. Prin această curgere se realizează un deficit de masă, reflectat în partea mai rigidă a litosferei superioare prin apariția unor sisteme de falii profunde care flanchează riftul și, în același timp, facilitează deplasarea divergentă a plăcilor afectate.

Procesul de transfer de căldură, cumulat cu descărcarea de presiune determinată de îndepărtarea plăcilor și de sistemele de fracturi, duce la realizarea unor ample rezervoare magmatice, alimentate de materia astenosferică care conferă caracterul bazic sau ultrabazic al magmelor. Materialul magmatic este împins prin sisteme de falii spre suprafață, unde, pe de-o parte determină un vulcanism activ, pe de altă parte se atașează marginilor divergente ale plăcilor tectonice, printr-o acreție continuă, care, ea însăși, contribuie la împingerea divergentă a plăcilor.

Procesul se înscrie în evoluția ciclului Wilson în etapa a III-a, de maximă expansiune a fundului oceanic.

Concomitent cu procesele de ridicare și de acreție de scoarță nouă în zona axială odată cu deplasarea laterală, crusta oceanică din flancuri suferă o mișcare de coborâre în trepte, ducând la o creștere treptată a adâncimii oceanului. Această coborâre lentă și progresivă se poate continua inerțial timp foarte îndelungat, chiar dacă deplasarea laterală a plăcilor este urmată de formarea în zonele îndepărtate de rift a scoarței de tip continental (limita continent-ocean, ajungând de tip Atlantic, adică într-o zonă mediană a plăcii tectonice).

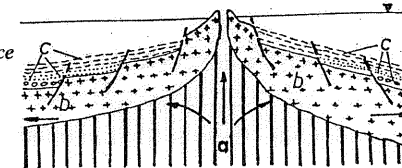
În timp, crusta nou formată va fi acoperită de sedimente care vor fi din ce în ce mai groase și din ce în ce mai vechi, cu cât ne îndepărtăm de zona labilă activă.

În zona axială a riftului se formează un platou înalt rezultat din împingerea astenosferei în lungul liniilor de minimă rezistență de la limita plăcilor. Acest platou înalt, urmărind axial contactul dintre plăci, este punctat de aparate vulcanice active, alinate mai mult sau mai puțin ordonat în lungul riftului. Magmatismul plutonic nu este exclus, dar nu s-au acumulat suficiente date pentru a-l caracteriza.

Platoul axial este constituit exclusiv din crustă nou formată, fiind practic lipsit de sedimente. Odată cu evoluția riftului, cu deplasarea plăcilor și adăugarea de scoarță nouă la plăcile divergente, în lungul faliilor profunde ce flanchează riftul se produc coborâri în trepte ale fundului oceanic, cu atât mai avansate cu cât ne îndepărtăm de rift, până la nivelul mediu al Oceanului Planetar, suprapus peste porțiuni relativ stabilizate ale plăcilor tectonice.

Fig. 69. Schema unei dorsale medio-oceanice simetrice.

a = astenosferă; b = crustă nou formată;  
C = sedimente succesive.



Îndepărtarea plăcilor este însoțită de mișcări seismice de mică adâncime (mai puțin de 30 km), produse în special de translarea compartimentelor de scoarță în lungul planelor de fractură.

Evident, odată cu îndepărtarea de zona de rift, se ajunge la porțiuni de scoarță formate din ce în ce mai demult, ele fiind acoperite de stive de depozite din ce în ce mai vechi și din ce în ce mai groase.

Exemplul cel mai cunoscut îl oferă Oceanul Atlantic; situația prezentată în zona marelui rift Atlantic fiind verificată de programele de foraj submarin GLOMAR CHALLENGER și confirmată de studiile paleomagnetice efectuate.



## ZONELE DE COMPRESIUNE (ZONE DE FOSĂ)

Zonele de fosă sunt zone labile, dezvoltate în zonele de convergență ale plăcilor tectonice, în care are loc un proces de subducție al unei plăci, considerată mobilă, sub o alta, considerată fixă, urmată de asimilarea părții subduse a primei plăci în masa astenosferei.

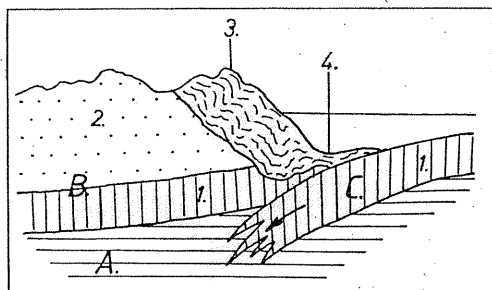


Fig. 70. Schema unei zone de fosă.

A = astenosfera; B = litosfera „fixă”;  
C = litosfera în subducție.  
1 = crustă bazaltică; 2 = crustă granitică;  
3 = zonă de coliziune; 4 = trench.

În general există tendința de a asimila procesele geologice din zonele de fosă cu cele interpretate în concepțiile geotectonice clasice pentru zonele de geosinclinal.

Termenul de GEOSINCLINAL, introdus de Hall în 1859, presupune o zonă depresionară activă, susceptibilă de procese orogenice. Termenul inițial a evoluat în timp, pe măsura cristalizării ideilor legate de procesele tectonice.

Astăzi, prin geosinclinal se înțelege o zonă depresionară profundă, plasată între două zone rigide, relativ ridicate, convergente. Suprapusă trench-ului, fosa geosinclinală se caracterizează printr-o grosime foarte mare a păturii de depozite sedimentare, grosime rezultată din combinarea unui proces de subsidență activă (scufundare mai mult sau mai puțin continuă a fundului bazinului), cu o rată mare de eroziune a zonelor ridicate, din care rezultă un volum mare de material sedimentar. Procesul devine mai complex prin manifestări magmatice intense, predominant cu caracter plutonic și mișcări tangențiale ample care provoacă cutări importante ale depozitelor.

Analizându-se dezvoltarea în timp a paleoariilor geosinclinale, se poate trage concluzia că noțiunea nu este respinsă de principiile tectonicii globale. Este cert că zonele mobile de geosinclinal (din accepțiunea clasică) nu sunt situate pe o singură placă tectonică, ci se suprapun pe cel puțin două margini majore de plăci. Structura actuală a catenelor montane rezultate din evoluția unor geosinclinale, demonstrează prezența în zonele de fosă a tuturor tipurilor de crustă (oceanică, continentală, intermediară) și că foarte adesea aspectul este complicat de înglobarea inclusiv a unor microplăci, rezultate din fragmentarea plăcilor majore (situația specifică geosinclinalului Alpin, care a servit de model).

Cu toată complexitatea deosebită a formării și evoluției unei zone geosinclinale, există tendința restrictivă de a asimila geosinclinalul cu TRENCH-ul (zona depresionară conexasă ariilor de subducție), justificând, în acest fel, pe de o parte mobilitatea foarte mare. În același timp însă, această asimilare este generatoare de simplificare excesivă a procesului.

În general, în accepțiunea tectonicii globale, un geosinclinal se formează în perioada de expansiune a scoarței terestre, evoluând ca zonă mobilă transformabilă în zonă cutată în timpul perioadei de compresiune, încadrându-se astfel în succesiunea ciclului Wilson. Trecerea între cele două momente importante ale procesului se realizează în momentul schimbării sensului de deplasare a plăcilor, de la mișcarea divergentă la cea convergentă în care una dintre plăci începe subducția sub cealaltă, cu formarea trench-ului.

Fosa geosinclinalului, suprapusă trench-ului, se dezvoltă mai mult sau mai puțin paralel cu linia de contact dintre plăci. Odată cu subducția plăcii mobile în lungul planului Benioff și cu asimilarea acesteia în astenosferă, fundul fosei suferă un proces de subsidență, însoțită de sedimentare activă, de magmatism și formare de fracturi. O parte din sedimentele acumulate pe placa în subducție pot fi raclate de marginea părții stabile și cutate, formând pe fundul bazinului o prismă de acreție, separată de restul plăcii prin fosa propriu-zisă.

Dacă în literatura mai veche (Richter-1951, Benioff-1954) fosele sunt suprapuse marginilor de consum ale plăcilor subduse, studiile mai noi deplasează procesul de asimilare în lungul planului Benioff, consumul plăcii mobile fiind realizat sub placa stabilă, pe când fosa este situată la marginea plăcii stabile, la contactul cu placa mobilă.

De altfel, urmărind focarele seismice care însoțesc procesul, se constată că acestea se dispun în lungul planului Benioff, fiind din ce în ce mai profunde, odată cu deplasarea din zona de fosă spre placa stabilă.

Magmatismul asociat zonelor de subducție, este considerat ca datorat topirii parțiale a plăcii subîmpinse și, cel mai adesea, și a sedimentelor antrenate la partea ei superioară.

Încercând urmărirea proceselor orogenice desfășurate în zonele de geosinclinal în sens tradițional, privind în paralel procesele de sedimentare și cele magmatice cu ansamblul deplasării convergente a plăcilor, se pot distinge câteva faze evolutive:

A. FAZA DE VACUITATE (de inițiere). Faza coincide cu inițierea procesului de subducție și formarea fosei geosinclinale propriu-zise. Faza este marcată de procese vulcanice inițiale, de tip ofiolitic (bazic-ultrabazic), legate de accesul spre suprafață a materialului subcrustal. Formarea fosei duce la o subsidență accentuată, care crează un dezechilibru major în procesul de sedimentare, determinând atragerea unui volum important de material

dezagregat din zonele învecinate, relativ ridicat. Materialul sedimentar este în general fin, pelitic sau carbonatic, datorită ritmului încă lent de sedimentare.

**B. FAZA DE COLMATARE** (de umplere). Reprezintă urmarea directă a fazei precedente și este marcată de o sedimentare extrem de activă, cu caracter ritmic. Rata mare de sedimentare combinată cu subsidența mărește dezechilibrul gravitațional, generând cureni turbiditici. Discontinuitatea proceselor duce la formarea de ritmuri repetate, cu fenomene de granoclasare. Se acumulează depozite foarte groase, de tip FLIȘ.

Pe măsura scufundării sedimentelor prin procesul de subsidență, concomitent cu împingerea generată de subducția plăcii mobile, în zona fundului, sedimentele sunt îngrămădite într-o **CORDILIERĂ**, ca un pliu de ridicare, acesta putând diviza fosa în două sectoare. Primul sector, suprapus zonei mobile, a fost numit **EUGEOSINCLINAL**, iar cel suprapus zonei stabile **MIOGEO SINCLINAL**. Cordiliera care le separă mărește apertul de material dezagregat, în același timp ducând și la o diferențiere litologică între sedimentele celor două subbazine. În eugeosinclinal, sursa de material fiind mai îndepărtată, depozitele vor fi mai fine, pelitice-carbonatice. În miogeosinclinal, vor predomina depozitele grosiere. De asemenea, apariția unor faleză și țărături abrupte, duce la posibilitatea acumulării unor depozite haotice de tip wildfish (alunecare gravitațională a unor mase de roci preexistente, resedimentate) sau de tip olistostromă (blocuri rupte din faleză sau țărături și înglobate în sedimente normale ale bazinului, ca niște elemente clastice de dimensiuni gigantice).

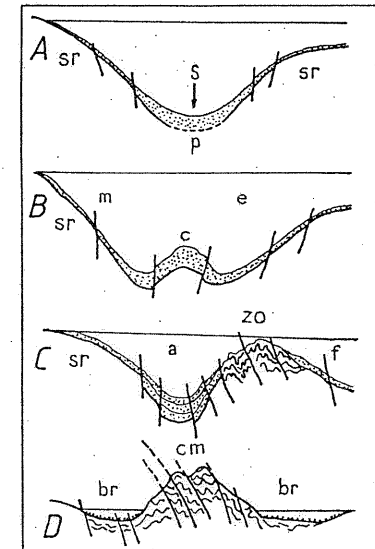
**C. FAZA DE OROGENEZĂ**. Reprezintă faza de paroxism a procesului evolutiv al unui geosinclinal. Forțele de deplasare ale plăcii în subducție determină plastifierea relativă a depozitelor acumulate și cutarea lor, însoțită de frecvente fracturi foarte profunde. Procesul se produce preferențial în zona de eugeosinclinal (suprapusă peste placa mobilă), în care au loc cutări ample, deversări de depozite și șariaje. Cel mai adesea procesele duc la un metamorfism accentuat al depozitelor de fund, antrenate ele însele în cutare și alcătuind nucleele cristaline ale catenelor montane. În același timp se crează condiții pentru un ansamblu magmatic sinorogen (concomitent cu orogeneza) predominant granitoidic, datorită asimilării în topitură a unui volum imens de sedimente.

În majoritatea cazurilor, în spatele cordiliei, în zona miogeosinclinală, procesul de cutare este ceva mai slab, conservându-se o zonă depresionară de **AVANFOSĂ** în care procesul de sedimentare continuă. Aceasta poate varia în funcție de modificarea adâncimii bazinului și de aportul de material detritic din zona continentală și din lanțul muntos nou format. Aici se vor acumula depozite de tip molasă, predominant detritice dar și cu intercalații evaporitice și aport de material organic vegetal, ducând la formarea molaselor cu cărbuni.

Fig. 71. Evoluția unui geosinclinal  
(116 – modificat)

A. Faza de vacuitate; B. Faza de colmatare;  
C. Faza de orogeneză; D. Faza postorogenică.

sr = soclu rigid  
S = subsidență  
p = zonă plastică  
c = cordiliera  
m = miogeosinclinal  
e = eugeosinclinal  
a = avantfosă  
f = fosă  
cm = catenă montană  
br = bazine relict



**D. FAZA POSTOROGENICĂ** încheie evoluția geosinclinalului. În cadrul ei pot fi separate două momente:

- momentul **TARDEGEO SINCLINAL**. Mișcările tangențiale legate de subducție sunt diminuate, fiind parțial înlocuite de mișcări verticale, de ridicare a catenelor montane nou formate, care tind să-și micșoreze suprafața fiind antrenate în înălțime. În avansate mai apar manifestări de cutare, urmate de pliarea mai mult sau mai puțin complexă a depozitelor de molasă.

Fenomenele magmatice își modifică aspectul atât prin compoziție, care se bazicizează progresiv, cât și prin dominarea manifestărilor efuzive.

- momentul **POSTGEO SINCLINAL**. Este momentul final în care întreaga regiune geosinclinală devine rigidă, cuplată la placa tectonică stabilă, cu care ajunge să formeze corp comun. Manifestările vulcanice sunt net diminuate, rezumându-se la efuziuni bazice extruzate pe fisuri și prin manifestări postvulcanice.

În cazul în care procesul de subducție continuă, se ajunge la formarea unui nou sistem geosinclinal deasupra marginii plăcii în subducție, într-o zonă alăturată celei deja cutate și rigidizate, fapt care explică evoluția progresivă în timp a lanțurilor montane în domenii alăturate, cu dezvoltare succesivă în timp.

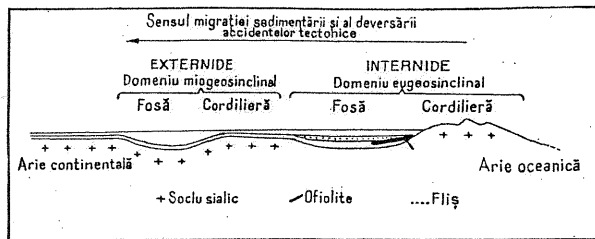


Fig. 72. Relațiile structurale dintr-o zonă geosinclinală în evoluție (13)

Desigur, evoluția unei regiuni de la faza de geosinclinal la cea de catenă montană este interpretată diferit de diverși autori, care punctează diversele momente în mod diferit, însă esența procesului este aceeași, chiar dacă dimensiunile diferitelor stadii diferă de la autor la autor.

**FALIILE TRANSFORMANTE**

Cea de-a treia situație posibilă în evoluția unei zone labile este cea dată de faliile transformante.

Aparent acestea sunt situațiile cele mai simple, părând a realiza, prin deplasarea orizontală a plăcilor una față de cealaltă, o simplă decoșare, fără adăugare de crustă oceanică nouă și fără consum de litosferă.

O analiză mai atentă a raporturilor dintre plăcile tectonice în zona faliilor transformante arată însă evoluții mult mai complicate.

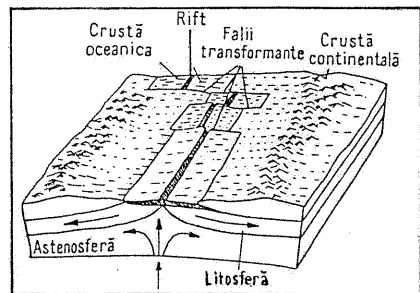


Fig. 73. Falii transformante afectând un rift primar (126)

Însăși noțiunea de FALIE TRANSFORMANTĂ, introdusă de Wilson (1965) și completată de Atwater (1972), a fost necesară pentru a preciza faptul că, în afară de aparența de decoșare, în cazul faliilor transformante se realizează modificarea sensului de deplasare al plăcilor, transformarea unor mișcări convergente în mișcări divergente sau invers, ca și modul de compensare a evoluției plăcii prin crearea de suprafață nouă într-o zonă, concomitent cu distrugerea de suprafață în partea opusă.

Pentru înțelegerea fenomenelor care diferențiază simplele decoșări de faliile transformante este necesară prezentarea în paralel a celor două situații.

În cazul unei decoșări, deplasarea celor două compartimente ale fracturii determină componentele unui nivel reper fracturat să se îndepărteze progresiv, pe măsură ce procesul de decoșare avansează.

În cazul unei falii transformante, în fiecare compartiment se realizează mișcări de translație în dublu sens. Fiind mai ușor de înțeles situația în cazul intersecției falie transformantă-rift, vom prezenta situația în acest caz.

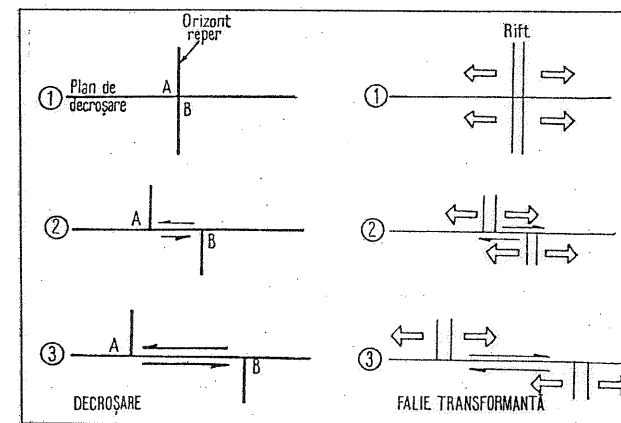


Fig. 74. Comparație între evoluția unei decoșări și cea a unei falii transformante.

1,2,3 = momente succesive

Reperul propriu-zis luat în considerare reprezintă el însuși două limite de plăci divergente, între care are loc acreția (formarea) de crustă nouă. Cele două segmente de rift funcționează independent. Mișcarea relativă a componentelor de o parte și de alta a faliei transformante este, în raport cu axa riftului, inversă față de decoșarea aparentă a riftului în ansamblu. După Wilson (1965) decoșarea riftului poate fi o caracteristică inițială a unui sistem de expansiune, aceasta putând avea loc fără modificarea distanței dintre segmentele riftului, pentru că deplasarea plăcilor este compensată de producerea de scoarță nouă, poziția zonei de tensiune rămânând constantă cu toată deplasarea plăcilor.

Mecanismul este foarte complex, cu atât mai mult cu cât se produce într-o largă varietate de raporturi, între două sectoare de rift, între două sectoare de fosă sau între un sector de rift și unul de fosă.

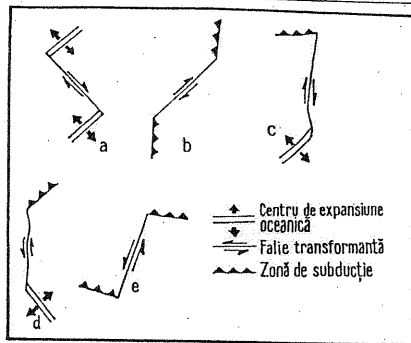


Fig. 75. Diferite variante de falii transformante (98)

- a. rift-rift.  
 b. fosă-fosă, cu subducție în sens opus.  
 c. Rift-fosă.  
 d. fosă-fosă, cu subducție în același sens.  
 e. fosă-fosă, cu subducție în același sens.

Poziționarea faliilor transformante reflectă forma inițială a rupturii care a generat riftul. Se individualizează falii transformante de limită ale plăcilor, considerate primare, rezultat al fracturării timpurii a crustei continentale, și falii transformante de expansiune, considerate secundare, care afectează numai crustă oceanică. Acestea din urmă reprezintă faliile transformante tipice, conform descrierii lui Wilson (1965).

De o parte și de alta a zonei de fractură se află crustă oceanică de vârste diferite, confirmată de studiile de magnetostratigrafie.

Nu există nici un argument teoretic care să facă obligatorie poziția perpendiculară a faliilor transformante pe direcția riftului, și cu atât mai puțin pe cea a foselor. Ele sunt însă obligatoriu paralele cu sensul de mișcare a plăcilor care determină, mai ales în zonele de rift, o astfel de orientare. Acestea evoluează și se modifică în timp datorită rotirii pe care o suferă plăcile și care fac ca direcția de mișcare a acestora să se schimbe. Implicit și faliile transformante se vor ajusta pozițional.

Ca implicații geologice, în zona faliilor transformante, datorită forțelor de frecare și tensiunilor create prin deplasarea continentelor, se produc mișcări seismice. Ca și în cazul dorsalelor, focarele cutremurelor legate de faliile transformante sunt localizate la mică adâncime, sub 30 km. Deosebirea între cele două situații e dată de sensul principal al direcției de propagare a undelor seismice. Dacă în cazul rifturilor propagarea undelor seismice este simetrică în cele două sectoare afectate, în cazul faliilor transformante, între compartimente se realizează decalaje, într-unul inițierea având caracter de compresiune, în timp ce, în celălalt, inițierea are caracter de distensiune.

### TRIPLE JONCTIUNI

Rifturile, fosele (zonele de subducție) și faliile transformante sunt locurile de contact între două plăci tectonice. Sunt însă situații în care raporturile dintre elementele labile duc la

întâlnirea dintre trei plăci, într-un punct unic, denumit **TRIPLĂ JONCTIUNE**. Variantele de triplă jonctiune sunt determinate de elementele care separă plăcile. Pot fi triple jonctiuni rezultate din intersecția a trei rifturi (RRR), a trei fose (TTT, T de la trench), a trei falii transformante (FFF) sau dintr-o combinație a acestor elemente. McKenzie și Morgan (1969) analizând toate posibilitățile de triplă jonctiune, prezintă 16 variante, în fiecare caz intervenind viteze specifice de deplasare a plăcilor și evoluții caracteristice.

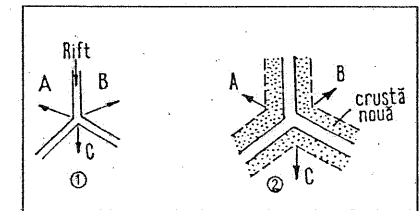
Evident, implicațiile geologice ale triplelor jonctiuni sunt rezultanta cumulată a fiecărui element intrat în sistem.

Evoluția unei triple jonctiuni este condiționată de vitezele relative ale plăcilor litosferice și de tipul de limită dintre plăci. Dacă tripla jonctiune nu-și schimbă geometria după evoluția sa în timp, este definită ca stabilă. Există și trei triple jonctiuni instabile.

Primul caz este dat, în general, de situația RRR, în care plăcile au viteze egale, cu expansiune perpendiculară pe direcția rifturilor.

Fig. 76. Triplă jonctiune stabilă (RRR)

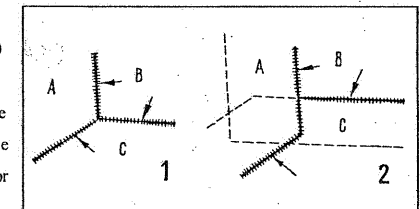
- 1,2 = etape succesive  
 A,B,C = plăci în deplasare divergentă.  
 Săgețile indică sensul deplasării



În cazul TTT jonctiunea este de obicei instabilă, cu modificarea geometriei, mai ales în urma consumului inegal al plăcilor. Dacă considerăm o placă A, fixă, geometria se modifică în funcție de migrarea și consumul plăcilor B și C, punctul de triplă jonctiune migrând în timp, existând tendința ca două dintre fose să fuzioneze.

Fig. 77. Triplă jonctiune instabilă (FFF) (98)

- 1,2 = etape succesive  
 A = placa socotită fixă; B,C = plăci în deplasare  
 Săgețile indică sensul deplasării. Liniile întrerupte marchează limitele ipotetice ale plăcilor mobile dacă n-ar exista procesul de consum.



Urmărind tipurile de triple jonctiuni existente actualmente pe glob, au fost identificate numai 6 din cele 16 tipuri posibile (RRR, TTT, TTF, FFR, FFT și RTF) dar se poate presupune că, în trecutul Pământului au funcționat și alte tipuri prin care s-ar putea explica unele structuri geologice complexe.

## ZONE STABILE ALE SCOARȚEI TERESTRE

Zonele stabile ale scoarței terestre sunt caracteristice regiunilor mediane ale plăcilor tectonice, neinfluențate direct de deplasarea și de raporturile dintre acestea.

Zonele stabile cuprind PLATFORMELE CONTINENTALE emerse și prelungirile lor sub domeniul oceanic, submerse. De asemenea, sunt zone stabile sectoarele crustei oceanice dintre dorsalele medio-oceanice și taluzul continental, în cazul marginilor continentale pasive și cele dintre dorsale și marginea foselor, în cazul marginilor continentale active, acestea alcătuind PLATFORMELE OCEANICE.

Termenul de PLATFORMĂ a fost utilizat inițial în sens morfologic, pentru a indica o arie continentală cu relief neted.

În sens cinematic, platformele sunt definite ca sectoare de crustă puțin afectate de mișcări tectonice, de cutremure și de procese vulcanice. Fără să fie total imobile, ele sunt antrenate în mișcări oscilatorii pe verticală.

Când sunt emerse, platformele sunt supuse unei eroziuni active, cu tendință de peneplenizare a reliefului produs în fazele anterioare trecerii în fază stabilă.

În cazul platformelor submerse, domină procesele de sedimentare, care au aceeași tendință de estompere a diferențelor de relief.

Zonele stabile sunt rezultatul unui ansamblu de procese desfășurate în faze labile, în urma unei evoluții de tip geosinclinal, în care s-au acumulat serii de depozite de mare grosime, deformate, metamorfozate și transformate în zone orogenice, după care prin atașarea la placa litosferică fixă își pierde mobilitatea. Din acest moment, în urma proceselor de eroziune și peneplenizare, prin acoperire integrală sau parțială cu sedimente, se inițiază formarea unui nou etaj structural acoperitor. Se pot separa astfel două componente, FUNDAMENTUL și CUVERTURA SEDIMENTARĂ.

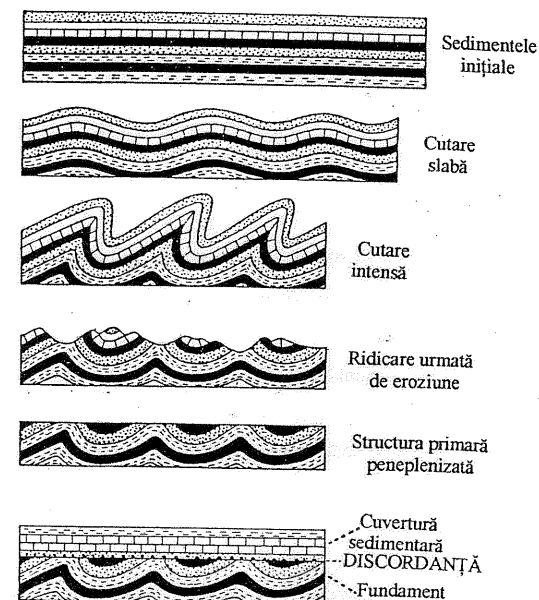
Fundamentul este întotdeauna cutat, reprezentând structuri generate în fazele de zonă labilă, puternic erodate.

Peste fundament, întotdeauna discordant, se dispune cuvertura sedimentară, în general necutată sau puțin cutată.

Platformele, pot să formeze undulații sau cute largi, pozitive, numite **anteclize** sau negative, numite **sineclize**, realizate în urma mișcărilor pe verticală mai accentuate sau mai puțin accentuate în diverse sectoare.

Fig. 78. Etapizarea separării fundamentului și cuverturii sedimentare în zonele stabile. (60)

- A = depozite primare plane.  
 B = depozite ușor cutate.  
 C = depozite cutate.  
 D = depozite exondate și erodate.  
 E = depozite de fundament peneplenizate.  
 F = subsidență urmată de depunerea discordanță a cuverturii sedimentare.



În cazul platformelor submerse, bazinele de sedimentare epicontinentale, cu adâncimi relativ mici și pante foarte scăzute, duc la depunerea de sedimente în strate subțiri, adesea separate prin suprafețe de discordanță paralelă, provocate de întreruperea procesului de sedimentare.

Mișcărilor verticale pozitive alternate cu cele negative fac frecvente lacunele de sedimentare (întreruperi ale procesului de sedimentare) și pe cele de eroziune (realizate prin îndepărtarea în momentele de exondare a materialului sedimentat anterior).

Fenomenul de trecere de la stadiul labil la stadiul stabil a fost numit CRATONIZARE, zonele cutate stabilizate, accesibile observației la zi, fiind numite CRATONE sau SCUTURI, care pot fi sau nu înconjurate de platforme propriu-zise, în care fundamentul este acoperit de depozite sedimentare.

Însăși denumirea platformelor este stabilită în funcție de momentul stabilizării plăcilor, prin adăugarea sufixului „EPI” la denumirea ciclului orogenic care a determinat stabilizarea soclului (Epibaikaliană, Epicaledoniană, Epihercinică, etc).

Este necesară mențiunea că, nu întotdeauna, procesele orogenice sunt urmate de cratonizare. Aceasta intervine numai la transformarea unei zone labile într-o zonă stabilă. Când evoluția labilă continuă, în lungul zonelor de subducție au loc procese de subsidență specifice geosinclinalelor, pe același traseu sau translate în spațiu, odată cu deplasarea plăcilor.

## PROCESELE MAGMATICE

Prin „Magmatism” se înțelege ansamblul de fenomene majore, care au loc în scoarța terestră, cuprinzând formarea, deplasarea, evoluția și consolidarea topiturilor de roci, numite MAGME. Termenul derivă din cuvântul grecesc μάγμα [*magma*], cu înțelesul primar de ALUAT, ieșit din uz, în prezent cu semnificația de MAGMĂ, în sens geologic.

Magmele sunt amestecuri topite de silicați, oxizi, sulfuri și substanțe gazoase, formate la un moment dat în scoarța terestră, în condiții speciale de temperatură și presiune. Magmele nu sunt accesibile observației directe decât în condițiile particulare ale accedării la suprafață prin vulcanism sau, în majoritatea cazurilor, prin produsele rezultate în urma consolidării (solidificării) lor.

## GENEZA ȘI PROPRIETĂȚILE MAGMELOR

### Formarea magmelor

Formarea magmelor are loc în interiorul scoarței Pământului, fie în litosferă, fie în astenosferă, în urma creării unor dezechilibre de temperatură și presiune.

Timp îndelungat s-a considerat că magmele sunt relice incandescente ale materiei din faza pre-planetară a Pământului, sau că în structura internă a Pământului, sub crustă, se întâlnește un strat continuu de materie topită. Studiile moderne de termodinamică și cele geofizice exclud posibilitatea persistenței fazei lichide altfel decât punctual, în urma unor derogări de la condițiile generale de temperatură și presiune. În condiții normale materia se găsește într-o stare rigidă determinată de presiunile uriașe la care este supusă. Experiențele au arătat că creșterea de presiune induce o ridicare a punctului de topire a rocilor.

În consecință, pentru a se putea realiza condițiile necesare formării unei magme, pe lângă creșterea de temperatură, trebuie să intervină un al doilea factor determinant, și anume o descărcare de presiune.

Crearea condițiilor de formare a magmelor presupune derularea unor procese ce pot avea loc în trei zone ale plăcilor litosferice și anume: în zonele de distensiune cu contact divergent al plăcilor; în zonele de compresiune generate de subducție; în interiorul plăcilor litosferice, deasupra unor „zone fierbinți”.

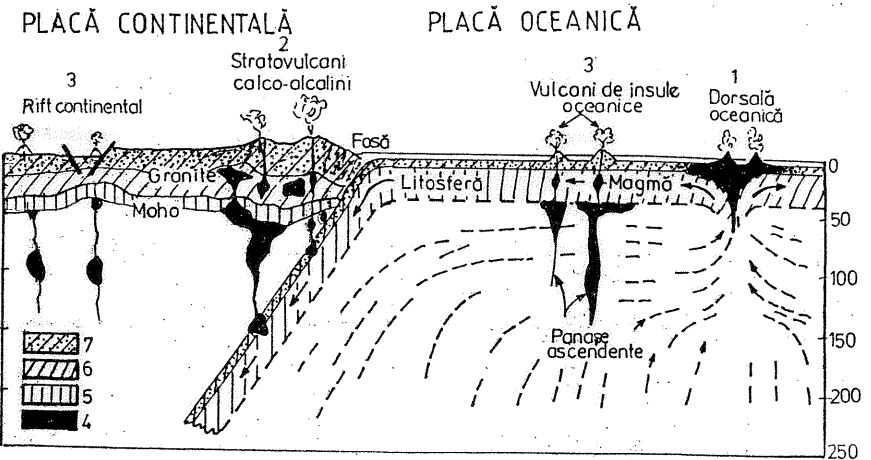


Fig. 79. Zone favorabile de producere a magmelor

- |   |                        |
|---|------------------------|
| 1. Magmatism de expansiune.                     | 4. Topituri magmatice. |
| 2. Magmatism de subducție.                      | 5. Pătură bazaltică.   |
| 3. Magmatism intraplacă<br>(de zonă fierbinte). | 6. Pătură granitică.   |
|   | 7. Pătură sedimentară. |

În zonele de distensiune se realizează, pe de o parte, un aport termic datorat ascensiunii materialului astenosferic odată cu producerea de crustă oceanică nouă, pe de altă parte o decomprimare, legată de îndepărtarea plăcilor divergente, implică a unui deficit de materie.

În zonele de subducție condițiile favorabile de generare a magmelor sunt asigurate de energia calorică realizată prin fricțiune între plăcile interactive, în lungul planelor Benioff, dar și datorite cumulului de forțe care însoțesc asimilarea plăcii subduse în astenosferă. „Zonele fierbinți” sunt regiuni punctuale sau cu dezvoltare areală restrânsă în care curenții de convecție din astenosferă în ascensiune pot produce fluxuri termice fie în interiorul unor plăci oceanice, fie în interiorul unor plăci continentale, fluxuri termice cunoscute și sub numele de „panșe de manta”.

Se cere precizat că creșterile de temperatură sunt independente de treapta geotermică, implică de adâncimea la care se realizează procesul, fiind întotdeauna necesare surse suplimentare de căldură. În afara fluxurilor termice produse în cele trei situații prezentate, se constată o stimulare a proceselor de dezintegrare radioactivă, care reprezintă o sursă suplimentară de căldură.

Descărcarea de presiune care facilitează ruperea echilibrului și posibilitatea de topire a materiei este de cele mai multe ori provocată de procese tectonice mai ample sau cu caracter local, declanșate ele însele de evoluția plăcilor litosferice.

Cele mai importante proprietăți ale magmelor sunt compoziția chimică, temperatura, vâscozitatea, proprietăți strict legate între ele și care se condiționează reciproc.

### Chimismul magmelor

Din punct de vedere chimic, topiturile magmatice sunt foarte diferite, pe de o parte datorită originii diferite a materialului supus topirii, pe de altă parte datorită proceselor continue de diferențiere care au loc în masa magmei în evoluție și în raport cu rocile cu care magmele vin în contact. În acest fel, magmele studiate după consolidare, pot fi substanțial diferite de topiturile inițiale care au declanșat procesul.

În principiu, pe baza analizării rocilor magmatice consolidate, se apreciază că magmele au un conținut chimic format dominant din  $\text{SiO}_2$  și  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , la care se adaugă  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Mn}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ . Exprimarea în oxizi a compoziției chimice se face pentru că ea rămâne valabilă, indiferent de modul în care, în urma condițiilor variabile de formare, elementele se asociază sub formă de minerale. Ponderea maximă o deține  $\text{SiO}_2$ , care variază între 40 și 80 %. După conținutul de  $\text{SiO}_2$ , rocile, și implicit magmele din care provin, se împart în acide (65-80 %  $\text{SiO}_2$ ), intermediare (55-65 %  $\text{SiO}_2$ ), bazice (40-55 %  $\text{SiO}_2$ ) și ultrabazice (sub 40 %  $\text{SiO}_2$ ).

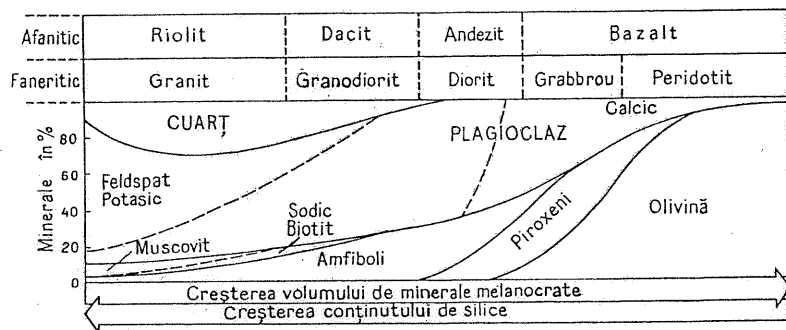


Fig. 80. Proporția mineralelor comune în rocile magmatice (126)

Gradul de aciditate, respectiv conținutul de  $\text{SiO}_2$  reprezintă o apreciere subiectivă, din acest punct de vedere rocile, și implicit magmele, putând fi divizate în două mari categorii și anume, roci nesaturate în  $\text{SiO}_2$  - cele bazice și ultrabazice - în care întreaga cantitate de  $\text{SiO}_2$

este legată, de obicei de minerale mafice, și roci saturate - cele intermediare și acide - în care, după formarea silicaților, silicea rămasă nelegată permite formarea cuarțului liber. În toate situațiile, compoziția mineralogică a rocilor magmatice este dominată de feldspați care ocupă, prin diferitele specii posibile întreaga plajă a domeniului.

În afara implicațiilor directe în formarea unor minerale, compoziția chimică a magmelor are influență mare asupra temperaturii magmelor, mai exact asupra ridicării sau coborârii temperaturii de fuziune și/sau de consolidare și asupra vâscozității acestora, cu alte cuvinte asupra posibilității de deplasare a magmelor prin curgere, indiferent dacă curgerea se realizează intrusiv sau, prin vulcanism, la suprafață.

### Temperatura magmelor

În mod direct, temperatura magmelor a fost determinată prin măsurarea temperaturii lavelor (magne ajunse la suprafață). S-a constatat că lavelle bazice au temperaturi mai ridicate, cu valori cuprinse între  $1000^\circ\text{C}$  și  $1200^\circ\text{C}$ . Lavelle acide au temperaturi mai scăzute, putând coborî până la  $800-900^\circ\text{C}$  sau chiar până la  $600^\circ\text{C}$ , în anumite condiții.

Determinarea temperaturii magmelor poate fi realizată și indirect prin metode de termometrie geologică, care cuprind stabilirea temperaturilor de solidificare a diferitelor componente din roca studiată, ca și gradul de afectare prin topire a xenolitelor, elemente străine de cuptorul magmatic, incluse în magmă în deplasarea acesteia. Indiferent de metoda de determinare a temperaturii, rezultatele sunt aproximative pentru că operațiile nu pot fi realizate în condiții reale, nefiind posibilă reconstituirea presiunii existente în rezervorul magmatic, și pentru că la suprafață, în contact cu atmosfera, topiturile suferă procese de oxidare care în mod cert modifică valorile de temperatură realizabile în condiții intrusiv.

În același timp, temperatura magmelor nu este însă o calitate constantă, ea evoluând continuu, inițial prin creștere - la formarea topiturii, apoi prin scădere continuă până la consolidarea totală în interiorul cuptorului magmatic sau la exteriorul acestuia, în cazul erupțiilor vulcanice.

De asemenea, trebuie precizat că temperatura de consolidare a unei topituri magmatice nu este identică cu cea a fiecărui component din amestec, ea fiind întotdeauna inferioară acesteia, la o valoare determinată de **punctul eutectic** de consolidare a unui amestec de componente topite. Variabilitatea temperaturii magmelor este indusă și de relația generală a

rezervorului magmatic cu rocile înconjurătoare cărora le cedează căldură și de faptul că conservarea stării de fuziune este favorizată de conținutul ridicat de apă.

### Vâscozitatea magmelor

Vâscozitatea este proprietatea fluidelor de a opune rezistență intermoleculară la curgere. În cazul magmelor, vâscozitatea este condiționată sever de chimism și de temperatură. Evident, odată cu scăderea temperaturii vâscozitatea crește, astfel încât de la o anumită temperatură în jos curgerea încetează.

În ceea ce privește chimismul, se remarcă faptul că magmele și lavele bazice au o vâscozitate mai scăzută, apropiată de cea a uleiurilor, putând curge cu viteze de până la 16 km/oră. Cele acide, cu un conținut ridicat de  $\text{SiO}_2$ , sunt mult mai vâscoase și curg mult mai greu, adesea putând obtura canalele de deplasare a magmelor.

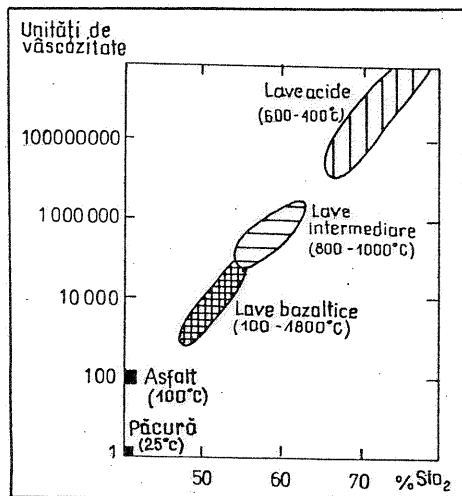


Fig. 81. Relația dintre vâscozitate, conținutul în silice și temperatura topiturilor. (125)

Sunt prezentate pentru comparare valorile de vâscozitate ale păcurii la 25° C și ale asfaltului la 100° C.

Studiile relativ recente pun în legătură corelația dintre vâscozitate și conținutul de silice de prefigurarea încă din faza lichidă a rețelilor tridimensionale de tetraedri  $[\text{SiO}_4]$  care prin punerea în comun a mai multor ioni de oxigen, reduc capacitatea de curgere a topiturii.

S-a constatat că vâscozitatea este influențată de prezența materiilor volatile, pierderea acestora determinând o scădere accentuată a capacității de curgere.

### TIPURI DE MAGMĂ ȘI DIFERENȚIEREA MAGMATICĂ

Imensa varietate a rocilor magmatice a sugerat că diversificarea nu poate fi explicată printr-o unică topitură magmatică.

Plecând de la ideea caracterului stratificat al scoarței terestre, se remarcă existența a cel puțin două tipuri de magme primare, dependente de tipul de crustă în care se realizează procesul. În funcție de locul de formare (zonă continentală sau oceanică) și adâncimea de formare, în momentul producerii magmelor, acestea pot reprezenta următoarele tipuri de magme inițiale.

- **MAGME OCEANITICE**, cu chimism ultrabazic, anhidru, bogate în compuși feromagnezieni, formate în zonele oceanice, în care, în apropierea suprafeței, este prezent stratul bazaltic al crustei. Se consideră că parametrii magmelor oceanitice sunt influențați genetic de relația de vecinătate cu Astenosfera, dacă nu chiar de aport de material astenosferic.

- **MAGME BAZALTICE**, sunt formate în regiunile continentale, în procese de subducție. Au un chimism dominat de silicați și alumo-silicați feromagnezieni, propriu stratului bazaltic al scoarței; sunt asemănătoare cu magmele oceanitice, dar conțin majoritatea mineralelor hidratate și sunt în parte contaminate prin asimilarea sedimentelor încorporate în procesul de subducție.

- Acestor tipuri li se adaugă un al treilea, reprezentat prin **MAGME GRANITICE**, formate în stratul granitic al scoarței continentale, în zonele de orogeneză, cu chimism general acid, determinat de antrenarea în procesul de fuziune a unor pături cu grosimi importante de material sedimentar, de tip sialic.

De la aceste trei tipuri inițiale de magme, în timpul proceselor magmatice, se ajunge la o imensă varietate de roci, specifice fiecărei zone și fiecărui moment, printr-o serie de procese de diferențiere magmatică, legată de fenomene fizice și de influențele chimice ale mediului, și care duc la schimbări de compoziție, uneori extrem de accentuate.

O primă posibilitate de diferențiere magmatică o constituie CRISTALIZAREA FRAȚIONATĂ, urmată de ACUMULARE GRAVITAȚIONALĂ. Magma în deplasare ajunge în zone cu temperaturi mai reduse, ea însăși răcindu-se treptat. Odată cu răcirea, o primă parte din minerale își vor atinge punctul de fuziune-cristalizare. Ordinea normală de cristalizare (inversă ordinii de topire) este: olivină, piroxeni, amfiboli, mice, feldspatoizi, feldspati, cuarț.



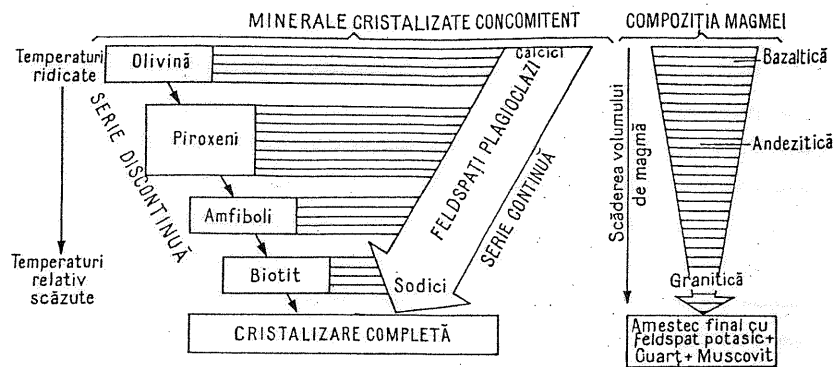


Fig. 82. Etape ale formării mineralelor în timpul consolidării magmelor (126)

Primele minerale cristalizate, în general mai bogate în Fe și Mg, cu densitate mai mare, tind să cadă gravitațional spre fundul rezervorului magmatic, unde temperaturile fiind mai mari se pot retopi, sau chiar rămânând în stare solidă, induc o îmbogățire în componente grele. În același timp, topitura inițială pierzând o parte din compoziția mafică își modifică continuu alcătuirea.

Din proces se realizează o permanentă modificare de compoziție, constând într-o continuă bazicizare a magmei în zonele profunde și o acidizare a magmei în zonele superioare și marginale.

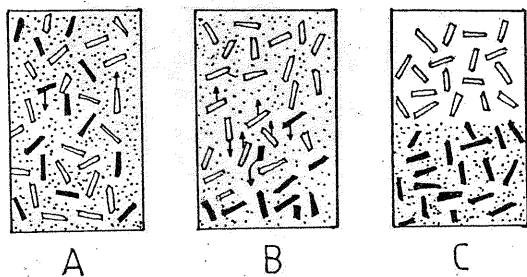


Fig. 83. Model schematic de cristalizare fracționată și acumulare gravitațională

A. Formarea sincronă a componentelor minerale diferite.  
B. Căderea cristalelor grele și flotarea celor ușoare.  
C. Separarea a două faze cu compoziții diferite.  
În alb = minerale ușoare; în negru = mineralele grele.

În observarea fenomenului trebuie să se țină seama de faptul că temperatura de cristalizare a unui amestec de topituri este mai scăzută decât cea a fiecărei componente în parte. Momentul de cristalizare a amestecului se realizează în PUNCTUL EUTECTIC (specific fiecărui amestec), la a cărui temperatură se realizează o solidificare bruscă, în bloc. În această accepțiune, trebuie să admitem că ordinea strict normală de cristalizare, anunțată anterior, poate fi dereglată, în funcție de compoziția amestecului de topituri.

A doua posibilitate de diferențiere magmatică o reprezintă fenomenul de LICUAȚIE sau DEZAMESTEC ÎN FAZĂ LICHIDĂ.

Ținând seamă de faptul că, în multe cazuri, lichidele (implicit magmele) nu sunt perfect miscibile, trebuie să admitem că, în anumite condiții de temperatură și presiune, în masa magmelor se pot produce separații de fracțiuni lichide, similare cu separarea uleiului de apă în condiții normale. Lichidele devenite progresiv non-miscibile se separă în două sau mai multe pături suprapuse de compoziție diferită și cu evoluție ulterioară diferită.

A treia posibilitate de diferențiere magmatică este DIFERENȚIEREA PRIN CONTACT ȘI ASIMILARE prin care magmele în deplasare realizează un schimb de substanță cu rocile înconjurătoare, față de care prezintă un flagrant dezechilibru. Pe de o parte, magma poate asimila prin topire roci din jurul cuptorului magmatic, determinând o modificare adesea substanțială a chimismului inițial, pe de altă parte, datorită presiunilor și temperaturilor ridicate magma se infiltrază în roca din jur, pierzând astfel din compoziția inițială o parte din compușii cei mai mobili. În urma schimbului reciproc de substanță, compoziția magmei se poate modifica.

Diferențierea magmatică prin contact și asimilare are o importanță petrografică controversată și în orice caz limitată. Se știe că procesul de solidificare a unei topituri este un proces izoterm, ceea ce face ca cedarea de căldură către rocile învecinate sau către xenolitele încorporate să fie greu de realizat, topirea acestora fiind posibilă numai în cazuri particulare (asimilarea de componente cu temperatură de topire mai mică de către topituri cu temperatură ridicată).

## PUNEREA ÎN LOC ȘI CONSOLIDAREA MAGMELOR

Imediat după formare, magmele supuse unor presiuni imense, încep, de cele mai multe ori, un proces de deplasare, dominant ascensională.

În zonele profunde ale crustei, deplasarea magmelor are loc sub impulsul propriilor forțe, în masa litosferei în care, acțiuni mecanice și chimice tind să creeze spațiu de înaintare, ascensională sau laterală. Topitura provoacă dilatarea și fracturarea rocilor adiacente, insinuându-se în spațiile create și digerând blocurile pe care le încorporează. Deplasările sunt nesemnificative în raport cu volumul imens al rezervorului magmatic. Pentru desemnarea proceselor care au loc în aceste condiții se utilizează termenul PLUTONIC sau ABISAL, prin

excelență semnificând adâncimi foarte mari și lipsa, cel puțin aparentă, a deplasărilor de magmă.

Dacă zonele adiacente rezervorului magmatic oferă linii de minimă rezistență, presiunile imense determină un proces de migrare prin **injectare**, mase mari de magmă putând fi împinse în sisteme de fisuri, într-un proces **INTRUSIV**, generator de sisteme filoniene, cu evoluție particularizată și în funcție de distanța față de rezervorul primar (proximal, distal sau periferic).

Apropierea topiturilor de suprafață determină modificări importante ale evoluției acestora, modificări legate de adâncimea redusă și de eventualitatea legării de aparate vulcanice. Procesele și rezultatele lor sunt definite ca **SUBVULCANICE** sau **HIPOABISALE**.

Accesul topiturilor la suprafață, în condiții subaerene sau subacvatice modifică brutal totalitatea condițiilor de evoluție a topiturii, până la nevoia de înlocuire a termenului de **MAGMĂ** prin cel de **LAVĂ**, specific proceselor de suprafață, manifestate **VULCANIC**, **EFUSIV** sau **EXTRUSIV**.

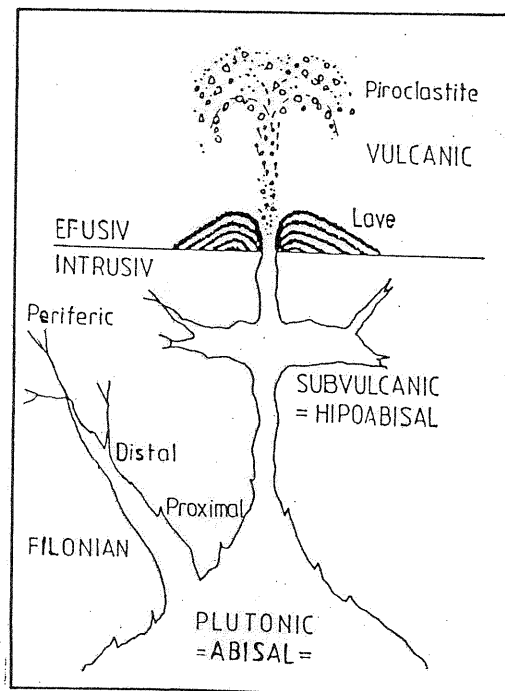


Fig. 84. Localizarea zonelor de consolidare a topiturilor magmatice (40)

Indiferent de tipul inițial de magmă și de procesele de diferențiere pe care le suferă, fiecare proces magmatic se încheie prin consolidarea (solidificarea) întregii mase de topitură. Consolidarea nu se realizează brusc, ci într-o serie de etape legate de procesul de scădere a temperaturii și de evoluția compoziției magmei. De la început din masa topiturii, se separă două fracțiuni, una cristalizată, majoritară și una reprezentată prin substanțe volatile, variația raportului dintre aceste fracțiuni determinând evoluția consolidării magmei în trei etape principale (trei faze principale): etapa lichid-magmatică, etapa pegmatitic-pneumatolitică și etapa hidrotermală.

**ETAPA LICHID-MAGMATICĂ.** Ea este prima fază de consolidare a topiturilor magmatice, care se realizează la temperaturi ridicate, cuprinse între  $1000^{\circ}\text{C}$  și  $600^{\circ}\text{C}$ . În această etapă, cristalizează cea mai mare parte a silicaților, întâi cei mafici, apoi cei felsici. Compoziția topiturii se modifică puțin, pentru scăderi de temperatură relativ mari. Etapa se realizează, în general, în zone profunde, în care ridicarea magmei se face foarte lent, determinând structuri specifice, numite abisale sau plutonice.

Acestea constau, în general din structuri holocristaline, echigranulare și panxenomorfe, cu distribuție masivă.

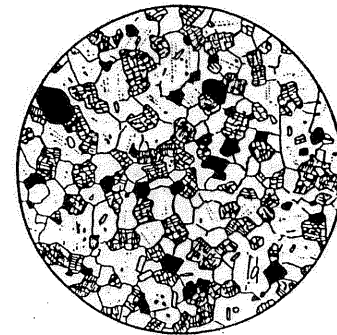


Fig. 85. Structura holocristalină panxenomorfa (53)

**ETAPA PEGMATITIC-PNEUMATOLITICĂ.** Faza este rezultatul injectării magmelor în sistemele filoniene sub presiunea substanțelor volatile și se realizează în condițiile unor temperaturi de  $600^{\circ}\text{C}$ - $365^{\circ}\text{C}$ .

Topitura a pierdut, în prima fază, o mare parte din componentele grele (mafice), îmbogățindu-se indirect în componente ușoare și volatile. Topiturile devin foarte fluide, iar sub presiunea gazelor conținute, sunt injectate în fisurile existente în roca deja consolidată sau în rocile înconjurătoare, formând filoane pegmatitice - în sectoarele proximale - sau aplitice în

zonele distale. Cristalizarea lentă, în prezența substanțelor volatile, permite formarea unor cristale gigantice, specifice acestei etape.

