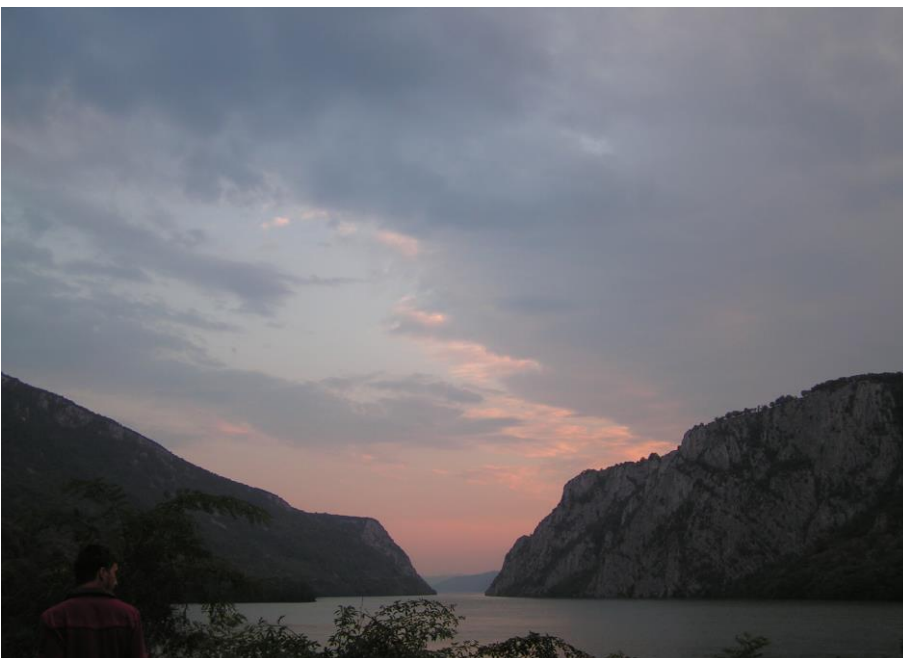


Doru-Toader JURAVLE



GEOLOGIE GENERALĂ



Doru-Toader
JURAVLE

Conf. univ. dr. ing.

UNIVERSITATEA
"ALEXANDRU IOAN CUZA"
din IAȘI

FACULTATEA
DE GEOGRAFIE ȘI
GEOLOGIE

DEPARTAMENTUL
DE GEOGRAFIE

EDITURA STEF

Iași

<http://www.editurastef.ro/>

2015

Doru-Toader JURAVLE

AUTOR

Doru-Toader JURAVLE

EDITURA STEF IASI

210 pagini

ISBN: 978-606-575-513-0

CUPRINS

INTRODUCERE, pg. 4

1. GEOLOGIA CA ȘTIINȚĂ, pg. 4

1.1. Definiție, obiective, discipline geologice, pg. 4

1.2. Relațiile geologiei cu alte științe, pg. 7

1.3. Privire diacronică, pg. 7

2. METODE ȘI PRINCIPII DE LUCRU ÎN GEOLOGIE, pg. 11

2.1. Metode de cercetare inductive, pg. 11

2.2. Metode de cercetare deductive, pg. 14

CAP. I. STRUCTURA GLOBULUI TERESTRU, pg. 18

1. SURSE DE INFORMAȚII, pg. 18

2. STRUCTURA INTERNĂ A GLOBULUI. LITOSFERA ȘI SCOARȚA TERESTRĂ, pg. 29

3. CÂMPURILE FIZICE ALE GLOBULUI, pg. 34

3.1. Graviția, pg. 34

3.2. Câmpul caloric, pg. 38

3.3. Câmpul radioactiv, pg. 42

3.4. Câmpul magnetic, pg. 43

3.5. Câmpul electric, pg. 48

3.6. Câmpul seismic, pg. 49

CAP. II. ALCĂȚUIREA CHIMICĂ ȘI MINERALOGICĂ A GLOBULUI, pg. 54

1. COMPOZIȚIA CHIMICĂ, pg. 57

2. MINERALELE SCOARȚEI TERESTRE, pg. 59

2.1. Noțiuni de cristalografie, pg. 59

2.2. Proprietățile mineralelor, pg. 65

2.3. Denumirea mineralelor, pg. 70

2.4. Clasificarea mineralelor, pg. 70

CAP. III. NOȚIUNI DE PETROLOGIE, pg. 75

1. Procese și roci magmatice, pg. 78

2. Procese și roci sedimentare, pg. 104

3. Procese și roci metamorfice, pg. 133

CAP. IV. ELEMENTE DE CARTOGRAFIE ȘI GEOLOGIE STRUCTURALĂ, pg. 146

1. Produse cartografice, pg. 146

2. Structuri geologice, pg. 150

CAP. V. ELEMENTE DE TECTONICĂ GLOBALĂ, pg. 166

1. Diviziunile geomorfologice ale scoarței, pg. 167

2. Istoria tectonicii globale, pg. 171

3. Conceptul tectonicii globale, pg. 186

4. Formarea bazinelor de sedimentare și a catenelor orogenice prin prisma tectonicii globale, pg. 193

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ, pg. 206

ANEXE online, link: <http://doru.juravle.com/>

Anexa 1. Mineralogie descriptivă, pg. 1-61

Anexa 2. Prezentări didactice, 1-12

INTRODUCERE

În lucrare sunt prezentate sintetic informații geologice, care sunt obligatoriu de parcurs pentru a face pasul spre formarea ca specialist geolog, sau pentru manipularea datelor geologice de către specialiști din alte domenii, precum: Geografia, Pedologia, Biologia, Riscuri naturale etc. Informația științifică se bazează pe literatura de specialitate națională și internațională consacrată, precum și pe o serie de lucrări cu caracter didactic.

Din rațiuni tehnice, pentru partea descriptivă a capitolului de mineralogie s-a introdus Anexa 1, care poate fi accesată cu link-ul: <http://doru.juravle.com/>. Descrierea aparține conf. univ. dr. Delia Anne-Marie Androne (2008) și a fost atașată formatului online cu acordul autoarei.

Pentru facilitarea parcurgerii conținutului de către studenți, s-a introdus Anexa 2 alcătuită din 12 prezentări didactice, care detaliază cu materiale cartografice, diagrame și fotografii din teren, laborator, sau literatură, principalele probleme tratate în capitolele lucrării.

Pentru cei care doresc să aprofundeze vasta problematică geologică, bibliografia conține titluri adecvate pentru acest demers dificil.

1. GEOLOGIA CA ȘTIINȚĂ

1.1. Definiție, obiective, discipline geologice

Geologia este știința Pământului, care studiază mineralele, rocile, fosilele, structurile tectonice și procesele geodinamice care le-au generat, stratigrafia diferitelor regiuni, procesele care au generat resursele minerale și energetice litosferice, și, nu în ultimul rând originea și istoria Pământului,

Termenul „generală” din titulatura disciplinei sugerează dificultatea întocmirii și parcurgerii unui astfel de material. Lucrarea constituie de fapt o atenționare în problematica unui domeniu de studiu foarte vast și important din eșafodajul *Științelor Pământului* și anume *Geologia*.

Termenul de „geologie” a fost utilizat pentru prima dată în anul 1475 de episcopul francez *Richard de Bury* în lucrarea „*Phylobiblion*” și se referea la științele pământești în opoziție cu „*teologia*” sau știința despre cele cerești, despre divinitate. Etimologia cuvântului geologie derivă din cuvintele grecești *Ge = Pământ* și *logos = știință*.

Geologia face parte din ramura *Științe ale Naturii* și are ca obiect de studiu Pământul ca întreg, în dinamica sa, din momentul ocupării locului pe orbită și a primei diferențieri geochimice majore (se produce în nebuloasa solară în urmă cu 4,6 mld. ani), până în prezent. În acest sens este considerată și curgerea evenimentelor geologice, ”*punctul zero*” al derulării timpului geologic în scara geocronologică coincidând cu „*momentul*” separării geosferelor interne în procesul de răcire a planetei (= 4,6 mld. ani).

Obiectivele principale ale geologiei sunt: cunoașterea originii, structurii, compoziției și istoriei Globului terestru. Din acest motiv este necesară studierea compoziției chimice, a alcătuirii mineralo-petrografice și a structurii corpurilor geologice, a raporturilor dintre acestea, a dinamicii interne a Pământului și a forțelor geodinamice care produc modificări la nivelul crustei terestre, a distribuției concentrărilor de substanțe minerale utile în scoarță, a apariției vieții și evoluției acesteia. Datele de cunoaștere din diferite subdomenii ale geologiei (geologia structurală, paleontologia, geochimia, stratigrafia, etc.) permit reconstituirea evoluției paleogeografice, condițiilor paleoecologice și paleomediale ale Globului și fundamentarea prognozelor în aceste direcții.

Dar de ce și Geologia mediului? Care ar trebui să fie obiectul de studiu al disciplinei Geologia mediului raportat la Geologia generală?

Geologia mediului se justifică pentru că Pământul reprezintă suportul fizic pentru toate componentele sistemului geografic și biologic. Este de domeniul evidenței că evoluția geosistemului a fost condiționată de rezultanta proceselor endogene și exogene, care au configurat suportul fizic pe care se sprijină geosferele externe. Importanța rezidă și din faptul că, într-o manieră directă sau indirectă, reprezintă principalul rezervor, dacă nu unicul, de resurse utile pentru societatea omenească (vezi de exemplu solul, care reprezintă "*uzina de reconversie*" și apoi de stocare prin intermediul regnului vegetal a energiei solare). Dacă se urmărește dinamica necesarului de resurse minerale în relație cu dinamica demografică pe Glob, se remarcă o creștere exponențială a consumului. Astfel, la o creștere de 5x a populației, consumul crește de 15x, într-un interval de 100 ani (Montgomery, 2000). Este de înțeles că procesului de valorificare a resurselor i se vor asocia, într-o scară posibil exponențială, probleme mediale care trebuiesc gestionate cu costuri uriașe, și, uneori, insurmontabile. De asemenea, Pământul este viu, într-o continuă dinamică controlată de procesele endogene, ale căror efecte pot fi resimțite catastrofal de către comunitățile umane (efectele seismelor, vulcanismului, deplasărilor în masă etc.). Nu poate fi neglijată nici legătura, mai puțin evidentă, dintre evoluția internă a Pământului și ciclicitățile climatice, modificarea compoziției atmosferei, resursele hidrogeologice și controlul resurselor

hidrologice, extincțiile din lumea biologică, etc. Dar, poate cea mai importantă problemă de rezolvat este rezumată în întrebările: *Ce se va întâmpla în viitorul geologic cu acest suport fizic, de care lumea biologică este legată ombilical? Cum și în ce sens trebuie îndreptate eforturile de conservare a lumii biologice și implicit a societății omenești? Considerând că evoluția naturală poate fi dirijată în sensul scopurilor socio-economice ale omului? Sau admitând efemeritatea Pământului, în mod similar cu a oricărui sistem fizic sau biologic și că soluția supraviețuirii va fi legată de capacitatea de a migra în spațiu extraterestru?* Dar ieșind din aceste întrebări existențiale, care pot fi rezolvate și de generațiile viitoare, este cert că, indiferent de gradul de dezvoltare socio-economică, comunitățile umane și lumea biologică în ansamblu resimt efectele manifestărilor paroxistice endogene și al amplificării nejustificate a consumului de resurse minerale. În acest context ce ar trebui să studieze Geologia mediului?

Geologia mediului studiază efectul proceselor endogene și exogene asociate în geoseferile externe, ciclicitățile naturale și modul cum acestea influențează evoluția lumii biologice. De asemenea, studiază modul cum sunt afectate habitatele umane în condițiile manifestărilor paroxistice a forțelor endogene și reducerea efectelor hazardelor naturale.

Pentru a răspunde acestor deziderate este necesară cunoașterea la un nivel corespunzător al unor discipline geologice. Complexitatea structurii Pământului și a proceselor determinate de dinamica internă a acestuia, a condus la diversificarea disciplinelor de factură geologică și uneori dezvoltarea lor într-o așa manieră, încât au căpătat statut de științe de sine stătătoare. Dintre principalele subdomenii de studiu ale geologiei amintim:

Cristalografia – studiază aspectul și structura internă a cristalelor, forma cea mai frecventă de prezentare a mineralelor în natură;

Mineralogia – se ocupă cu descrierea, stabilirea compoziției chimice, clasificarea și formarea mineralelor;

Petrologia (= *Litologia*) – are ca obiective de studiu alcătuirea mineralogică, descrierea, clasificarea și petrogeniza rocilor;

Sedimentologia – se ocupă cu cercetarea mediilor actuale și paleomediilor depozitionale, stabilind tipurile de sedimente acumulate în funcție de ariile sursă, condițiile de transport și caracteristicile morfologice și batimetrice ale bazinelor de sedimentare;

Geochimia – urmărește criteriile de distribuție și de migrare ale elementelor chimice în scoarța terestră;

Geologia structurală și tectonica – au în vedere studiul formelor de zăcământ și structura internă a volumelor de roci, raporturile dintre ele și structurile disjunctive și plicative rezultate în urma tensiunilor tectonice;

Paleontologia – se ocupă cu studiul resturilor fosile ale organismelor vegetale (*paleobotanica*) și animale (*paleozoologia*) din trecutul geologic al Pământului și cu reconstituirea condițiilor de mediu în care au trăit acestea (*paleoecologia*);

Stratigrafia și geologia istorică – stabilesc reperele cronologice ale evoluției vieții, ale desfășurării proceselor geologice și gruparea stratelor de roci în secvențe stratigrafice, stabilirea vârstei acestora, corelarea lor în plan regional și, în final, întocmirea unui model evolutiv;

Geofizica – studiază prin metode fizice cantitative structura, compoziția și dezvoltarea Pământului în ansamblul său, de la nucleul intern până în spațiul extraterestru. Pentru atingerea obiectivelor folosește informații din domeniile *seismologiei, gravimetriei, magnetometriei, electrometriei, fizica atmosferei, tectonofizicii*;

Hidrogeologia – studiază compoziția chimică, geneza și forma de zăcământ a apelor subterane;

Geologia economică și geologia zăcămintelor (Gitologia) – se ocupă cu identificarea, descrierea, clasificarea și stabilirea criteriilor de distribuție spațială a zăcămintelor de substanțe minerale utile, calculul rezervelor și stabilirea modului de valorificare a acestora;

Geologia inginerească și geotehnica – analizează caracteristicile fizico-mecanice, mineralogice și petrografice ale terenurilor în vederea amplasării diferitelor construcții edilitare, industriale, hidroenergetice, sisteme de irigații, etc.;

Paleogeografia – reconstituie raporturile dintre continente și bazine marin-oceanice de-a lungul timpului geologic și morfologia acestora;

1.2. Relațiile geologiei cu alte științe

Geologia nu poate răspunde singură la problemele privind compoziția, structura și evoluția Pământului, motiv pentru care este nevoită să apeleze la metode și cunoștințe specifice altor științe precum: chimia, fizica, astronomia, biologia și geografia. Din interferența acestor științe cu subdomeniile geologiei, rezultă discipline de graniță precum geochimia, geofizica, geomorfologia, paleobiologia, paleoecologia etc.

Practic, Geologia nu poate fi studiată fără cunoștințe minime de fizică, chimie, biologie și geografie.

1.3. Privire diacronică

Omul a fost ”*condamnat*” ca odată cu desprinderea din regnul animal, să cunoască principalul rezervor de resurse minerale utile, și anume scoarța tereastră. Primii pași în

”*descoperirea*” scoarței a început cu confecționarea uneltelor din materiale silicolitice, apoi de miracolul produs de descoperirea și folosirea metalelor, combustibililor fosili, și în prezent de drumul deschis de ”*civilizația electronului*”, către un viitor care, probabil, va fi dominat de folosirea energiilor nucleare și particulelor subnucleare.

Pe acest drum anevoios, grupurile umane au evoluat și s-a produs prima diviziune a muncii, gama de materii prime naturale s-a diversificat. Astfel, descoperirea ceramicii a făcut necesară aprovizionarea cu argile de calitate corespunzătoare și folosirea oxizilor și hidroxizilor de fier și mangan ca pigmenți coloranți, folosirea mai târziu a diferitelor unelte de măcinat etc., au determinat lărgirea treptată a orizontului de cunoaștere a omului asupra constituției scoarței terestre.

Descoperirea și utilizarea metalelor a însemnat și apariția primilor „*geologi prospectori*” și primelor preocupări de cunoaștere geologică. Astfel, în jurul datei de 540 î.H., *Xenofan* din *Colofan*, pe baza scoicilor găsite în munți, a tras concluzia că acolo a fost inițial un fund de mare și ulterior relieful s-a modificat realizându-se lanțul montan. Această idee a fost preluată și de *Aristotel*.

În sec. al XV-lea, *Leonardo da Vinci* a întocmit pentru prima dată schița unui afloriment cu dispunerea stratelor de roci și a susținut în premieră ideea că fosilele sunt “scheletele” unor organisme care au trăit pe fundul mării și nu “*ludus naturae*” (= *jocuri ale naturii*), cum se considerau până la el.

În sec. XVI – XVII au urmat lucrările lui *G. Bauer-Agricola* referitoare la clasificarea, proprietățile și metodele de extracție a metalelor cunoscute, iar mai târziu cele ale lui *N. Steno* care enunță *principiul superpoziției stratelor*, afirmând că rocile s-au depus în strate horizontale, cel mai de jos strat fiind și cel mai vechi.

Mijlocul secolului al XVIII-lea (1747) a fost marcat de apariția lucrării „*Teoria Pământului*” a lui *G. Buffon*, în care este formulată prima concepție cosmogonică. În același secol, *L. von Buch* și *J. Hutton* (1788) au promovat *concepția plutonistă* conform căreia forțele termice din interiorul Pământului constituie cauza principală a fenomenelor geologice. În opoziție cu acesta, *A. Werner* și susținătorii săi au formulat *conceptul neptunist*, conform căruia acțiunea mării a fost motorul fenomenelor geologice.

În 1812, *G. Cuvier* a formulat „*teoria catastrofistă*” prin care se enunță un scenariu pentru evoluția Pământului, compus dintr-o succesiune de fenomene catastrofice, urmate de acte de creație.

Acumularea datelor de cunoaștere a permis elaborarea *conceptului evoluționist*, în lumina căruia se formulează *principiul actualismului* de către *Ch. Lyell* cu aplicații

importante în geologie. În biologie apare *teoria evoluției speciilor* elaborată de către *Ch. Darwin*.

Mijlocul sec. al XIX-lea a fost denumit „*vârsta de aur a geologiei*” datorită exploziei informaționale, în această perioadă conturându-se o serie de teorii și principii care anunțau *conceptul tectonicii globale*, enunțat la mijlocul sec. XX. Printre geologii remarcabili ai sec. al XIX-lea se numără *E. de Beaumont*, *J. H. Pratt*, *G. Airy* și *J. Dana*, iar la începutul sec. XX se remarcă *E. Haug* și *A. Wegener*.

Secolul XX a fost marcat de apariția *conceptului tectonicii globale* care însumează o serie de teorii, printre care *teoria derivei continentelor*, *teoria curenților de convecție*, *paleomagnetismul*, *teoria expansiunii fundului oceanic*, *teoria plăcilor tectonice* etc. Deși încă criticat de o serie de geologi, acest concept a revoluționat științele geologice, explicând într-o manieră bună evoluția majorității regiunilor mobile și stabile de pe Glob, distribuția centurilor vulcanice, ariilor seismice, localizarea și formarea substanțelor minerale utile etc.

În România școala geologică a fost întemeiată odată cu înființarea celor două universități din România: Universitatea din Iași (1860) și Universitatea din București (1864).

Prima lucrare de geologie în limba română a fost publicată la Iași de *Grigore Cobălcescu (1831-1892)* în 1862, sub denumirea „*Calcarul de la Răpidea*”, iar prima *hartă geologică a României* s-a realizat sub îndrumarea lui *Gregoriu Ștefănescu (1838-1911)* în 1892, la Universitatea București.

Un punct de cotitură în cercetarea geologică românească la constituit anul 1906, când se înființează Institutul Geologic al României. De-a lungul timpului cunoașterea teritoriului României s-a realizat prin munca în teren și în laborator a geologilor care au activat în cadrul institutelor de geologie și geofizică, universităților din București, Iași, Cluj, Baia Mare și Petroșani, întreprinderilor de prospecțiuni și explorări geologice și în unitățile de exploatare a resurselor minerale. În continuare o să amintim numai un număr foarte mic din truditarii pe tărâmul geologiei românești.

Între personalitățile de seamă care ilustrează etapa de pionerat a geologiei românești menționăm pe: *Matei Drăghiceanu (1844-1938)*, întemeitorul școlii de geologie tehnică la noi în țară; *Ludovic Mrazec (1867-1944)*, mineralog și petrograf, descoperitor al cutelor diapire; *Sava Athanasiu (1861-1946)*, remarcabil cercetător a geologiei Carpaților Orientali; *G. Munteanu-Murgoci (1872-1925)*, care a intuit structura în pânze de șariaj a Carpaților Meridionali; *Sabba Ștefănescu (1857-1931)*, paleontolog, specialist în domeniul mamiferelor fosile; *I. Popescu-Voitești (1876-1944)*, autor al primei sinteze al evoluției geologice a teritoriului țării; *Ion Simionescu (1873-1944)*, paleontolog și stratigraf; *G. Macovei (1880-*

1969) specialist în teritoriul dobrogean și petrolog de seamă; *Ion Atanasiu (1892-1949)*, cercetător al structurii tectonice a Carpaților Orientali și al seismelor vrâncene.

Se cuvine să-i mai amintim pe *Miltiade Filipescu, Ion Băncilă, Alexandru Codarcea, George Murgeanu, Virgil Ianovici, Dan Giușcă, Nicolae Oncescu, Emilia Saulea, Grigore Răileanu, Nicolae Grigoraș, Dan Patrulius, Vasile Lăzărescu, Mircea Săndulescu*, iar de la Universitatea “Al. I. Cuza” Iași pe *Liviu Ionesi, Radu Dimitrescu și Constantin Grasu*.

2. METODE ȘI PRINCIPII DE LUCRU ÎN GEOLOGIE

În geologie se folosesc metode de cercetare grupate în două categorii: inductive și deductive. Majoritatea metodelor și principiilor de bază folosite sunt specifice geologiei, dar există ca și în cazul celorlalte științe și o serie de metode împrumutate, mai mult sau mai puțin adaptate la specificul geologic.

2.1. Metode de cercetare inductivă

Cercetarea inductivă presupune cunoașterea de la particular la general, spre deosebire de cea deductivă care pornește de la model pentru a-l extrapola la cazuri particulare (de la general la particular). În consecință, cercetarea inductivă presupune acumularea unui număr cât mai mare și mai complet de date geologice punctiforme, cu distribuție relativ omogenă într-o regiune dată. Pe baza acestor informații, prin generalizare, se obține o imagine de ansamblu asupra alcătuirii și distribuției volumelor de roci și a raporturilor dintre acestea. Practic, aceste metode constau în trecerea de la premise particulare la concluzii cu caracter general.

2.1.1. Metode directe

Cercetarea geologică a oricărui teritoriu debutează printr-o fază de prospecțiune preliminară și de detaliu, executată prin observații directe în teren: în aflorimente, în lucrări miniere ușoare și de foraj etc. Lucrările de prospecțiune sunt eșalonate, pornindu-se de la cartarea aflorimentelor, unde rocile care alcătuiesc structurile geologice apar la zi, făcând posibilă observația directă. Depozitele sunt deschise la zi frecvent pe văile râurilor din zonele montane și deluroase și cu o frecvență mai redusă în zonele de câmpie și de dealuri joase. În ariile unde structurile geologice sunt acoperite de depozite cuaternare eluviale, coluviale, proluviale sau aluviale, cercetarea se face prin lucrări miniere ușoare (descoperite, șanțuri, puțuri) și foraje.

Observațiile în teren sunt înscrise în carnetul de teren, în care se consemnează descrierea detaliată a aflorimentelor și localizarea lor. În funcție de obiectivele cercetării se stabilește sistemul de probare și se execută recoltarea probelor.

Probarea se face după metodologii specifice tipului de cercetare realizat: biostratigrafic, mineralogic, petrografic, pentru substanțe minerale solide, roci de construcție, ape subterane, combustibili fosili, riscuri naturale etc. O condiție foarte importantă pentru

reușita operațiunilor de probare este cea a asigurării reprezentativității probelor. Și aceasta, deoarece trebuie înțeles faptul că indiferent de sistemul de probare, liniar sau punctiform, se recoltează din anumite puncte un volum foarte mic de material comparativ cu volumul real al rocilor cercetate. În final, informațiile obținute în laborator prin prelucrarea și analiza probelor sunt extrapolate la întreg volumul de roci investigat.

În esență, aplicarea metodelor de cercetare directă constă în culegerea și sistematizarea informațiilor de teren, probarea aflorimentelor sau lucrărilor de cercetare (foraje, lucrări miniere), prelucrarea probelor și analiza lor în laborator și prelucrarea datelor de cunoaștere.

Pentru activitatea în teren geologul are nevoie de:

Harta topografică a regiunii la o scară corespunzătoare gradului de detaliere la care se efectuează cercetarea (de regulă la scări cuprinse între 1:50.000 și 1:5.000);

Carnetul de teren este indispensabil geologului, în acesta fiind consemnate punctele de observație, însoțite de o descriere cât mai completă a aflorimentului, a poziției probelor recoltate și a aspectului microscopic al stratelor de roci. De asemenea se consemnează orice informație utilă privind aspectele geomorfologice ale terenului, hidrologice, pedologice, biogeografice etc. Caracterul complet și corect al informației din carnet constituie premisa realizării unei cercetări și interpretări competente;

Ciocanul geologic cu ajutorul căruia se detașează porțiuni din roci pentru a fi analizate în spărtură proaspătă, se recoltează probe, se pregătesc suprafețele de strat pentru efectuarea măsurătorilor de direcție și înclinare ale stratelor, etc.;

Busola geologică se folosește la măsurătorile privind direcția și înclinarea stratelor, a limitelor dintre corpurile de roci, a accidentelor tectonice, precum și la orientarea și poziționarea punctelor pe hartă;

Dispozitiv special GPS este conectat la un sistem de minim trei sateliți și afișează automat coordonatele x, y și z ale punctului de observație;

Altimetrul (GPS) cu ajutorul căruia se stabilește altitudinea punctelor de observație;

Recipientul cu acid clorhidric (HCl, 10%) pentru stabilirea prezenței carbonaților de calciu.

Dintre materialele care nu trebuie să lipsească din trusa de teren a geologului sunt și *lupa, rigla și ruleta, aparatul de fotografiat, briceagul, creioane, radieră, hârtie milimetrică, pungi pentru probe* și, în general, orice material necesar pentru o cercetare completă în teren.

2.1.2. Cercetări în laborator

Probele recoltate din teren sunt prelucrate ulterior în laborator și analizate. În faza de prelucrare ca și în cea de prelevare a probelor este obligatorie respectarea procedurilor de lucru care asigură reprezentativitatea probelor și protecția contra infestării acestora. În laborator se efectuează, în funcție de specificul cercetării, o serie de analize dintre care amintim: *analize paleontologice, analize mineralogice și petrografice, analize chimice, analize spectrometrice, analize termodiferențiale, analize de raze X, analize granulometrice, determinări fizico-mecanice, analize de ape etc.*

Pentru cercetarea de laborator este folosită aparatură specială: microscopul polarizant, lupa binoculară, microsonda, spectrometru, difractometru de raze X, termoderivatografe etc.

În condițiile unor laboratoare cu o dotare modernă se efectuează chiar și unele experimente. Însă acestea sunt reduse ca număr, deoarece încă nu s-au găsit soluțiile de modelare în laborator a proceselor și fenomenelor care se petrec la scară regională și în timp geologic.

2.1.3. Metode indirecte

Cercetarea indirectă grupează metodele cu ajutorul cărora se investighează zonele inaccesibile, cu tehnologiile actuale de foraj, miniere și geofizice. Prin foraje s-au investigat porțiuni din crustă până la o adâncime de cca. 15000 m (foraj în pen. Kola). În general, la adâncimi mari, cercetarea structurilor se realizează cu precădere prin metode indirecte. O problemă conceptuală care privește aceste metode, este cea a atașării în grupul metodelor inductive sau deductive. Aceasta deoarece după măsurătorile parametrilor fizici în anumite puncte din scoarță, în continuare interpretarea datelor se face apelând la modele generale de evoluție sau structurale. În categoria metodelor indirecte sunt considerate *teledetecția, metodele geofizice, metodele geodezice și geochimice.*

2.1.3.1. *Teledetecția* utilizează aerofotograme ridicate din satelit sau avion, utilizând diferite spectre de lumină. Prin analiza acestora se pot obține informații asupra structurilor cutate, faliilor, capcanelor petroliere, acumulări de minereuri, acvifere freatică sau captive etc.

2.1.3.2. *Metodele geofizice* se bazează pe măsurarea valorilor *câmpurilor naturale* ale Pământului: *gravific, magnetic, radioactiv, caloric, electric.* În condițiile în care geosferele interne ale Globului ar fi omogene, atunci ar rezulta o *valoare medie a câmpului* (gravific, magnetic, electric etc.), care s-ar regăsi în orice punct măsurat la suprafața terestră. Dar datorită neomogenității fizice a geosferelor, valorile de câmp măsurate în diferite puncte

diferă față de valoarea medie, în funcție de parametri fizici ai volumelor de roci care alcătuiesc scoarța. De exemplu dacă la adâncime în scoarță se găsește un corp de bazalte ($\gamma = 3 \text{ g/cm}^3$) intrus în roci sedimentare ($\gamma = 2,6 \text{ g/cm}^3$), atunci valorile măsurate al câmpului gravific vor fi mai mari decât media câmpului, conturându-se corpul de roci cu greutate specifică mai mare. Același lucru se întâmplă când la adâncime se găsesc roci cu proprietăți feromagnetice, cu conductivitate electrică sau termică ridicată, radioactive, etc.

Metodele geofizice utilizate sunt:

Gravimetria – se folosește în cazul conturării corpurilor cu greutate specifică contranstante față de fondul litologic;

Magnetometria – conturează în special corpurile alcătuite din materiale fero- și paramagnetice (de ex. conturarea zăcămintelor de magnetit);

Seismometria – se bazează pe faptul că viteza de propagare a undelor seismice este proporțională cu densitatea mediilor străbătute, iar undele secundare nu străbat decât mediile solide. De asemenea, undele seismice suferă fenomene de reflexie și refracție la limita dintre medii cu densități diferite și își modifică viteza de propagare;

Radiometria – se bazează pe măsurarea câmpului radioactiv natural, folosindu-se pentru conturarea acumulărilor de minerale radioactive (de uraniu, thoriu, cesiu etc.);

Termometria – indică zonele cu flux caloric ridicat, fracturi crustale, zone de rift, acumulări de ape termale etc.;

Electrometria – se bazează pe conductivitatea diferită a acumulărilor metalice, a apelor de zăcământ cu o concentrație mare de săruri, a acviferelor, lui. Se conturează acvifere subterane, zăcăminte de petrol, acumulări metalice, acumulări de grafit etc.

2.1.3.3. *Metoda geodezică* se bazează pe măsurătorile de mare precizie cu ajutorul sateliților, determinându-se zonele afectate de mișcări epirogenetice.

2.1.3.4. *Metoda gechimică* folosește anomaliile rezultate în urma concentrării naturale ale unor elemente urmă, precum: U, Th, Ti, Zr, Co, Cr etc., dar dă și rezultate în cazul prospectării acumulărilor de Mn, Cu, Fe etc.

2.2. Metode de cercetare deductivă

Prin deducție se înțelege forma de raționament prin care pornind de la un model general se descifrează cazurile particulare. Acest tip de cercetare în geologie permite reconstituirea proceselor evolutive și contextul paleogeografic și geodinamic în care se desfășoară acestea (Figs. 1, 2).

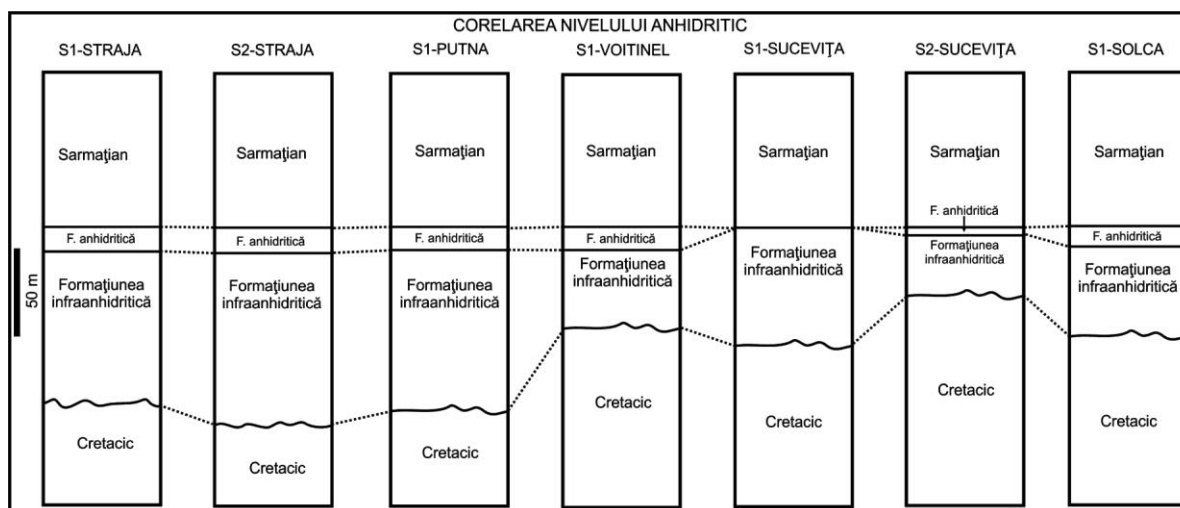


Fig. 1. Corelarea reperelor badeniene interceptate în cuvertura Platformei Moldovenești, cu forajele executate pe contactul pericarpatic. Formațiunea anhidritică badeniană are semnificații paleoclimatice, iar lipsa acesteia pe anumite secțiuni are semnificații paleogeomorfologice (interpretată pe baza informațiilor obținute din cartarea în teren și a datelor din literatura de specialitate)

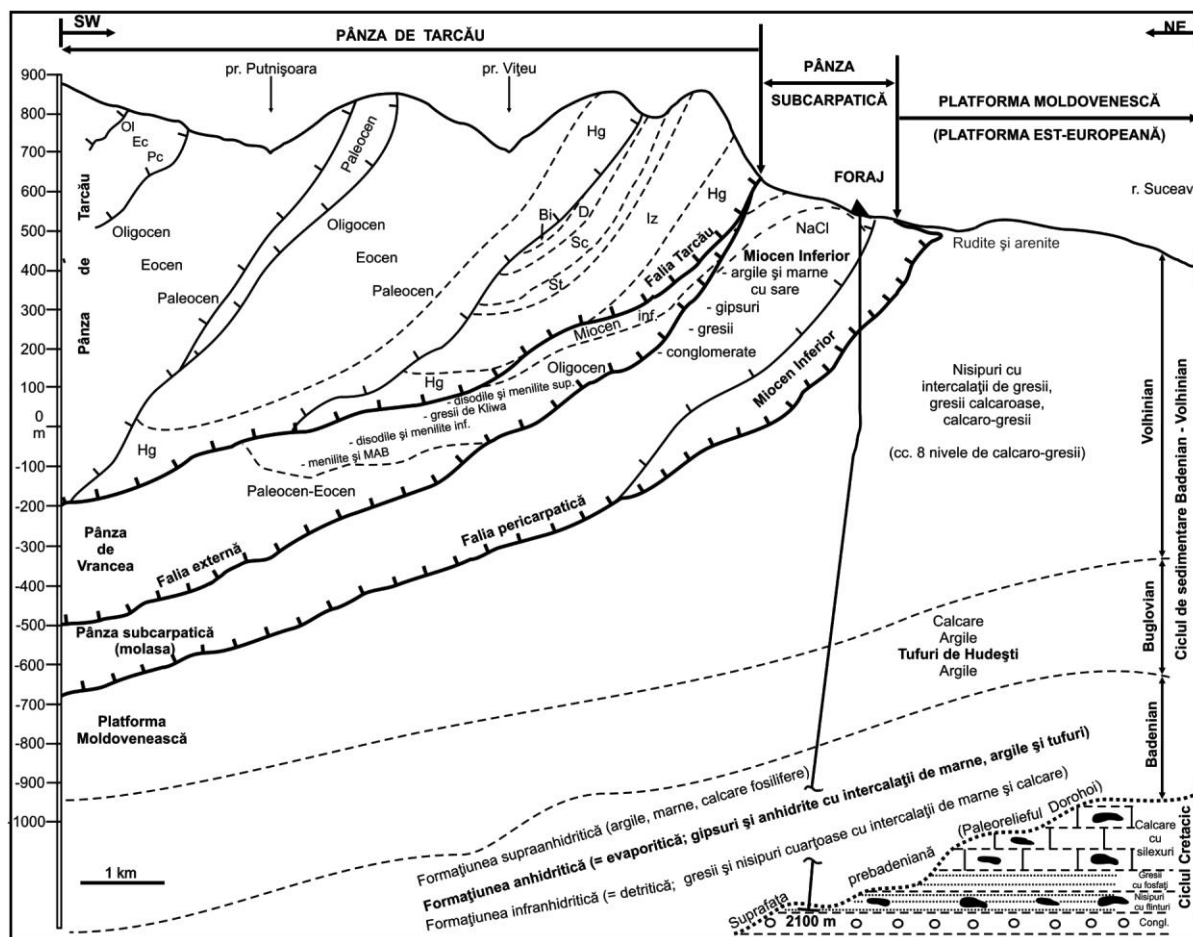


Fig. 2. Structura geologică la contactul unităților moldavidice carpatice cu Platforma Moldovenească (bazinul Sucevei), interpretată pe baza informațiilor obținute din cartarea în teren și a datelor din literatura de specialitate

Pentru reconstituirea istoriei geologice, deducțiile se fac de regulă având în vedere următoarele principii:

2.2.1. Principiul superpoziției stratelor

Conform acestui principiu, într-o succesiune de strate depuse în același bazin de sedimentare, neafectat de mișcări tectonice importante, stratul din bază este cel mai vechi iar cel de la partea superioară a coloanei de roci este cel mai nou (Fig. 3). Acest principiu se aplică în cazul stabilirii vârstei relative a depozitelor și a raporturilor temporale și spațiale ale acestora.