Rocile rezultate sunt și în acest caz holocristaline, dar frecvent îmbracă structuri panidiomorfe sau hipidiomorfe și uneori pot trăda direcții de curgere.



Fig. 86. Structură holocristalină hipidiomorfă (53)

În general, faza pegmatitic-pneumatolitică duce la formarea unor roci mai acide, componentele leucocrate (felsice) având punctul de fuziune mai scăzut, corespunzător acestei faze.

ETAPA HIDROTERMALĂ reprezintă ultima fază de consolidare de adâncime, în zonele periferice ale sistemelor filoniene. La distanță mare de rezervorul principal, temperaturile coboară sub  $365^{\circ}\text{C}$ . La aceste temperaturi este posibilă formarea vaporilor de apă, care vor juca un dublu rol. Pe de o parte vor determina fluidizarea și mai accentuată a topiturii și împingerea ei în sistemele de fisuri, din ce în ce mai subțiri, pe de altă parte vor avea rolul de agent de dizolvare a unor minerale, pe care vaporii de apă le vor extrage din masa generală a topiturii și le vor reprecipita, uneori la distanțe apreciabile de cuptorul magmatic, prin cristalizări selective. Acest proces determină faptul că marea majoritate a concentrațiilor naturale de minerale utile (minereuri) este legată de consolidarea în etapa hidrotermală. Minereurile hidrotermale sunt holocristaline dar se particularizează prin structuri flagrant inechigranulare, hipidiomorfe sau panidiomorfe și compoziții mineralogice adesea foarte diferite de cele realizate în rezervorul primar.

În condițiile în care, în deplasarea lor către suprafață, magmele ajung în sectoare mai puțin rezistente, deplasarea lor se face mai rapid, apropierea de suprafață determinând și o răcire mai rapidă, urmată de cristalizări incomplete ale topiturii. O parte din minerale vor cristaliza (mai ales cele cu temperaturi de fuziune mai ridicate) și vor fi prinse într-o masă de

bază răcită brusc și care nu a avut timpul necesar de cristalizare, generând structuri HIPOCRISTALINE (HEMICRISTALINE).

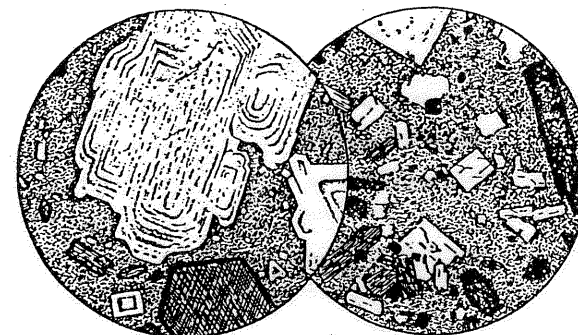


Fig. 87. Structuri hipocristaline (hemicristaline) (53)

Dacă rezistența rocilor din acoperișul cuptorului magmatic este suficient de mică pentru a permite magmei în deplasare să iasă la suprafață, subaerian sau subacvatic, răcirea foarte rapidă a topiturii (numită în acest caz lavă), va împiedica cristalizarea mineralelor (care în general se realizează lent), generând structuri AMORFE sau VITROASE.

În masa vitroasă pot fi incluse cristale formate la adâncime, transportate de lavă și incluse în ea într-o structură porfirică sau se pot forma centre de devitrificare.

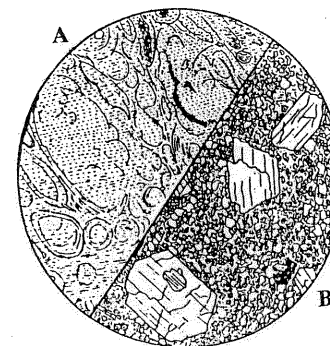


Fig. 88. Structuri specifice proceselor efuzive (113)

- A. Structură vitroasă.  
B. Structură porfirică (fenocriste prinse într-o masă afanitică).

Aceste structuri sunt specifice fenomenelor vulcanice, care vor fi tratate separat datorită, pe de o parte, modului diferit de manifestare, pe de altă parte, faptului că sunt fenomene observabile în momentul desfășurării lor, spre deosebire de cele plutonice.

## MODUL DE ZĂCĂMÂNT AL ROCILOR MAGMATICE

În funcție de vâscozitate și presiune, magmele în deplasare pe liniile de minimă rezistență ajung în momentul consolidării să ocupe spații diferite ca formă, mărime și raporturi cu rocile înconjurătoare. Studiul direct al acestor corpuri magmatice este practic imposibil, fiind exclusă corelarea între deschiderea la zi, deci spre observație, și însăși noțiunea de plutonism. Cercetarea se poate totuși realiza în cazul în care procesele de eroziune și denudare au înlăturat, în timp, învelișul de roci, scoțând la suprafață porțiuni mai importante sau mai reduse, din fostele rezervoare magmatice, situate în adâncime.

Formele de zăcământ ale corpurilor magmatice sunt clasificate după contur, după dimensiuni, după poziție și după raportul spațial cu rocile din jur.

Corpurile rezultate din consolidarea magmelor la adâncimi foarte mari sunt numite corpuri abisale, corpuri plutonice sau plutonite, cele consolidate la adâncimi mici constituind corpurile hipoabisale sau subvulcanice.

După relațiile cu rocile înconjurătoare, se deosebesc corpuri discordante și corpuri concordante.

**Formele de zăcământ discordante** sunt acele corpuri care străbat rocile înconjurătoare în care sunt incluse fără să țină seama de structura și dispoziția lor. După formă și dimensiuni, în această categorie se separă câteva tipuri principale.

**BATOLITE.** Batolitele reprezintă cele mai importante forme de zăcământ discordant. Au dimensiuni foarte mari, fiind extinse în suprafață pe sute de km<sup>2</sup>. Sunt corpuri profunde, larg deschise spre partea inferioară, și cărora nu li cunoaște baza. Partea lor superioară este boltită și adesea prezintă prelungiri denumite apofize. Suprafața de contact cu rocile înconjurătoare este neregulată, având frecvent boltiri și domuri (cupole), singurele de altfel, care sunt puse în evidență prin fenomenele de eroziune.

Se consideră că, de fapt, batolitele reprezintă chiar cuptoarele magmatice inițiale, sau rezervorul principal care furnizează magma tuturor proceselor magmatice.

În masa batolitului se pot găsi frecvent xenolite sau enclave, fragmente de roci rupte din peretele rezervorului și incomplet asimilate de topitură.

**STOCKURILE** sunt corpuri discordante asemănătoare batolitelor, dar de dimensiuni mult mai mici, cu suprafețe sub 100 km<sup>2</sup>, reprezentând cupolele unor batolite.

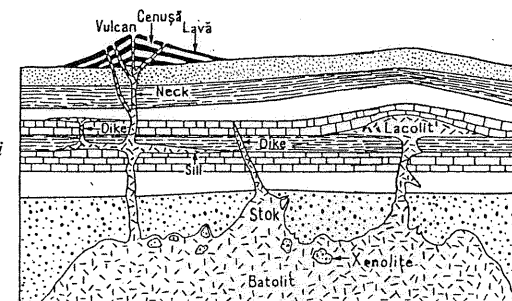


Fig. 89. Poziția câtorva tipuri de corpuri magmatice (125)

**ETHMOLITELE** sunt corpuri abisale evazate spre partea superioară ca un con inversat și îngustat spre bază, legate, probabil, printr-un canal de legătură, cu un rezervor magmatic. Adesea, partea superioară apare franjurată din cauza numeroaselor apofize.

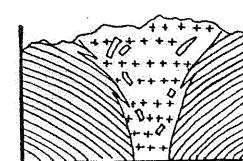


Fig. 90. Ethmolit (116)

**NEKURILE** sunt corpuri discordante cilindrice, verticale, de până la 1 km diametru, reprezentând canalul de legătură dintre un rezervor magmatic și alte corpuri magmatice, sau între acesta și suprafață (vezi fig. 89).

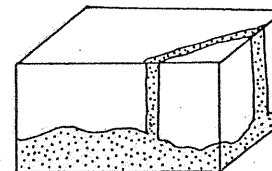


Fig. 91. Dike

**FILOANELE** sunt corpuri discordante subțiri, consolidate în sisteme de fisuri, relativ îndepărtate de rezervorul magmatic.

**DIKE-urile** sunt corpuri discordante stratiforme, cu dezvoltare aproximativ verticală, intruse, de obicei, în lungul unor fracturi majore.

**CHONOLITELE** sunt corpuri plutonice discordante, puse în loc în lungul unor fracturi înclinate, legate de periferia unor batholite. Sunt intruse, de obicei, în șisturi cristaline și iau aspect de limbă, curbată gravitațional.



Fig. 92. Chonolite (66)

**Formele de zăcământ concordante** au dispoziții mai mult sau mai puțin paralele cu stratele în care sunt intruse, pe care, chiar dacă le deformează sau le transformă, le urmează, în linii generale.

**LACOLITELE** sunt corpuri magmatice paralele cu stratele în care sunt intruse, care, în secțiune, au formă de ciupercă sau lentilă. Cel mai adesea, lacolitele împing,

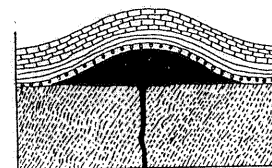


Fig. 93. Lacolit

în zona centrală stratele inițiale, boltindu-le. În bază sunt legate de cuptorul magmatic printr-un canal de curgere. Dimensiunile lor variază în limitele a câțiva km<sup>2</sup>.

Sunt situații în care, prin asocierea mai multor lacolite legate de aceeași sursă de alimentare, se realizează un corp complex, cu aspect arborescent sau cedriform. În unele cazuri, când calea de curgere a magmei este oferită de o falie, de o parte și de alta a căreia rezistența rocilor este diferită, lacolitul se formează asimetric (**HEMILACOLIT**).

Frecvent lacolitul prezintă la suprafața de contact cu rocile acoperitoare apofize sau sisteme de filoane.

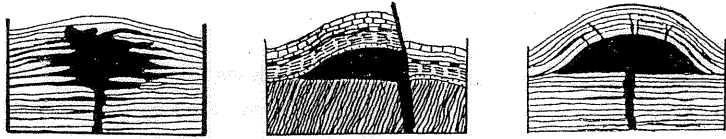


Fig. 94. Lacolit cedriform (66)    Fig. 95. Hemilacolit (101)    Fig. 96. Lacolit cu filoane (101)

**LOPOLITELE** sunt corpuri concordante, asemănătoare cu lacolitele, dar care au partea superioară concavă. Sunt specifice magmelor mai fluide, care avansează rapid în zonele exterioare ale fisurilor.

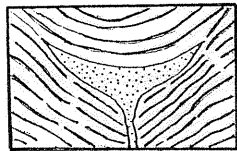


Fig. 97. Lopolit

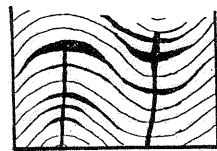


Fig. 98. Facolite (66)

**FACOLITELE** sunt corpuri intrusiv concordante injectate în aceeași manieră ca lacolitele, dar în zone cu strate cutate, ele respectând curbura stratelor și dispunându-se convex în zonele anticlinale (ridicate) și concav în zonele sinclinale (coborâte).

**SILURILE** sunt corpuri intruse între două strate necutate, care se pot întinde pe suprafețe foarte mari păstrând grosimi mici, constante.

**FILOANELE-STRAT** sunt corpuri asemănătoare cu silurile, dar cu grosimi foarte mici.

În raporturile lor cu rocile înconjurătoare, rocile magmatice prezintă o serie de relații temporale precise. Astfel, toate rocile magmatice, indiferent de locul și modul lor de formare,

vor fi de vârstă mai nouă decât rocile în care sunt intruse și pe care le pot metamorfoza în urma creșterilor de temperaturi, indiferent dacă acestea sunt în bază sau în acoperiș. Ele vor fi mai vechi decât rocile care le acoperă, fără să fie afectate de metamorfism.

În cazul rocilor magmatice de suprafață (vulcanice), situația este relativ conformă cu cea din cazul rocilor sedimentare, lavele sau cenușele vulcanice, acoperind depozite mai vechi decât momentul erupției.

## FENOMENELE VULCANICE

În cazul în care, în lungul unor linii de minimă rezistență - fracturi profunde - magmele pot ajunge la suprafață, vor genera o serie de procese specifice, care în totalitate alcătuiesc vulcanismul. Deși din punct de vedere cantitativ, vulcanismul reprezintă o pondere minoră în cadrul proceselor magmatice, el furnizând mai puțin de 0,1 % din volumul total al rocilor magmatice, este deosebit de important pentru geologia dinamică, constituind adevărate laboratoare naturale, singurele de altfel în care poate fi studiat magmatismul în evoluție și acțiune.

Fenomenul vulcanic determină un transfer considerabil de energie către exteriorul scoarței terestre, în același timp cu un transport de substanță.

Cauza generală a fenomenului vulcanic este legată de parametrii majori ai topiturilor prezente în rezervoarele magmatice primare. Magmele aflate în rezervoarele magmatice de adâncime sunt mobilizate, în primul rând datorită presiunii litostatice (hidrostatice în cazul unei topituri) care va impune deplasarea magmei spre zonele de minimă rezistență, mai ales în sens ascensional. O contribuție însemnată o determină energia de expansiune a gazelor eliberate din topitură ca și mobilitatea inerent mai mare a lavei în raport cu materia solidă cu care este pusă în contact prin erupție.

Nu în ultimul rând intervine presiunea indusă topituri de către mișcările tectonice, fie la nivel de placă litosferică, fie chiar de deplasarea compartimentelor la nivel local.

În deplasarea lor ascensională, magmele își schimbă atât de mult proprietățile încât pentru desemnarea topiturilor ajunse la suprafață se utilizează termenul de **LAVĂ**.

Topitura magmatică, în drumul său spre suprafață, generează, înainte de apariția lavei sau concomitent cu aceasta, vibrații, zgomote subterane, explozii, degajări de gaze sau ape fierbinți, boltiri locale ale terenului, toate manifestările menționate făcând parte din însuși fenomenul vulcanic. Topitura ajunsă la suprafață se revarsă sub forma curgeri de lave care,

împreună cu sfărâmurile de rocă rezultate în urma exploziilor, vor genera în cele mai multe din cazuri, forme pozitive de relief, uneori impresionante ca volum, reprezentând vulcanul propriu-zis.

### Alcătuirea unui vulcan

Un vulcan este locul prin care efuzează din interiorul Pământului materii fierbinți solide (bucăți de rocă), lichide (lavă) și gazoase. El are în general aspectul unei forme morfologice pozitive, suprapuse căilor de legătură cu sursa de lavă și împreună cu care alcătuiesc APARATUL VULCANIC.

Aparatul vulcanic, în afara CONULUI VULCANIC exterior deschis prin CRATER, include și calea de ascensiune a lavei (COȘUL VULCANIC) și sursa topitirii, care reprezintă VATRA VULCANULUI.

Fiecare din elementele ce alcătuiesc un aparat vulcanic sunt particularizate în funcție de o serie de parametri legați de sursa lavei, de proprietățile acestora și de tipul de erupție prin care materialul magmatic este extruzat.

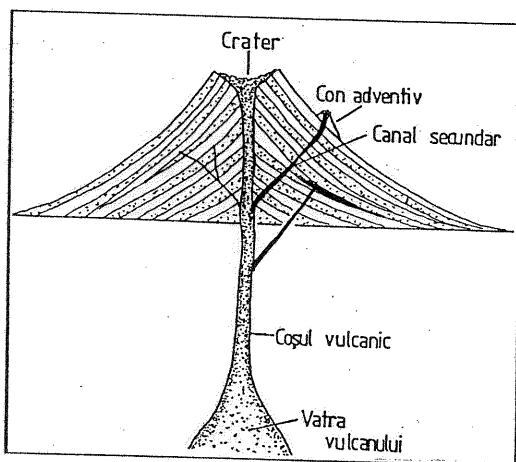


Fig. 99. Anatomia unui aparat vulcanic (112)

- VATRA VULCANULUI reprezintă sursa de materie topită și poate reprezenta fie un corp magmatic intrusiv profund, fie o zonă intermediară de mai mică adâncime, în care magmele în ascensiune se pot acumula. Din vatra vulcanului, sub acțiunea presiunilor uriașe impuse pe de o parte de presiunea litostatică, pe de altă parte de gazele pe care le cuprinde și de tendința de curgere a topitirii spre zone cu presiuni mai mici, topiturile se deplasează spre suprafață. Dimensiunile rezervorului de lavă sunt greu de estimat, ele fiind, în general comparabile cu cele ale corpurilor subvulcanice.

- COȘUL VULCANIC, calea de acces spre suprafața a topitirii, reprezintă o crăpătură sau o fractură a scoarței care face legătura între rezervorul magmatic și exterior. El apare, în majoritatea cazurilor, ca un canal cu secțiunea circulară sau eliptică, mai rar liniar, cu lungimi variabile. Coșul vulcanic este umplut permanent cu lavă fluidă sau în parte solidificată și cu material sfărâmat în urma exploziilor. În timpul erupțiilor, materialul de umplere este mobilizat prin curgere sau este extruzat prin explozie. În afara momentelor de paroxism, conținutul coșului vulcanic se solidifică, alcătuind o formă de zăcământ de tip neck. Acesta poate fi evidențiat prin eroziune, fie ca formă de relief pozitivă - în cazul în care umplutura lui este mai rezistentă decât rocile înconjurătoare -, fie ca formă negativă - în cazurile în care umplutura coșului este mai friabilă decât rocile din jur.

- CONUL VULCANIC este o formă de relief pozitivă, rezultată în urma acumulării de material vulcanic în jurul punctului de efuziune. Dimensiunile conului vulcanic pot varia între limite foarte largi, de la câteva zeci de metri, când atinge înălțimea unor coline, până la dimensiunile unui munte (Etna-3269 m, Kilimandjaro-5895 m, Ojos del Salado-6900 m). Dacă se ia în considerație înălțimea absolută, cei mai înalți vulcani sunt cei din Hawaii, Mauna Kea-4205 m și Mauna Loa-4170 m, de la nivelul mării, dar care măsoarăți de la fundul bazinului oceanic pe care se sprijină, se apropie de 10000 m. Diametrul bazei conului este, de asemenea, variabil, fiind mai mare la vulcanii cu lave bazice, mai fluide, care curg și se întind pe suprafețe mari. Diametrul vulcanului Mauna Loa atinge 400 km.

După alcătuirea lor, conurile vulcanice pot fi **omogene**, adică construite din același tip de material, sau **heterogene**, formate din alternanțe de material diferit, emis în intervale succesive de timp.

În cazul conurilor omogene, acestea pot fi formate dintr-o succesiune de pânze de lavă (**conuri masive de lavă**) cu pante line ce depășesc rareori 8-10°. Altele conurile omogene pot fi formate din depunerea unui material piroclastic (rezultat prin explozie) - blocuri, bombe vulcanice, lapili, nisip vulcanic - (**conuri de sfărâmături**). Acestea sunt, în general, stratificate, cu pante divergente față de sursă, sub unghiuri de 25-45°. O a treia categorie o constituie conurile de cenușă, formate din piroclastite foarte fine, expulzate în atmosferă și care, la recădere, formează conuri stratificate cu pante duble, una centriclină abruptă cu unghiuri de 45-60°, și una periclină mai domoală, cu unghiuri de 20-40°.

Conurile heterogene, numite și STRATOVULCANI, sunt formate din alternanțe de curgeri de lavă și material piroclastic, ceea ce indică schimbări ciclice în natura erupțiilor, alternanțe de faze explozive și de faze calme (constând în curgeri de lavă). De obicei, baza

conului este formată din piroclastite, urmate apoi de curgeri de lavă, care pot acoperi parțial sau total piroclastitele. O a doua erupție poate relua ciclul, cel mai adesea distrugând marginea internă a conului, indiferent de materialul din care este alcătuită.

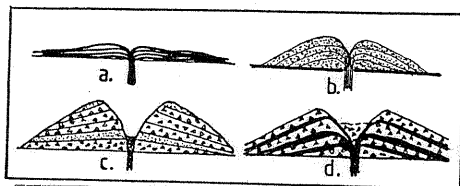


Fig. 100. Tipuri de con vulcanic (116)

- Con omogen de lavă.
- Con de cenușă.
- Con de sfărâmături.
- Con mixt (stratovulcan).

**CRATERUL.** În vârful conului vulcanic, la contactul cu coșul vulcanic, apare o adâncitură în formă de pâlnie, numită crater. Diametrul acestuia variază de la un vulcan la altul, fiind legat atât de dimensiunile conului, cât și de diametrul coșului pe care îl deschide. Craterul Vezuviului are un diametru de 568 m pe când craterul vulcanului Maunā Loa din Hawaii depășește 20 km.

Adâncimea craterului poate atinge câteva sute de metri, însă în timpul erupțiilor și mai ales în afara lor golul este parțial umplut cu produse vulcanice. Pereții sunt abrupti, în anumite situații putând deveni verticali. În cazul vulcanilor cu activitate îndelungată, pereții craterului pot forma trepte abrupte separate prin "banchete" orizontale, marcând diferite stadii de evoluție.

Pe fundul craterului apar o serie de deschideri prin care sunt extruzate lavele și produsele gazoase. Uneori, craterul poate fi sediul unui lac de lavă incandescentă (caz specific vulcanilor cu erupții liniștite).

La vulcanii stinși, crateretele se pot umple cu sfărâmături sau cu apă din precipitații, în acest caz formând lacuri vulcanice (lacul Sfânta Ana din Carpații Orientali).

După modul în care lava sau materialele vulcanice acced la suprafață, se pot deosebi mai multe tipuri de aparat vulcanic.

Pot fi distinse aparate vulcanice simple, formate dintr-un singur con vulcanic, cu un coș central.

Când o cantitate importantă de lavă erupe pe fisuri, pe flancurile conului principal, pot apărea conuri vulcanice adventive (parazite), care determină apariția unui aparat vulcanic complex.

În alte situații, craterul vulcanului, lărgit prin prăbușirea porțiunii centrale a conului, va alcătui o caldeiră, în interiorul căreia se vor forma unul sau mai multe conuri secundare, de dimensiuni mai mici.

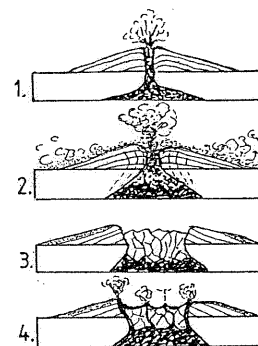


Fig. 101. Formarea unei caldeire de prăbușire (66 - simplificat)  
1-4 = etape succesive

Este cazul vulcanului Vezuviu, al cărui aparat compus este format dintr-o caldeiră largă (Monte Soma) în interiorul căreia se ridică Vezuviul propriu-zis, cele două elemente cu relief pozitiv fiind separate printr-o suprafață suborizontală numită "Atrio del Cavallo".

În cazul erupțiilor vulcanice produse în lungul unor fracturi profunde, dezvoltate pe distanțe mari, se pot produce adevărate aliniamente de conuri vulcanice, alimentate din aceeași sursă, ca un con principal cu numeroase conuri adventive, sau ca un ansamblu de conuri echivalente (Islanda).

În majoritatea cazurilor, existența vulcanilor activi este înregistrată ca fapt istoric, neexistând mărturii asupra declanșării inițiale a procesului vulcanic. Excepție de la regulă

face vulcanul Paricutin din Mexic, apărut brusc la 20 februarie 1943, într-un lan de porumb lângă satul Paricutin, de la care și-a luat numele. În câteva luni, prin erupții aproape continui de lavă și prin expulzarea de piroclastite, vulcanul a construit un con ce depășea 700 m de la nivelul câmpiei. Vulcanul a erupt aproape continuu până în 1952 când activitatea lui a încetat la fel de brusc cum a început.

### Fazele erupțiilor vulcanice

Activitatea unui vulcan odată apărut este continuă de la apariție până la stingerea sa completă. Efectele vizibile ale acestei activități apar însă discontinuu, intervenind mai multe etape succesive, reluate și repetate în aceeași ordine sau cu schimbări generate de modificări ale chimismului topiturii sau de condițiile fiecărei erupții în parte.

În activitatea unui vulcan se disting trei faze principale - o fază preeruptivă, o fază eruptivă (paroxistică) și o fază posteruptivă.

FAZA PREERUPTIVĂ este marcată de fenomene determinate de apropierea magmei de suprafață. Se manifestă cutremure de pământ locale, se aud zgomote surde subterane, pot apărea crăpături în scoarță, se produc dereglări ale regimului apelor subterane, urmate de secări de izvoare, uscări de lacuri, apariții de izvoare termale, etc. Animalele din zonă, în special cele cu cuiburi subterane părăsesc regiunea.

FAZA ERUPTIVĂ, de altfel cea mai spectaculoasă, începe prin emisii de fum vulcanic, alcătuit dintr-un amestec de gaze, vapori de apă supraîncălziți și particule extrem de fine de lavă solidificată, formând cenușa vulcanică.

Emisia de fum, în funcție de densitate dar și de condițiile atmosferice, poate avea aspecte diferite. Uneori, formează o coloană de fum care se ridică până la înălțimi foarte mari (10000 m), evazată brusc spre partea superioară, cu aspect piniform sau de ciupercă. În alte situații, masele de fum mai dens, ajutate de vânt se revarsă practic pe suprafața Pământului, alcătuind așa numiții NORI ARZĂTORI, cu temperaturi de circa 700° C, cu deplasare foarte rapidă și efecte distrugătoare greu de imaginat.

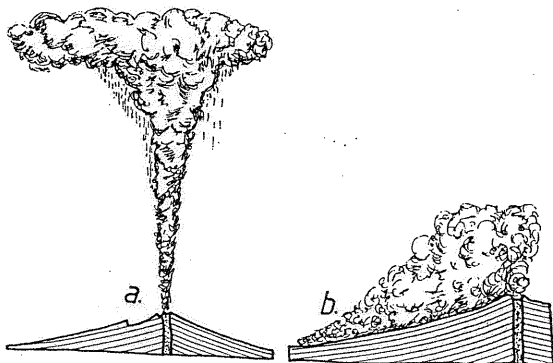


Fig. 102. Tipuri de emisii de fum vulcanic (116)

a. Coloană de tip piniform.  
b. Nor arzător.

După emisiile de fum, emanațiile de gaze se accentuează, determinând explozii care vor expulza în atmosferă producții solide (lavă solidificată și sfărâmături din umplutura și pereții coșului vulcanic).

Momentul de paroxism este marcat de revărsarea lavei, inițial violentă, apoi din ce în ce mai liniștită, până la încetarea totală. Lavele curg cu aspectul unor șuvoaie torențiale incandescente, cu viteze relativ scăzute, dependente de chimism și de temperatură. În unele situații, faza eruptivă poate fi reluată de mai multe ori, cu repetarea momentului de paroxism. În cazul repetării erupțiilor, momentele interparoxistice pot avea durate extrem de lungi, uneori sugerând chiar sistarea activității. În același timp însă, se pot constata emisii de vapori și gaze comparabile cu cele din fazele preeruptive.

Procesul paroxistic este marcat de emisii cvasipermanente de gaze și vapori de apă, atât prin crater cât și prin orice fisură de pe versanții conului. Emisiile de gaze pot fi alternate cu ejecții de cenușă, sau chiar extruzări secundare de lavă, uneori generatoare de conuri și cratere adventive (parazite), legate de aceeași sursă. Uneori în crater sau în conexiune cu craterul pot apărea lacuri cu soluții hiperconcentrate de acizi (sulfuric, azotic, fluorhidric), de baze sau de săruri.

Ponderea manifestărilor din faza eruptivă este determinată de vâscozitatea lavelor, deci indirect de chimismul acestora. Lavele mai bogate în  $\text{SiO}_2$  (mai acide) determină dominant erupții explozive, cele mai sărace în  $\text{SiO}_2$  (mai bazice), mult mai fluide, determină erupții liniștite, uneori chiar stagnarea unor lacuri de lavă în crater. Suprafața lacurilor de lavă, acoperite de o peliculă subțire de rocă solidificată poate fi afectată de jerbe de lavă incandescentă, numite FÂNTÂNI DE LAVĂ.

În afara manifestărilor paroxistice propriu-zise, erupția vulcanică se poate complica prin adăugarea unor fenomene nevulcanice (sau nonvulcanice), dar determinate și declanșate de vulcanism.

Astfel, emisiile de fum pot induce condensarea vaporilor de apă din atmosferă, picăturile de apă dizolvând rapid gaze vulcanice și încorporând particule solide de cenușă, determinând căderi ample de ploi acide sau de ploi de noroi.

Temperatura ridicată a produselor vulcanice extruzate poate modifica condițiile microclimatice din zonă pe toată durata erupției. În același timp se poate ajunge la topirea ghetarilor din zona de vârf a conurilor, urmată de revărsări catastrofale de apă pe versanți. Frecvent, excesul de apă în amestec cu cenușa vulcanică și cu fragmentele mobile de lavă, sedimentate pe versant dar nestabilizate produc curgerile de LAHAR. Acestea pot avea urmări dezastruoase, uneori mai grave decât urmările directe ale erupției.

FAZA POSTERUPTIVĂ este o fază de foarte lungă durată, marcată de emanații de gaze calde sau reci, apariția de izvoare termale și/sau mineralizate. Faza se poate prelungi până la reactivarea vulcanului, dar și mult după stingerea definitivă a acestuia.

### Produsele activității vulcanice

În urma activității unui vulcan rezultă produse diferite, care, în momentul erupției, îmbracă toate cele trei stări de agregare a materiei: solidă, lichidă și gazoasă. Natura erupției, ca și urmările acesteia, depind în mare măsură de proporțiile dintre aceste trei tipuri de componente.

### **PRODUSE VULCANICE SOLIDE**

Aceste produse sunt reprezentate, pe de o parte, din fragmente din umplutura coșului vulcanic, sau chiar din porțiuni ale conului vulcanic, dizlocate în momentul exploziilor, pe de



altă parte, din materiale lichide sau semilichide în momentul expulzării din crater, dar care se răcesc și se solidifică în atmosferă, înainte de a recădea pe Pământ.

În ansamblu, produsele solide ale erupțiilor vulcanice se numesc produse **PIROCLASTICE** (din gr.  $\pi\rho\rho$  [*pyr*] = foc;  $\kappa\lambda\alpha\sigma\mu\alpha$  [*klasma*] = sfărâmatură).

După mărimea și forma elementelor piroclastice acestea se împart în: blocuri, bombe, lapili, nisipuri și cenușe vulcanice.

- **Blocurile vulcanice** sunt elemente de dimensiuni mari, cu forme angulare, provenite din ruperea pereților coșului vulcanic sau din distrugerea umpluturii acestuia.

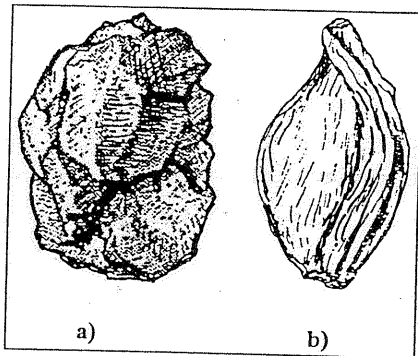


Fig. 103. Material piroclastic pșefitic (77)

- a. Bloc vulcanic.  
b. Bombă vulcanică.

- **Bombele vulcanice** sunt elemente, de asemenea, de dimensiuni mari (mai mari de 10 cm diametru), dar care, în momentul exploziei, sunt în stare lichidă sau semilichidă, solidificându-se în aer. La cădere pot lua o formă răsucită spiral, alungită spre fusiform în cazul lavelor bazice (mai fluide), mai apropiată de sferă în cazul lavelor acide (mai vâscoase). Adesea suprafața lor se descuamează, desprinzându-se în fâșii concentrice.

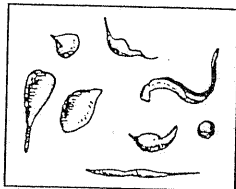


Fig. 104. Lapili (77)

- **Lapili** (termen derivat din cuvântul latin *lapillus* = pietricică) sunt elemente piroclastice de dimensiunea pietrișurilor mărunte (cu diametrul între 2 cm și 2 mm).

Lapili pot avea forme angulare, când provin din sfărâmarea unui material anterior consolidat, sau rotunjite, când reprezintă picături de lavă solidificată.

- **Nisipurile vulcanice** și **cenușa vulcanică** reprezintă elemente piroclastice de dimensiuni psamitice (0,2-0,02 mm) sau pelitice (sub 0,02 mm), provenite fie din pulverizarea lavelor în erupție, fie prin extrem de fină triturare în urma exploziei a produselor anterior consolidate. Cenușa vulcanică foarte fină poate fi purtată în atmosferă timp îndelungat, fiind depusă la distanțe extrem de mari față de locul de origine.

Materialul piroclastic depus, formează o categorie specifică de roci vulcanice – **ROCILE PIROCLASTICE**, foarte variate, atât ca structură (putând fi integral vitroase sau cu elemente cristaline), cât și ca textură, ele luând aspectul general al rocilor sedimentare. Ba mai mult, în unele situații, căderea piroclastitelor într-un bazin de sedimentare activ duce la formarea unor roci cu geneză mixtă, vulcanogen-sedimentare. După dimensiunile și forma elementelor, rocile piroclastice pot fi:

- **Brecii piroclastice**, formate prin acumularea și cimentarea blocurilor vulcanice.
- **Aglomerate piroclastice**, formate prin acumularea și cimentarea bombelor vulcanice.
- **Ignimbritele**, roci formate din elemente piroclastice semiîncandescente sudate termic între ele la depunere. Cuvântul derivă din latină din *ignis* = foc și *nimbus* = nor de grindină.
- **Aglomerate lapilice și tufuri lapilice**, formate din lapili cimentați cu cenușă vulcanică, termenul variind în funcție de abundența componentelor grosiere.
- **Tufuri (cinerite)**, formate prin acumularea și consolidarea cenușelor vulcanice.
- **Tufitele** sunt roci mixte formate din cenușe vulcanice în amestec cu material sedimentar, în cazul căderilor de material în bazine sedimentare subacvatice.

## PRODUSE VULCANICE LICHIDE

Între produsele lichide ale procesului vulcanic se încadrează, în primul rând, lavele și apele juvenile. Principalul produs lichid este **lava**, termen care se aplică atât topiturii magmatice care accede la suprafață, cât și rocilor solide care rezultă din consolidarea lor.

Comportarea lavelor fluide și modul de consolidare este strâns legat de temperatură și vâscozitate, deci implicit de chimismul topiturii.

Temperatura lavelor în momentul efuziunii poate depăși 1200° C. Vâscozitatea și indirect fluiditatea sunt dirijate de compoziția chimică, mai ales de conținutul de SiO<sub>2</sub>. Pe acest criteriu se pot grupa două categorii de lave: bazice și acide. Lavele bazice, sărace în SiO<sub>2</sub>, sunt fluide, cu posibilități de curgere pe distanțe mari față de punctul de efuziune. În general au temperaturi ridicate, peste 1000° C. În timpul curgerii, prin răcire se acoperă la suprafață o crustă subțire consolidată, sub care lava continuă să curgă. Curgerea determină deformarea crustei superficiale care se curbează, luând aspectul unor arcuri convexe în sensul de curgere. Frecvent crusta poate crăpa, prin fisuri extruzând altă lavă cu un comportament

similar. Rezultă, după consolidare, o suprafață vălurită, curbată, cunoscută sub numele de LAVĂ CORDATĂ. În cazul unor curgeri pe pante foarte line șuvoaiele de lavă pot lua aspect de evantai, cu numele de LAVĂ PAHOEHOE (termen hawaiian), sau suprafețe neregulate cu blocuri separate prin goluri, numite CÂMPURI AA (denumire de asemenea hawaiiană).

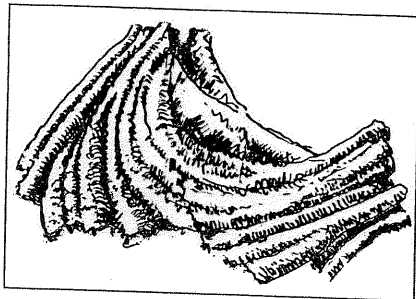


Fig. 105. Lavă cordată  
(desen după eşantion)

Pânzele de lavă bazaltică, cu suprafețe largi, deschise, prin răcire pot determina fisuri de contracție care împart pânza de lavă în coloane verticale cu secțiune poligonală, uneori cu dimensiuni spectaculoase.



Fig. 106. Fragmentarea în coloane a pânzelor de bazalt (coloanele de la Detunata) (desen după fotografie)

Lavele pot prinde la suprafață o crustă, care va determina acumularea gazelor în mici goluri, generând o textură vacuolară, uneori SCORIACEE (cu aspect de zgură – lat. scoria).

Lavele acide, bogate în  $\text{SiO}_2$ , au vâscozitate mare și temperaturi mai scăzute. Capacitatea de curgere este mult mai mică, iar viteza de consolidare mai accentuată.

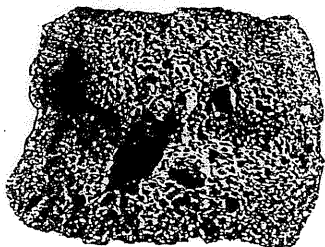


Fig. 107. Lavă scoriacee  
(Prelucrare electronică după eşantion)

Crăpăturile formate în curgerea lavelor acide, determină separarea lavei în blocuri, care se deplasează și se îngrămădesc unele în altele, formând aglomerări asemănătoare produselor piroclastice, deși provin din consolidarea unei lave.

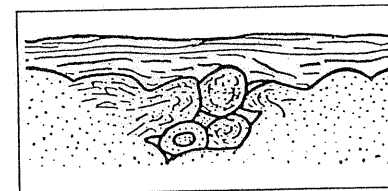


Fig. 108. Secțiune schematică în partea superioară a unei erupții vulcanice submarine cu producere de PILLOW-LAVA (după H. Drewes din 68)

La consolidarea subacvatică a lavelor, pot apărea texturi specifice PILLOW-LAVA (lave pernă), determinate de răcirea bruscă a învelișului, care este apoi umflat de curgerea, în continuare, a lavei sub crustă, sau, în alte situații, formarea de picături subsferice de lavă hidratată, care generează texturile PERLITICE.

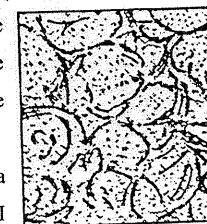


Fig. 109. Textură perlitică (72)

La lavele acide foarte pure, răcirea subacvatică poate duce la formarea unor sticle vulcanice compacte, de tipul OBSIDIANULUI când sunt anhidre (de culoare neagră, spărtură concoidală, transparentă în grosime mică) și de tipul PECHȘTEIN (din germ. Pech = smoolă + Stein = piatră), când în conținut este cuprinsă și apă, care îi conferă culoare mai deschisă, galbenă, și luciul de smoolă.

În anumite situații, la lavele acide și intermediare, răcirea bruscă determină formarea unei mase de așchii de sticlă vulcanică, parțial sudate între ele și cu numeroase spații poroase libere, sau să alcătuiască o îngrămădire de bule minuscule de gaz, învelite în pelicule fine de sticlă vulcanică, cunoscute sub numele de PIATRĂ PONCE sau SPUMĂ DE MARE. Cu aspect asemănător cu cel al tufurilor vulcanice, densitatea volumetrică redusă le permite adesea să plutească deasupra apei.

La consolidare, viteza mare de solidificare a lavelor, generează, în special, structuri vitroase, neexistând timpul de formare a cristalelor, sau structuri mixte, vitro-cristaline, cu câteva cristale prinse într-o masă vitroasă.

Texturile lavelor sunt predominant fluidale, la lavele mai puțin vâscoase, și scoriacee, la cele mai bogate în gaze. Frecvent apar texturi superficiale de tip cordat sau pillow-lava.

În numeroase cazuri, lavele consolidate apar asociate cu produse solide, piroclastice, determinând formațiuni mixte.

Apele juvenile sunt ape formate primar prin reacții chimice în masa topiturii magmatice. Cantitatea de apă juvenilă este, în general, scăzută, dar fenomenul vulcanic implică și antrenarea unui volum însemnat de apă vadoasă pe care o transformă, generând procese specifice de tipul izvoarelor minerale și a celor termominerale.

În urma vulcanismului, temperatura apelor subterane crește mult, în același timp capacitatea de dizolvare sau gradul de agresivitate se accentuează, determinând mineralizații.

După modul de ieșire la suprafață și după temperatura apei (independentă de anotimp și climă) izvoarele legate de procesul vulcanic se împart în: soffioni, geysere și izvoare carbonatate vulcanice.

SOFFIONI sunt izvoare permanente, cu curgere continuă de apă cu temperaturi ce depășesc 100° C sau de vapori de apă la presiuni de 1-5 atm. Se consideră că apa din soffioni este dominant juvenilă. Conținutul în gaze și săruri este absolut independent de compoziția rocilor de suprafață, fiind legat numai de compoziția solubilizați din cuptorul magmatic. În mod curent soffionii conțin CO<sub>2</sub>, amoniac, acid boric și cantități de gaze rare, în proporții foarte diferite.

GEYSERI sunt izvoare fierbinți, intermitente, cu emisie periodică. Se consideră că procesul vulcanic determină încălzirea până la fierbere a unei acumulări de apă subterană, care în momentul atingerii unei presiuni ridicate este expulzată printr-un canal de legătură la exterior. Sursa apei vehiculate de geyseri este majoritar secundară, cantitatea de apă juvenilă fiind nesemnificativă procentual, chiar dacă asigură transferul de căldură către apa vadoasă. Descărcarea presiunii permite accesul altor cantități de apă, care va fi din nou încălzită, provocând o nouă erupție.

Jetul de apă care ajunge la exterior poate fi aruncat la înălțimi mari, uneori sute de metri, și are temperaturi cuprinse între 40 și 85° C. Apa geysierilor are în soluție cantități importante de silice coloidală și ioni ai unor substanțe de origine vulcanică.

În jurul craterului de erupție al geysierului, prin depunerea materialului din soluție se formează acumulări numite GEYSERITE, roci sedimentare autigene dar a căror geneză este determinată de cauze endogene.

Geysierii au fost identificați inițial în Islanda, de unde își trag numele, dar sunt frecvenți și în alte zone, ca parcul Yellowstone din S.U.A., Kamciatea și Noua Zeelandă. Aici, se cunoaște geysierul Waimangu, care între 1899-1904 expulza 800 m<sup>3</sup> de apă fierbinte, într-o săgură erupție, până la 457 m înălțime; ulterior și-a încetat erupțiile, probabil datorită obturării căilor de acces spre suprafață a apei.

IZVOARELE CARBONATATE (vulcanice) sunt formate din ape vadoase, străbătute de emanațiile gazoase ale produselor vulcanice, pe care le culeg în soluție, mineralizându-se. Varietatea lor este foarte mare, în majoritate însă, au conținuturi ridicate de CO<sub>2</sub> la care se adaugă ioni de Ca, Mg, Li, Na, K, Fe, S, As.

Izvoarele carbonatate pot avea caracter termal, în majoritatea cazurilor însă fiind izvoare reci.

Bioxidul de carbon conținut scade pH-ul apelor, care devin corozive, determinând dizolvarea și a altor substanțe din rocile străbătute. La ieșirea la suprafață, prin pierderea din soluție a CO<sub>2</sub>, urmată de creșterea pH-ului și prin răcire în cazul izvoarelor termale, capacitatea de dizolvare a apelor scade, ducând la precipitarea conținutului mineral și depunerea unei suite de roci sedimentare autigene, de tipul travertinelor și a crustelor limonitice sau aragonitice, care pot îmbrăca uneori forme morfologice particulare, de tipul teraselor de revărsare.

## PRODUSE VULCANICE GAZOASE

Produsele gazoase sunt prezente și active în toate fazele activității vulcanice. Însăși puterea unei explozii vulcanice este determinată de volumul de gaze sub presiune care însoțește lava.

În cea mai mare parte gazele emantate de vulcanism constau din vapori de apă, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, H<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>, Cl<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>. Natura gazelor este dependentă de momentul de emisie, de locul de emisie, dar și de tipul de vulcan

La momentele de paroxism, gazele au temperaturi ridicate și compoziție complexă; în momentele anterioare și posterioare paroxismului, temperatura este scăzută și, în general, au compoziții mai simple.

După compoziția chimică și după temperatura de emisie, produsele vulcanice gazoase se împart în fumarole, solfatare și mofete.

FUMAROLELE sunt erupții de gaze foarte fierbinți, cu temperaturi peste 200° C emantate în momentele de paroxism vulcanic. După temperatură și chimism se subîmpart în:

- **Fumarole uscate**, cu temperaturi mai mari de 1000° C, cu un conținut foarte scăzut de vapori de apă (care în condiții obișnuite se descompune la 1000° C). Conțin predominant H<sub>2</sub>, Cl<sub>2</sub>, S, N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>.

- **Fumarole acide.** Sunt emanații cu temperaturi între  $270^{\circ}\text{C}$  și  $1000^{\circ}\text{C}$ , temperaturi la care unele elemente se combină în substanțe complexe, antrenând frecvent ioni metalici. Se formează vapori de cloruri (de Na, K, Fe), sulfati (de Na, K, Ca), dar și cantități importante de acid clorhidric (HCl) și acid fluorhidric (HF). Adesea, cationii metalici determină colorarea gazelor. Prin răcire și pierderea bruscă de presiune, fumarolele acide pot realiza depunerea prin sublimare a sărurilor în jurul punctelor de emisie.

Trecerea fumarolelor acide prin pânze de apă freatică, sau contactul lor cu apele curgătoare determină acidularea și mineralizarea acestora.

- **Fumarolele alcaline** sunt emanații de gaze cu temperaturi între  $270-200^{\circ}\text{C}$ . Se numesc alcaline deoarece la aceste temperaturi se produce îmbogățirea gazelor în hidroxid de amoniu ( $\text{NH}_4\text{OH}$ ), neutralizarea prin baze a componentelor acide și formarea de clorură de amoniu ( $\text{NH}_4\text{Cl}$ ).

**SOLFATARELE** sunt emanații de gaze cu temperaturi cuprinse între  $200$  și  $40^{\circ}\text{C}$ , expulzate anterior sau ulterior momentelor de paroxism vulcanic. Au un conținut mare de vapori de apă și  $\text{CO}_2$  și  $\text{SO}_2$ , vapori de acid sulfuros ( $\text{H}_2\text{SO}_3$ ) și de acid sulfuric ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ). În alte situații solfatarele cu caracter reducător conțin  $\text{H}_2\text{S}$ , care, prin oxidare, duce la depunerea sulfului liber elementar sau la formarea unor sulfuri (realgar, auripigment, blendă, galenă, pirită). Numele vine de la un lac sulfuros numit La Solfatara, de lângă Puzzoli – Italia, remarcat prin depunerile abundente de sulf.

**MOFETELE** sunt emanații de gaze postvulcanice cu temperaturi sub  $40^{\circ}\text{C}$ . Sunt foarte bogate în  $\text{CO}_2$ , la care se adaugă  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ . Sunt manifestări caracteristice fazelor intereruptive și posteruptive, care se manifestă uneori destul de departe de aparatul vulcanic activ și care funcționează foarte multă vreme după stingerea totală a vulcanului. La trecerea prin stratele de apă freatică se produc soluții mineralizate de tip Borviz, puternic acidulate, cu sau fără prezența în soluție a altor ioni mineralizanți.

### Clasificarea vulcanilor

Pentru clasificarea vulcanilor se iau în considerație o serie de criterii legate, în primul rând de timpul de manifestare a fenomenului, de calea de acces a lavelor către suprafață, de tipul de produse expulzate de vulcan, ca și de modul de desfășurare a erupțiilor.

Astfel putem distinge, după timpul de erupție:

- **vulcani activi**, cei care erup astăzi cu activitate permanentă sau ale căror erupții au avut loc în timp istoric.

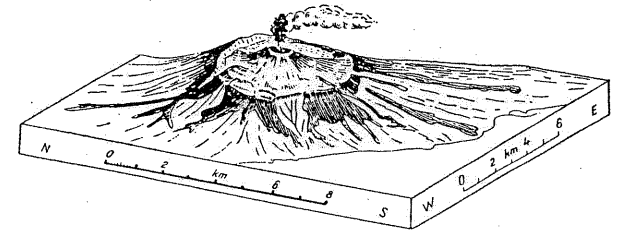
- **vulcanii stinși**, vulcani inactivi, despre ale căror erupții nu există documente istorice, dar la care nu este exclusă reactivarea, așa cum s-a întâmplat cu Vezuviul care după 17 secole de inactivitate, după erupția din 79 a.Ch., a erupt din nou în 1631, sau cu Montagne Pelée reactivat brusc în 1903, ultima erupție anterioară fiind cunoscută în 1350.

- **vulcani vechi**, inactivi perioade îndelungate de timp geologic, cu aparate vulcanice distruse de eroziune și pentru care condițiile geologice nu mai permit reactivarea.

După locul de apariție a lavelor la suprafață și după manifestarea spațială a erupției, distingem:

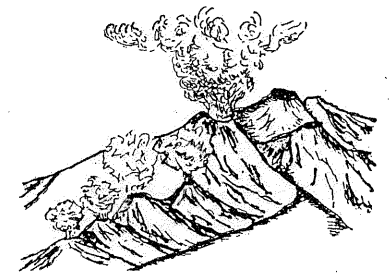
- **vulcani cu erupție centrală**, la care aparatul vulcanic este format dintr-un con central simplu sau complex, cu sau fără prezența unor conuri parazite.

Fig. 110. Vulcan complex cu erupție centrală (Vezuviu) (după A. Rittman din 116)



- **vulcani cu emisie liniară**, când extruzarea lavelor se face în lungul unei fracturi, generând o multitudine de conuri vulcanice echivalente, alimentate din aceeași sursă, sau adevărate revărsări de lave.

Fig. 111. Erupții vulcanice cu conuri dispuse liniar (116)



- **vulcani cu erupție areală** manifestată când cuptorul magmatic apropiat de suprafață determină topirea învelișului acestuia, magma revărsându-se prin fisuri pe suprafețe largi, adesea acoperind și zonele acoperitoare netopite.

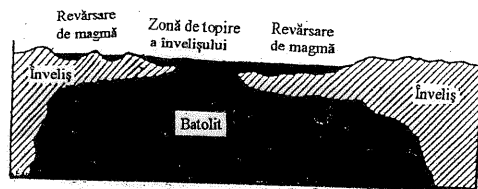


Fig. 112. Vulcanism cu erupție areală (66)

Dacă se ia în considerație modul de manifestare a erupției, distingem vulcani cu erupție liniștită și vulcani cu erupție explozivă.

**Vulcanii cu erupție liniștită**, în general cu lave bazice, fluide, sunt ei înșiși de mai multe tipuri:

- **vulcani de tip Islandic**, cu revărsări calme, în lungul unor fracturi liniare (linia Laky din Islanda). Produc în general vulcani tabulari, cu conuri de altitudine scăzută, înșirați pe același aliniament și legați la aceeași sursă de lavă.

- **vulcani de tip Hawaiian**, cu erupție centrală. Produc lave bazice extrem de fluide, cu curgere liniștită, uneori formând râuri de lavă revărsându-se în cascade în ocean. În crater pot dezvolta lacuri de lavă, cu fântâni de lavă, jeturile acestora provocând lapili piriformi sau aciculari de lavă solidificată. În aceeași categorie intră revărsările bazaltice de platou și erupțiile areale de tip Dekkan.

Al doilea tip de **erupție** este cea **explozivă**, specifică lavelor acide, vâscoase, dar și lavelor foarte bogate în componente volatile. Acestea se pot desfășura continuu cu explozii ritmice, sau în sacade, când exploziile se produc după perioade de timp în care sub lava consolidată se acumulează gaze sub presiune. Aceste erupții duc frecvent la distrugerea aparatului vulcanic și formarea unui aparat nou, cu modificări spectaculoase de relief.

Manifestările explozive pot fi foarte diferite, putându-se menționa mai multe tipuri:

- **tipul Strombolian**, cu paroxism continuu cu extruzări de bombe și lapili în ritm constant (la fiecare două ore) care-i conferă vulcanului Stromboli numele de „Farul Mediteranei”.

- **tipul Vulcanian**, cu lave acide foarte vâscoase, caracterizat prin explozii de piroclastite și cenușă ridicate la 3-4000 m, urmate de momente de calm relativ după ridicarea lavei și solidificarea ei ca un dop în crater. Numele este legat de vulcanul „Vulcano” din insulele Lipare.

- **tipul Vezuavian** este relativ asemănător cu cel Vulcanian, dar se manifestă prin alternanțe de lave cu vâscozități diferite, ceea ce induce erupții diferite alternând ejectări de piroclastite cu revărsări de lavă, urmate de îndelungate perioade de stagnare. Reluarea

erupțiilor poate debuta prin emiterea unor coloane de fum de tip piniform, ca cea descrisă de Pliniu, la erupția Vezuviului din anul 79 a.Ch. A. Holmes separă chiar un **tip Plinian** particularizat. Tot aici se încadrează Etna din Sicilia, vulcanul St. Helens (S.U.A.) sau Krakatau din Indonezia.

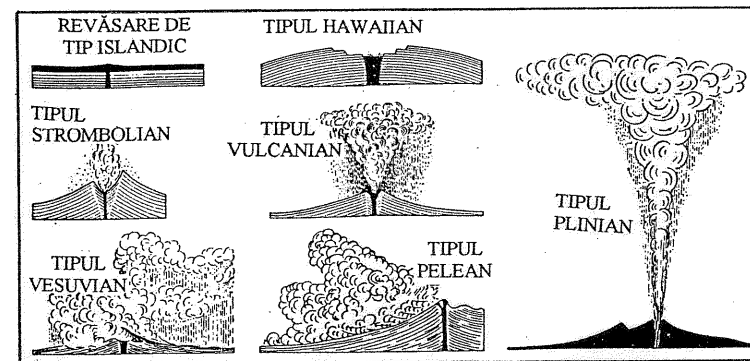


Fig. 113. Tipuri de vulcani după modul de manifestare a erupției (60)

Erupțiile de tip vezuvian sunt responsabile de modificări spectaculoase de peisaj, conul vulcanic schimbându-și la fiecare erupție altitudinea, sau fiind în întregime distrus și înlocuit de o calderă. În cazul erupțiilor submarine pot fi înregistrate apariții sau dispariții de insule vulcanice, cele mai cunoscute cazuri fiind cele rezultate din exploziile vulcanului Santorin din Mediterana sau ale lui Krakatau din Indonezia.

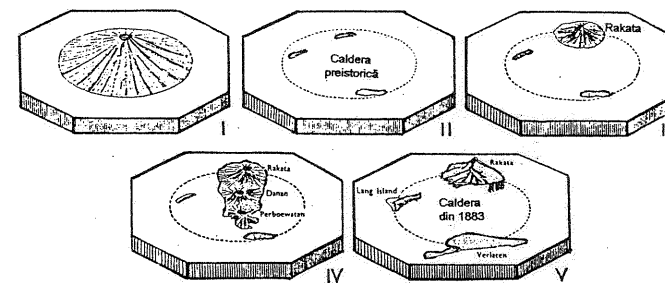


Fig. 114. Evoluția schematizată a vulcanului Krakatau în preajma erupțiilor din 1883 (60)

I Conul inițial ipotetic; II Calderă de colaps parțial submersă, preistorică; III, IV. Apariția și dezvoltarea unor conuri de nouă generație; V. Morfologia rezultată în urma erupției din august 1883



Fig. 115. *Spinul de la Mont Pélée, Martinica, format în 1903 (53)*

Tot în categoria vulcanilor explozivi se înscriu cei de tip Pelean (Mont Pelée din Martinica, la care, după producerea unui nor arzător, lava foarte vâscoasă este împinsă de presiunea gazelor ca un sâmbure în afara coșului), sau ca o cupolă de lavă consolidată, exploziile manifestându-se în zonele de la baza conului.