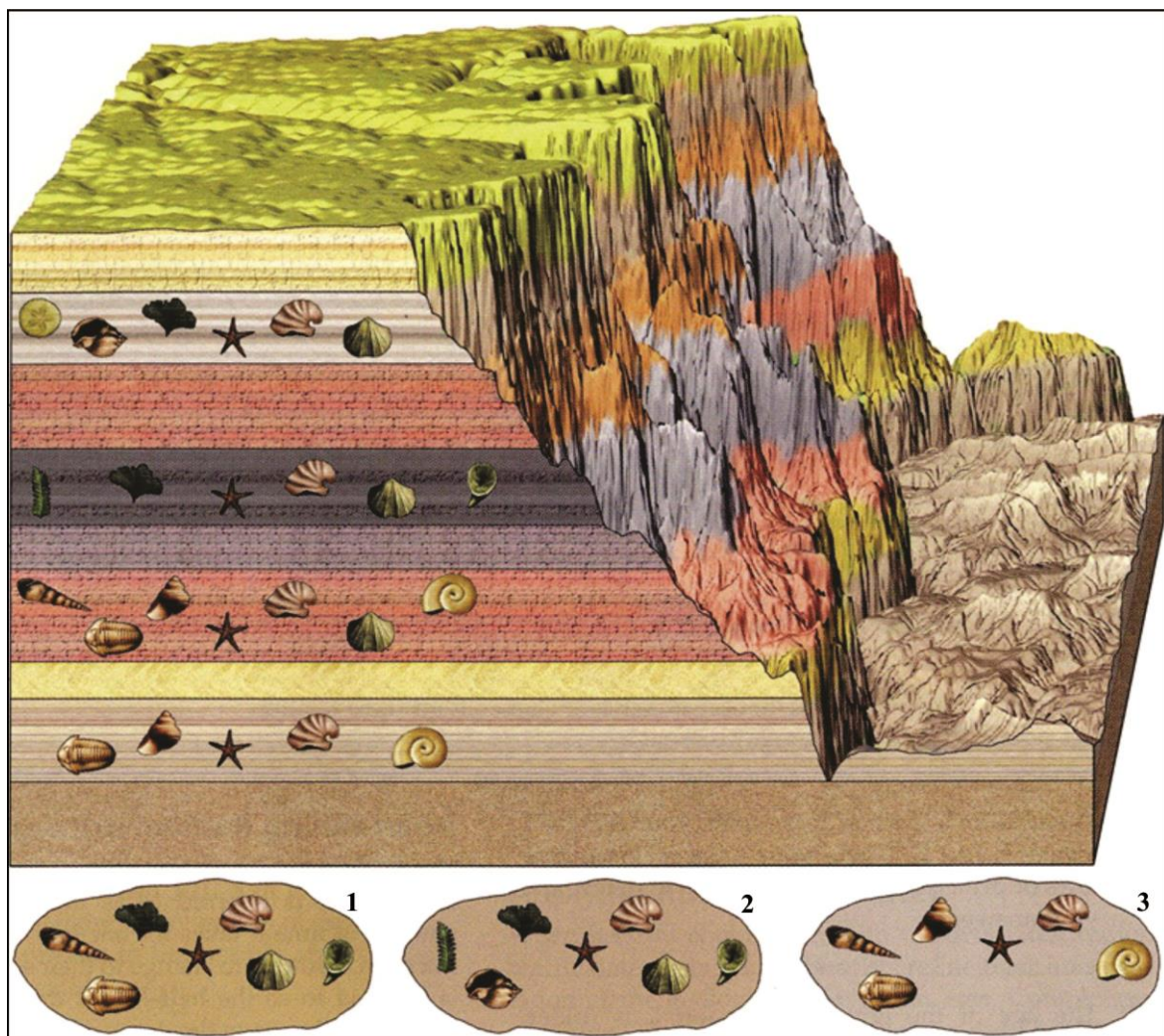


Fig. 3. Alternanță de strate nederanjate tectonic, care este edificatoare pentru aplicarea principiilor superpoziției stratelor și evoluției organismelor: asociațiile fosile indică modelul evolutiv. Asociația 2 marchează roci sincrone cu apariția vegetației în mediul terestru (sursa: [www/paleos.com](http://www.paleos.com))

În cazul stratelor răsturnate se procedează mai întâi la reconstituirea poziției inițiale ale stratelor pe baza unor structuri specifice care se formează la partea inferioară a stratelor

(de exemplu hieroglifele) sau la partea superioară (de exemplu structurile convolute). Pentru a stabili poziția normală sau răsturnată a stratelor, poziția hieroglifelor se corelează cu granoclasarea depozitelor și cu alte elemente (de ex., în cazul decantării gravitaționale într-un bazin de sedimentare în bază se depune fracțiunea grosieră și spre partea superioară fracțiunile din ce în ce mai fine).

2.2.2. Principiul evoluției organismelor

Acest principiu pornește de la faptul că organismele fosile cu o organizare anatomică simplă sunt mai vechi decât cele cu o organizare complexă. De exemplu, evoluția *linei lobare* la cochilia de *amonoidee* separă grupele primitive, mai vechi, de cele mai evolute, mai noi. Acestea sunt animale marine cu o cochilie cu înrulare planspirală, compartimentată în loje prin septe. Contactul septelor cu suprafața cochiliei formează *linia lobară*. Aceasta este relativ simplă la goniatiți paleozoici și se complică la ceratiți triasici și amoniți cretacici.

Organismele fosile se clasifică în *fosile index (caracteristice)* și sunt cele cu o mare răspândire pe orizontală (în suprafață) și redusă pe verticală (în timp), pe baza cărora se stabilește vârsta relativă și *fosile de facies*, cu dezvoltare temporală mare în scara timpului geologic. Acestea oferă informații asupra condițiilor paleoecologice și paleomediale (Fig. 3).

2.2.3. Principiul actualismului

Principiul este formulat pornind de la premisa că legile fizico-chimice care guvernează geosistemul, sunt constante de-a lungul timpului geologic. În acest caz forțele geologice care acționează în prezent producând anumite efecte, în trecutul geologic au produs aceleași efect, prezentul constituind cheia descifrării paleoevoluției.

Exemple clasice în acest sens sunt reprezentate de conținuturile izotopice de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ etc. ale sedimentelor și cochiliilor organismelor nannoplanctonice, care au relevanță privind evoluția paleoclimatică, asociațiile de foraminifere aglutinate paleogene care dau indicații paleobatimetrice și paleomorfologice, organismele constructoare de calcare recifale cu semnificații paleoecologice etc.

Cercetările geologice indiferent de metodele folosite, deductive sau inductive, se finalizează prin materiale de sinteză (lucrări științifice, studii, rapoarte etc.), însoțite de materiale cartografice. În baza concluziilor prezentate în aceste materiale se procedează la detalierea cunoașterii în vederea valorificării economice ale unor resurse minerale, zonării seismice a teritoriului, aplicării diferitelor tipuri de construcții etc.

CAP. I. STRUCTURA GLOBULUI TERESTRU

Cunoașterea structurii interne a Globului terestru furnizează date privind geneza acestuia, explică proprietățile fizice ale sale, permite imaginarea modelelor fizico-chimice de acumulare a substanțelor minerale utile, comportamentul fizico-mecanic al scoarței în condițiile manifestării mișcărilor seismice și fenomenelor vulcanice etc.

Cercetarea structurii Pământului prin metode directe (prospecțiuni geologice la suprafață, explorarea cu lucrări miniere și de foraj) este posibilă în momentul de față până la o adâncime relativ mică în raport cu dimensiunile acestuia (forajele au atins adâncimea de 15000 m). Din acest motiv studiul structurii interne a planetei se bazează în special pe date de cunoaștere indirecte.

1. SURSE DE INFORMAȚII

Principalele surse de informații privind structura internă a Pământului pot fi grupate în trei categorii: studiile și măsurătorile geofizice; studiul meteoriților și observațiile directe.

1.1. Studiul meteoriților

Studiul meteoriților reprezintă o altă cale de cercetare, prin analogie, a compoziției chimice și mineralogice a geosferelor interne. Se pornește de la ipoteza că meteoriții provin prin explozia unui corp ceresc situat cândva între Marte și Jupiter, cu o structură și compoziție inițială similară, dacă nu identică, cu cea a Pământului (Fig. 4).

Meteoriții în funcție de compoziția chimică, alcătuirea mineralogico-petrografică și densitate se împart în:

- *sideriți (sideritici)* – sunt meteoriți fieroși, alcătuiți aproape integral dintr-un aliaj de fier și nichel și subordonat din carburi de Si, Al, Mg, Fe, Ca etc. și, în consecință, au o densitate foarte mare;

- *sideroliți (siderolitici)* – sunt alcătuiți din cantități egale de aliaj de Ni–Fe și silicați. Sunt compuși din minerale metalo-silicatică, în care predomină fierul și magneziul, cu densități mari;

- *aeroliți (litici sau pietroși)* – cuprind silicați de fier și magneziu metalic și se împart în *meteoriți chondritici* și *achondritici*.

Meteorii chondritici reprezintă mai mult de 80% din cei căzuți pe Pământ și sunt formați în principal din olivină, piroxeni, oligoclaz, troilit (FeS – hexagonal) și pete de fier-nichel și, subordonat cantitativ, dar foarte semnificativ, încă din 50 minerale cunoscute și în scoarța terestră. Chondrulele sunt niște incluziuni sferice de 1 mm diametru, formate din silicați și puțin nichel metalic, uneori sticlă. Se consideră că acestea ar proveni din picăturile lichide ale materie cosmice inițiale, răcite foarte rapid. Din această cauză compoziția *chondritelor* este luată ca reper geochimic, la ea fiind raportate diferitele compoziții de roci de pe Pământ, Lună sau meteorii. O categorie aparte o reprezintă *chondritele carbonatice*, meteorii cu o densitate foarte mică ($2,2 \text{ g/cm}^3$), extrem de rari, închiși la culoare din cauza unui polimer complex cu greutate moleculară mare, care seamănă cu smoala și care a fost interpretat ca o dovadă a vieții extraterestre (nu s-a confirmat prin cercetările ulterioare).

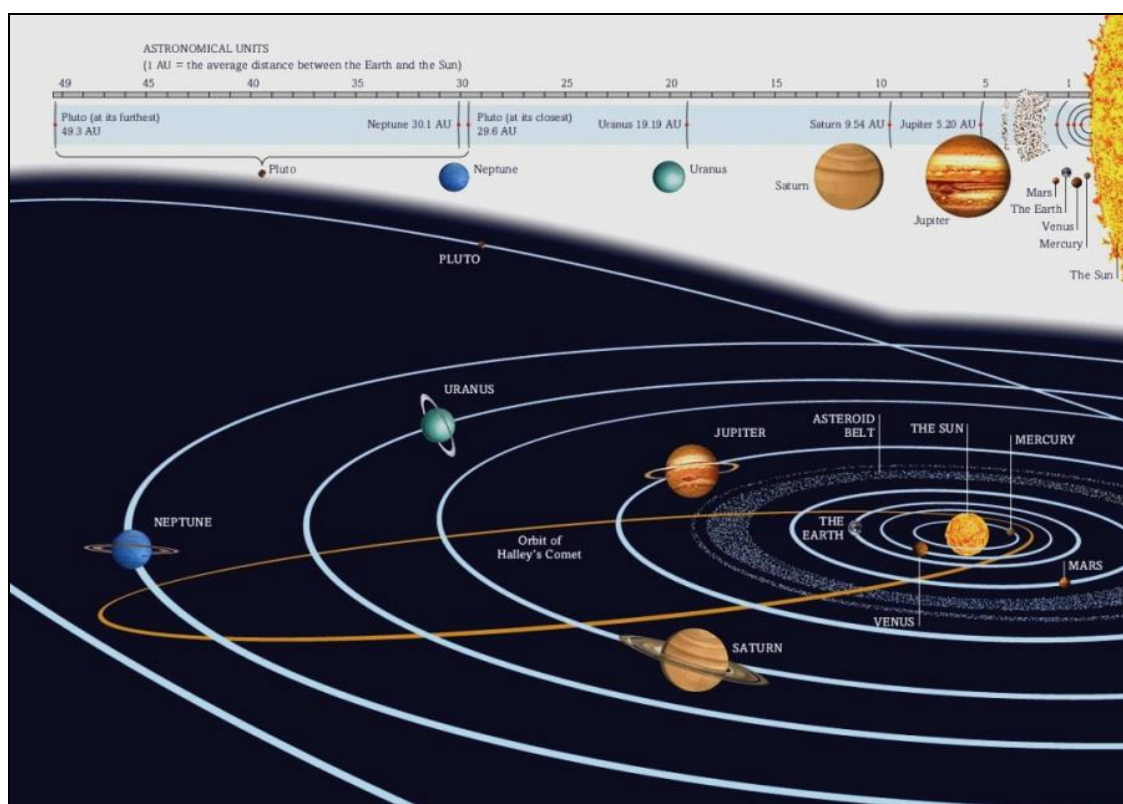


Fig. 4. Configurația schematică a Sistemului solar (sursa: <http://ro.wikipedia.org/>)

Meteorii achondritici nu au chondrule și se aseamănă ca structură și compoziție chimică cu rocile terestre magmatice (roci de tipul gabroului, alcătuite din punct de vedere mineralogic în special din piroxeni și plagioclazi).

Compoziția chimico-mineralogică a meteoriiilor permite asemănarea lor cu diversele părți constitutive ale Globului terestru, respectiv sideriții cu nucleul, sideriții și parțial

aeroliții cu mantaua și aeroliții achondritici cu litosfera. Datele seismice indică greutate atomice medii pentru nucleu și manta (47 și respectiv 22), care nu se încadrează la nici o clasă de meteoriți (sideriți au o greutate atomică de 55 și chondritele carbonatice de 23,4). Din acest motiv, pentru a se ajunge la o compoziție apropiată de cea terestră, s-au propus amestecuri de (Bleahu, 1983):

- 32,4% sideriți cu 67,6 chondrite cu bronzit (piroxen rombic);
- 50% chondrite 40% chondrite carbonatice și 10% sideriți;
- un amestec de porțiuni nevolatile din chondritele carbonatice cu fier și siliciu.

În toate cele trei cazuri, modelele arată că cele mai abundente elemente sunt fierul și oxigenul, urmate de siliciu și magneziu care împreună fac ceva mai mult de 90% din compoziția Globului, restul fiind reprezentat de Ca, Al, Ni, Na și S. Cele prezentate mai sus sunt estimări chimice globale, însă important este cunoașterea modului în care elementele se combină în diverse minerale, iar acestea în roci, în continuare rocile în tipuri de scoarță, etc., aspecte rezolvate astăzi mulțumitor.

1.2. Studiile și măsurătorile geofizice

Studiile și măsurătorile geofizice dau informațiile cele mai complete privind structura, starea de agregare a materiei, variația compoziției chimice în interiorul Globului și proprietățile fizice (temperatură, densitate etc.). Un rol foarte important în acest demers îl au undele seismice, măsurătorile de polaritate a câmpului paleomagnetic, măsurătorile de flux caloric, etc.

1.2.1. Studiul undelor seismice

Studiul undelor seismice rezultate în urma unor cutremure naturale sau ale celor provocate, au permis identificarea mai multor suprafețe de discontinuitate în interiorul Globului, denumite după numele geofizicienilor cu contribuții remarcabile în descifrarea structurii interne a Pământului. Aceste suprafețe separă geosferele interne: scoarța terestră de manta, mantaua de nucleu, precum și diviziunile acestora (*stratul sedimentar / stratul granitic / stratul bazaltic / mantaua superioară / mantaua inferioară / nucleul intern / nucleul extern*).

În studiul undelor seismice se pleacă de la constatarea că viteza de propagare a acestora este proporțională cu densitatea mediului străbătut și este condiționată de starea de agregare a materiei.

Un „tren de unde” care ajunge la un seismograf este compus din trei grupe de oscilații, care sosesc în următoarea ordine (Prișcu et al., 1980) (Fig. 5, 6):

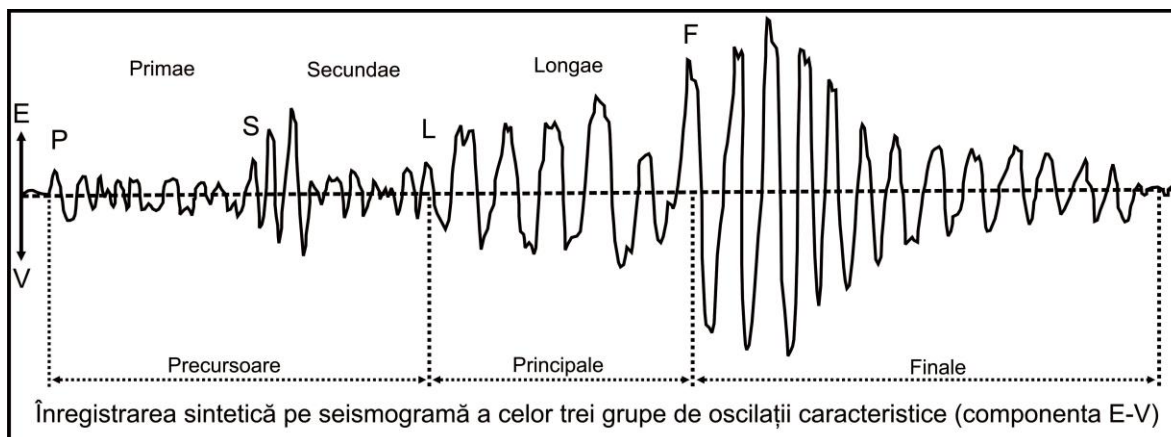


Fig. 5. Trenul de unde înregistrat pe o seismogramă, în ordinea în care ajung la seismograf (după Prișcu et al., 1980)

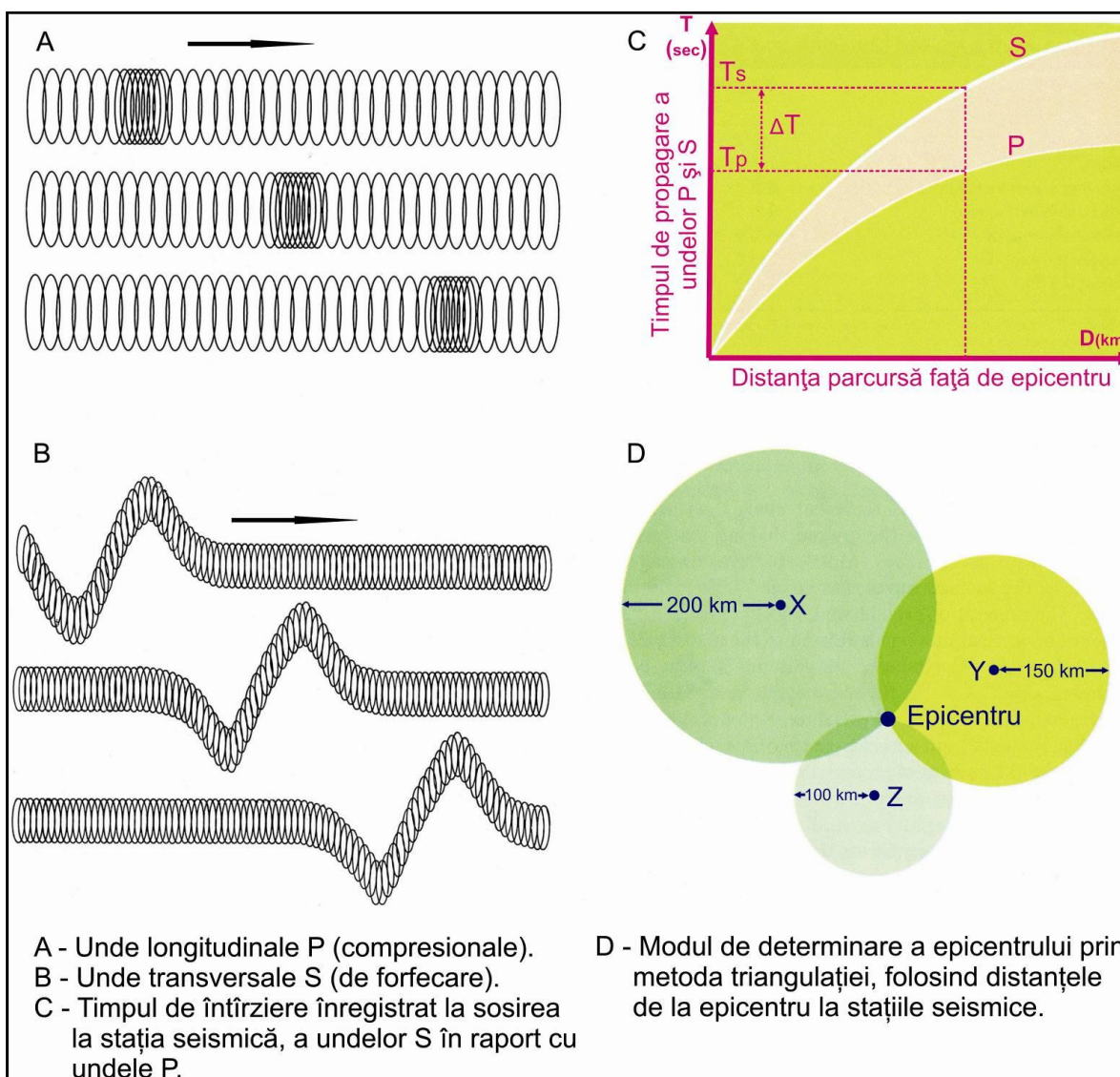


Fig. 6. Oscilațiile undelor longitudinale (P) și transversale (S) în raport cu direcția de propagare, calculul timpului de întârziere a undelor S în raport cu undele P și modul de determinare grafică a epicentruului unui seism (după Montgomery, 2000)

- **oscilații precursoare**, caracterizate prin perioade mici, de ordinul secundelor, alcătuite din unde longitudinale P (de dilatație-compresiune = primae) și unde transversale S (de forfecare = secundae);

- **oscilații principale** (unde lungi = longae, L), cu perioade lungi, până la 30 sec., în cea mai mare parte alcătuite din unde de suprafață, cu o deplasare dezordonată, foarte greu de urmărit (unde de suprafață longitudinale = Rayleigh, R; unde de suprafață transversale = Love, Q);

- **oscilații finale** (unde F), cu amplitudini mari și perioade mai scurte, care după ce ating amplitudinea maximă descresc și se atenuează în scoarță.

Energia cea mai mare, cca. 80% este purtată de undele secundae (S), motiv pentru care diferența de timp înregistrată între undele primae (P) și secundae (S) este foarte importantă în activitatea de atenuare a consecințelor seismelor naturale.

Alte aspecte importante sunt legate de **modul de propagare a undelor seismice** prin diferite medii (lichide sau solide), **vitezele** acestora și **comportamentul pe suprafețele de limită** dintre diferite părți constitutive ale Globului (Fig. 2.3; 2.4). Relația vitezelor de propagare a undelor seismice este: $vP > vS > vR > vQ$.

De reținut că s-a constatat, experimental, că undele de forfecare S nu străbat mediile lichide, ceea ce a reprezentat argumentul principal pentru separarea nucleului extern, considerat că se găsește în stare lichidă (Fig. 7, 8).

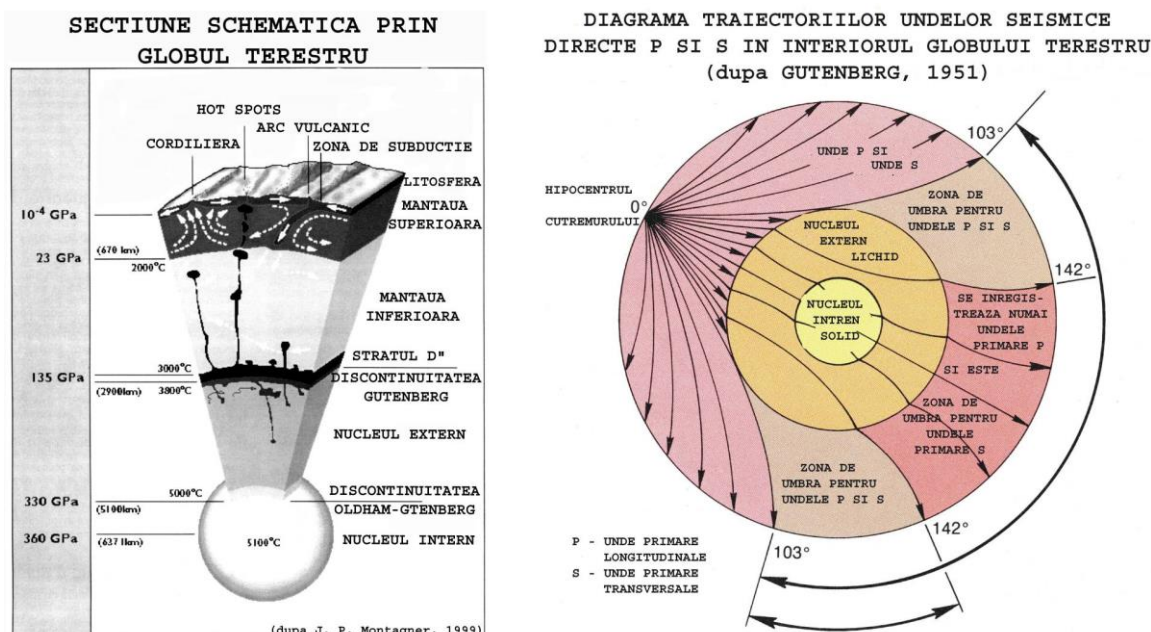


Fig. 7. Propagarea undelor seismice precursoare P și S în interiorul Globului terestru, cu figurarea zonelor de umbră în raport cu aria epicentrală (după Gutenberg, 1951; Montgomery, 2000)

INVELIȘUL	ZONA	DISCONTINUITĂȚI Km	VITEZA UNDELOR P (Km/s)	VITEZA UNDELOR S (Km/s)	DENSITATE (g/cm ³)	GRAVITAȚIA (cm/s ²)	PRESIUNEA X 10 ⁻¹¹ (dyne/cm ²)	TEMPE- RATURA (C°)	COMPORTAMENT FIZIC (STARE DE AGREGARE)	COMPOZIȚIE CHIMICĂ				
CRUSTA (SCOARȚA)	Strat granitic	A	CONRAD	20	5,6	3	981	0,01	450	Solid eterogen	Silicați de Al	SIAL	CRUSTA (SCOARȚA)	
	Strat bazaltic				6,5	3,7	2,7				Solid omogen			Silicați de Mg
MANTA	Mantaua superioară	B	MOHOROVICIĆ	30- 70	6,9	4,7	3,0	935	0,09	1177	Plastic	Silicați de Al, Fe, Mg	SIMA	100
	Zona de tranziție				C	REPETTI	1000	8,1	6,4	4,7	995	0,39		
	Mantaua inferioară	D	WIECHERT- GUTENBERG	2900				11,4	6,4					Solid probabil omogen
					11,36	7,3	6,7	1030	1,37	2111				
NUCLEU	Nucleul extern	E	LEHMAN	4980	8,10		9,7	1030			Fluid omogen	Ni - Fe	NIFE	NUCLEU
	Zona de tranziție				F	OLDHAM- GUTENBERG	5120	10,44		12,5	500	3,27		
	Nucleul intern	G	6370	11,26										
							11,3		13,0	0	3,64	4000		

Fig. 8. Viteza undelor seismice și distribuția unor parametri fizici în interiorul Globului terestru (Bleahu, 1983)

Mărimile seismice care caracterizează energia unui cutremur sunt *intensitatea* și *magnitudinea*, parametrii care stau la baza întocmirii scărilor seismice. Cu acești parametrii se descriu efectele cutremurelor și cantitatea de energie eliberată. Înregistrarea *trenului de unde* pe baza cărora se calculează vitezele acestora se face cu seismografe electrodinamice, optice, clasice etc. Principiul de funcționare al unui seismograf clasic este redat în Fig. 5. Energia eliberată de seisme este descrisă de *intensitate* și *magnitudine*, pe baza unor *scări seismometrice* (Fig. 9).

Intensitatea este o mărime exprimată de obicei pe scara Mercalli modificată. Aceasta este o măsură subiectivă care descrie cât de puternic a fost resimțit un șoc seismic într-un loc dat. Aprecierea intensității se bazează pe efectele observate ale mișcărilor produse de un cutremur asupra oamenilor, infrastructurii, terenului etc. Din acest motiv include un anumit grad de subiectivitate. În prezent se folosește *scara internațională*, cu 12 grade seismice, efectele corespunzătoare fiecărui grad de intensitate fiind următoarele (Fig. 9):

I. Neperceptibil: intensitatea vibrației este sub limita de sensibilitate umană; poate fi înregistrat de seismografe.

II. Foarte slab: vibrațiile sunt simțite de oamenii aflați în casă, în repaus, în special la etajele superioare ale unei clădiri.

III. Slab: este observat numai de unele persoane; vibrațiile sunt asemănătoare cu cele datorate trecerii unui camion.

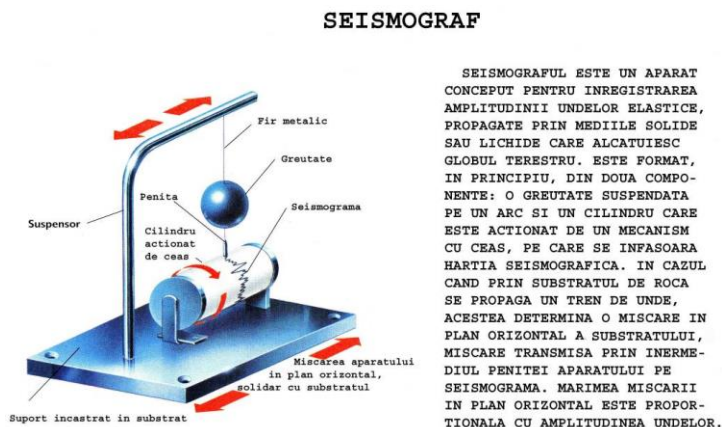
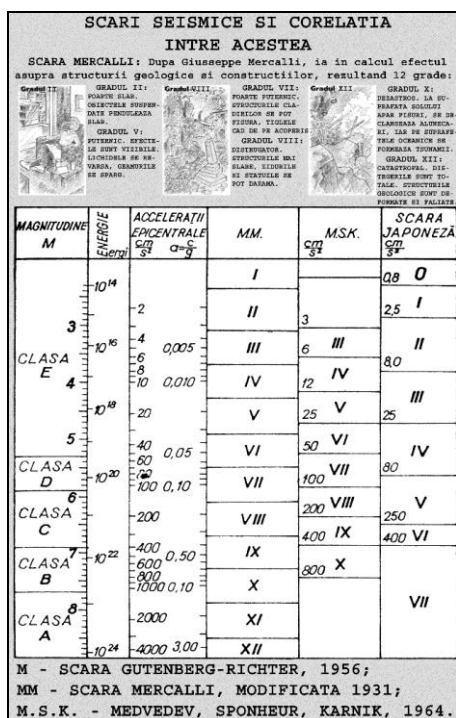


Fig. 9. Construcția și modul de înregistrare al unui seismograf clasic (stânga) și corelarea scărilor seismice (dreapta) (sursa: <http://ro.wikipedia.org/>)

IV. General observabil: este observat de multe persoane; vibrațiile sunt asemănătoare cu cele datorate trecerii unui camion greu, încărcat.

V. Trezește din somn: mulți oameni sunt treziți din somn; în clădiri este simțit de toți oamenii, în exterior de foarte mulți; clădirile vibrează, obiectele suspendate oscilează sensibil.

VI. Însăpăimântător: este simțit de cei mai mulți oameni; oamenii aflați în clădiri sunt însăpăimântați și aleargă afară; obiectele aflate pe rafturi cad pe jos.

VII. Pagube clădirilor: cei mai mulți oamenii sunt însăpăimântați și aleargă afară; vibrațiile sunt simțite și de persoane aflate în automobile în mers; se produc pagube minore clădirilor; se formează unde pe suprafața unui lac.

VIII. Distrugerea clădirilor: produce panică; se rup unele ramuri din copaci; clădirile suferă pagube moderate sau majore în funcție de soliditatea lor.

IX. Pagube generale aduse clădirilor: panică generală; clădirile solide suferă pagube majore, cele mai puțin solide sunt distruse; monumentele se prăbușesc.

X. Distrugerea generală a clădirilor: clădirile solide suferă pagube majore, celelalte sunt complet distruse, apar fisuri în sol.

XI. Catastrofal: distrugerea majorității clădirilor, podurilor, căilor ferate; șoselele devin nepracticabile; apar fisuri largi și adânci în sol.

XII. Modificări ale reliefului: practic toate structurile aflate pe sol și în subsol sunt distruse; suprafața solului este modificată radical.

Magnitudinea unui cutremur, exprimată de obicei pe scara Richter, este o măsură a tăriei cutremurului sau a energiei eliberate din focar sub formă de unde seismice (unde elastice). Este o mărime specifică unui cutremur și se determină instrumental, folosind amplitudinea maximă și frecvența oscilațiilor, măsurate pe seismogramele înregistrate în stațiile seismice.

Calculul magnitudinii și legătura dintre aceasta și energia eliberată de seism sunt descrise de relațiile de mai jos (a, b):

$$\text{a) } M = \log A + B; \quad \text{b) } \text{Log } E = A_1 + B_1 M; \quad \text{c) } \text{Log } E = 11 + 1,6 M$$

E – energia eliberată de seism;

M – magnitudinea;

A – componenta orizontală maximă a amplitudinii undelor L;

B – constantă care depinde de substratul geologic, distanța de la epicentru la stația seismică și caracteristicile seismografului; se determină experimental.