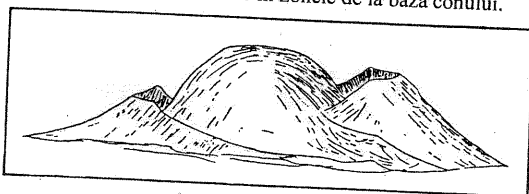


Fig. 116. *Cupolă vulcanică (53)*

Vulcanii de tip **Bandai San** sunt vulcani cu lave acide consolidate integral și expulzate sub formă de piroclastite, fără curgeri de lavă.

Vulcanii de tip **Maare** sunt vulcani lipsiți de con vulcanic, umplutura coșului vulcanic fiind expulzată de explozie, în loc rămânând zone depresionare umplute cu sfărâmături. În această categorie intră și tuburile kimberlitice din Africa de Sud, cunoscute pentru exploatarea de diamante.

În afara erupțiilor din domeniul continental, o intensă activitate vulcanică se manifestă submarin.

Cei mai mulți vulcani submarini au lave bazice, fiind legați de procesele magmatice ale fracturilor profunde, ce despart plăcile tectonice din alcătuirea scoarței terestre. Fenomenul este mai greu detectabil, mai ales dacă are loc în zone adânci, dar provoacă modificări, uneori impresionante ale morfologiei bazinului marin. Pot apărea construcții vulcanice reprezentate prin conuri cu pante abrupte și înălțimi considerabile, adesea depășind nivelul mării (Mauna Loa din Hawaii marchează cea mai mare diferență de altitudine de pe glob, depășind 9000 m). Alteori, rămași submarini, vârful conului este aplatizat prin eroziune alcătuind o formă morfologică particulară, numită **GUYOT**.

### Distribuția vulcanilor pe glob

Activitatea vulcanică s-a manifestat în întreaga existență a planetei, unele perioade fiind caracterizate prin activități mai intense, altele prin activități mai reduse. Localizarea vulcanilor s-a modificat în timp geologic, urmând, în linii generale, evoluția zonelor continentale și deplasarea plăcilor tectonice.

Majoritatea vulcanilor sunt plasați în zone oceanice, căci, pe de o parte, oceanele ocupă 71 % din suprafața globului, pe de altă parte, zonele oceanice sunt mai active din punct de vedere tectono-magmatic, majoritatea joncțiunilor dintre plăcile tectonice și deci căile de acces ale magmelor spre suprafață fiind conturate în zone oceanice.

O analiză a răspândirii pe glob a fenomenelor vulcanice demonstrează o concentrare a acestora în lungul contactelor dintre plăcile tectonice convergente, conturând marginile oceanice și arcurile insulare, ca și în zonele de rift oceanic, unde plăcile tectonice se îndepărtează, creând căi de acces ale magmelor.

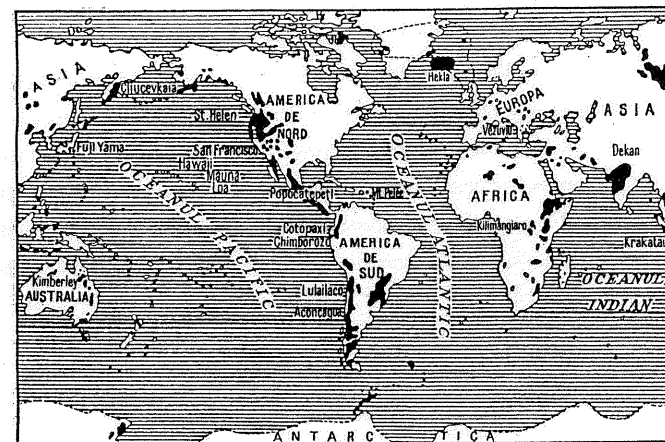


Fig. 117. *Răspândirea vulcanilor pe glob (121)*

Astfel, se pot contura **CERCUL DE FOC AL PACIFICULUI**, care include o multitudine de vulcani începând din Antarctica spre nord prin vestul Americii de Sud, al Americii de Nord, spre Alaska, apoi spre sud, în Kamceatka, în Siberia orientală, Japonia, Filipine, Noua Guinee și Noua Zeelandă. O a doua zonă vulcanică activă, **zona vulcanică ATLANTICĂ**, legată de dorsala medio-Atlantică, se întinde din Spitzberg, prin Islanda,

Insulele Azore, Insula Capului Verde și Insula Sfânta Elena. Intersectând aceste două zone se separă o a treia zonă, cea Mediterraneană, care leagă regiunea Antilelor cu Marea Mediterană și, discontinuu, cu Asia Centrală și de Sud și Indonezia. Zona Medio-Pacifică, legată de rifturile Pacifice, formează multitudinea de insule și arhipelaguri vulcanice Polineziene.

În sfârșit, o altă zonă importantă este cea legată de sistemul de fracturi Est African, extins din Palestina și Afar până în Madagascar.

Toate aceste zone, active astăzi sunt racordate la zone cu vulcanism vechi, conexe unor procese magmatice intrusiv, legate de manifestări desfășurate în timpul marilor mișcări orogenice care au modificat permanent configurația scoarței terestre, și ale căror urme constau în imense acumulări de roci magmatice, aflate în fundamentul tuturor catenelor montane cunoscute.

Încadrat organic în marile unități geologice-structurale continentale europene, teritoriul românesc, cuprinde mărturii importante ale unor procese magmatice intrusiv și ale unor ample fenomene vulcanice. Magmatismul intrusiv este legat de evoluțiile tectono-magmatice corespunzătoare principalelor cicluri orogenice care, succesiv, au structurat zonele de platformă, astăzi stabilizate, și mai târziu zonele de orogen. Procesele, derulate pe intervale uriașe de timp sunt demonstrate de existența a numeroase corpuri, intrusiv, scoase în evidență prin procese tectonice și prin eroziune, în toate unitățile structurale și cuprinzând o gamă largă de roci, de la cele ultrabazice până la cele alcaline sau extrem acide.

Activitatea vulcanică din România a fost sistată în totalitate în diferite intervale de timp. Se poate deosebi un vulcanism vechi (paleozoic și mezozoic) și un vulcanism nou (cainozoic).

Manifestări vulcanice vechi se cunosc în Dobrogea de Nord, în Banat și în Munții Apuseni.

În Dobrogea se cunosc manifestări vulcanice de vârstă Carbonifer-Permian, legate de orogeneza Hercinică, în zona Camena-Cârjelari. În zona Niculițel, la Tulcea și la Uzumbair apar curgeri de diabaze, considerate ca provenind din erupții vulcanice de vârstă Triasică.

În Banat, a avut loc o activitate vulcanică intensă în Carboniferul superior și în Permian, o a doua fază intensă derulându-se în Mezozoic.

În Apuseni, se atribuie vulcanismului vechi curgeri de porfire și acumulări de piroclastite, ca și revărsări de lave bazice în Codru-Moma, Highiș, Drocea, ca și manifestări

cu caracter acid, rio-dacitic, în Vlădeasa. În totalitate, aceste manifestări au avut loc în Mezozoic, în Triasic – cu caracter intermediar sau bazic –, în Cretacic – cu caracter acid–.

Vulcanismul nou, cainozoic, s-a manifestat activ în Munții Apuseni și pe latura internă a Carpaților Orientali, în lungul unor zone de fractură profundă, produse de prăbușirea și separarea Bazinului Transilvaniei de restul catenei Carpatice. Sistemul vulcanic neogen alcătuiește cel mai amplu sistem vulcanic cunoscut, extins pe circa 1200 km din Europa Centrală (M. Matra, M. Bükk, M. Vihorlat) prin rama internă a Carpaților Orientali (Oaș, Gutâi, Țibleș, Căliman, Gurghiu, Harghita) până în M. Perșani.

Acest vulcanism s-a manifestat prin curgeri de lavă și produse piroclastice, predominant intermediare, dar variind de la chimism riolitic până la bazaltic, într-o alternanță de erupții liniștite și explozive. În cea mai mare parte aparatele vulcanice din eruptivul nou se păstrează relativ bine conservate, fiind în majoritate de tip stratovulcan. Procesele sunt continuate până astăzi prin manifestări post - vulcanice deosebit de active.

De vulcanismul vechi și nou sunt dependente o serie de acumulări de substanțe minerale utile foarte variate, îndeosebi minereuri metalifere, ca și bogate resurse de ape minerale și emanații mofetice active.

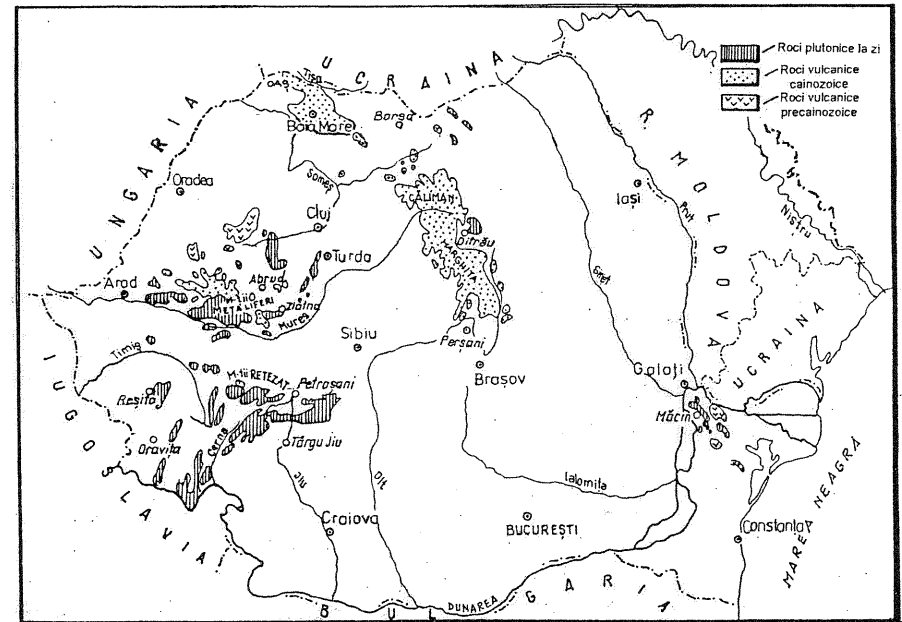


Fig. 118. Răspândirea rocilor magmatice în România (116 actualizat)

## MISCARILE SEISMICE

Scoarța terestră, este în mod permanent supusă unor mișcări, urmate de deplasarea unor compartimente unele față de altele, fie brusc și pe durată scurtă, manifestate printr-o succesiune de unde elastice, relativ repede amortizate, fie extrem de lent, dar cu deformări remanente importante, plicative, rupturale sau cel mai adesea de ambele feluri în același timp.

Mișcările bruște și rapide reprezintă CUTREMURELE sau MIȘCĂRILE SEISMICE. Termenul derivă din limba greacă din σεισμος [*seismos*], însemnând zguduire, implicit cutremur.

Mișcările seismice reprezintă zguduirii bruște ale scoarței terestre, de scurtă durată, care se propagă în spațiu cu viteze mai mari de 1 km/s, sub forma unor oscilații elastice, numite unde seismice.

Chiar dacă, în general, mișcările seismice au o durată foarte mică, numărul cutremurelor este impresionant de mare ceea ce le conferă un caracter cvasi-continuu. Pe suprafața uscatului se înregistrează anual între 8000 și 10000 de cutremure, la care, adăugându-le pe cele manifestate în domeniul oceanic, se poate ajunge la circa 80000-100000 de seisme pe an.

Fenomenul este deosebit de important, datorită declanșării imprevizibile și a capacității distructive. Se apreciază că numărul victimelor provocate de cutremure, în timp istoric atestat documentar, ajunge la 13 milioane, la care se agaună imense distrugerii materiale, practic imposibil de evaluat în totalitate.

Dezvoltarea studiilor geofizice, prin ramura numită seismologie, a adus informații importante asupra mișcărilor seismice, a modului lor de desfășurare, oferind astăzi una din cele mai precise metode de investigare în profunzime a scoarței terestre. În același timp, seismologia permite stabilirea gradului de seismicitate al diferitelor regiuni de pe glob, în scopul rezolvării problemelor de tehnica construcțiilor.

## CAUZELE DIRECTE ALE CUTREMURELOR

În ansamblul mișcărilor scoarței terestre, cauzele directe și imediate ale mișcărilor seismice sunt foarte variate, în marea lor majoritate legate de factori interni, la care se adaugă,

cu rol subordonat, factori externi, cum sunt fenomenele mareice, impactul Pământului cu meteoriții, etc. și factori artificiali (antropici).

Pe criteriul cauzelor directe care determină seismele sunt de semnalat câteva categorii de cutremure.

**CUTREMURELE TECTONICE**, sunt cele mai importante, fiind determinate de mișcările diverselor blocuri ale scoarței. Reprezintă 95 % din totalul cutremurelor înregistrate. Ele se produc prin deplasări bruște ale compartimentelor în lungul fracturilor din scoarța terestră sau din zonele subcrustale. În interiorul globului mișcările corpurilor geologice se produc extrem de lent, producând deformări ale maselor de rocă, aplicate progresiv până la limita de rezistență când acestea cedează, se rup și se reasează pentru redobândirea echilibrului. Mișcarea este bruscă și constă dintr-o **săritură elastică** care generează șocul seismic.

În cazul cutremurelor tectonice, hipocentrul sau focarul este situat frecvent la adâncimi mari, iar propagarea vibrațiilor se face pe distanțe apreciabile, în unele situații, pe întreaga suprafață a globului.

S-a constatat că epicentrele (zona de la suprafață situată deasupra hipocentrului) cutremurelor tectonice sunt frecvent localizate în lungul marginilor plăcilor litosferice în deplasare, fie în zone de rift, fie în zone de subducție, fie în lungul faliiilor transformante.

**CUTREMURELE VULCANICE**, sunt cutremure locale, ce se produc în vecinătatea imediată a unui aparat vulcanic și sunt determinate de deplasarea magmei în vatră sau în coșul vulcanului, ca și de exploziile care însoțesc fenomenul.

Energia declanșată în cutremurele vulcanice este legată de amploarea procesului eruptiv, dar nu se resimt decât pe areale restrânse în jurul sursei.

**CUTREMURELE DE PRĂBUȘIRE, (GRAVITAȚIONALE)**, se produc, de regulă, în regiuni cu roci solubile (zone de carst) sau în zone cu eroziune avansată, fiind determinate de prăbușirea tavanului unei peșteri, deplasarea unor sedimente submarine sau surpări de goluri miniere. Ele reprezintă sub 1 % din totalul cutremurelor înregistrate și se disting prin adâncimea mică a locului de producere, prin intensitatea redusă și printr-o rază de acțiune restrânsă la câțiva km.

**CUTREMURELE EXOGENE**. Acestea au o pondere flagrant subordonată și cu caracter strict limitat, local, putând fi provocate de impactul cu meteoriți, de prăbușirea unor faleze, în urma eroziunii, de modificări bruște ale presiunii atmosferice (o cădere a presiunii cu 1 cm determină o descărcare de presiune de 131 kg/cm<sup>2</sup> sau de 131 · 10<sup>6</sup> kg/km<sup>2</sup>). De asemenea se pot menționa, în anumite condiții, efectele forțelor mareice.



Nu în ultimul rând, în categoria cutremurelor exogene se înscriu cele rezultate din cauze antropice ale cutremurelor (produse de om). Între acestea sunt de menționat exploziile subterane sau de suprafață, dezagregarea și prăbușirea provocată a unor stânci, deplasarea unor vehicule grele, sau chiar exploziile menite să producă vibrații seismice controlate, cu scop de investigare geofizică.

## ELEMENTELE MIȘCĂRILOR SEISMICE

Un seism se produce atunci când valoarea energiei acumulate prin acțiunea factorilor determinanți (endogeni sau exogeni) atinge, într-un punct oarecare, limita de rezistență a rocilor. Acestea cedează brusc, ruptura generând un sistem de unde elastice ce se propagă în toate direcțiile.

Locul rupturii inițiale este numit **FOCAR** sau **HIPOCENTRU**. Hipocentru poate fi considerat punctiform și localizat la diferite adâncimi (măsurate în km), dependente de cauzele directe ale seismului.

Punctul de la suprafața Pământului, situat pe normala la hipocentru se numește **EPICENTRU**. Fiind situat la cea mai mică distanță de focar, mișcările din epicentru au maximum de intensitate.

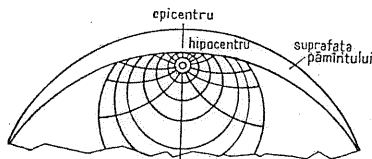


Fig. 119. Elementele spațiale ale unui seism (18)

Eliberarea energiilor declanșate de cutremur este foarte rapidă, mișcarea propagându-se de-a lungul liniilor de minimă rezistență, reprezentate, de regulă, prin sisteme de fracturi.

Datorită frecării și rezistenței la vibrații a rocilor, tensiunile scad, iar undele seismice se amortizează.

Propagarea mișcării declanșată în focar se realizează prin intermediul **undelor seismice**, unde elastice care, sub forma unor vibrații, se transmit cu viteze diferite, în toate direcțiile în jurul hipocentruului.

S-au determinat mai multe tipuri de unde seismice, dintre care cele mai importante sunt undele longitudinale, cele transversale și cele superficiale.

**UNDELE LONGITUDINALE** sunt produse de schimbări ritmice de volum ale materiei, concretizate prin succesiuni de dilatări și contractări, în cadrul cărora particulele vibrează paralel cu direcția de propagare a undelor (respectiv radier în jurul hipocentruului).

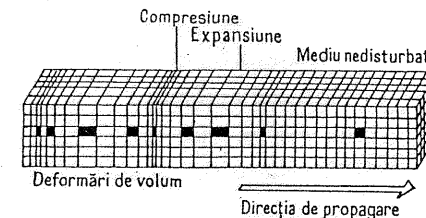


Fig. 120. Deformările de volum produse de undele longitudinale (126)

Au viteze mari de propagare (6-11,3 km/s), fiind primele care ajung la suprafață, motiv pentru care se mai numesc **unde prime (P)**. Undele longitudinale se propagă prin medii în toate stările de agregare. La trecerea între medii cu densități diferite, viteza lor se modifică, proporțional cu creșterea (sau scăderea) densității.

**UNDELE TRANSVERSALE** sunt produse de schimbarea de formă a materiei, prin vibrații în sensul unei coarde. Propagarea lor se face concentric în jurul hipocentruului, transversal în raport cu raza Pământului. Viteza lor de propagare este mai mică (3,5-7,3 km/s), ajungând la suprafață în urma undelor longitudinale, motiv pentru care se numesc **unde secunde (S)**.

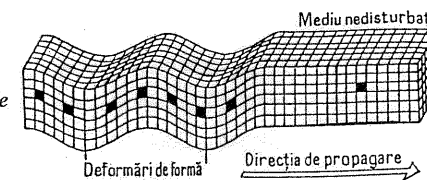


Fig. 121. Deformări de formă produse de undele transversale (126)

**UNDELE SUPERFICIALE** sunt unde rezultate din interferența la suprafață a primelor două categorii de unde. Se propagă la suprafața pământului cu viteze de 3,3-4,4 km/s. Au lungime de undă foarte mare, pînă la cîteva sute de km, motiv pentru care se numesc **unde longe (L)**.

După mișcarea dominantă pe care o determină, undele superficiale sunt de două tipuri: unde Love și unde Rayleigh.

**UNDELE LOVE** (notate Q) determină mișcarea terenului în plan orizontal, cu o viteză de propagare de circa 4,4 km/s.

**UNDELE RAYLEIGH**, mai lente (cu viteze de 3,4-3,7 km/s) au o oscilație elipsoidală, comparabilă cu mișcarea circulară a particulelor de apă în valuri. Interferența

celor două tipuri de unde superficiale produce mișcarea particulelor solide similară cu undele concentrice rezultate la suprafața apei la impact.

Undele superficiale provoacă cele mai mari distrugerii, propagându-se în toate direcțiile, întâlnindu-se la antipod, de unde se propagă din nou divergent.

**UNDELE GRAVITAȚIONALE** sunt al patrulea tip de unde, ce se manifestă numai în rocile afânate și constau în revenirea gravitațională a particulelor dislocate prin translație de șocurile seismice. Viteza lor este mică (câțiva m/s), dar au amplitudini mari, putând duce la deformări vizibile ale elementelor morfologice de la suprafața Pământului, generând, în general, tasări ale depozitelor afânate.

La acțiunea undelor seismice, particulele materiale suferă trei tipuri de mișcări: verticale, orizontale și de torsiune.

Mișcările verticale au loc în zona epicentrală, unde razele seismice sunt aproximativ perpendiculare și dau senzația aruncărilor în sus.

Mișcările orizontale se resimt pe distanțe mari și determină înclinarea arborilor, a clădirilor, dând senzația de legănare.

Mișcările de torsiune determină răsucirea obiectelor în jurul axei.

Ca orice proces ondulatoriu, undele seismice sunt supuse, în timpul propagării, fenomenelor de reflexie (ogindire) și de refracție (deviere) la traversarea limitelor dintre medii cu densități diferite. Ca urmare a acestor fenomene și în funcție de tipul de vibrație al fiecărei unde, acestea în timpul propagării de la focar, în interiorul globului terestru urmează o serie de trasee specifice, particularizate în cazul undelor P sau S directe, în raport de undele cu reflectări simple sau multiple.

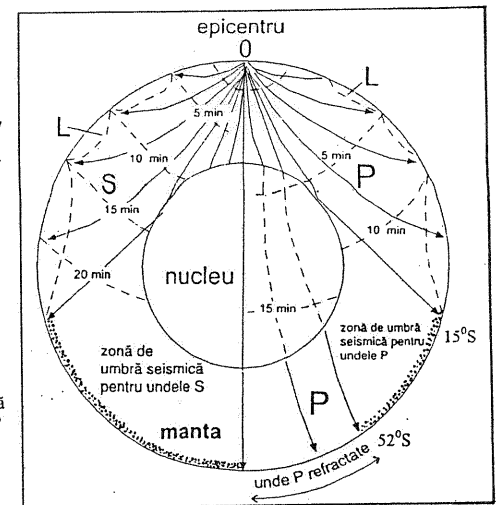
Undele seismice, datorită reflexiilor și refracțiilor repetate, urmează un traseu curb, cu concavitate periferică în raport cu hipocentrul.

Propagarea undelor transversale (S) se poate realiza numai pînă la limita cu nucleul lichid, în spatele căruia se va contura o zonă de umbră seismică pentru undele S. Undele longitudinale (P) se propagă prin toate mediile, dar datorită reflexiilor și refracțiilor repetate, generează și ele o zonă de umbră seismică, de mai mică anvergură decît în cazul undelor S. Propagarea undelor longitudinale prin centrul Pământului crează în partea antipodală a planetei în raport cu epicentrul un "antiepicentru".

În afara hipocentrului și epicentrului, ca elemente spațiale, și a undelor seismice, un seism este definit prin ENERGIE, care exprimă lucrul mecanic produs în focar, TIMPUL LA ORIGINE în care a fost declanșat seismul (timp oficial G.M.T.) și DURATA, reprezentînd intervalul de timp scurs de la declanșarea pînă la amortizarea fenomenului.

**Fig. 122. Propagarea, reflectarea și refractarea undelor seismice în interiorul Pământului. Jumătatea stîngă a imaginii indică evoluția undelor Transversale (S), iar cea dreaptă evoluția undelor Longitudinale (P) (126 – modificat)**

P = unde longitudinale (prime).  
S = unde transversale (secunde).  
L = unde superficiale.  
O = epicentru.  
Cu linie întreruptă sunt marcate fronturile de undă la timpi de sosire succesivi față de momentul "0" al șocului. Punctat se prezintă zonele de umbră seismică.

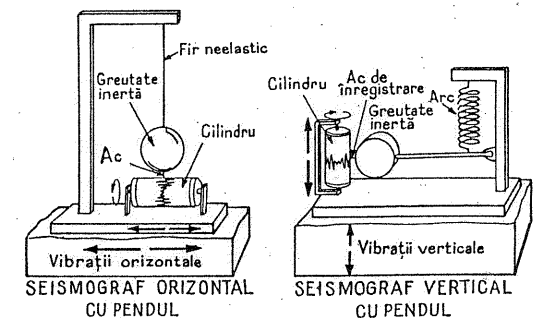


## ÎNREGISTRAREA ȘI CLASIFICAREA CUTREMURELOR

Studiul cutremurelor necesită înregistrarea mișcărilor seismice, care se realizează cu seismografe, cu seismoscoape sau cu accelerometre, în funcție de componenta de mișcare avută în vedere.

Seismografele, primele aparate de înregistrare utilizate, operează pe principiul pendulului (vertical și orizontal) conectat la un sistem inertial de înregistrare a mișcării (mecanic sau optic), realizînd o diagramă numită SEISMOGRAMĂ. Pe aceasta sunt înregistrate amplitudinea oscilațiilor (amplificate) și timpul, cronometrat cu precizie.

**Fig. 123. Tipuri schematizate de seismografe (126)**



Analizând o seismogramă, se pot separa etapele de desfășurare ale unui cutremur, cu determinarea precisă a momentelor de sosire a diferitelor tipuri de undă.

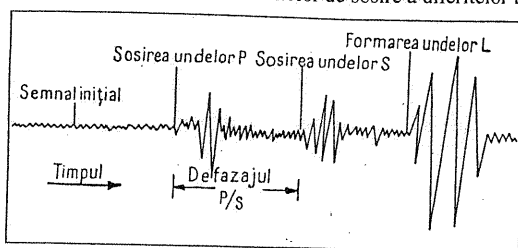


Fig. 124. Model de seismogramă (126)

Datorită unor vibrații permanente de mică amplitudine, numite “zgomot de fond”, prezente pe seismograme sub forma unui “SEMNAL INIȚIAL”, înregistrarea unui seism este marcată de abaterile de amplitudine de la zgomotul de fond.

Primul anunț al șocului seismic este dat de o serie de vibrații de amplitudine mică, care marchează sosirea undelor P și reprezintă “prima fază precursoră” a seismului, cu o durată de 5-7 secunde.

Undele S, cu viteză mai mică, apar prin vibrații mai ample, determinând “a doua fază precursoră”, cu perioade de 10-13 secunde.

Urmează faza paroxistică, marcată prin oscilații ample, determinate de formarea undelor L, și a cărei durată este de câteva zeci de secunde.

Seismograma cuprinde, în final, faza de amortizare a undelor, marcată de scăderea bruscă a amplitudinii oscilațiilor, cu durate de timp variabile, și revenirea la semnalul inițial.

Înregistrările seismice utilizează concomitent 3 seismograme, unul vertical și două orizontale (în poziție perpendiculară unul pe altul) pentru a putea estima direcția și sensul vibrațiilor și implicit sursa acestora.

Accelerometrele (sau accelerografele) măsoară (sau înregistrează) accelerația absolută a particulelor materiale (variația de viteză în unitatea de timp).

Seismoscoapele înregistrează proiecția în plan orizontal a mișcării reale în spațiu a unui punct material, în timpul unui cutremur.

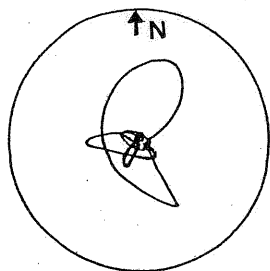


Fig. 125. Înregistrarea seismoscopică a cutremurului din 4 martie 1977, la București (după Tr. Iosif și Sieg. Iosif - 1977- din 68)

Prin analiza diferențierii de fază dintre diferitele tipuri de unde determinate de seism, este posibilă stabilirea exactă a epicentrului și adâncimea hypocentrului.

În funcție de adâncimea hypocentrului cutremurele pot fi:

- Cutremure superficiale, declașate la adâncimi sub 10 km.
- Cutremure normale, cu hypocentrul situat între 10 și 60 km.
- Cutremure intermediare, cu hypocentrul situat între 60 și 300 km.
- Cutremure adânci, cu hypocentrul între 300 și 700 km.

Marea majoritate a cutremurelor au loc la adâncimi de până la 100 km, cele mai adânci fiind foarte rare.

Adâncimea hypocentrelor este dependentă, mai ales în cazul cutremurelor tectonice, de situarea focarului în zone intraplacă sau în zone interplacă. Primele sunt, în general cutremure superficiale, majoritar cu cauze netectonice. În zonele interplacă, în funcție de tipul de limită se remarcă focare de adâncime mică în cazul dorsalelor medio-oceanice și al faliilor transformante, dar cutremure de adâncime intermediară sau mare în zonele de subducție.

Durata cutremurelor poate reprezenta intervale de timp de la câteva fracțiuni de secundă până la câteva secunde. Vibrațiile se pot repeta la intervale mai mult sau mai puțin lungi, deoarece energia înmagazinată pe o rază mare în jurul hypocentrului poate fi eliberată brusc în totalitate, printr-un singur șoc, sau printr-o serie de seisme repetate, până la epuizarea totală a energiilor.

Din acest punct de vedere, seismele se pot împărți în seisme MONOKINETICE și POLIKINETICE. Cutremurele monokinetice se manifestă ca un singur șoc puternic, care determină consumarea integrală a energiilor, în focar. Cele polikinetice sunt caracterizate printr-o zguduire puternică, urmată de o serie de alte zguduiri, mai slabe sau mai puternice, până la consumarea integrală a energiilor în hypocentru.

Zona poate fi afectată și de o serie de seisme secundare, numite REPLICI, care reprezintă unde seismice refractate și reflectate repetat, întoarse în zona epicentrală, cu o întârziere determinată de diferența de drum față de undele directe..

Frecvența cutremurelor este foarte mare. Anual se înregistrează peste un milion de seisme, dintre care circa 10000 au efect real, iar câteva sute sunt foarte puternice, resimțându-se pe tot globul.

## MĂSURAREA CUTREMURELOR

Vibrațiile produse în hipocentru nu au aceeași forță și, în consecință, zguduirile de la suprafață nu au același efect.

Majoritatea seismelor pot fi detectate numai cu ajutorul aparatului, fiind numite MICROSEISME. Altele, însă, pot fi simțite de om și au efecte distrugătoare, motiv pentru care sunt numite MACROSEISME.

Pe baza sensibilității aparatelor de înregistrare, a impresiei produse asupra oamenilor și prin evaluarea efectelor distrugătoare, în 1883, Rossi și Forel au stabilit o scară de intensitate cu 10 grade. Ulterior, Mercalli și Sieberg au amplificat scara intensităților la 12 grade.

În România este adoptată o scară actualizată a intensităților, scara MSK (Medvedev, Spornheuer, Karnik - 1964), oficializată prin STAS 3684-71, concomitent cu scara Mercalli modificată - 1964 (MM) ambele având 12 grade de intensitate.

Ierarhizarea cutremurelor pe baza intensităților, chiar dacă se bazează pe un nivel ridicat de subiectivism, a fost utilizată mult în trecut și încă se mai folosește pentru că, în funcție de detaliile de suprafață ale terenului afectat, permite construirea unor HĂRȚI CU IZOSEISME (izolinii de egală intensitate). Acestea permit zonări și microzonări ale unor areale de interes, iar pe criterii statistice, stabilirea unor zone de risc seismic.

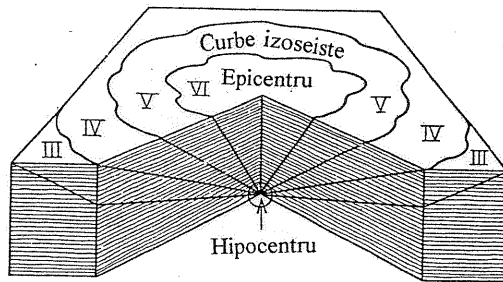


Fig. 126. Curbe izoseiste raportate la hipocentru și la epicentru al unui cutremur (60) Cifrele romane indică gradul de intensitate.

În 1891, Amori introduce o scară de apreciere a seismelor, bazată pe accelerațiile orizontale ale particulelor materiale, în timpul vibrațiilor seismice, scară având tot 12 trepte.

Se observă că aceste metode de estimare a valorii seismelor prin intensitate sau prin accelerație, au un grad ridicat de subiectivism, bazat pe distrugerile materiale și pierderile umane provocate, ca și pe reacția la vibrații a rocilor afectate. Aceste consecințe diferă însă de

la loc la loc, precizia estimărilor fiind limitată de factori foarte diferiți, în mod predominant subiectivi.

În 1935, C.F. Richter propune, apoi împreună cu B. Gutenberg, în 1947, dezvoltă ideea de substituție a aprecierilor subiective cu date măsurabile prin instrumente, introducând noțiunea de MAGNITUDINE.

## TABEL DE CORELARE A GRADAȚILOR LA SCĂRILE SEISMICE

Grad	Caracteristici	După Amori (ACCELERAȚII)		După Gutenberg și Richter (MAGNITUDINE)
		Grad	mm/s <sup>2</sup>	
1	Microseisme (înregistrate numai de aparate)	I	2,5	1
2	Cutremure foarte slabe (simțite numai de persoane sensibile, în repaus)	II	2,5-5	2
3	Cutremure slabe (simțite de majoritatea persoanelor în repaus)	III	6-10	3
4	Cutremure moderate (simțite de persoanele în activitate, geamurile vibrează)	IV	11-25	3,5
5	Cutremure semitari (obiectele suspendate pendulează)	V	26-50	4
6	Cutremure tari (oamenii se trezesc din somn; clopotele sună; copacii foșnesc; se produce panică)	VI	51-100	4,5
7	Cutremure foarte tari (cad obiecte, clopotele sună; se produce panică; se părăsesc locuințele)	VII	101-250	5
8	Cutremure distrugătoare (arborii groși se îndoiesc; zidurile crapă; coșurile cad; avarii la construcțiile slabe; panică generală)	VIII	251-500	6
9	Cutremure pustiitoare (se dărâmă ziduri; se prăbușesc clădiri)	IX	501-1000	6,3
10	Cutremur nimicitor (numeroase clădiri sunt distruse din temelii; apar falii și crăpături în scoarța Pământului; alunecări de teren; apa din lacuri este deversată peste mal)	X	1001-2500	7,6
11	Cutremur catastrofal (sunt distruse toate clădirile, cad barajele, se îndoiesc șinele de cale ferată, apar modificări de peisaj)	XI	2501-5000	8
12	Mare catastrofă seismică (nici o lucrare umană nu rezistă; deviază cursurile de apă; se modifică relieful)	XII	:5000	8,6

Magnitudinea unui seism este logaritmul zecimal al valorii amplitudinii maxime (A), măsurate în microni, a unei seismograme înregistrate la o distanță de 100 km de epicentru. Valoarea este corectată printr-o constantă de atenuare, C<sub>1</sub>, care exprimă tendința de amortizare a undelor elastice și de constanta C<sub>2</sub>, dependentă de parametrii litologici și structurali. Rezultă relația:

$$M = C_1 \log A + C_2$$

Magnitudinea permite calcularea energiei dezvoltate în focar, indiferent de urmările subiective al cutremurului. Magnitudinea cu valoare 9 reprezintă maximum de energie posibilă a unor seisme, până acum nefiind niciodată înregistrată. Prin calcularea magnitudinii

se poate aprecia cantitatea de energie eliberată de seism. Pentru un seism de magnitudine 8,9 se eliberează o energie de  $10^{26}$ - $10^{27}$  ergi, considerată limita de rezistență a crustei terestre.

Scara magnitudinilor fiind logaritmică, fiecare grad de pe scara "Richter" este de zece ori superior celui precedent.

Cele mai puternice cutremure înregistrate au avut magnitudini de 8,6-8,8, cele sub magnitudine 4 fiind considerate neimportante.

### EFECTELE CUTREMURELOR

În afara efectului distrugător, a victimelor omenești și a distrugerilor materiale, cutremurele au o serie de efecte naturale importante. Uneori seismele determină schimbări în câmpul magnetic și în câmpul electric al Pământului, urmate de fenomene de luminiscentă pe zonele de altitudine mare sau pe construcțiile înalte, sau chiar fenomene de auroră polară. Efecte luminoase se pot constata și la nivelul solului, datorită eliberării de energie electrică rezultată din frecarea particulelor minerale din roci. De asemenea, se pot produce efecte acustice, o serie de zgomote fiind provocate de vibrațiile de frecvență sonoră. Unele cutremure sunt însoțite de schimbări ale declinației magnetice și de furtuni magnetice.

Dar cele mai importante efecte ale cutremurelor sunt cele de ordin geologic.

Astfel, pot apărea crăpături lungi și adânci în scoarța Pământului. Seismul din 1906 de la San Francisco (California) a determinat redeschiderea și reactivarea Faliei San Andreas.

Cutremurele pot declanșa ridicări sau scufundări ale scoarței, resimțite mai ales în zonele litorale, unde pot fi urmate de modificarea liniei de țărm. Seismele pot accentua deplasarea pe verticală sau pe orizontală a compartimentelor unor falii. Prin conjugarea tuturor tipurilor de unde seismice pot rezulta frecvent mișcări de torsiune ale corpurilor afectate. Cutremurele pot declanșa deplasări gravitaționale de teren (alunecări, prăbușiri), urmate sau nu de bararea sau devierea unor cursuri de apă; pot determina producerea unor imense avalanșe pe pantele submarine (curenți de turbiditate); de asemenea, mișcările seismice pot provoca formarea unor valuri seismice uriașe, numite TSUNAMI, foarte înalte și cu viteze de deplasare foarte mari. Efectele distrugătoare ale valurilor seismice sunt greu de imaginat, depășind toate distrugerile provocate de vibrațiile seismice directe; aceasta pentru că apa fiind necompresibilă, vibrațiile valurilor seismice nu se amortizează, ele străbătând întreaga suprafață oceanică și deversându-se peste uscat în zone foarte îndepărtate de epicentru. Comparabile cu tsunami, dar de mai mică amploare, se remarcă SEIȘELE, formate în lacuri, cu o balansare ritmică a întregii suprafețe a apei, cu efecte distrugătoare asupra malurilor. (Se cere precizat că seișele pot fi produse și de vânt).

Apele subterane sunt și ele afectate de seisme, prin modificarea nivelului freatic sau chiar expulzarea pulsatorie a apelor la suprafață sub forma unor jeturi cu aspect de geizer.

În terenurile formate din depozite slab consolidate sau mobile, îmbibate cu apă, vibrațiile pot determina ruperea echilibrului și gelificarea sau lichefierea rocilor care pot deveni fluide.

În sfârșit, se pot menționa efecte asupra organismelor de la nervozitatea premergătoare seismului a unor animale până la părăsirea adăposturilor subterane dar și a celor de suprafață.

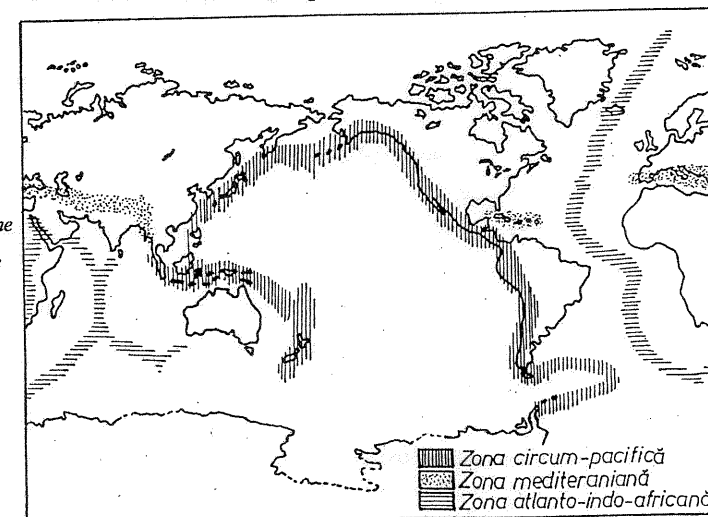
### REPARTIZAREA MIȘCĂRILOR SEISMICE PE GLOB

Până în prezent, știința nu a putut oferi metode de anticipare a mișcărilor seismice și, implicit, posibilități de prevenire a efectelor distrugătoare determinate de acestea.

Din confruntarea tuturor datelor de observație asupra cutremurelor, se consideră că se va putea totuși ajunge, relativ curând, la modalități de prognozare.

Pentru evitarea efectelor distrugătoare, până acum, s-au făcut studii de sinteză, referitoare la repartizarea geografică și la frecvența mișcărilor seismice pe glob, demonstrându-se că se evidențiază zone cu seismicitate accentuată și zone cu seismicitate redusă. Astfel, la nivel planetar, 68 % dintre cutremure sunt localizate în ZONA CIRCUM-PACIFICĂ, 21 % dintre ele se produc în ZONA MEDITERANEANĂ, iar 11 % sunt legate de ZONA RIFTULUI EST-AFRICAN și de ZONA RIFTULUI ATLANTIC. Aceste zone sunt considerate zone cu seismicitate accentuată, cu grad ridicat de risc.

Fig. 127.  
Principalele zone  
cu seismicitate  
ridicată de  
pe glob.



Zonele ASEISMICE, de fapt zone cu seismicitate redusă, fac parte din regiunile stabile ale scoarței terestre, pe vechile cratone ca: Scutul FENO-SCANDIC (BALTIC), Scutul SIBERIAN, Scutul CANADIAN, Scutul SINIC, cel BRAZILIAN, cel AFRICAN și Scutul AUSTRALIAN.

Pe baza datelor statistice, s-a stabilit un INDICE DE SEISMICITATE, care reprezintă numărul anual de cutremure raportat la 100000 km<sup>2</sup>. Primul loc, în această ierarhie, îl ocupă Japonia, cu un indice de seismicitate de 382, fiind urmată de Chile, de Noua Zeelandă, și de Italia.

Teritoriul României se încadrează în zona de seismicitate Mediteraneană. Există documente asupra unor seisme importante, în această regiune, încă din secolul al XV-lea. (Cronicile fac referiri la un cutremur din 1472, care a produs distrugerea Mănăstirii Neamț). Mai pot fi menționate cutremure importante ca cel din 1683, din Nordul Moldovei, cutremurul din 1740, de la Iași și cel din 1790, din Banat, cu efecte distrugătoare majore. Cutremurul din 26 noiembrie 1802, de la București, a dărâmat turnul Colței. S-a estimat pentru acest cutremur o magnitudine de 7,7. La 26 noiembrie 1829 s-a înregistrat un cutremur important, cu o magnitudine estimată de 7,0. În 1838, la 23 ianuarie, un cutremur cu magnitudine 7,3, manifestat în zona Buzău a produs crăpături mari în sol și efecte luminoase. S-au înregistrat cutremure foarte puternice și în 1894, pe aliniamentul Focșani-Galați.

În secolul al XX-lea, s-au înregistrat o serie de cutremure puternice, cu epicentre fie în zona Vrancea, fie în zonele de fractură din Transilvania sau din Platforma Moesică, cu efecte distrugătoare importante:

- 1912 - cutremur cu epicentrul în Vrancea, urmat de crăpături adânci în scoarța Pământului;

- 1913 - în platforma Moesică s-a manifestat un cutremur de gradul 8 (Mercali), cu epicentrul în Bulgaria;

- 1916 - un cutremur polikinetic cu epicentrul în zona Făgăraș, a durat aproximativ timp de o lună, cu 5-6 șocuri pe zi;

- 1940 - cutremurul din 9-10 noiembrie, cu epicentrul în Vrancea, cu efecte distrugătoare importante în toată partea de sud și de est a României, s-a simțit pînă în Urali. Cu o magnitudine de 7,4, cutremurul s-a produs la o adâncime de 150 km.

- 1977 - cutremurul din 4 martie, cu epicentrul în Vrancea, de magnitudine 7,2, cu o adâncime a focarului de 109 km, a avut efecte distrugătoare bine cunoscute.

- 1986 - la 30 august, s-a manifestat un cutremur de magnitudine 7, cu hipocentrul la 133 km și cu epicentrul în Platforma Moesică.

- 1990 - la 30 mai, a avut loc un cutremur de magnitudine 6,7 cu epicentrul în Vrancea, pe seama unui focar aflat la o adâncime de 91 km.

Mai pot fi menționate, tot cu epicentre vrâncene, un cutremur de magnitudine 5,7, la 21 decembrie 1991 și, în sfârșit, cutremurul cu magnitudine 5,2 de la 4 martie 2001.

Prin analiza statistică a informațiilor referitoare la cutremurele din România, s-a stabilit câteva linii de sensibilitate seismică accentuată, în lungul cărora intensitatea cutremurelor este sporită. Acestea sunt legate de fracturi importante ale scoarței, fie în cadrul arcurilor montane de tip alpin, marcate de linii majore de încălecare, fie la contactul dintre zonele labile ale Arcului Carpatic și zonele stabile de vorland, fie legate de fracturi situate exclusiv în platformele stabile.

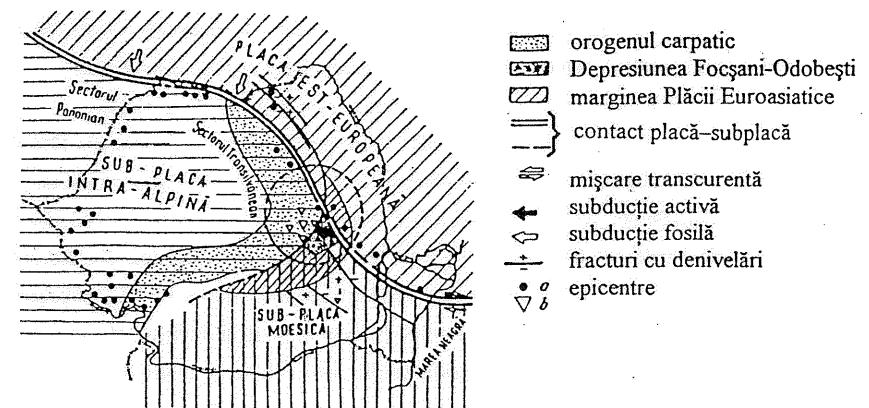


Fig. 128. Încadrarea seismotectonică a României (68)

Cunoașterea indicelui de seismicitate al unei regiuni permite realizarea unor construcții rezistente, cu un minim de risc de distrugere prin vibrații.

Cele mai sensibile zone sunt cele situate la curbura Carpaților, loc în care concură fracturile din Arcul Carpatic, cu marginile microplăcilor tectonice care reprezintă Platforma Est-Europeană (Moldovenească), Platforma Nord-Dobrogeană, Dobrogea Centrală și Platforma Moesică.

Se conturează mai multe zone epicentrale bazate pe caracteristici seismice specifice, denumite în funcție de localizarea geografică.

Cutremurele VRÂNCENE sunt, de departe, cele mai importante ca energie, ca frecvență și ca efecte. Sunt cutremure intermediare cu o arie epicentrală restrânsă la o suprafață de 5000 km<sup>2</sup>. Cauza majoră a cutremurelor vrâncene o reprezintă coliziunea dintre platforma Est-Europeană, subplaca Moesică și orogenul Carpatic. Sunt cutremure monokinetice, dar frecvent urmate de replici numeroase. O caracteristică a acestor cutremure este că deși energia lor se propagă pe distanțe foarte mari, se manifestă nesemnificativ în interiorul arcului Carpatic.

O altă serie de cutremure sunt cele FĂGĂRĂȘENE, de tip polikinetic cu energie moderată, legate de fracturile produse prin scufundarea Bazinului Transilvaniei față de aria carpatică.

Se mai particularizează cutremurele PONTICE, pe linii de fractură din sudul Dobrogei.

În partea vestică a României se manifestă cutremurele DANUBIENE legate de fracturile masivului Vršac din Iugoslavia.

Cutremure de mai mică anvergură se manifestă într-o serie de zone epicentrale secundare, ca cele din zona Târnavelor (cutremure TRANSILVANE), zona Drohoi-Botoșani, zona Dobrogei de Nord, zona Urziceni etc.

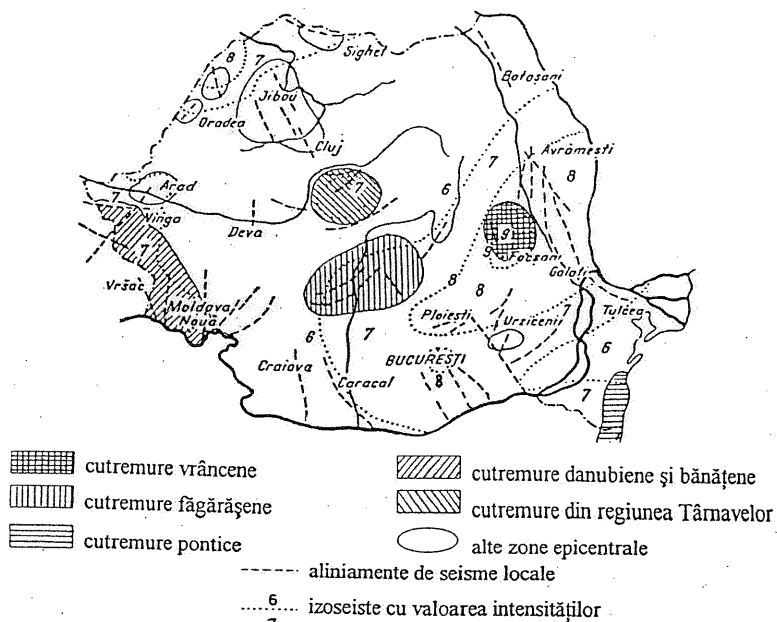


Fig. 129. Distribuția zonelor epicentrale din România. (68)

## PROCESE TECTONICE

Rigidă la scară redusă, scoarța terestră se dovedește plastică la scară planetară, fiind în permanență deformată ca rezultat al unor procese, extrem de lente, de mișcare a litosferei. Aceste mișcări au fost numite MIȘCĂRI TECTONICE. Termenul derivă din limba greacă, din τεκτονος [*tektonos*] = arhitectură, creare de structură.

Pentru deformările rezultate în urma proceselor tectonice se folosește și termenul DIASTROFISM, derivat din limba greacă din διαστροφή [*diastrophē*] = deformare.

Sursa generală de energie a mișcărilor tectonice este Pământul însuși, procesele tectonice fiind parte importantă a dinamicii interne.

Mișcările tectonice se produc lent, în intervale extrem de lungi de timp, sub acțiunea agenților interni. Ele determină în spațiu și deformarea maselor de roci, ducând la formarea de noi structuri.

Pot fi separate multe tipuri de mișcări tectonice, în funcție de direcția dominantă, de sensul mișcării și de efectele pe care le produc. Prin simplificare și generalizare se pot accepta două categorii majore de mișcări tectonice, cele verticale și cele orizontale.

Mișcările verticale, produse mai mult sau mai puțin conform cu raza terestră, sunt caracterizate prin alternanțe de sens constând în ridicări și coborâri ritmice, motiv pentru care au fost numite MIȘCĂRI OSCILATORII. Mai sunt numite și mișcări EPIROGENETICE (termen derivat din limba greacă, din ηπειρος [*epeiros*] = continent și γένεσις [*genesis*] = geneză) fiind responsabile de ridicarea (sau de coborârea) unor largi mase continentale.

Mișcările orizontale, tangențiale la suprafața planetei, au fost socotite generatoare de munți de cutare, fiind numite MIȘCĂRI OROGENICE (de la grecescul όρος [*oros*] = munte și γένεσις [*genesis*]).

Realitatea e că mișcările tectonice de toate tipurile se manifestă în același timp, determinând producerea unor deformări plicative și/sau rupturale (disjunctive), mai ample sau mai puțin ample, dar în general producătoare de structuri, discriminarea în mișcări oscilatorii și în mișcări orogenice îmbrăcând un caracter formal.

Indiferent de tipul dominant de mișcare și de sens, procesele tectonice pot fi caracterizate prin trei aspecte fundamentale, și anume PERMANENȚA, POLARITATEA și UBICUITATEA.

**Permanentă** este legată de continuitatea mișcărilor scoarței terestre, de la începutul istoriei Pământului. Ideea a fost contrazisă de adepții desfășurării etapizate a proceselor tectonice, în faze separate de momente de stagnare.

Analizele moderne demonstrează că mișcările tectonice au caracter continuu, dar se manifestă cu intensități diferite, cu permanenta schimbare a raporturilor cauză/efect, ceea ce explică, de altfel, și imensa varietate a proceselor de diastrofism.

**Polaritatea** rezidă pe de o parte în schimbările periodice de sens ale mișcărilor tectonice, pe de altă parte din manifestarea simultană a unor mișcări de sens contrar în zone geografice diferite.

Polaritatea poate fi estimată în timp, prin succedarea temporară a unor mișcări contradictorii sau în spațiu prin alăturarea unor arii cu mișcări diferite.

**Ubicuitatea** (termen de origine latină, derivat din ubicumque = pretutindeni) presupune manifestarea proceselor tectonice în orice corp geologic, indiferent de vârsta sau structura lui, chiar dacă mișcările sunt diferite de la zonă la zonă.

### MIȘCĂRILE OSCILATORII (EPIROGENETICE)

Mișcările oscilatorii sunt deplasări lente ale scoarței terestre, produse pe verticală. Ele pot fi ASCENDENTE (de ridicare pozitive) sau DESCENDENTE (de coborâre, negative).

În general, mișcările oscilatorii se desfășoară pe suprafețe întinse, având ca efect, pe continente, formarea platourilor (când sunt pozitive) și a depresiunilor (când sunt negative), iar în ocean produc ridicarea sau coborârea fundului, determinând formarea platourilor și depresiunilor submarine.

Mișcările epirogenetice pot avea caracter regional, când se desfășoară pe areale foarte largi, sau local. Se desfășoară discontinuu și alternativ, de unde și denumirea de mișcări oscilatorii.

Deși durată, în timp, a mișcărilor oscilatorii este foarte mare, nefiind, în condițiile unui timp măsurat la scară umană, perceptibile în interiorul suprafețelor continentale, în zonele de țărm ele pot fi dovedite în timp istoric. Mișcările tectonice care pot fi demonstrate prin argumente istorice se numesc mișcări NEOTECTONICE.

Sunt regiuni pe glob în care mișcările neotectonice sunt dovedite prin argumente ferme. Astfel, regiunea Scandinavă este în ridicare, probabil și în urma topirii maselor de gheață ale calotei glaciare pleistocene, topire care a determinat modificarea echilibrului izostatic. În această zonă, se apreciază o ridicare generală de circa 4 cm pe an și în momentul de față. În compensație, litoralul Mării Nordului înregistrează o coborâre anuală de același

ordin de mărime. Mărturie a acestei ridicări este plasarea Cetății Uppsala din Suedia, acum 3 secole port la Marea Baltică, la o distanță de 8 km de capătul Fiordului Fyris.

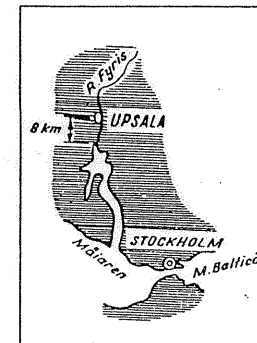


Fig. 130. Poziția localității Uppsala față de fiordul Fyris și față de mare (68)

Coborârea modifică în permanență linia de țărm, cu avansarea apei asupra uscatului. Este cunoscută evoluția Golfului Zuider din Vestul Olandei, care în secolul I a. Ch. era un lac și care până azi a coborât cu 6 m, făcând posibilă ruperea pragului ce-l separa de mare. Azi este redat uscatului prin sisteme de diguri și asecări care au permis formarea polderelor (suprafețe îndiguite, aflate sub nivelul mării, asecate prin pompaj).

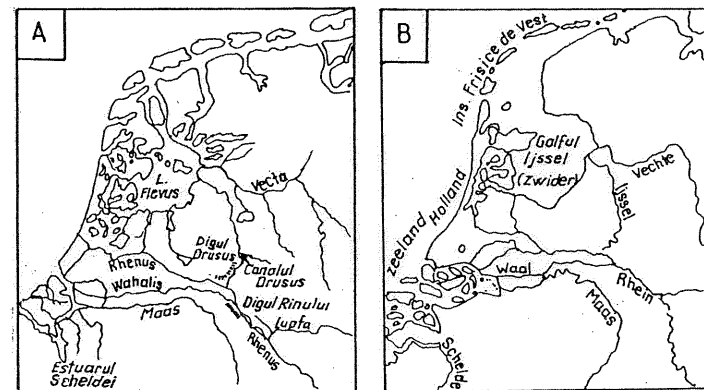


Fig. 131. Zona Golfului Zuider din Olanda (141)

A. În secolul I A. Ch.; B. În 1543, înainte de îndiguire și realizarea polderelor

Pe coasta Italiei, la Puzzuoli, lângă Neapole, se mai păstrează câteva coloane ale Templului lui Jupiter Serapis, care la înălțimea de 3,30 m au urme de moluște litofage. Prezența acestor urme dovedește că, la un moment dat, nivelul apelor mării a fost mult ridicat. S-a demonstrat că de la construcția templului, amplasat evident pe uscat, în imediata



vecinătate a țărmului, regiunea a coborât, ajungând sub apă, pentru ca apoi sensul mișcării să se inverseze, regiunea ridicându-se. În prezent, se constată o nouă mișcare de coborâre, cu o viteză de 2 cm pe an.

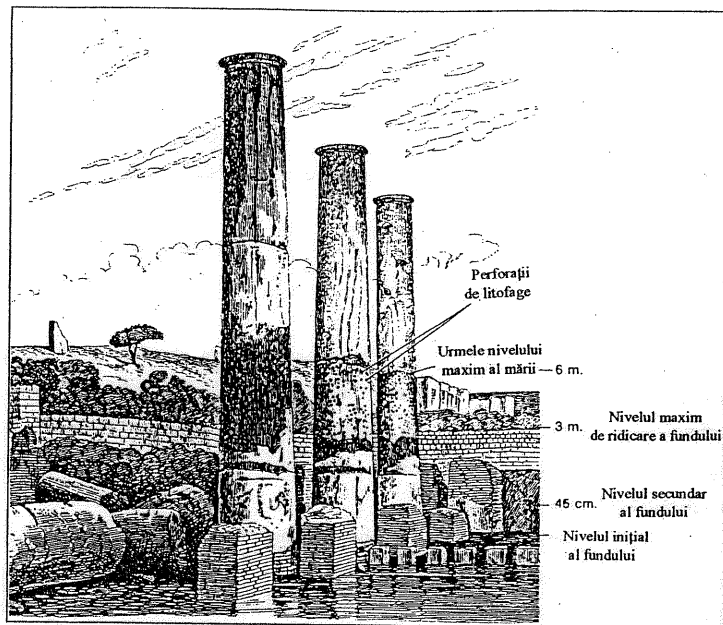


Fig. 132. Coloanele templului roman al lui Jupiter Serapis de la Puzzuoli, Italia, cu perforații de litofage demonstrând coborârea și apoi ridicarea uscatului (125)

La noi în țară, ruinele cetății Histria, acum 2500 de ani port la Marea Neagră, sunt astăzi situate pe uscat, la o distanță apreciabilă de țărm, de care este separată printr-un istm și prin Lacul Sinoe. Zona Mangalia demonstrează tendințe de coborâre dovadă fiind „zidul Venețian” de protecție, azi imers.

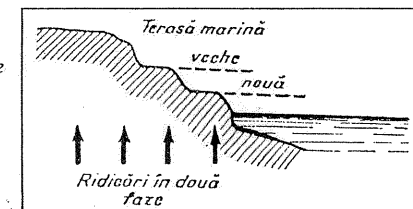
De altfel, exemple de acest fel sunt foarte numeroase în toate regiunile globului.

Mișcările epigenetice determină apariția unei succesiuni de efecte, dezvoltate în timp. Cele mai evidente constau în variația liniei de țărm, produsă de înaintarea apelor în timpul mișcărilor negative și de retragerea lor când mișcarea este pozitivă. Reconstituirea liniei de țărm, în timp geologic, este realizabilă prin analizarea succesiunii depozitelor geologice specifice regiunilor de litoral.

Un alt efect al mișcărilor oscilatorii este formarea teraselor marine. În cazul mișcărilor pozitive, prin ridicarea unor porțiuni din platforma de abraziune marină, în etape, deasupra

nivelului apei, se realizează o serie de terase etajate, fiecare etaj indicând un impuls al mișcărilor de ridicare.

Fig. 133. Formarea unor terase de abraziune marină etajate în urma ridicării uscatului în mai multe faze (68)

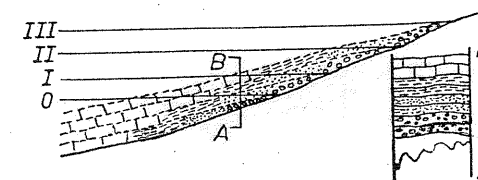


În cazul mișcărilor negative, terasele marine existente pot fi inundate, devenind terase submerse.

Cel mai important efect al acestor mișcări este procesul de transgresiune, respectiv cel de regresiune marină.

**TRANSGRESIUNEA** reprezintă invazia apelor marine asupra uscatului, în cazul mișcărilor epigenetice negative. O transgresiune afectează o suprafață importantă de teren și implică scufundarea progresivă a regiunii, implicit ridicarea nivelului mării față de nivelul inițial. Transgresiunea provoacă o puternică acțiune de distrugere a țărmului, determinând lărgirea platformei continentale. Se acumulează o mare cantitate de material sedimentar, în primul rând detritic, depus selectiv, cel mai grosier - la contactul dintre uscat și apă, cel din ce în ce mai fin - spre largul bazinului. Transgresiunile se recunosc ușor într-o formațiune geologică prin observarea succesiunii fracțiunilor detritice, în timp. Se constată că, odată cu avansarea spre uscat a liniei de țărm, termenii granulometrici se depășesc unul pe altul, cu o scădere continuă a dimensiunilor particulelor. Transgresiunea începe întotdeauna cu material grosier, urmat apoi de fracțiuni din ce în ce mai fine. Dacă procesul se desfășoară în mai multe etape, coloana depozitelor de transgresiune va cuprinde mai multe pachete organizate similar, alcătuind ritmuri de depozite.

Fig. 134. Schema depunerii sedimentelor în cazul transgresiunilor marine



**REGRESIUNEA** este situația inversă, determinată de ridicarea uscatului și, implicit, de retragerea apelor marine. Retragerea liniei de țărm este demonstrată de o succesiune inversă de depozite, cu treceri de la cele fine, depuse în zonele adânci, la altele din ce în ce mai grosiere, pe măsură ce se formează mai aproape de linia de țărm. Și în această situație,

dezvoltarea în mai multe etape a procesului poate genera alcătuirea unor serii de depozite ritmice, bineînțeles însă, având o gradare inversă față de cazul transgresiunilor.

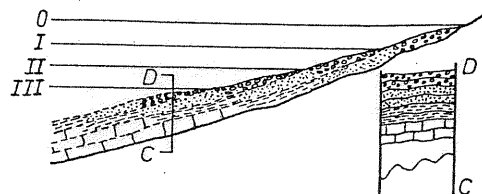


Fig. 135. Schema depunerii sedimentelor în cazul regresiei marine

Amplerea mișcărilor pozitive și negative poate fi apreciată și pe baza studiului asupra faunelor fosile cuprinse în depozitele respective.

Marile transgresiuni au reprezentat momente de răspândire a faunelor marine și de restrângere a celor continentale, regresivitatea împietând asupra vieții acvatice și stimulând viața de uscat.

De la sine înțeles, deplasarea liniei de țărm are implicații de ordin ecologic, sau paleoecologic, inducând modificări importante în condițiile de mediu existente în bazin. Studiile de paleoecologie pot aprecia evoluția relațiilor existente, modificarea biotopurilor, variația tipului și cantității de material sedimentar acumulat, toate declanșate și controlate de mișcarea oscilatorie în desfășurare.

Alte efecte ale mișcărilor oscilatorii, mai puțin spectaculoase, dar evidente, sunt reprezentate de modificările aduse profilului de echilibru al cursurilor de apă, cu stimularea sau amortizarea eroziunii, cu schimbarea sensului de curgere și a traseului. Formarea delțelor, în cazul mișcărilor pozitive, și a limanelor, estuarelor și fiordurilor, ca și a canioanelor submerse, în cazul mișcărilor negative, dezvoltarea masivă a construcțiilor recifale, etc, sunt în foarte mare măsură legate de acest tip de mișcări tectonice.

Un caz particular al mișcărilor oscilatorii negative îl reprezintă MIȘCĂRILE DE SUBSIDENȚĂ, mișcări sacadate de coborâre, manifestate în anumite bazine de sedimentare, aparent fără intervale de ridicare.

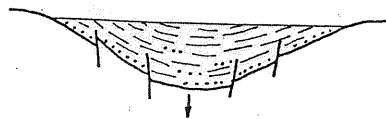


Fig. 136. Schema unui bazin de subsidență (120)

Coborârea rapidă a fundului bazinului stimulează un proces de sedimentare activă, determinând acumularea unor uriașe cantități de material sedimentar, predominant detritic. Pe măsură ce bazinul tinde să se colmateze, scufundarea se reia, procesul fiind repetat. Astfel, în condiții de subsidență, se formează stive foarte groase de depozite sedimentate ritmic,

granoclasate, fiecare ritm având, în bază, depozite grosiere (marcând paroxismul scufundării), urmate de depozite din ce în ce mai fine, unele chiar cu cărbuni (care demonstrează momente apropiate de colmatarea de moment a bazinului).

Mult timp s-a considerat că scufundarea fundului unui bazin de subsidență este determinată de greutatea sedimentelor acumulate, dar s-a constatat că subsidența se poate produce și în cazul în care rata de sedimentare este foarte redusă. Cauzele procesului sunt deci mai complexe, fiind o posibilă corelație între sedimentare și cauzele subcrustale ale procesului.

Exemple tipice ale proceselor de subsidență sunt oferite de marile bazine carbonifere ale lumii (Bazinul Donet, Bazinul Anglo-Parizian, Bazinul Dinant, Bazinul Sileziei, Bazinul Petroșani etc).

Un ultim efect al mișcărilor epirogenetice este cel observat în zonele stabile ale scoarței terestre, pe marile platforme, unde se produc deformări largi ale cuverturii sedimentare, pozitive în ANTECLIZE, negative în SINECLIZE, care întrerup orizontalitatea depozitelor. De asemenea, mișcările oscilatorii stimulează jocul pe verticală al compartimentelor unor fracturi.

Astfel, în zonele de platformă stabilă fracturate, prin mișcări oscilatorii se realizează jocuri pe verticală ale blocurilor, basculări ale acestora, compresiuni cu caracter local, cu o serie de implicații importante în evoluția stivei de depozite ale cuverturii sedimentare. Se produc diferențieri faciale importante pe distanțe relativ mici, și mai ales, o multitudine de suprafețe de discordanță induse de frecvența exondare și inundare a blocurilor, urmată de întreruperi de sedimentare, de eroziune și de reluarea sedimentării. Toate acestea se concretizează, la nivelul cuverturii sedimentare, prin structurarea unor formațiuni diferențiate, cel mai adesea cu caracter local, prin studiul cărora se pot reconstitui ritmicitatea și sensurile succesive ale procesului epirogenetic, în ansamblu.

Urmărind evoluția în timp geologic a diferitelor regiuni continentale, suntem obligați să tragem concluzia că, pe suprafața Pământului, există simultan zone de ridicare și zone de coborâre. În același timp însă, se constată, pentru anumite momente, dominarea uneia sau a alteia dintre mișcări. Mișcările oscilatorii au, în general, același sens în zonele stabile și în cele labile ale scoarței, demonstrând o anumită periodicitate și permițând corelarea evenimentelor tectonice la nivel planetar; totodată, ele se încadrează în succesiunea de cicluri tectonice majore care include, în afara mișcărilor epirogenetice, și pe cele orogenice.

Belousov apreciază pentru aceste megacicluri tectonice o periodicitate de circa 150 milioane de ani.

## MIȘCĂRILE OROGENICE

Rocile sedimentare, depuse inițial orizontal, păstrează rar această poziție. Ele apar astăzi, în cele mai multe dintre cazuri, deformată prin cutare și fracturare, în urma mișcărilor mai mult sau mai puțin intense, care le-au afectat după formare. Aceste mișcări, produse sub acțiunea forțelor endogene și care au ca urmare majoră crearea unor reliefuli puternice, alcătuind lanțuri de munți, se numesc MIȘCĂRI OROGENICE.

Din studiul scoarței terestre rezultă că, în funcție de rezultatul procesului tectonic predominant, mișcările orogenice pot genera două categorii importante de deformări ale depozitelor, și anume: deformări PLICATIVE (de cutare), în care procesul este dominat de mișcările tangențiale, cu efecte de compresiune, și deformări DISJUNCTIVE (rupturale), în care procesul tectonic este controlat de mișcări tangențiale divergente, cu efect de distensiune, și de mișcările radiare.

Este necesară precizarea că, în marea majoritate a cazurilor, mișcările orogenice de toate tipurile se manifestă simultan, deformările sau dislocațiile fiind complexe și influențându-se reciproc.

## DISLOCAȚIILE PLICATIVE

Formate sub efectul dominant al mișcărilor tangențiale de compresiune laterală, deformările sau dislocațiile plicative se caracterizează prin îndoirea stratelor, fără întreruperea continuității acestora, ducând la formarea cutelor.

Stratele, reprezentând episoade de depozite (în general sedimentare) cu caracter mai mult sau mai puțin omogen, au la scară redusă un comportament rigid. La scară mare și în intervale lungi de timp ele devin plastice, putând fi curbate, mai slab sau mai puternic, în funcție, pe de o parte de amploarea forțelor de compresiune, pe de altă parte de gradul de rezistență al rocii afectate. Procesul, în afara presiunii litostatice și stressului, este facilitat de un conținut ridicat de fluide și de temperatură. Rezultatul procesului este reprezentat de cute și de flexuri.

## CUTELE

Forma elementară a dislocațiilor plicative este cuta. În raport cu deplasarea depozitelor în cutare față de planul orizontal, distingem două categorii de cute:

- ANTICLINALUL, o cută ridicată, cu partea convexă în sus, în care stratele înclină divergent (anti + clinal), începând de la partea superioară, în centrul cutoi apărând depozite din ce în ce mai vechi.

- SINCLINALUL, o cută coborâtă, cu concavitatea în sus, cu strate care înclină convergent, în partea superioară (sin + clinal), în centrul cutoi apărând depozite din ce în ce mai noi.

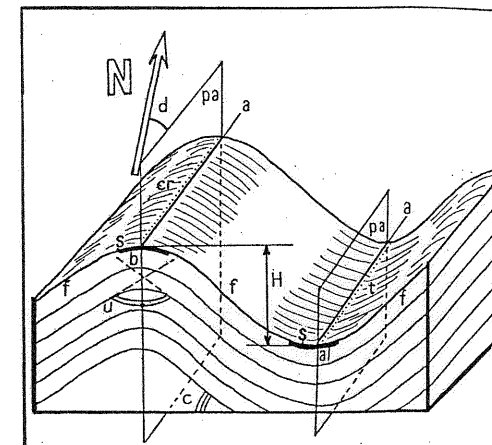


Fig. 137. Elementele unei cutoi

- s = șarnieră
- p.a. = planul axial
- a = axul cutoi
- f = flanc
- b = bolta anticlinalului
- cr = creasta anticlinalului
- al = albia sinclinalului
- t = talpa sinclinalului
- d = direcția cutoi
- u = unghiul cutoi
- c = căderea (inclinarea) flancului

## Alcătuirea cutelor

La o cută, fie anticlinală, fie sinclinală, se deosebesc o serie de elemente:

- ȘARNIERA, reprezentând zona de curbură maximă a fiecărui strat, în cadrul cutoi;
- FLANCURILE, reprezentând părțile laterale ale cutoi, în care stratele sunt înclinate și care unesc două șarniere alăturate.
- PLANUL AXIAL, care este planul de unire al șarnierelor tuturor stratelor afectate de cută;
- AXUL CUTOI, reprezentând linia care indică direcția șarnierei, constând în intersecția planului axial cu suprafața planului orizontal;
- BOLTA CUTOI, care reprezintă zona de racordare a flancurilor, în cazul anticlinalului;
- ALBIA CUTOI, reprezentând zona de racordare a flancurilor, în cazul sinclinalului;
- DIRECȚIA CUTOI, care este unghiul deschis de axul cutoi cu direcția N-S geografică;
- UNGHIUL CUTOI, fiind unghiul format de cele două flancuri;

- CĂDEREA (ÎNCLINAREA), reprezentând unghiul format de un flanc, respectiv de fiecare strat care alcătuiește flancul, cu planul orizontal;
- CREAȘTA, reprezentând punctele cele mai ridicate ale unui anticlinal;
- TALPA, reprezentând punctele cele mai coborâte ale unui sinclinal;
- ÎNĂLȚIMEA CUTEI, care reprezintă distanța măsurată, în profil transversal, pe verticală, între creasta unui anticlinal și talpa sinclinalului adiacent;
- LĂȚIMEA CUTEI, reprezentând distanța măsurată pe orizontală între tălpile a două sinclinale sau între crestele a două anticlinale învecinate;
- LĂȚIMEA DESFĂȘURATĂ, constând în distanța măsurată între două cute, în lungul suprafeței de stratificație;
- SÂMBURELE ANTICLINALULUI, reprezentând rocile mai vechi, cantonate în axul anticlinalului;
- UMLUTURA SINCLINALULUI, fiind partea centrală a unui sinclinal, în care se găsesc cele mai noi depozite.

Noțiunile de șarnieră, boltă/albie, creastă/talpă, pot fi coincidente în cazul unor cute drepte simetrice, fiind însă distincte și uneori decalate prin distanțe însemnate în cazul unor cute înclinate.

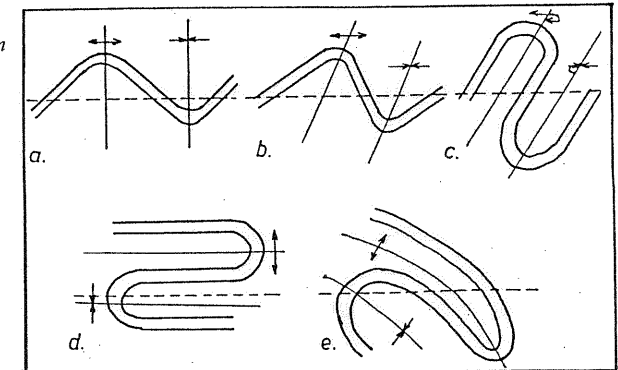
#### Clasificarea cutelor

Clasificarea cutelor se bazează pe caractere morfologice ale acestora, principalele criterii care se iau în considerație fiind raporturile planului axial cu planul orizontal, raporturile dintre flancuri, forma boltei și raporturile de grosime ale straturilor componente.

După raporturile planului axial cu planul orizontal și după simetria flancurilor, distingem:

- CUTE DREPTE (SIMETRICE), la care planul axial este vertical, iar flancurile sunt simetrice;
- CUTE ÎNCLINATE, la care planul axial este înclinat, iar flancurile sunt asimetrice;
- CUTE DEVERSATE, la care planul axial este înclinat iar flancurile ajung paralele; se mai numesc CUTE IZOCLINALE, aici putându-se separa un flanc NORMAL și unul INVERS, răsturnat;
- CUTE CULCATE, la care planul axial este orizontal, flancurile fiind suborizontale și paralele;
- CUTE RĂSTURNATE, la care planul axial este curb și coborât sub planul orizontal, ambele flancuri fiind inverse.

Fig. 138. Tipuri de cute, în funcție de raporturile planului axial cu orizontala și de simetria flancurilor



- a. Cută dreaptă.
- b. Cută înclinată.
- c. Cută deversată.
- d. Cută culcată.
- e. Cută răsturnată.

La această enumerare se pot adăuga o serie de tipuri de cute, specifice unor procese de combinare a cutelor cu dislocațiile disjunctive, cum sunt:

- CUTA LAMINATĂ, formată atunci când forțele de cutare determină întinderea și subțierea unui flanc al cutoi (efilarea lui), uneori până la dispariție;
- CUTA FALIE, care apare atunci când efortul procesului de cutare depășește rezistența rocilor, iar unul dintre flancuri este fracturat; flancul respectiv este înlocuit de un plan de falie;
- CUTA DE ÎNCĂLECARE, care reprezintă un caz particular al cutelor falii, dezvoltate mai mult sau mai puțin orizontal, și la care un flanc este mult deplasat, acoperind celălalt flanc și, eventual, și alte straturi;
- CUTA DIAPIRĂ, reprezentând cute anticlinale caracterizate prin prezența unui sâmbure de roci plastice (sare, argile), mai mobile în timpul cutării, care sunt expulzate spre suprafață, străpungând depozitele acoperitoare; sâmburele plastic determină, în zona axială, o înclinare avansată a straturilor, înclinare care scade rapid spre periferia structurii. Acest tip de cute a fost intuit și descris, pentru prima dată de Ludovic Mrazec, existența lor și modul lor de formare fiind confirmate de cercetările ulterioare, astăzi fiind unanim acceptate, pe plan mondial.

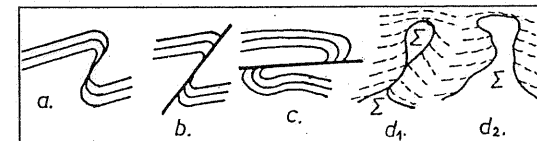


Fig. 139. Cute cu elemente rupturale

- a. Cută laminată; b. Cută falie;
- c. Cută de încălecare;
- d<sub>1</sub>, d<sub>2</sub>. Cute diapire

După raporturile dintre flancuri, se pot distinge următoarele tipuri de cute:

- CUTE NORMALE, la care anticlinalele au flancuri divergente, iar sinclinalele au flancuri convergente;

- CUTE IZOCLINALE, la care flancurile sunt paralele;
- CUTE ÎN EVANTAI (STRANGULATE), la care umplutura și sămburele sunt sugrumate, iar flancurile își schimbă continuu înclinarea;

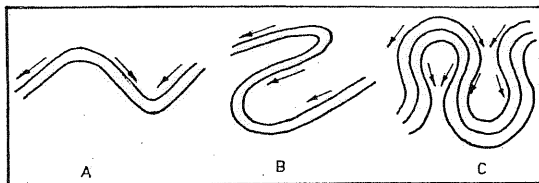


Fig. 140. Tipuri de cute, în funcție de raporturile dintre flancuri

A. Cută normală; B. Cută izoclinală; C. Cută în evantai.

În afara criteriilor de clasificare menționate, cutele se mai pot împărți, după forma boltei, în CUTE LARGI, cu bolta curbată și flancurile puțin înclinate, și CUTE STRÂNSE, cu bolta îngustă și flancuri abrupte. Se mai adaugă CUTELE ÎN FORMĂ DE CUFĂR (KOFFERFALTE), cu bolta orizontală și flancuri subverticale, CUTELE CILINDRICE, la care stratele prezintă o curbura continuă de racordare între anticlinal și sinclinal, și CUTELE TECTIFORME (în ZIG-ZAG), cu bolți relativ ascuțite și flancuri plane.

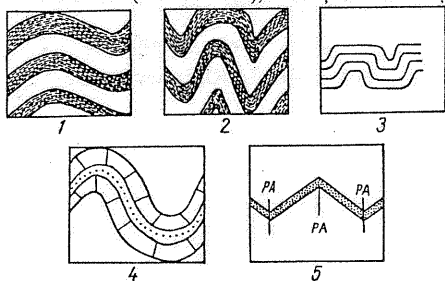


Fig. 141. Tipuri de cute în funcție de forma boltei (101)

1. Cute largi;
2. Cute strânse;
3. Cute cufăr;
4. Cute cilindrice;
5. Cute tectiforme.

După constanța grosimii stratelor, în boltă și pe flancuri, se pot distinge CUTE PARALELE, la care grosimea stratelor este constantă, limitele rămânând paralele pentru aceasta modificându-se permanent curbura șarnierelor; CUTE SIMILARE, la care curbura stratelor este constantă, în schimb grosimea pe flancuri este mai mică decât grosimea stratelor în boltă sau în albie; CUTE CONSEDIMENTARE, la care grosimea stratelor crește progresiv dinspre bolta anticlinalelor spre albia sinclinalelor datorită ridicării sămburelui anticlinalului în același timp cu acumularea de sedimente în sinclinal.

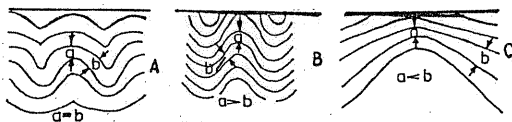


Fig. 142. Tipuri de cute după constanța grosimii stratelor. (116): A. Cute paralele; B. Cute similare; C. Cute consedimentare.

În funcție de răspunsul la efort al întregului ansamblu de strate din componența unor cute, acestea pot fi CUTE ARMONICE, cute similare care prezintă pe mari întinderi și pe grosime același mod de deformare, și CUTE DISARMONICE, care, datorită competenței diferite a rocilor din stratele cutate, răspund în mod diferit la proces, producând cute cu răză mare de curbură în rocile rigide și cute strânse în rocile mai puțin competente (mai plastice).

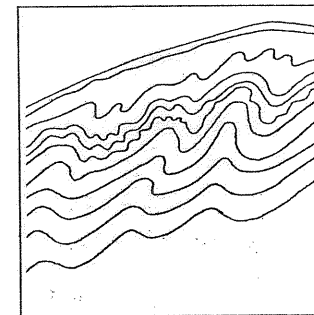


Fig. 143. Cute disarmonice. (desen după fotografie)

Tot cute disarmonice sunt și cutele gravitaționale care nu sunt conforme cu deformarea suportului pe care glisează, sau cutele de hidratare, însă și unele și altele sunt cute false, nefiind produse din cauze tectonice.

Cutele nu se dezvoltă la infinit. În zonele în care eforturile tectonice încetează sau în care, din diferite cauze, cutarea nu se mai produce, cutele se amortizează, deformările estompându-se, formându-se zone de închidere a cutelor.

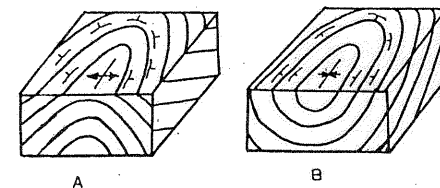


Fig. 144. Închideri de cute. A. Închidere periclinală; B. Închidere centriclinală.

Închiderea cutelor se manifestă prin scăderea unghiului de înclinare a flancurilor, în același timp cu reorientarea vectorilor de direcție și racordarea celor două flancuri. În cazul anticlinalelor, închiderea cutei determină ca zona de racordare a flancurilor să încline spre exterior, spre periferie, închiderea fiind numită PERICLINALĂ (înclinată spre periferie). În cazul sinclinalelor, înclinarea zonei de racordare a flancurilor se face către axul cutei, către centrul acesteia, închiderea numindu-se CENTRICLINALĂ.

Amortizarea cutei, constând în reducerea progresivă a diferenței de înălțime dintre cută și suprafața orizontală de referință, se realizează, în lungul axului, după un unghi numit unghi de plonj axial sau pur și simplu PLONJ.

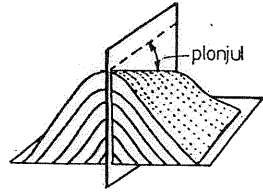


Fig. 145. Plonjul axial al unui anticlinal (125)

În funcție de raportul dintre lungimea cutei, între două zone de închidere, și lățimea ei, se pot distinge:

- CUTE LUNGI, la care lungimea este de cel puțin două ori mai mare decât lățimea;
- BRAHICUTE (CUTE SCURTE), la care lungimea reprezintă de două ori lățimea;
- CUTE CIRCULARE (DOMURI, CUVETE), la care lungimea este egală cu lățimea.

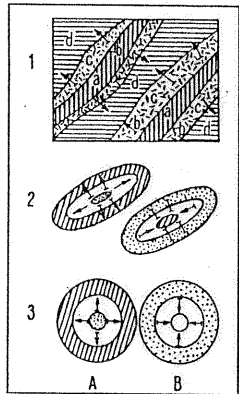


Fig. 146. Tipuri de cute după raportul lungime/lățime

1. Cute lungi; 2. Brahicute; 3. Cute circulare.

A. Anticlinal; B. Sinclinal.

A, b, c, d. Strate antrenate în cutare.

Unghiul de plonj crește de la cutole lungi, spre cele circulare, la care plonjul ajunge egal cu unghiul de cădere al flancurilor.

#### Asociații de cute și stiluri de cutare

În general, cutole nu apar izolate, ci grupate în sisteme complexe, în cadrul zonelor de orogen. În majoritatea cazurilor, cutole formează asociații de anticlinale alternate cu sinclinale, alcătuind fascicule de cute dispuse în diferite poziții relative:

- CUTE PARALELE, relativ egale, cu zone de închidere aflate aproximativ pe aceleași aliniamente;

- CUTE ÎN RELEU, cu axe paralele, dar cu zone de închidere decalate progresiv;
- CUTE ÎN VIRGAȚIE, la care axele se racordează, formând fascicule;
- CUTE AMIGDALOIDE, caz particular al cutelor în virgație, în care fasciculele divergente la un moment dat se regrupează într-o axă unică.

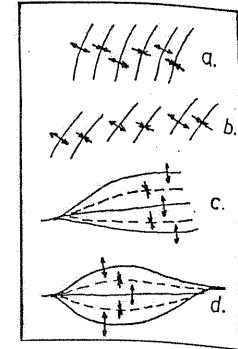
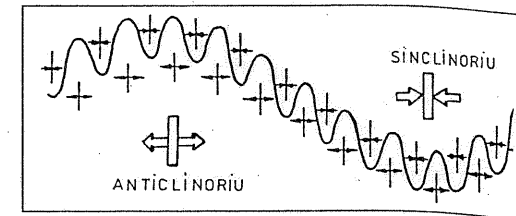


Fig. 147. Grupări de cute observate în plan.

- a. Cute paralele.
- b. Cute în releu.
- c. Cute în virgație.
- d. Cute amigdaloid.

În unele situații, o succesiune de cute anticlinale și sinclinale asociate poate fi ridicată sau coborâtă la înălțimi diferite, determinând apariția unor megastructuri numite ANTICLINORII, când zona centrală este mai ridicată, și SINCLINORII, când zona centrală este mai coborâtă.

Fig. 148. Ansamblu anticlinoriu / sincliniu observat în secțiune verticală



Desigur, în cadrul megastructurilor de tip anticlinoriu sau de tip sincliniu, cutole își păstrează fiecare caracteristicile proprii, cu observația că, în general, se încadrează în aceleași tipuri, pentru întreg ansamblul.

În analiza cutelor și a asociațiilor de cute, ținându-se seama de predominarea unuia sau a altuia dintre tipurile de cute, au fost separate o serie de STILURI de cutare, stiluri care definesc diferite zone de orogen de pe glob, de la care, de altfel, își preiau și numele. Astfel, putem distinge:

- STILUL JURASIAN, care reprezintă o succesiune de cute drepte, normale și simetrice, adesea faliate.

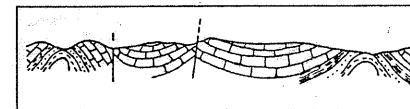


Fig. 149. Cutări în stil jurasian (116)

O variantă a stilului jurasian o reprezintă stilul SAXON, în care anticlinalele largi sunt separate prin sinclinale înguste (stil saxon dejectiv) sau sinclinale largi sunt separate prin anticlinale înguste (stil saxon ejectiv);

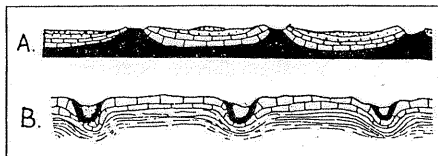


Fig. 150. Stilul saxon de cutare (77)

- A. Stil ejectiv.  
B. Stil dejectiv.

- STILUL ALPIN sau IZOCLINAL, care cuprinde o succesiune de cute izoclinale, uneori puternic deversate; acest stil a fost descris de Emil Haug, în zona Alpilor elvețieni;

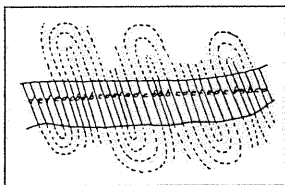


Fig. 151. Stilul alpin (116)

- STILUL PROVENSAI sau AMPILAJ, care grupează asociații de cute culcate, adesea cu șarnierele anticlinalelor îndepărtate prin eroziune;

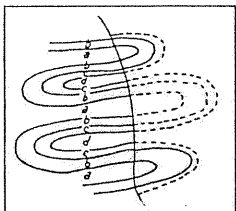


Fig. 152. Stilul provensal (116)

- STILUL IMBRICAT, care grupează asociații de cute falii și cute solzi; stilul este frecvent în Carpații Orientali, de asemenea, în Alpii Orientali;

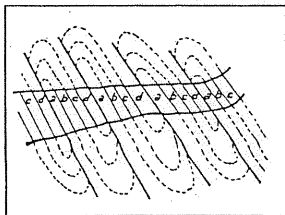
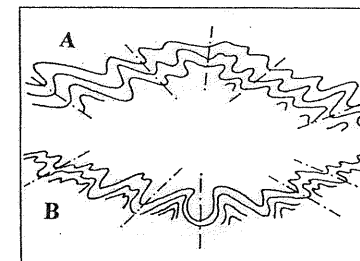


Fig. 153. Stilul imbricat (116)

- STILUL BILATERAL, care grupează cute deversate în sens opus, de o parte și de alta a axului sistemului orogen;

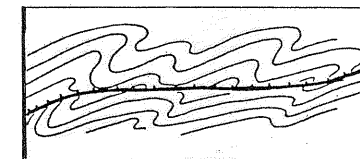
Fig. 154. Stilul bilateral (deversat) (116)

- A. În anticlinoriu.  
B. În sinclinoriu.



- STILUL ȘARIAT, dezvoltat în zonele puternic tectonizate; procesele foarte intense rup zona în două sectoare cutate, suprapuse unul peste celălalt.

Fig. 155. Stilul șariat.



Lanțurile montane sunt rareori formate din grupări de cute omogene. Cel mai frecvent, în alcătuirea lor, se identifică situații complexe, cu frecvente combinații de stiluri sau treceri de la un stil la altul, cu atât mai mult în cazul în care regiunea afectată este ridicată prin cumulara mai multor cicluri orogenice suprapuse. Procesele sunt influențate și de competența rocilor afectate, fiecare tip de rocă determinând reacții specifice.

#### Vârsta cutelor

Procesul de cutare este îndelungat, având loc în timpul unor fenomene orogenice ample. Este foarte importantă stabilirea momentului în care a avut loc cutarea, moment întotdeauna urmat de consecințe ce pot inversa evoluția ulterioară a regiunii.

Momentul cutării va fi întotdeauna mai recent decât cel mai nou strat afectat de cutare și mai vechi decât cel mai vechi strat acoperitor necutat.

Pe aceste criterii a fost posibilă stabilirea ciclurilor tectonice majore, care au determinat procesele orogenice și ridicarea structurilor muntoase, în ansamblu.

#### CUTE NETECTONICE

În afara cutelor de origine tectonică, sunt situații în care apar structuri cutate, formate în urma altor procese, netectonice. Acestea, numite CUTE FALSE, se datorează, în general, unor procese exogene și au un caracter accidental și extindere locală. Astfel, se pot distinge:

- CUTE DE MULAJ, reprezentând cute false formate prin sedimentarea unor depozite pe suprafața ondulată a unui paleorelief, pe care îl îmbracă;

- ANTICLINALE DE VALE, reprezentând cute false formate în condițiile unor depozite relativ plastice, în urma erodării unor văi, ca reacție la descărcarea de presiune, prin ridicarea rocii plastice în zona erodată;

- CUTE DE HIDRATARE, formate prin recristalizarea unor săruri, cu creștere de volum, fără deranjarea depozitelor din culcuș și din coperiș. Se mai numesc CUTE ENTEROLITICE, fiind produse în interiorul unor roci, fără afectarea celorlalte;

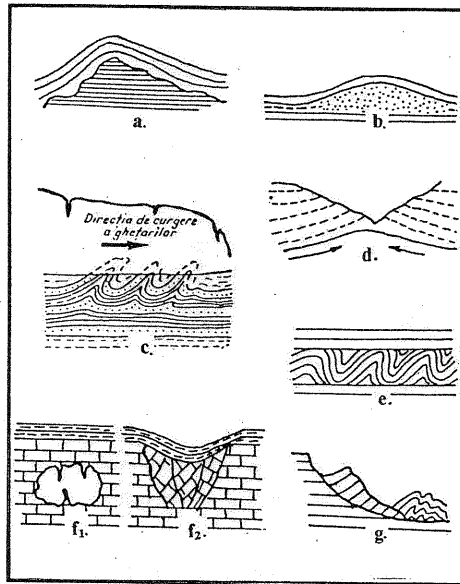


Fig. 156. Tipuri de cute false (netectonice).

- Cută de mulaj;
- Cută de tasare;
- Cute de raclaj glaciari;
- Anticlinale de vale;
- Cute de hidratare;
- Cute de prăbușire ( $f_1$  - înainte de prăbușire;  $f_2$  - după prăbușire);
- Cute de alunecare.

- CUTE DE TASARE, reprezentând undulații ale unor strate determinate de tasarea diferențiată a depozitelor subiacente, cu porozități diferite;

- CUTE DE ALUNECARE (DE ÎMPINGERE), care sunt cute false formate prin vâlurirea unor depozite împinse gravitațional, într-un proces de alunecare, sau produse de procesul de raclare a unor depozite incompetente preexistente de către o limbă de gheață;

- CUTE DE PRĂBUȘIRE, cute false formate prin scufundarea unor depozite de coperiș, în urma prăbușirii unor goluri carstice.

## FLEXURILE

Un al doilea tip de dislocații plicative îl reprezintă flexurile. Acestea sunt dislocații simple, constând în îndoirea unor strate orizontale, în urma acțiunii unor forțe predominant radiare. În proces se formează două compartimente situate la înălțimi diferite, legate printr-un flanc de racordare (numit uneori și CUTĂ MONOCLINALĂ), care poate păstra grosimea inițială a stratelor sau poate să sufere procese de întindere sau de laminare. Frecvent, flexurile tind să treacă în dislocații rupturale, prin cedarea rezistenței la întindere a depozitelor.

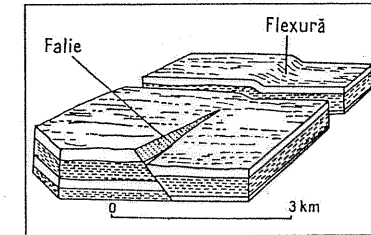


Fig. 157. Flexură și tranziția de la flexură la falie (126)

Adesea flexurile reprezintă zone de amortizare ale unor falii. De aceea, flexurile pot fi considerate ca dislocații cu efect dublu, plicativ-disjunctiv.

## DISLOCAȚII RUPTURALE (DISJUNCTIVE)

Spre deosebire de dislocațiile plicative, care nu întrerup continuitatea stratelor, dislocațiile rupturale sunt caracterizate prin apariția unor suprafețe de ruptură. Producerea dislocațiilor rupturale este rezultatul depășirii rezistenței rocilor la eforturile la care sunt supuse. Se formează fracturi, de tensiune - când rocile sunt supuse unor forțe de întindere - sau de tracțiune ori de forfecare - când rezultă din compresiune sau din torsiune.

Fracturile sunt urmate sau nu de deplasări ale compartimentelor separate. Din acest punct de vedere, dislocațiile neurmte de deplasări sunt numite FISURI, cele urmate de deplasări, în funcție de amploarea și sensul deplasării compartimentelor, reprezintă FALIILE și DECROȘĂRILE.

## FISURILE

Fisurile sunt dislocațiile rupturale cele mai frecvente, reprezentând fracturări sau întreruperi ale continuității depozitelor, de dimensiuni foarte variate, neurmte de deplasări observabile ale compartimentelor sau cu deplasări nesemnificative. Fisurile pot fi produse din



cauze foarte variate, de natură endogenă sau de natură exogenă; pot apărea în urma procesului de uscarea al rocilor, prin contractarea acestora în urma răcirii, prin diageneză, prin recristalizări cu reducere de volum, etc, dar cele mai importante sunt fisurile produse în urma eforturilor tectonice. Prin eforturi tectonice se formează sisteme de fisuri care, în ansamblu, alcătuiesc CLIVAJUL ROCILOR (noțiune net diferită de clivajul mineralelor).

După raporturile în care fisurile se găsesc cu stratificația se disting fisuri LONGITUDINALE (orientate paralel cu direcția stratelor), fisuri TRANSVERSALE (orientate perpendicular pe direcția stratelor), fisuri OBLICE, ca și fisuri PARALELE cu stratificația (orizontale sau înclinate).

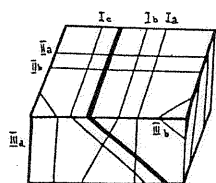


Fig. 158. Tipuri de fisuri în funcție de planul de stratificație (96)

I. Longitudinale; II. Transversale; III. Oblice.  
a. Verticale; b. Înclinate; c. Paralele cu stratificația.  
Planul de stratificație este îngroșat.

Studiul fisurației permite determinarea orientării forțelor care au provocat dislocațiile tectonice. De asemenea, fisurația asigură căile de migrație a apelor subterane și a soluțiilor hidrotermale sau a apelor mineralizate exogen.

Frecvent fisurile sunt umplute cu material secundar, cel mai adesea precipitat chimic (autigen), dar și de proveniență allogenă, în unele situații. Fisurile umplute se numesc DIACLAZE și duc la consolidarea rocii, cu refacerea formală a continuității. În speologie, termenul de **diaclază** este extins ca înțeles, denumind și fisurile deschise. Una și aceeași rocă poate fi supusă succesiv mai multor procese de fisurare, cu aceleași cauze sau cu cauze diferite, analiza ordinii de formare și diaclazare a fisurilor putând să precizeze sensul evoluției geologice a stratului și, implicit, a întregii regiuni.

## FALIILE

Faliile sunt dislocații rupturale sau fracturi însoțite de o deplasare relativă a compartimentelor, în special în plan vertical. Procesul determină nu numai o discontinuitate materială, ca în cazul fisurilor, ci și o discontinuitate spațială, bine evidențiată de observarea decalajului înregistrat între elementele spațiale ale unui orizont reper.

## Alcătuirea și elementele faliilor

Ruperea și deplasarea compartimentelor se face după o suprafață de ruptură numită PLAN DE FALIE, care va separa două compartimente, unul CĂZUT, deplasat prin scufundare în comparație cu celălalt compartiment, RIDICAT. În cazul faliilor la care planul de falie este înclinat, compartimentele se pot defini și în funcție de poziționarea lor față de planul de falie. Compartimentul situat deasupra planului de falie se numește compartiment de (A)COPERIȘ, iar cel situat sub planul faliei, se numește compartiment de CULCUȘ.

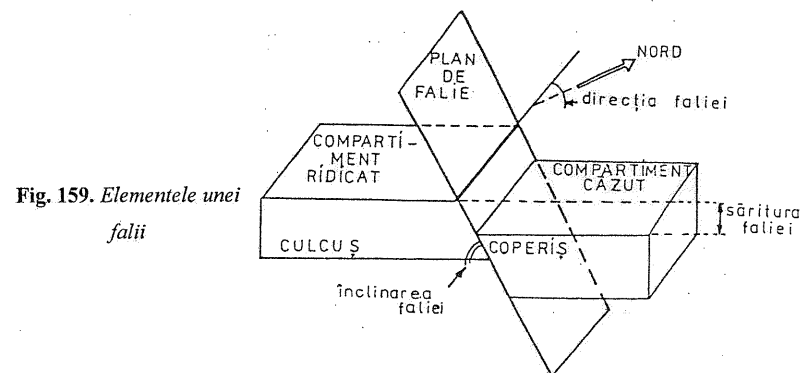


Fig. 159. Elementele unei falii

Valoarea denivelării celor două compartimente alcătuiește SĂRITURA FALIEI și se măsoară între aceleași elemente reper considerate în ambele compartimente (fie de la baza unui strat, fie de la coperișul lui, fie după un anumit orizont). Se poate deosebi o săritură verticală și un ansamblu de sărituri orizontale (laterale sau transversale). Compunerea spațială a săriturii verticale și a săriturilor orizontale determină SĂRITURA REALĂ (TOTALĂ) a faliei.

Frecvent, la contactul compartimentelor cu planul de falie, stratele se încovoiază în sensul deplasării relative, alcătuind PIPA STRATULUI FALIAT. Aceasta este întâlnită în cazul depozitelor cu un grad mai ridicat de plasticitate.

Planul faliei poate fi lustruit în urma frecării componentelor, realizând OGLINZI DE FRICȚIUNE, sau să fie zgâriat în sensul deplasării compartimentelor.

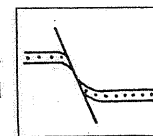


Fig. 160. Pipa faliei

Intersecția planului de falie cu suprafața topografică sau proiecția acestei intersecții în plan orizontal reprezintă LINIA DE FALIE.

În funcție de unghiul format de direcția nord-sud cu linia de falie, se stabilește DIRECȚIA FALIEI.

Faliile pot prezenta un plan de falie unic dar sunt frecvente situațiile în care planul de falie reprezintă sinteza unor suprafețe minore de ruptură, care determină între marginile compartimentelor o zonă de zdrobire, numită BRECIU DE FALIE, uneori extinsă pe grosimi de zeci de metri.

**Clasificarea și asocierea faliilor**

Clasificarea faliilor se face pe criterii legate de raporturile dintre diferitele componente. Astfel, se pot deosebi:

- FALII VERTICALE, la care planul de falie este vertical;
- FALII ÎNCLINATE, la care planul de falie este înclinat față de planul vertical;

F-163

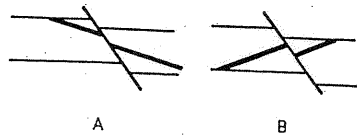


Fig. 161. Tipuri de falii după poziția planului de falie

A. Falie verticală; B. Falie înclinată

În cazul faliilor înclinate, dependent de forțele principale care duc la falier și implicit după raporturile compartimentelor față de planul de falie, putem distinge:

- FALII NORMALE, rezultate în urma forțelor de tensiune, la care compartimentul căzut este în acoperiș, între elementele reper proiectate în plan apărând un hiatus.
- FALII INVERSE, rezultate în urma forțelor de compresiune, la care compartimentul căzut este în culcuș, elementele reper proiectate în plan repetându-se.

F. 164

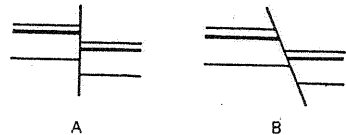


Fig. 162. Tipuri de falii după poziția compartimentelor față de planul de falie

A. Falie normală; B. Falie inversă

Un caz particular îl reprezintă faliile cu plan de falie curb, concav spre partea superioară, la care planul de ruptură se aplatizează în adâncime.

Pentru aceste situații se utilizează termenul „LISTRIC”, putându-se separa falii listrice normale și falii listrice inverse sau încălecări listrice.

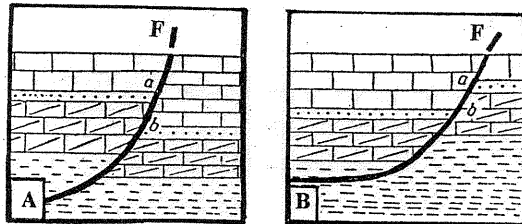


Fig. 163. Falii listrice (198)

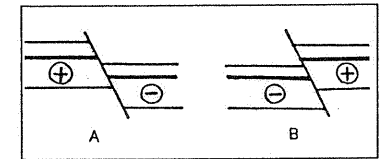
B. Falie listrică normală.  
A. Încălecere listrică.  
a-b. Săritura faliei.

În funcție de relația dintre planul de falie și înclinarea straturilor faliatate, putem distinge:

- FALII CONFORME, când înclinarea planului de falie are același sens cu înclinarea straturilor faliatate;
- FALII CONTRARE, când sensul înclinării planului de falie este contrar sensului înclinării straturilor.

Fig. 164. Tipuri de falii separate după raportul dintre înclinarea planului de falie și înclinarea straturilor intersectate.

A. Falie conformă; B. Falie contrară.



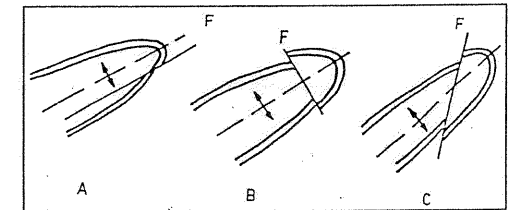
F. 162

În cazul depozitelor cutate, faliile se pot clasifica și după raporturile dintre direcția faliei și direcția structurilor plicative intersectate. Astfel, pot fi separate:

- FALII LONGITUDINALE, cu linia de falie paralelă cu axele cutelor;
- FALII TRANSVERSALE, cu direcția faliei perpendiculară pe axele cutelor;
- FALII OBLICE, cu direcția aflată sub un unghi oarecare față de direcția cutelor.

Fig. 165. Tipuri de falii după raportul dintre direcția faliei și axele structurilor cutate.

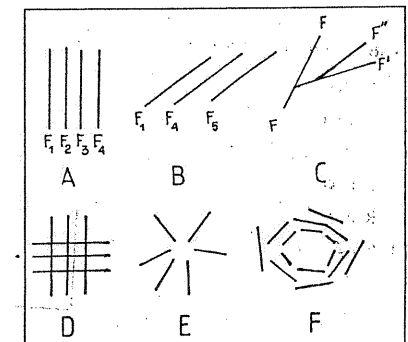
A. Falie longitudinală;  
B. Falie transversală;  
C. Falie oblică.



Ca și cutele, faliile apar, destul de frecvent, asociate în sisteme de falii. După poziționarea în plan a liniilor de falie asociate, acestea pot fi:

Fig. 166. Grupări de falii.

- A. Paralele;
- B. În releu;
- C. În virgatie;
- D. În rețea;
- E. Radiare;
- F. Poligonale.



- FALII PARALELE, reprezentând falii dezvoltate paralel, cu punctele extreme de amortizare situate pe același aliniament;

- FALII ÎN RELEU, reprezentând sisteme de falii paralele, cu punctele de amortizare decalate unul în raport cu altul;

- FALII ÎN VIRGAȚIE, reprezentând linii de falie ramificate;

- FALII ÎN REȚEA, reprezentând sisteme de falii mai mult sau mai puțin paralele, intersectate aproximativ în unghi drept;

- FALII RADIARE, dispuse cu planele divergente față de un punct central;

- FALII CONCENTRICE (POLIGONALE), dezvoltate în jurul unui sector central.

După amplitudinea săriturii și după sensul acesteia, frecvent, asociațiile de falii formează trepte, cu deplasări progresive de același sens, determinând o fizionomie specifică a structurilor. Astfel, se poate individualiza un HORST, reprezentând un compartiment ridicat, flancat de falii în trepte, cu cădere din ce în ce mai pronunțată, sau un GRABEN, reprezentând un sector scufundat, flancat de falii în trepte, din ce în ce mai ridicate. Asociațiile de falii de tip HORST-GRABEN sunt, în general, rezultatul unor stressuri omogen aplicate ceea ce face ca tipurile de falii cuprinse să fie similare. Astfel, structurile de distensiune vor grupa sisteme de falii normale, atât în horst cât și în graben, iar structurile de compresiune vor grupa falii inverse.

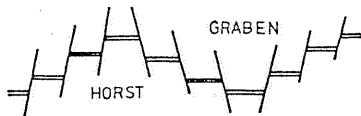


Fig. 167. Asociații de falii în trepte, observate în secțiune.

Grupările de falii sunt caracteristice atât zonelor de orogen, în care apar preferențial sisteme de falii paralele, în releu sau în virgație suprapuse peste deformări plicative, împreună cu care determină structuri complexe, cât și zonelor de platformă, în care se formează frecvent sisteme de falii în rețea, care duc la compartimentarea platformei într-un mozaic de blocuri ridicate în alternanță cu blocuri scufundate.

## DECROȘĂRILE

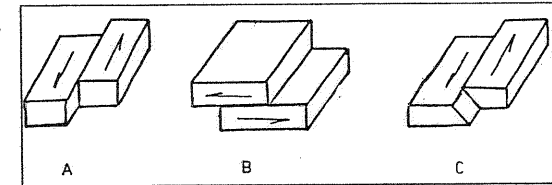
Decroșările reprezintă un caz particular al faliilor, fiind fracturi la care compartimentele se deplasează numai în plan orizontal, sub acțiunea forțelor tangențiale, fără

a suferi o ridicare sau o coborâre relativă evidentă. Se mai numesc și FALII TRANSCURENTE.

După poziția planului de ruptură (PLAN DE DECROȘARE), acestea pot fi VERTICALE, ORIZONTALE și ÎNCLINATE.

Fig. 168. Tipuri de decroșare după poziția planului de glisare.

A. Verticale;  
B. Orizontale;  
C. Înclinate.



Observate în plan orizontal, după sensul aparent de rotație a compartimentelor, decroșările pot fi:

- DEXTRE, dacă deplasarea compartimentelor se realizează în sensul acelor de ceasornic;

- SENESTRE, cu rotire în sens antiorar a compartimentelor.

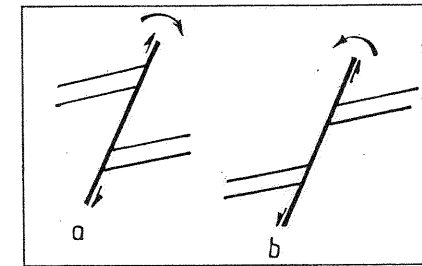
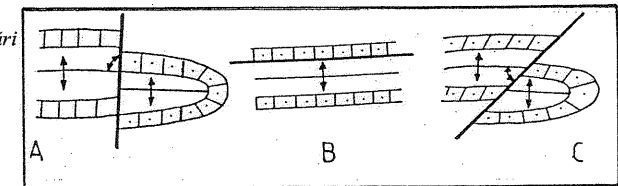


Fig. 169. Tipuri de decroșare după sensul aparent de rotație (96)

Ca și în cazul faliilor, în funcție de direcția stratele cutate, putem distinge DECROȘĂRI LONGITUDINALE, TRANSVERSALE și OBLICE.

Fig. 170. Tipuri de decroșări în funcție de axele structurilor cutate (116)

A. Perpendiculară;  
B. Paralelă;  
C. Oblică.



De cele mai multe ori, fracturile cu compartimente mobile întrunesc și caracterul de falie și pe cel de decroșare, deplasarea compartimentelor realizându-se atât pe verticală cât și în plan orizontal.

Ca și în cazul dislocațiilor plicative, în cazul fisurilor, faliilor și decroșărilor, aprecierea momentului în care s-a produs procesul de fractură se face prin stabilirea vârstei celor mai noi depozite fracturate și a celor mai vechi depozite acoperitoare neafectate de proces.