A_1, B_1 – constante de proporționalitate între magnitudinea seismului și energia eliberată, determinate experimental și care depind de caracteristicile geologice ale zonei seismice.

Pe baza acestor parametri s-au întocmit scara de magnitudine (scara Richter), cu nouă grade, corelată cu scările de intensitate (Fig. 9).

Pentru seismele vrâncene din țara noastră, una din relațiile care estimează energia eliberată în zona epicentrală este cea descrisă la punctul c.

Estimarea energiei eliberate în zona hipocentrală este dificilă, în calcul fiind luați în considerare: adâncimea hipocentrului, mărimea suprafeței hipocentrale, proprietățile elastice ale păturilor intermediare, natura subsolului din zona stației seismice, durata oscilațiilor în punctul de măsurare.

Elementele descrise în cazul unui seism sunt: *hipocentrul*, *epicentrul* și *magnitudinea*.

1. Hipocentrul (= focarul) reprezintă o suprafață din interiorul Globului, unde are loc eliberarea bruscă de energie transformată în unde elastice, propagate spre suprafață. Pentru calcule se reduce la un punct central al suprafeței, unde descărcarea de energie se consideră maximă. La hipocentru se înregistrează *adâncimea*;

2. *Epicentrul* reprezintă proiecția focarului pe suprafața terestră. Punctul situat la antipodul epicentrului se numește *anticentru*.

În cazul epicentrului se înregistrează *coordonatele geografice* ale acestuia (*latitudinea* și *longitudinea*) și *unghiul de emergență*. Unghiul de emergență depinde de distanța stației seismice față de punctul epicentral, fiind 0° în cazul când stația seismică ar fi amplasată în punctul epicentral și crește până la 180° , în care caz stația ar fi situată în anticentru (Fig. 10). Practic, se măsoară unghiul sub care un câmp de unde redus la o rază de propagare sosește la punctul de înregistrare.

Considerarea epicentrului drept un punct la suprafața Pământului este o simplificare, în realitate la suprafață se găsește o arie de intensitate maximă, denumită *zonă epicentrală* sau *suprafață pleistoseistă*. Punctele în care se manifestă același grad de solicitare seismică descriu izolinii de egală magnitudine sau intensitate seismică, izolinii denumite *izoseiste* (Fig. 10).

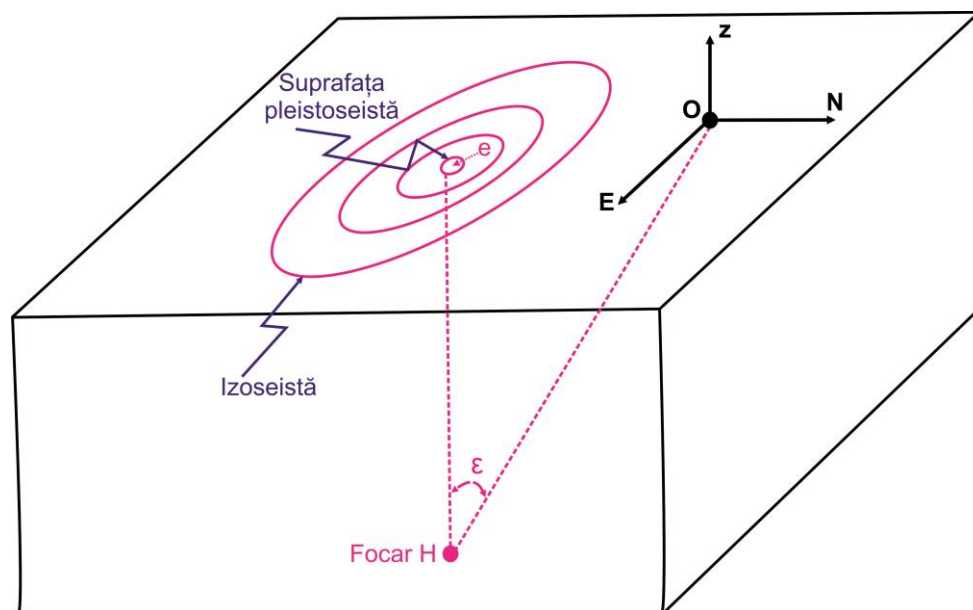


Fig. 10. Elementele unui seism: e – epicentru; H – hipocentru; ϵ – unghiul de emergență; E și N componentele orizontale spre nord și est ale câmpului seismic; Z – componenta verticală a câmpului seismic; O – punctul de observare (stația seismică) (după Prișcu et al., 1980)

Forma suprafeței pleistoseiste și a izoseistelor reflectă forma focarului și a gradul de omogenitate sau neomogenitate a subsolului (Fig. 10). Astfel:

- *distribuția circulară* a suprafeței pleistoseiste și a izoseistelor indică un *mediu omogen* prin care se propagă undele seismice;
- *distribuția liniară*, în lungul unui *epicentru liniar*, indică fracturarea scoarței după o falie, cel mai probabil verticală, sau reactivarea unei astfel de falii;

- *distribuția eliptică* a izoseistelor în suprafața pleistoseistă indică fracturarea scoarței după o falie înclinată, sau reactivarea unei falii înclinate;

- distribuția neregulată a suprafețelor pleistoseiste în jurul epicentrului, indică fracturarea scoarței după un sistem complex de falii, care delimitează un bloc rigid, distrus parțial la cutremur;

3. Magnitudinea este proporțională cu energia eliberată și se indică pe Scara Richter.

1.2.2. Câmpul paleomagnetic

Măsurătorile de polaritate a câmpului paleomagnetic corelate cu cele ale fluxului caloric teluric au contribuit la elaborarea modelului de dinamică a plăcilor litosferice și a configurației paleogeografice a suprafeței terestre.

În principiu, prin corelarea informațiilor geofizice s-au obținut cele mai importante rezultate privind structura internă a Pământului.

1.3. Observațiile directe

Observațiile directe reprezintă o altă modalitate de cunoaștere a compoziției chimice, mineralogice și petrografice a scoarței terestre. Acestea se fac în aflorimente, unde datorită mișcărilor geotectonice sau proceselor magmatice care se manifestă în ciclurile orogenetice, pot apare la zi roci și fluide formate la adâncimi de peste 30-40 km (Fig. 11). De asemenea, în categoria cunoașterii directe sunt incluse datele obținute prin lucrări miniere și foraje



1



2



3



4



5



6



7



8

Fig. 11. Cartarea în teren: 1 – contactul dintre Obcina Mare și Podișul Moldovei în Valea Sucevei; 2 – Nisipuri cu intercalații de gresii lentiliforme din cuvertura volhiniană a Platformei Moldovenești la Vicov; 3 și 4 – depozite senoniene din flișul extern carpatic (Valea Putnei, Suceava); 5 – depozite grezoase priaboniene în Valea Putnei; 6 – fruntea unui solz din Pânza de Tarcău; 7 - curgere debritică din Eocenul terminal; 8- chaille.

2. STRUCTURA INTERNĂ. LITOSFERA ȘI SCOARȚĂ TERESTRĂ

În urma coroborării tuturor informațiilor provenite din sursele menționate anterior geologii au ajuns la concluzia că Pământul este alcătuit din mai multe geosfere concentrice caracterizate de proprietăți fizico-chimice diferite și separate de suprafețe de discontinuitate (parametrii fizico-chimici se schimbă tranșant) (Fig. 12).

Primele modele ale structurii globului s-au bazat pe determinarea vitezelor undelor seismice de compresiune (principale – P) și de forfecare (secundare – S). Ulterior s-au adăugat și alte date, precum interpretarea undelor de suprafață (Rayleigh și Love, variația vitezei în funcție de lungimea de undă) și efectele exploziilor nucleare la care epicentrul cutremurului și momentul declanșării seismului artificial sunt cunoscute. Cutremurul catastrofal din Chile din 22 mai 1960 a deschis un nou câmp de investigații în seismologie, cu această ocazie constatându-se că Pământul intră la seisme violente în oscilații libere de foarte mare lungime de undă, ca un întreg. Aceste vibrații torsionale (cu mișcări perpendiculare pe raza terestră) și sferoidale (cu deplasări radiale și tangențiale) au permis îmbunătățirea rezoluției pentru detectarea și precizarea discontinuităților și aprecierea *anelasticității* diverselor pături ale Globului (*anelasticitate* – atenuarea undelor seismice datorită fricțiunii interne din materia solidă).

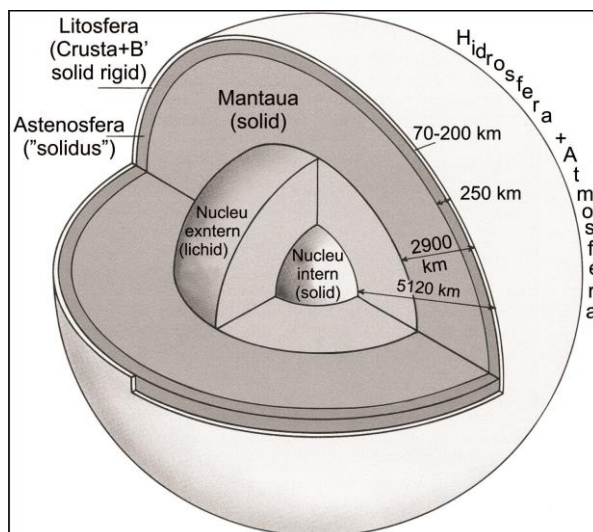


Fig. 12. Geosferele terestre figurate schematic (sursa: <http://ro.wikipedia.org/>)

Prima indicație asupra structurii concentrice a Pământului aparține geologului englez Richard Dixon Oldham, care a constatat că propagarea undelor seismice nu se face uniform și

că variațiile de viteză ale acestora spre interior trebuie puse pe seama schimbării naturii materialului străbătut.

În 1909 geofizicianul croat Andrei Mohorovičić studiind un cutremur din Peninsula Balcanică a descoperit că schimbarea vitezelor undelor se face brusc, ca și cum în interiorul Globului ar exista discontinuități pronunțate între diferitele straturi constitutive. El a pus în evidență o astfel de discontinuitate la adâncimea de 50-70 km, discontinuitate care-i poartă numele și în raport cu care se separă prima pătură a Pământului, scoarța terestră, de următoarea, mantaua.

În 1913 geofizicianul american Beno Gutenberg a descoperit o discontinuitate la 2900 km (discontinuitatea Gutenberg) care separă mantaua de nucleu. În urma acestor demersuri s-au separat cele trei diviziuni principale ale Globului. Însă, s-a observat că acestea, la rândul lor, nu sunt omogene și că ele pot fi subdivizate.

În 1928 seismologul W. C. Repetti a identificat o discontinuitate la 1000 m adâncime, separând mantaua superioară și inferioară, iar în 1936 seismologul Inge Lehman (daneză) a descoperit că și nucleul este divizat de o discontinuitate la 4980 km (discontinuitate care-i poartă numele), în nucleul intern și extern. În 1942 seismologul englez Keith Edward Bullen a separat o zonă de tranziție în cadrul nucleului, de 140 km grosime situată între 4980 și 5120 km (la 5120 km discontinuitatea Oldham-Gutenberg).

Pe baza celor menționate și a altor date geofizice s-a stabilit schema generală a structurii Pământului. În funcție de caracteristicile fiecărei pături în parte, Bullen a introdus în 1942 o nomenclatură, indicând cu literele A, B, ... G, păturile constitutive principale ale Globului, ulterior fiind completate cu o serie de subdiviziuni (Fig. 13).

În 1948 Gutenberg separă în mantaua superioară stratul de viteză redusă, cu o importanță majoră în dinamica plăcilor litosferice și delimitează între 400 și 1000 km zona de tranziție, între mantaua superioară și mantaua inferioară.

A. Crusta (scoarța, litosfera superioară) – prezintă o mare variabilitate în ce privește viteza de propagare a undelor seismice P și S, reflectând compoziția și structura sa complicată. Se întinde de la suprafață până la discontinuitatea Moho, care se găsește la 4-8 km sub oceane și ajunge sub vechile scuturi continentale la 80 km. Grosimea medie a acesteia este de 33 km.

Scoarța se împarte în trei tipuri: scoarță continentală, scoarță de tranziție și scoarță oceanică (Fig. 13, 14).

Scoarța continentală este alcătuită din trei pături: *pătura sedimentară* sau *stratisfera* cu grosimi de 0-15 km, *pătura granitică* cu o grosime de 10-15 km în platforme și 30-40 km

în catenele montane, *pătura bazaltică* cu grosimi de 15-20 km; *scoarța oceanică* este alcătuită dintr-o *pătură sedimentară* cu o grosime de 0-2000 m (și peste 2000 m în fosele oceanice) și o *pătură bazaltică* de 5-6 km grosime; *scoarța de tranziție* se distinge de cea continentală prin scăderea grosimii păturii granitice.

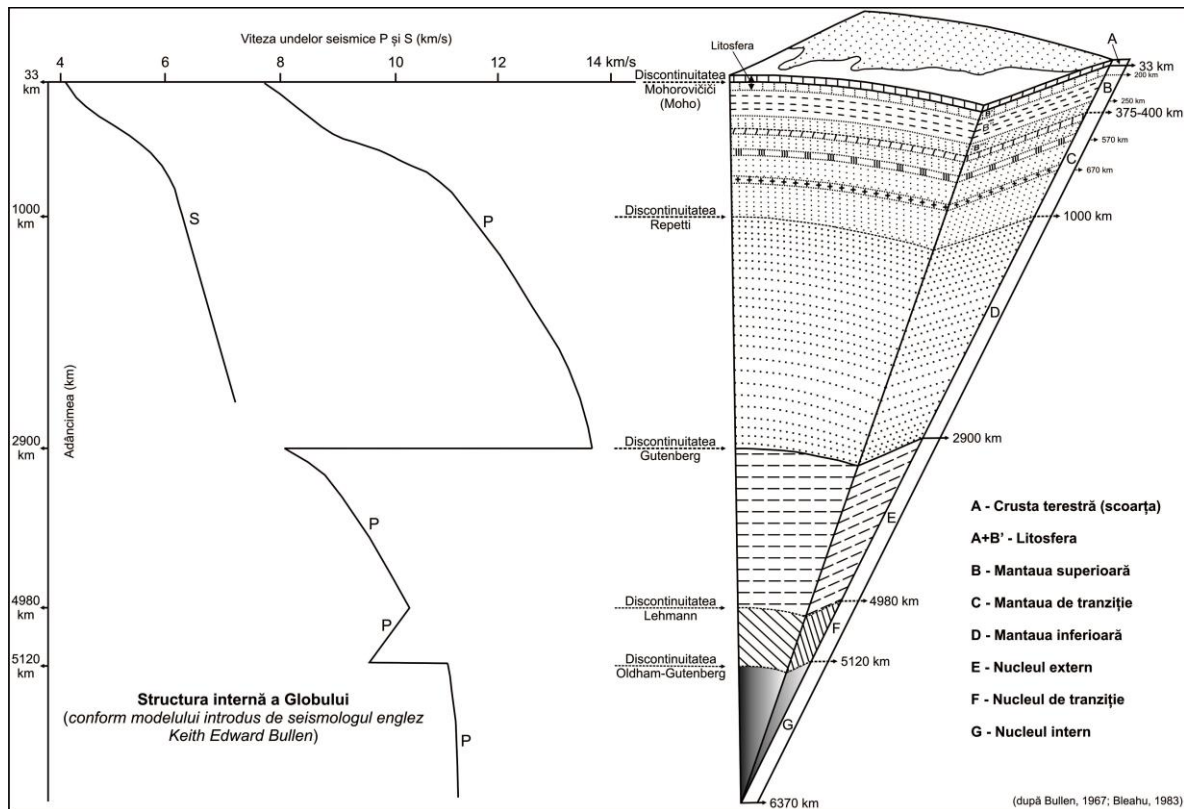


Fig. 13. Viteza undelor seismice P și S (în stânga) în funcție de parametrii fizici ai geosferelor interne a Globului terestru (în dreapta) (Bleahu, 1983)

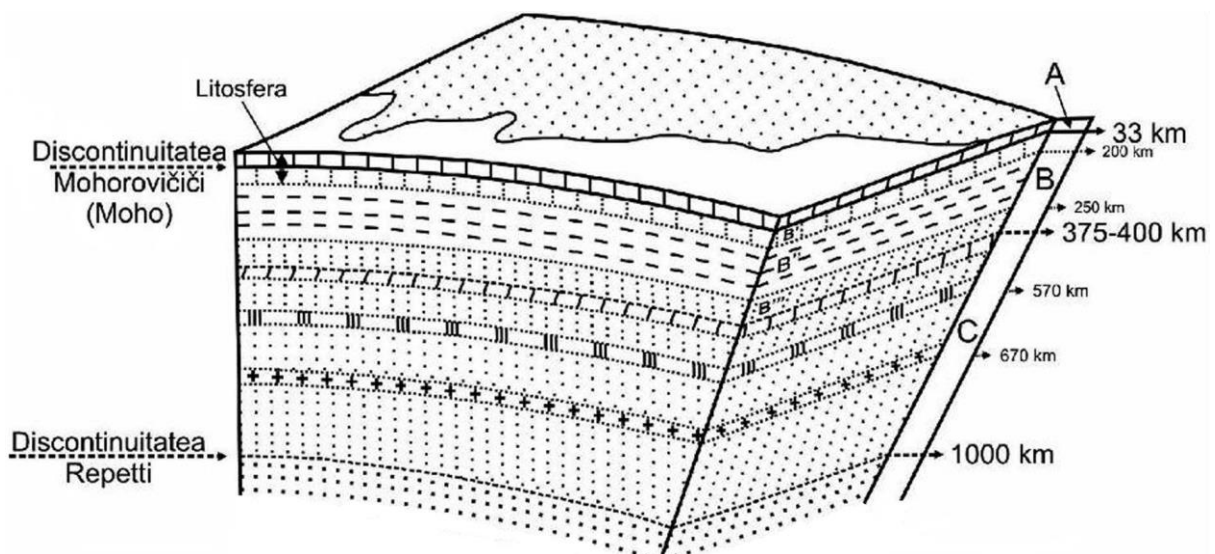


Fig. 14. Constituția litosferei: crusta + stratul B' din mantaua superioară (după Bleahu, 1983)

B. Mantaua superioară – începe de la discontinuitatea Moho, unde undele seismice P își modifică brusc viteza de la 6,9 km/s la 8,1 km/s iar cele S de la 4,5 km/s la 4,7 km/s și tine până la o adâncime de 400 km. În funcție de variația vitezelor undelor seismice în cadrul mantalei superioare s-au separat trei pături notate cu B' , B'' și B''' .

Stratul B' (*litosfera inferioară*) are o grosime medie de 50-70 km sub oceane și de 150-200 km sub scaturile continentale. Este alcătuit din roci ultrabazice, cu densități de 3,3-3,5 g/cm³.

De la aceste adâncimi vitezele undelor seismice scad, conturându-se până la adâncimea de 250 km stratul B'' . Acesta este denumit **strat de viteză redusă** sau *astenosfera*. Aici materia se găsește în apropierea limitei dintre lichid și solid, stare denumită *solidus*. În astenosferă iau naștere curenții de convecție. Topiturile magmatice din astenosferă, după unele estimări, ar reprezenta numai 2%.

Sub acesta, până la 375-400 km, se dezvoltă stratul B''' mult mai omogen decât primele două.

În teoriile dinamice moderne stratului de viteză redusă (*astenosfera*) îi revine un rol foarte important, fapt pentru care partea superioară a Globului a fost împărțită în raport cu acesta. Astfel **crusta plus stratul B'** formează **litosfera**, în care vitezele undelor seismice cresc continuu, cu o săritură pe Moho. Trebuie subliniat că litosfera este divizată în plăci tectonice care sunt în mișcare pe astenosferă (B'') (Fig. 13, 14, 15, 16).

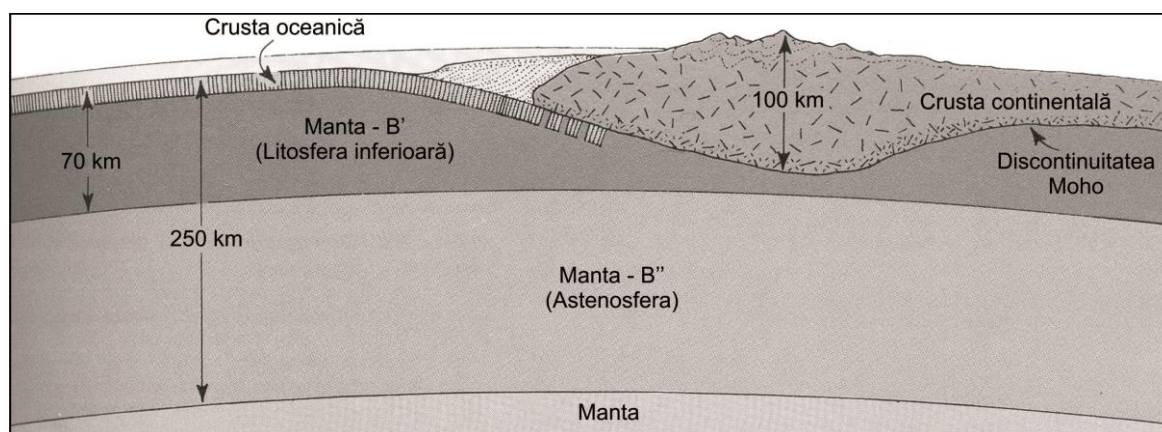


Fig. 15. Raporturile între scoarțele continentală și oceanică și litosferă (după Bleahu, 1983)

C. Zona de tranziție – se întinde de la adâncimi de 375-400 km până la 1000 km, la discontinuitatea Repetti.

D. Mantaua inferioară (mezosfera) – Se întinde de la D. Repetti până la 2900 km, la D. Gutenberg. Neomogenitățile din mantaua inferioară au condus la separarea stratelor D' și pe ultimii 200 km stratul D''. Este formată din silicați feromagnezieni și sulfuri metalice de Cr, Ni, Fe.

E. Nucleul extern – se întinde de la 2900 km (mai precis de la $2\,898\text{ km} \pm 3\text{ km}$) până la 4980 km. Este în stare lichidă, motiv pentru care nu este străbătut de undele seismice de forfecare S. Datorită stării lichide a materiei, se formează și aici curenți de convecție.

F. Zona de tranziție – ar avea o grosime de cca. 140 km, fiind caracterizată de prezența mai multor suprafețe de discontinuitate care fac trecerea spre nucleul intern.

G. Nucleul intern – este considerat o sferă cu o rază de 1250 km, cuprins între 5120 km și centrul Pământului, alcătuit din Ni și Fe, cu o densitate cuprinsă între 11 și 15 g/cm^3 .

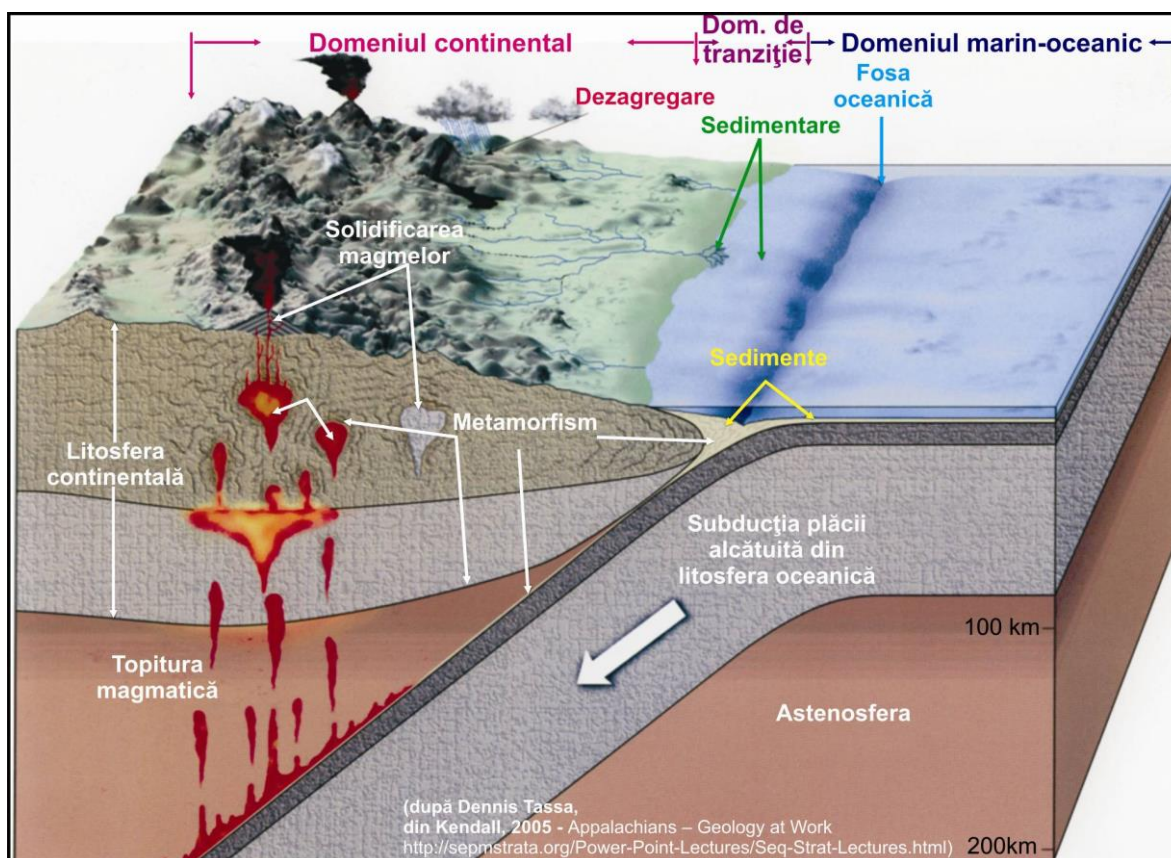


Fig. 16. Raporturile între scoarțele continentale și oceanice în zonele de subducție, cu figurarea domeniilor majore de sedimentare (după Dennis Tassa; din Kendal, 2005)

3. CÂMPURILE FIZICE ALE GLOBULUI

Cunoașterea proprietăților fizice ale materiei din interiorul Pământului constituie una din problemele cele mai dificile. Aceste proprietăți decurg din geneza, evoluția, structura sa internă și interacțiunea cu astrul Sistemului solar (Soarele) și celelalte planete. Din datele care au putut fi stabilite sau deduse indirect prin relații fizico-matematice, s-au obținut modele privind variația vitezelor undelor seismice în funcție de parametri fizico-chimici ai materiei, variația densității în adâncime, a temperaturii, a presiunii, etc.

La scară planetară sunt o serie de fenomene fizice asociate structurii interne a Globului, care decurg din cele patru forțe fundamentale care se consideră că guvernează materia:

- *interacțiunea „forte” sau forța de coeziune a particulelor nucleelor;*
- *interacțiunea electromagnetică, responsabilă de acțiunile electrice și magnetice;*
- *interacțiunea slabă, forța care reglementează comportamentul entităților specifice;*
- *interacțiunea gravitației, responsabilă de coeziunea galaxiilor, stelelor, planetelor și tuturor corpurilor naturale.*

Intensitățile acestor forțe scad considerabil de la prima, cea mai puternică, la ultima, cea mai slabă. În Universul fizic și în consecință și pe Pământ, fiecare din aceste forțe acționează în spații specifice, adică în *câmpuri fizice proprii*. Particulelor materiale le sunt asociate forțe, de exemplu: din masa fiecăreia, invariabil în orice punct al Universului, decurge *forța atracției universale (gravitația)*; din sarcinile electrice de semn contrar decurg *forțele electrice de atracție și de respingere*; forțele electrice produc la rândul lor *forțele magnetice*, de asemenea dipolare; din contracția particulelor apar *forțele nucleare* însoțite de *energie termică*, considerate „*embrionul*” rotației și a lanțului reacțiilor termonucleare, adică motorul transformării materiei.

3.1. Gravitația

Câmpul gravitației realizează coeziunea tuturor părților componente ale planetei, cu forțe proporționale cu masa și distanța lor față de centrul Pământului. Greutatea unui corp situat într-un anumit punct pe suprafața Pământului, este rezultanta tuturor forțelor de atracție generate de corpurile terestre și extraterestre cu masă și a forțelor de antrenare antigravitaționale (forța centrifugă, forța Coriolis) exercitate asupra lui. Greutatea este o forță

proporțională cu masa corpului și accelerația gravitațională. Masa unității de volum este o constantă având aceeași valoare în orice punct al Universului.

*Spațiul în care corpurile sunt grele, adică în care se resimte simultan atracția maselor și mișcarea de rotație a Globului, se numește câmp gravific sau câmpul gravitației. Trebuie precizat că atracția pe care Pământul o exercită asupra corpurilor de pe suprafața sa și din spațiul care-l înconjoară, reprezintă un caz particular al unui fenomen universal, pus în evidență de Newton și numit *atracția universală*.*

Câmpul gravitațional este caracterizat de intensitate ($g_i = mg$) și accelerație gravitațională, egale în mărime scalară. Sunt măsurate în Sistemul Internațional în gali (1 gal = o forță care imprimă o accelerație gravitațională de 1 cm/s^2). În cazul Pământului, intensitatea câmpului gravitațional și accelerația gravitațională nu au valori uniforme, acestea fiind mai mari la poli (de 983 gali, 983 cm/s^2) și mai mici la ecuator (de 973 gali, 973 cm/s^2).

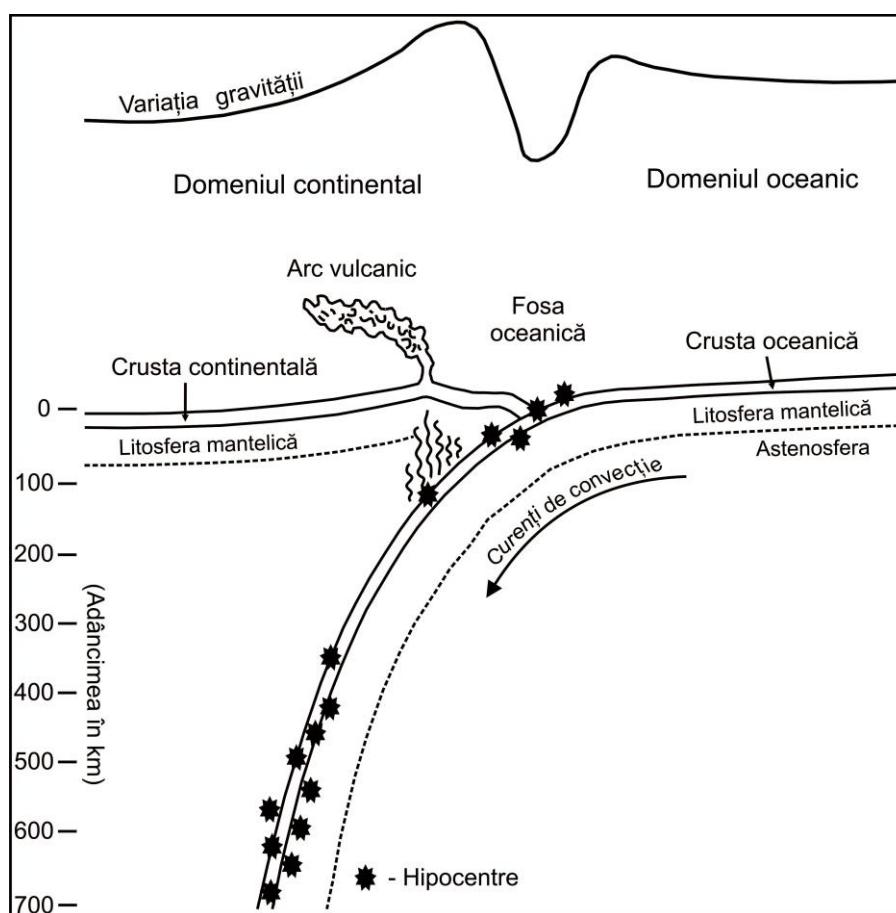


Fig. 17. Variația câmpului gravitațional deasupra foselor oceanice (după D.H. și M.P. Tarling, 1978)

Acest lucru se explică prin diferența de rază și acțiunea forței centrifuge, care este nulă la poli și maximă la ecuator. Din acest motiv greutatea corpurilor de la suprafața terestră

depinde de latitudine și altitudine. Astfel la poli un obiect este cu 5% mai greu decât la ecuator, iar la o altitudine egală cu raza medie terestră, greutatea corpurilor este de patru ori mai mică decât la nivelul mării.

Variația intensității câmpului gravitațional pe verticală este condiționată de variația volumelor și densității geosferelor interne. Pe verticală, intensitatea câmpului gravitațional are valoare maximă în adâncime la limita nucleu/manta (1030 gali) și descrește spre centrul Pământului, unde este nulă. La suprafață are o valoare medie de 981 gali. În altitudine scade, înregistrându-se o intensitate a câmpului gravitațional de cca. 4 ori mai mică la o înălțime egală cu raza terestră (Fig. 17).

3.1.1. Presiunea

În interiorul Pământului se manifestă în principal presiunea litostatică și stressul (presiunea orientată) (Fig. 18).

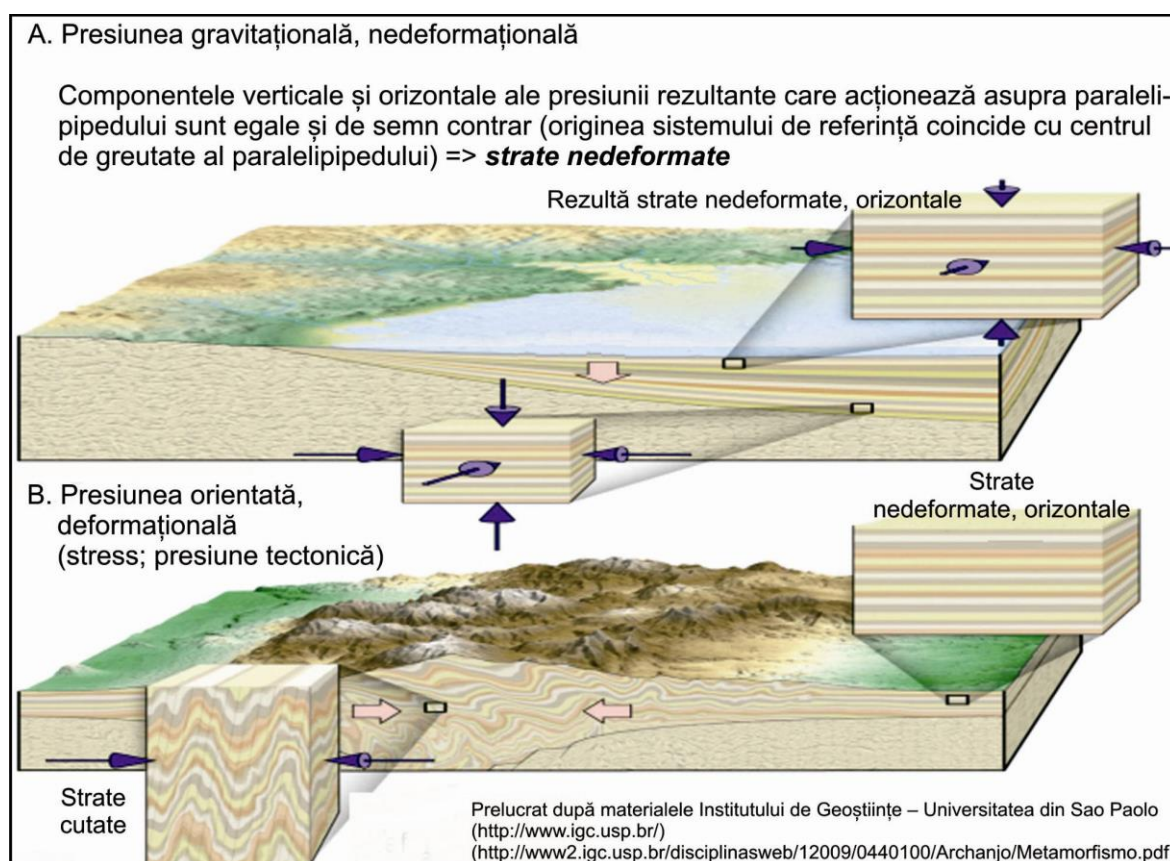


Fig. 18. Deformările produse în volumele de roci de către presiunea litostatică și stress (Institutul de Geoștiințe din Sao Paulo; <http://www.igc.usp.br/>)

Presiunea litostatică (= *presiunea hidrostatică*) este determinată de greutatea coloanei de roci și crește cu adâncimea. Astfel, acțiunea presiunii litostatice determină compactarea rocilor, evacuarea apei din pori, etc.