### PÂNZE TECTONICE

O categorie aparte de deformări rezultate din mișcările orogenice o constituie PÂNZELE TECTONICE, care însumează atât deformări plicative de anvergură, cât și deformări rupturale extrem de ample, cu deplasări pe distanțe mari ale maselor de rocă afectate.

Prin termenul de pânză tectonică se înțelege o suprapunere amplă a unor porțiuni de scoarță terestră peste alte porțiuni de scoarță care, în condiții normale, ar trebui să fie alături.

Pânza alcătuiește o unitate tectonică **allohtonă**, care s-a deplasat din poziția inițială pe distanțe de câteva ori mai mari decât grosimea, în lungul unui plan, care o pune în contact cu un suport străin, aparent imobil, care devine **autohton**.

Fenomenul este grandios, determinând deplasări de depozite de ordinul kilometrului sau al zecilor de kilometri.

După mecanismul general de deplasare se pot separa două categorii de pânze, și anume: PÂNZELE DE ACOPERIRE la care deplasarea se face printr-o cută culcată cu avansare progresivă și PÂNZELE DE ȘARIAJ, la care înaintarea se produce în lungul unei suprafețe de ruptură.

### PÂNZELE DE ACOPERIRE

Pânzele de acoperire sunt, de fapt, cute izoclinale culcate, de mari proporții, care acoperă prin flancul răsturnat una sau mai multe structuri. Iau naștere sub acțiunea unor împingeri tangențiale, prin înaintarea continuă a flancului normal și răsturnarea lui progresivă în zona șarnierei, în așa fel încât se așterne progresiv peste structurile din față.

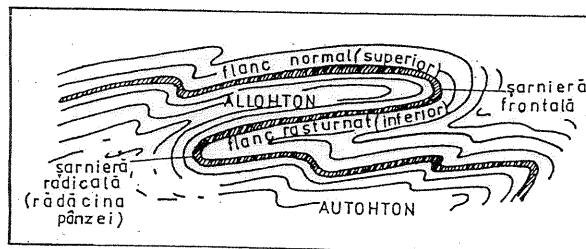


Fig. 171. Secțiune schematică printr-o pânză de acoperire.

La o pânză de acoperire se pot deosebi următoarele elemente:

- Flancul normal;
- Flancul invers (răsturnat);
- Șarniera radicală, reprezentând zona de racordare a cutei culcate cu structurile acoperite;
- Șarniera frontală, reprezentând punctul maxim de avansare a cutei culcate;
- Lățimea de acoperire, reprezentând distanța orizontală dintre șarniera radicală și cea frontală;
- Înălțimea pânzei, reprezentând distanța dintre punctul cel mai înalt al pânzei și autohton.

Din proces rezultă două compartimente majore:

- ALLOHTONUL (pânza propriu-zisă), reprezentând masa de roci deplasate;
- AUTOHTONUL, reprezentând masa de structuri relativ fixe, acoperite de allohton.

### PÂNZELE DE ȘARIAJ

Pânzele de șariaj sunt mase de roci, de mare amploare, care își păstrează în totalitate sau parțial structurile inițiale, împinse pe distanțe mari peste structuri învecinate, în lungul unor suprafețe de ruptură. Ar putea fi asimilate cu niște cuto de încălecare de dimensiuni foarte vaste. De pânzele de acoperire se deosebesc, în primul rând, prin absența flancului răsturnat, care este înlocuit prin **planul de șariaj** (suprafața de ruptură), și în al doilea rând prin dimensiunile mult mai ample.

Ca și în cazul pânzelor de acoperire, la pânzele de șariaj se distinge o unitate relativ stabilă, numită **AUTOHTON**, total sau parțial acoperită de unitatea deplasată, numită **ALLOHTON**, care reprezintă corpul propriu-zis al pânzei de șariaj.

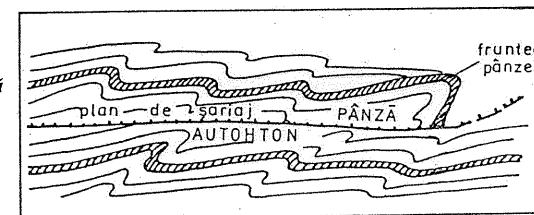


Fig. 172. Secțiune schematică printr-o pânză de șariaj.

În marea majoritate a cazurilor, allohtonul și autohtonul aparțin unor unități paleogeografice diferite. Deplasarea realizată în lungul unui PLAN DE ȘARIAJ este atât de

amplă, încât nu se mai poate reconstitui contactul inițial dintre autohton și pânză, fiind imposibilă stabilirea unei zone de rădăcină.

Partea cea mai avansată a pânzei de șariaj este numită **FRUNTEA PÂNZEI** (FRONTUL DE EROZIUNE).

În majoritatea cazurilor, pânzele de șariaj sunt supuse unui proces de eroziune activă, procesul de denudare intersectând frecvent planul de șariaj, mai ales în zona de frunte a pânzei, dar și în zone mediane. În acest din urmă caz, prin eroziune pot fi îndepărtate total porțiuni din pânză, formând așa-numitele **FERESTRE TECTONICE**, în care autohtonul iese la zi de sub allohton. Atunci când eroziunea modelează inflexiuni ale frunții pânzei, cu aspect de golf, se utilizează termenul de **SEMIFEREASTRĂ**. Între semifereestre se poate contura o porțiune avansată de pânză, numită **CAP TECTONIC**, care păstrează legătura cu corpul pânzei.

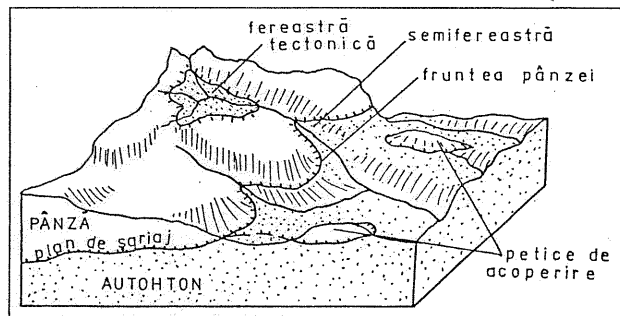


Fig. 173. Elemente morfologice ale unei pânze de șariaj.

Sunt situații în care, în urma eroziunii puternice, deasupra planului de șariaj rămân insule izolate de allohton, numite **PÉTICE DE ACOPERIRE**. Se mai utilizează pentru acești martori de eroziune și termenul de **KLIPPĂ**, dar datorită faptului că termenul mai are și înțelesul de bloc de mari dimensiuni, prins într-o masă de depozite în maniera unui element clastic într-o rocă, pentru evitarea echivocului nu este recomandabilă folosirea lui.

În general, în fiecare unitate a unei pânze de șariaj, se păstrează mai mult sau mai puțin structurile proprii fiecărui domeniu, existente înaintea procesului de șariaj.

În multe situații, translarea allohtonului peste autohton poate determina apariția unor procese secundare, de mai mică amploare, reprezentate prin **digitații** și **duplicaturi**.

**DIGITAȚIILE** sunt încălecări secundare în cadrul masei de roci a pânzei, uneori cu extindere pe mai mulți kilometri.

**DUPLICATURILE** sunt dedublări cu caracter de încălecare ale unor segmente ale autohtonului.

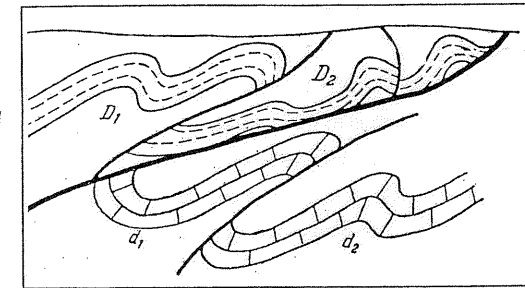


Fig. 174. Structuri secundare în alcătuirea pânzelor (98)

$D_1, D_2$  = digitații;  $d_1, d_2$  = duplicaturi.

În situații complexe, șariajul poate fi format din mai multe pânze suprapuse, unele cu caracter de **SUPRAPÂNZĂ**, încălecate peste pânza principală, altele funcționând ca **PARAAUTOHTON**, situate între autohton și pânza principală.

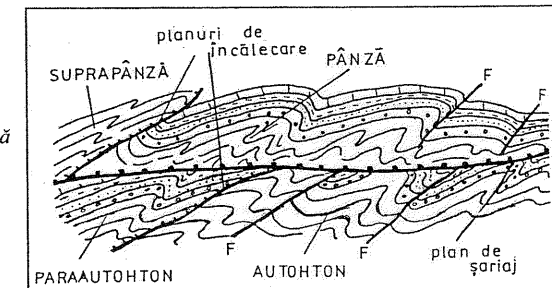


Fig. 175. Secțiune schematică printr-un șariaj complex

F = falii de încălecare

Amplora și varietatea proceselor de șariaj permit o ierarhizare a pânzelor de șariaj fie pe criterii geometrice, fie pe criterii genetice. Astfel pot fi enumerate:

- **Pânze de supracutare** = **pânze de șariaj de gradul I**, formate prin exagerarea unei cute deversate, evoluată în cută de încălecare.

- **Pânze de forfecare** = **pânze de șariaj de gradul II**, formate prin exagerarea unei falii inverse de înclinare mică. Sunt, în general independente de procesele de cutare, putând fi generate prin **forfecare inițială**, în depozite necutate sau prin **forfecare subsecventă**, după deformarea depozitelor în procese anterioare șarierii.

- **Pânze de decolare** = **pânze de șariaj de gradul III**, formate prin desprinderea unor pachete de depozite de pe substratul inițial și punerea lor în loc într-o poziție nouă, fie ca efect al unor forțe tangențiale centripete, fie prin deplasare gravitațională.

- **Pânze complexe**, acele pânze rezultate din combinarea mai multor mecanisme.

Plecând de la alcătuirea structurală a pânzelor, se pot deosebi **pânze de soclu** care antrenează în allohton porțiuni ale fundamentului cristalin, și **pânze de cuvertură**, formate exclusiv din depozite sedimentare.

Încălecările și șariajele sunt fenomene frecvent întâlnite în zonele orogenice de toate vârstele și din toate zonele lumii.

Cele mai impresionante și cele mai bine cunoscute sunt cele legate de orogeneza Alpină, în Alpii Orientali și în Carpați.

În țara noastră este demonstrată structura în pânze a Carpaților Orientali, Meridionali și a Munților Apuseni. Una dintre cele mai mari pânze cunoscute în lume este Pânza Getică din Carpații Meridionali, urmărită pe o distanță de 200 km, cu o lățime minimă a șariajului de 50-60 km, peste Autohtonul numit Danubian.

Se apreciază că grosimea inițială a corpului Pânzei Getice a fost de 6000 m. Șariajul a avut loc în fazele Austriacă ( $K_1 / K_2$ ) și Laramică ( $K_2 / Pg$ ) ale ciclului orogenic Alpin.

Eroziunea a determinat apariția unei succesiuni de ferestre și semiferestre tectonice și de petice de acoperire, cel mai amplu fiind cel care alcătuiește Masivul Godeanu.

Fenomenul, deosebit de amplu, a determinat apariția de procese secundare, constând în separarea unei pânze Supragetice (parte componentă a pânzei Getice), supraîncălecată în zona vestică a pânzei, și a Para-autohtonului de Severin (pânză de împingere a unei părți a autohtonului, odată cu punerea în loc a pânzei).

În cazul pânzelor de șariaj, în care adesea depozite mai vechi sunt împinse peste depozite mai noi, aprecierea momentului de producere se face în funcție de cele mai noi depozite ale autohtonului acoperite de pânză și de cele mai vechi depozite care acoperă în egală măsură atât pânza cât și autohtonul.

## METAMORFISMUL - EFECT AL PROCESELOR DE DINAMICĂ INTERNĂ

Încercând o concluzie asupra ansamblului de procese legate de dinamica internă a scoarței terestre, înțelegând prin aceasta totalitatea fenomenelor magmatice și a proceselor tectonice, constatăm că acestea au, în general, tendința construirii unor structuri mai simple sau mai complexe, în marea lor majoritate generatoare de relief pozitiv.

În afara acestor urmări morfologic-structurale, procesele endogene determină și o a doua categorie de fenomene, legate de transformarea rocilor prin procese de METAMORFISM.

Prin metamorfism se înțelege totalitatea schimbărilor esențiale pe care le suferă rocile sub acțiunea proceselor endogene, schimbări care au loc, în majoritatea cazurilor, în stare solidă, prin BLASTEZĂ, fără o topire sau dizolvare observabilă a materialului inițial.

Termenul de blasteză, provenit din limba greacă din βλαστος [blastos] = germen, mugure, presupune formarea de minerale sau cristale noi, stabile în condițiile impuse de

factorii perturbatori care au generat procesul. Se produce reorganizarea materiei inițiale, prin cumulara unor procese de deformare mecanică a rețelelor cristaline, de difuziune a unor componente și prin reacții chimice de tip solid-solid.

Procesele metamorfice, în urma modificărilor de temperatură, presiune și chimism, provocate de cauze endogene, duc la alterarea echilibrului inițial al mineralelor componente, urmată de transformarea lor în minerale noi, sau readaptarea rețelelor cristaline la forme mai stabile, în condițiile impuse de metamorfism.

Toate categoriile genetice de roci care alcătuiesc scoarța terestră (magmatice, sedimentare și chiar metamorfice) pot fi supuse metamorfismului.

Termenul de metamorfism a fost introdus de Ch. Lyell, în 1833, pentru procesele de transformare a rocilor în sisturi cristaline sub influența căldurii interne a Pământului.

Astăzi se știe că procesele sunt mai complexe, la metamorfism participând mai mulți factori cu acțiune simultană. Acești factori sunt temperatura, presiunea și acțiunea fluidelor, cu rol de modificare a chimismului inițial. Presiunea, în funcție de direcția predominantă de manifestare și de cauzele care o generează, poate fi litostatică (produsă de greutatea depozitelor acoperitoare) și orientată sau stress (determinată de forțele de compresiune, de tensiune sau de forfecare, de origine tectonică). Toți acești factori acționează concomitent, chiar dacă, în funcție de cauzele endogene predominante, unul sau altul dintre ei are o pondere superioară.

Principalul efect al metamorfismului este reorganizarea rețelei cristaline, reorganizare care constă în recristalizarea cu sau fără schimbări de substanță.

În noile alcătuirii se vor conserva mineralele stabile în condițiile metamorfismului și vor apărea minerale noi, cu aceeași compoziție sau cu compoziții diferite față de mineralele inițiale, dar care îmbracă rețele cristaline mai stabile.

După predominarea unuia sau a altuia dintre factorii esențiali de metamorfism au fost separate câteva tipuri de metamorfism. Astfel, distingem un metamorfism **DINAMIC (CATACLASTIC)**, care are loc sub acțiunea dominantă a stressului. Rezultatul este, cel mai adesea, mecanic, ducând la sfărâmarea materialului inițial și reșezarea lui, cu sau fără recristalizare.

În cazul contactului unor roci cu un corp magmatic, se realizează un al doilea tip de metamorfism, **METAMORFISMUL DE CONTACT (MAGMATIC)**. Acesta poate fi **METAMORFISM TERMIC (IZOCHIMIC)**, influențat numai de creșterea temperaturilor, fără modificări de compoziție chimică, sau **METAMORFISM METASOMATIC**, la care restructurarea mineralogică are loc atât sub influența temperaturilor, cât și sub cea a schimbului de substanță cu topiturile și soluțiile legate de corpul magmatic. Rezultatul

metamorfismului de contact este producerea unei AUREOLE DE CONTACT, o zonă de transformare a rocilor în jurul corpului magmatic perturbator.

Un al treilea tip de metamorfism este produs de acțiunea cumulată a mai multor factori geodinamici. În acest caz funcționează concomitent temperatura (în special cea realizată prin îngropare), presiunea litostatică și stressul. Rezultă un **METAMORFISM DINAMOTERMIC** sau **REGIONAL**. Denumirea de metamorfism regional se datorează largii lui extinderi, în toate zonele litosferei, rocile realizate prin metamorfism regional fiind prezente, în majoritatea cazurilor, în baza structurilor cutate.

După generalizarea teoriei tectonicii globale, s-a încercat legarea proceselor metamorfice de relațiile existente în zonele de subducție. Fără să fie posibilă o absolutizare, se poate aprecia manifestarea metamorfismului cataclastic în zonele superficiale ale plăcii stabile, ca reacție la stressul indus de placa în subducție. Metamorfismul de contact se manifestă preferențial în zonele mai adânci ale plăcii stabile, pe de o parte în urma creșterii de temperatură, apărută ca reacție în urma frecării, pe de altă parte datorită proceselor magmatice intense declanșate aici. În zonele mai îndepărtate de planul de subducție, crusta continentală este supusă intens unui metamorfism regional, care la adâncimi mari poate progresa până la topirea parțială sau totală a materialului inițial, adică până la **anatexie**.

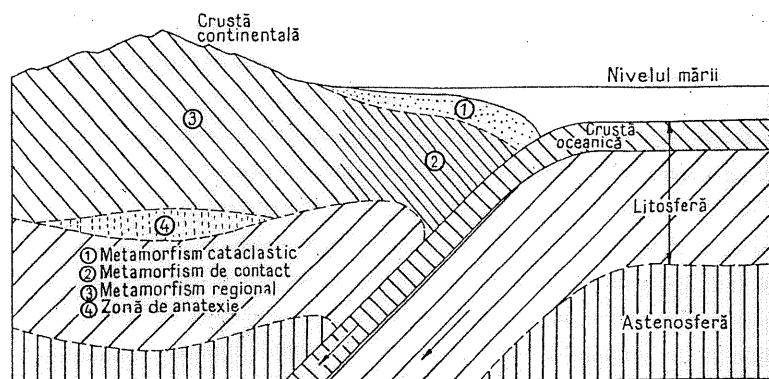


Fig.176. Localizarea zonelor majore de metamorfism, în relație cu procesele de subducție (126)

La toate tipurile de metamorfism, dar mai evident la cel regional, intensitatea acțiunii factorilor perturbatori, în special temperatura, presiunea litostatică și stressul, va oscila între limite precise, ducând la diferențierea proceselor în grade de metamorfism. Fiecare grad de metamorfism se caracterizează prin compoziții mineralogice, structuri și texturi specifice, de la caz la caz.

Aprecierea gradului de metamorfism se bazează pe observația modului de restructurare a materiei minerale parentale, în trepte progresive, dependente de amploarea transformărilor și de durata lor, metamorfismul fiind, în general, un proces cumulativ.

Criteriul a fost asimilat, într-o oarecare măsură, cu conceptul de ZONĂ DE METAMORFISM, în care inițial a fost remarcat un grad progresiv de transformare în funcție de adâncimea de producere a procesului. Pe acest criteriu s-a separat o EPIZONĂ (o zonă superficială de metamorfism)(din gr. *επι* [*epi*] = peste, deasupra), o MEZOZONĂ (din gr. *μεση* [*mesi*] = mijloc) și o KATAZONĂ (gr. *κατω* [*kato*] = de jos, deci o zonă adâncă de metamorfism). Astăzi s-a constatat că zonarea este în mică măsură legată de adâncime, depinzând mai mult de amploarea factorilor de temperatură, presiune litostatică și stress. De aceea, termenii au fost înlocuiți prin EPIMETAMORFISM, MEZOMETAMORFISM și KATAMETAMORFISM, care nu implică o anumită zonalitate spațială, ci se referă la amploarea transformărilor metamorfice.

Accentuarea până la paroxim a acțiunii factorilor de metamorfism poate determina trecerea rocilor într-o stare parțial sau total lichidă. Produsul, comparabil în parte cu topiturile magmatice, a fost numit MIGMĂ, iar rocile rezultate din consolidare MIGMATITE. Se utilizează frecvent termenul de ULTRAMETAMORFISM (din lat. *ultra* = mai mult, peste), care permite încadrarea lui în seria celorlalte procese metamorfice, chiar dacă contrazice definiția metamorfismului de transformare în stare solidă. Procesul mai este cunoscut și sub numele de ANATEXIE și duce la apariția unor roci foarte asemănătoare rocilor magmatice, dar care păstrează în compoziția mineralogică și în dispunerea componentelor elemente care trădează procesul metamorfic.

Variația acțiunii factorilor de metamorfism, în funcție de gradul de metamorfism

Gradul de metamorfism	TEMPERATURA	PRESIUNE	
		LITOSTATICĂ	STRESS
EPIMETAMORFISM	Redusă	Redusă	Excesiv
MEZOMETAMORFISM	Medie	Medie	Mediu
KATAMETAMORFISM	Mare	Mare	Scăzut
ULTRAMETAMORFISM	Foarte mare (> decât temperatura de topire)	Foarte mare	Absent

Este necesară precizarea că interpretarea condițiilor de formare a rocilor metamorfice poate deveni extrem de dificilă, dacă se ține seama de existența POLIMETAMORFISMULUI. Acesta presupune suprapunerea succesivă, cumulativă, a mai multor procese



metamorfice asupra aceluiași material. Polimetamorfismul poate acționa progresiv, prin suprapunerea unor procese din ce în ce mai puternice, sau regresiv, (RETROMORFISM), constând din suprapunerea unui metamorfism mai slab peste rezultatele unui metamorfism de grad mai avansat.

Polimetamorfismul progresiv accentuează, în general, trăsăturile fazelor anterioare, dar păstrează întotdeauna elemente martor care să demonstreze caracterul multiplu al transformărilor. În general, acestea nu pot fi observate decât prin analize microscopice.

Retromorfismul sau METAMORFISMUL RETROGRAD se realizează în condițiile în care roci cu un grad avansat de metamorfism sunt supuse unui proces nou, de grad inferior, cu stress avansat. Crearea noilor condiții duce la retransformarea rocii, care însă va conserva elemente specifice gradului anterior de metamorfism, chiar dacă, la prima vedere, vechile structuri sunt atenuate.

În afara factorilor dinamici și termici, esențiali în procesul de metamorfism, rezultatul acestuia este dirijat, în parte, și de materialul inițial supus procesului. Fiecare categorie de roci care intră în proces, având compoziții mineralogice (și deci compoziții chimice) specifice, poate dirija procesele spre apariția unora sau altora dintre rocile metamorfice.

Dezechilibrul produs de metamorfism determină o restructurare mineralogică progresivă, concretizată prin modificări nu numai ale rețelei cristaline, dar chiar și ale compoziției chimice a mineralelor, substanța rearanjându-se în funcție de noile condiții de stabilitate create.

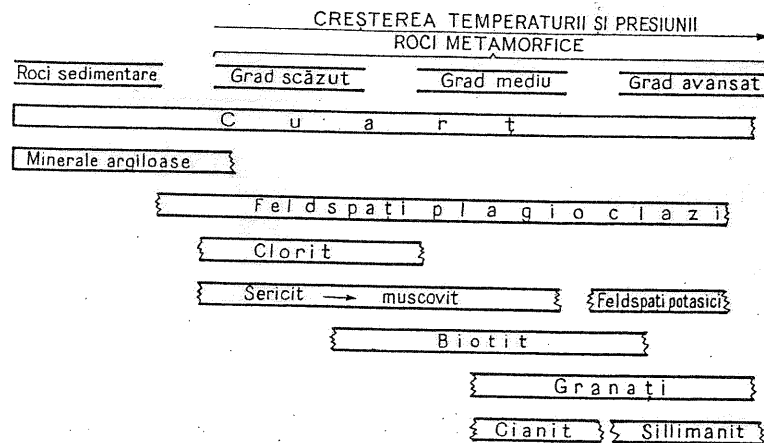


Fig. 177. Evoluția unei asociații de minerale (cuarț - minerale argiloase) în condiții de metamorfism (126)

În marea majoritate a cazurilor, noile structuri conservă elemente care pot trăda roca inițială. În acest sens, s-a convenit adoptarea unor prefixe ca ORTO, pentru rocile inițiale endogene, și PARA, pentru cele sedimentare, prefixe care adăugate în fața denumirii rocii metamorfice, precizează natura materialului inițial. Date fiind complexitatea proceselor, sursele foarte diferite de material și efectele extrem de diversificate rezultate pe mai multe căi s-a simțit nevoia introducerii unor noțiuni care să ofere o caracterizare generală a procesului, indiferent de compoziția materialului parental și de relațiile structural-texturale ale acestuia.

Geologul finlandez Pennti Eskola propune, în 1915, conceptul de FACIES METAMORFIC. Acesta include condițiile fizice ale procesului, suprapuse peste alcătuirea mineralogică și structural-texturale complexe, care trădează starea de echilibru realizată în proces. Faciesurile metamorfice, în această concepție, definesc procesele din punct de vedere fizic, incluzând în însuși conceptul enunțat gradul de metamorfism și caracterile structural-texturale ale rocilor.

Foarte frecvent, în literatura geologică, rocile metamorfice sunt prezentate sub denumirea generică de ȘISTURI CRISTALINE. Or, nu toate rocile metamorfice au textură șistoasă. Dacă rocile rezultate din metamorfismul regional, în urma stressului au cel mai adesea aspect șistos, cele rezultate din metamorfismul de contact și, într-o măsură mai redusă cele cataclastice, pot prezenta texturi neșistoase. De altfel, astăzi există tendința de clasificare a rocilor metamorfice, pe criterii texturale, în metamorfite șistoase și neșistoase. Termenul de șisturi cristaline este însă practic generalizat, prin el înțelegându-se nu atât caracterul textural, cât mai ales fenomenul de recristalizare prin blastază, prezent în toate situațiile.

Ca în toate procesele geologice importante, și în cazul metamorfismului este necesară aprecierea momentului în care s-a desfășurat procesul. În cronologia absolută, problema se rezolvă prin aprecierea radiometrică a vârstei mineralelor nou formate. În cronologia geologică relativă, momentul metamorfismului este încadrat între cea mai nouă vârstă identificabilă a materialului supus procesului și vârsta depozitelor acoperitoare nemetamorfozate.

Problema este destul de complicată datorită faptului că, în majoritatea cazurilor, vârsta inițială a materialului afectat este estompată de însuși procesul metamorfic, care se poate dezvolta în mai multe etape succesive. Singurele date certe sunt, deci, cele oferite de depozitele acoperitoare neafectate. Aprecierea este îngreunată și de faptul că, prin recristalizarea impusă de metamorfism, resturile fosile prezente în roca inițială sunt distruse, foarte puține componente organogene putând fi conservate în rocile metamorfice. De aceea, vârsta metamorfismului este apreciată și în context structural, în legătură cu alcătuirea generală a regiunii care este luată în discuție.



## DINAMICA EXTERNĂ

Dinamica externă se ocupă de studiul proceselor geologice determinate de interacțiunea dintre Litosferă și învelișurile externe ale Pământului, respectiv Atmosfera, Hidrosfera și Biosfera.

Procesele de dinamică externă sunt responsabile de înfățișarea actuală a planetei, rezultat al interacțiunii contradictorii dintre agenții interni, în general creatori de relief, și cei externi, cu rol de nivelator al reliefului.

Rolul modelator de relief al proceselor de dinamică externă, în ansamblul lor, poate fi definit prin termenul de GLIPTOGENEZĂ (din gr. γλυπτέιν [*glyptein*] = a sculpta), cu precizarea că înțelesul real al termenului este mai cuprinzător decât cel de sculptură, incluzând toate fenomenele de modelare, inclusiv prin colmatarea unor zone depresionare sau prin nivelarea unor suprafețe accidentale.

Principalele surse de energie care stimulează dinamica externă sunt radiațiile solare (luminoase și calorice), forțele mareice exercitate de atracția Soarelui și a Lunii, atracția gravitațională și, într-o mai mică măsură, radiațiile cosmice și forța de impact a meteoriților, ca și energia rezultată dintr-o multitudine de reacții chimice care se pot produce la interfața dintre litosferă, în sens de scoarță terestră și celelalte învelișuri externe.

Aceste energii sunt aplicate asupra scoarței terestre direct sau printr-o serie de agenți: aerul, apa (sub toate stările de agregare), organismele.

Procesele suportate de toate categoriile de roci se pot produce aparent static, direct și „in situ” (în lat. = pe loc), caz în care determină ansamblul de fenomene care alcătuiesc ALTERAREA sub toate aspectele ei, sau prin remobilizarea materiei și redistribuirea ei cu ajutorul agenților intermediari, caz în care se constată particularizări importante care cer analiza fiecărui agent în parte.

Întreaga acțiune a factorilor de dinamică externă se poate rezuma la trei categorii esențiale de procese și anume:

- Distrugerea reliefului preexistent;
- Transportul materialului dezintegrat;
- Depunerea materialului transportat, în bazine de sedimentare.

Toate aceste categorii de procese sunt realizate sub influența tuturor factorilor sau agenților, cu toate că participarea lor la fiecare proces are ponderi evident disproporționate.

Distrugerea reliefului preexistent este rezultatul a două procese importante: **alterarea rocilor și dezagregarea mecanică** a acestora.

Alterarea cuprinde transformări fizice, chimice și biochimice suferite de roci ca urmare a adaptării lor la condițiile specifice de la suprafața Pământului, sub acțiunea insolației, a înghețului și dezghețului, a descărcărilor electrice, a agenților chimici din atmosferă și din apele continentale, precum și sub acțiunea biochimică a organismelor.

Dezagregarea mecanică are loc sub acțiunea aerului, a apei în orice stare și a organismelor, cu rol de eroziune, foarte net diferențiată după tipul dominant de agent și, adesea, în urma șocului produs de impactul cu particule solide antrenate în deplasare de către agent.

Transportul materialului dezagregat în urma alterării și eroziunii se realizează, în general, în sens gravitațional, fie prin cădere, rostogolire sau alunecare, fie prin antrenarea în suspensie sau soluție, fie, subordonat, prin acțiunea unor organisme.

Depunerea și acumularea materialului transportat are loc prin sedimentarea mecanică a materialului, prin precipitare din soluții sau prin acțiunea unor organisme, în condițiile în care factorii care determină procesul de transport își încetează acțiunea.

Rezultatul întregului ansamblu de procese exogene este modificarea permanentă a înfățișării scoarței terestre, cu tendințe de estompere a diferențelor de relief, pe de o parte prin erodarea zonelor înalte și redistribuirea materialului rezultat, pe de altă parte prin colmatarea (totală sau parțială) a zonelor depresionare.

Procesele pot fi analizate din mai multe puncte de vedere, fie în limita acțiunii propriuzise (eroziune, transport, sedimentare), fie în sensul participării fiecărei categorii de agenți la realizarea întregului ansamblu. Analiza modului complex de acțiune a fiecărui agent pune mai bine în evidență evoluția generală a proceselor și relația cauză / efect, în derularea temporală a fiecărui fenomen și în deplasarea spațială a fiecărui proces.

## ALTERAREA SUPERFICIALĂ

Unul din primele procese prin care se manifestă dinamica externă îl reprezintă alterarea superficială. Aceasta este un proces complex de transformare a rocilor preexistente,

realizat, în general, în condiții subaerene, prin acțiunea cumulată a unor fenomene fizice, chimice și biochimice simultane.

Zona de interfață dintre litosferă și atmosferă, hidrosferă și biosferă este caracterizată prin parametri termodinamici specifici suprafeței Pământului, cu temperaturi scăzute și presiuni considerate normale, ceea ce face ca numeroase asociații de minerale formate în alte condiții și ajunse la suprafață să devină instabile.

Procesele de alterare constituie o tendință de reechilibrare sau de adaptare la noile condiții.

Alterarea superficială este o parte a procesului de distrugere a reliefului preexistent, cu o serie de particularități legate de locul și modul de producere, în condiții majoritar subaerene, dar aproape întotdeauna în prezența apei, sub diferite forme.

Spre deosebire de eroziune, care se diferențiază în funcție de agentul major care o produce, alterarea superficială cumulează acțiunea mai multor agenți cu acțiune simultană, fapt care cere o tratare separată a alterării, în afara prezentării rolului fiecărui agent în parte.

Având, în general, o manifestare subaeriană, procesele de alterare superficială sunt puternic condiționate de factori climatici.

De aceea unii specialiști folosesc termenul de METEORIZAȚIE, dar acesta nu se suprapune în totalitate peste cel de alterare, pe de o parte pentru că nu include alterarea biologică, pe de altă parte pentru că include totalitatea proceselor mecanice de distrugere a rocilor preexistente, chiar dacă acestea sunt aplicate prin agenți intermediari.

După modul în care diferitele fenomene se manifestă în cadrul proceselor de alterație, putem distinge: alterarea fizică, alterarea chimică și alterarea biochimică, cu precizarea că, în majoritatea cazurilor, acționează simultan.

Evident, procesele multiple și - în majoritatea cazurilor- concomitente sunt controlate sever de natura materialului supus alterării, prin natură înțelegând compoziția chimică, structura reticulară, distribuția spațială a componentelor, dar și de proprietățile fizico-mecanice ale rocilor, respectiv de porozitate, de permeabilitate sau de rezistența la acțiunea diferitelor forțe.

Generalizând, pot fi separate trei tipuri de alterare și anume alterarea fizică, cea chimică și cea biologică, în esență biochimică.

## ALTERAREA FIZICĂ

Alterarea fizică duce la dezagregarea rocilor, în urma unor procese mecanice, determinate de oscilațiile rapide de temperatură, care în unele regiuni pot avea amplitudini considerabile de la zi la noapte sau sezonier. Încălzirea suprafeței rocilor, în momentele de insolație, este urmată de dilatarea acestora. Răcirea din timpul nopții duce la o contractare mai mult sau mai puțin bruscă. Alternanța de dilatări și contractări poate determina apariția unor fisuri, cu atât mai importante cu cât procesul este mai îndelungat.

Procesul este accentuat și de faptul că rocile sunt, de fapt, niște agregate de minerale cu coeficienți de dilatare diferiți, ceea ce crează dilatări, respectiv contractări neuniforme în masa de rocă supusă procesului.

Rezultatul alterației termice este fragmentarea rocilor prin dezagregare granulară cu separarea cristalelor din alcătuirea rocilor omogen poliminerale, sau separarea granulelor componente în cazul rocilor sedimentare.

Uneori, în zonele de deșert, cedarea rocilor se produce printr-o implozie marcată printr-un zgomot caracteristic.

În regiunile cu climat temperat, în anotimpurile reci ca și la altitudini ridicate, apa de precipitație pătrunsă în porii și fisurile rocilor este supusă înghețului, care se realizează cu creștere de volum. Prin presiunea aplicată se produce lărgirea fisurilor existente și apariția altora noi. Fenomenul, denumit GELIVAȚIE, se repetă, putând să ducă la sfărâmarea completă a rocilor care îl suportă (GELIFRACȚIE). Procesul se finalizează frecvent prin EXCUAMAȚIE sau DESCUAMARE, constând în separarea unor cruste cu grad avansat de alterare, paralele cu suprafața afectată. Crustele se pot desprinde de roca de dedesubt mai puțin afectată, creând spații libere care ușurează avansarea procesului.

Scăderea presiunii ambientale poate acționa asupra rocilor ajunse la suprafață, determinând dilatări și fisurări de descărcare, urmate adesea și ele de procese de descuamare (cojire).

Un alt proces de alterare fizică este determinat de variația conținutului de apă al rocilor argiloase, constând din alternanța de gonflare prin absorbție de apă și contractare prin uscarea, urmate de fragmentări ale rocilor.

Descărcări electrice între atmosferă și sol pot produce FULGURITE, goluri conforme cu direcția trăsnetului căptușite cu sticlă provenită din topirea și solidificarea bruscă a rocilor afectate.

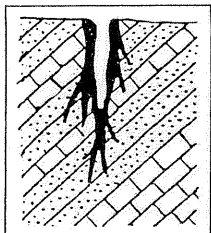


Fig.178. Secțiune printr-un fulgurit format într-o succesiune de roci diferite (gresii și calcare)(68)  
Crusta de sticlă marcată cu negru

Procesele de cristalizare sau de recristalizare ale unor minerale în urma circulației prin fisuri a unor soluții pot induce presiuni extrem de mari, responsabile de lărgirea continuă a fisurilor, în același timp creând căi noi de penetrare a agenților de alterare.

### ALTERAREA CHIMICĂ

Alterarea chimică se realizează în urma reacțiilor între mineralele supuse alterării și agenții chimici cu care vin în contact. Aceștia sunt, în primul rând, apa lichidă sau sub formă de vapori, ca și o serie de componente gazoase ale atmosferei, dintre care cele mai active sunt oxigenul, bioxidul de carbon, hidrogenul sulfurat și oxizii de sulf și de azot.

Cele mai importante procese de alterare chimică sunt dizolvarea, hidratarea, oxidarea, carbonatarea, hidroliza/argilizarea și lateritizarea.

DIZOLVAREA determină trecerea în soluție a componentelor mai ușor solubile ale rocilor afectate, determinând, după curgerea soluției, modificarea compoziției inițiale (prin pierderea unor substanțe). Dizolvarea reprezintă în fapt un proces fizic dar prin mobilizarea în urma trecerii în soluție a unor substanțe, crează suportul general al unor reacții chimice.

HIDRATAREA este reacția determinată de reținerea de molecule de apă în rețeaua cristalină a unor minerale, urmată de modificări mineralogice, și duce indirect la schimbarea ansamblului de proprietăți fizice și chimice ale rocilor.

HIDROLIZA reprezintă reacția de schimb realizată între cationii bazici ai mineralelor și ionii  $H^+$  proveniți din disocierea apei. Procesul este extrem de complex, determinând o regroupare generală a elementelor prin simplificarea generală a edificiilor mineralogice.

În cazul silicaților, mineralele cel mai frecvent întâlnite, formele cele mai stabile produse prin hidroliză sunt filosilicații, aproape întotdeauna în urma procesului rezultând minerale argiloase. Trecerea prin alterare a silicaților, în general, și mai ales a feldspaților, în minerale argiloase (caolinit, montmorillonit, illit, etc) conferă procesului numele de ARGILIZARE (CAOLINIZARE dacă caolinitul este rezultatul final dominant).

OXIDAREA, aproape nelipsită în procesele de alterare chimică, se realizează prin combinarea cu oxigenul din aer a elementelor avidă de oxigen din roci, urmată frecvent de schimbări mineralogice importante. Sunt supuse procesului, în primul rând, mineralele oxidice sărace în oxigen (goethit, hematit), care prin modificarea valențelor, vor trece în oxizi mai bogați în oxigen (magnetit), dar și de transformarea unor substanțe formate în condiții reductoare (sulfuri, substanțe organice) în compuși oxigenați (sulfăți,  $CO_2$ , etc).

Mai rar se poate realiza procesul invers oxidării, REDUCEREA, care poate avea loc sub influența unor cantități mari de  $H_2S$ .

CARBONATAREA este procesul de formare de carbonați în condițiile intervenției  $CO_2$  în procesul de alterare. Echilibrul nestabil al raportului  $CO_2/HCO_3^-$ , în sensul creșterii urmată de degajare de  $CO_2$  liber, duce la formarea de cruste și acumulări concreționare sau pulverulente de carbonați.

LATERITIZAREA este într-un fel, un proces sintetic de alterare chimică, constând din descompunerea avansată a silicaților, în condiții de climat arid, cu formare de minerale argiloase și oxizi de fier și de aluminiu și cu remobilizări de geluri silicioase, eliminate din sistem sau depunere concreționară. De fapt procesul este un cumul de acțiuni chimice, grupând toate procesele descrise (dizolvare, oxidare, argilizare, hidratare), fiind cazul cel mai frecvent întâlnit.

### ALTERAREA BIOLOGICĂ

Alterarea biologică este procesul de transformare a rocilor în urma acțiunii fizice și chimice provocate de unele organisme, în majoritate inferioare, aflate pe suprafața sau în interiorul rocii (bacterii, alge, ciuperci, mușchi), dar și de organisme mai evolute (gastropode, viermi, arthropode, vertebrate, sau plante superioare).

Alterarea biologică se desfășoară pe două căi, prin procese biochimice și prin procese biomecanice.

Alterarea biochimică este rezultatul proceselor fiziologice ale unor organisme, procese de metabolism (asimilare-dezasimilare) însoțite de eliberarea de soluții dizolvante, de enzime și de emisii de gaze (oxigen, bioxid de carbon, amoniac, metan, etc), declanșatoare sau catalizatoare de reacții chimice și biochimice asupra mineralelor cu care vin în contact.

Deși toate organismele sunt producătoare de stimulatori biochimici, cele mai productive sunt organismele inferioare, bacterii, unele alge, licheni, ciuperci, etc, la care, cel mai frecvent, metabolismul este de tip chimio-trof (Metabolismul chimio-trof presupune că energia necesară proceselor fiziologice provine din reacții chimice exoterme.).

Alterarea biomecanică, specifică în general, organismelor vegetale mari și animalelor, se bazează pe producerea și lărgirea unor fisuri și cavități în rocă, prin ancorarea în substrat și creșterea rădăcinilor, în cazul plantelor, sau prin producerea de cavități cu rol de adăpost în cazul animalelor. Prin acțiunea mecanică se crează condiții favorabile reacțiilor biochimice, în așa fel încât alterarea biologică, în ansamblu, poate fi privită ca un proces unitar.

### CONSECINTELE PROCESELOR DE ALTERARE

Pentru ca procesul de alterare, indiferent de categoria de fenomene de care este dependent, să poată funcționa continuu, este necesar ca produsele de alterare să fie îndepărtate, oferind noi fețe de atac la nivelul rocilor proaspete.

Curățarea produselor de alterație se numește ABLAȚIE (derivat din limba latină din ablatum, participiul verbului anfero = a înlătura).

Ablația se realizează prin deplasare gravitațională, prin deflație eoliană sau prin levigare prin ape de șiroire, agenți activi de modelare a scoarței terestre prin eroziune și transport, dar care, în acest caz au numai rolul minor de curățare a terenului pentru procese realizate prin excelență **in situ**.

Rezultatul general al proceselor de alterare, indiferent de natura lor, este dat, într-o primă fază, de formarea unei SCOARȚE DE ALTERARE numită și ELUVIU, prin care se face trecerea de la roca vie, neafectată, la cea finală.

Scoarța de alterare are, la contactul cu roca parentală, o **zonă de descompunere**, marcată de procese de alterare predominant mecanică. De la acest nivel se trece gradat la o a doua zonă, numită **zonă de acumulare**, în care, în spațiile libere se concentrează componentele insolubile, majoritar argiloase sau oxidice, rezultate în urma alterării predominant chimice.

La exteriorul zonei de acumulare se conturează o **zonă de circulație** activă a apelor pluviale, care determină **levigarea** componentelor solubile (în special a carbonaților) și a celor cu densitate scăzută. În final, scoarța de alterare formează o zonă bogată în humus, format prin acțiunea biochimică a organismelor.

Schema prezentată se suprapune, în general, peste un profil complet de sol, în care se separă - superficial - un strat de humus, sub el - un ORIZONT "A" (echivalent al zonei de levigare), apoi un ORIZONT "B" (echivalent cu zona de acumulare) și un ORIZONT "C" (echivalent al zonei de descompunere) și un ORIZONT "D" reprezentând materialul parental nealterat sau numai parțial alterat.

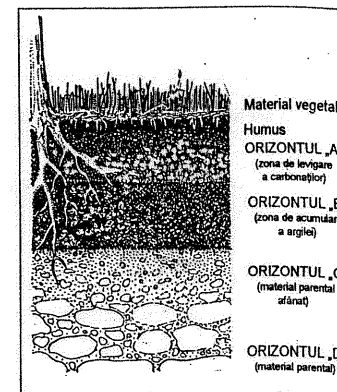


Fig. 179. Secțiune printr-o scoarță de alterare (126 - completat)

Procesele de alterare superficială duc, în general, la formarea depozitelor sedimentare eluviale, care stau la baza formării rocilor sedimentare reziduale. În categoria acestor roci, în afară de solurile deja menționate și care fac obiectul de studiu al PEDOLOGIEI și al PEDOGEOLOGIEI, sunt grupate lateritele, bauxitele, terra-rosa și lehm-urile.

### ACTIUNEA GEODINAMICA A GRAVITATIEI

Forțele de gravitație joacă un rol deosebit de important în modificarea scoarței terestre, pe de o parte direct, prin acțiune proprie, pe de altă parte stimulând acțiunea tuturor celorlalți agenți, a căror deplasare în sens gravitațional o determină. De asemenea, forța gravitației este esențială în depunerea depozitelor transportate, atunci când energia de transport a agenților responsabili este amortizată.

Acțiunea directă a gravitației asupra rocilor se manifestă, în primul rând prin redistribuirea spațială a componentelor prin TASARE, al cărui rezultat, în cazul rocilor mai puțin consolidate, constă în reducerea, uneori importantă, a porozității.

În ansamblu rezultă o reducere de volum a masei de rocă, adesea evidențiată la suprafață prin formarea unor microreliefuluri de tasare, numite **pâlnii de tasare** sau **crovuri**.

Un al doilea mod de acțiune directă a gravitației se produce în regiunile cu relief accidentat, pe versanții înclinați, precum și în zonele în care există goluri subterane.

S-a constatat că rocile cu coeziune ridicată (calcarele, rocile magmatice intrusive, etc) pot forma versanți abrupti cu înălțimi mari, pe când rocile mai puțin coezive (nisipurile, argilele, etc) nu se pot menține decât la unghiuri de pantă atenuată. Stabilitatea unui versant depinde, în afară de gradul de coeziune al rocii, de înălțimea pantei, de unghiul de pantă și de gradul de îmbibare cu apă.

Stabilitatea unui teren reflectă rezistența pe care o opun rocile la acțiunea gravitației.

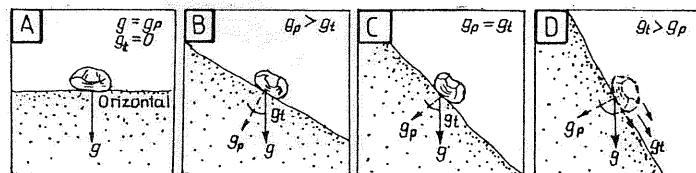


Fig. 180. Deplasarea gravitațională pe versant (126)

$g$  = gravitația;  $g_p$  = componenta perpendiculară (de sprijin);  $g_t$  = componenta tangențială (de glisare);

A, B = echilibru stabil; C = echilibru instabil; D = mobilitate

Dacă, sub influența unui factor oarecare, are loc o scădere a rezistenței rocilor, acestea vor tinde să se deplaseze în sens gravitațional, determinând o serie de fenomene importante ca prăbușirile de teren, alunecările de teren, soliflucțiunile, surpările, etc.

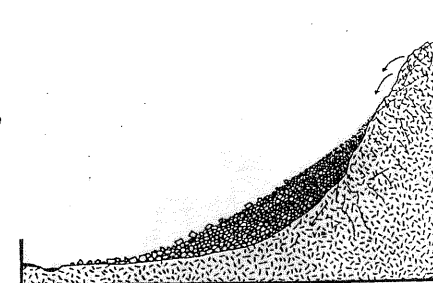
În zonele montane, în care alterarea fizică predomină asupra alterației chimice, rocile coezive se fisurează și se desfac în blocuri colțuroase care se desprind din loc sub acțiunea gravitației. Prin cădere, ele suferă un șoc mecanic care va duce la avansarea procesului de sfărâmițare, concomitent cu deplasarea. Blocurile mai mari, cu o inerție mai mare, se vor deplasa pe distanțe mai mari.

La reducerea unghiului de pantă, în urma frecării, materialul se oprește, acumulându-se aglomerări de blocuri angulare, numite **GROHOTIȘURI**. În masa grohotișurilor, la bază, vor fi întâlnite elementele mai mari, spre partea superioară apărând cele din ce în ce mai mici.

În general, grohotișurile se formează fie la baza versanților abrupti, fie la baza unor

fisuri sau crevase, la gura cărora se vor forma conuri de grohotiș asemănătoare conurilor de dejecție ale mecanismelor torențiale, dar cu materialul nerotunjit.

Fig. 181. Secțiune schematică printr-o pânză de grohotiș (66)



Deplasarea gravitațională pe versant se poate realiza uneori și în condițiile unor materiale aparent în echilibru stabil, în urma intervenției unor mișcări de altă natură, de tipul **dilatate/contractare termică, umflarea prin îngheț/revenire**, etc.

Din cauza gravitației, mișcările reversibile produse din cauze fizice devin asimetrice, vectorul conform cu gravitația fiind mai lung în raport cu cel opus, implicând rezultând deplasarea pe versanți a corpului afectat.

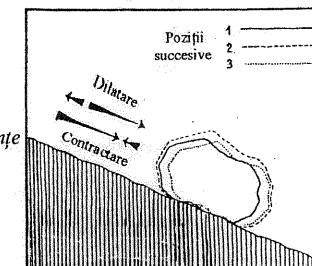


Fig. 182. Deplasare gravitațională cuplată cu alternanțe dilatare/contractare termică (66)

În zonele cu climat cald și umed, în care alături de alterarea fizică se manifestă și cea chimică, depozitele eluviale pot fi antrenate gravitațional, formând depozite de pantă, în care componentele eluviale sunt amestecate cu alte depozite, schimbându-și caracterul rezidual inițial.

În zonele cu climat polar și în zonele temperate, în urma unor procese repetate de îngheț/dezghet se realizează decuplarea învelișului de sol de rocile care îl suportă și antrenarea lui într-o deplasare gravitațională lentă, numită **SOLIFLUCȚIUNE**. La dezghet, partea superficială a solului, îmbibată cu apă, poate aluneca pe suprafața încă înghețată a rocii din profunzime, determinând frecvent deplasări importante de material, rupt din substrat și transportat împreună cu învelișul mobil.

Procesul poate avea și urmări mecanice asupra rocilor din substrat, acestea fiind deformatе de glisarea cuverturii, prin încovoierea, în sensul deplasării, a capetelor de strat.

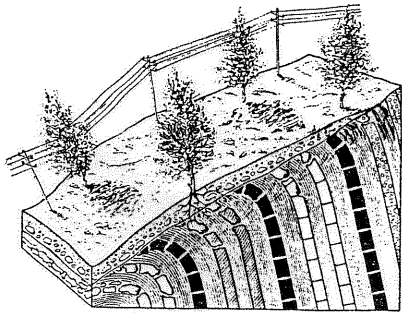


Fig. 183. Efectul de deformare a substratului în urma soliflucțiunii (31)

Prezența în substrat a unor zone plastice, mai mult sau mai puțin îmbibate de apă, poate declanșa **ALUNECARI DE TEREN**, în zonele cu teren accidentat.

Alunecările de teren sunt deplasări relativ rapide ale unor mase de roci, devenite instabile datorită, în general, excesului de umiditate încorporat în rocile bogate în componente coloidale (minerale argiloase).

La o alunecare se pot distinge: **NIȘA (RÂPA) DE DESPRINDERE**, **PATUL DE GLISARE** (panta de alunecare) și **MASA ALUNECATĂ**.

**Nișa de desprindere** reprezintă o ruptură abruptă de înălțime variind între câțiva decimetri și zeci de metri, de la care este inițiat procesul de alunecare.

Nișele de desprindere pot fi dezvoltate liniar, în arc sau în ghirlandă, de asemenea pot reprezenta pe verticală un pas unic sau pot forma mai multe trepte cumulate.

**Patul de glisare** reprezintă limita dintre depozitele alunecate și cele neafectate de proces, în lungul căruia se produce alunecarea. Patul de alunecare poate avea ca origine o suprafață structurală (un strat înclinat în sensul pantei), lubrifiat prin minerale higroscopice sau chiar prin apă liberă; alteori, patul de glisare reprezintă o suprafață rupturală, mai mult sau mai puțin paralelă cu versantul, de o parte și alta a căreia parametrii rocilor și mai ales unghiul de stabilitate a taluzului nu concordă.

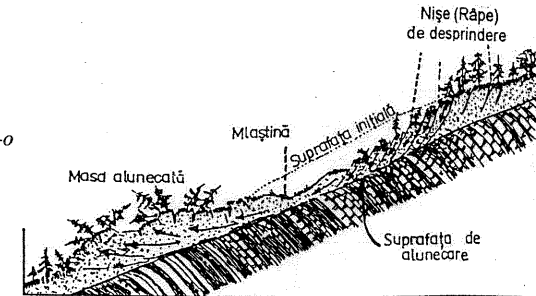
Ca și nișele de desprindere, patul de glisare poate fi unic sau să reprezinte sinteza mai multor suprafețe suprapuse.

**Masa alunecată** constituie totalitatea materialului mobilizat. Poate prezenta aspecte diferite, legate atât de alcătuirea litologică și structurală, cât și de viteza de alunecare. La masa alunecată se individualizează o **zonă de rădăcină**, compatibilă cu nișa/nișele de desprindere,

și o **zonă frontală** reprezentând maximum de avansare, acoperind structurile subiacente neafectate.

Masa alunecată este rareori omogenă, în majoritatea cazurilor fiind bulversată de crăpături (de rupere, de compresiune, de forfecare), de denivelări neregulate cu aspect de valuri de pământ în spatele cărora se pot acumula cantități de apă stoarse din masa alunecată sau eliberate ca izvoare de alunecare sau determinând fenomene de înmlăștinire.

Fig. 184. Secțiune printr-o alunecare de teren (66)



Vegetația dezvoltată pe masa alunecată, mai ales cea arborescentă este dislocată din poziția normală, nemaținând seamă de relația geotropism<sup>1</sup> - fototropism<sup>2</sup>, producând aspecte specifice de "PĂDURE BEATĂ". Monitorizarea evoluției în timp a vegetației de pe masa alunecată furnizează informații legate de stabilizarea sau reactivarea alunecării.

Alunecările de teren pot avea loc atât în domeniul continental, cât și în zonele submerse, acestea din urmă antrenând volume foarte importante de depozite, în special pe povârnișul continental, și determinând o serie de fenomene importante pentru geodinamica bazinelor marine.

În strânsă legătură cu structura rocilor afectate, alunecările sunt foarte variate morfologic, dar și ca mod și ca timp de derulare. Sunt manifestări discontinue, din acest punct de vedere putându-se distinge **alunecări active** și **alunecări consolidate** (cele care se mai pot observa, deși procesul de deplasare a încetat).

În ceea ce privește cauzele generale ale alunecării pot fi distinse **alunecări plastice**, legate de plastifierea sau lichefierea unor roci argiloase, **alunecări sufozionare** determinate de subminarea stabilității versanților prin îndepărtarea unor particule minerale din substrat și **alunecări mixte, plastice-sufozionare**, care se datorează ambelor procese.

<sup>1</sup> Orientarea verticală descendentă a rădăcinilor spre pământ.

<sup>2</sup> Orientarea ascendentă a părților aeriene ale plantelor spre lumină.

Ca mod de influențare geomorfologică a zonei afectate, alunecările pot avea extindere **areală**, pe întreaga suprafață a unui versant sau să se dezvolte liniar în lungul unei văi preexistente sau prin croirea unui traseu nou, în cazul alunecărilor în care masa alunecată este atât de fluidă încât poate evolua într-o **curgere noroioasă**.

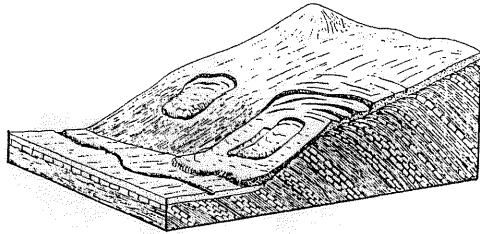


Fig. 185. Alunecări de teren  
de tip areal (66)

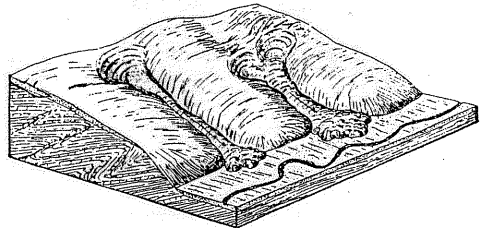


Fig. 186. Alunecări de teren  
de tip liniar (66)

Tot în legătură cu gravitația sunt prăbușirile de teren, deplasări bruște ale unor mase mari de roci, la baza unor versanți sau deasupra unor goluri subterane.

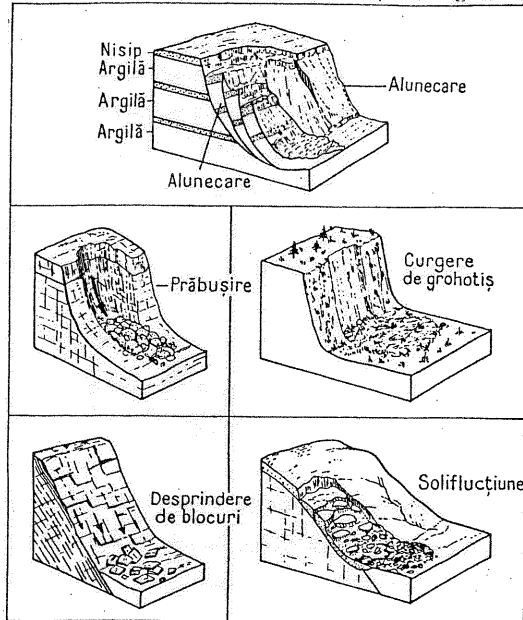


Fig. 187. Diverse procese  
gravitaționale (126)

Este necesară mențiunea că procesele gravitaționale în desfășurare determină, pe lângă deplasarea unor depozite, și o acțiune mecanică de distrugere, atât a materialului deplasat, cât și a substratului pe care se face deplasarea, accentuând fragmentarea acestuia.

## ACTIUNEA GEODINAMICA A VANTULUI

Aerul din alcătuirea atmosferei, în mod deosebit cel din troposferă, este într-o permanentă mișcare, generată de încălzirea neuniformă, și implicit, de densitatea neuniformă care determină presiuni diferite.

Tendența generală a fluidelor, implicit și a aerului atmosferic, este de a se deplasa dinspre zonele de presiune ridicată, numite zone ANTICLONICE, spre cele de presiune coborâtă, numite zone CICLONICE, pentru realizarea echilibrului baric.

Deplasările maselor de aer, în special deplasările realizate în plan orizontal, care pot fi mai ușor evidențiate, reprezintă VÂNTURILE, fenomene regulate, permanente, periodice, ritmice sau aleatorii care, în funcție de parametrii principali, viteza și direcția, determină un ansamblu de procese geodinamice numite procese eoliene, după numele zeului grec al vântului, Eoloș [Eolos].

Pentru aprecierea intensității vântului se utilizează o scară cu douăsprezece trepte (I-XII) numită **Scara Beaufort**, după numele amiralului englez care a propus-o.

Atmosfera în mișcare este un agent puternic, care acționează mecanic asupra scoarței terestre prin coraziune, prin deflație și transport aerian precum și prin sedimentare eoliană.

CORAZIUNEA este un proces de roadere, produs de aerul în mișcare. Puterea de coraziune este controlată de viteza vântului ca și de cantitatea de particule solide purtate în suspensie.

Relația dintre viteza vântului și forța de coraziune (66 – simplificat)

Viteza (m/s)	Forța (kg/m <sup>2</sup> )
0 - 0,5	0 - 1,5
0,5 - 4,0	1,5 - 1,87
4,0 - 7,0	1,87 - 5,95
7,0 - 11,0	5,95 - 15,19
11,0 - 17,0	15,19 - 34,35
17,0 - 28,0	34,35 - 95,4
>28,0	> 95,4



Procesul este diferențiat și de gradul de rezistență al rocilor supuse procesului și de distanța față de sol, fiind mult mai accentuat în apropierea solului, unde cantitatea de material în suspensie este mai mare.

În urma coraziunii rezultă diferite microforme de relief specifice, denumite după aspectul lor morfologic, sculpturi eoliene, particularizate în funcție de imaginea pe care o sugerează: **sfinx**, **ciuperci eoliene**, **sfere eoliene**, **stâlpi eolieni**, **ziduri eoliene**, etc.



Fig.188. Sculptură eoliană (Sfinxul din Bucegi)  
(după fotografie)



Fig.189. Ciuperci eoliene (Babele)  
(după fotografie)

Dacă baza unei sculpturi eoliene este puternic erodată, se poate forma o **piatră balansoare**, un bloc complet detașat de substrat, rămas într-un echilibru ușor instabil, și care poate fi legănat de acțiunea palelor de vânt.

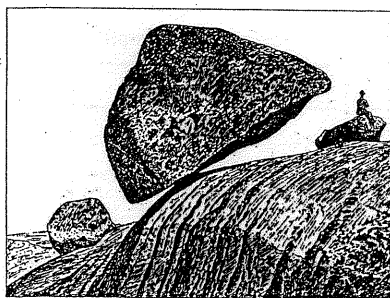


Fig. 190. Piatră balansoare (66)

Procesul de coraziune asupra unor blocuri de pe substrat poate duce la formarea unor suprafețe lustruite, sau în zonele cu vânturi cu direcție variabilă, a unor "**pietre cu fațete**" (gliptolite), care au mai multe fețe lustruite, produse la momente diferite.

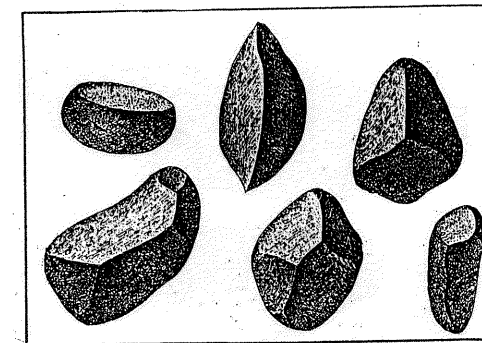


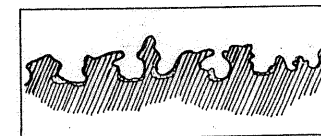
Fig. 191. Pietre cu fațete (66)

Șlefuirea prin coraziune diferențială, poate modela versanții unor forme de relief formate din roci cu coeziune variabilă, generând **nișe eoliene**, **buzunare eoliene**, **faguri eolieni**, **excavații de coraziune** ce pot atinge dimensiuni centimetrice, decimetrice sau chiar metrice, când primesc numele de **taffoni**.

Străpungerea totală a unui zid eolian, mai ales format în depozite suborizontale sau nestratificate dar cu fisuri verticale poate determina formarea unor **arcade eoliene**.

În regiunile aride, cu roci predominant argiloase, se formează alternanțe de șanțulețe și de creste, aliniate relativ conform cu direcția dominantă a vântului. Aceste modelări eoliene ale suprafețelor poartă numele de **iardang-uri**. Vântul încărcat cu material în suspensie produce zgârieturi relativ paralele cu direcția. Cu timpul, iardangurile pot avansa pe distanțe mari, acoperind regiuni întinse. (Turkestanul este considerat o regiune clasică pentru acest tip de eroziune eoliană).

Fig. 192. Secțiune transversală printr-o suprafață cu iardanguri (116)



**DEFLATIA** este procesul de îndepărtare, sub acțiunea vântului, a materialului mobil rezultat fie din alterare și din dezagregarea fizică a rocilor, fie prin coraziune. Procesul, dependent de viteza vântului, este frânat în zonele cu înveliș vegetal dezvoltat și în cele foarte



umede. De aceea procesul de deflație este mai accentuat în zonele aride, deșertice, ca și în zonele de plajă, sărace în vegetație.

În special în zonele aride și semiaride, deflația determină, prin îndepărtarea continuă a materialului mobil, o scădere lentă a altitudinii, uneori însoțită de producerea unor forme morfologice caracteristice, de tipul **pavajului de deșert**, în care pe o suprafață curățată prin deflație de particulele fine, rămân dispersate sfărâmături grosiere, angrenate unele cu altele, uneori chiar cimentate prin depuneri minerale ușor solubile (gips, calcit, halogenuri), mobilizate de acțiunea accidentală a apelor pluviale sau a apelor subterane ascensionale prin capilaritate.

Prin însăși esența ei, deflația determină un alt proces geodinamic datorat vântului, **transportul eolian**.

**TRANSPORTUL EOLIAN** se realizează pe distanțe variabile, legate de dimensiunea particulelor, de greutatea lor și, mai ales, de viteza vântului.

*Raporturile dintre viteza vântului și diametrul particulelor transportate (66).*

Viteza vântului ( $m/s^2$ )	Diametrul particulelor (mm)
4,5 - 6,7	0,25
6,7 - 8,4	0,50
8,4 - 9,8	0,75
9,8 - 11,4	1,00
11,4 - 13	1,50

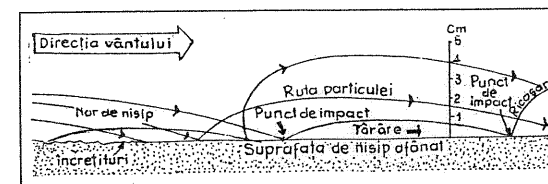
Este evident că transportul eolian acționează predominant asupra unor particule arenitice (cu dimensiuni între 2,0 și 0,06 mm) și aleuritice (cu dimensiuni între 0,06 și 0,02 mm). Deplasarea componentelor grosiere (> 2 mm), în condiții speciale chiar de dimensiuni centimetrice, se realizează numai pe distanțe extrem de mici, fiecare asperitate a terenului alcătuind o frână. În alte situații vântul realizează numai dislocarea componentelor care pot continua să se deplaseze gravitațional.

În timpul transportului eolian se produce o sortare severă a materialului transportat, în primul rând pe baza densității, implicit a compoziției mineralogice, în al doilea rând pe criteriul dimensiunilor.

Indiferent de amploarea procesului, transportul eolian se produce la înălțimi mici față de sol, în majoritatea cazurilor particulele deplasate păstrând contactul continuu cu substratul.

Numerai componentele aleuritice (praful) pot fi antrenate și de curenții verticali de aer, ceea ce determină mărirea spectaculoasă a distanței de transport.

**Fig. 193. Deplasarea particulelor solide prin transport eolian.**  
(125 – simplificat)



Deplasarea se face fie în suspensie, sub formă de praf, fie prin saltație, fie prin târâre, fie prin rostogolire. Mai ales în regiunile deschise, lipsite de ecrane de protecție contra vântului, materialul poate fi deplasat până la distanțe considerabile de mari față de sursă.

Contactul frecvent realizat de particulele deplasate cu substratul sau unele cu altele determină o eroziune continuă a acestora, urmată de rotunjire și de reducerea progresivă a dimensiunilor.

O caracteristică a particulelor transportate eolian, mai ales în zonele de climat arid este culoarea roșie, uneori extrem de pregnantă, indusă de pelicule foarte fine de oxizi de fier, care învelesc granulele de nisip, sau de pulberi oxidice incluse în neregularitățile suprafeței particulelor.

**SEDIMENTAREA EOLIANĂ** este procesul de depunere a materialului transportat de vânt. Pe măsura scăderii vitezei vântului sau la lovirea acestuia de un obstacol, materialul transportat este depus, formând depozite eoliene.

Elementele grosiere, psefitice ( $\Phi > 2$  mm), sunt depozitate la distanțe mici de locul de proveniență sau chiar la locul de formare, acțiunea vântului asupra lor fiind evidențiată în special de procesul de șlefuire și de eliminarea din sistem a particulelor fine.

Depozitele eoliene propriu-zise sunt formate din particule psammitice (2 - 0,06 mm) și/sau aleuritice (0,06 - 0,02) deplasate în suspensie, prin rostogolire, prin saltație sau prin târâre de către vânt, ca agent de transport.

Datorită prelucrării în timpul transportului, particulele din depozitele de nisip aerian au un grad avansat de rotunjire și de sortare calitativă și dimensională. Sedimentarea se produce la reducerea vitezei vântului, deci a capacității de transport, fie prin modificarea regimului baric, fie prin intervenția unor obstacole. Din acumularea eoliană a nisipului rezultă DUNE, forme pozitive de relief, dezvoltate asimetric, sau - mai rar - simetric. În morfologia unei dune

se deosebește o pantă cu înclinări reduse ( $5-12^\circ$ ), orientată spre vânt, și o pantă mai abruptă ( $30-35^\circ$ ), în partea opusă vântului.

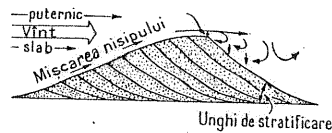


Fig. 194. Modul de formare al unei dune (125)

În majoritatea cazurilor, deplasarea particulelor continuă și după sedimentare, materialul de pe panta lină fiind antrenat și împins peste vârful pantei și redepus pe versantul mai abrupt. Prin aceasta dunele pot avansa conform cu direcția vântului. În același timp, dacă în momentul inițierii formării dunei, nisipul se depune în strate conforme cu cei doi versanți, ulterior prin deplasarea materialului de pe versantul dinspre vânt se conservă numai stratele de pe versantul opus, determinând o stratificație oblică, în raport cu substratul.

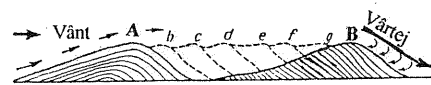


Fig. 195. Structura inițială și evoluția stratificației în cazul dunelor mobile (60)

Săgețile marchează deplasarea maselor de aer  
A. Dună fixă; B. Dună în migrație.  
b, c, d, e, f, g = poziții intermediare

Dacă direcția vântului se modifică, se pot forma depozite cu stratificație încrucișată, unghiul de depunere al stratelor de nisip variind cu viteza vântului, iar direcția - după direcția acestuia.

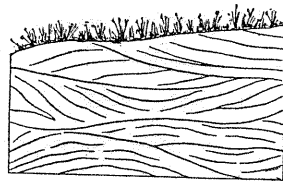
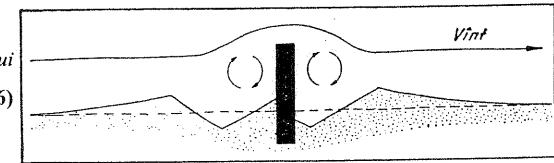


Fig. 196. Stratificație încrucișată eoliană (66)

După stabilitatea sedimentelor acumulate, dunele pot fi fixe sau migratoare.

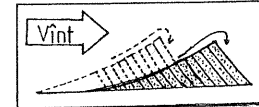
Dunele fixe se formează în vecinătatea unor obstacole capabile să modifice viteza vântului. Procesul este destul de complex, determinând apariția de elemente morfologice de tip dună atât în fața obstacolului cât și în spatele lui, până când acumularea de material estompează denivelarea creată de obstacol. În vecinătatea obstacolului se formează vârtejuri, creatoare ale inșele de denivelări.

Fig. 197. Depunerea nisipului în prezența unui obstacol (66)



Dunele mobile sunt acumulări coliene neconsolidate, aflate în migrație mai lentă sau mai rapidă, legată de antrenarea în mișcare a particulelor componente.

Fig. 198. Deplasarea dunele

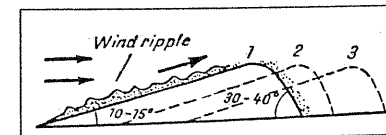


Procesul de migrație al dunele este limitat de nivelul crescut de umiditate care poate asigura un plus de coeziune nisipului și, mai ales, de fixarea printr-un covor vegetal.

Suprafața dunele este, de obicei, vălurită mai ales pe partea dinspre vânt, formând wind ripples sau ondulații de vânt, asemănătoare urmelor de valuri.

Fig. 199. Profilul unei dunele cu evidențierea ondulațiilor de vânt (wind-ripple)(68)

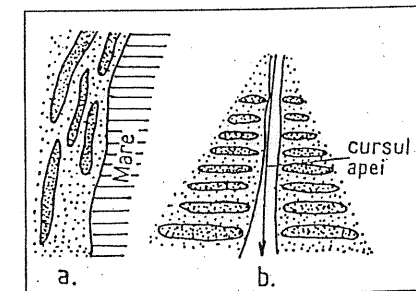
Săgețile indică sensul de mișcare a aerului  
1, 2, 3 = poziții succesive ale dunele în mișcare



După locul de formare și după forma lor, dunele pot fi:

- **DUNE FLUVIATILE**, depuse perpendicular pe traseul cursului de apă, formate prin acțiunea curenților de aer care circulă în lungul văilor din amonte spre aval. Profilul dunele fluviatile este, de obicei, asimetric, cu panta mai accentuată spre aval.

Fig. 200. Dispunerea dunele marine (a) și fluviatile (b) (116)



- **DUNE MARINE**, liniare, paralele cu țărmul, formate prin acțiunea brizelor. Profilul lor este simetric din cauza schimbărilor alternative de sens ale vântului. Formarea și deplasarea dunele marine este limitată la imediata vecinătate a țărmului.

- **DUNE DEȘERTICE.** Sunt dunele cele mai numeroase și mai diversificate, dezvoltate pe areale foarte întinse. În marea lor majoritate sunt dune mobile, cu viteze de înaintare variabile, legate de dimensiunea inițială a acumulărilor de nisip și de viteza vântului.

Dunele deșertice pot avea forme foarte diferite, legate de granulația materialului transportat, de viteza vântului și de constanța acestuia. Astfel, se pot deosebi **BARCANE**, dune de formă semilunară, formate prin avansarea mai rapidă a nisipului în sectoarele marginale- în raport cu zona mediană; **DUNE TRANSVERSALE**, cu aspectul unor valuri asimetrice perpendiculare pe direcția vântului. Sunt în general dunele cele mai ample, putând atinge 100 m înălțime, și acoperă suprafețe deșertice largi numite "mări de nisip" sau erg-uri. **DUNE PARABOLICE**, în formă de "U", cu deschiderea spre vânt, formate prin transportul preferențial al nisipului în zona de creastă a dunei; **DUNE LINIARE**, dezvoltate mai mult sau mai puțin paralel cu direcția vântului, formate în zonele în care direcția curenților de aer oscilează periodic față de direcția dominantă; **DUNE STELATE**, cu aspectul unor creste de nisip dispuse convergent, formate în zonele cu vânt de direcții variabile.

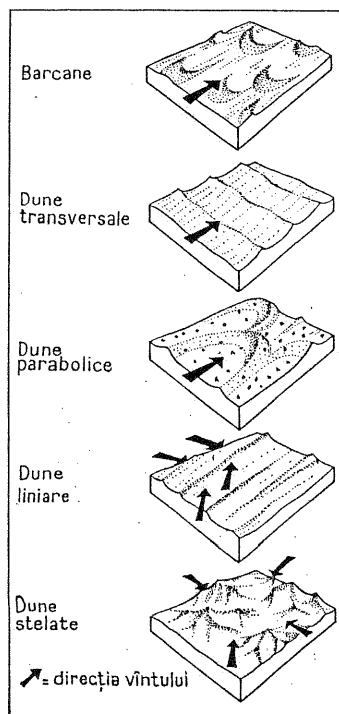


Fig. 201. Tipuri de dune deșertice (126)

Particulele de dimensiuni aleuritice (praful) transportate de vânt se acumulează într-un proces gravitațional lent, putând acoperi suprafețe imense, de mii de kilometri pătrați, și putând atinge grosimi foarte mari, în strate cvasi-orizontale.

În general, depozitele formate alcătuiesc **LOESS**-ul, rocă allogenă complexă, cu componente de dimensiuni siltice și subsiltice. Materialul din loess este mai puțin selecționat calitativ, fiind format frecvent, în afară de elementele clactice, reprezentate prin cuarț și minerale argiloase, din minerale autigene, de obicei carbonatice

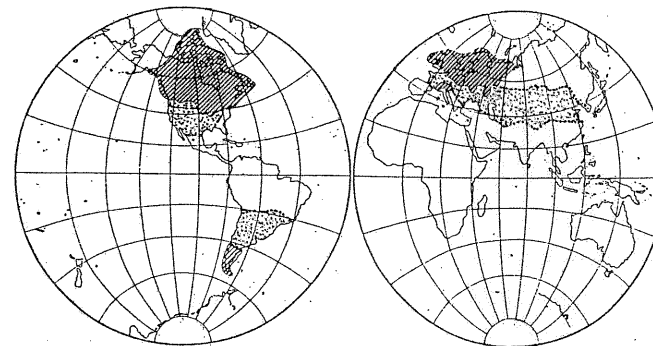


Fig. 202. Repartiția arealelor actuale cu depozite de loess (punctat) în raport cu suprafețele acoperite de ghețari în Pleistocen (hașurat) (66)

Cu privire la originea loessului, se consideră că acesta provine dintr-un material glaciatic sau periglaciatic, transportat eolian, după retragerea ghețarilor. Se pare însă că există și loess cu altă origine, în urma acumulării în condiții continentale aride, calde sau reci, a unui material rezultat prin eroziune, însă transportat și sedimentat tot eolian. Nu trebuie neglijat nici aportul uneori important de cenușă vulcanică, transportată de vânt la distanțe uriașe față de sursă.

În multe zone, loessul este erodat de apele de precipitație și de cele curgătoare și redeșertizat în acumulări similare cu cele inițiale, dar care prin resedimentare și-au pierdut caracterul eolian.

### ACTIUNEA GEODINAMICA A HIDROSFEREI

Hidrosfera este geosfera cel mai puternic implicată în transformarea exogenă a scoarței Pământului. Este un înveliș cvasi-continuu, cuprinzând întregul volum de apă din natură, sub toate cele trei forme de agregare. Acțiunea ei se întrepătrunde intim cu cea a biosferei și a atmosferei, fiind supusă permanent și influenței gravitației.

Apa sub formă de vapori are o acțiune directă limitată. Vaporii sunt o parte componentă a atmosferei împreună cu care acționează solidar, în același timp participând la procesele de alterare fie prin acțiune directă, fie prin catalizarea proceselor de alterație chimică sau facilitarea celor de alterație fizică sau biologică.

Efectul maxim realizat în procesele de eroziune, de transport și de sedimentare este produs de apa în stare lichidă și de cea în stare solidă.

În cele ce urmează, vom prezenta acțiunea geologică a Hidrosferei, în funcție de tipurile principale de apă (lichidă sau solidă), existente la suprafața Pământului.

### ACȚIUNEA APELOR METEORICE

Apele meteorice însumează apele rezultate din condensarea vaporilor din atmosferă. În urma acțiunii gravitației, acestea cad sub formă de ploaie, rouă, grindină sau zăpadă, adăugându-se acțiunii de deflație și coraziune atmosferică și contribuind la procesul de denudare a scoarței terestre.

O parte din apa de precipitație se infiltrează în scoarță, o a doua parte formând trasee de șiroire, fără un curs bine definit, care se scurg pe liniile de cea mai mare pantă și alcătuind o sursă suplimentară pentru cursurile de apă permanente.

Apele de șiroire au o acțiune mecanică de spălare și antrenare a materialului erodat, numită ABLAȚIUNE, și o acțiune de dizolvare, numită COROZIUNE.

Ablațiunea ca proces mecanic acționează cu precădere asupra rocilor mai puțin coezive, prin dislocarea particulelor minerale și antrenarea lor în suspensie sau prin târâre în deplasarea pe pante a apelor de șiroire.

Procesul este influențat de cantitatea de apă rezultată din precipitații, de litologia rocilor, de prezența sau absența unui înveliș vegetal, dar și de unghiul de pantă care controlează viteza de deplasare a apelor de șiroire. De asemenea, ablațiunea este controlată de mărimea picăturilor de apă, de viteza cu care cad și de unghiul sub care ating solul.

*Raporturile dintre dimensiunile picăturilor și forța de impact. (66)*

Diametrul picăturii (mm)	Forța de impact ( $\text{g/cm}^2$ )
1	0,043
3	3,350
5	16,300

În urma șiroirii prin ablațiune, în special asupra rocilor mai puțin coezive, se formează microreliefuluri appecifice, de tipul „piramidelor de pământ”, numite și „piramide coafate” cu

aspect de stâlpi, cu o bucată de rocă mai rezistentă la partea superioară, aceasta jucând un rol de protejare a rocilor mai moi de dedesubt.

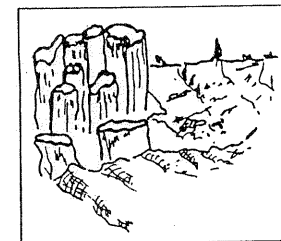


Fig. 203. Piramide de pământ (desen după fotografie)

Acțiunea chimică de dizolvare – coraziunea – este dominantă în cazul rocilor moi și a celor mai ușor solubile, pe suprafața cărora se formează microreliefuluri caracteristice, numite LAPIEZURI, reprezentând șanțuri paralele, separate prin creste, orientate relativ paralel cu linia de cea mai mare pantă.

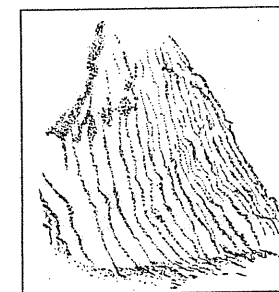


Fig. 204. Versant inclinat cu lapiezuri (19)

Rocile cele mai receptive la coraziune sunt cele solubile sau devenite solubile datorită caracterului agresiv al apelor de șiroire care înglobează în soluție gaze active chimic ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{SO}_3$ ). De aceea, lapiezurile se formează pe calcare, pe gipsuri, pe masive de sare deschise la suprafață, stând la baza unor procese de carstifiere primară.

Tot de acțiunea apelor meteorice este legată formarea ORGANISMELOR TORENȚIALE, cursuri temporare de apă, cu debit neregulat, cu pante rezezi și viteză foarte mare de curgere.

Torenții au un efect eroziv accentuat, orientat regresiv, dinspre aval spre amonte, pornind de la nivelul de bază (baza pantei). La un organism torențial se disting trei porțiuni: **bazinul de receptie**, de fapt o suprafață de șiroire verticală sau foarte înclinată, de pe care se colectează convergent apa încărcată cu material spălat de pe versanți; **canalul de scurgere**, un șanț cu pantă mai mică față de bazinul de receptie și cu maluri abrupte; **conul de deiectie**

în care, la baza pantei, se depune materialul transportat. Apa torenților antrenează pe pantă tot materialul instabil pe care îl întâlnește, mărindu-și prin asta puterea de distrugere. Torenții au o putere mare de eroziune și transport, formând crevase adânci, iar conurile de dejecție pot acoperi suprafețe largi la baza pantei.

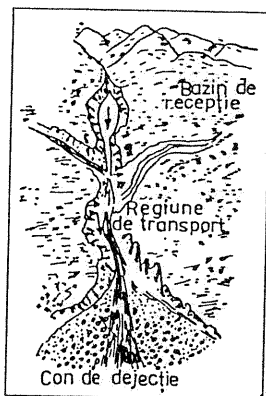


Fig. 205. Schema unui organism torențial (116)

Depunerea materialului transportat de torenți se face în funcție de mărimea și densitatea componentelor, ușor sortate, elementele grosiere depunându-se spre vârful conului de dejecție, la contactul cu canalul de transport, cele fine avansând spre baza conului de dejecție. Situația este inversă față de distribuția materialelor în conurile de grohotiș deplasate gravitațional.

Datorită discontinuității procesului torențial, acumularea materialului nu este stabilă, fiecare element depus formând un obstacol în calea viiturilor următoare, în consecință conurile de dejecție acoperindu-se parțial unul pe altul, construind o structură finală sintetică numită ARGESTRU.

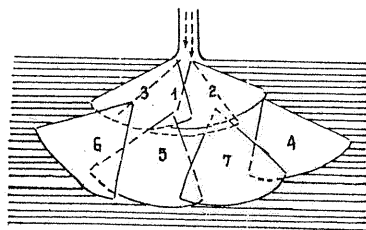


Fig. 206. Formarea unui con de dejecție compus (ARGESTRU)

Materialul acumulat într-un con de dejecție este, în general, șlefuit, rotunjit, nu atât de acțiunea apelor temporare cât datorită frecării la care componentele transportate sunt supuse la contactul cu patul canalului de drenare, dar și unele cu altele.

Suprapunerea diferitelor episoade de acumulare determină formarea unei stratificații încrucișate foarte evidente.

În zonele al căror relief prezintă importante rupturi de pantă, din unirea laterală a conurilor de dejecție produse de torenți dar și de pâraie cu curs permanent se pot forma **PIEMONTURI**, forme morfologice specifice reliefului submontan.

## ACȚIUNEA APELOR CURGĂTOARE

Apele curgătoare reprezintă rețeaua permanentă de ape, alcătuită reprezentată din pâraie, râuri și fluvii. Noțiunea de rețea permanentă implică prezența continuă a unor cantități de apă în deplasare sau, în condițiile absenței apei, existența unei albiei conturate, care să facă posibilă curgerea ordonată a apei.

La o apă curgătoare se individualizează sursa de apă, cursul și vărsarea.

Prima sursă a unei ape curgătoare constă din apele de șiroire cu caracter temporar, din organisme torențiale și din izvoare. Izvoarele se formează în momentul în care, prin procesul de eroziune se atinge nivelul freatic care va asigura cursului de apă un debit relativ constant, deci o curgere permanentă.

Sursele de apă pot fi suplimentate prin scurgerea de preaplin a unor lacuri, prin apa rezultată din topirea unor ghețari sau a unor pături de zăpadă și, evident, prin afluenți.

Cursul este albia prin care se realizează curgerea gravitațională a apei. În cursul unei ape se disting un curs superior sau o porțiune torențială (de acumulare), un curs mijlociu (de echilibru) și un curs inferior (de depunere).

Vărsarea este locul în care apele sunt colectate de un receptor, fie acesta un alt curs de apă, fie un lac, fie un sistem carstic subteran, fie un bazin marin.

Sunt situații speciale în care un curs de apă este, practic, lipsit de vărsare, apa pierzându-se în condiții de uscat, în zone cu alimant arid, în care evaporația depășește cantitatea de apă transportată.

Un curs de apă embrionar, în construirea albiei, evoluează simultan prin patru procese concomitente. Un prim proces duce la formarea și adâncirea canalului de scurgere (a albiei), un al doilea constă din alungirea către vărsare a albiei, cel de-al treilea este dezvoltarea

laterală și lărgirea, iar al patrulea constă din eroziunea regresivă de la partea inferioară spre cea superioară. Rezultatul final constă în obținerea profilului de echilibru, influențat de diferența de altitudine dintre punctul de vărsare (nivelul de bază) și izvoare, cu alte cuvinte de unghiul de pantă.

Profilul longitudinal variază de la o linie frântă accidentată – în faza de tinerețe a evoluției unei văi – la o linie curbă continuă – în faza de maturitate. În stadiile tinere, eroziunea și transportul sunt foarte active. Odată cu evoluția spre maturitate ele se diminuează pentru ca odată atins profilul de echilibru, eroziunea și transportul practic să înceteze.

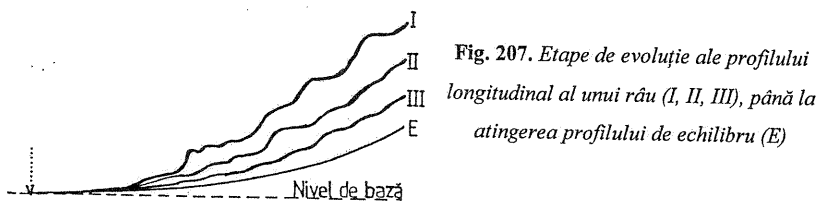


Fig. 207. Etape de evoluție ale profilului longitudinal al unui râu (I, II, III), până la atingerea profilului de echilibru (E)

Evident, dacă în urma unor modificări de echilibru între nivelul de bază și zona de obârșie, prin mișcări de ridicare a uscatului în raport cu nivelul mării, procesul se reia, realizându-se întinerirea cursului de apă.

Altitudinea punctului de vărsare reprezintă nivelul de bază. Tendința generală a unei ape este aceea de a-și adânci albia – în cursul superior – și de a și-o lărgi – în cursul inferior. Acest fapt determină și variația profilului transversal al văii de la forma literei „V”, cu pante repezi, cu eroziune intensă – în cursul superior – la un curs mijlociu cu profil mai larg în formă de „U” sau de „V” deschis, în trepte, din cauza scăderii pantei accentuându-se eroziunea laterală, până la cursul inferior, cu vale cu profil parabolic, cu pantă mică, cu eroziune practic nulă, cu putere de transport scăzută, și, implicit, cu depunere masivă de material sedimentar.

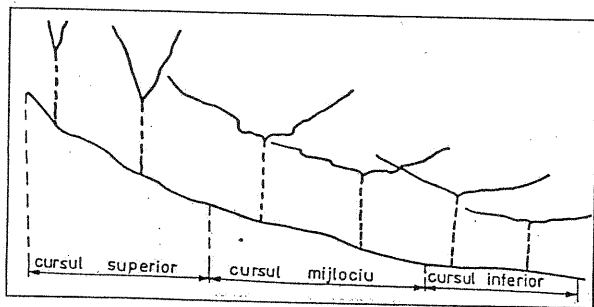


Fig. 208. Relația dintre profilul longitudinal și cel transversal al unei văi

**EROZIUNEA** apelor curgătoare este controlată de debitul și de viteza de curgere a apei. Desigur, eroziunea este influențată și de rezistența rocilor, fiind mai activă în roci mobile sau necoezive decât în cele consolidate sau foarte compacte.

Atunci când (cel mai adesea) în profilul longitudinal al unui curs de apă apar alternanțe de roci cu consistențe diferite se formează discontinuități de profil.

Prin procesul de eroziune diferențiată, în profilul longitudinal se produc **praguri**, reprezentând denivelări transversale provocate de traversarea de către râu a unor strate cu rezistență ridicată dispuse perpendicular pe sensul de curgere a apei.

O succesiune de mai multe praguri într-un sector al profilului longitudinal formează **cataractele**.

Uneori, în cazul în care sensul de curgere al apei coincide cu sensul de cădere al stratelor intersectate, sau eroziunea formează plane înclinate apar **repezișuri** la care se realizează o viteză crescută de curgere față de viteza medie din sectorul respectiv.

Dacă denivelările din profilul longitudinal sunt foarte mari se formează **cascade**.

Cascadele avansează regresiv prin subminarea bazei și prăbușirea părților superioare sub acțiunea gravitației.

Condițiile favorabile formării cataractelor pot fi întrunite în mai multe situații, legate însă în totalitate de caracteristicile structurale și cele litologice ale depozitelor deschise de cursul de apă.

Fig. 209. Secțiune transversală printr-o cascadă (Niagara) (60)

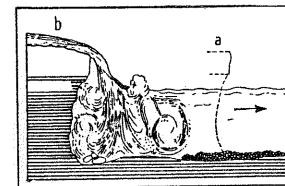


Fig. 210. Evoluția regresivă a unei cascade (18)

a, b = poziții succesive de retragere a denivelării

Sunt situații în care eroziunea regresivă a unui sistem fluvial intersectează vales alți sistem cu energie mai redusă pe care îl preia și îl redirejează prin **captare**.

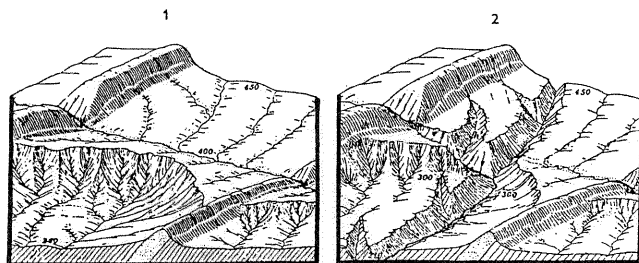


Fig. 211. Proces de captare (31)

1, 2 = poziții succesive  
(cifrele mici indică  
altitudinile)

Procesul de modelare prin eroziunea văii, în special în cursul superior (dar sunt frecvente cazurile în care fenomenul poate fi identificat și în alte sectoare ale profilului longitudinal) este puternic influențat de caracteristicile fizico-mecanice și structurale ale rocilor în care valea este tăiată. Se pot forma **văi în chei**, înguste, cu pereți abrupti până la verticală sau chiar în surplombă, tăiate în roci compacte și competente care accentuează eroziunea în adâncime.

Văile care, pe distanțe lungi, formează alternanțe repetate de chei, de repezișuri, de cataracte sau chiar de cascade poartă numele de **defileuri**. Defileurile de mare anvergură, adâncite în trepte, mai ales în depozite orizontale, se numesc **canioane**.

În cursul inferior, acolo unde viteza de curgere este diminuată, cursul de apă tinde să se extindă pe laterală, într-un proces de **meandrare** sau șerpuire. Procesul constă, pe de o parte, din eroziune în zonele de impact direct al apei cu malul, pe de altă parte, prin depunerea materialului rezultat în zonele neutre. Unul din efectele cele mai importante ale procesului este frecvența modificare a traseului cursului de apă, cu crearea de alții noi, cu rețezarea unor meandre, cu apariția de brațe moarte, etc.

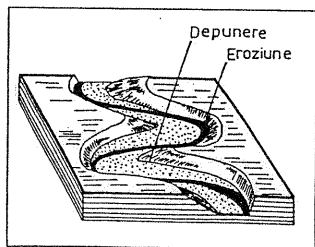
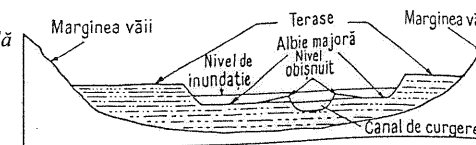


Fig. 212. Traseu fluvial meandrat (60 - completat)

Pe măsură ce în urma lărgirii laterale și a meandrării, firul văii, numit și **talveg**, se deplasează, suprafața văii depășește nevoia de drenare a apelor, în economia văii separându-se

**albia minoră** cu curgere permanentă și **albia majoră** sau **lunca** supusă divagărilor și acoperită de ape numai la viituri.

Fig. 213. Secțiune transversală printr-o vale fluvială (125)



Procesul de meandrare, implicat formarea unui curs șerpuit se produce predominant în cursul mijlociu, cu maluri mai abrupte, dar și în zona de șes, în câmpii aluvionare care nu justifică prin nimic divagarea talvegului, fenomenul neputând fi explicat satisfăcător, dar indicând cu certitudine un curs de apă de viteză mică, care își depune încărcătura sedimentară pe care nu o mai poate transporta.

Procesul de eroziune realizat de cursurile de apă este responsabil de evoluția generală a reliefului unei regiuni. În acest sens se poate remarca o dezvoltare etapizată, de la formarea (sau reformarea) unui curs de apă până la atingerea profilului de echilibru.

În această evoluție care alcătuiește un **ciclu de eroziune** se disting trei stadii cu caracteristici specifice. Primul stadiu, **de tinerețe**, este caracterizat prin energie de relief mare, denivelări ample, viteze mari de curgere și eroziune extrem de activă, în special în adâncime. Stadiul **de maturitate** este caracterizat de domolirea reliefului urmată de lărgirea văilor prin modelarea accentuată a interfluviilor și extinderea rețelei de afluenți. Stadiul **de bătrânețe** marchează atingerea profilului de echilibru urmată de scăderea vitezei apei și practic de încetarea proceselor de eroziune. Se ajunge la transformarea regiunii într-o **peneplenă** care încheie ciclul de eroziune.

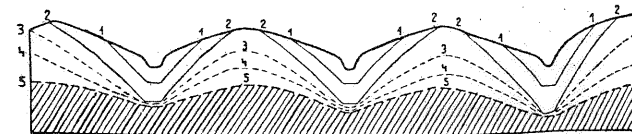


Fig. 214. Eroziunea și peneplenizarea unei regiuni (116 - modificat)

1, 2 = etape de adâncire a văilor și de fragmentare a terenului în stadiul de tinerețe;  
3, 4 = etape de modelare a interfluviilor în stadiul de maturitate;  
5 = stare de peneplenă în stadiul de bătrânețe.

În majoritatea cazurilor faza de peneplenă este limitată în timp, modificarea raporturilor dintre nivelul de bază și zona sursă, indiferent prin ce mod se produce, ducând la reîntinerirea cursului și, implicit, la instalarea unui nou ciclu de eroziune.

Acțiunea de **TRANSPORT** a apelor curgătoare constă din antrenarea în soluție, în suspensie sau prin transport de fund a materialului dezagregat în procesele de eroziune, a celui adus de afluenți și a celui produs autigen. Capacitatea de transport depinde de debitul și viteza apei, dar și de dimensiunea particulelor, de greutatea lor specifică și chiar de forma lor.

Prin calcul a fost apreciată corelația dintre viteza de curgere și dimensiunea particulelor transportate.

Tabel de corelare a dimensiunilor particulelor transportate cu viteza de curgere. (66)

Viteza apei(m/s)	Tipul dimensional al materialului
sub 0,1	mâl fin
0,15	nisip fin
0,20	nisip grosier
0,30	pietriș mărunț
1,60	pietriș grosier
2,25	bolovăniș mărunț
peste 12	bolovăniș

**Transportul în soluție**, chiar dacă este realizabil la orice nivel de debit și de viteză de curgere, este limitat la substanțele solubile sau solubilizabile în urma unor reacții chimice. Incluziunea în soluții a diferitelor minerale determină **mineralizarea** apelor, fenomen dependent, pe lângă solubilitate și de regimul climatic (cantitate de precipitații, temperatură etc). În linii generale, apele curgătoare fac parte din categoria apelor dulci, cu salinitate ce nu ajunge la valoarea de 0,1 g/l.

**Transportul în suspensie** se realizează cu componentele solide foarte fine, sub 0,8 mm în diametru, ridicate de forța ascensională datorită curgerii turbulente. Cantitatea de particule purtate în suspensie raportată la volumul de apă definește **turbulența**, măsurată în  $\text{kg/m}^3$ . Turbulența este variabilă în funcție de puterea curentului și de natura sedimentelor de fund, dar și de distanța pe verticală față de fund și de distanța laterală de la mijlocul râului spre maluri.

Cea mai importantă cantitate de material este deplasată prin **transport de fund**. În funcție de debit și de viteza de curgere pot fi antrenate componente grosiere cu dimensiuni inferioare unei valori limită numită **competență**. Competența crește cu cât viteza și debitul sunt mai mari, ceea ce explică dimensiunile crescute ale materialului transportat la viituri.

Transportul de fund se poate realiza prin saltație, prin târâre și prin rostogolire.

Saltația presupune ridicarea particulelor solide de către curentul de apă, împingerea acestora conform cu sensul de curgere și revenirea gravitațională pe fund. Târârea și rostogolirea se realizează cu menținerea contactului permanent cu fundul.

Transportul de fund se realizează concomitent cu o prelucrare mecanică a particulelor constând în șlefuire și reducerea progresivă a dimensiunilor.

În cursul superior, la viteze mari de curgere este transportat un material foarte variat, de dimensiuni mari și, în general, neselectat. În cursul mijlociu începe sortarea materialului. Cel grosier este depus sau este rulat, în urma târârii pe fund, șlefuit, micșorat și aplatizat, pe când materialul mai fin este dus mai departe spre cursul inferior. Aici, panta fiind mică, începe depunerea, în ordine, mai întâi a pietrișurilor, apoi a nisipurilor și, în final, a mălurilor, suspensiile extrem de fine putând fi deversate odată cu apa în colector, fie acesta un alt râu, un lac sau marea.

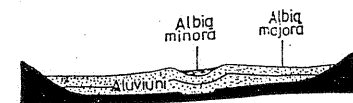
Cantitatea totală de material solid transportat de apă pe unitatea de secțiune și unitatea de timp reprezintă **DEBITUL SOLID**, care poate fi adesea foarte important cantitativ.

Cantitatea totală de material pe care îl poate transporta un râu reprezintă **capacitatea de transport**, parametru corelabil cu competența și, ca și aceasta, dependentă de o serie de factori ca dimensiunea și forma componentelor, natura acestora, poziția lor inițială și, desigur, viteza apei.

Procesul de **SEDIMENTARE** constă în depunerea materialului transportat sub formă de **aluvioni**. Acestea îmbracă o serie de aspecte morfologice specifice de tipul șesurilor aluvionare, al teraselor, al grindurilor, ostroavelor și deltelor.

**Șesurile aluvionare** se formează prin acumularea treptată a materialului aluvionar în albia râului, ducând la înălțarea patului acestuia și acoperirea unor suprafețe întinse în timpul viiturilor.

Fig. 215. Înălțarea patului râului (116)





Canalul permanent de scurgere constituie **albia minoră**, suprafața acoperită de ape la viituri constituind **albia majoră**.

Aluviunile acumulate în albia minoră sunt relativ instabile fiind adesea remobilizate de modificarea debitului sau a vitezei de curgere a râului sau fiind influențate de interpunerea unor obstacole, ele însele aduse de râu. Obstacolele pot determina despletirea cursului sau chiar bararea temporară a talvegului, urmată de revărsări în albia majoră.

Albia majoră este acoperită de aluviunile aduse la viituri, distribuite suborizontal, cu variații granulometrice și de sortare legate de poziția pe suprafața luncii mai aproape de albia minoră sau mai aproape de mal, sau, în funcție de procesul de meandrare sau divagare a cursului.

În cazul depozitelor cu debit solid important, aluviunile de luncă pot forma elemente morfologice de tipul unor **valuri aluvionare**, transversale, migratoare spre aval sau lacuri legate de brațele moarte și de meandre părăsite. Grosimea aluviunilor de luncă ale râurilor importante poate ajunge la 20 m.

Schimbarea profilului de echilibru poate determina reîntinerirea cursului de apă urmată de adâncirea albiei prin erodarea vechiului șes aluvionar, rezultând un profil transversal în trepte format din una sau mai multe **terase**, situate la diferite niveluri. Fiecare nivel de terasă reprezintă albia majoră existentă la un moment în timp înainte de alterarea profilului de echilibru.

Procesul de formare al unei terase cuprinde o fază de eroziune în timpul căreia se realizează adâncirea albiei minore față de cea majoră, o fază de acumulare constând în depunerea diferențiată a aluviunilor și o fază de terasare propriu-zisă în care, prin coborârea nivelului de bază procesul se reia cu formarea unei noi lunci, coborâtă față de cea anterioară, rămasă suspendată.

În formarea teraselor fazele pot fi echilibrate sau poate să predominie una din faze, fie cea de eroziune, fie cea de acumulare.

Din punct de vedere morfologic la o terasă se individualizează **podul terasei**, reprezentând suprafața suborizontală a luncii de origine, legată printr-o **zonă de racord** de suprafața laterală de eroziune și prin **fruntea terasei** reprezentând planul abrupt de legătură dintre podul terasei și luncă sau un nivel inferior de terasă.

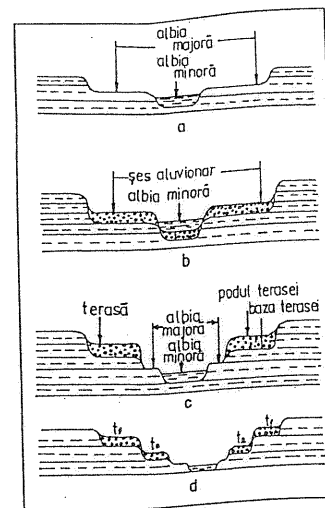


Fig. 216. Formarea teraselor (116)

- faza de eroziune
- faza de acumulare
- faza de ridicare a terasei
- formarea de terase succesive ( $t_1, t_2$ )

**GRINDURILE** sunt acumulări de material depuse pe șesul aluvionar, paralel cu albia minoră (în zonele de câmpie). Uneori de lungimi considerabile se formează de obicei la limita dintre albia minoră și luncă, dar pot apărea în condiții speciale în mijlocul luncii sau, mai mult sau mai puțin simetric la periferia albiei majore. Adesea, ele pot determina obturarea albiei minore și devierea cursului, urmată de deplasarea procesului de eroziune - acumulare.

**OSTROAVELE** iau naștere tot în zonele de șes, prin acumularea aluviunilor în interiorul albiei minore, în spatele unui obstacol, determinând fascicularea acesteia.

**DELTELE** sunt acumulări aluvionare terminale, care se formează la vărsarea râului într-un lac sau în mare, prin depunerea materialului transportat, sub forma unor conuri de dejecție de mari dimensiuni.

Depozitele de deltă au o stratificație puternic înclinată, determinată de rupțura de pantă între albie și fundul bazinului colector.

Formarea deltelor este dependentă atât de acțiunea apei curgătoare, care asigură aportul de debit solid, cât și de acțiunea apelor din bazinul colector. Procesul este stimulat și de amestecul de soluții electrolitice, reprezentat de apele cu salinități diferite ale râului/fluviului și ale bazinului colector. În urma acestui amestec sunt flocluate cantități importante de material pelitic, format predominant din minerale argiloase și oxizi, care se depun rapid, formând baza depozitelor de deltă.

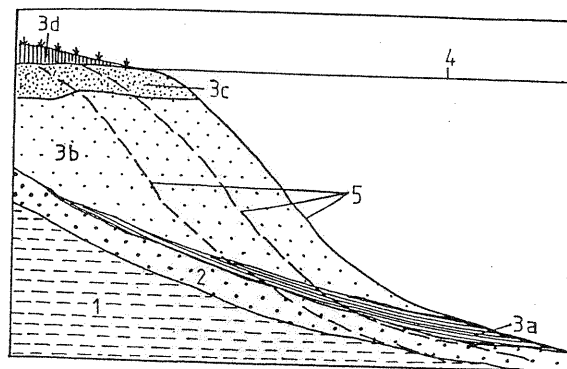


Fig. 217. Alcătuirea unei delte (91)

1. Substratul;
2. Facies marin litoral;
3. Depozite deltaice
  - a. Depozite marine predeltaice;
  - b. Prodelta;
  - c. Frontul nisipos-siltic;
  - d. Depozite continentale de mlaștină;
4. Nivelul mării;
5. Suprafețe depozitionale succesive.

În general, deltele se pot forma numai acolo unde debușeul râului se face pe o pantă moderată; în cazul pantelor abrupte, dispersarea materialului adus de râu este prea puternică pentru ca acesta să se poată acumula.

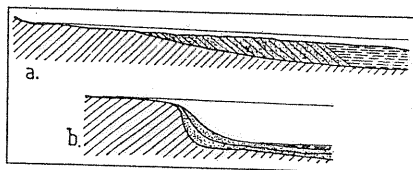


Fig. 218. Zonă favorabilă (a) și nefavorabilă (b) pentru formarea deltelor (116)

Sedimentarea deltaică duce, în general, la avansarea uscatului în mare, prin depunerea rapidă a aluviunilor. Prin aceasta, în mod practic, cursul fluviului se prelungeste, împărțindu-se în brațe divergente care, luând aspectul literei grecești „Δ” [*delta*], conferă numele consacrat al acestui tip de acumulare.

Dimensiunile și forma deltelor variază în limite foarte largi, dependente de cantitatea de aluviuni adusă de râu, dar și de condițiile particulare ale bazinului receptor (prezența/absența și amploarea mareelor, anvergura curenților litorali, regimul climatic, etc).

După formă, deltele pot fi: palmate, digitate sau răsfirate.

Deltele **palmate**, numite și delte **barate** au aspect tipic de deltă reprezentată prin umplerea cu aluviuni a unor golfuri. În această categorie se înscriu deltele Nilului, Dunării, Padului etc.

Deltele **digitate**, cu avansare extrem de rapidă au un canal principal prelungit, flancat de aluviuni, ramificat numai terminal, ca în cazul deltei fluviului Mississippi.

Deltele **răsfirate** au extrem de multe brațe ramificate și anastomozate extinse pe o suprafață largă, în lungul țărmului, de obicei al unor mări închise, ca în cazul deltei fluviului Volga.

Acumulări de tip deltaic se pot forma și în zonele de vărsare a râurilor în lacuri sau în cazul traversării lacurilor de către fluvii (la traversarea lacului Geneva de către Rhon sau a lacului Constanța de către Rhin), fără să atingă însă amploarea deltelor marine.

Un caz special de deltă îl reprezintă deltele **fără confluență**, specifice zonelor aride, de obicei endoreice, în care un curs de apă se poate ramifica pe modelul deltaic, dar apa brațelor dispăre prin infiltrare în substratul solid.

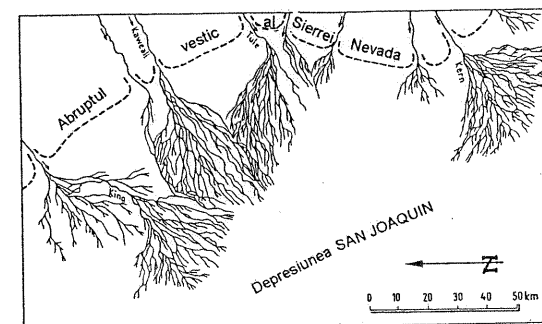


Fig. 219. Deltă fără confluență (66)

Procesele specifice acțiunii apelor curgătoare sunt mult mai complicate decât s-a putut prezenta, ele fiind strict dependente de o multitudine de factori legați, atât de energia de relief, de cantitatea și de natura materialului transportat și de rezistența la eroziune a substratului, cât și de unghiul de pantă și de obstacolele întâlnite în cale.

De aceea, atât profilul longitudinal și cel transversal, cât și dezvoltarea proiecției cursului de apă în plan orizontal se modifică în timp, raporturile dintre eroziune, transport și sedimentare fiind în permanență schimbate.

## ACȚIUNEA APELOR SUBTERANE

Apele subterane reprezintă acea parte a hidrosferei care ocupă spațiile libere (goale) ale litosferei (porii, fisurile, cavitățile). Sursa apelor subterane, în special în domeniul continental, este majoritar legată de apele de precipitație care se infiltrează în porii și fisurile

rociilor. O cantitate mai redusă provine din apele juvenile, formate primar din degazeificarea magmelor și, subordonat, din apele fosile (ape de zăcământ) păstrate în roci după litificarea din apa inițială a sedimentelor. În mod formal, se exclude din definiția apelor subterane apa legată chimic, fie ea apă de constituție, fie apă de cristalizare, fie apă de hidratare, noțiunea aplicându-se numai apelor libere.

Apele subterane nu reprezintă un înveliș continuu, prezența lor fiind legată de proprietățile oferite de rocile colectoare, în primul rând de **porozitate** și de **permeabilitate**.

**Porozitatea** reprezintă volumul total al spațiilor goale raportat la unitatea de volum solid, exprimat în procente.

Porozitatea poate rezulta din spațiile dintre particulele componente în cazul rocilor granulare, fiind controlată de dimensiunea, de forma, de gradul de sortare și de aranjarea în spațiu a granulelor, ca și de gradul de cimentare al acestora.

Un al doilea tip de porozitate este cea de fisurație, reprezentând întreruperi ale continuității rocilor, indiferent de natura lor.

**Permeabilitatea** este capacitatea unei roci de a transmite fluidele sub presiune, implicit de a asigura circulația unor fluide prin roci.

Între porozitate și permeabilitate nu există o relație directă, cea din urmă fiind intim legată de existența unor canale de legătură între pori sau fisuri ca și de dimensiunile acestora. Sunt situații în care roci foarte poroase, de tipul argilelor, sunt practic impermeabile, pentru că între pori nu există canale de legătură sau acestea sunt atât de mici (subcapilare) încât forțele de tensiune superficială împiedică circulația fluidelor.

Porozitatea, intergranulară și/sau de fisurație crează spațiul de acumulare al apelor subterane, iar permeabilitatea asigură mobilitatea acestora.

Apele subterane se dezvoltă până la adâncimi de 9 - 12 km, când se consideră că, datorită presiunilor ridicate și temperaturilor mari, se atinge punctul critic (365° C), la care apa nu mai poate exista în stare liberă.