Presiunea orientată (stressul) se manifestă în scoarța terestră cu o valoare maximă pe o anumită direcție și determină apariția șistozității rocilor metamorfice, formarea cutelor, faliilor, șariajelor etc. Este estimată la 0,5 mil. atm. în mantaua superioară, 1,3-1,6 mil. atm. în manta inferioară și ajunge la 3,7-3,9 mil. atm. în centrul Pământului.

Variația presiunii în lungul razei terestre se calculează în funcție de variația densității și a accelerației gravitaționale. Calculul constă din determinarea greutateii unei coloane de materie terestră pe unitatea de suprafață, la o anumită adâncime. Calculul se face pe baza legilor hidrostatice, adică se presupune lipsa presiunilor laterale și că stratele superioare apasă stratele inferioare cu toată greutatea lor.

Una din formulele de calcul a presiunii este $P = H \times S \times \delta \times g$, unde:

H = adâncimea coloanei;

S = suprafața unitară;

δ = densitatea medie a materialului din coloană;

g = accelerația gravitațională.

3.1.2. Densitatea

Geoștiințele dispun de o serie de date care au permis estimarea densității medii din păturile superioare ale scoarței ($2,67 \text{ g/cm}^3$) și a densității medii a întregului Glob ($5,5168 \text{ g/cm}^3$).

În procesul de evoluție a modelelor de estimare a densităților geosferelor interne, trebuie amintite modelul petrografic al lui Suess (1909) și modelul geochimic al lui Goldschmidt (Fig. 19).

După 1960, s-a încercat să se rezolve această problemă prin modelare electronică (pe calculator), în 1968 fiind introduși diferiți parametri fizico-chimici ai Pământului într-un program. Au rezultat prin prelucrarea acestor parametrii un număr de peste 5 milioane de modele, care au fost testate ulterior cu parametrii geofizici reali și în final au rezultat doar 6 modele care satisfăceau datele cunoscute, iar dintre acestea doar trei au fost considerate verosimile.

În momentul de față se vehiculează valori medii ale densității de $2,6-2,7 \text{ g/cm}^3$ pentru pătura sedimentară, de $3,3 \text{ g/cm}^3$ la baza scoarței, $3,4-3,54 \text{ g/cm}^3$ în mantaua superioară și de

12,8 g/cm³ în nucleul intern. Densitatea medie oferită de cele mai noi determinări ar fi de 4,5517 g/cm³.

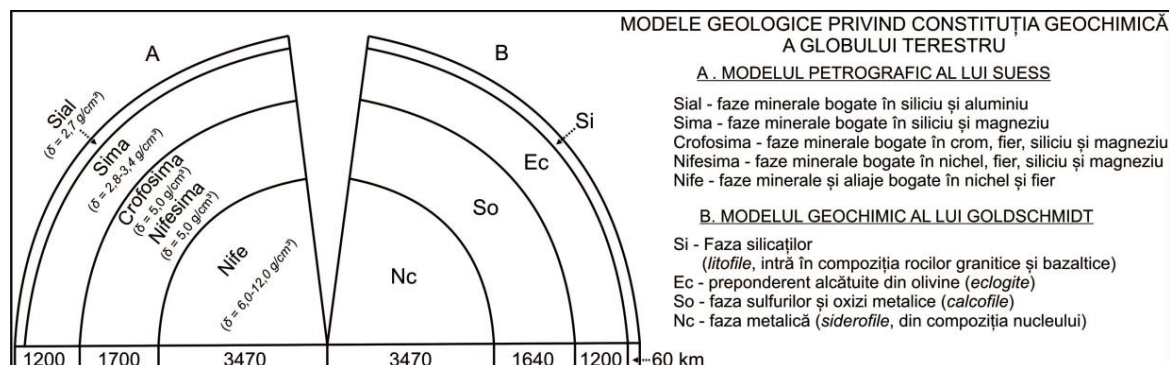


Fig. 19. Modele de distribuție a materiei în funcție de compoziția chimică și densitate (din Olaru et al., 2004)

3.2. Câmpul caloric

Sursele de energie ale Pământului sunt de origine externă și internă (Fig. 20, 21).

3.2.1. Căldura externă

Energia calorică externă provine în întregime de la Soare și este neuniform distribuită la suprafața Globului, datorită formei și înclinării axei de rotație față de planul de revoluție. Constanta solară măsurată la limita superioară a atmosferei este 1,9 cal/cm²/minut, iar cantitatea totală de căldură este de 90.000 x 10¹² wați/an.

Radiația solară primită de la Soare este aproape în totalitate o radiație de lungime scurtă, dată fiind temperatura foarte ridicată de la suprafața astrului. Aceasta este transformată în radiație de lungime lungă de către Pământ, care este mult mai rece decât Soarele. În urma proceselor de absorbție din atmosferă și de reflexie din atmosferă și de la suprafața Pământului, doar 47% din radiația cu lungime de undă scurtă ajunge la suprafața terestră, denumită *radiație globală* (43% - radiația directă și 4% - radiația difuză). Aceasta o convertește în radiație cu lungime de undă lungă (radiația infraroșie = calorică = termică), din care 39% încălzește atmosfera iar 8% se pierde în spațiul cosmic.

Radiația care nu este reflectată de suprafața terestră este consumată pentru fotosinteză (0,1%), evapotranspirație și evaporarea apei de pe suprafețele acvatice și din sol. O parte este absorbită de suprafața terestră (sol, roci, vegetație), care o înmagazinează sub formă de căldură. Astfel, suprafața terestră se încălzește datorită radiației solare, iar atmosfera datorită radiației retransmise de Pământ. Componentele din atmosferă precum CO₂, CH₄, NO₂, O₃, freoni (clorofluorocarbonii), denumite și *gaze de seră*, absorb radiația terestră și împiedică

pierderea căldurii în afara troposferei. Aceste componente alături de vaporii de apă sunt responsabile în cea mai mare parte de așa-zisul *efect de seră*.

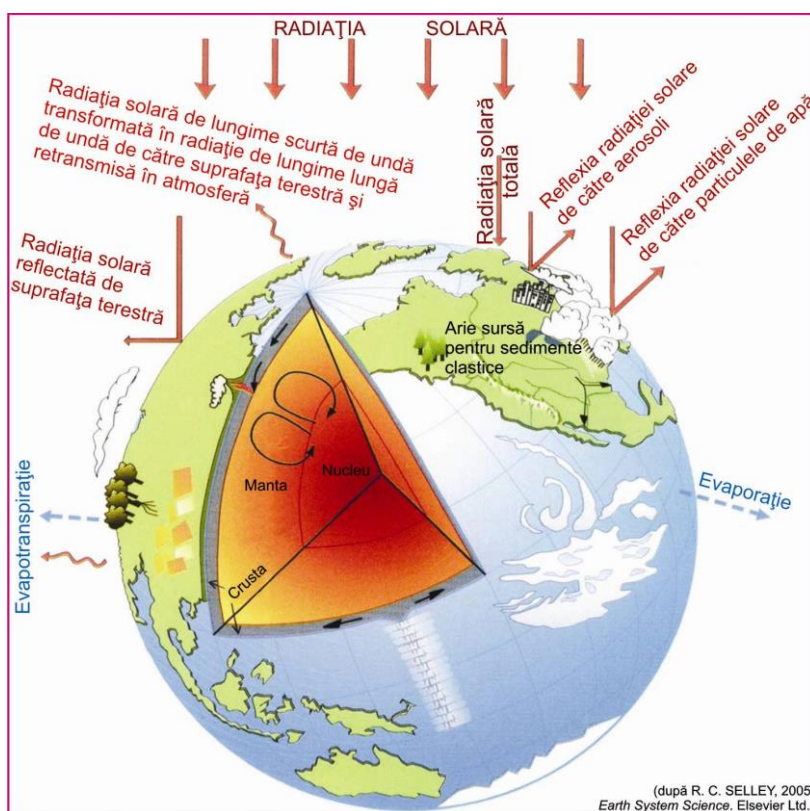


Fig. 20. Modele de distribuție a materiei în funcție de compoziția chimică și densitate
(din Selley, 2005, Earth System, Elsevier Ltd)

3.2.2. Căldura internă (= flux termic terestru)

Ponderea energiei termice interne în bilanțul termic al Pământului este de numai 0,5% (30×10^{12} wați, din care vulcani participă doar cu $0,1 \times 10^{12}$ wați). Căldura internă are ca surse *rezerva inițială*, *radioactivitatea*, *gravitația* și *presiunile geotectonice*.

a) *Rezerva inițială* rezultă din faza de evoluție pregeologică a Globului. O mare parte din această energie s-a pierdut prin conversie și conducție, căldura rămasă în interiorul planetei din timpurile pregeologice fiind denumită *căldură reziduală*.

Nu se poate construi nici un model asupra rezervei inițiale de căldură și în general asupra distribuției izotermelor și fluxului caloric în interiorul Pământului, fără a lua în considerare ipotezele de formare ale acestuia. Pentru formarea Pământului există două teorii fundamentale:

- s-a format dintr-o masă incandescentă inițială, care s-a răcit treptat;

- s-a format prin acrețiunea materialului cosmic rece, ulterior supus unei încălziri și topiri parțiale, după care a urmat procesul de răcire exact în sensul genezei „la cald”.

În cazul ipotezei „la rece”, care se bucură de o audiență mai mare în prezent, se admite că temperatura inițială a materiei cosmice era foarte coborâtă, sub punctul de topire al silicaților. Timpul pregeologic de acrețiune este estimat la 10^8 ani, interval de timp relativ scurt, dar în care au avut loc importante procese de încălzire a Globului. Procesele termice generatoare de căldură telurică în perioada pregeologică se referă la dezintegrarea radioactivă și comprimarea adiabatică.

Dezintegrarea radioactivă a izotopilor cu viață lungă, cu timp de înjumătățire suficient de lung, au avut potențialul de a produce o căldură considerabilă: U^{236} (Uranium), Sm^{145} (Samariul), Pu^{244} (Plutoniu - artificial), Cm^{247} (Curiu - artificial). Dacă întreaga căldură generată în acest mod ar fi fost reținută de Pământ, atunci temperatura produsă ar fi fost de 2000-3000°C.

Comprimarea adiabatică a fost determinată de presiunile gravitaționale de tip hidrostatic. Aceste procese ar fi determinat o creștere cu câteva sute de grade în cazul presiunilor de tip hidrostatic și de cca. 1600°C în cazul consumării energiei gravitaționale.

„Geneza la cald” sau „Geneza la rece” care presupune ulterior și o retopire, cel puțin parțială, nu ridică probleme în ce privește căldura internă. Dificultățile intervin însă când încercăm să explicăm modul de formare a structurii concentrice a Pământului, cu dispunerea sferelor concentric în funcție de densitate și intercalarea stratului în stare fluidă.

Un model (Ringwood, 1940) presupune că în stadiile inițiale Pământul a avut o atmosferă reducătoare (formată mai ales din carbon și metan), care a dus la reducerea oxizilor și silicaților până la aliaje metalice, în special de fier și nichel. În acest mod s-au format la partea superioară compuși metalici denși și grei, iar în interior s-au acumulat compuși mai puțin denși și mai ușori. Acest aranjament instabil gravitațional ar fi fost urmat de o scufundare a porțiunilor metalice de la suprafață spre interior, formându-se structura concentrică ordonată după greutate.

Dificultatea acestui model constă în faptul că implică o retopire totală a materiei cosmice, ceea ce nu explică cantitatea de elemente volatile (de ex. Hg, As, Cd și Zn) care s-ar fi putut conserva numai în condițiile unui Glob retopit parțial. Altfel, aceste elemente s-ar fi pierdut așa cum s-a pierdut hidrogenul și heliul în spațiul atmosferic. Așa cum se deduce, nici mecanismul segregăției după densitate, nici starea inițială a materiei cosmice acreționate, complet lichidă sau parțial lichidă, nu au fost încă rezolvate. Se admite totuși că planeta s-a consolidat treptat, rezultând structura actuală. Dar indiferent de model și de distribuția

izotermelor în interior, trebuie avut în vedere un fapt cu totul enigmatic, care a determinat conservarea unei pături lichide între mantaua superioară și nucleul intern.

Pe baza diferitelor modele și metode geofizice, luându-se în considerare punctele de topire ale fierului și nichelului în corelație cu variația presiunii, s-au estimat temperaturi de 3900°C în centrul Globului, 3600°C la contactul nucleului intern cu cel extern, de 3300°C la contactul dintre manta și nucleul intern, 1177°C la limita crustă – manta, etc. (vezi tabelul, Fig. 2.4).

b) *Radioactivitatea actuală* este condiționată de concentrarea elementelor radioactive în scoarță. Acestea se concentrează preponderent în scoarțele continentale, în special în rocile acide din pătura granitică și cu totul subordonat în scoarțele oceanice. Se estimează că 2/3 din fluxul termic teluric provine din scoarță, din corpurile granitice care concentrează elementele radioactive. Se opinează că la baza păturii granitice se produce creșterea temperaturii până la topirea materialului și formarea camerelor magmatice, fapt confirmat de scăderea vitezei undelor seismice.

c) *Gravitația și presiunile geotectonice* produc energie calorică care conduc la creșterea temperaturilor, în sistem adiabatic în interior.

Pierderea energiei calorice interne este nesemnificativă, de exemplu în cazul vulcanismului când se înregistrează pierderile cele mai mari, acestea ajung de abia la 1%.

Din interiorul Pământului spre suprafață, litosfera este străbătută de un curent de conducție termic, denumit *flux termic terestru (HF)*. În scoarță, de la suprafață în adâncime, până la cca. 2000 m, temperatura crește cu un *gradient geotermic de 3°C la 100 m* (*treapta geotermică este de 33 m, adică pe o adâncime de 33 m crește temperatura cu 1°C*). Apoi temperatura crește lent până la 3900°C în nucleu (Fig. 21).

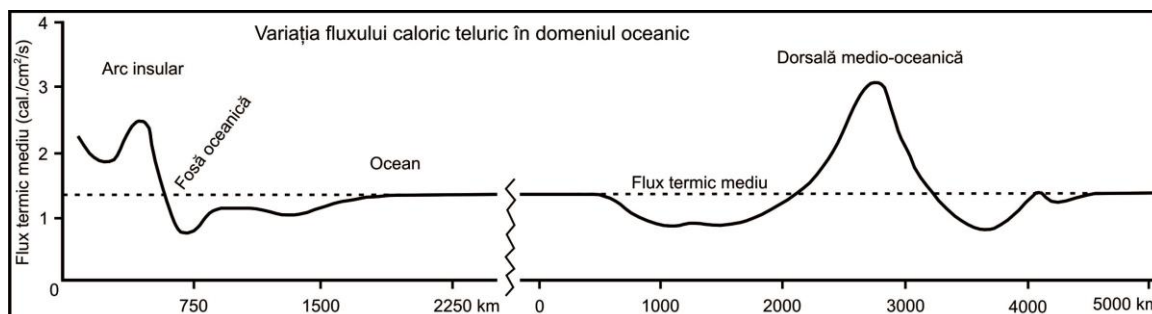


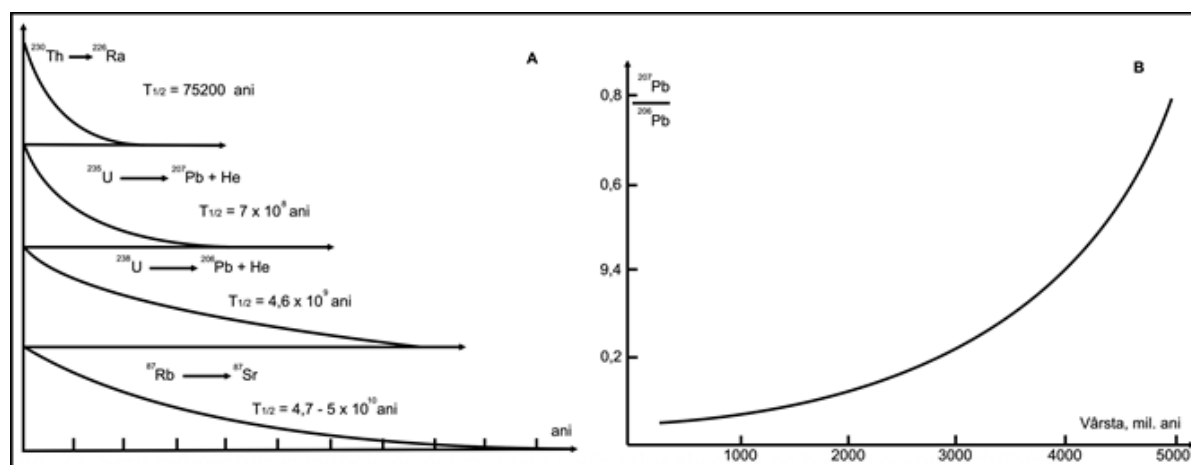
Fig. 21. Variația fluxului termic terestru deasupra foselor oceanice și rifturilor oceanice (după Prișcu et al., 1980)

Energia internă determină procese interne care duc, de exemplu, la formarea curenților de convecție, a magmelor în adâncime, a proceselor vulcanice, izvoarelor geotermale, etc. și în final la deschiderea bazinelor oceanice și formarea catenelor orogenice.

3.3. Câmpul radioactiv

Georadioactivitatea este o moștenire cosmică a Pământului și corespunde instabilității nucleare a substanțelor radioactive distribuite în masa terestră și se caracterizează prin procesul de dezintegrare radioactivă. Dintre elementele radioactive, thoriul și uraniul sunt cei mai prețioși martori ai istoriei Pământului, datorită izotopilor cu *timi de înjumătățire* foarte mari: Th^{232} – 13,9 mld. ani, iar U^{238} – 4,5 mld. ani. Aceste transformări radioactive constituie baza metodelor de determinare a *vârstelor absolute* (Fig. 22).

Potrivit unor evaluări relativ recente, Pământul mai dispune încă de următoarele rezerve de elemente radioactive, exprimate în miliarde de tone: 50000 Th^{232} , 16000 U^{238} și 113 de U^{235} . În faza Pământului tânăr, acum 4,5 miliarde de ani, cantitățile, exprimate tot în miliarde de tone, ar fi fost următoarele: 62,000 Th^{232} , 32000 U^{238} și 9200 U^{235} . Rezultă că Pământul a consumat anual, în medie, cel puțin 20000 tone de substanțe radioactive. Dacă se ține seama că transformarea unui atom de U^{238} este însoțită de degajarea unei energii de 50 MeV (*mega electron-volți*) ($1 \text{ joule} = 6,24 \times 10^{18} \text{ eV}$), a unui atom de U^{235} de 45 MeV și a unui atom de Th^{232} de 40 MeV, nu este greu să se aprecieze cantitatea uriașă de energie pe care o furnizează planetei acest fenomen. Ea este consumată, în primul rând, pentru menținerea „bilanțului termic” al Pământului.



(după Lăzărescu, 1980; din Țicleanu și Pauliuc, 2003)

3.4. Câmpul magnetic

Globul terestru se comportă ca un *magnet gigant*, mai precis ca un dipol geomagnetic, fiind înconjurat de un câmp magnetic, care se extinde în jurul Terrei pe o distanță de 10 raze pământești. Principala cauză a magnetismului terestru o prezintă prezența curenților de convecție din nucleul extern al Pământului.

Liniile câmpului magnetic ies din *polul sud* și intră prin *polul nord* (în cazul câmpului geomagnetic normal) (Fig. 23). De subliniat că existența câmpului magnetic a constituit *una dintre condițiile apariției vieții* pe Pământ; fără acest *scut protector* razele cosmice nocive ar fi distrus orice germene organic.

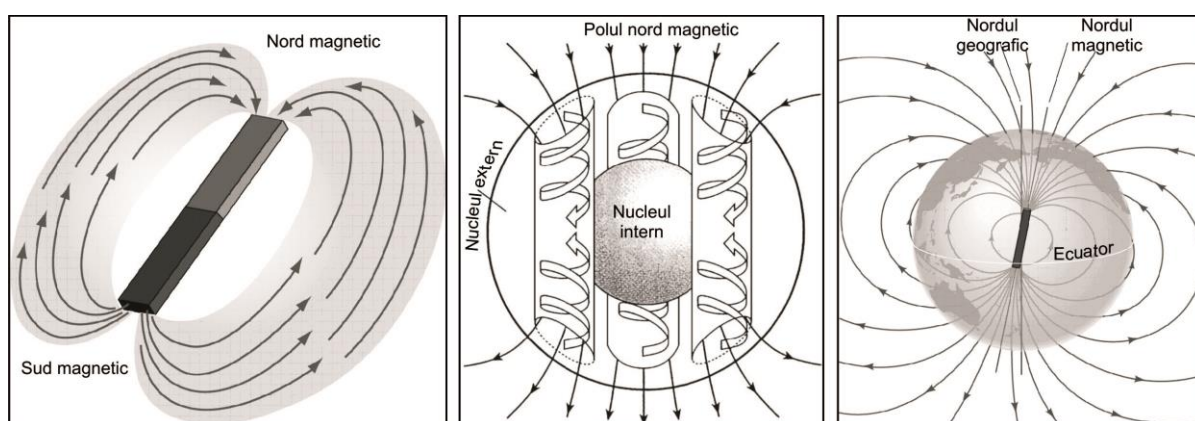


Fig. 23. Liniile de forță ale câmpului în cazul unui dipol magnetic (stânga) și liniile de forță ale câmpului magnetic terestru, schematizat, orientate dinspre polul sud spre polul nord (sursa: <http://www.palaeos.com>)

Elementele spațiale ale câmpului geomagnetic nu se suprapun rețelei geografice. Astfel polul nord magnetic real se găsește în vestul Groenlandei, iar axa geomagnetică care unește polii magnetici nu coincide cu axa de rotație a Pământului, axa polilor magnetici trecând pe la 1100 km de centrul Pământului. De menționat că în legătură cu câmpul geomagnetic terestru se vorbește despre *polii magnetici*, descriși ca reprezentând punctele (zonele) unde înclinația câmpului magnetic este egală cu $\pm 90^0$ și *polii geomagnetici* care reprezintă punctele unde axa geomagnetică intersectează suprafața terestră (Fig. 24, 25, 26).

Coordonatele geografice ale polilor geomagnetici măsurați în 1990 sunt de 77^0 lat. N și $102,3^0$ long. V pentru polul nord (în nordul insulei Bathurst, Canada). Măsurătorile migrației polilor magnetici începând din 1832, au arătat că polul nord s-a deplasat spre nord cu cca. 11 km/an, iar cel sudic, de pe continentul antarctic, spre NNW, în Oceanul Indian, cu cca. 9 km/an. Diferențele de viteză înregistrate la suprafață nu se datoresc unei viteze unghiulare diferite, ci mai ales morfologiei suprafeței geoidului.

Câmpul magnetic terestru nu are o formă sferică, ci prezintă un aspect mult mai complicat. Acesta este supus permanent unor presiuni și deformări de către atmosfera Soarelui, aflată în expansiune. Atmosfera solară este alcătuită dintr-o sumă de particule elementare, în principal din H^+ , He^{2+} , e^- (electroni), aflați în permanentă mișcare cu viteze foarte variabile (270–650 km/s) (Fig. 24).

Această mișcare formează vântul solar, care comprimă câmpul spre Soare și îl alungește foarte mult în partea opusă. În apropierea Pământului câmpul magnetic este suficient de puternic pentru a se opune eficient expansiunii atmosferei solare, forțând vântul solar să se disipeze în doi curenți care înconjoară câmpul magnetic (front de șoc = linia care disipează vântul solar; cusp = o zonă sub formă de corn, unde particulele vântului solar pătrund într-o cantitate redusă în ionosferă; magnetosheath = teacă magnetică, zona în care viteza particulelor vântului solar se reduce considerabil; magnetopauză = reprezintă marginea efectivă a magnetosferei, care ecranează vântul solar; magnetotail = coada geomagnetică; neutral sheet = zona în care intensitatea câmpului scade progresiv, posibil zonă de interconectare a câmpului magnetic terestru la cel interplanetar).

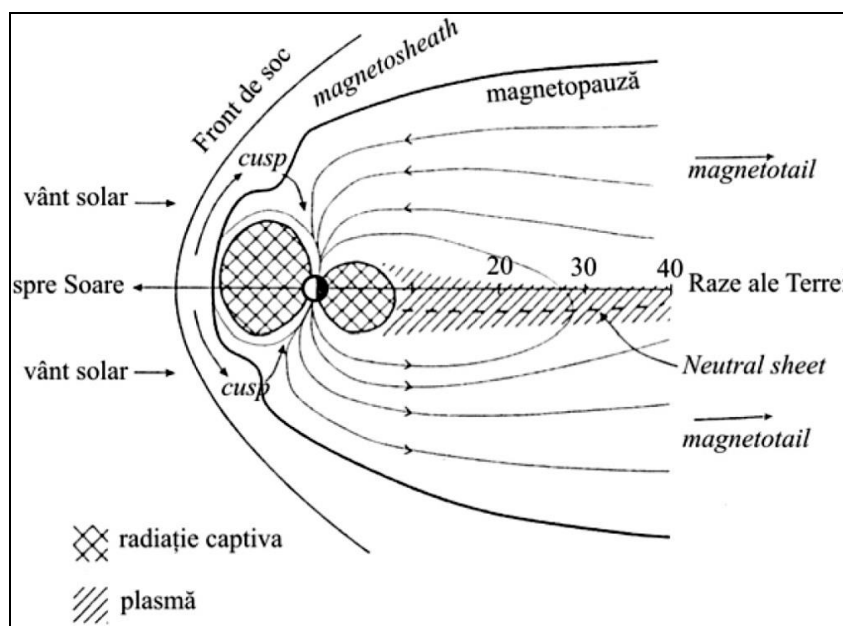


Fig. 24. Deformarea câmpului magnetic terestru sub acțiunea expansivă a atmosferei Soarelui (după Pomerol et al., 2011)

Principalii parametri ai câmpului magnetic sunt (Fig. 25):

Intensitatea câmpului magnetic se măsoară în gamma (unități de inducție magnetică și de câmp) și este mai mică la *ecuator* (25000 gamma) și mai mare la *poli* (70000 gamma). Pe

baza variației acestui parametru se elaborează hărți cu izodiname (izogame), pe care se figurează *anomaliile magnetice*, legate de prezența în subsol a unor corpuri feromagnetice.

Declinația magnetică reprezintă unghiul dintre direcția nordului magnetic și direcția nordului geografic într-un punct dat și se măsoară în grade. Liniile care unesc punctele cu aceeași valoare a declinației magnetice se numesc *izogone*.

Înclinația magnetică este unghiul dintre orizontala locului și planul acului magnetic, valoarea acestuia fiind 0° la ecuator și 90° la poli. Liniile de aceeași valoare a înclinației magnetice sunt *izoclinele*.

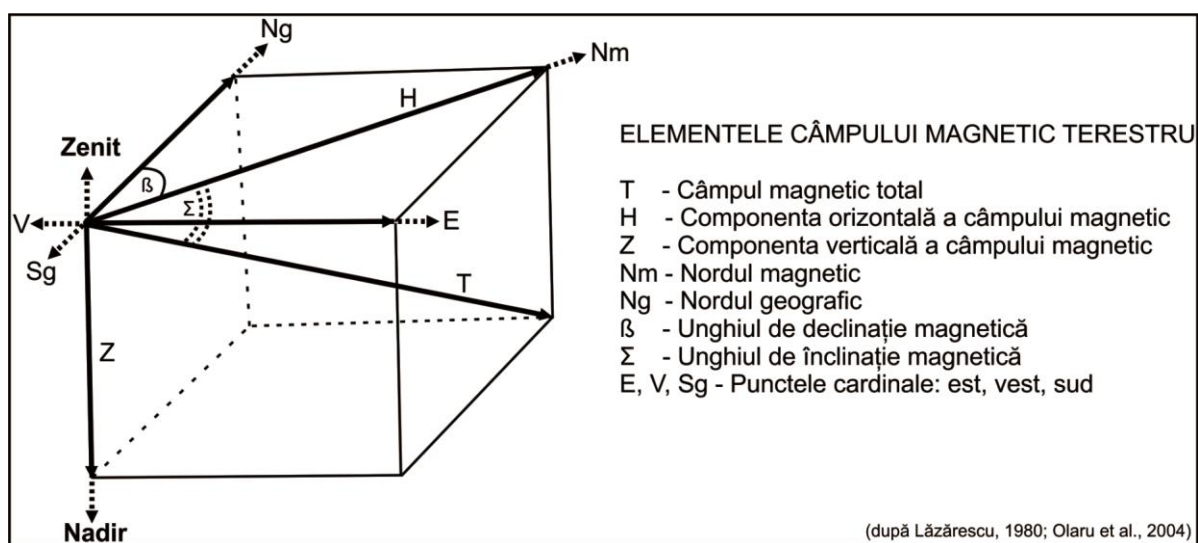


Fig. 25. Elementele câmpului magnetic terestru (după Lăzărescu, 1980; Olaru et al., 2004)

Paleomagnetismul sau **magnetismul remanent** se referă la capacitatea rocilor de a conserva câmpul magnetic din timpul formării lor. Încă din 1634, *Gellibrand* a descoperit că declinația magnetică în zona Londrei variază periodic în timp, de la un an la altul. Fenomenul a fost denumit ulterior *variație seculară*, constatându-se că ea afectează și înclinația și intensitatea câmpului magnetic. Din analiza hărților cu izolinii (hărți izoporice, cu izogone, cu izocline sau cu izodiname) s-a observat o migrațiune a polului boreal spre vest, cu $0,18^{\circ}$ long./an. Aceasta semnifică că o rotație completă a rețelei magnetice se realizează la cca. 2000 ani.

Anomaliile magnetice de scară mare, variațiile seculare nu pot fi decât expresia unor fenomene cu sediul în interiorul Globului. Migrarea nu este compatibilă cu un Glob solid în întregime, ci trebuie asociată unui strat lichid sau cel puțin vâscos, așa cum se interpretează a fi nucleul extern. Probabil modificările intervenite la acest nivel se repercutează la suprafață cu întâzieri de ordinul milioanei de ani, chiar miliardelor de ani. În aceste condiții, cei

2000 de ani cât reprezintă o rotație completă a câmpului magnetic sunt ne semnificativi și apare problema dacă cunoștințele noastre acumulate într-un timp prea scurt raportat la cel în care se produc modificările în interiorul Globului, nu au determinat concluzii eronate. Aceste probleme constituie obiectul de studiu al unei noi ramuri a geofizicii, *paleomagnetismul*.

Este cunoscut faptul că în decursul timpului geologic au avut loc inversiuni ale polarității terestre, cei doi poli schimbându-se între ei, astfel încât intervalele de timp în care polul nord se afla în direcția spre care este situat și în prezent se numesc *intervale de polaritate normală*, iar celelalte *intervale de polaritate inversă*.

Rocile și mineralele se magnetizează în direcția câmpului magnetic existent, acesta păstrându-se în roci și după încetarea acțiunii câmpului inițial. Acest magnetism se numește *magnetism remanent*.

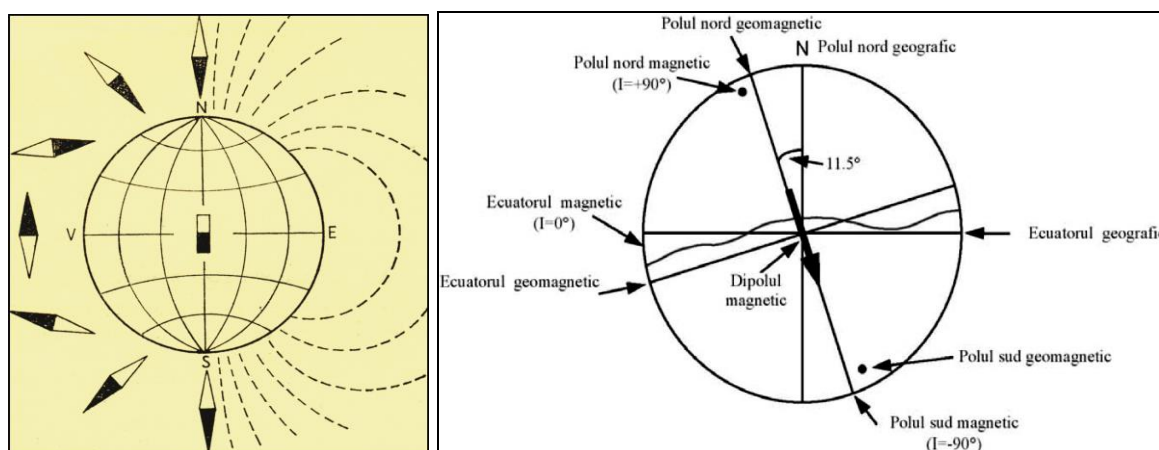


Fig. 26. Relația dintre declinația și înclinația magnetică în cazul dipolului geomagnetic (după D.H. și M.P. Tarling, 1978)

Explicația conservării câmpului paleomagnetic în roci este ilustrată de curba de histerezis (Fig. 27). Astfel, dacă se supune magnetizării o substanță, într-un câmp a cărui intensitate crește progresiv, aceasta se va magnetiza după curba A, până la o valoare maximă (Mm) (Bleahu, 1983).

Supusă apoi unui câmp de polaritate inversă, intensitatea câmpului magnetic inițial scade, dar după curba B, astfel încât în momentul când se anihilează câmpul indus inițial, în substanță mai rămâne conservat un câmp magnetic remanent de intensitate mică (Mr). Elementele acestuia pot fi măsurate și se folosesc pentru reconstrucțiile paleodinamicii plăcilor litosferice și reconstrucțiilor paleogeografice.

Magnetizarea remanentă poate fi de mai multe feluri: *termoremanentă*, *remanentă detritică*, *remanentă chimică* și *remanentă vâscoasă*.

a) *Magnetizarea termoremanentă* este calea cea mai plauzibilă pentru conservarea magnetismului remanent. În timpul răcirii unei magme, când se ajunge la *temperatura de 580-600°C* (*punctul Curie* – variabil la diferite substanțe), mineralele feromagnetice se magnetizează paralel cu direcția în care se află polul nord în acel moment. Această orientare a câmpului magnetic al mineralelor rămâne neschimbată și după schimbarea polarității câmpului, astfel că putem vorbi de un *magnetism remanent* a cărui orientare poate fi determinată în laborator.