În alcătuirea unei acumulari de apă subterană, se poate distinge o zonă superioară, numită **ZONA DE AERAȚIE** sau **ZONA VADOASĂ** în care porii sunt umpluți parțial cu apă, parțial cu aer, datorită relației strânse cu aerul atmosferic și discontinuității fenomenelor de infiltrație a apelor meteorice. Zona este sever influențată de factorii climatici.

Sub această zonă se dezvoltă **ZONA DE SATURAȚIE**, cu porii umpluți integral cu apă. Limita dintre cele două zone reprezintă **NIVELUL HIDROSTATIC** sau **NIVELUL**

**FREATIC**, a cărui adâncime variabilă urmează aproximativ morfologia reliefului, fără să fie paralelă cu aceasta.

În formarea acumulărilor de apă subterane apar variații legate de modificarea gradului de permeabilitate a rocilor. După ce o cantitate de apă infiltrată atinge un strat impermeabil, surplusul de apă se acumulează deasupra acestuia, formând un **strat acvifer**.

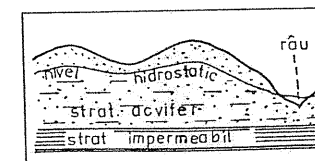


Fig. 220. Relațiile dintre nivelul hidrostatic și relief (109)

Un strat acvifer prezintă o **zonă activă, de oxidație**, situată deasupra nivelului hidrostatic, în care există o mișcare permanentă a apei, în contact cu aerul. O a doua zonă, **zona pasivă**, cunoaște o circulație a apei, datorată presiunii hidrostatice sub nivelul freatic. Deasupra stratului impermeabil, apare o **zonă stagnantă**, în care apa conținută este imobilizată de tensiunile superficiale create între moleculele de apă incluse în cuvertura impermeabilă și cele de la baza zonei permeabile.

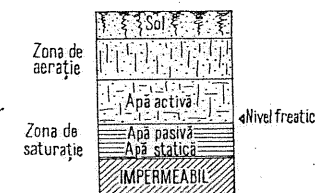


Fig. 221. Zonarea pe verticală a unui strat acvifer

În funcție de modul de alimentare cu apă, stratele acvifere pot fi **libere** sau **captive**.

Stratele acvifere libere sunt alimentate pe suprafețe largi, între acvifer și suprafața de infiltrație neexistând nici un nivel impermeabil de ecranare. Acviferele captive, fiind cuprinse între două strate impermeabile, pot fi alimentate cu apă numai pe la capetele de strat. Un strat captiv poate fi închis, complet izolat de stratele înconjurătoare prin ecrane impermeabile, sau deschis, atunci când prin eroziune, stratul impermeabil acoperitor este întrerupt.

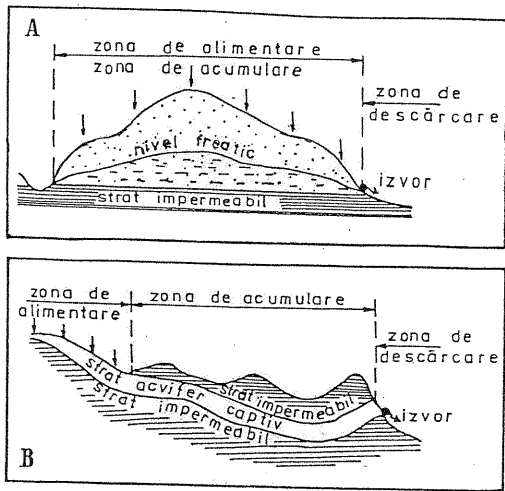


Fig. 222. Strat acvifer liber (A) și captiv (B) (109)

De cele mai multe ori, datorită diferenței de altitudine dintre zona de alimentare și patul stratului captiv, apa acestuia se află sub presiune. Dacă un rezervor sub presiune este deschis, natural sau artificial, conform principiului vaselor comunicante, apa va țâșni antigravitațional până la cota zonei de alimentare, într-un jet artezian care urcă până la nivelul piezometric, la care apa captivă se stabilizează.

Un caz particular al straturilor acvifere captive îl constituie stratele de apă veterică sau apa fosilă, care în evoluția structurală a regiunii au pierdut legătura cu sursele externe de alimentare.

În strânsă legătură cu stratele acvifere se formează **IZVOARELE**. Acestea sunt apariții naturale, la suprafață, a apei din stratele acvifere, în urma intersectării nivelului freatic cu o suprafață de eroziune, sau datorită creării unei căi de acces, prin accidente tectonice.

Izvoarele pot fi descendente, atunci când apa iese la exterior prin curgere în sens gravitațional, sau ascendente, atunci când ieșirea la suprafață se face prin ridicare, în urma efectului presiunii hidrostatice, conform principiului vaselor comunicante, prin sifonare și, uneori, prin efecte de capilaritate.

În grupul izvoarelor descendente se pot diferenția câteva tipuri, separate pe baza modului de deschidere la exterior a stratului acvifer. Astfel se pot menționa **izvoare de vale**, determinate de deschiderea acviferului prin eroziunea în adâncime a unei văi, **izvoare de preaplin** produse la revărsarea excesului de apă dintr-un rezervor depresionar, indiferent dacă depresiunea este determinată structural sau stratigrafic, **izvoare de strat** formate la baza unor

acvifere stratiforme monoclinale sau chiar horizontale, la contactul cu stratul impermeabil, **izvoare de pornitură**, de obicei cu flux limitat, la contactul dintre masa alunecată și patul de glisare al unor alunecări de teren etc.

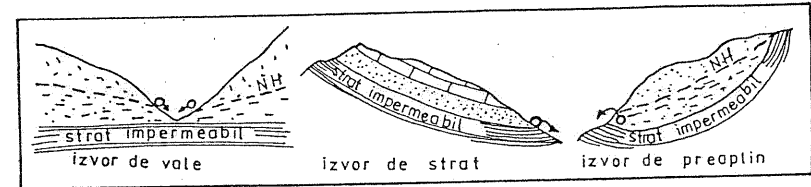


Fig. 223. Tipuri de izvoare descendente

Izvoarele ascendente care, în general, se datorează unor acvifere sub presiune pot fi: **izvoare de sinclinal** sau **izvoare ascendente de strat** deschise într-un flanc aflat mai jos decât sursa de alimentare, **izvoare de falie** dacă apa unui acvifer sub presiune poate urca în lungul unui plan de fractură, sau **izvoare arteziene** la care debușul aflat la o cotă joasă permite ascensiunea unui jet de apă până la nivelul piezometric.

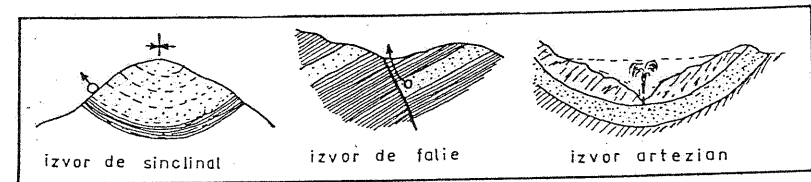


Fig. 224. Tipuri de izvoare ascendente

O situație particulară este oferită de zonele de carst. Acestea constituie, în general, acvifere fisurale, deschise fie la baza masivului prin izvoare descendente, fie undeva pe suprafața acestuia prin izvoare ascendente. În funcție de amploarea sistemului de fisuri și de complexarea acestuia prin goluri de dizolvare, debușarea zonelor de carst se poate face continuu sau intermitent. Izvoarele carstice cu debușeu continuu se mai numesc **izbucuri** și se caracterizează prin jeturi puternice apărute la suprafața unor roci aparent impermeabile.

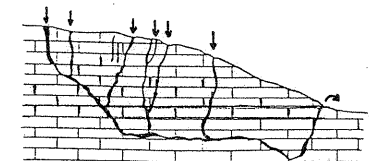


Fig. 225. Izvor carstic continuu ascendent.

Izvoarele intermitente se formează în zonele carstice în care sistemul de fisuri conține pungi, a căror umplere cu apă declanșează periodic, prin sifonare, golirea rezervei de apă, urmată de un interval de timp necesar pentru reumplerea cavitațiilor.

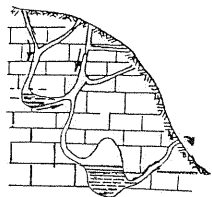


Fig. 226. Izvor carstic intermitent (cu sifonare)

Apele subterane au o acțiune de dizolvare, de roadere și de spălare a rocilor prin care circulă, mai accentuată în rocile friabile și/sau ușor solubile. În urma cumulării acestor procese se pot forma cavitații subterane și forme de relief specifice, încadrate în așa-numitele **FENOMENE CARSTICE** (denumirea derivă de la Podișul Karst din Dalmația).

Chiar dacă fenomenele carstice sunt determinate de solubilitatea ridicată a rocilor în contact cu apele subterane, acest parametru nu este suficient.

Carstul se produce preferențial pe roci carbonatice, pentru că acestea, fiind rigide, cu porozitate fisurală, asigură o circulație amplă a apelor subterane prin sisteme de fisuri rămase deschise timp îndelungat.

Roci bazate pe minerale mai solubile decât carbonații, de tipul gipsurilor sau al halogenurilor, datorită plasticității și a intercalațiilor de roci impermeabile obțin circulația apelor, implicit dizolvarea și, ca atare, produc rar fenomene carstice.

În mod excepțional se pot înregistra procese carstice în roci vulcanice, prin acțiunea unor soluții corozive, încărcate cu acid sulfuric, acid azotic și/sau  $\text{CO}_2$ . Fenomenul a fost menționat pentru prima dată de Traian Naum în Călimani, și identificat și în zona Masivului Ahagar din Sahara.

Principalele manifestări carstice sunt văile oarbe, cheile, dolinele, avenele, podurile naturale (ca fenomene de suprafață), dependente de ape meteorice sau ape curgătoare, și văile subterane și peșterile (ca fenomene subterane).

Desigur, enumerarea fenomenelor carstice poate fi mult mai lungă datorită complexității fenomenului și combinării tipurilor principale, între exocarst și endocarst existând conexiuni extrem de complicate fiind, în majoritatea cazurilor fenomene interdependente.

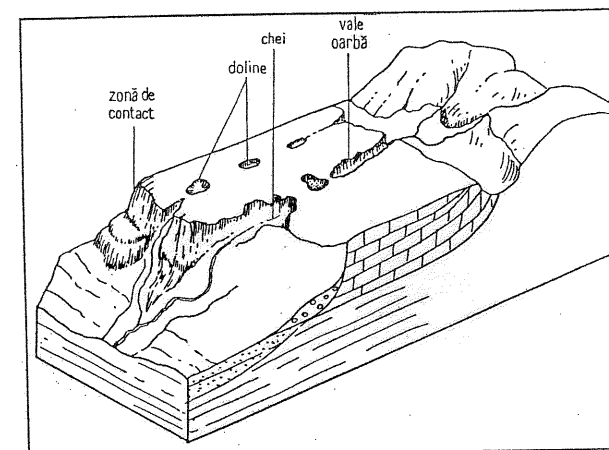


Fig. 227. Schiță de relief carstic de suprafață (109 - simplificat)

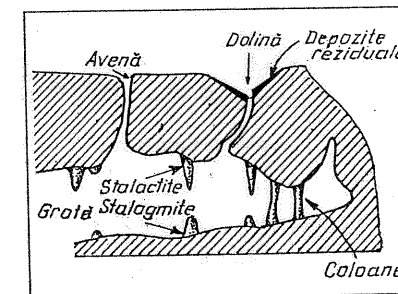


Fig. 228. Secțiune schematică într-un masiv endocarstic (68)

Dacă fenomenul carstic presupune o acțiune generală de dizolvare realizată de apele subterane, în anumite situații acestea pot acționa mecanic asupra rocilor care le cantonează.

Procesul reprezintă **SUFOZIUNEA**, care constă din antrenarea mecanică, prin curgerea apei subterane, a unor particule solide din masa rocilor granulare, urmată de creșterea spațiilor poroase, reducerea coeziunii și, adesea, de subminarea stabilității.

Acțiunea de transport realizată de apele subterane se suprapune celei de eroziune, constând din antrenarea în soluție a mineralelor solubile și deplasarea lor odată cu curgerea apei. Subordonat sunt antrenate și componente insolubile, extrase sub formă de reziduuri din roca primară și care sunt deplasate în suspensie sau chiar gravitațional, spre partea inferioară a rezervorului acvifer.

Materialul antrenat de apele subterane se poate depune, fie prin sedimentarea suspensiilor, fie, cel mai adesea, prin precipitarea chimică a materialului din soluție, ducând la

formarea de tufuri calcaroase, la suprafață sau în subteran, și la foarte variate tipuri de formațiuni de peșteră, numite și speleoteme (stalactite, stalagmite, stâlpi, cruste, draperii etc).

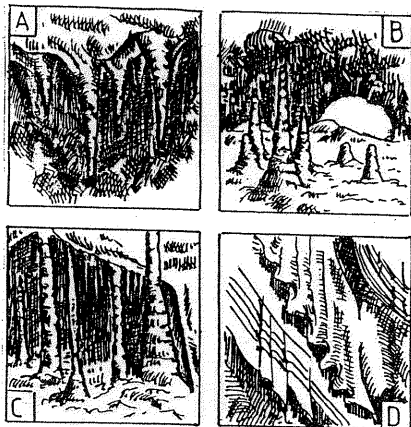


Fig. 229. Diferite tipuri de formațiuni de peșteră (19)

- A. Stalactite
- B. Stalagmite
- C. Draperii
- D. Coloane

Formațiunile de peșteră sunt, în mod obișnuit, de natură carbonatică (calcit, aragonit). Mai rar, se pot depune sare, gips, geluri de opal sau oxizi de fier și de mangan, depuse fie sub formă de concrețiuni, fie sub forme peliculare sau dendritice pe suprafața altor roci.

Un caz particular al acțiunii geologice a apelor subterane este cel reprezentat de **VULCANII NOROIOȘI**. Aceștia sunt erupții de noroi, însoțite de emanații de gaze, fiind întotdeauna sau aproape întotdeauna legați de regiunile cu zăcăminte de hidrocarburi, de care sunt determinați genetic.

Emanațiile de gaze, petrol și de ape sărate dintr-un zăcământ de hidrocarburi sub presiune, în drumul lor ascendent, întâlnesc pături de apă freatică cu care se amestecă și pe care o antrenează – prin fisuri – spre suprafață. La trecerea prin strate bogate în minerale argiloase, se formează un noroi relativ fluid, care va fi expulzat la suprafață. Bogăția în gaze determină manifestări care pot sugera procesul vulcanic, deși, din punct de vedere genetic, fenomenele sunt total diferite.

Vulcanii noroioși au un canal de alimentare, prin care circulă noroiul. Acesta, ajuns la suprafață, se revarsă sub forma unor torenți divergenți și poate forma un con, de mică amploare, cu crater central. După vâscozitatea amestecului de noroi și după cantitatea de gaze, aspectul morfologic variază. În cazul noroiului vâscos, conul va fi mai înalt, în cazul unui noroi mai fluid, conul va fi turtit sau de forma unei calote sferice. Atunci când noroiul este

foarte fluid și emisia de gaze este puternică, vulcanii noroioși iau aspectul unor gropi în care barbotează gazele, de unde și numele dat în România de **FIERBĂTORI**, **BOLBOROASE** sau **PÂCLE**. Existența vulcanilor noroioși este un indiciu al zăcămintelor de hidrocarburi în degradare, în urma deschiderii lor spre suprafață.

În afara acțiunilor de dizolvare, de levigare și de depunere, apele subterane pot facilita și procesele gravitaționale, de tipul alunecărilor de teren. Procesul constă în umectarea unor roci, de obicei a celor argiloase, care vor alcătui un pat de alunecare plastic, lubrifiat, pe care depozitele vor glisa gravitațional.

## ACȚIUNEA GEODINAMICĂ A GHEȚARILOR (A APEI ÎN STARE SOLIDĂ)

Ghețarii sunt una din componentele hidrosferei cu o acțiune geologică din cele mai dure, chiar dacă, la nivel planetar, nu ocupă o suprafață prea mare.

Ghețarii se formează la toate latitudinile, la cele mici – în zone înalte, montane –, la latitudini ridicate putându-se forma chiar la nivelul mării.

Contrar părerii generale, formarea ghețarilor nu se realizează prin solidificarea directă a apei lichide prin îngheț sau se realizează cu totul subordonat în acest fel. Ghețarii se formează prin acumularea și transformarea în gheață a precipitațiilor sub formă de zăpadă. Cristalele de gheață din componența zăpezii, sub influența presiunii determinate de propria greutate, se transformă în zăpadă granulară, numită **firn**. Prin repetarea procesului, firnul este permanent comprimat, granulele mărindu-și rețeaua cristalină până la formarea unor mase ample, monocristaline, de gheață. Gheața, fiind deosebit de plastică, va mula substratul pe care se acumulează și, prin influența gravitației, va tinde să curgă dinspre zonele cu altitudine ridicată spre cele mai joase. Procesul este continuu până în zonele la care temperatura mediului ambiant determină topirea.

Procesul de formare a gheții este dependent de regimul climatic, fiind realizabil numai în condițiile unui îngheț peren însă, odată formată, gheața se poate deplasa și în afara zonei de formare, menținându-se pe baza rezervei de temperatură scăzută pe care o include.

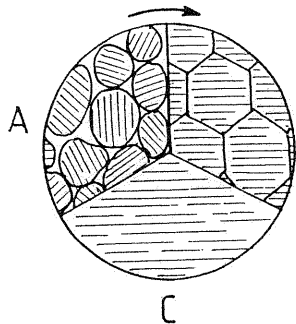


Fig. 230. Evoluția cristalelor de gheață de la acumularea de firn, cu structuri aleatorii (A), la cristale geometrizate cu structură paralelă (B), până la rețeaua monocristalină (C)

În deplasarea permanentă a gheții are loc un proces extrem de activ de eroziune a substratului, de transport a materialului erodat și de depunere a acestuia în zonele de topire.

Se pot distinge două mari categorii de ghețari, cei de calotă, caracteristici latitudinilor înalte, deci zonelor de climat rece, și cei montani, caracteristici zonelor alpine, indiferent de latitudinea la care sunt plasați. Dintre cele două categorii de ghețari, mai activi sunt cei montani, datorită, în primul rând, diferențelor de nivel pronunțate și distanțelor mai reduse care există între zona de îngheț și cea de topire de la baza versantului.

#### Acțiunea ghețarilor de calotă

Calotele glaciare sunt acumulări ample de gheață care acoperă, mai mult sau mai puțin în întregime, zone continentale situate în regim climatic polar și porțiuni din oceanul planetar în conexiune cu aceste zone.

Astăzi se cunosc doar două calote glaciare importante, cea Groenlandeză, în emisfera boreală și cea Antarctică în emisfera australă. La acestea se adaugă o serie de calote glaciare minore care acoperă parțial zone aflate la latitudini ridicate, cum sunt arhipelagurile Spitzberg (Svalbard), Franz Josef, Severnaia Zemlea, insula Ellesmere sau arhipelagul Sverdrup. De asemenea, la latitudinea celor două cercuri polare se produc calote temporare sezoniere, care în scurta vară polară se retrag, dar care fac corp comun, pe de o parte cu ghețarii montani învecinați, pe de altă parte cu zone extinse de permafrost. Permafrostul reprezintă depozite continentale înghețate peren chiar dacă nu sunt acoperite permanent de ghețuri. Aici trebuie menționate zona Capului Nord din Norvegia, Novaia Zemlea, litoralul extremului nord siberian, nordul peninsulei Alaska și arhipelagul Canadian, în emisfera nordică și Insulele

Shetland de Sud și Orkney de Sud și, deși la o latitudine mai scăzută, datorită altitudinii ridicate, Țara Focului.

În istoria geologică a planetei au existat perioade în care calotele glaciare au avut o extindere mult mai mare decât cele de azi, pe seama lor conservându-se urme litologice, morfologice, paleontologice, etc, adesea în zone aflate azi la latitudini care nu determină climat polar, susținând astfel deplasarea plăcilor litosferice.

Un ghețar de calotă este alcătuit dintr-o platoasă de gheață, numită **inlandsis** sau **ice-sheet**, în permanentă înnoire la partea superioară și care poate depăși 3000 m grosime. Datorită presiunii continue a gheții nou formate ca și datorită plasticității rețelei cristaline a gheții, baza calotei este antrenată într-o mișcare de glisare centrifugă, până la contactul cu marea unde formează **ghețari de șelf**. Aceștia se prelungesc în bazinul marin, uneori în contact cu fundul, altelei decolați față de acesta, modelați în permanență de relația cu marea, formând **banchize**. Banchizele sunt platforme plutitoare de gheață, cu grosimi ce, uneori, pot atinge 500 m, formate din gheață continentală suplimentată, prin acreție, de gheață masivă rezultată prin îngheț direct.

Întreaga masă de gheață este fragmentată prin **crevase**, crăpături temporare legate de deformarea gheții în deplasare. În lungul crevaselor, la periferia banchizelor se desprind **iceberg-uri**, antrenate în derivă la suprafața mării.

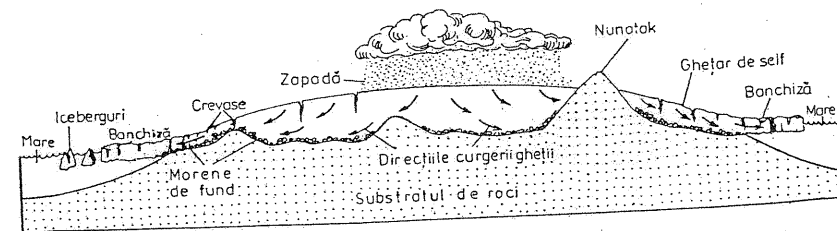


Fig. 231. Secțiune schematică într-un ghețar de calotă (75 cu completări)

Procesele geodinamice legate de evoluția ghețarilor de calotă sunt relativ dificil de analizat, fiind mascate de însuși învelișul de gheață. Cel mai adesea, aceste procese sunt reconstituite pe seama urmelor lăsate de calotele glaciare cuaternare, după retragerea de la

sfârșitul Pleistocenului. O parte din aceste urme sunt însă estompate de procese geodinamice ulterioare, fără legătură cu fenomenul glaciației.

Sub masa calotei glaciare eroziunea este extrem de activă, datorită în primul rând unui proces mecanic de roadere numit **exharație**, complicat prin procese de **gelivație** la contactul gheții cu substratul. Din erodarea și înlăturarea denivelărilor rezultă un șelf suborizontal de la care se abat masive stâncoase de altitudine ridicată, îmbrățișate și oculte de masa de gheață care nu reușește să le acopere. Acestea sunt numite **nunatak-uri** și, de cele mai multe ori reprezintă conuri ale unor vulcani activi sau masive cristaline refractare la eroziune.

Deși monoton, relieful câmpiilor glaciare prezintă numeroase denivelări, provocate de variațiile de dinamică ale masei de gheață în raport cu substratul, legate de grosimea calotei, de relieful preglaciar, dar și de litologia rocilor subiacente.

Astfel se pot forma excavații ale patului ghețarului, după retragerea calotei acestea fiind ocupate de lacuri. Rocile rezistente pot alcătui movile șlefuite de stâncă cu aspect de „**spinări de berbec**”, totul fiind striat prin zgârieturile produse pe fund de către materialul solid încorporat în masa de gheață.

Procesul de exharație este însoțit de antrenarea în baza calotei a materialului erodat, acesta fiind apoi deplasat lent odată cu curgerea masei de gheață. Materialul transportat de ghețar reprezintă **morenele** și este extrem de heterogen, atât ca sursă și alcătuire, cât și ca dimensiuni.

În cazul ghețarilor de calotă, morenele sunt transportate până la mare unde sunt antrenate în procese geodinamice specifice acestora. Numai în cazul topirii calotei, morenele se depun gravitațional pe substrat alcătuind adevărate **câmpii morenice** cu material neselectat dispersat pe areale largi, fără legătură cu locul de depunere, formând **blocuri erratice** libere sau prinse într-un liant fin granular, în așa numitele **argile cu blocuri** sau **tillite**.

Problemele sunt complicate prin procese particulare realizate în însăși masa de gheață, în care se pot forma cursuri de apă subglaciare, cu acțiune geodinamică specifică apelor curgătoare, dar ale căror depuneri, la topirea ghețarului, coboară până la patul acestuia, formând **oșere**, cu aspectul unor diguri alungite, conforme cu traseul râului subglaciar. Sunt situații în care, în masa de gheață se formează cavități tubulare, comparabile cu cavitățile carstice din masivele calcaroase.

### Acțiunea ghetarilor montani

Ghețarii montani, numiți și ghețari alpini, sunt caracteristici altitudinilor ridicate, indiferent de latitudine. Formați pe un relief cu denivelări mari, se deplasează rapid, rezultatul proceselor determinate de ei fiind mult mai ușor de observat și de analizat.

În evoluția lor, ghețarii montani se structurează în organisme glaciare, formate din trei sectoare: o **zonă de acumulare**, în care se formează gheața, **valea glaciară**, prin care gheața curge, și **zona de topire**, fiecare dintre ele demonstrând o pondere diferită a proceselor de modelare a crustei terestre.

Eroziunea produsă de ghețarii montani se realizează ca și în cazul celor de calotă, prin acțiunea predominant mecanică a masei de gheață asupra substratului, prin roaderea rocilor și săparea continuă a depozitelor cu care gheața vine în contact, prin **exharație**. În zonele de acumulare, de obicei depresiuni mai mult sau mai puțin circulare și închise, exharația acționează mai activ în zona pereților, ducând la erodarea și șlefuirea acestora și la creșterea continuă a pantelor, pe care le apropie de verticală. La proces contribuie, în special, deplasarea verticală a maselor de gheață în continuă formare și compactare. Uneori între ghețar și versantul depresiunii se formează o zonă intensă de gelivație numită **rimaye**, care amplifică exharația mecanică. Din proces rezultă **circuri glaciare**, care păstrează aspecte caracteristice și, în cazul topirii totale a gheții, formând locuri de colectare a apelor în lacuri glaciare, suspendate la mari altitudini, numite **tăuri** sau **zănoage**.

Când cavitatea unui circ glaciare este umplută complet cu gheață, aceasta caută o cale de defluare gravitațională - fie printr-o fisură, fie printr-o vale existentă anterior, fie debordând peste marginea circului -, formând o limbă de gheață cu deplasare lentă.

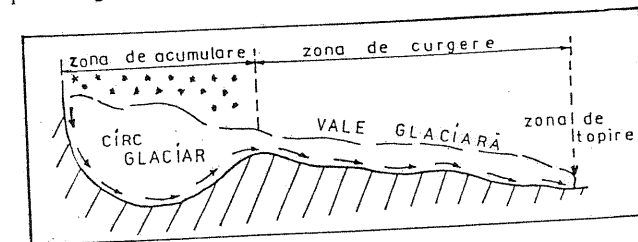


Fig.232. Secțiune longitudinală schematică printr-un ghețar montan.



Gheața în deplasare execută un proces de eroziune activă a fundului văii și a pereților, realizând un profil transversal în formă de „U”.

Profilul longitudinal al unei văi glaciare are frecvent discontinuități, date de diferențele de rezistență la eroziune a rocilor din patul văii. Datorită plasticității gheții, foarte adesea aceasta se poate deplasa și în sens antigravitațional, rămânând în permanență mulată pe fund.

Procesul de exharăție duce la șlefuirea rocilor de pe patul văii, crearea unor striții paralele cu sensul de curgere și formarea așa-numitelor „spini de berbec”, suprafețe lustruite mai reliefate, determinate de rocile mai rezistente.

Uneori, pe fundul văii glaciare se formează excavații circulare, adânci, numite **căldări** sau **marmite** de eroziune, produse de ape rezultate din topirea gheții superficiale, ape care pot ajunge la patul văii unde realizează un proces de săpare turbionară.

Acțiunea mecanică a gheții este stimulată de efectul termic de răcire a rocilor la contactul cu gheața și de acțiunea chimică a apelor rezultate din topirea parțială a gheții, care prin infiltrare duce la procese de alterare.

În cazul retragerii ghețarilor montani, traseul văilor glaciare poate fi utilizat de apele curgătoare, producând însă, cel puțin un timp, un relief particular cu văi afluate suspendate, al căror fund se menține la cota fostului ghețar afluent, ridicată față de cea a ghețarului colector, mult mai amplu, pe traseul căruia curge râul principal.

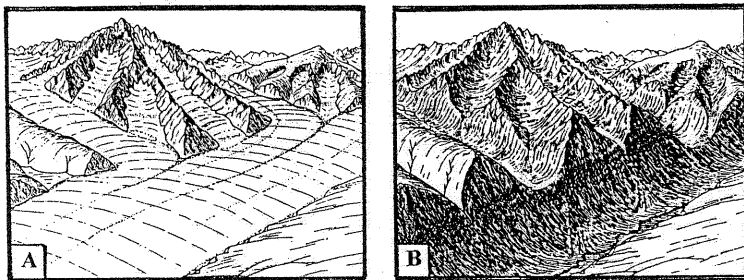


Fig. 233. Trecerea de la văi glaciare confluențe (A)

la văi postglaciare suspendate (B) (66)

Dacă într-o vale glaciară, prin ridicarea nivelului mării în raport cu uscatul, pătrunde marea, se va forma un golf particular, cu pereți abrupti, tăiat adânc în uscat, numit **fiord**.

Transportul glaciari constă în antrenarea în masa de gheață a materialului erodat. Acesta este alcătuit din blocuri de dimensiuni variate, neselectionate, plasate în diferite poziții în masa de gheață. Totalitatea materialului transportat de ghețarii alpini, ca și în cazul celor de

calotă poartă numele de **morene**. Morenele sunt clasificate după poziția lor în raport cu masa de gheață. Se disting morene **superficiale**, purtate la partea superioară a limbii de gheață, morene **laterale**, târâte la contactul cu pereții văii, morene **de fund**, situate la contactul cu patul văii glaciare, morene **interne**, reprezentate de materialul încorporat în masa de gheață prin efectul gravitației, morene **mediane**, rezultate din cumulara a două șiruri de morene laterale prin confluența a două limbi de gheață, și morene **frontale**, formate din materialul împins de limba de gheață în înaintare.

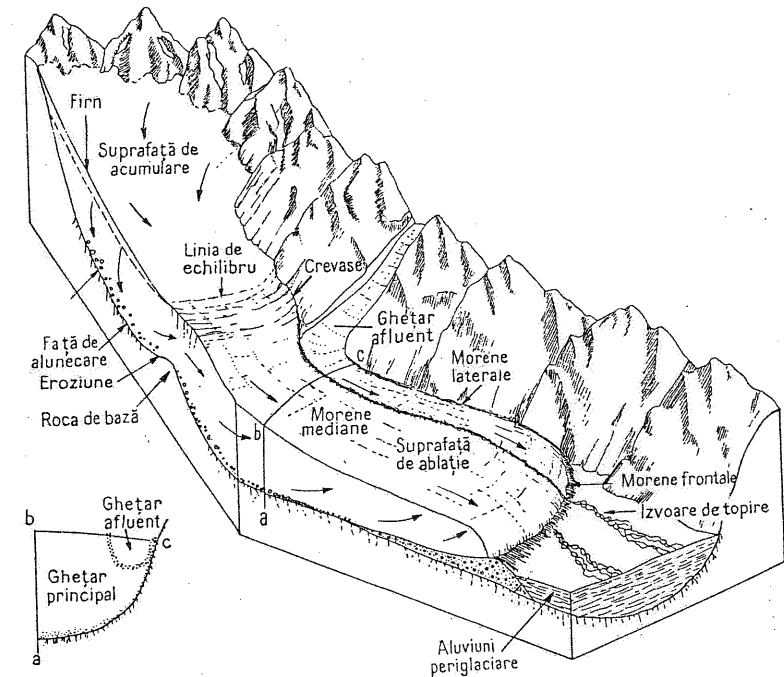


Fig. 234. Aspecte morfologice ale unui ghețar montan (126)

a-b-c = secțiune transversală

Procesul de sedimentare glaciară se produce în zonele de topire a gheții. Depozitele formate poartă tot numele de **morene**, fiind alcătuite din materialul morenic transportat de ghețar.

Localizarea morenelor (în sens de depozit) este legată de poziția materialului în limba de gheață. Ele pot fi **longitudinale** (rezultate din morene mediane și morene interne),

**marginale** (formate din morene laterale), sau **terminale**, dispuse ca niște praguri semicirculare (formate din materialul morenic depus în fruntea limbii de gheață).

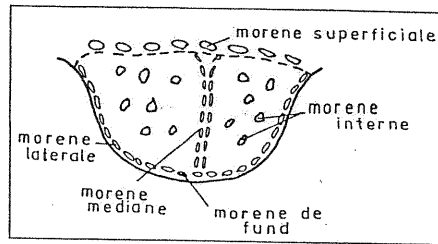


Fig. 235. Secțiune transversală într-un ghețar de vale cu localizarea poziției morenelor.

Frecvent, după topirea gheții, pe traseu rămân și în cazul ghețarilor montani blocuri mari de rocă, fără nici o legătură cu rocile din jur. Acestea se numesc **blocuri erratice** și pot trăda sursa materialului transportat.

După topirea ghețarilor, amestecul de morene se poate depune într-un liant constând din materialul argilos purtat în suspensie în masa de gheață. Acestea se numesc **tillite** sau **argile cu blocuri**, sunt lipsite de stratificație și complet nesortate. În cazul ghețarilor montani, poziționarea depozitelor de tillite este limitată la traseul văii glaciare, de mai mică anvergură față de tillitele produse la retragerea calotelor. În cazul ghețarilor montani de mari dimensiuni, tillitele pot forma denivelări de relief, alungite uneori pe distanțe de 500 – 1000 m și cu înălțimi de 10 – 30 m, numite **drumlinuri**, dezvoltate paralel, diferențiate granulometric în funcție de tipul dominant de morene pe care le înglobează.

Materialul fin rezultat din procesul de exhastrație este menținut în masa de gheață până la topire când se va acumula în zona periglaciară sub forma **făinii glaciare**, considerată ca materie primă dominantă a prafului antrenat eolian și depus sub formă de loess.

În zonele periglaciare, datorită alternanțelor de îngheț/dezghet sezonier, se pot forma depozite pelitice cu textură laminitică, numite **varve**, acumulate ritmic în bazinele lacustre de recepție a apelor de topire.

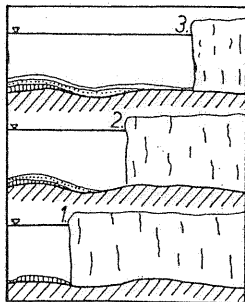


Fig. 236. Etape succesive de formare a varvelor (120)

Apa în stare solidă mai poate juca un rol geodinamic și sub formă de zăpadă, în așa-numitele **processe nivale**, fie prin acțiune directă, fie în combinație cu apa lichidă rezultată din topirea zăpezii. Procesele determină antrenarea gravitațională a zăpezii în **avalanșe** sau a zăpezii umede în **lavine**, efectele fiind însă reduse și cu impact local, minore în raport cu cele rezultate din procese glaciare.

În general, depozitele glaciare au grosimi relativ mici și apar discontinuu, având puține șanse de a se conserva - în timp -, în afara cazurilor excepționale ale unor manifestări de mare amploare, de tipul glaciațiilor aproape globale din Carbonifer și, mai ales, din Pleistocen.

## ACȚIUNEA GEOLOGICĂ A APELOR MARINE

Hidrosfera marină, în primul rând prin volumul imens de apă pe care îl cuprinde și prin aria de 71 % din suprafața totală a planetei, are un rol de prim ordin în modelarea scoarței Pământului.

Prin însăși morfologia Oceanului Planetar, divizat într-o multitudine de bazine, cu golfuri, mări marginale, mări interne, mai mult sau mai puțin legate între ele, reprezentând totalitatea marilor depresiuni umplute cu apă, hidrosfera oceanică vine în contact, pe suprafețe foarte mari, cu celelalte geosfere externe (atmosfera, litosfera și biosfera), cu care se întrepătrunde și cu care se interconstrucționează.

Hidrosfera marină reprezintă, la nivel planetar, principala sursă de apă și este, în același timp, datorită capacității calorice a apei, un important regulator climatic. Marea este domeniul originar de apariție a vieții, dar și mediul care asigură condiții optime pentru dezvoltarea unor numeroase categorii de organisme. În mare se concentrează imense cantități de materie minerală și organică și, nu în ultimul rând, bazinele marine reprezintă receptaculul final de acumulare a întregului volum de material sedimentar.

Pentru mai buna înțelegere a proceselor care se desfășoară în hidrosfera marină este necesară prezentarea schematică a morfologiei unui bazin marin.

Un bazin marin (oceanic) reprezintă o vastă depresiune a scoarței terestre, atingând, cel mai adesea, adâncimi foarte mari. Contrar părerilor care susțin că bazinele marine au un fund cu relief șters, astăzi s-a demonstrat că relieful fundurilor marine prezintă adesea denivelări pregnante care, uneori, le depășesc pe cele din domeniul continental.

Datorită imensității bazinelor marine, procesele geologice se manifestă diferențiat – de la zonă la zonă.

Divizarea unui bazin marin, pentru elucidarea proceselor geologice pe care le cuprinde, se face pe mai multe criterii cumulate, care exprimă acțiunea și interacțiunea factorilor ecologici și geodinamici.

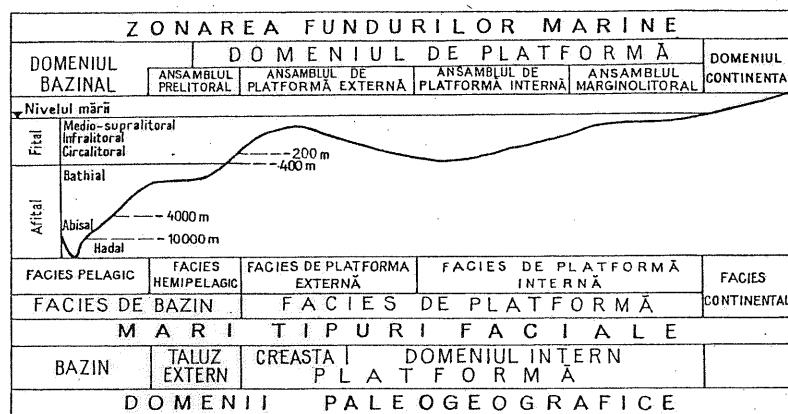


Fig. 237. Schița morfologică a unui bazin marin (37)

Astfel, zonarea unui bazin marin se poate realiza fie prin referirea la adâncimea bazinului (pornind de la nivelul mării), fie prin raporturile masei de apă cu țărnul sau cu fundul, fie prin exprimarea unui cumul de condiții de mediu.

În funcție de adâncime, un bazin marin cuprinde o zonă **LITORALĂ**, extinsă de la suprafață până la adâncimi de circa 200 m, o zonă **BATHIALĂ**, extinsă până la circa 4000 m adâncime, o zonă **ABISALĂ**, până la adâncimi de 9000 – 10000 m, și o zonă **HADALĂ**, cuprinzând marile fose mai adânci de 10000 m.

**ZONA LITORALĂ**, la rândul ei, poate fi divizată în funcție de extinderea proceselor mareice în etajul **supralitoral (supratidal)**, inundat numai în cazul unor marea excepționale, etajul **mediolitoral (intertidal)**, cuprins între nivelurile de flux și reflux, etajul **infralitoral**, lipsit de apă numai în condiții de excepție, și etajul **circalitoral (subtidal)**, neafectat de oscilațiile de nivel induse de marea.

O altă divizare se referă la raporturile masei de apă cu fundul, cuprinzând o zonă **NERITICĂ**, corespunzând apelor suprapuse peste zona litorală, de adâncime relativ redusă, și o zonă **PELAGICĂ**, suprapusă zonelor de adâncime, deci largului oceanului.

O altă zonare se referă la capacitatea de pătrundere a radiațiilor luminoase în masa de apă și, indirect, de capacitatea de dezvoltare a organismelor fotosintetizante. În acest sens se separă un domeniu **FOTIC**, numit și **FITAL**, extins până la circa 400 m, și un domeniu **AFOTIC** sau **AFITAL**, sub această adâncime. Dacă se ține seama și de calitatea radiațiilor luminoase, domeniul fotic el însuși se împarte într-o zonă **eufotică**, până la circa 200 m adâncime, în care pătrund radiații luminoase cu spectru integral și o zonă **disfotică** sau **crepusculară**, până la limita inferioară a zonei fotice, în care pot penetra numai radiațiile de lungime de undă mică (albastru, indigo, violet).

În sfârșit, în funcție de tipul de crustă existent și de relațiile cu continentul, într-un bazin marin se separă un domeniu **EPICONTINENTAL** sau de platformă și un domeniu **BAZINAL**, primul fiind suprapus scoarței de tip continental și corespunzând, în general, din punct de vedere batimetric, cu zona litorală.

Ca și în cazul celorlalți agenți de dinamică externă, marea acționează prin distrugerea unor depozite preexistente, prin transport și sedimentare.

Distrugerea depozitelor preexistente realizată de apele marine poartă numele de **ABRAZIUNE MARINĂ**. Procesul este predominant mecanic, dar este influențat în mare măsură de caracteristicile chimice ale soluției reprezentate de apa de mare și de factorii de temperatură și de presiune ai masei de apă.

Abraziunea are loc predominant în zonele de țărniș, sub influența mișcărilor maselor de apă, respectiv sub acțiunea valurilor, a mareelor și a curenților.

**VALURILE** reprezintă oscilații progresive ale maselor de apă induse de vânt, în majoritatea cazurilor. În condiții normale, moleculele de apă sunt antrenate într-o mișcare circulară, conformă unui cerc al cărui diametru coincide cu înălțimea valurilor. La un val se distinge **creasta**, ca partea cea mai ridicată, **baza**, ca zona cea mai joasă, între ele măsurându-se **înălțimea**. Distanța dintre două creste vecine reprezintă **lungimea valului**.

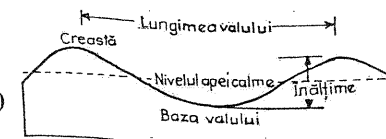


Fig. 238. Morfologia unui val eolian (75)

Distanța aparentă parcursă de val în unitatea de timp reprezintă **viteza valului**, iar intervalul în care două creste succesive trec prin dreptul aceluiași reper, este **perioada**.

De la suprafața mării spre adâncime, diametrul orbitei de oscilație a moleculelor de apă scade rapid, valul însuși amortizându-se până la anulare.

În ape puțin adânci, datorită frecării cu fundul, orbitele moleculelor de apă se aplatizează progresiv, astfel încât mișcarea circulară se transformă într-o mișcare rectilinie de du-te – vino responsabilă de deformarea valului, de transformarea lui într-un **brizant**, care prin **deferlare** se revarsă peste țârm, formând un strat de apă numit **jet de resacă**. Apa acestuia, în intervalul dintre valuri, se retrage gravitațional spre bazin, printr-un **contracurent de spălare**.

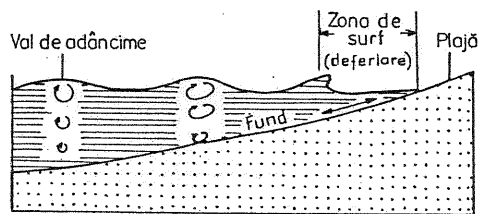


Fig. 239. Schimbarea mișcării moleculelor de apă din valuri din circulară în du-te-vino în zona de deferlare (75)

Valurile exercită asupra țărmurilor o presiune care variază între limite foarte largi, de la 3-4 kg/cm<sup>2</sup>, în momentele de mare calmă, până la 35 t/cm<sup>2</sup>, în condiții de furtună. Efectul distructiv se resimte mai ales la țărmurile cu faleze înalte, pe care agitația valurilor le subminează la bază, determinând – în final – prăbușiri urmate de modificarea liniei de țărm.

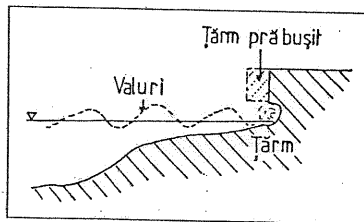


Fig. 240. Acțiunea de abraziune a țărmului realizată de valuri

Acțiunea valurilor este mai puternică în cazul mărilor deschise și mai restrânsă în cazul celor interne. La acțiunea mecanică a valurilor se adaugă și acțiunea chimică a apelor, în special cea a CO<sub>2</sub> dizolvat, ca și a diverselor săruri disociate, deci gradul de agresivitate al apelor.

Abraziunea este amplificată de materialul erodat antrenat în suspensie. Influența valurilor în procesul de abraziune marină este limitată la adâncime. Foarte puternică – la

suprafață și la contactul direct cu uscatul – abraziunea scade rapid cu adâncimea, odată cu amortizarea oscilației valurilor. Astfel, puterea valurilor se reduce la 20 % din maximum – la o adâncime de 20 m, la 2 % la 50 m, pentru ca la 70 m să fie practic nulă.

Structura geologică a țărmului are și ea un rol important în abraziune, raporturile dintre linia de țărm și direcția și înclinarea stratelor, ca și rezistența rocilor supuse abraziunii amplificând sau atenuând rolul distructiv al valurilor. Stratele înclinate spre continent sunt mai puternic erodate, deoarece valurile sapă nișe în culcușul stratelor, ducând la formarea și avansarea **falezelor**. În cazul stratelor înclinate spre mare, procesul este estompat, valurile tinzând să alunece pe suprafețele de strat.

Rezultatul principal al abraziunii constă în deplasarea progresivă a liniei de țărm și formarea platformelor de abraziune. Adesea, în cazul modelării prin abraziune a unor țărmuri înalte, cu formare de faleze în roci competente, pot rezulta aspecte morfologice spectaculoase, de tipul **arcadelor de abraziune**, a **stâlpilor** sau a **zidurilor de abraziune**.

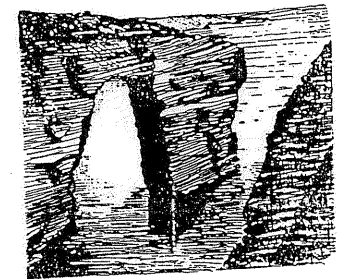


Fig. 241. Arcadă de abraziune (116)

În cazul intervenției mișcărilor oscilatorii ale scoarței, de ridicare sau de coborâre a uscatului în raport cu marea, pe seama platformelor de abraziune se creează **TERASE DE ABRAZIUNE**, emerse în primul caz, submerse în al doilea.

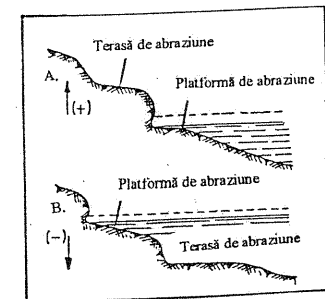


Fig. 242. Formarea de terase de abraziune, emersă (A) și submersă (B) (116)  
Linia întreruptă marchează cota de flux.

**MAREELE** sunt mișcări ritmice ale apelor marine, provocate de atracția gravitațională exercitată de Lună și de Soare. Ele constau din ridicarea periodică a apelor mării, de două ori pe zi, la flux și retragerea acestora la reflux.

Fiind dependente de poziția relativă a Pământului față de Soare și mai ales față de Lună, în decursul unei luni calendaristice, marea atinge amplitudinea maximă (de siziegie) de două ori și amplitudinea minimă (de cuadratură), de asemenea de două ori. Siziegia se atinge la lună nouă și la lună plină, când Soarele, Pământul și Luna sunt coliniare (în conjuncție). Cuadratura se atinge la primul pătrar și la ultimul pătrar, când linia Pământ-Lună este perpendiculară pe linia Pământ-Soare. Între aceste extreme, amplitudinea marcelor variază zilnic.

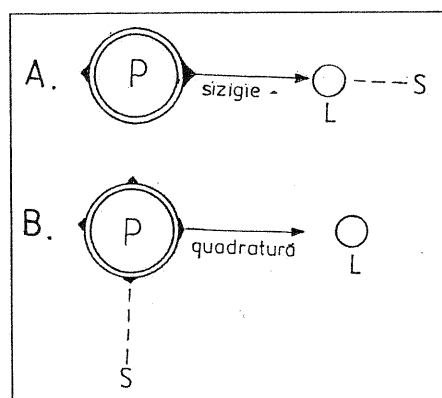


Fig. 243. Marea de siziegie (A) și de cuadratură (B) (91)

P = Pământul; L = Luna; S = Soarele.

Valoarea mării este legată de distanța față de țărm, fiind mai evidentă la țărm.

Mișcările mareice au o influență limitată în abraziune, amplificând acțiunea valurilor. Pe baza alternanțelor de flux/reflux, marea poate determina formarea simultană a două platforme de abraziune etajate, una la nivelul mării maxime, mai apropiată de uscat, o a doua, mai spre larg, la nivelul mării minime.

Un al treilea factor de abraziune îl reprezintă **CURENȚII MARINI**. Aceștia reprezintă mase de apă puse în mișcare de către vânturi, la suprafața oceanului, de diferențele de temperatură, de salinitate și de densitate în interiorul acestuia, dar și de alți factori la scară planetară, ca accelerația Coriolis, sau la scară locală, determinați de influența mișcării valurilor sau de vehicularea apelor de către marea.

Curenții, în special cei din apropierea țărmului, au o acțiune de erodare a fundurilor puțin adânci, comparabilă cu acțiunea de erodare a apelor curgătoare. Curenții locali, legați de contracurenții de spălare rezultați din spargerea valurilor, din deriva de coastă sau produși de oscilațiile mareice, acționează mecanic asupra sedimentelor neconsolidate cu care vin în contact, putând produce o serie de canale, de scurgere, cel mai adesea cu existență limitată în timp. Mult mai activi sunt curenții episodici formați pe taluzul continental (zona înclinată de racordare a platformei continentale cu zonele oceanice de profunzime). Aceștia sunt **curenții de turbiditate**, declanșați aleatoriu prin ruperea echilibrului sedimentelor și curgerea gravitațională a acestora. Viteza unui astfel de curent poate atinge 90 m/s, față de viteza curenților oceanici obișnuți, care se deplasează cu 1-20 m/s. În deplasare, curenții turbiditici devin adevărate fluvii de noroi, cu o putere foarte mare de eroziune, și pot crea crevase profunde sau chiar canioane submarine. Ei funcționează până la restabilirea echilibrului pe pantă, putând reapărea la un nou dezechilibru, în același loc, dar cel mai adesea în altă amplasare față de traseul anterior. Spre deosebire de curenții obișnuți, cu acțiune limitată la zonele de adâncime relativ scăzută, curenții de turbiditate pot acționa la adâncimi foarte mari, pe întreaga pantă a taluzului continental, până la nivelul câmpiilor abisale și chiar pe suprafața acestora.

**TRANSPORTUL MARIN** constă din deplasarea materialului erodat de abraziune și a celui adus de pe uscat. Materialul este antrenat în soluție sau în suspensie și este deplasat odată cu mișcarea maselor de apă. O parte din materialul mai grosier este deplasat prin saltație și prin târâre, în sens gravitațional. Responsabili de deplasarea materialului solid sunt aceiași agenți care au produs abraziunea, respectiv valurile, marea și curenții marini.

Cantitatea de material transportat este proporțională cu viteza de deplasare a valurilor și invers proporțională cu dimensiunile particulelor și cu adâncimea bazinului.

În general, materialul mai grosier este deplasat până la adâncimi de 30 – 50 m, numai în mod excepțional putând atinge 200 m. Mișcarea dominantă a materialului se datorează oscilației valurilor.

Valurile au o acțiune limitată la zona de țărm, unde transportul se produce, în primul rând pe seama mișcării de du-te – vino a masei de apă, care de cele mai multe ori este asimetrică.

Cel mai adesea, fronturile valurilor sunt oblice față de țărm; jetul de resacă perpendicular pe val nu este urmat pe același traseu de contracurentul de spălare, care se va scurge pe linia de cea mai mare pantă, inducând deriva de plajă, paralelă cu țărmul.

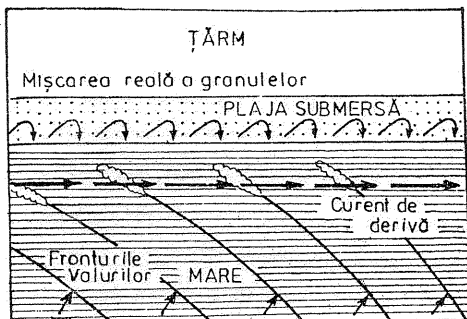


Fig. 244. Transport prin derivă de plajă (75)

Procesul este însoțit de sortarea granulometrică a materialului antrenat în transport, particulele fine fiind deplasate pe distanțe mult mai mari decât cele grosiere.

Acțiunea de transport determinată de marea se resimte, în special, în zonele puțin adânci, în canale, în strâmtoni și în zone de prag. În anumite condiții, marea poate determina deplasarea particulelor de dimensiuni pelitice până la adâncimi de 1500-2000 m.

Curenții marini sunt un agent important putând determina un transport preferențial, pe distanțe foarte mari.

Datorită volumelor mari de apă pe care le vehiculează, acțiunea curenților de mare anvergură se poate resimți și la adâncimi de peste 2000 m.

Deplasarea sub acțiunea mecanică a maselor de apă este accentuată de deplasarea lentă produsă pe pante sub acțiunea forțelor gravitaționale.

Dacă în zonele de țărm sau în apropierea acestora, mișcarea maselor de apă poate deplasa și material grosier, odată cu avansarea spre larg și spre zonele adânci, dimensiunea particulelor transportate de curenți se reduce drastic, iar cantitatea de material transportat de pe continent scade până la anulare. În același timp, în aceste zone, se înregistrează un transport gravitațional pe verticală, determinat de căderea lentă spre fund a mineralelor formate autigen în masa de apă, concomitent cu schelete de organisme planctonice și nectonice care populează masa de apă.

Cel mai important efect de transport îl realizează curenții de turbiditate care, în momentul declanșării, vehiculează un volum imens de material, complet neselectat calitativ sau dimensional, pe care îl deplasează în sens gravitațional, sub forma unor torenți uriași de noroi, în amestec cu blocuri, uneori gigantice, de material dislocat nu numai din pătura de sedimente, ci foarte adesea – smulse din substratul deja litificat al fundului bazinului. Întreaga masă a turbidității poate fi deplasată pe distanțe imense, până la baza pantei

și, foarte adesea, datorită efectului inerțial al materialului, chiar pe suprafața relativ plană a platourilor abisale. Materialul se poate deplasa uneori și în sens antigravitațional, inerția putându-l antrena pe pante ușor ascendente.

Spre deosebire de celelalte tipuri de curenți, curenții de turbiditate au un caracter episodic, puterea lor de transport epuizându-se la realizarea echilibrului. Reluarea lor este aleatorie, de cele mai multe ori pe trasee diferite față de traseele curenților amortizați.

**SEDIMENTAREA MARINĂ** este, atât din punct de vedere cantitativ cât și ca diversitate, cel mai complex ansamblu de procese de dinamică externă. Dezvoltat pe areale extrem de vaste, procesul de sedimentare marină cumulează componente fizice, chimice și biologice, desfășurate pe seama unor materiale extrem de variate ca geneză (allogene, autigene, biogene).

Natura depozitelor formate este, de asemenea, foarte diversă, legată fiind de relieful uscatului, de relieful fundului bazinului, de morfologia țărmului, de cantitatea de material terrigen care accede în bazinul marin ca și de condițiile de climă, de salinitatea apelor și de conținutul de organisme de toate tipurile care viețuiesc în bazin. Materialul este suplimentat prin particule de origine cosmică, încorporate în masa de apă și de produse ale activității vulcanice, terestre, dar mai ales submarine.

Natura sedimentelor marine variază mult în funcție de distanța față de țărm, de adâncime și de condițiile specifice ale bazinului.