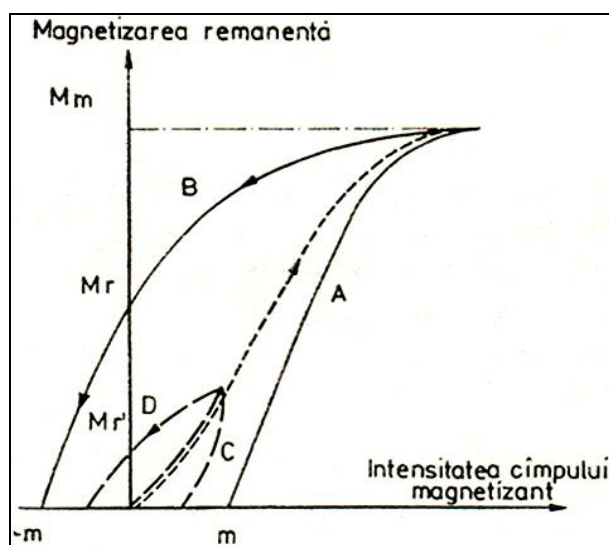


Fig. 27. Curba de histerezis explică conservarea câmpului magnetic remanent în roci (după Bleahu, 1983)

b) *Magnetizarea remanentă detritică* derivă din faptul că elementele detritice foarte fine (sub $0,3 \mu$; $1 \mu = 10^{-6} \text{ m}$) formate din minerale fero- sau paramagnetice, acționează într-un bazin de sedimentare ca mici magneți care se dispun conform câmpului magnetic din acel moment. De exemplu mineralele argiloase care formează argilele, se orientează după câmpul magnetic terestru din momentul depunerii lor și pot fi folosite la construirea unor scări cronologice pe criterii paleomagnetice.

c) *Magnetizarea remanentă chimică* este o consecință a reacțiilor ce duc la formarea unor noi minerale și care au loc după consolidarea rocilor (de ex. în timpul metamorfismului, al alterării diagenetice, depunerilor secundare, etc.).

d) *Magnetizarea remanentă vâscoasă* este denumită astfel deoarece în cadrul ei nu au loc procese de schimbare de fază (de la lichid la solid), sau de aranjare mecanică, ci de influențare lentă în stare solidă a substanțelor feromagnetice. Așa cum un obiect de fier lăsat mult timp în direcția nord-sud dobândește un slab magnetism indus, tot așa și mineralele pot suferi o astfel de influență.

Pe baza studiului migrației polilor și inversiunilor câmpului magnetic a fost posibilă reconstruirea modului cum s-a desfășurat deriva continentelor (vezi *D.H. et M.O.Tarling, 1978*) și elaborarea unei scări a timpului geologic folosită la stabilirea vârstei unor depozite lipsite de alte posibilități de încadrare geocronologică și viteza de expansiune a bazinelor oceanice (Fig. 28).

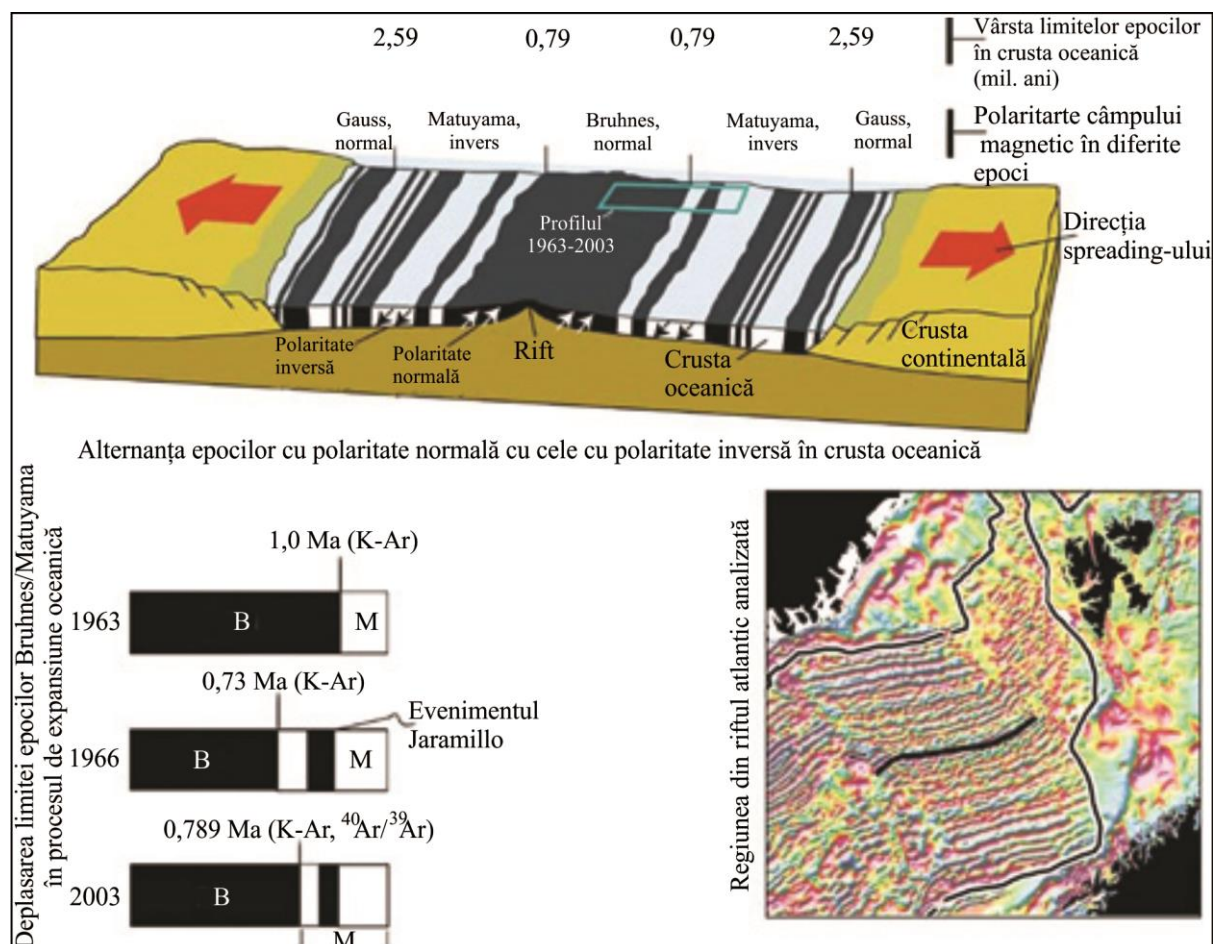


Fig. 28. Alternanța câmpurilor magnetice cu polaritatea normală și inversă în bazinul oceanic (sursa: www.palaeos.com)

3.5. Câmpul electric

La suprafața Pământului, dar și în adâncul acestuia, există un *câmp electric natural*, numit și *câmpul curenților telurici*. Sursa principală a câmpului electric natural se afla în procesele magneto-hidrodinamice generate de curenții de convecție din nucleu la 2900-5000 km adâncime și în frecările ce au loc la aproximativ 2900 km adâncime, la limita dintre mezosferă și centrosferă. Alte două surse, de mai mică importanță, constau în curenții formați în scoarță și cei rezultați din interacțiunea atmosferei cu scoarța.

În cadrul carotajului electric, în sonde se măsoară variația *polarizației spontane*, sub forma curbei *PS* cu minime în dreptul *marnelor și argilelor* și maxime la *nisipuri*. Un alt parametru măsurat pe diagrame este rezistivitatea rocilor indicată pentru trasarea limitei *petrol-apă* dintr-o sondă de exploatare pentru hidrocarburi. Același parametru permite reconstruirea coloanei litologice a sondelor fără utilizarea carotajului mecanic foarte costisitor.

3.6. Câmpul seismic

Energia declanșată în anumite puncte din interiorul Pământului, numite *focare seismice*, se transmite în masa acestuia și întreține o stare aproape permanentă de agitație și tensiune a materiei terestre (Fig. 29). În funcție de mărimea intervalului de timp în care se eliberează energia potențială acumulată în focare și cantitatea acesteia, se produc mișcările seismice din scoarță, de intensități variabile.

Studiul cutremurelor de pământ conduce, printre altele, la cunoașterea seismicității Pământului și a câmpului de forțe care participă, alături de seismicitate, la procesele geodinamice și tectonofizice ale scoarței terestre. În momentul de față o direcție prioritară în studiile geofizicii o are predicția cutremurelor, adică stabilirea locului și momentului declanșării macroseismelor.

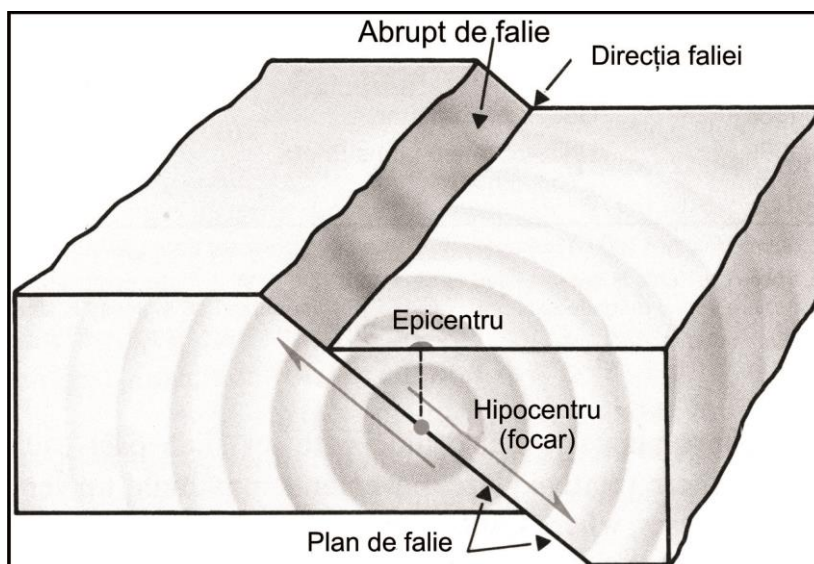


Fig. 29. Transmiterea câmpului de unde seismice din focar spre suprafață (sursa: <http://www.palaeos.com>)

Seismografele electrodinamice moderne înregistrează zguduirii de oscilații și mai slabe, chiar în lipsa unor mișcări care pot fi catalogate cutremure de Pământ. Aceste oscilații

slabe au fost denumite *microseisme*. Pe acest fond de „*de zgomote seismice*” se produc la fiecare 30’’ cutremure de Pământ propriu-zise. Cauzele care produc *microseismele* sunt foarte numeroase: *funcționarea diferitelor mecanisme și circulația autovehiculelor, apele sau valurile, vântul*, etc. Valurile „grele” ale bazinelor mairin-oceanice produc prin lovirea țărmurilor unde elastice care se propagă până la mii de kilometri în interiorul continentelor. O altă cauză a *microseismelor* o constituie mecanismul de formare a taifunurilor. În acest caz undele create de balansul apelor se transmit la fundul bazinului oceanic și de acolo se propagă prin scoarță pe continent. La studiul acestor fenomene participă în mod egal seismologia, oceanografia și meteorologia.

Macroseismele sunt legate de activitatea seismică determinată în cea mai mare parte de mișcările geotectonice și mișcările diferențiale ale plăcilor tectonice, apoi activității vulcanice, prăbușirilor subterane în zone carstice, etc.

Clasificarea seismelor se face în principal după următoarele criterii:

1. *După poziția geografică a epicentrului:*

a – continentale; b – oceanice;

2. *După mărimea distanței dintre punctul epicentral și punctul de observație:*

a – locale; b – apropiate (sub 1000 km); c - depărtate (între 1000 – 10000 km); d – teleseisme (distanță mai mare 10000 km);

3. *După adâncimea hipocentrului:*

a – superficiale sau normale (până la 60 km); b – intermediare (60 – 300 km); c – adânci (peste 300 km) (Fig. 32);

4. *După intensitate:*

a – mici sau slabe; b – mari; c – foarte mari; d – catastrofale

5. *După geneză:*

a – tectonice; b – vulcanice (de erupție); c – de prăbușire; e – plutonice

Seismic, frecvența cea mai mare se înregistrează în cazul cutremurelor tectonice (peste 90% din seisme) și care, în același timp, sunt cele mai distructive.

Procesele care controlează seismele tectonice sunt localizate în marea lor majoritate pe două aliniamente morfotectonice: **zonele de subducție** marcate topografic de *fosele oceanice* și **rifturile**, flancate de *dorsalele medio-oceanice* și decroșate de *faliile transformante*. Între aceste zone există o diferență fundamentală din punctul de vedere al activității seismice (Figs. 30, 31, 32, 33, 34).

În zona rifturilor sunt generate *cutremure de mică adâncime* (cu focare situate până la 60 km), cu intensități de regulă reduse. Focarele sunt localizate pe planul faliilor

transformante, în zona situată între noile poziții ale riftului, rezultate după decroșare. În cazul zonelor de subducție sunt asociate cutremure de adâncime mică, medie și mare, cu descărcări energetice semnificative. Acestea constituie principalele aliniamente seismice.

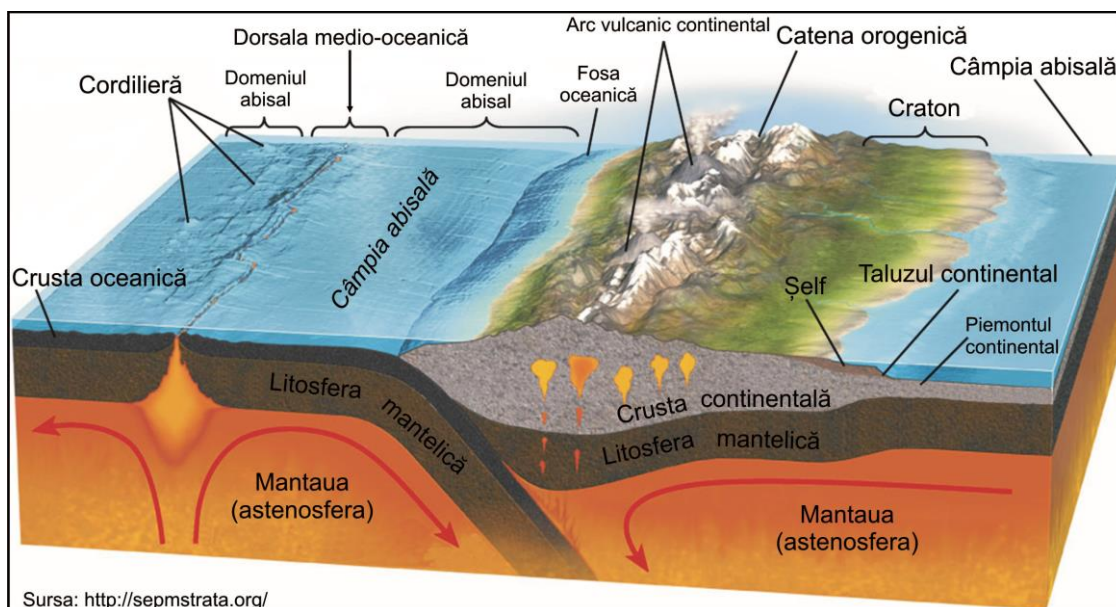


Fig. 30. Aliniamentele morfo-teconice și morfo-structurale majore ale Globului (rifturile oceanice și aliniamentele de subducție) (sursa: <http://sepmstrata.org/>)

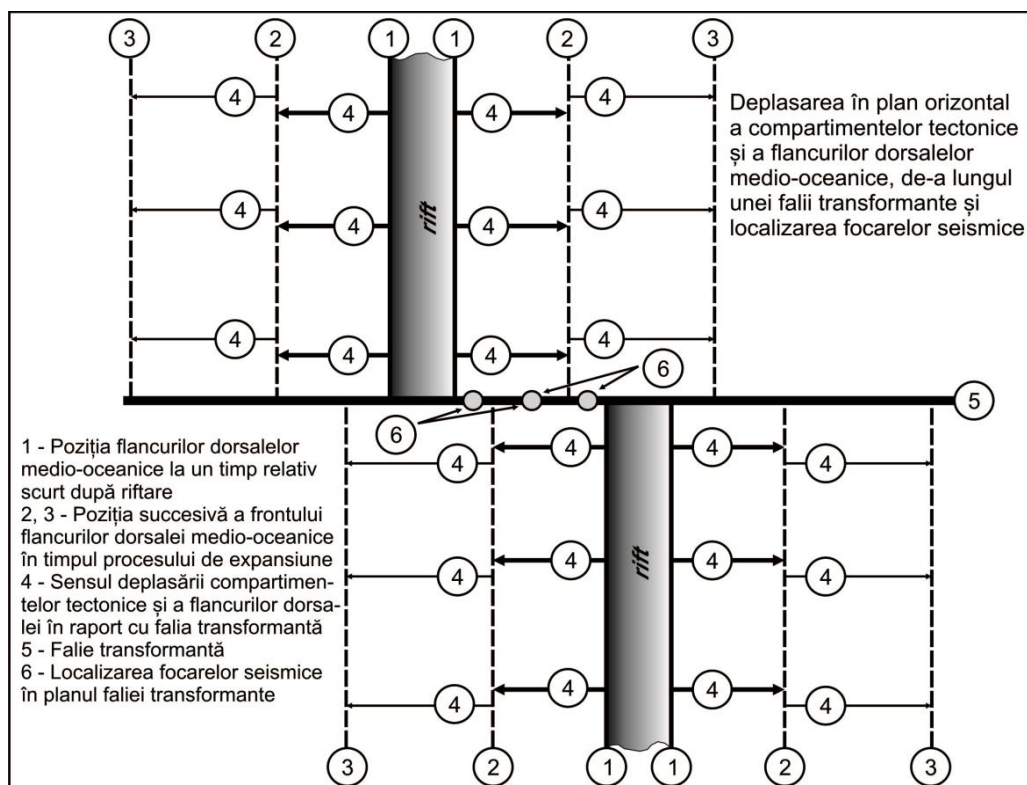


Fig. 31. Poziția focarelor în zona situată între noile poziții ale riftului, rezultate după decroșare (6) (după Bleahu, 1983)

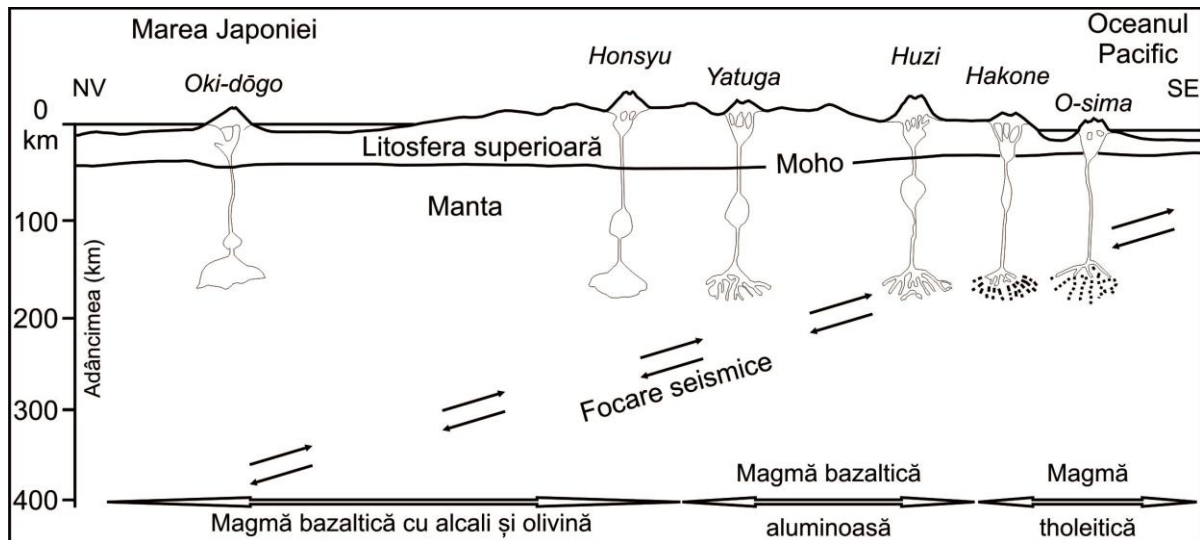


Fig. 32. Poziția focarelor pe un plan Benioff cu înclinări mici, în zona arcului insular Japonez (după Bleahu, 1983)

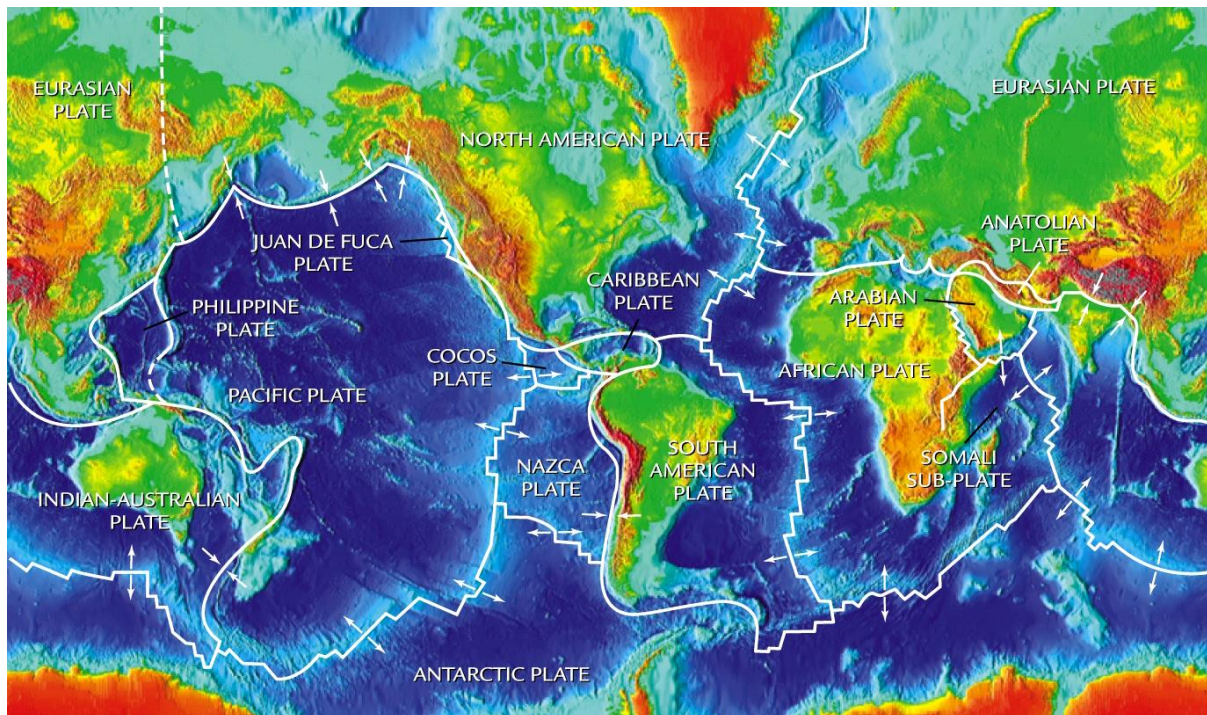


Fig. 33. Macroplăcile și mezoplăcile tectonice delimitate de rifturi, aliniamente de subducție și falii transformante (sursa: <http://sepmstrata.org/>)

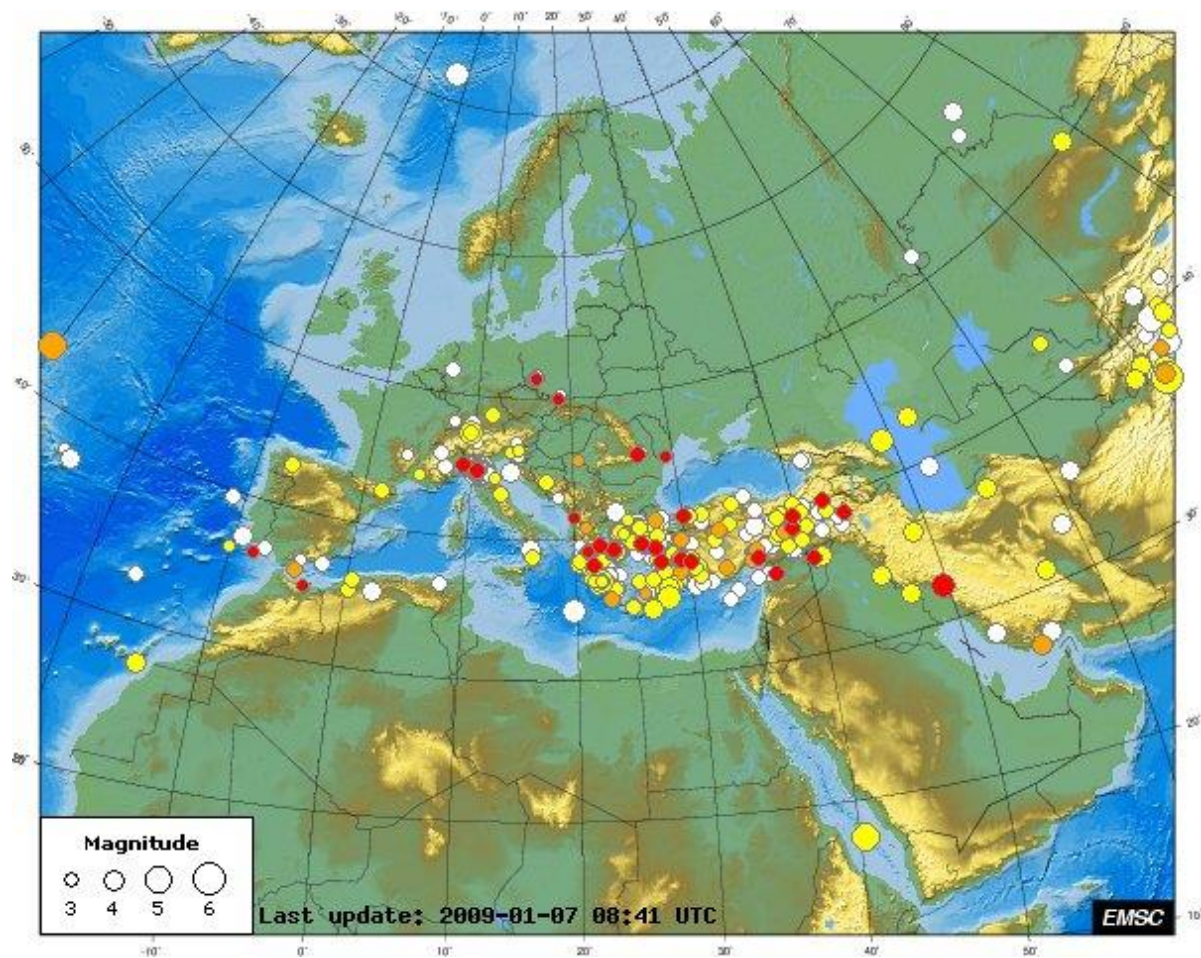


Fig. 34. Zona seismică mediteraneană (European-Mediterranean Seismological Centre, EMSC)

CAP. II. ALCĂTUIREA CHIMICĂ ȘI MINERALOGICĂ A GLOBULUI

Din suprafața Pământului, 21% revine uscatului și 79% oceanelor. Calculul volumelor pe care-l ocupă crusta continentală și oceanică prezintă un raport diferit: crustei continentale și de tranziție îi revin 79%, iar cele oceanice numai 21%. Acest raport este un element important de care se ține seama când se estimează compoziția globală a crustei.

După cum se știe materia din scoarță este constituită din elemente chimice, care se combină după legi precise formând mineralele, care la rândul lor sunt asociate formând roci (Fig. 35).

The image shows a standard periodic table of elements. It is color-coded by groups: Alkali metals (yellow), Alkaline earth metals (orange), Transition metals (green), Post-transition metals (light green), Metalloids (purple), Other nonmetals (dark purple), Halogens (blue), Noble gases (light blue), and Unknown (grey). The table includes atomic numbers, symbols, and names for all elements from Hydrogen (1) to Oganesson (118). A legend on the left identifies states of matter: Solid (C), Liquid (Hg), Gas (H), and Unknown (Rf). A note at the bottom states: "For elements with no stable isotopes, the mass number of the isotope with the longest half-life is in parentheses." The copyright information at the bottom reads: "Periodic Table Design & Interface Copyright © 1997 Michael Dayah http://www.ptable.com/ Last updated March 10, 2010".

Fig. 35. Tabelul periodic al elementelor (Sursa: <http://www.ptable.com>)

Rocile formează unități litologice care alcătuiesc în final diferitele tipuri de scoarțe: continentale, de tranziție și oceanice.

Pentru estimarea compoziției chimice, mineralogice și petrografice a crustei continentale s-au utilizat diferite metode, însă în toate metodele s-a plecat de la compoziția rocilor care află la suprafață pe continente și de la datele din foraje. Estimările reflectă compoziția straturilor superioare ale acesteia (pătură sedimentară și granitică). Pentru pătura inferioară (bazaltică) compoziția a fost apreciată folosind datele geofizice.

Estimarea compoziției scoarței oceanice s-a făcut de asemenea diferit pentru straturile constitutive. Compoziția stratului sedimentar a fost bine determinată datorită eşantioanelor

obținute prin dragare de pe fundul oceanelor, iar stratul bazaltic a fost studiat inițial prin metode geofizice, ulterior prin studiul direct al magmatitelor din insulele vulcanice și în ultimul timp cu foraje marine adânci. Baza stratului bazaltic a fost investigată numai geofizic.

Nucleosinteza și sinteza elementelor chimice a constituit o problemă de cunoaștere fundamentală, deosebit de complicată. Proportionalitatea elementelor chimice din Universul fizic, s-a explicat pornind de la teoria Big Bang privind evoluția Universului și următoarea stare de fapt (Fig. 36, 37):

- Hidrogenul este elementul chimic cu abundența cea mai mare în Univers – 90% din atomi sunt de hidrogen;

- Se produce o descreștere progresivă a abundenței elementelor, proporțională cu creșterea numărului atomic al elementelor;

- Fac excepție litiu, beriliu și borul, care au numere atomice mici, dar abundență mare;

- Particulele elementare importante pentru sinteza elementelor sunt reprezentate de quarcii U (cu sarcină electrică $+2/3$) și quarcii D (cu sarcină electrică $-2/3$), leptoni (schematic pot fi prezentați ca radiații de electroni și neutrini) și fotoni (particule cu comportament dual, corpuscul în cazul interacțiunilor fizice și cuantă în mișcare);

- Fotonii au abundența cea mai mare, cca. $400/\text{cm}^3$;

- Raportul dintre electroni (sarcinile electrice negative) / Quarcii U / Quarcii D = $1/1,7/0,8$.

Pentru a înțelege sinteza elementelor chimice, trebuie să pornim de la compoziția fizico-chimică a nebuloasei, imediat după ”marea explozie”, aflată la temperaturi de milioane grade Kelvin (K), situație în care nu este posibilă decât existența particulelor subnucleare și cuantelor energetice.

Nucleosinteza este condiționată de scăderea temperaturii nebuloasei stelare, moment din care începe formarea nucleelor care captează norul electronic, rezultând atomii. De ex.: seria izotopilor de hidrogen suferă următorul proces:

- 1 atom de hidrogen (alcătuit dintr-un $1 p^+$ și $1 e^-$) + 1 n = deuteriu ($1 p^+$ și 2 n) + 1 n = tritium ($1 p^+$ și 2 n). Astfel rezultă seria H, H^{2+} și H^{3+} .

- 2 atomi de deuteriu (la temperaturi foarte ridicate) = 1 atom de heliu ($2 p + 2 n$);

- 3 atomi de heliu = 1 atom de ^{12}C ($6 p + 6 n$);

- $^{24}\text{Mg} + ^4\text{He} = ^{28}\text{Si} + \text{căldură (echivalent energie) etc., până la sinteza elementelor grele.$

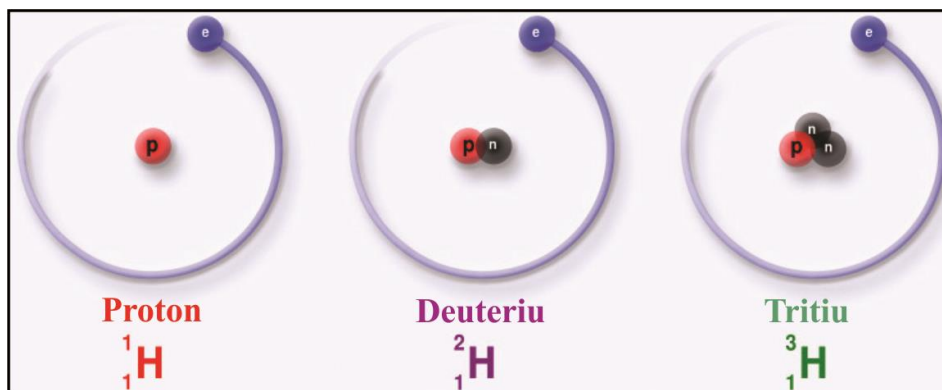


Fig. 36. Sinteza izotopilor de hidrogen (sursa: Pomerol Charles et al., 2011 - *Éléments de Géologie*. Éditeur Dunod)

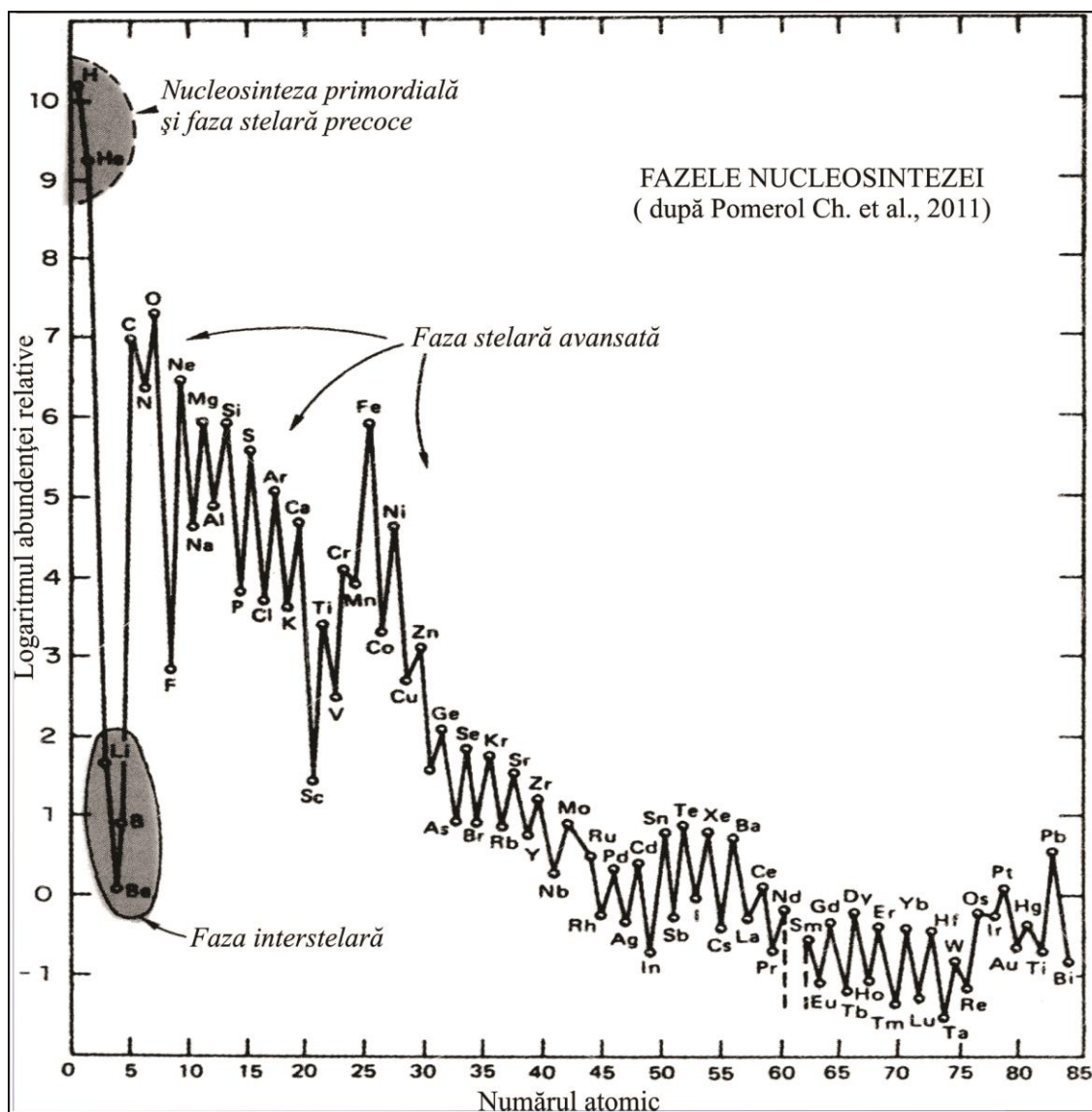


Fig. 37. Fazele nucleosintezei (sursa: Pomerol Charles et al., 2011 - *Éléments de Géologie*. Éditeur Dunod)

1. COMPOZIȚIA CHIMICĂ

Din cele 111 elemente câte cuprinde tabelul lui Mendeleev, doar 90 sunt naturale, iar din acestea numai 12 ajung la concentrații mai mari de 0,1% (în procente de greutate) și sunt mai bine reprezentate în alcătuirea scoarței O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, Ti, H, P și Mn, însumând 99,23% din compoziția chimică a acestuia. Restul de 0,77% aparține celorlalte 79 elemente cunoscute (Fig. 36).