După tipul predominant al materialului care alcătuiește sedimentele, acestea pot fi **TERRIGENE** (de la Terra), dacă în compoziția lor domină materialul clastic allogen, adus de pe continent, sau **PELAGICE** (de la Pelagos = mare), dacă în compoziție domină elementele autigene, formate în condiții specifice bazinului marin.

Evident, distribuția sedimentelor în bazin este neuniformă, depozitele terrigene fiind predominante în zonele mai apropiate de țărm, la adâncimi mai reduse, unde transportul de pe uscat este mai activ, cele pelagice formându-se, în general, la distanțe mai mari de țărm și la adâncimi mai mari.

Un loc aparte în alcătuirea sedimentelor marine îl ocupă materialul biogen, care însoțește ambele tipuri de depozite, marea fiind un mediu extrem de favorabil vieții, organismele, direct sau prin resturile lor de schelete, participând substanțial la geneza depozitelor marine.

Depozitele terrigene sunt cele care, în majoritatea cazurilor, generează elemente morfologice specifice, diferențiate în funcție de localizarea pe suprafața șelfului. Fiind

depozite de apă relativ puțin adâncă, depozitele terrigene reflectă în mare măsură – atât ca poziție cât și ca alcătuire – relațiile bazinului marin cu uscatul, în zona margino-litorală (de coastă), dar și particularitățile șelfului intern sau a celui extern.

În zona litorală se pot forma depozite de plajă, la contactul direct al mării cu uscatul și cordoane litorale (bare), cu poziții diferite pe întreaga suprafață a șelfului.

**DEPOZITELE DE PLAJĂ** sunt acumulări de nisip formate în lungul țărmurilor joase, cu pantă lină, sub acțiunea valurilor, care antrenează materialul predominant psammitic și îl depozitează la țărm în momentul în care contactul apă/fund determină scăderea vitezei de oscilare a apei și deflerarea (ruperea continuității de oscilație a valului și revărsarea lui pe țărm).

Morfologia plajelor, relativ instabilă, este legată de migrația zonei de surf (de spargere a valurilor), în funcție de anvergura variabilă a valurilor.

Se conturează o **plajă submersă (foreshore)** și o **plajă emersă (backshore)**, separate printr-o zonă de oscilație a apei, înclinată spre mare, numită **fața plajei**.

Pe suprafața plajei submerse, mai mult sau mai puțin paralel cu țărmul se diferențiază zone ridicate numite **rid-uri**, separate prin zone depresionare numite **trog-uri**, legate de energia variabilă, din fiecare moment, a valurilor.

Plaja emersă este formată dintr-o succesiune de platforme suborizontale, ușor vălurite numite **berme**. Numărul și relieful bermelor este instabil, fiind determinat de regimul valurilor dar și de suprapunerea în zona periferică a plajei, a unor procese eoliene.

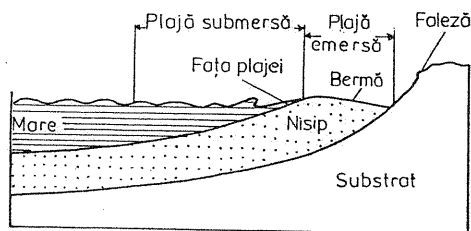


Fig. 245. Morfologia unei zone de plajă (75)

**CORDOANELE LITORALE** sau **BARELE** sunt acumulări de material allogen, de forma unor creste paralele cu linia țărmului, la o oarecare distanță de acesta. Ele se formează, în general, tot sub influența valurilor, datorită diferenței de capacitate de transport a acestora la înaintare și la retragere. La înaintare, valul are o capacitate de transport mai mare, la retragere, datorită frecării de fund dar și prin pierderea prin infiltrare a unor cantități de apă,

capacitatea de transport fiind diminuată. Astfel, materialul deplasat de val este îngrămădit sub forma unor creste submerse de circa 2-5 m înălțime, paralele cu țărmul, separate prin troguri.

Cordoanele litorale au o evoluție complicată și de depunerea materialului terrigen vehiculat de curenții litorali mai ales în cazul unor țărmuri dantelate, fierăstruite de golfuri. Trecând prin fața unui golf, curențul litoral își menține inerțial direcția, fără să se înscrie în conturul acestuia. În același timp însă își micșorează viteza și, implicit, capacitatea de transport, determinând depunerea materialului transportat sub forma unor bare de nisip orientate în sensul curențului.

Morfologic, cordoanele litorale îmbracă diferite forme legate de topografia bazinului marin, de relieful platformei continentale, de sensul și forța curenților litorali dar și de existența unor surse bogate de material terrigen. Astfel se pot menționa **săgeți litorale** (engl. **spit**), cordoane legate de proeminențe ale țărmului și având capătul liber de obicei curbat, **cordoane tombolo**, care fac legătura dintre plaje și insule aflate spre larg sau **cordoane barieră** (engl. **baymouth bar**) numite și **perisipuri** care pot închide complet golful pe care îl izolează de restul bazinului, transformându-l într-o lagună. Separarea lagunei poate fi totală, cordonul transformându-se într-un prag de nisip emers. Adesea, pragurile pot fi decupate prin eroziune, cu formarea unor **portite** care asigură o legătură parțială între lagună și restul bazinului.

Uneori, în afara zonei costiere și fără legătură directă cu uscatul se formează **cordoane de larg (offshore bar)** cu aspect de insulă alungită paralel cu țărmul, de obicei pe seama debitului solid adus de un râu sau fluviu. Un exemplu în acest sens este oferit de insula Sacalin, formată la circa 2 km de vărsarea brațului Sfântu Gheorghe din Delta Dunării.

Depozitele de plajă, ca și cordoanele litorale sunt predominant alcătuite din componente clastice. În unele cazuri, abundența organismelor care populează bazinul produce un volum mare de resturi scheletice pe care mișcarea valurilor le îngrămădește în depozite de **falun**.

În sectoarele de șelf se acumulează depozite **NERITICE** (nume derivat de la nimfele mării din mitologia greacă numite Nereide). În cadrul acestora, pe lângă materialul clastic de dimensiuni mai fine decât în zona de țărm, crește cantitatea de componente autigene, la care se adaugă material biogen abundent. În cadrul depozitelor neritice se remarcă diferențieri determinate de regimul climatic, acesta controlând tipul mineralelor autigene formate și raporturile cantitative dintre componentele allogene, autigene și biogene.

În condițiile unui climat rece, domină componentele allogene, iar cele autigene sunt reprezentate în apecial prin glauconit. În condiții de climat cald se dezvoltă o componentă autigenă carbonatică, uneori atât de bine reprezentată încât depozitele formează așa-numitele **PLATFORME CARBONATATE**. De asemenea, componentele biogene sunt sensibil deosebite în cele două situații, ele fiind mult mai abundente în cazul climatului cald și, mai ales, în platformele carbonatate.. De asemenea, în primul caz, componenta biogenă este dominant supusă unui proces de bioacumulare, în cazul platformei carbonatate fiind frecvente ansamblurile bioconstruite.

Componentele autigene pot îmbrăca aspecte microstructurale particulare, formând aglomerări concreționare, sau structuri de tipul ooidelor, peletelor sau nodulilor, etc.

O poziție aparte o ocupă construcțiile recifale, de coastă sau de tip barieră (la trecerea de la șelf la domeniul bazinal).

Depozitele pelagice (cuvânt derivat din gr. Πελαγος [*Pelagos*] = mare), de mare adâncă, fără să fie lipsite de componente allogene (în special pelitice), sunt dominate de componente autigene, foarte variate, și de componente biogene diferențiate după adâncimea de formare, care reglează regimul de temperatură, presiunea și chimismul maselor de apă.

În cadrul depozitelor pelagice, se pot face diferențieri legate de zona de formare. Astfel, deasupra povârnișului continental se acumulează depozite **bathipelagice**. Acestea au circa 50 % din componente de natură allogenă, în amestec cu componente autigene și biogene, acestea din urmă de obicei triturate. Foarte frecvent, depozitele bathipelagice numite și **hemipelagice**, sunt alcătuite din material deplasat de curenții turbiditici. Acest material constă din volume mari de material foarte diversificat dimensional, adesea selecționat granulometric prin granoclasare. Formează stive groase, dezvoltate ritmic, fiecare puseu turbiditic fiind reprezentat printr-un strat grosier la bază și din ce în ce mai fin spre partea superioară. Se pot separa acumulări turbiditice **proximale**, pe suprafața taluzului continental și **distale**, la baza pantei, suprapuse depozitelor de bazin.

Depozitele de natură turbiditică pot atinge grosimi foarte mari (pot depăși 2000 m) și sunt specifice faciesului de **FLIȘ**.

În același domeniu bathipelagic, dar în condiții sensibil diferite, se pot forma și alte tipuri de depozite. O sedimentare haotică de tip turbiditic poate determina încorporarea într-o matrice fină, de obicei pelitică, a unor blocuri uriașe de roci smulse probabil din falezile înalte, care adesea pot conserva structura geologică inițială, numite olistolite. Formațiunea respectivă este cunoscută sub numele **WILDFLYSCH** (fliș sălbatic).

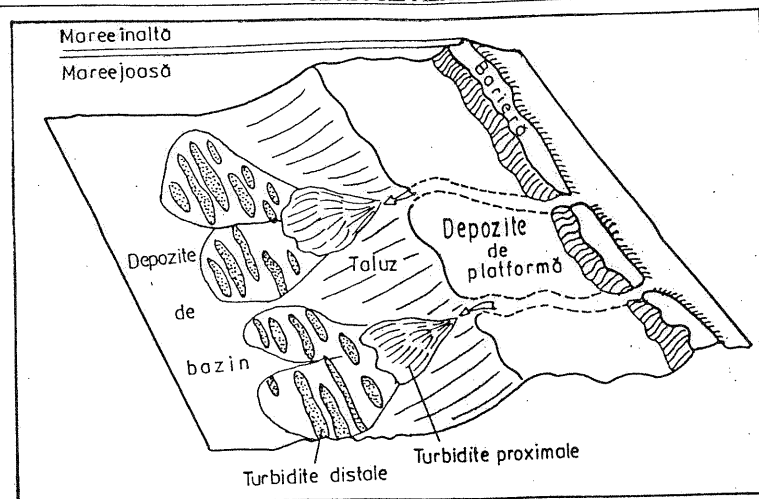


Fig. 246. Acumulări turbiditice proximale și distale (145 – simplificat)

În zona câmpiilor abisale se formează depozite **abisopelagice (eupelagice)**, de mare adâncime. Materialul terrigen este extrem de puțin sau chiar absent. Domină componentele pelitice, preponderent autigene, sedimentele din această zonă încadrându-se în categoria **mălurilor**. Condițiile diferite existente în diversele porțiuni ale fundului bazinului duc la apariția unor variate tipuri de măl, atât în ceea ce privește compoziția mineralogică dominantă, cât și în privința conținutului biogen. Sedimentele, în funcție de adâncimea de formare și de chimismul apelor, pot avea caracter oxidant sau reducător, iar conținutul de resturi biogene este controlat de adâncimea de compensare a carbonatului de calciu (CCCD), sub care nu se mai pot conserva resturile de material carbonatic.

Este interesant faptul că depozitele pelagice conțin un procent mai ridicat de particule cosmice, dat nu de un aport mărit, care nu are justificare logică, ci de o rată de sedimentare foarte scăzută, care micșorează gradul de diluție al componentelor cosmice în masa de sediment.

Condițiile speciale de pe fundul bazinelor marine și din zonele de fosă, atât în condiții de regim oxidant cât și în cazurile de regim reducător, crează posibilitatea formării și acumulării de noduli metalici, produși autigen. Zona este favorabilă și acumulării de substanță organică rezultată din descompunerea organismelor, substanță care, în condițiile specifice euxinice, posibil existente în timpul litificării, poate suferi un proces de bituminizare, esențial pentru formarea viitoarelor zăcămintă de hidrocarburi.



Un caz particular al proceselor de sedimentare marină îl reprezintă sedimentarea în domeniul lagunar. Izolate parțial sau total de ansamblul bazinului marin, zonele lagunare suferă un proces de transformare evidentă, în două sensuri contrare. În cazul în care aportul de apă dulce de pe continent și din precipitații, depășește aportul de apă marină și evaporarea, bazinul lagunar cunoaște un proces de îndulcire a apelor prin reducerea salinității. Această evoluție conferă bazinului lagunar un regim geodinamic comparabil cu cel al lacurilor dulci din domeniul continental. În cazul în care evaporarea este foarte activă, apele lagunelor suferă un proces de concentrare și suprasalinizare care, în cazuri speciale permite precipitarea și acumularea unor minerale hipersolubile care, în condițiile normale ale unui bazin marin, nu se pot forma. Procesul este destul de complicat, concomitent cu evaporarea fiind necesar un aport continuu de apă de salinitate normală dinspre bazinul marin, care să conțină cantitatea de săruri necesară pentru compensarea precipitărilor.

Astăzi se consideră sigură suplimentarea cantității de săruri din soluția bazinului lagunar și din surse endogene, vulcanice, conținutul de săruri al apelor marine neputând justifica decât în condiții excepționale, volumele imense de minerale evaporitice.

Procesul de depunere al sărurilor din soluții supraconcentrate se produce într-o ordine relativ constantă, în funcție de persistența unor concentrații favorabile. Dacă procesul ar avea loc prin evaporarea apelor din lagună, într-un singur ciclu, ordinea de depunere a sărurilor ar fi: dolomit, calcit, gips, anhidrit, halit, săruri delicvescente. Realitatea este mai complexă, condițiile de precipitare din lagună neurmând niciodată întreg ciclul. De cele mai multe ori, condițiile de formare ale unui anumit mineral se mențin constante un timp îndelungat, permițând acumularea unor cantități importante dintr-o rocă practic monominerală.

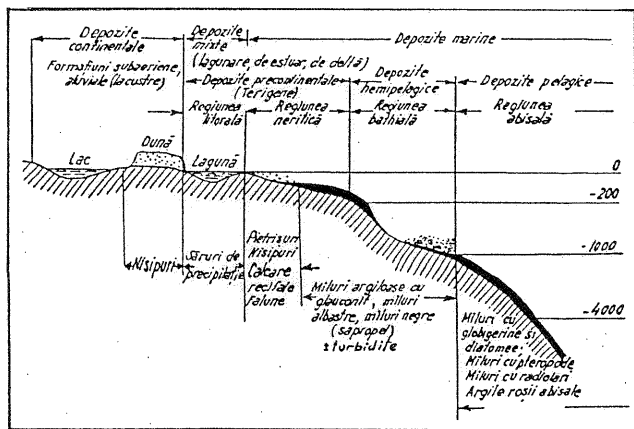


Fig. 247. Localizarea schematică a diferitelor tipuri de sedimente într-un bazin marin. (77 - completat)

Discutat în ansamblu, procesul de sedimentare marină are o importanță excepțională. Bazinele oceanice, fiind sediul unei multitudini de reacții chimice, reprezintă o sursă, practic inepuizabilă, de minerale, chiar dacă tehnologiile actuale nu permit încă decât în foarte mică măsură valorificarea lor economică.

## ACȚIUNEA GEOLOGICĂ A LACURILOR

Lacurile sunt acumulări de apă stagnantă dulce, salmastră sau sărată, legate sau nu de bazine marine. În comparație cu alte componente ale hidrosferei, acțiunea hidrosferei lacustre este limitată, din cauza suprafețelor mai restrânse și a volumelor de apă mai puțin importante.

Întinderea și adâncimea lacurilor nu pot fi definite prin valori general aplicabile, ele oscilând între limite imposibil de cuantificat, datorită în primul rând originii extrem de variate.

Lacurile pot fi grupate și descrise pe criterii foarte diferite, după origine, după dimensiunea suprafeței, după adâncime, dar și după forma în plan și relația cu uscatul înconjurător, sau după situarea latitudinală și altitudinală, responsabilă de regimul climatic la care lacul este supus. De asemenea, de relația lacului cu rețelele de ape curgătoare, din acest punct de vedere lacurile putând fi hidrologic închise, specifice zonelor aride, endoreice sau hidrologic deschise, traversate sau sursă de preaplin a unei rețele fluviale.

Cu excepția lacurilor de dimensiuni continentale (Lacul Caspic, Lacul Aral, Marile Lacuri Nord Americane) care funcționează geodinamic după modelul bazinelor marine, acțiunea geologică a apelor lacustre este relativ limitată.

ABRAZIUNEA LACUSTRĂ este slabă pentru că, în general, apele de lac sunt puțin agitate, formând numai valuri superficiale, nefiind - cu rare excepții - supuse marelui și nefiind antrenate de curenți semnificativi. Abraziunea lacustră poate duce la o distrugere lentă a malurilor, mai ales a celor cu țărmuri abrupte, uneori cu formare de terase de abraziune și variația liniei de țărm. Procesul este adesea controlat de regimul climatic care poate induce variații ale nivelului apei, fără legătură cu cauzele tectonice, prin modificarea sezonieră a raportului dintre alimentarea cu apă și pierderile prin evaporare sau prin îngheț.

Materialul rezultat din abraziune este sortat de valuri și deplasat lent în interiorul lacului, unde este relativ repede depus.

Cu excepția zonelor de țărm, în lacuri se acumulează depozite foarte fine, nisipoase-argiloase, cel mai adesea cu stratificație ritmică legată de variațiile sezoniere, în general climatice. Depozitele au componente autigene în general carbonatice sau sulfatice (ultima situație fiind caracteristică depunerilor din lacurile cu salinitate crescută).

Influența organismelor în sedimentarea lacustră este importantă, atât în ceea ce privește fauna, cât și în privința florei. Foarte adesea, depozitele lacustre au conținuturi paleontologice însemnate cantitativ dar monotone și sărace ca varietate. Fiecare lac reprezintă o nișă ecologică restrânsă și izolată față de domeniile învecinate.

Un caz particular al depozitelor de origine lacustră îl constituie turbăriile, zone de acumulare a unor depozite în care, din punct de vedere genetic, organismele vegetale joacă un rol important. În majoritatea cazurilor, turbăriile se instalează în bazine lacustre pe cale de umplere cu sedimente, fie izolate, fie în legătură cu zone de luncă ale unor ape curgătoare sau cu zone de deltă. Întotdeauna turbăriile marchează o tendință de diminuare a cantităților de apă, în urma colmatării progresive a lacului.

Concomitent cu reducerea adâncimii și a suprafeței lacului, crește cantitatea de plante care se pot dezvolta în bazin de la periferie spre centru. Acestea asigură acumulara unui volum mare de material vegetal, predominant ierbos, care datorită chimismului specific, bogat în fenoli și acizi humici și din cauza deficitului de oxigen, este supus unui proces lent de îmbogățire relativă în carbon.

Concomitent cu turbifierea, continuă acumulara de material vegetal, iar lacul se restrânge, de la periferie spre centru, până la colmatarea totală.

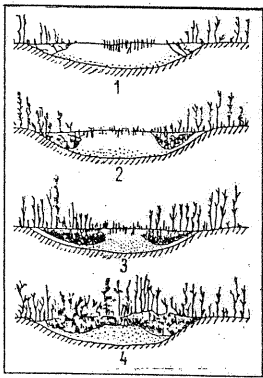


Fig. 248. Etape în dezvoltarea unei turbării (1-4) (108)

Comparabil cu evoluția unui lac, prin colmatare, spre turbărie, se comportă formațiunile de mangrove, acestea însă se conturează la marginea unor bazine marine, supuse

alternanțelor mareice, izolate și particularizate față de bazinul marin propriu-zis, în estuare și lagune.

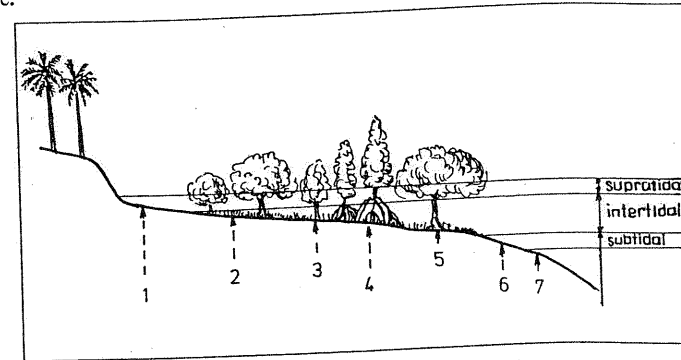


Fig. 249. Formarea mangrovelor (91)

1. Spațiu lagunar fără vegetație; 2,3,5. Vegetație ierboasă și arborescentă hidrofilă;  
4. Mangrove; 6, 7. Vegetație de tip algal

Frecvent, turbele sunt interstratificate cu mături sapropelice, stimulatoare pentru reacțiile cu caracter reducător care se desfășoară în turbărie.

## GEODINAMICA BIOSFEREI

Deși Biosfera, comparativ cu celelalte geosfere, reprezintă foarte puțin, în raport cu volumul planetei, organismele au o acțiune geodinamică esențială prin volumul important de material vehiculat și prelucrat.

Organismele stimulează o multitudine de procese mecanice, chimice și biochimice și, mai ales, prelucrează și stochează energia solară din care sintetizează substanța organică.

Cele două regnuri, cel vegetal și cel animal, deși din punct de vedere biochimic au structuri similare, manifestă asupra mediului acțiuni evident diferențiate.

Plantele acționează direct și indirect în procesele de distrugere a rocilor preexistente și de formare de sedimente. Plantele inferioare, bacteriile în special, determină accentuarea proceselor de alterare, extrăgând anumite elemente pe care le utilizează, le restructurează și le depun sub alte forme. Frecvent, bacteriile intervin în procesele de distrugere sau de transformare a substanței organice, participând activ la descompunerea acesteia sau la fenomenele de bituminizare și/sau de carbonificare.

Algele, în desfășurarea proceselor fiziologice, determină concentrarea unor elemente chimice, altfel disperse în natură, și precipitarea lor fie în interiorul organismului, fie în afara lui. Plantele inferioare terestre (ciuperci, licheni, mușchi), prin menținerea umidității, accelerează procesele de alterare, iar prin acumularea și transformarea substanței organice, participă la formarea solurilor.

Plantele superioare contribuie la fragmentarea mecanică a rocilor care le susțin.

În totalitate, plantele, prin procesele de fotosinteză, duc la restructurarea compoziției atmosferei, iar prin acumularea și transformarea substanței organice, la generarea de roci organogene caustobiolite.

Animalele, prin mobilitate, contribuie la dispersarea și redistribuirea materiei, chiar dacă rolul lor distructiv este neimportant. În același timp, în cazul animalelor, este semnificativ rolul formator de depozite, datorită faptului că își pot extrage din mediu o serie de substanțe din care își construiesc schelete de susținere și/sau de protecție, de natură variată (calcaros, silicios, fosfatic), prin acumularea cărora se formează depozite importante de roci organogene.

Ca mod de formare, depozitele biogene pot apărea în urma a trei tipuri de procese, de bioprecipitare, de bioacumulare și de bioconstruire, evident, de cele mai multe ori cumulate.

Procesul de **bioprecipitare**, propriu tuturor organismelor vii, dar mai productiv în cazul unor organisme primitive, constă din catalizarea metabolică a precipitării unor componente minerale, în afara celulei producătorului.

**Bioacumularea** presupune aglomerarea scheletelor sau a fragmentelor scheletice ale unor organisme, sub formă de bioclăste, într-o masă de sediment comparabilă cu acumularea de componente clastice.

**Bioconstruirea** este un proces bazat pe armăturile scheletice ale unor organisme cu creștere continuă, majoritar coloniale, constructoare de recifi.

Evident, în afara componentelor organogene de natură minerală, organismele duc, prin acumularea substanțelor organice, fie vegetale, fie animale, la producerea sursei de substanță necesară proceselor de bituminizare sau de carbonificare, deci la formarea unor acumulări de hidrocarburi sau de cărbuni, de fapt un sistem de înmagazinare de energie solară prelucrată biogen.

Dacă ținem seamă și de faptul că organismele, vegetale sau animale, prin evoluția lor gradată în timp, înregistrată în stare fosilă în depozitele geologice, oferă cheia subdivizării timpului, rolul deosebit al Biosferei în geologie este accentuat.

Făcând parte din Biosferă, omul reprezintă și el un factor de transformare a scoarței terestre. Acțiunea lui este restrânsă în timp la cei aproximativ 1,6-1,8 milioane de ani, de la apariția lui până astăzi. Este necesară însă precizarea că, în afara acțiunilor specifice grupului biologic din care face parte (mamifere), activitatea antropică este marcată de caracterul intențional și accidental al proceselor, care pot genera modificări frecvent ireversibile ale mediului. Acestea se pot înregistra într-un timp scurt sau mai îndelungat, constând din alterări ale echilibrului ecologic prin schimbări de vegetație, modificări ale solurilor, modificări ale circulației apelor, lucrări miniere, poluarea apelor și a atmosferei, ca și totalitatea lucrărilor de construcție.

Fără îndoială, activitatea antropică nu implică numai degradări ci și îmbunătățiri ale mediului, dar numai atunci când se ține seamă de toate urmările fiecărei acțiuni – în perspectivă – și prin evaluarea corectă a tuturor implicațiilor negative și pozitive ale activității umane.

## NOTIUNI DE DIAGENEZĂ

Din cele prezentate s-a putut vedea că totalitatea proceselor de dinamică externă determină, în final, formarea unor stive mai mult sau mai puțin importante de sedimente.

Condițiile în care se desfășoară migrarea și acumularea materialului sedimentar sunt deosebit de complexe și variabile.

În urma tuturor proceselor exogene, provocate de totalitatea agenților menționați anterior, se acumulează o foarte largă varietate de sedimente.

Drumul pe care materialul sedimentar îl parcurge, de la sursă până la locul de acumulare, cuprinde – cu excepția formării de depozite in situ – desprinderea de substrat, deplasarea particulelor de către agenții de transport și depunerea lor în arii (bazine) de sedimentare.

În urma tuturor proceselor exogene, provocate de totalitatea agenților menționați anterior, se acumulează o foarte largă varietate de sedimente.

Indiferent de locul de acumulare a sedimentelor, fie că acestea se formează în domeniul continental, fie că aparțin domeniului marin, cu toate variațiile specifice ale condițiilor de mediu prezente în fiecare loc, durata lor de existență – ca sediment – este limitată în timp.

Încă din timpul acumulării, dar mai ales după acumulare, sedimentele suferă o serie de transformări, adesea foarte importante, care duc la trecerea depozitelor de la faza de sediment la cea de rocă sedimentară. Procesul poartă numele de **LITIFICARE** (transformare în rocă) sau **DIAGENEZĂ**.

Termenul de diagenază a fost introdus în geologie de von Guembel (1868) pentru a defini procesele de transformare a unor sedimente în roci.

Diagenaza include o serie de procese **sindepoziționale** (concomitente cu acumularea sedimentelor) și **postdepoziționale** (dezvoltate după acumulare), specifice fiecărui tip de sediment și fiecărui mediu de producere.

Diagenaza este o etapă fundamentală în evoluția depozitelor sedimentare, parte importantă a ciclului geologic. Ea cuprinde totalitatea proceselor fizice, chimice și biochimice care acționează asupra acumulărilor sedimentare, până la transformarea lor definitivă în roci.

Transformările diagenetice sunt controlate de o serie de factori între care dominanți sunt: presiunea de îngropare, temperatura și circulația de soluții în masa sedimentului. Acești factori se aplică diferențiat asupra sedimentului, în funcție de natura acestuia, de tipul de bazin de sedimentare, de natura soluțiilor interstițiale care îl caracterizează, deci de totalitatea condițiilor de mediu în care se produce procesul.

Principalele procese diagenetice sunt: tasarea, dizolvarea, cimentarea, neomorfismul, metasomatoza și diferențierea (discriminarea) diagenetică.

**TASAREA** sau **COMPACTIZAREA** reprezintă un proces diagenetic specific sedimentelor neconsolidate, care are loc sub influența propriei greutate și sub greutatea sedimentelor acoperitoare. Procesul constă în reducerea generală a volumului, prin reaşezarea particulelor componente într-un spațiu mai restrâns, și, implicit, prin reducerea volumului porilor. Cel mai adesea procesul este însoțit de expulzarea fluidelor interstițiale din pori. Procesul este, în anumite limite, progresiv, ducând la compactizarea sedimentului și la reducerea mobilității și plasticității. În cazul sedimentelor omogene se ajunge la formarea de roci compacte, uniforme; în cazul sedimentelor neomogene, cu material neselectat, se formează o matrice compactă cu granulație fină care leagă particulele mai grosiere.

**DIZOLVAREA** constă din înlăturarea din sediment a unor componente solubile, realizată, de obicei, selectiv, sub presiune, sau prin circulația liberă a apei în sediment. Procesul este controlat atât de compoziția inițială a sedimentului cât și de compoziția și concentrația soluțiilor care îl străbat. Procesul de dizolvare determină eliminarea componentelor ușor solubile (săruri, carbonați), dar se constată adesea și mobilizarea prin

dizolvare a unor substanțe mai greu solubile, dacă soluțiile interstițiale sunt nesaturate în acele componente.

Recent, a fost remarcat rolul jucat de procesele biologice în solubilizarea unor minerale. Procesele fiziologice ale unor organisme pot crea în mediu condiții speciale de chimism, care să modifice desfășurarea normală a reacțiilor.

**CIMENTAREA** este unul din procesele diagenetice cele mai importante, constând în legarea componentelor unui sediment prin minerale autigene formate postdepozițional și ducând – în final – la consolidarea edificiului petrografic.

Procesul este controlat de legile precipitării mineralelor în spații prin care circulă fluide în sisteme deschise.

În funcție de tipul mineralogic de ciment, de gradul lui de cristalinitate, ca și de gradul de ocupare a spațiilor și de relațiile cimentului cu particulele pe care le leagă, se pot distinge mai multe categorii de ciment. Astfel, din punct de vedere spațial se cunoaște un ciment **BAZAL**, care înglobează particule ce nu vin în contact, un ciment **DE PORI**, care ocupă spațiile rămase între particule în contact, un ciment **PELICULAR**, care înconjoară fiecare particulă, cimentul **DE ATINGERE**, format la contactul dintre particule, cimentul **DE CREȘTERE**, format prin dezvoltarea rețelei cristaline a particulelor, urmată de restrângerea spațiilor libere etc. Din punct de vedere mineralogic cele mai frecvente tipuri de ciment sunt cel silicios, cel carbonatic, cel sideritic, cel sulfatic (format din gips sau anhidrit), cel fosfatic și cel feruginos (majoritar hematitic sau limonitic).

**NEOMORFISMUL** este un proces diagenetic izochimic prin care geluri sau cristale preexistente sunt înlocuite prin neoformații ale aceluiași specii minerale. Transformările au loc, în primul rând prin recrystalizare și, destul de frecvent, prin transformări polimorfe. Primul caz duce la creșterea dimensiunii cristalelor de la structuri cripto-microcristaline la structuri macrocristaline; cel de-al doilea caz presupune formarea unor minerale cristalizate în alt sistem de cristalizare decât cel inițial sau organizarea materiei amorfe într-o rețea cristalină. Totalitatea proceselor de neomorfism se realizează pentru creșterea stabilității și echilibrarea nivelului energetic în condițiile create de diagenază.

**METASOMATOZA** este un proces diagenetic în urma căruia o parte dintre constituenții primari ai unui sediment trec în soluție, fiind înlocuiți, moleculă cu moleculă, cu alți componenți, mai stabili. Procesul primește, în general, numele mineralului nou format (exemplu: dolomitizare = înlocuirea mineralului inițial cu dolomit, calcitizare, silicifiere, fosfatizare, piritizare, limonitizare, etc).

**DIFERENȚIEREA (DISCRIMINAREA) DIAGENETICĂ** este un proces specific sedimentelor omogene dimensional, dar neomogene din punct de vedere mineralogic. Mai ales în cazul unor amestecuri de minerale incompatibile (carbonați/silice, carbonați/fosfați; minerale argiloase/silice; etc) prin procese diagenetice se poate realiza migrarea componentelor subordonate cantitativ prin difuziune și individualizarea lor sub formă de concrețiuni, nodule, sferule sau cristale, complet sau incomplet separate de masa înconjurătoare. Rezultatul este purificarea mineralogică a celor două faze.

O mențiune aparte în prezentarea diagenzei sedimentelor este necesară pentru explicarea transformării substanțelor organice încorporate. Această transformare se poate produce prin două procese: cel de carbonificare și cel de bituminizare.

**CARBONIFICAREA** constă din îmbogățirea relativă în carbon a materiei inițiale prin îndepărtarea componentelor volatile (H, O, N), cu formare de macerale, mineraloizi din alcătuirea cărbunilor. Procesul, foarte complex, presupune o multitudine de reacții chimice și biochimice, în condiții foarte restrictive de temperatură și de presiune.

Procesul se desfășoară în două etape succesive, una de **turbifere**, desfășurată inițial aerob, apoi anaerob, având ca rezultat descompunerea substanței organice cu producere de acizi humici și o a doua, de **carbonificare** propriu-zisă al cărui rezultat final îl reprezintă cărbunii.

**BITUMINIZAREA** este procesul de transformare a materialului organic în hidrocarburi (bitumene), sub influența presiunilor și temperaturilor de îngropare în mediu euxinic (anoxic).

Datorită extremei complexități, atât carbonificarea cât și bituminizarea sunt tratate uneori ca procese ce depășesc nivelul diagenzei încadrându-se la nivelul metamorfismului. Dat fiind însă ansamblul de factori predominant exogeni care le declanșează și le coordonează, ca și faptul că rezultatul proceselor respective, cărbunii și hidrocarburile, sunt roci sedimentare care, supuse unor procese endogene produc roci metamorfice, este preferabilă încadrarea carbonificării și bituminizării la categoria proceselor diagenetice.

În timpul diagenzei caracteristicile mineralogice, structurale și texturale ale depozitelor se modifică conferind sedimentelor stabilitatea caracteristică rocilor sedimentare. Procesele nu se produc brusc, ci într-o etapizare inițiată încă din timpul acumulării sedimentului. Astfel, se pot distinge două etape succesive: sindiageneza și anadiageneza.

**SINDIAGENEZA** grupează procesele care se desfășoară concomitent cu acumularea sedimentelor.

**ANADIAGENEZA** sau **DIAGENEZA PROPRIU-ZISĂ** reprezintă procesele realizate după îngroparea sedimentelor sub stive de alte sedimente, deci după ruperea legăturilor directe cu bazinul de sedimentare inițial. Anadiageneza durează până la transformarea completă a sedimentului în rocă.

După încheierea diagenzei, deci după completa transformare a sedimentului în rocă, procesele geologice nu încetează asupra rocilor acționând în continuare o serie de factori perturbatori mai puternic manifești în urma exondării care transferă rocile respective în condițiile mediului subaerian. Ansamblul proceselor realizate în aceste condiții a fost denumit **EPIGENEZĂ**, având ca rezultat alterarea rocilor sau rearanjarea lor.

Procesul, mai puțin activ decât diageneza duce la transformarea unor roci în alt tip de roci declanșând – de fapt – reinițierea proceselor de sedimentare.

O serie de autori consideră epigeneza ca pe un metamorfism incipient. Natura exogenă a proceselor epigenetice face însă neadecvată această interpretare.

\*  
\* \*

Trecerea în revistă, foarte sumară, a multitudinii de procese și fenomene pe care le analizează Geologia fizică nu poate avea pretenția rezolvării tuturor problemelor ridicate.

Concluziile nu sunt și nu pot fi exhaustive, în primul rând pentru că, la fel ca și în alte științe, dar poate mai pregnant în geologie, interpretarea datelor este influențată subiectiv de personalitatea și de felul de a gândi al fiecăruia.

De aceea, lucrarea de față nu speră decât să ofere cititorului o bază de lucru, un minim de informații, peste care, prin acumulări succesive câștigate prin studierea unor numeroase discipline de detaliu, fiecare să-și construiască o imagine proprie, o modalitate proprie de înțelegere a geologiei.

Aceasta este singura cale de urmat, care face posibilă, în orice știință – deci și în geologie -, diferențierea dintre diletant și specialist, cu atât mai mult cu cât în geologie se crează o legătură specială între cercetător și obiectul lui de studiu, care este **PĂMÂNTUL**.

## BIBLIOGRAFIE

1. AIRINEI St. (1977) – Geneza Pământului. *Editura Științifică și Enciclopedică, București*
2. AIRINEI St. (1979) – Teritoriul României și Tectonica plăcilor. *Editura Științifică și Enciclopedică, București.*
3. ANASTASIU N. (1977) - Minerale și roci sedimentare – determinant *Editura Tehnică, București.*
4. ANASTASIU N. (1981) - Minerale și roci sedimentare - determinant, ediția a II-a. *Editura Universității, București.*
5. ANASTASIU N. (1988) - Petrologie sedimentară. *Editura Tehnică, București.*
6. ANASTASIU N. (1988) - Rocile sedimentare. *Editura Universității, București.*
7. ANASTASIU N., JIPA D. (1990) - Texturi și structuri sedimentare. *Editura Universității, București.*
8. ARMAȘ Iuliana, DAMIAN R. (2001) – Cartarea și cartografierea elementelor de mediu. *Editura Enciclopedică, București.*
9. ARMAȘ Iuliana, DAMIAN R. (2001) – Geosistemul și resursele sale ca bază a relațiilor interumane. *Editura Era, București.*
10. ARNAUD-VANNEAU Annie (1980) – Micropaléontologie, Paléoécologie et Sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de le Téthys. L'Urgonien du Vercors septentrional et de Chartreuse (Alpes Occidentales). *Elf Aquitaine – Geologie Alpine. Mem. nr. 11, Trav. du Lab. de Geol. de L'Université de Grenoble.*
11. ARNAUD-VANNEAU Annie, ARNAUD H., BOISSEAU T., DARSAC Collette THIEULOY J.P., VIEBAN Florence (1982) – Synchronisme des crises biologique et paléogéographique dans le Crétacé inférieur de SE de la France: un outil pour les corrélations plate-forme – bassin. *Geol. Méditerranéene, 9-3.*
12. ATANASIU I. (1961) – Cutremurele de Pământ din România. *Editura Academiei, București.*
13. AUBOUIN J. (1965) - Geosynclines – Developments in Geotectonics – 1. *Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York.*
14. AUBOUIN J., BROUSSE R., LEHMAN J.P. (1980) – Précis de Géologie. *Dunod Université, Paris.*

15. BALTEȘ N. (1979) – The Metamorphism of different Types of organic Matter from Sedimentary Rocks and their importance in Oil Generation. *10<sup>th</sup> World Petr. Congr., Bucharest.*
16. BALTEȘ N. (1980) – Considerații palinologice privind diagenza sedimentelor la adâncimi mari și formarea zăcămintelor de hidrocarburi din România. *Rev. Mine, Petrol și Gaze, 31, nr. 7, București.*
17. BĂDĂLUTĂ Aurelia (1974) - Îndrumător practic de zăcămintă de combustibili minerali și sare. *Centrul de multiplicare al Universității București.*
18. BĂRBULESCU Aurelia (1973) - Geologie cu elemente de pedologie. *Editura Universității, București.*
19. BLEAHU M. (1982) - Relieful carstic. *Editura Albatros, București.*
20. BLEAHU M. (1989) - Tectonica globală. *Editura Științifică și Enciclopedică, București.*
21. BLEAHU M., BRĂDESCU V., MARINESCU FL. (1976) – Rezervații naturale geologice din România. *Editura Tehnică, București.*
22. BARBU I.Z. (1957) – Manual de Geologie cu baze de Paleontologie. *Litografia Învățământului, București.*
23. BOILLOT G. (1979) – Géologie des marges continentales. *Edit. Masson, Paris.*
24. BRIGGS P. (1980) – 200.000.000 de ani sub mare. *Editura Științifică și Enciclopedică, București.*
25. BURGEL B.H. (1920) – Aus fernem Welten. *Ullstein Verlag, Berlin.*
26. CAILLEUX A. (1976) – Géologie générale – Terre – Lune – Planètes. *Ed. Masson, Paris, New York, Barcelone, Milan.*
27. CERNEA G. (1954) - Geologie generală. *Editura Tehnică, București.*
28. CLOOS H. (1969) – Dialog cu Pământul. *Editura Științifică, București.*
29. CODARCEA Al. (1965) - Mineralogie. vol. I. Cristalografie. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
30. DAMIAN R. (2001) – Geologie generală, curs pentru secția de mediu a Facultății de Geografie. *Editura Universității din București.*
31. DESIO A. (1973) – Geologia applicata all'ingegneria. *Ulrico Hoepli Editore, Milano.*
32. DINU C., PAULIUC S., BARUS T. (1988) - Geologie structurală - lucrări practice. *Editura Universității, București.*
33. DONISA I., GRIGORE M., TOVISSI I. (1980) - Aerofotointerpretare geografică. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
34. DRAGASTAN O. (1980) – Alge calcaroase din Mezozoic și Terțiarul României. *Editura Academiei, București.*
35. DRAGOMIR B.-P. (1984) – Paleomedii de formare a depozitelor cretacee din Estul Platformei Moesice. Referat științific. *Universitatea din București.*
36. DRAGOMIR B.-P. (1986) – Studiul complex, geologic și microbiostratigrafic al depozitelor cretacee din partea de vest a Dobrogei de Sud, cu privire

- specială la corelarea dintre aspectele biofaciale și calitatea rocilor utile. *Rap. geol. I.P.G.G., București.*
37. DRAGOMIR B.-P. (1990) – Studiul geologic complex al depozitelor cretacee din sectorul nord-vestic al Dobrogei de Sud, cu privire specială asupra corelării cu depozitele purtătoare de hidrocarburi din zona estică a Platformei Moesice. Teză de doctorat. *Universitatea București.*
38. DRAGOMIR B.-P. (1994) - Geologie fizică generală. *Editura Universității, București.*
39. DRAGOMIR B.-P., ANDROHOVICI Anca (1995) – Geologie generală – lucrări practice. *Editura Universității, București.*
40. DRAGOMIR B.-P., ANDROHOVICI Anca (2001) – Geologie fizică – lucrări practice. *Editura Universității, București.*
41. DRAGOMIR B.-P., GEORGESCU D.M. (1987) – Aspects of the Sedimentary Paleoenvironment in the Carbonate Platform of the Lower Cretaceous in Aliman (Southern Dobrogea). *An. Univ. Buc. – Geologie – 36, București.*
42. DRAGOMIR B.-P., DAMIAN R. (1999) – Ghid de practică. Cartare în formațiuni sedimentare. *Catedra de Geologie și paleontologie, Universitatea București*
43. DRAGOȘ V. (1975) - Deplasări de teren. *Editura Științifică, București.*
44. DRAGOȘ V. (1982) - Geologie generală și stratigrafică. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
45. DRĂGĂNESCU A. (1976) – Lower Cretaceous and Carbonate – Evaporite Sedimentation in the East Vallachian Sector of the Moesian Platform (Eastern Romanian Plain). *An. I.G.G. – 48, București.*
46. FLOREA M. (1979) – Alunecări de teren și taluze. *Editura Tehnică, București.*
47. FRANCE R.H. (1924) – Die Gewalten der Erde. *Ullstein Verlag, Berlin.*
48. FRUNZESCU D. (2000) – Noțiuni de sedimentologie. *Editura Premier, Ploiești.*
49. GAVĂT I. (1964) – Geologia petrolului și a gazelor naturale. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
50. GAVĂT I., AIRINEI Șt., BOTEZATU R., SOCOLESCU M., STOENESCU Sc., VENCOV I. (1963) – Structura profundă a teritoriului R.P. Române după datele actuale geofizice (gravimetrie și magnetism). *St. cerc. Geofizică – 1. București.*
51. GHERMAN I. (1954) - Îndrumări în practica geologică. vol. I, II *Editura Tehnică, București.*
52. GHERMAN I., BRANA V., CIUPAGEA D., POPA A., ALBU C., BILOIU M. (1957) - Îndrumări în practica geologică. vol. III. *Editura Tehnică, București*
53. GIUȘCĂ D. (1963) - Petrologia rocilor endogene. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
54. GRIGORAȘ N. (1961) - Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din România. *Editura Tehnică, București.*

55. GRIGORESCU D. (1990) – Înaintea apariției omului. *Editura Albatros, București.*
56. GRIGORESCU D., ANASTASIU N., ȘECLĂMAN M. (1991) - Geologie - Manual pentru clasa a XI-a, *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
57. GRIGORESCU D., DAMIAN R., ANDRĂȘANU AL., DUMITRESCU G. (1993) - Caiet de lucrări practice de Stratigrafie și Geologie istorică. *Editura Universității, București.*
58. GURĂU A. – Microtectonica. *Editura Tehnică, București.*
59. HOBBS E.B., MEANS D.W., WILLIAMS F.P. (1988) - Principii de geologie structurală. *Editura Științifică și Enciclopedică, București.*
60. HOLMES A. (1965) – Principles of Physical Geology. *Nelson – London.*
61. HRISTEA Florentina (1992) – Sistemul de programare NORTON COMMANDER. *Editura Tehnică, București.*
62. HUNT J.M. (1967) – The origin of petroleum in carbonate rocks, in CHILINGAR G.V., BISSEL H.J., FAIRBRIDGE R.W. (Editors). *Carbonate rocks. Developments in Sedimentology 9 B, Amsterdam.*
63. IANOVICI V., STIOPOL Victoria, CONSTANTINESCU E. (1979) – Mineralogie. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
64. IANOVICI V., STIOPOL Victoria, CONSTANTINESCU E. (1983) - Proprietățile fizice și chimismul mineralelor. *Editura Universității, București.*
65. IORGULESCU T., NICULESCU N., PENEȘ Maria (1962) – Vârsta unor masive de sare din R.P.R. *Editura Academiei, București.*
66. KETTNER R. (1958, 1959, 1960) – Allgemeine Geologie. *Veb Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin.*
67. KOSÎGHIN I.A. (1962) – Tectonica generală. *Editura Tehnică, București.*
68. LĂZĂRESCU V. (1980) - Geologie fizică. *Editura Tehnică, București.*
69. LUPEIN. (1979) – Dinamica terestră. *Editura Albatros, București.*
70. MACOVEI G., ATANASIU I. (1934) – L'Evolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Géol. Roum. Buc. – 16, București.*
71. MANOLIU Eugenia, ORBOCEA Marioara (1981) - Elemente de paleontologie. *Editura Universității, București.*
72. MAREȘ I., ALEXE I., MĂRUNȚIU M., ȘECLĂMAN M. (1989) - Petrologia rocilor magmatice și metamorfice - Lucrări practice. Ediția a II-a. *Editura Universității, București.*
73. MASTACAN Gh., MASTACAN Iulia (1976) - Mineralogie. *Editura Tehnică, București*
74. MATEI L. (1990) – Metode fizice de analiză a mineralelor și rocilor – vol. 1. *Editura Universității, București.*
75. McGEARY D., PLUMMER Ch. C. (1992) – Physical Geology. Earth Revealed. *Wm. C. Brown Publishers, Dubuque, U.S.A.*

76. MICLEA I., BLEAHU M. (1977) – Cristalele României. *Editura Sport – Turism, București.*
77. MORET L. (1962) – Précis de géologie. *Ed. Masson & Cie. Paris.*
78. MRAZEC L., GIUȘCĂ D. (1943) – Cours general de minérale și roce. Partea a doua. *Editura Fondului Universitar Profesor L. Mrazec, București.*
79. MUTIHAC V. (1982) – Unitățile geologice structurale și distribuția substanțelor minerale utile în România. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
80. MUTIHAC V. (1990) – Structura geologică a teritoriului României. *Editura Tehnică, București*
81. MUTIHAC V., IONESI L. (1974) – Geologia României. *Editura Tehnică, București.*
82. NEAGU Th. (1979) – Micropaleontologie – Protozoare. *Editura Tehnică, București.*
83. NEAGU Th. (1989) – Micropaleontologie – Metazoare. *Editura Tehnică, București.*
84. NEAGU Th., DRAGOMIR B.-P. (1982) – Detereminator practic de Micropaleontologie. *Editura Universității, București.*
85. NEAGU Th., DRAGOMIR B.-P., DAMIAN R. (1986) – Caiet de practică. Cartare în formațiuni sedimentare. *Editura Universității, București.*
86. NEAGU Th., GRIGORESCU D. (1976) – Paleontologia vertebratelor. Caiet de lucrări practice. *Editura Universității, București.*
87. NICHITA O. (1962) – Cours de Geologie Tehnică. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
88. NISTOR-HANGANU Elisabeta, MANOLIU Eugenia., GRIGORESCU D. DRAGOMIR B.-P. (1982) – Paleontologie – lucrări practice. *Editura Universității, București.*
89. NISTOR-HANGANU Elisabeta, ȘURARU N., GRIGORESCU D. (1983) – Paleontologie. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
90. PANĂ Ioana (1973) – Paleontologie și Geologie Istorică. *Editura Universității, București.*
91. PANĂ Ioana (1987) – Geologie marină. *Editura Universității, București.*
92. PANĂ Ioana, ORBOCEA Marioara, GRIGORESCU D. (1986) – Practica stratigrafică (principii, metode, exerciții). *Editura Universității, București.*
93. PAPIU V.C. (1956) – Erupții vulcanice submarine. *Editura Științifică, București.*
94. PAPIU V. C. (1960) – Petrografia rocilor sedimentare. *Editura Științifică, București.*
95. PARASCHIV D. (1979) – Platforma Moesică și zăcămintele ei de hidrocarburi. *Editura Academiei, București.*
96. PAULIUC S. (1968) – Cartografie geologică. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
97. PAULIUC S. (1975) – Zăcăminte de combustibili minerali și sare- Partea I. *Editura Universității, București.*
98. PAULIUC S., DINU C. (1985) – Geologie structurală. *Editura Tehnică, București.*

99. PÂRVU G., MOCANU Gh., HIBOMVSCHI C., GRECESCU A. (1977) – Roci utile din România. *Editura Tehnică, București*
100. PÂRVU G., VINOGRADOV C., PAULIUC S., PEDA I. (1979) – Petrologia aplicată a rocilor carbonatice sedimentare. *Editura Academiei, București.*
101. PELIN M. (1976) – Geologie generală. Ediția a II-a. *Editura Universității, București.*
102. PELLANT Ch. (1993) – Roches et minéraux. *Ed. Bordas, Paris.*
103. PERRIER E. (1920) – La Terre avant l'histoire. Les origines de la vie et de l'homme. *La renaissance du livre, Paris.*
104. PERRODON A. (1983) – Géodynamique des bassins sédimentaire et Systèmes pétroliers. *Elf-Aquitaine. Bull. 7 – 2, Pau.*
105. PETRESCU Gh. (1955) – Despre cutremurele de pământ și regiunile seismice din țara noastră. *Editura Tehnică, București.*
106. POP E. (1971) – Geologie generală. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
107. PEDA I. (1965) – Geologie inginerească. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
108. PEDA I. (1979) – Geologia zăcămintelor de cărbuni. *Editura Universității, București.*
109. PEDA I., MAROȘI P. (1971) – Hidrogeologie. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
110. PEDA I., TURCULEȚ I., BARUS T., IORDACHE S., ANDROHOVICI Anca (1993, 1994) – Geologia zăcămintelor de cărbuni. *Editura Universității, București.*
111. RĂDULESCU D. (1965) – Petrografia rocilor sedimentare. Ediția a II-a. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
112. RĂDULESCU D. (1976) – Vulcanii – astăzi și în trecutul geologic. *Editura Tehnică, București.*
113. RĂDULESCU D. (1979) – Petrologia rocilor magmatice. *Editura Universității, București.*
114. RĂDULESCU D. (1980) – Petrologia rocilor metamorfice. *Editura Universității, București.*
115. RĂDULESCU D., ANASTASIU N. (1979) – Petrologia rocilor sedimentare. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
116. RĂILEANU Gr., PAULIUC S. (1969) – Geologie generală. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
117. RINNE F. (1959) – La science des roches. *Librairie Lamarre, Paris.*
118. RUHIN I.B. (1966) – Bazele litologiei. *Editura Tehnică, București.*
119. SAGATOVICI Alexandra, PAULIUC S. (1976) – Cours de Geotectonică generală. *Editura Universității, București.*
120. SAULEA Emilia (1967) – Geologie istorică. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*



121. SAVIN F., CIȘMAȘ I. (1964) – Geologie pentru muncitorii din industria extractivă. *Editura Tehnică, București.*
122. SÂNDULESCU M. (1984) – Geotectonica României. *Editura Tehnică, București.*
123. SIMIONESCU I., DENEȘ F. (1983) - Originea vieții. *Editura Academiei, București.*
124. SIMIONESCU I. (1927) - Tratat de geologie. *Cartea Românească, București.*
125. SKINNER B.J., PORTER S.C. (1987) - Physical Geology. *John Wiley & Sons, New York, Toronto.*
126. SKINNER B.J., PORTER S.C. (1989) - The Dynamic Earth. *John Wiley & Sons, New York, Toronto.*
127. SMOLDIREV A.E. (1982) – Metodica și tehnica lucrărilor de cercetare geologică marină. *Editura Tehnică, București.*
128. SOCOLESCU M. (1967) – Curs de geofizică. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
129. SOCOLESCU M., CIOCÎRDEL R., AIRINEI St., POPESCU M. (1975) – Fizica și structura scoarței terestre din România. *Editura Tehnică, București.*
130. STIOPOL Victoria (1963) - Geochimie. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
131. STIOPOL Victoria, CONSTANTINESCU E. (1979) - Principii de clasificare și sistematica mineralelor. *Editura Universității, București.*
132. ȘARAPOV I.P. (1968) – Utilizarea statisticii matematice în geologie. *Editura Tehnică, București*
133. ȘECLĂMAN M. (1976) - Termodinamica proceselor geologice. *Editura Universității, București.*
134. TAZIEFF H. (1966) – Când Pământul se cutremură. *Editura Științifică, București.*
135. TĂTĂRĂM Nița (1984, 1988) - Geologie Stratigrafică și Paleogeografie. *Editura Tehnică, București.*
136. TERMIER H., TERMIER Geneviève (1956) – L'évolution de la Lithosphère I, II. *Editura Masson, Paris.*
137. TURCULEȚ I. (1986) – Petrologia cărbunilor – Lucrări practice. *Editura Universității Al. I. Cuza, Iași.*
138. TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1967) - Petrologie magmatică și metamorfică. *Editura Tehnică, București.*
139. VOITEȘTI I.P. (1936) – Evoluția geologico-paleogeografică a pământului românesc. *Inst. Arte grafice "Ardealul", Cluj.*
140. ZUMBERGE J.H., RUTFORD R.H. (1991) – Laboratory manual for Physical Geology. *Wm. C. Brown Publishers, Dubuque, U.S.A.*
- 141 \*\*\* (1931) – E. von Seydlitzsche Geographie Handbuch – Hundertjahrausgabe. *Ferdinand Hirt, Breslau.*
- 142 \*\*\* (1969-1971) – Atlasul litofacial al R.S. România. *Inst. Geol. București.*

143. \*\*\* (1972) – Continents adrift. *Scientific American. W.H. Freeman and Company, San Francisco, California, U.S.A.*
144. \*\*\* (1974) – Atlas geografic general. *Editura Didactică și Pedagogică, București.*
145. \*\*\* (1975,1977)– Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. *Elf-Aquitaine, Boussens.*
146. \*\*\* (1984) – Manualul inginerului de mine. Vol. 1. *Editura Tehnică, București.*
147. \*\*\* (1992) – Microsoft WINDOWS. User's guide. *Phoenix Technologies Ltd., Great Britain.*
148. \*\*\* (1993) - Laboratory Manual in Physical Geology. *AGI/NAGT, Maxwell Macmillan International, New York, Oxford, Singapore, Sydney.*