După cum se poate observa din tabel, oxigenul și siliciul constituie 72,4% din compoziția chimică a mineralelor și rocilor scoarței terestre, cea ce explică larga răspândire a mineralelor silicioase și a oxizilor. De asemenea, se remarcă și schimbarea ponderii fierului și magneziului în compoziția medie a Pământului comparativ cu scoarța, cele două elemente găsindu-se în cantități mult mai mari în manta și nucleu.

ELEMENTUL (% de greutate)	Simbolul chimic	Concentrația	
		Scoarță	Glob
Oxigen	O	45,20	29,50
Siliciu	Si	27,20	15,20
Aluminiu	Al	8,00	1,10
Fier	Fe	5,80	34,46
Calciu	Ca	5,06	1,10
Magneziu	Mg	2,77	12,70
Sodiu	Na	2,33	0,60
Potasiu	K	1,68	0,10
Titan	Ti	0,86	-
Hidrogen	H	0,14	-
Fosfor	P	0,10	-
Mangan	Mn	0,10	-
Alte elemente		0,77	

Fig. 36. Principalele elemente chimice din scoarță și compoziția Pământului (după Skinner și Porter, 1980; din Țicleanu și Pauliuc, 2003)

După Goldschmidt elementele chimice din alcătuirea Pământului pot fi grupate în următoarele familii:

- *elemente atmofile*: H, C, O, N, Cl, I, Br și gaze inerte, frecvente în atmosferă, hidrosferă și biosferă;

- *elemente litofile*: Li, Na, Mg, Al, Si, Ti, Ca etc., care predomină în compoziția scoarței terestre și a litosferei inferioare;

- *elemente siderofile*: Fe, Ni, C, P, Co, Ge etc., cu mare afinitate pentru fier și concentrate mai ales în păturile interne (nucleu);

- *elemente calcofile*: S, P, Cr, Mn, Cu, Zn, Pb, Fe, As, Ag etc., cu afinități pentru sulf, prezente în meteoriți, dar concentrate și în sulfurile metalice cu importanță economică (blendă, galenă, pirită, calcopirită etc.).

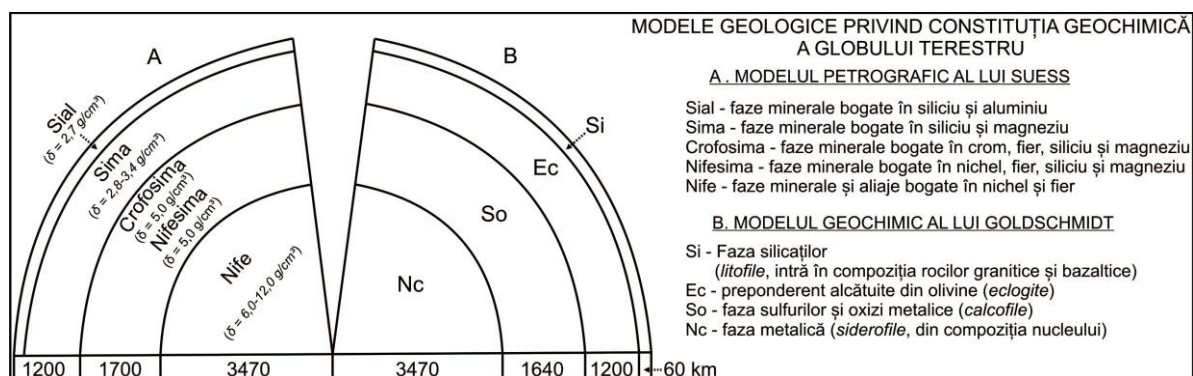


Fig. 39. Modelele lui Goldschmidt și Suess privind distribuția elementelor chimice în geosferele interne și denumirea acestora în funcție de compoziția chimică (după Olaru et al., 2004)

Prin concentrarea elementelor în geosferele interne după densități, rezultă modelele lui Goldschmidt și Suess cu denumiri specifice pentru acestea (Fig. 39).

O altă abordare împarte elementele chimice în funcție de tendința lor de a se combina, deosebindu-se „*elemente petrogenes*” (Li, Na, K, Rb, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, B, Al, C, Si, Ti, Zr, N, P, V, O, F, Cl) și „*elemente metalogene*” (Cu, Ag, Au, Zn, Cd, Hg, Ge, Sn, Pb, As, Sb, Bi, Cr, Mo, Te, W, Co, Ni, Pt, U). Manganul și fierul se păstrează la limita dintre cele două grupe de elemente, având rol dublu.

2. MINERALELE SCOARȚEI TERESTRE

Prin combinații desfășurate după legi specifice, elementele chimice existente în scoarță formează substanțe minerale prezente în natură sub formă solidă, lichidă și gazoasă. În cea mai mare parte mineralele sunt sub formă solidă și au o structură cristalină, dar există și minerale cu structură amorfă, iar după unii autori, și unele substanțe organice precum chihlimbarul și țițeiul.

2.1. Noțiuni de cristalografie

Structura atomică a materialelor, verificată experimental cu ajutorul razelor X, arată că materia are o structură discontinuă, fiind formată din atomi separați între ei prin spații interatomice.

În funcție de modul de așezare în spațiu al particulelor, se pot deosebi următoarele stări structurale;

- *starea amorfă*, în care particulele sunt dispuse cu totul dezordonat;
- *starea nematică*, în care particulele prezintă tendința de a se aranja ordonat după o singură direcție, formând șiruri paralele;
- *starea smectică*, în care particulele prezintă tendința de a se aranja ordonat după două direcții, realizându-se plane, care la rândul lor sunt dispuse dezordonat;
- *starea cristalină*, în care particulele se ordonează periodic după trei direcții în spațiu.

Stările nematică și smectică se întâlnesc numai în cazul unor substanțe organice, deci nu și la minerale, fiind considerate stări intermediare între starea amorfă și starea cristalină. Substanțele prezentând asemenea stări se mai numesc mezomorfe, cristale moi, sau cristale lichide.

În principiu, orice mineral se poate prezenta atât în stare cristalină cât și amorfă, însă starea amorfă este instabilă din punct de vedere fizico-chimic, astfel încât toate mineralele prezintă tendința naturală de a trece în forme cristaline, stabile.

Minerale cristalizate și amorfe

Mineralele sunt corpuri omogene din punct de vedere fizico-chimic, specia minerală fiind unitatea fundamentală în studiile mineralogice.

Mineralele amorfe au o structură caracterizată de o dispunere dezordonată a atomilor, ionilor, sau moleculelor. Mineralele amorfe nu sunt mărginite niciodată, în mod natural de

fețe plane, având tendința de a căpăta forme rotunjite, sferoidale, reniforme, în general neregulate.

Mineralele cristalizate sunt construcții geometrice naturale, în care atomii, ionii, sau moleculele sunt dispuse ordonat și periodic după direcțiile X, Y și Z ale spațiului, denumite direcții cristalografice. Datorită acestui aranjament mineralele au forme poliedrice, mărginite de fețe plane care se intrersează după muchii drepte.

Construcțiile geometrice naturale, în care atomii sunt ordonați periodic după trei (sau patru) direcții în spațiu, caracterizate de simetrie, sunt cunoscute drept *rețele cristaline*. Acestea sunt alcătuite din șiruri și plane reticulare. O direcție după care se dispun în spațiu periodic atomii (echidistant) poartă denumirea de *șir reticular*. Șirul reticular se obține practic prin translarea pe o direcție X, periodic, cu aceeași distanță **a**, a unui motiv geometric (în cazul de față atomi, molecule, ioni complecși etc.) (Figs. 40, 41). Distanța **a** constituie *perioada* sau *parametrul* șirului reticular. Dacă se translează un șir reticular după altă axă, notată Y, cu un parametru **b**, se obține un *plan reticular*, caracterizat de parametrii a și b (Fig. 40). În continuare, dacă se translează un plan reticular după o axă notată cu Z, cu un parametru **c**, se obține o *rețea reticulară*, (*rețea cristalină*) caracterizată de parametri a, b, c (= distanțele interatomice pe cele trei axe X, Y, Z). Cele trei direcții X, Y, Z după care șirurile reticulare prezintă densitate maximă, se numesc *axe cristalografice*.

Cea mai mică diviziune a rețelei cristalografice, caracterizată de parametrii a, b și c se numește celula elementară sau paralelipipedul elementar. Elementele care definesc paralelipipedul elementar sunt distanțele interatomice pe cele trei axe cristalografice: a, b, și c și unghiurile pe care le fac planele determinate de axele cristalografice: α , β și γ (Fig. 40).

Elemente de simetrie

Prin simetria geometrică a unei figuri (mineral cristalizat) se înțelege proprietatea figurii de a coincide cu ea însăși prin aplicarea unor operații simetrice (de exemplu rotirea corpului). Elementele de simetrie pot fi simple (presupun o singură operație de simetrie – de ex. oglindirea) și complexe, care implică două operații de simetrie (de ex. rotirea – oglindirea). Elementele de simetrie sunt caracteristice numai mineralelor cristalizate.

a) *Elementele de simetrie simple* sunt axele de simetrie, planele de simetrie și centrele de simetrie.

Axa de simetrie este o direcție din cristal, în jurul căreia rotind cristalul cu 360° , toate elementele lui (fețe, muchii, colțuri) se repetă de n ori; n – reprezintă ordinul axei de simetrie. În regnul mineral sunt posibile doar axe de simetrie de ordinul 1, 2, 3, 4 și 6. Operația de

simetrie corespunzătoare axelor este rotirea, care se face cu un număr de grade egal cu $360^\circ/n$, deci cu 360° , 180° , 120° , 90° și 60° . Axele pot fi bipolare (cu elementele identice grupate la ambele capete ale axei) și polare (cu elementele de simetrie grupate la un singur capăt al axei). Notația axelor este de tipul A^n , unde n reprezintă ordinul axei (1, 2, 3, 4 sau 6). La cristale, axele de ordin superior (3, 4, și 6), sunt unice, cu excepția sistemului cubic, unde apar mai multe axe de ordin superior ($3A^4$ $4A^3$).

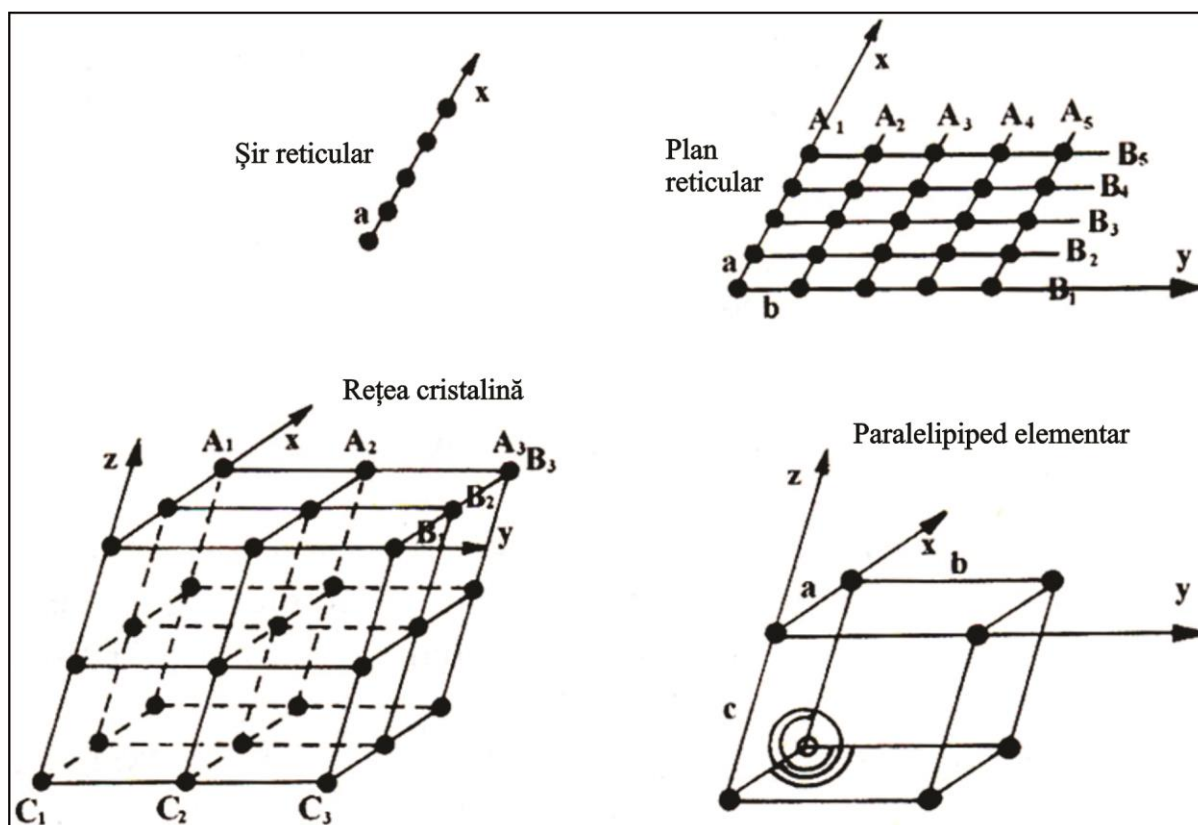


Fig. 40. Rețelele cristaline (după Androne, 2008)

Planul de simetrie împarte cristalul în două părți egale și simetrice, astfel încât una dintre ele apare ca imaginea în oglindă a celeilalte. Notația planelor este de tipul P^n , unde n reprezintă ordinul axei de simetrie pe care planul este perpendicular. Operația caracteristică a planelor de simetrie este oglindirea.

Centrul de simetrie este punctul din interiorul cristalului față de care orice element de pe cristal își găsește simetricul prin inversiune și se notează cu litera G . Operația de simetrie corespunzătoare centrului este inversiunea. Practic, un cristal prezintă centru de simetrie dacă are fețe identice și paralele două câte două, după orice direcție cristalografică.

b) *Elemente de simetrie complexe.* În unele cazuri pentru a obține simetricul unui punct de pe cristal, nu este suficientă o singură operație de simetrie, fiind necesar combinarea a două operații. Operațiile de simetrie complexe constau din combinarea rotirii cu inversiunea, rezultând axe de rotoinversiune și combinarea rotirii cu reflexia, rezultând axele giroide.

Sisteme cristalografice

Pe baza structurii reticulare s-a stabilit că orice cristal se poate considera că derivă dintr-un paralelipiped oarecare ale cărui muchii sunt proporționale cu perioadele (parametrii) șirurilor reticulare.

Paralelipipedul se raportează la un sistem de referință cu trei axe cristalografice: X, Y și Z (axele Miller) sau cu patru axe: X, Y, γ și Z (axele Bravais). În cristalografie se consideră șapte paralelipipede particulare, denumite și elementare, din care prin trunchiere rezultă forme derivate. Formele rezultate din același paralelipiped elementar constituie un sistem cristalografic (Fig. 41).

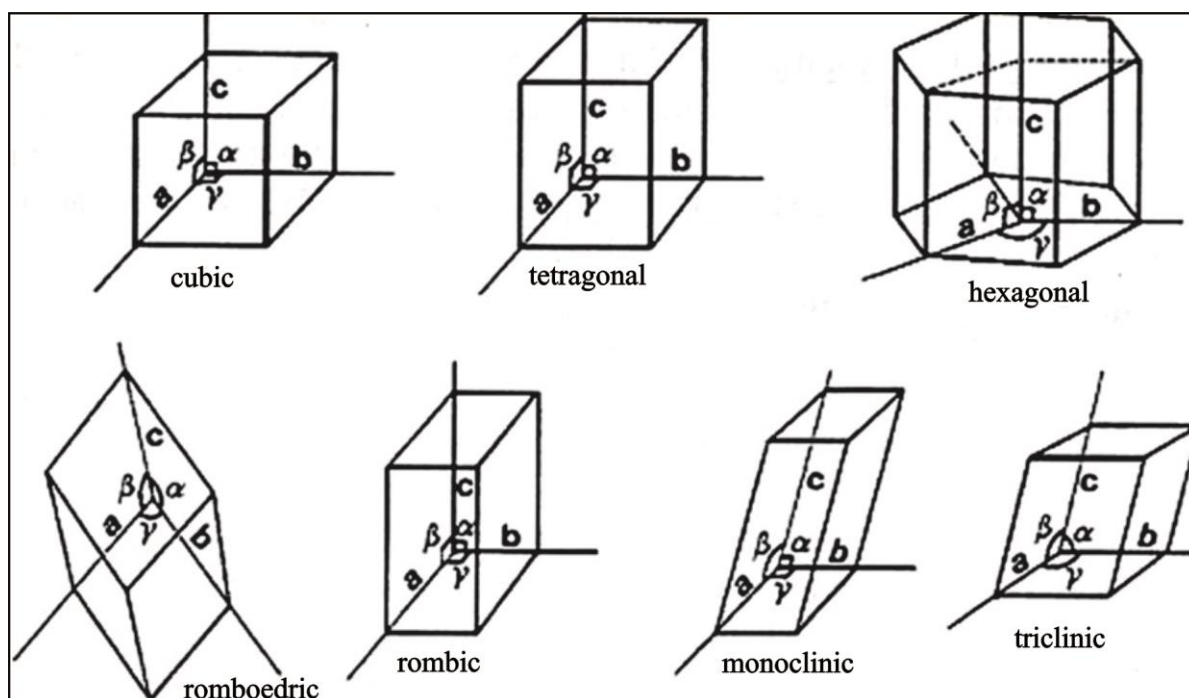


Fig. 41. Paralelipipede elementare, parametrii celulei și unghiurile caracteristice celor șapte sisteme cristalografice (după Androne, 2008)

După criteriul de simetrie și combinația elementelor de simetrie, sistemele cristalografice se grupează în trei categorii:

A – categoria superioară**1. Sistemul cubic:**

- *simetrie*: patru axe de simetrie de ordinul 3 și trei de ordinul 4, precum și plane de simetrie;

- *relația axială*: $a = b = c$; $\alpha = \beta = \gamma$;

- *celula elementară*: cub (toate fețele sale sunt egale și de formă pătrată);

- *exemple de minerale* care cristalizează în sistemul cubic: halitul NaCl, pirita FeS₂, fluorina CaF₂, diamantul C, aurul nativ Au etc.

B – categoria medie:**2. Sistemul trigonal (romboedric)**

- *simetrie*: cu o axă de simetrie principală unică, de ordinul 3;

- *relația axială*: $a = b = c$, $\alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ$;

- *celula elementară*: romboedrul (toate fețele sale sunt egale și de formă rombică);

- *exemple de minerale* care cristalizează în sistemul trigonal: calcitul (CaCO₃), cinabru (HgS), gheața (H₂O), corindonul (Al₂O₃) etc.

3. Sistemul tetragonal (pătratic):

- *simetrie*: cu o axă de simetrie principală unică, de ordinul 4;

- *relația axială*: $a = b \neq c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$;

- *celula elementară*: prisma pătratică (baza sa este un pătrat);

- *exemple de minerale* care cristalizează în sistemul tetragonal: calcopirita (CuFeS₂), zirconul (ZrSiO₄), rutilul (TiO₂), casiteritul (SnO₂) etc.

4. Sistemul hexagonal

- *simetrie*: cu o axă de simetrie principală unică, de ordinul 6;

- *relația axială*: $a = b \neq c$; $\alpha = \beta = 90^\circ$, $\gamma = 120^\circ$;

- *celula elementară*: prisma hexagonală (baza sa este un hexagon);

- *exemple de minerale* care cristalizează în sistemul hexagonal: grafitul (C), berilul (Be₃Al₂(Si₆O₁₈)), wurtzitul (ZnS), molibdenitul (MoS) etc.

C – categoria inferioară:**5. Sistemul rombic (orthorhombique):**

- *simetrie*: cu mai multe elemente de ordinul 2, axe sau plane;

- *relația axială*: $a \neq b \neq c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$;

- *celula elementară*: prisma ortorombică (baza sa este un dreptunghi);

- *exemple de minerale* care cristalizează în sistemul rombic: aragonitul (CaCO₃), stibina (Sb₂S₃), stronțianitul (SrCO₃), marcasita FeS) etc.

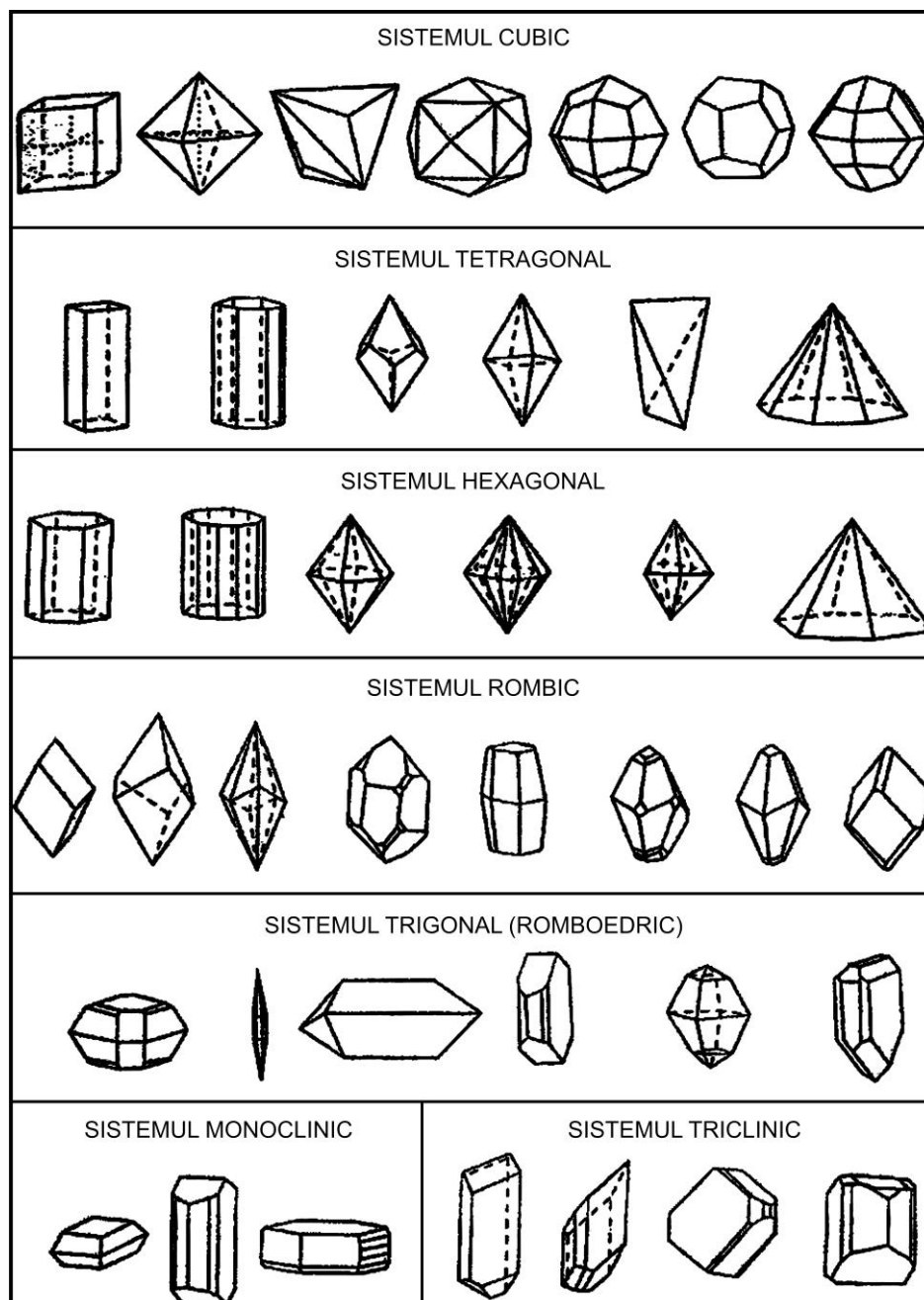


Fig. 42. Forme geometrice de cristale din cele șapte sisteme de cristalizare (după Androne, 2008)

6. Sistemul monoclinic (monoclinique):

- *simetrie*: cu o axă de simetrie de ordinul 2, un plan de simetrie, sau atât cu o axă sau un plan de simetrie;
- *relația axială*: $a \neq b \neq c$; $\alpha = \gamma = 90^\circ$, $\beta \neq 90^\circ$;
- *celula elementară*: prisma monoclinică (prismă înclinată, cu baza de forma unui dreptunghi);

- *exemple de minerale* care cristalizează în sistemul monoclinic: ortoza (KAlSi_3O_8), gipsul ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), malachitul ($\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$), muscovitul ($\text{K}_2\text{Al}_4[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}(\text{OH},\text{F})_4]$) etc.

7. Sistemul triclinic (triclinique):

- *simetrie*: fără axe sau plane de simetrie;
- *relația axială*: $a \neq b \neq c$; $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$;
- *celula elementară*: prisma triclinică (prismă înclinată în două direcții, cu baza de forma unui paralelogram);

- *exemple de minerale* care cristalizează în sistemul triclinic: microclinul (KAlSi_3O_8), calcantitul ($\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), distenul (Al_2SO_5), albitul ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) etc.

Pe baza raporturilor dintre elementele de simetrie, în cadrul sistemelor de cristalizare s-au separat 32 de clase de simetrie sau clase morfologice (de ex. *clasele planaxiale*, cu plane și axe de simetrie; *clasele axiale*, numai cu axe de simetrie etc.). De asemenea formele geometrice sub care se dezvoltă cristalele din sistemele de cristalizare sunt diverse, simple sau compuse (Fig. 42).

2.2. Proprietățile mineralelor

Multe minerale, mai ales când cristalele lor sunt bine dezvoltate, pot fi identificate după o serie de proprietăți ușor de recunoscut la scara eșantionului (macroscopic).

În unele cazuri, numai câteva aspecte pot fi suficiente pentru recunoașterea mineralului. Astfel, în cazul malachitului, cinabrului și realgarului este caracteristică culoarea, respectiv verde, roșie și portocalie; hematitul se recunoaște după culoarea roșie, spre neagră și urmă brun-roșcată; azbestul se recunoaște după cristalele flexibile cu habitus fibros; muscovitul după habitus lamelar și luciu sidefos, etc. Pe această cale se pot recunoaște cca. 150 minerale. În continuare vom prezenta o serie de proprietăți macroscopice ale mineralelor cu ajutorul cărora se pot identifica o serie dintre acestea (vezi și Anexa 2).

2.2.1. Caracteristici morfologice

a) *Forma cristalelor* este condiționată de sistemul cristalografic, de tipul de structură a mineralului și condițiile de cristalizare. În funcție de forma lor exterioară mineralele pot fi:

- *idiomorfe* – apropiate de forma ideală, fiind delimitate de fețe plane intersectate după muchii drepte;

- *hipidiomorfe* – sunt mărginite atât de suprafețe plane, cât și de fețe rotunjite sau neregulate;

- *allotriomorfe (xenomorfe)* – sunt delimitate numai de suprafețe rotunjite, sau neregulate.

b) *Habitusul cristalelor* se referă la aspectul general al formei cristalului, în funcție de predominarea uneia sau alteia dintre formele cristalografice simple care delimitează cristalul, ori de dezvoltarea mai puternică a fețelor după una sau două direcții cristalografice. În funcție de dezvoltarea după cele trei direcții cristalografice, habitusul poate fi:

- *izometric* – cristalele sunt dezvoltate aproximativ egal după cele trei direcții;
- *alungit* – cristalele sunt alungite după una din direcțiile cristalografice;
- *aplatizat* – cristalele sunt dezvoltate după două direcții.

c) *Forme de asociere a mineralelor*. În natură, cristalele apar mai rar izolate, de cele mai multe ori formând aglomerări policristaline: agregate constituite dintr-un singur mineral – agregate monominerale și agregate constituite din mai multe minerale – agregate poliminerale. Pentru caracterizarea formelor de asociere a mineralelor se folosesc noțiunile de structură și textură.

Structura se referă la gradul de cristalizare, adică la raportul dintre componenții cristalizați și necristalizați din agregat, precum și la dimensiunile relative și absolute ale cristalelor. Se disting structuri:

- *faneritice* – cristalele se disting macroscopic;
- *afanitice* – care pot fi microcristaline și criptocristaline (se observă de regulă numai sub microscop);
- *holocristaline* – agregatul mineral este complet cristalizat;
- *hipocristaline* – agregatul mineral este format din componente cristalizate și necristalizate;
- *vitroase (sticloase)* – agregatul este în întregime necristalizat.

Textura se referă la dispoziția în spațiu a componenților unui agregat, precum și la modul de umplere a volumului ocupat de acesta. Se deosebesc *texturi masive neorientate, radiare, concentrice, sferulitice, celulare, fluidale, pământoase (pulverulente), șistoase*.

2.2.2. Proprietăți optice

a) *Transparența* caracterizează gradul de reflexie sau absorbție a razelor luminoase. Se deosebesc minerale transparente (cuarț, calcit, sarea gemă, fluorină etc), translucide (semitransparente) și opace (pirită, galenă, blendă, magnetit, hematit etc.).

b) *Luciul* reprezintă efectul combinat al reflexei și refracției luminii. După aspectul suprafețelor, luciul poate fi mătășos (azbest, gips fibros), sidefos (mice, gips lamelar), gras

(talc, calcedonie, opal), mat (agregate pămâtoase), sticlos (cuarț, silicați etc.), adamantin (diamant, sulf, blendă etc.), semimetalic (magnetit, hematit, alabandină), metalic (metale native, pirita, galena etc.).

c) *Culoarea*. În general mineralele transparente sunt incolore, iar cele opace au culori caracteristice, *idiocromatice* când mineralul este pur, sau *allocromatice* când mineralul are diferite incluziuni (*alb* – cuarț, calcit, talc, gips, feldspat; *argintiu* – argint nativ; *galben pai* – pirita; *galben* – sulf nativ; *auriu* – aurul nativ; *roz* – varietate de cuarț, rodocrozit, rodonit, ortoză; *roșu* – hematit, granat, cupru nativ; *brun* – siderit, goethit; *violet* – fluorina, ametist; *bleu* – topazul; *negru* sau *gri metalic* – magnetitul).

d) *Culoarea urmei* se referă la culoarea pulberii unui mineral, pe care acesta o lasă prin frecare cu o suprafață de porțelan, albă. Această culoare este uneori diferită de cea a mineralului, reprezentând un caracter diagnostic pentru identificarea mineralului. Astfel: *pirita* – urmă neagră-gri; *hematitul* – roșie-sângerie sau brună; *magnetitul* – neagră; *blenda* – brun-gălbuie, *calcopirita* – neagră-verzuie etc.

e) *Luminiscenta*. Prin luminiscentă se înțelege proprietate unor minerale de a transforma diferite feluri de energie (raze ultraviolete, raze catodice, căldura sau presiunea) în raze luminoase (*termoluminiscentă* și respectiv *triboluminiscentă*).

Fenomenul de luminiscentă cuprinde *fluorescența*, care dispare odată cu încetarea expunerii și *fosforescența*, care se păstrează un timp și după încetarea expunerii.

Pentru determinări macroscopice se folosește lampa de cuarț cu vapori de mercur, care emite radiații ultraviolete. Exemple de minerale luminescente sunt fluorina (CaF₂), scheelitul (CaWO₄), diamantul, calcitul, blenda etc.

2.2.3. Proprietăți mecanice

Sunt proprietăți determinate de forțele de coeziune ale unui agregat sau cristal, reprezentând rezistența opusă de corp la forțele exterioare, care tind să-i schimbe forma și volumul.

Casația reprezintă proprietatea mineralelor de a se sparge sub acțiunea unor forțe mecanice (majoritatea sulfurilor). Comportamentul „casant” al mineralelor este în opoziție cu cel maleabil și elastic, care permite ductibilitatea (argilele, miclele etc.).

Clivajul este proprietatea unor cristale de a se desface după suprafețe plane (fețe posibile de cristal) sub acțiunea unor forțe mai puternice decât coeziunea. Clivajul se produce întotdeauna după plane perpendiculare pe direcțiile de coeziune minimă. În funcție de

ușurința cu care se produce clivajul și după aspectul suprafețelor rezultate, clivajul este perfect, bun și slab.

Spărtura se referă la forma pe care o capătă prin spargere, fragmentele rupte dintr-un cristal. Spărtura este caracteristică tuturor mineralelor care nu prezintă clivaj. În funcție de forma pe care o capătă spărtura poate fi: *concoidală* – în formă de scoică, cu spărtură concavă și luciu gras (cuarț, opal); *colțuroasă* – se sparg, rezultând anmite „muchii” (metale native – cupru, argint, fier etc); *așchioasă* – sub formă de așchii (gips, amfiboli, piroxeni); *neregulată* – calcopirită; *pulverulentă* – în general la minerale cu duritate mică (limonit, psilomelan).

Duritatea reprezintă rezistența la zgâriere sau șlefuire pe care o opune suprafața mineralelor, la o acțiune mecanică cu un corp mai dur. De regulă duritatea se apreciază prin comparație, prin zgărirea unui mineral de către altul considerat etalon.

Cea mai folosită scară relativă pentru aprecierea durității este *scara Mohs*, care cuprinde 10 trepte de duritate: **1 – talc:** $Mg[Si_4O_{10}](OH)_2$; **2 – gips:** $CaSO_4 \cdot 2H_2O$; **3 – calcit:** $CaCO_3$; **4 – fluorină:** CaF_2 ; **5 – apatit:** $Ca_5(PO_4)_3(F,OH,Cl)$; **6 – ortoză:** $KAlSi_3O_8$; **7 – cuarț:** SiO_2 ; **8 – topaz:** Al_2SiO_4 ; **9 – corindon:** Al_2O_3 ; **10 – diamant:** C.

2.2.4. Greutatea specifică

Greutatea specifică este definită ca raportul dintre greutatea și volumul mineralului. Valoarea numerică a greutății specifice este exprimată în g/cm^3 . În general mineralele cu greutate specifică mare sunt metalele native (Au = 14,5 - 19,3; Pt = 17 - 19; Hg = 13,5; Ag = 10,1 - 11,1; Cu = 8,5 - 9; etc.). Greutatea specifică a principalelor minerale utile este cuprinsă între 4 și 7,5 iar a mineralelor de gangă între 2 și 3,5.

2.2.5. Proprietăți magnetice

Din punct de vedere magnetic corpurile se împart în: *diamagnetice* – caracterizate prin susceptibilitate magnetică foarte mică și care sunt respinse de câmpurile magnetice (grafitul, diamantul, calcitul, topazul etc.); *paramagnetice* – cu susceptibilitate magnetică mică, dar care sunt atrase foarte slab într-un câmp magnetic (sideritul, turmalina); *feromagnetice* – susceptibilitate magnetică foarte mare (magnetitul, pirotina).

2.2.6. Proprietăți electrice

În funcție de conductibilitatea electrică, mineralele se împart în bune conducătoare de electricitate (conductori electrici) și rău conducătoare de electricitate sau izolante

(dielectrice). Între cele două categorii există și minerale de tranziție, mai importante fiind sulfurile și sulfusărurile metalice.

a) *Termoelectricitatea*

În condițiile în care sunt încălzite suprafețele de contact a două minerale bune conducătoare de electricitate, în masa acestora apar forțe electromotoare (apar vibrații în masa mineralelor).

b) *Piroelectricitatea*

Reprezintă fenomenul de electrizare a mineralelor prin încălzire, fiind caracteristică mineralelor dielectrice ale căror cristale au axă de simetrie polară (turmalina).

c) *Piezoelectricitatea*

Este fenomenul de apariție a electricității în cristale prin acțiunea unor forțe mecanice de comprimare sau tracțiune. Se întâlnește la cristalele dielectrice cu axe de simetrie polare (cuarțul).

2.2.7. Proprietăți termice

Un flux termic care cade pe suprafața unui monomineral cristalizat suferă un fenomen similar fasciculelor de lumină, fiind reflectat, absorbit sau transmis.

Principalele fenomene legate de acțiunea căldurii asupra mineralelor sunt *dilatația termică, conductibilitatea termică, radiația termică și căldura specifică*.

În funcție de *gradul de absorbție al căldurii* de către minerale, acestea se împart în *diatermale* (absorb nesemnificativ fluxul termic; de ex. silvina, halitul) și *adiatermale* (absorb aproape integral fluxul termic; de ex. calcitul, gipsul).

Din punctul de vedere al *conductibilității termice*, mineralele cu aspect metalic sunt în general bune conducătoare de căldură, iar mineralele nemetalice pot avea conductibilități diferite. Astfel, calcitul este mai bun conducător de căldură decât gipsul. Această proprietate poate fi apreciată, de exemplu la pipăit (*tușeu*) calcitul va da o senzație de rece în comparație cu gipsul și baritina care vor părea mai calde, topazul este mai rece decât cuarțul, etc.

2.2.8. Proprietăți organoleptice

Sunt acele proprietăți care se evidențiază prin gust, miros, pipăit (*tușeu*) etc. Acestea se referă în principal la următoarele:

Gustul – se recunosc mineralele ușor solubile: sarea gemă (gust sărat specific), silvina (gust amar, ușor astringent) etc.;

Mirosul – prin lovire unele minerale degajă un miros specific: sulf, arsen etc.;

Pipăitul – se folosește mai ales în cazul mineralelor moi, cu aspect gras: talc, grafit, molibdenit; sau în cazul aprecierii senzației de mineral mai rece sau mai cald (tușeul);

Auzul – poate ajuta pentru sesizarea unor sunete legate de compactitatea sau porozitatea mineralelor. De exemplu, ceruzitul (PbCO_3) prin lovire cu ciocanul produce un zgomot asemănător cu cel al unui geam spart.

Proprietățile enumerate mai sus pot conduce la determinarea unor minerale prin aprecierea macroscopică a eșantioanelor. Însă, sunt foarte numeroase situațiile în care pentru diagnosticarea mineralelor sunt necesare analize și determinări microscopice (cu microscopul polarizant, calcografic, electronic etc) și analize prin metode fizice (determinări termo-diferențiale, difractometrie de raze X etc.).

2.3. Denumirea mineralelor

În ce privește denumirea mineralelor, se observă diversitatea aspectelor luate în considerare la atribuirea acestora:

- *denumirile antice grecești, latinești sau arabe* preluat ca atare: cinabru, gipsul, cuarțul, blenda, feldspat;

- *culoarea*: albit – albus (lat.); rodonit – rhodon (= roz, roșu în greacă); azurit – bleu (arabă);

- *clivaj*: ortoclaz = drept în greacă;

- *habitus*: actinolit = radiar în greacă;

- *compoziția chimică*: calcit (carbonat de calciu), cuprit (oxid de cupru), zincit (oxid de zinc);

- *toponimice*: vezuvian (vulcanul Vezuviu, Italia), andaluzit (Andaluzia, Spania), muscovit (Moscova, Rusia), săcărâmbit (Săcărâmb, M-ții Apuseni, România);

- *după personalități științifice, culturale etc.*: wollastonit (după mineralogul englez William Hyde Wollaston), biotit (după fizicianul francez Jean-Baptiste Biot), sillimanitul (după chimistul american Benjamin Silliman), goethitul (filozoful, scriitorul german Wolfgang von Goethe), rooseveltit (BiAsO_4 , după președintele american Franklin Delano Roosevelt).

2.4. Clasificarea mineralelor

Aspectele privind clasificarea mineralelor, precum și denumirea acestora, au fost abordate apelând la o serie de criterii. Cele mai utilizate sunt compoziția chimică și structura acestora.

După compoziția chimică și structură, cele peste trei mii de minerale cunoscute în natură până în prezent au fost clasificate în clase, subclase, grupe etc.

Numărul total de specii minerale cunoscute până în prezent (peste 3000) se repartizează claselor minerale în următoarele proporții: silicați – 25,8%, fosfați – 17,5%, sulfuri – 13,3%, oxizi și hidroxizi – 12,4%, sulfați – 8,4%, halogenuri – 5,8%, carbonați – 4,5%, elemente native – 3,3%, borați – 2,9% etc.

După gradul de participare la compoziția scoarței terestre, mediile sunt aproximativ următoarele: silicați și silice – 81%, oxizi și hidroxizi – 14%, carbonați – 0,7%, fosfați – 0,7%, halogenuri – 0,5%, sulfuri – 0,15%, elemente native – 0,1% etc.

În compoziția chimică a mineralelor intră cea mai mare parte a elementelor chimice cunoscute, în funcție de tendința lor de a se asocia putându-se deosebi *elemente petrogene* și *elemente metalogene*. Manganul și fierul se plasează la limita celor două grupe, având un rol dublu. *Elementele petrogene* cu ponderea cea mai mare sunt O₂, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Mn, Ti. Acestea intră în principal în constituția silicaților, oxizilor, carbonaților, sulfaților și fosfaților, minerale care formează masa principală a scoarței terestre. *Elementele metalogene*, cu o pondere mult mai redusă, se întâlnesc în constituția sulfurilor, arseniurilor, stibiurilor, unor oxizi sau ca elemente native.

Clasele în care sunt grupate mineralele sunt următoarele:

Elementele native - numărul total al speciilor minerale și varietăților minerale din clasa elementelor native este de cca. 80, depășind numărul elementelor chimice care intră în componența lor (cca.35).

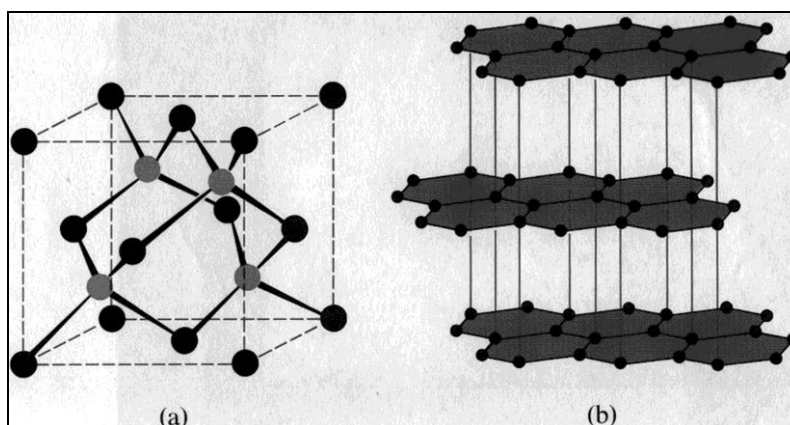


Fig. 43. Modificațiile alotropice ale carbonului: cubică (diamantul) și hexagonală (grafitul)
(sursa: <http://oprean.xhost.ro/anorganica/cursuri2/Curs04.pdf>)

Aceasta se explică prin aceea că unele elemente în natură se găsesc în două sau mai multe stări alotropice: carbonul (diamant și grafit) (Fig. 43), sulful (alfa și beta), etc. De asemenea, elementele native se pot găsi sub forma unor soluții solide: electrum (Au și Ag), nichel – fier, platiniridium (Pt și Ir) etc.

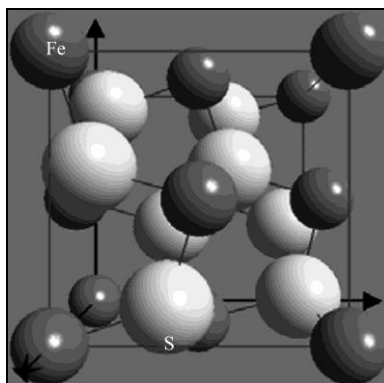


Fig. 44. Structura reticulară a piritei (FeS_2) (sursa: <http://oprean.xhost.ro/anorganica/cursuri2/Curs04.pdf>)

Sulfuri, sulfosăruri și compuși similari - în această clasă de minerale intră sulfurile seleniurile, telururile, arseniurile, stibiurile și sulfurile multiple (sulfosărurile) (Fig. 44);

Oxizii și hidroxizii - sunt compușii cei mai simpli ai peste 40 de elemente chimice (metale și metaloizi) cu oxigenul și hidroxilul. Foarte răspândiți sunt oxizii și hidroxizii fierului, apoi ai aluminiului, manganului, titanului, cromului etc.;

Halogenuri - mineralele din această clasă sunt reprezentate prin fluoruri, cloruri (Fig. 45), bromuri și ioduri, adică prin săruri simple, hidratate sau complexe ale HF, HCl, HBr, HI. Elementele mai importante care formează săruri haloide sunt K, Na, Li, Mg, Ca, Al, Fe, Mn, Cu, Pb, Ag, Hg și Si (Fig. 45);

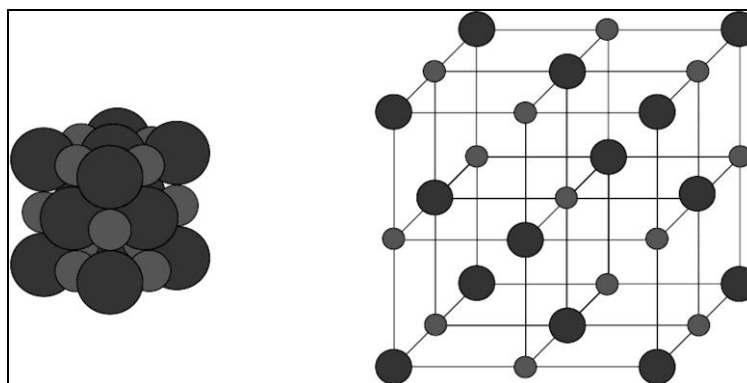


Fig. 45. Structura reticulară a halitului (NaCl) (Na - sferile cu diametru mare; Cl - sferile cu diametru mic) (sursa: <http://oprean.xhost.ro/anorganica/cursuri2/Curs04.pdf>)

Carbonați, nitrați, borați, iodați - carbonații sunt combinații ale radicalului $(\text{CO}_3)^{-2}$ cu diferiți cationi, în special bivalenți: Mg, Fe, Mn, Ca, Ba, Sr, Pb, Zn etc.

Nitrații sunt săruri ale HNO_3 , mai răspândiți fiind nitrații alcalini și mai rari cei alcalino-pământoși.

Borații sunt combinații ale anionului $(\text{BO}_3)^{-3}$, în special cu cationi trivalenți (Al, Fe^{3+} , Mn^{3+}) și cu unii cationi bivalenți cu raze atomice mici (Mg^{2+} , Fe^{2+}).

Iodații sunt minerale întâlnite rar în natură;

Sulfați, cromati, wolframați, molibdați - sunt săruri cu anionii $(\text{SO}_4)^{-2}$, $(\text{CrO}_4)^{-2}$, $(\text{WO}_4)^{-2}$ și $(\text{MoO}_4)^{-2}$;

Fosfați, arseniați, vanadați - radicalii $(\text{PO}_4)^{-3}$, $(\text{AsO}_4)^{-3}$, $(\text{VO}_4)^{-3}$, formează săruri stabile cu cationii trivalenți, mai ales cei din grupa pământurilor rare și cu bismutul; elementele bivalente se întâlnesc în această clasă numai sub forma unor ioni suplimentari ca $(\text{OH})^-$, F, Cl, O^{2-} ;

Silicații - mineralele din această grupă au o mare răspândire în natură, constituind peste un sfert din numărul de minerale cunoscute și aproximativ trei sferturi din masa scoarței terestre. Unitatea structurală specifică silicațiilor este tetredrul de silice, $[\text{SiO}_4]^{4-}$ (Fig. 46).

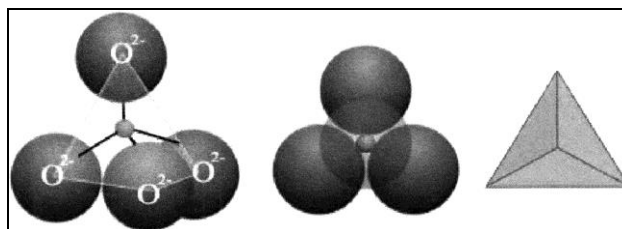


Fig. 46. Aranjamentul structural în tetredrul de silice $[\text{SiO}_4]^{4-}$
(sursa: [tp://oprean.xhost.ro/anorganica/cursuri2/Curs04.pdf](http://oprean.xhost.ro/anorganica/cursuri2/Curs04.pdf))

Clasificarea silicațiilor are la bază criteriul structural, fiind împărțiți în:

- *nezosilicați* (silicați alcătuiți din tetraedrii solitari de silice, legați prin cationi de Ca, Mg, Na etc., dar nu prin atomi de oxigen ai tetraedrului) (Fig. 47);

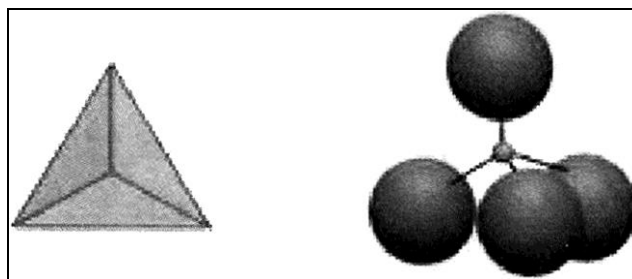


Fig. 47. Structura nezosilicatică (Sursa: [tp://oprean.xhost.ro/anorganica/cursuri2/Curs04.pdf](http://oprean.xhost.ro/anorganica/cursuri2/Curs04.pdf))

- *sorosilicați* (doi tetredrii de silice legați printr-un atom de oxigen aparținând tetraedrului);
- *ciclosilicați* (o structură ciclică din minim trei tetraedrii de silice, legați prin atomi de oxigen);
- *inosilicați* (lanțuri infinite simple – *piroxeni* și duble – *amfibolili*, de tetraedrii de silice legați prin atomi de oxigen) (Figs. 48, 49);
- *filosilicați* (tetraedrii sunt dispuși în ochiurile unei rețele plane alcătuite din hexagoane) (Fig. 50);
- *tectosilicați* (tetraedrii de silice legați prin atomi de oxigen sunt dispuși într-o rețea tridimensională). La valențele libere ale oxigenului adăunează ceilalți cationi și ioni complecși, formând speciile minerale.

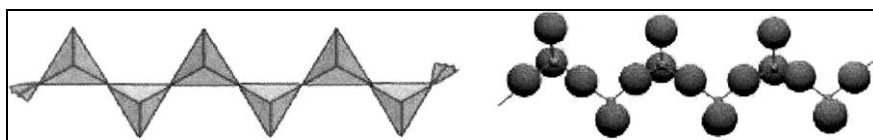


Fig. 48. Structura piroxenilor (sursa: <http://oprean.xhost.ro/anorganica/cursuri2/Curs04.pdf>)

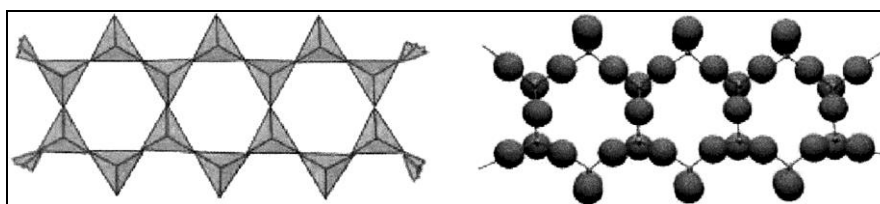


Fig. 49. Structura amfibolilor (sursa: <http://oprean.xhost.ro/anorganica/cursuri2/Curs04.pdf>)

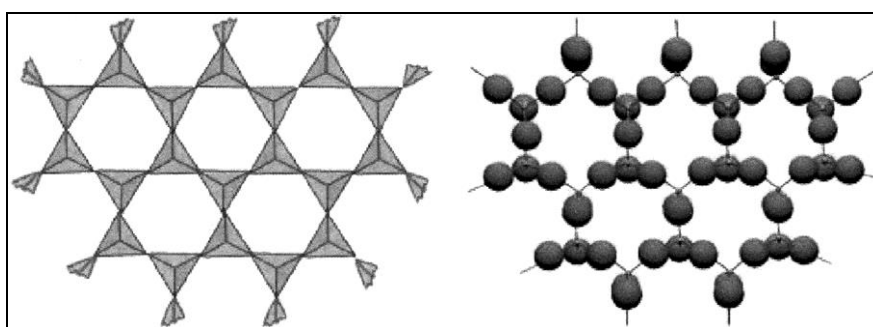


Fig. 50. Structura filosilicaților (sursa: <http://oprean.xhost.ro/anorganica/cursuri2/Curs04.pdf>)

Mineralogie descriptivă: Anexa 1 – conform descrierii realizate de Androne (2008) (material reprodus cu acordul autoarei). Anexa poate fi accesată cu link-ul: <http://doru.juravle.com/>

CAP. III. NOȚIUNI DE PETROLOGIE

Petrologia este o ramură a geologiei care se ocupă cu studiul petrogenetic și petrografic al rocilor:

- **petrogeneza** reprezintă un domeniu al petrologiei care abordează problemele complexe ale genezei rocilor magmatice, metamorfice și sedimentare și succesiunea proceselor genetice care au condus la formarea lor;

- **petrografia** este o disciplină a petrologiei care are drept obiectiv inventarierea, clasificarea și descrierea rocilor din punct de vedere al constituției mineralogice, al structurii și texturii lor.

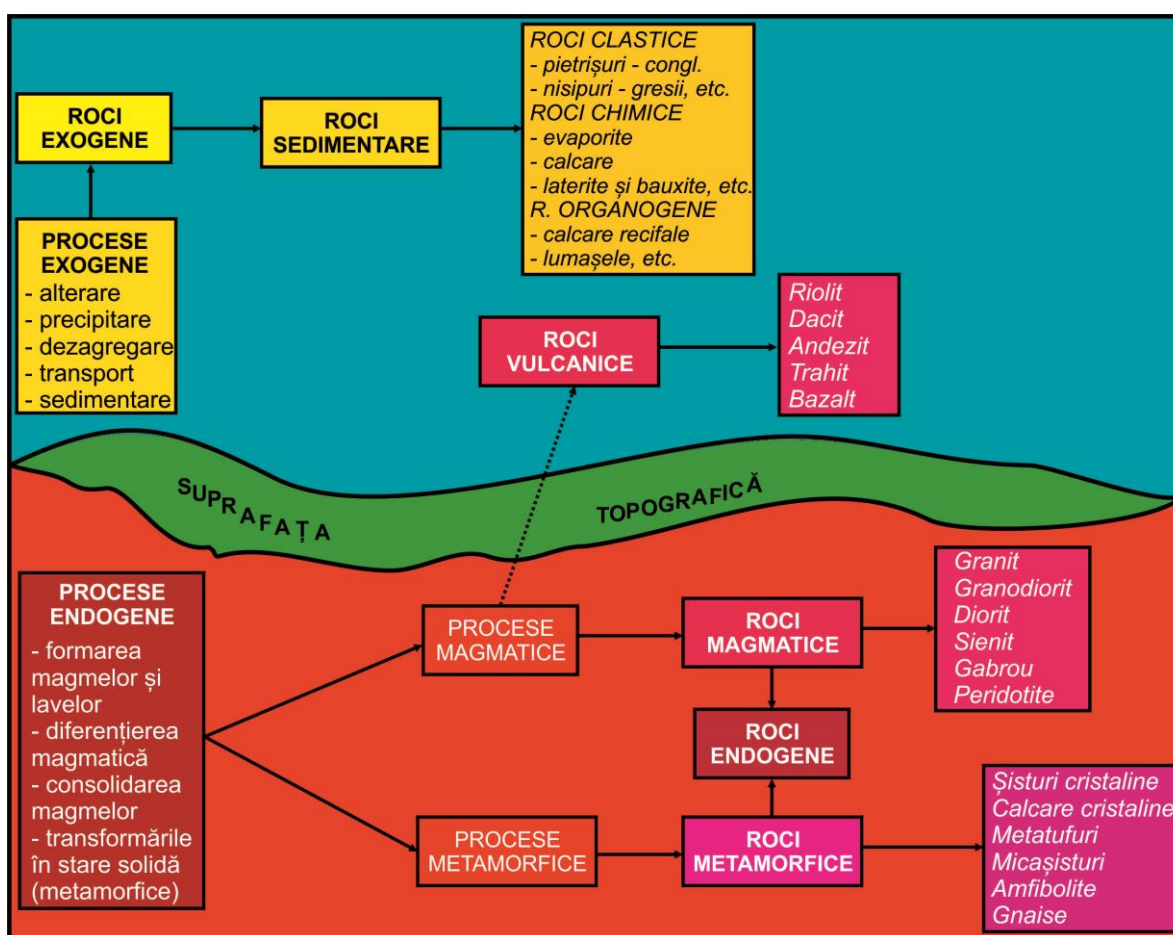


Fig. 51. Clasificarea generală a rocilor în funcție de localizarea proceselor și poziția domeniului de consolidare raportate la suprafața topografică

Petrologia, la rândul ei, este divizată în funcție de domeniul scoarței terestre pe care-l studiază în: *petrologia endogenă* (cuprinde studiul rocilor magmatice și metamorfice),

petrologia sedimentară (studiul rocilor formate în bazinele de sedimentare de la suprafața terestră) și *petrologia rocilor din zonele profunde ale scoarței*.

Prin **rocă** se înțelege un agregat mineral eterogen, de regulă polimineral, format prin procese naturale în interiorul scoarței terestre sau la suprafața acesteia, caracterizat prin compoziție mineralogică, structură și textură bine definite.

Criteriile utilizate în clasificările generale ale rocilor se referă la *domeniul de formare* raportat la suprafața topografică, *procesele genetice* care controlează formarea acestora și *compoziția chimico-mineralogică* (Fig. 51).

1. În funcție de domeniul de formare raportat la suprafața topografică se deosebesc roci endogene și roci exogene:

- *rocile endogene* se formează sub controlul proceselor endogene (magmatice și metamorfice) ce au loc în interiorul litosferei sau în legătură cu acestea;

- *rocile exogene* se formează în bazinele de sedimentare de la suprafața terestră sub controlul proceselor exogene.

2. Din punct de vedere genetic, în funcție de tipurile principale de procese care duc la formarea agregatelor minerale, se deosebesc:

- *roci magmatice* - sunt agregate de regulă polimineral, silicatic, formate prin consolidarea magmelor în interiorul scoarței (roci intruzive) sau la suprafața acesteia (roci efuzive);

- *roci sedimentare* - sunt agregate care se formează în bazinele de sedimentare de la suprafața terestră, subacvatice sau subaerene, sub acțiunea proceselor exogene: fizice (dezagregare, transport, acumulare etc.), chimice (precipitare chimică, alterare, etc.) și biotice (biochimice, bioacumulare etc.);

- *roci metamorfice* - sunt agregate polimineral sau monomineral formate prin recristalizarea în stare solidă (= blastează) a rocilor preexistente, sub acțiunea factorilor dinamici (predominant presiunea), termici (predominant temperatura) sau dinamotermici (presiune și temperatură);

Rocile scoarței sunt supuse legiților circuitelor naturale, constatându-se un transfer permanent de elemente chimice între geosferele endosferei (scoarță, manta, nucleu) și exosferei (atmosfera, hidrosferă, pedosferă, biosferă). În același timp, se produce un transfer al volumelor de roci de la suprafața terestră spre interiorul litosferei/mantalei și invers. Acest proces ciclic este desemnat drept "*circuitul rocilor în natură*", controlat de dinamica litosferică (Fig. 52).

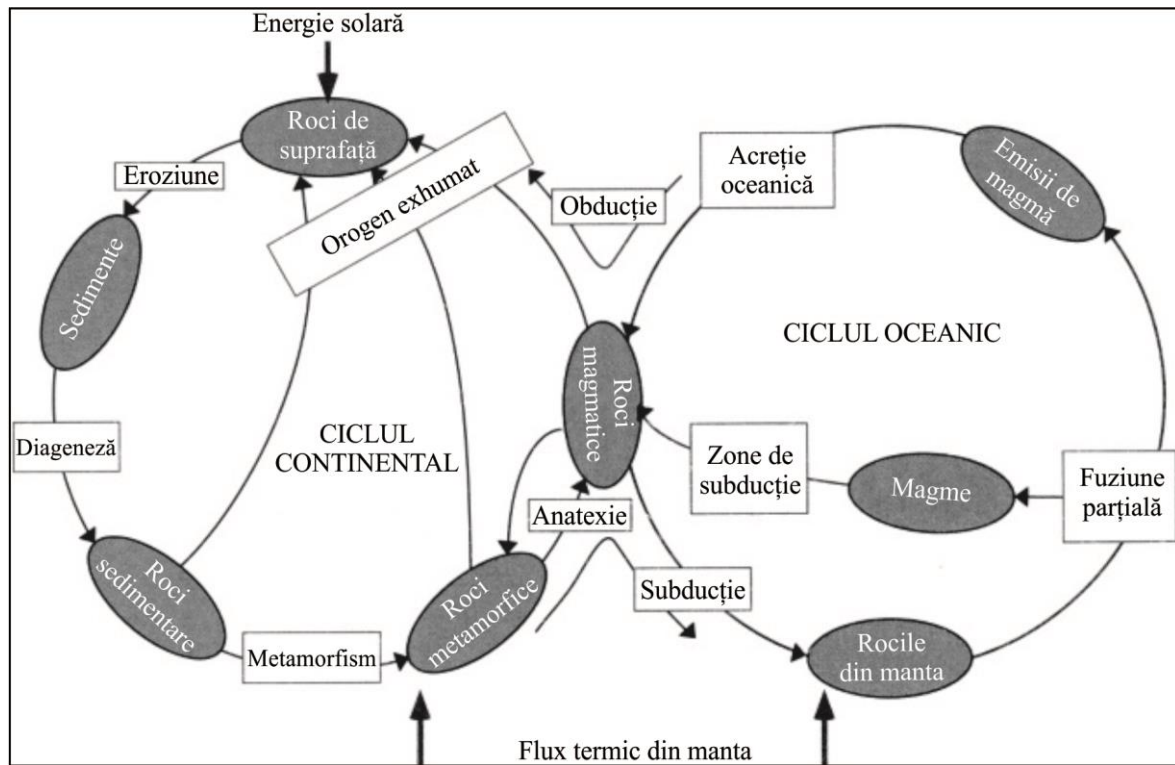


Fig. 52. Circuitul natural al rocilor în natură (după Pomerol et al., 2011)

1. PROCESE ȘI ROCI MAGMATICE

1.1. Noțiunile de magmă și lavă

Rocile magmatice, în sens larg, cuprind atât rocile care se formează prin consolidarea magmelor în adâncime cât și a lavelor la suprafață.

Magma este un sistem natural multicomponent, stabil la temperaturi de peste 650⁰C, format dintr-o fază lichidă (asimilată cu compoziția unei topituri de silicați), o fază gazoasă (constituită din elementele volatile) și o fază solidă.

Faza lichidă este constituită dintr-o topitura de silicați de Al, Ca, Mg, Fe, Na, K etc. Componentul principal este silica (SiO₂), cu participări procentuale variabile, ceea ce conferă magmelor caractere chimice diferite: acide, neutre, bazice și ultrabazice.

Faza gazoasă este alcătuită din substanțe volatile (H₂O, CO₂, HCl, HF, H₂S, SO₂, SO₃) etc., care se separă atunci când are loc scăderea temperaturii și a presiunii.

Faza solidă este reprezentată prin cristale ale unor minerale care apar în cazul când magmele se găsesc la temperaturile limită de cristalizare sau datorită căderii unor fragmente solide din pereții rezervoarelor magmatice (= xenolite).

Cele mai frecvente magme sunt cele silicice (cu SiO₂ peste 30%), dar în natură se pot găsi în proporții reduse și magme carbonatice, sulfurice și oxidice.

Magmele silicice se clasifică în funcție de conținutul în silica: *magme acide* cu conținuturi mai mari de 63% SiO₂ (procente de greutate); *magme neutre*, cu 52% și 63% SiO₂ și *magme bazice* sub 52% SiO₂. În magmele bazice sunt dizolvate o cantitate sporită de substanțe volatile, ceea ce le conferă o fluiditate mai mare față de cele acide.

Lava reprezintă o magmă care ajunge la suprafață și se revarsă fisural sau punctiform, unde pierde o parte din substanțele volatile. Din lave iau naștere rocile vulcanice (efuzive). În mod similar magmelor, acestea pot fi *acide*, *neutre* sau *bazice*. Lavele bazice sunt mai fierbinți și mai fluide, iar cele acide mai reci și mai vâscoase.

1.2. Procese magmatice (plutonice)

Prin **magmatism** se înțelege ansamblul proceselor de generare, amplasare și solidificare a magmelor în interiorul scoarței terestre, în urma cărora se formează rocile magmatice. Aceste procese sunt cunoscute sub denumirea generică de procese magmatice (plutonice) și se clasifică în funcție de adâncimea la care se desfășoară în: abisale (proces

desfășurate în rezervoarele magmatice, situate la adâncime mare) și hipoabisale (la adâncimi mai reduse, pe canalele de ascensiune a magmelor spre suprafață).

1.2.1. Formarea magmelor

Interpretările privind modul de propagare a undelor seismice în interiorul globului și a variației vitezei acestora au condus la stabilirea faptului că:

- litosfera superioară și inferioară se găsește în stare solidă, iar mezosfera are comportament de solid;

- litosfera și mezosfera sunt separate de astenosferă, aflată într-o stare intermediară, solid-lichid, cu o rigiditate scăzută (solidus). În aceste condiții, magma nu poate alcătui o pătură continuă, formându-se numai în anumite spații din litosferă, eventual astenosferă, unde condițiile de temperatură și presiune o permit.

În prezent se admite că magmele localizate în litosferă se formează prin topirea parțială sau totală a unor mase de roci preexistente. Procesul de topire se numește *anatexie* și se poate produce ca urmare a modificării cuplului temperatură-presiune. Modificarea temperaturii poate fi determinată de:

- *dezintegrarea* substanțelor radioactive, procesul fiind capabil să conducă la topirea rocilor preexistente din scoarță. Datorită faptului că elementele radioactive au afinitate pentru crustele sialice (continentale), pe această cale pot lua naștere magmele acide din care se formează rocile granitoide (granite și granodiorite);

- *transformarea* energiei tectonice (de frecare) în energie termică, pe planele de subducție, faliile crustale etc.;

- *subducția* litosferei la adâncimi cu temperaturi ridicate produce topirea acesteia împreună cu o parte a sedimentelor acumulate peste crusta oceanică, determinând formarea magmelor intermediare, de tip andezitic. Un astfel de proces se produce la adâncimi cuprinse între 130 și 400 km;

- *ascensiunea materialului din manta* datorată curenților de convecție, care aduc spre suprafață volume de roci cu temperaturi ridicate. Acestea se transformă în topitură silicatică (magma) datorită scăderii presiunii pe canalele de ascensiune spre suprafață. În urma unui astfel de proces se produc magme bazice din care iau naștere rocile scoarței oceanice.

Urmărind istoria ipotezelor care au stat la baza explicării formării diferitelor tipuri de magme, se pot enumera următoarele:

- a. Magma ar reprezenta un rest incandescent al materiei solare inițiale – cea mai veche ipoteză (R. A. Daly, 1935);

b. Compoziția magmei depinde de adâncimea la care se află rezervorul. În acest sens, Kennedy (1933) separă: o magmă alcalină (= bazalt-olivinică), localizată la baza crustei și o magmă subalcalină (= tholeiitică), localizată în partea superioară a crustei;

c. Existența unei singure magme primare, din care se diferențiază un mare număr de roci înrudite geochimic. Astfel, Tillery și Yodder (1950) consideră că rocile magmatice ar proveni dintr-o magmă primară puternic aluminoasă, localizată în mantaua superioară, ulterior diferențiată în funcție de temperatură: dacă diferențierea are loc în partea superioară a mantalei sau în straturile inferioare ale scoarței vor rezulta *roci alcaline*, iar dacă diferențierea are loc în apropiere de suprafață vor rezulta *roci tholeiitice*.

d. Formarea tipurilor de magmă este condiționată de procesele de dinamică litosferică (Kuno, 1950). În funcție de datele furnizate de vulcanismul cuaternar din insulele japoneze, a rezultat că:

- magmele alcalibazice provin din domeniul oceanic;
- magmele tholeiitice sunt caracteristice domeniului continental.

1.2.2. Procese de diferențiere magmatică

Prin diferențiere magmatică se înțelege procesul prin care dintr-o magmă parentală (primară) iau naștere în timpul solidificării (consolidării), fracțiuni cu o compoziție chimică diferită față de cea originală. Frațiunile coexistă un anumit timp și se succed într-o ordine condiționată în principal de modificarea cuplului temperatură-presiune.

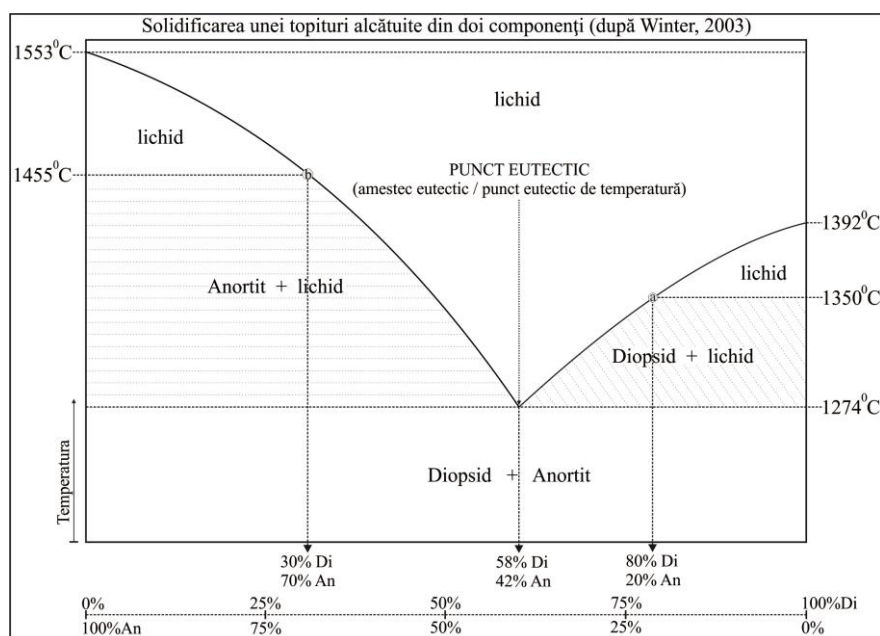


Fig. 53. Cristalizarea unui amestec eutectic format din 2 componenți (diopsid și anortit) (după Winter, 2003)

De exemplu, în funcție de compoziția topiturii și numărul de componenți, vor rezulta în urma procesului de solidificare roci cu o compoziție mineralogică deosebită de cea a topiturii parentale. Edificator pentru această situație, este studiul solidificării unei topituri de anortit (20%) și diopsid (80%). În acest caz inițial iese din soluție componentul în exces, apoi, de la punctul eutectic de temperatură cristalizează ambele componente, în final rezultând o rocă cu o compoziție de 58% Di și 42% An (Fig. 53).

Diferențierea magmatică se poate produce și prin alte procese, care conduc la formarea unei mari varietăți de roci magmatice din aceeași magmă parentală. Principalele căi de diferențiere magmatică sunt următoarele:

a. **Diferențierea prin licuație** - se formează fracțiuni lichide imiscibile, din care cristalizează asociații mineralogice distincte: de ex. acumulări de sulfuri (pirotina) alături de asociații de silicați;

b. **Diferențierea prin separare gravitațională** - separarea inițială a unor minerale cu greutate specifică mare (de ex. olivina din magmele bazaltice), conduce la acumularea gravitațională (pe fundul camerei magmatice) a mineralelor mafice, rezultând roci femice (de ex. dunitul); topitura reziduală are o compoziție mai acidă;

c. **Diferențierea prin difuzie și convecție termică** - datorită diferențelor de temperatură se produce o difuzie selectivă care modifică omogenitatea corpului de magmă; astfel, în zonele marginale se concentrează Ca, Mg, Fe, formându-se corpuri de roci bazice;

d. **Diferențierea prin transport de gaze** (pneumatolitică) – în timpul răcirii magmei, componenții volatili ies din soluție antrenând o serie de molecule de silicați, modificându-se pe această cale compoziția magmei;

e. **Asimilarea** (amestecul) – în cursul ascensiunii, sau la contactul magmei cu pereții camerei magmatice, o serie de roci pot fi topite și asimilate în magmă, rezultând o magmă cu parametrii influențați de chimismul rocilor asimilate.

1.2.3. Solidificarea (= consolidarea) magmelor

Solidificarea (consolidarea) magmei (topiturii de silicați) reprezintă procesul în urma căruia aceasta trece în faza solidă ca urmare a scăderii temperaturii.

În funcție de punctele de temperatură și presiune de la care acțiunea fluidelor și gazelor are un control major în formarea agregatelor minerale, în evoluția proceselor magmatogenetice se separă: *faza ortomagmatică (lichid-magmatică)* și *fazele postmagmatice (pegmatitică, pneumatolitică și hidrotermală)* (Fig. 54). Prin consolidare se pot forma două tipuri de faze: faze cristaline (minerale cristaline) și faze amorfe (sticle vulcanice).

Temperaturile de solidificare a magmelor determinate prin măsurătorile directe asupra lavelor vulcanice sau prin determinarea punctelor de topire a rocilor magmatice au condus la valori diferite, în funcție de cantitatea de silice conținută: de 700-800°C pentru magmele acide și de 900-1200°C pentru cele bazice.

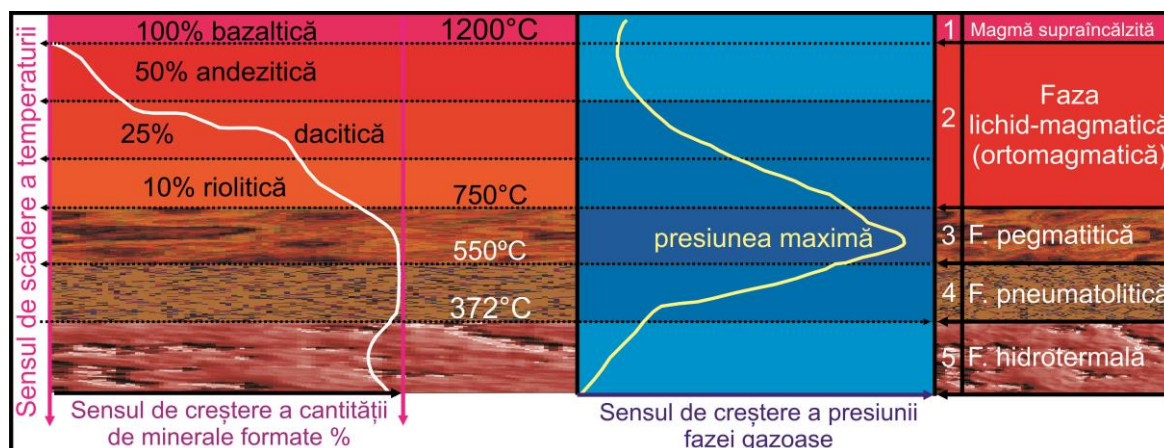


Fig. 54. Fazele solidificării unei topituri magmatice bazice și variația temperaturii și presiunii (Olaru et al., 2004)

Temperaturile de solidificare a magmelor determinate prin măsurătorile directe asupra lavelor vulcanice sau prin determinarea punctelor de topire a rocilor magmatice au condus la valori diferite, în funcție de cantitatea de silice conținută: de 700-800°C pentru magmele acide și de 900-1200°C pentru cele bazice.

Mai jos sunt exemplificate fazele consolidării magmatice în cazul unei magme bazic-ultrabazică, cu temperatura de fuziune de 1200°C.

1. *Faza magmei supraîncălzite* ($t \geq 1200^{\circ}\text{C}$, presiune redusă) – întreg bazinul magmatic conține magmă lichidă;

2. *Faza ortomagmatică (lichid-magmatică)*; $t = 1200-750^{\circ}\text{C}$; presiune în creștere) – se produce cristalizarea fracționată, magmele transformându-se în funcție de temperatură și presiune, în sensul: gabroică (bazaltică) – dioritică (andezitică) – granodioritică (dacitică) – granitică (riolitică); la sfârșitul acestei faze cca. 90% din rocile magmatice sunt formate.

Ordinea de cristalizare fracționată a mineralelor într-o magmă bazaltică este următoarea (Fig. 55):

- inițial magma este gabroică (bazaltică): se separă olivină, piroxeni, anortit, bytownit, labrador, etc., până când cristalizează cca. 50% din topitură; rezultă roci bazice;

- din acest moment magma este dioritică (andezitică): se separă piroxeni, hornblendă, andezin, etc., până când cristalizează cca. 75% din topitura inițială; rezultă roci intermediare;

- din acest moment magma este granodioritică (dacitică): se separă hornblenda, ortoza, oligoclazul, etc, până la cca. 90-95% din topitura inițială; rezultă roci acide;

- din acest moment magma este granitică (riolitică): se separă hornblenda, biotitul, albitul, cuarțul, feldspați potasici; se formează roci acide;

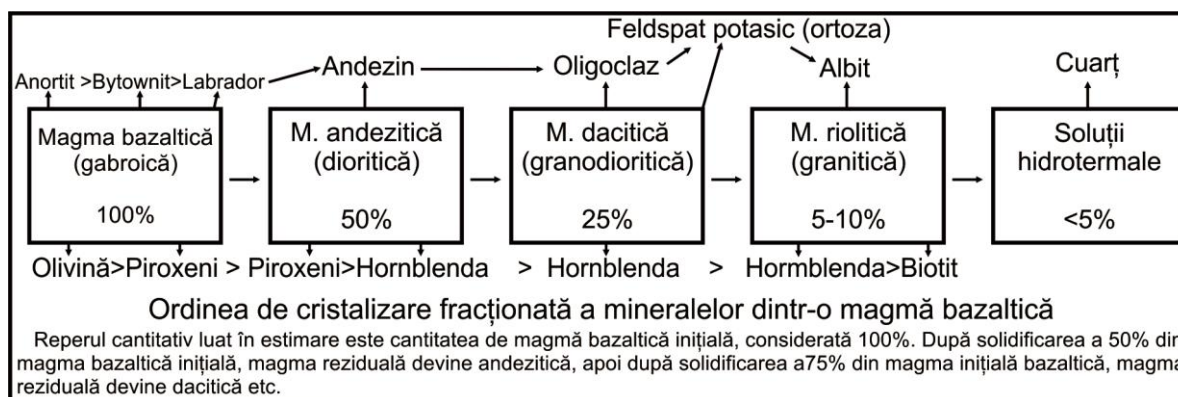


Fig. 55. Ordinea de cristalizare fracționată în cazul unei magme primare bazaltice

3. *Faza pegmatitică* ($t = 750-550^{\circ}\text{C}$; se atinge presiunea maximă) – rezultă o topitură cu o mare fluiditate datorită îmbogățirii în elemente volatile, care este injectată pe fisurile, contactele dintre roci, falii, etc. Se formează filoane alcătuite din roci denumite pegmatite, cu minerale foarte larg dezvoltate: feldspați potasici (ortoză), mice, turmalină, cuarț (vezi și structura pegmatitică);

4. *Faza pneumatolitică* ($t = 550-372^{\circ}\text{C}$; presiune în scădere) – soluțiile reziduale (rămase după cristalizarea fazelor anterioare) sunt în stare de vapori, cu o concentrație slabă de silicați; soluțiile foarte mobile pătrund în rocile din pereții camerelor magmatice și produc fenomene de metasomatoză, rezultând în cazul maselor calcaroase rocile denumite skarne și o serie de minereuri de alcătuite din sulfuri metalice, oxizi etc.;

5. *Faza hidrotermală* ($t = 372-50^{\circ}\text{C}$; presiune scăzută) – această fază s-a separat în raport cu punctul critic al apei, când rămân soluții apoase diluate, cu o compoziție chimică complexă; soluțiile circulă pe fisuri, contactele dintre masele de roci, falii și se depun așa-zisele minerale hidrotermale: sulfuri de Pb, Zn, Sn, Sb, Cu, Au, Ag, cuarț etc.

1.2.4. Procese și fenomenele vulcanice

Procesele și fenomenele vulcanice reprezintă suma manifestărilor legate de erupția lavelor și a gazelor asociate, în esență fiind legate de un transfer de energie calorică și substanță din interior la suprafața Pământului.

Așa cum s-a amintit mai sus, lava reprezintă o magmă care ajunge la suprafață și se revarsă fisural sau punctiform, unde pierde violent sau liniștit o parte din elementele volatile, luând naștere prin răcire rocile vulcanice (efuzive). În mod similar magmelor, acestea pot fi acide, neutre sau bazice. Lavele bazice sunt mai fierbinți și mai fluide, iar cele acide mai reci și mai vâscoase.

a. Ascensiunea lavelor la suprafață și tipurile de erupții

Ca „motor” al ascensiunii magmelor spre suprafață este considerat procesul care rezultă din diferența de densitate dintre topitura magmatică și rocile înconjurătoare. Astfel, în urma topirii unei mase de roci are loc o dilatare însoțită de scăderea densității acesteia, de unde și tendința magmelor, devenite mai ușoare, să se ridice spre suprafață. De asemenea, ascensiunea spre suprafață a magmelor este înlesnită de zonele de minimă rezistență din zonele de distensiune, fracturare a scoarței etc., sau prin topirea succesivă a rocilor cu care magmele ajung în contact datorită temperaturilor înalte, creând astfel canale de ascensiune spre suprafață.

În principal, se pot enumera câteva cauze care conduc frecvent la creșterea energiei și implicit a temperaturii și presiunii în rezervoarele magmatice, ceea ce determină ascensiunea și erupția lavelor. Astfel se poate exemplifica:

- *diferența de densitate* dintre topitură și volumele de roci care o cantonează, conduce la erupții efuzive;

- *energia de expansiune a gazelor din lavă*, se datorează variației presiunii odată cu ascensiunea lavelor. În acest caz pot rezulta erupții explozive;

- *presiunea hidrostatică de zăcământ*, determină deplasarea topiturii pe o linie de minimă rezistență (fractură), ceea ce poate determina subsidența acoperișului bazinului magmatic și în final prăbușirea acestuia;

- *presiunea determinată de mișcările tectonice* asupra topiturilor magmatice.

b. Elementele unui aparat vulcanic (Fig. 56, 57):

Conul vulcanic este format din curgeri de lavă în alternanță cu piroclastite cineritice și piroclastite grosiere (aglomerate de bombe, lapili), înclinări mici ale versanților (5-10°) la lavele bazice și mai mari (25-45°) în cazul lavelor acide.

Craterul este o depresiune aproximativ circulară localizată la partea superioară a conului, având forma unei pâlnii cu vârful în jos, care comunică cu coșul vulcanic. În cazul lavelor bazice diametrul craterului este mult mai mare față de cel format în lave acide. În

anumite situații se formează conuri adventive pe versanți (secundare sau parazite). Un exemplu în acest sens este vulcanul Etna.

Coșul vulcanic (engl. volcanic pipe) realizează legătura bazinului magmatic cu suprafața. Acesta este umplut cu lavă sau cu breccii vulcanice („*diatreme*”). Prin îndepărtarea rocilor care formează conul vulcanic, rămân în relief rocile solidificate în coșul vulcanic, sub forma unei extruziuni, denumită neck.

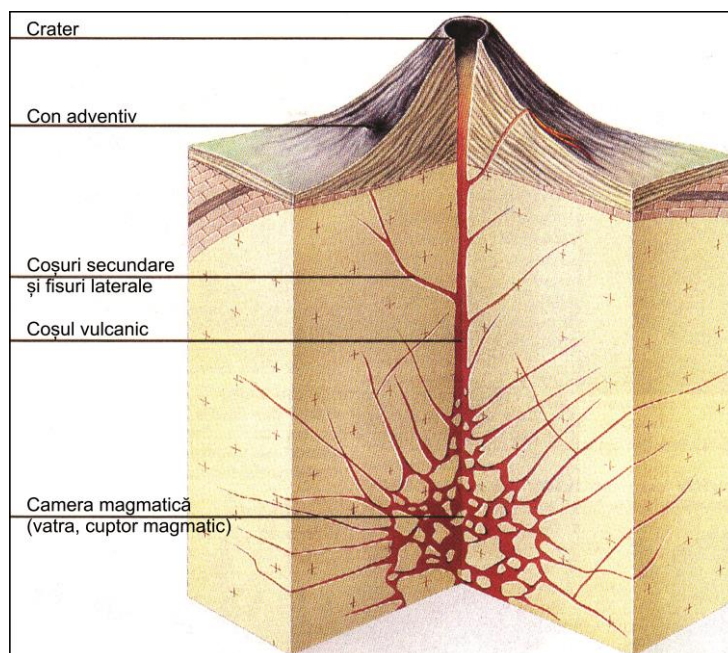


Fig. 56. Elementele unui aparat vulcanic central (sursa: <http://ro.wikipedia.org/>)

Barrancos - șanțuri produse pe versanți de către torenții și avalanșele uscate de cenușă.

Dyke-uri vulcanice - sunt corpuri formate pe o serie de fracturi radiare, pe care se consolidează lava. După eroziunea rocilor care cantonează dyke-urile, acestea rămân în relief sub forma unor creste longitudinale, cu aspect de ziduri.

Cuptorul vulcanic (*cameră magmatică, vatră vulcanică, bazin magmatic, cuptor magmatic*) este spațiul subteran umplut cu magmă, legat de suprafață prin coșul vulcanic. Adâncimea camerelor este variabilă - de exemplu, 50 km (vulcanul Kliucevskaia, Kamciatka), la 5 km (Vulcanul Vezuviu, Italia). În anumite cazuri lavele pot lua naștere prin lichefierea unor roci plastice foarte vâscoase și fierbinți, care ajung la suprafață unde se răcesc și se solidifică.

Calderele sunt depresiuni cu diametre mari, formate în partea centrală a unor aparate vulcanice. Provine de la termenul spaniol "*caldera*" (termen folosit în Azore) (Fig. 57).

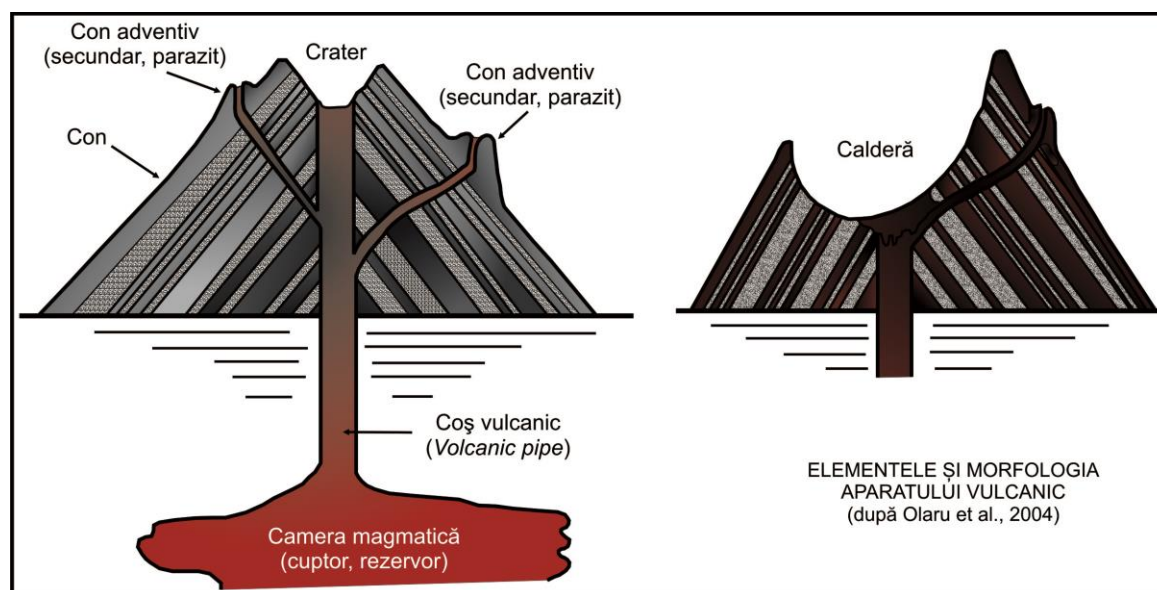


Fig. 57. Secțiune prin aparatul vulcanic (cu crater în stânga și calderă în dreapta)
(după Lăzărescu, 1980; Olaru et al., 2004)

Genetic, se recunosc 3 tipuri de caldere (Lăzărescu, 1980):

- *Calderele de explozie* sunt formate în urma unei erupții de tip expoziv (plinian). În mijlocul depresiunii, iau naștere cratere secundare (cum este cazul la Vezuviu cu Monte di Soma și Monte Nuovo).

- *Calderele de prăbușire* sunt rezultatul prăbușirii a părții centrale a aparatului vulcanic. Sunt comune la vulcanii cu manifestări efuzive, care se formează pe scoarța oceanică subțire (Insulele Hawaii).

- *Calderele de eroziune* apar în cazul în care depresiunea este rezultatul eroziunii de la partea superioară a aparatului vulcanic de către rețeaua hidrografică. Exemple de asemenea caldere sunt în munții vulcanici Harghita - Gurghiu – Călimani (caldera dintre vârfulurile Pietrosu și Izvoru, erodată pârâul Neagra Șarului). Procentual domină celelalte tipuri de caldere.

1.2.5. Produse vulcanice

Produsele vulcanice în cazul erupțiilor sunt de trei categorii: lichide, solide și gazoase. În funcție de tipul de lavă (acidă/bazică) implicată în erupții, se vor produce cantități variabile din produsele enumerate. Pentru prezentarea celor trei tipuri de erupții s-au folosit în principal informațiile furnizate de Lăzărescu (1980), Olaru et al. (2004), Nichols (2011 și Pomerol et al. (2011).

a. Produse lichide

Sunt reprezentate prin lavele vâscoase și fluide, proprietate determinată de gradul de aciditate (Fig. 58, 59).

Lavele acide sunt vâscoase, îmbrăcând diferite morfologii: *lavele cordate* (franc. corde = frânghie, engl. ropy lava), au aspectul unor frânghii răsucite; *lave scoriacee* (scorii) sunt caracterizate de goluri, formate prin expulzarea gazelor. De exemplu, piatra ponce are aspect vacuolar, densitate mică și plutește la suprafața apei. Când răcirea lavelor este rapidă, rezultă roci vitroase cu aspect de smoală (obsidianul - de culoare neagră; pechsteinul - verzui-roșcat). Sunt roci vulcanice vitroase, cu luciu sticlos, ușoare, formate subacvatic.

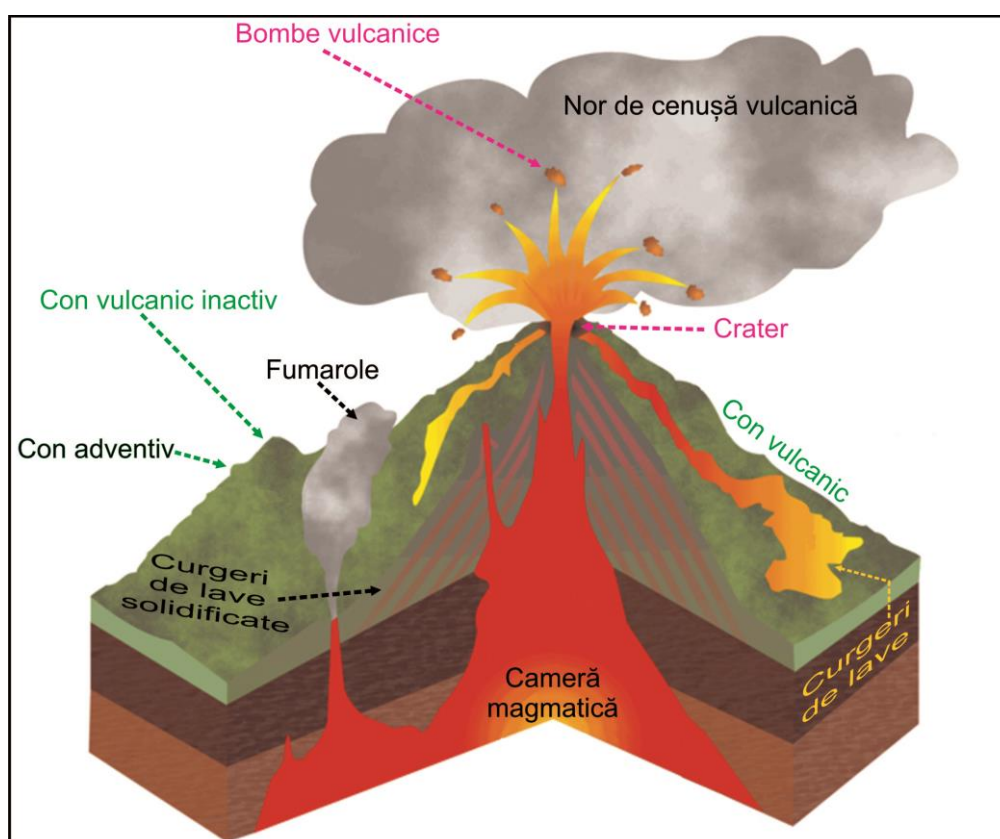


Fig. 58. Produse vulcanice (sursa: www.palaeos.com/)

Lavele bazice sunt fluide, rezultând curgeri areale. Frecvent lavele bazice au aspect de scorii, datorită degajării în atmosferă a fracțiunii volatile. *Lavele scoriacee*, formează blocuri de lave (engl. block lava). Uneori au aspect de *lave cordate*, de tip *pahoehoe*. Lavele bazice se pot separa în coloane hexagonale în procesul de răcire, verticale, cu aspect de tuburi de orgă (în masivul Hoggar, Detunatele din Munții Apuseni etc.). Curgerile de lave bazice formează adesea platouri (Podișul Dekkan, din India), mărginite de versanți în trepte (*trappe*,

termen bur-afrikaans). În cazul curgerilor submarine iau naștere structuri *pillow-lava* (Fig. 59). În situațiile când curgerile de tip *pillow-lava* au loc sub acoperirea de gheață, rezultă corpuri vulcanice cu proeminențe (*stapi*, în Islanda).

b. Produse solide

Blocuri vulcanice sunt fragmente de roci vulcanice rupte din conul vulcanic în timpul erupțiilor explozive. Au diametre ce depășesc 6,4 cm.

Bombele sunt fragmente de lave acide aruncate în aer, care în cădere capătă un aspect elipsoidal, sferic, fusiform etc.

Lapilii (lat. Lapis, piatră) - sunt fragmente de roci vulcanice rezultate în timpul erupțiilor explozive, cu diametre de 2-64 mm.

Cenușa vulcanică reprezintă o aglomerare de granule vulcanice cu dimensiuni sub 2 mm, ce poate pluti în aer timp mai îndelungat și este eliminată de obicei în primele stadii ale erupțiilor explozive. Nisipul vulcanic rezultă prin erodarea aparatelor vulcanice.

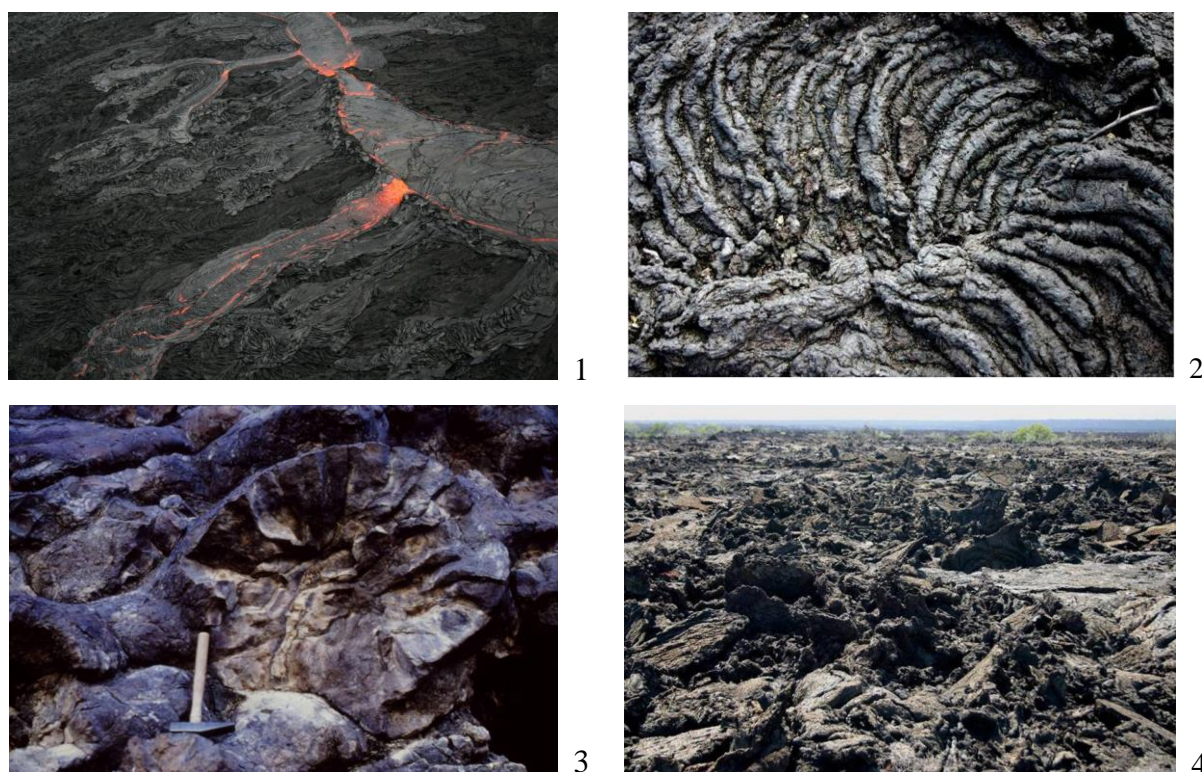


Fig. 59. Lave vulcanice (după Gary Nichols, 2011, *Sedimentology and stratigraphy*)
1 – curgere de lavă, 2 – lavă pahoehoe (Ins. Galapagos, Ecuador), 3 - pillow-lava (lave cretacice, Oman), 4 – relief pe curgeri de lave (Ins. Galapagos, Ecuador)

Acumularea produselor piroclastice, submersă sau subaeriană, formează depozite de *tephra* sau *ejecta* (necimentate), sau *piroclastite* atunci când sunt litificate. Morfologic pot

îmbrăca forma de conuri de piroclastite, sau straturi depuse pe versanții aparatelor vulcanice (Fig. 60). Amestecul eterogen granulometric de produse vulcanice, poartă denumirea de *aglomerate vulcanice*. Cenușile vulcanice prin cimentare, cu sau fără lapili, formează *tufurile vulcanice* (tufuri riolitice, tufuri dacitice, tufuri andezitice etc.) sau toponimice (tuful de Hădăreni, tuful de Dej etc). Amestecul de material piroclastic și epiclastic formează *formațiunile vulcanogen-sedimentare*.

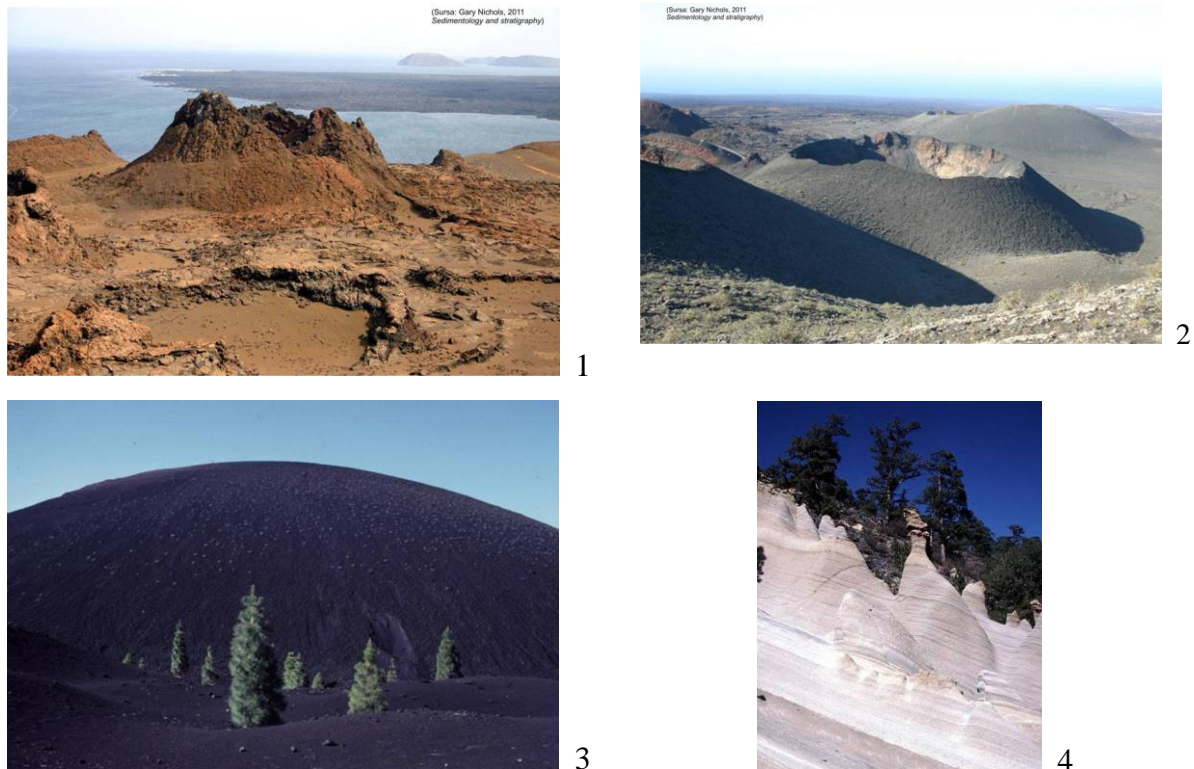


Fig. 60. Produse piroclastice (sursa: Gary Nichols, 2011)

1 – con piroclastic, 2 – con de cenușă vulcanică, 3 – con de cenușă vulcanică (Tenerife, Spania), 4 – tufuri riolitice (Tenerife, Spania)

c. Produse gazoase

În timpul erupției gazele expulzate ating temperaturi de până la 1360°C. Pe măsură ce temperatura gazelor scade, compoziția chimică a fazei gazoase se simplifică, în final fracțiunea gazoasă fiind alcătuită din CO₂.

Solfatarele (denumite după lacul de sulf Solfatara, Pozzuoli - Italia). Sunt emanații predominant de bioxid de sulf (SO₂), acid sulfuros sub formă de vapori (H₂SO₃) și acid sulfuric (H₂SO₄), vapori de apă și concentrații de sulf, de realgar (As₂S₃) și auripigment (Fig. 61).

Tabel 1. Cantitățile de emisii de SO₂ în cazul unor erupții din secolele XIX și XX

Vulcanul	Data	SO ₂ (megatone)
Tambora (Indonezia)	Aprilie 1815	1100
Krakatoa (Indonezia)	August 1883	250
Katmai (Alaska)	Iunie 1912	20
Agung (Indonezia)	Martie 1963	16-30
Fuego (guatemala)	Octombrie 1974	3-6
Fondul stratosferic	1979	<1
El Chichón (Mexic)	Aprilie 1982	12
Cerro Hudson (Chile)	August 1991	3



Fig. 61. Activitatea solfatariană (sursa: Gary Nichols, 2011)

Fumarolele uscate (lat. fumus = fum), temperatura lor depășește 374°C (temperatura critică a apei). Acestea conțin: azot (N), oxid de carbon (CO), hidrogen (H), metan (CH₄), vapori de clorură de sodiu (NaCl) și clorură de potasiu (KCl), oxid de cupru (CuO). Prin sublimare, pe marginea craterului sau la suprafața bombelor aruncate, se depun eflorescente de sare gemă (NaCl), silvină (KCl) și tenorit (CuO).

Fumarolele acide sunt emisii de gaze cu hidrogen sulfurat (H₂S), bioxid de sulf (SO₂), bioxid de carbon (CO₂), vapori de apă, cu o temperatură apropiată de punctul critic al apei.

Prin sublimare se depun eflorescențe de cloruri de fier (FeCl , FeCl_3), de cupru, de culori deschise, vii (verde, albastru, roșcat), sau eflorescențe de fier oligist (Fe_2O_3).

Fumarolele alcaline sunt alcătuite din substanțe bazice, cu clorură de amoniu (NH_4Cl), hidrat de amoniu (NH_4OH), amoniac (NH_3), vapori de apă și bioxid de carbon. Clorură de amoniu se depune sub formă de pulberi sublimat. Au o temperatură de 400-100°C.

1.2.6. Tipurile de erupții vulcanice

Tipurile de erupții și manifestări vulcanice sunt condiționate de compoziția chimică a lavelor (acide sau bazice), volumul și tipul gazelor asociate și parametrii fizico-mecanici ai rocilor înconjurătoare (Fig. 62).

Lavele acide sunt mai vâscoase, cu un conținut mare de SiO_2 și tectosilicați (gupări de SiO_4^{4-} , asociate în rețele tridimensionale) cu temperatură mai scăzută de fuziune. *Lavele bazice* sunt mai bogate în nezosilicați (tetraedrii izolați de SiO_4) și mai sărace în SiO_2 , sunt fluide, dau curgeri întinse și se degazeifică ușor. Punctul de topire/solidificare este mai ridicat. În opoziție cu erupțiile liniștite ale lavelor bazice, erupțiile lavelor acide sunt explozive, cu produse solide în cantități mari.

În general, lavele ies la suprafață în zonele de minimă rezistență a crustei, acolo unde sunt fracturi adânci, pe liniile de intersecție ale acestora (vezi Vulcanul Kliucevscaia), precum și în zonele de subțiere a crustei. Sunt cunoscute trei tipuri principale de erupții vulcanice.

- *Erupție centrală*, produsă în zona de intersecții de falii, în „T” sau în „V”, sau prin perforarea formațiunilor geologice. Se caracterizează printr-un aparat vulcanic cu un coș de alimentare, terminat frecvent cu un con vulcanic la suprafață (Vulcanul Kliucevskaia din Kamciatka).

În urma erupțiilor vulcanice și în funcție caracterului acestora (exploziv, liniștit, mixt) iau naștere la suprafață aparate vulcanice, curgeri de lave, depuneri piroclastice și cruste carbonatice, sulfatice etc., cu o morfologie condiționată de domeniile subaerian sau submarin în care au loc manifestările.

- *Erupție lineară*, produsă pe traseul faliilor. Structurile vulcanice care iau naștere sunt alungite, cu importante curgeri de lave, de o parte și de alta a faliei. Un exemplu este linia de erupții Laki din Islanda, care cuprinde și cel mai important vulcan din această insulă, Hekla. După A. Rittman (1934), într-o zonă vulcanică importantă erupțiile au la început un caracter liniar, apoi devin punctuale după cicatrizarea unor fracturi. Pentru țara noastră

această idee a fost dezvoltată și aplicată de I. Atanasiu (1946) pentru explicarea erupțiilor din lanțul vulcanic Harghita - Călimani - Țibleș - Oaș.

- *Erupția areală* este caracteristică unor revărsări de lave pe zone largi, pe sisteme de falii ce delimitează blocuri. Aceste erupții sunt legate de scufundările unor blocuri ale crustei, între fracturi, curgerile de lave generând platourile de bazalte (de exemplu, platoul Dekan - India, platoul bazaltic din Islanda).

1.2.7. Tipuri de manifestări vulcanice subaeriene (după Lăzăresu, 1980; Olaru et al., 2004)

a. Tipul hawaiian. Sunt erupții centrale, cu manifestări efuzive, cu lave bazice fluide. Aparatul vulcanic are raportul diametrului bazei/înălțime supraunitar, iar versanții au pante mici ($5-10^\circ$). Fizico-geografic sunt munții cu cele mai mari altitudini de pe glob (10000 m - Vulcanul Mauna Loa; raportat la fundul marin) (Fig. 62).

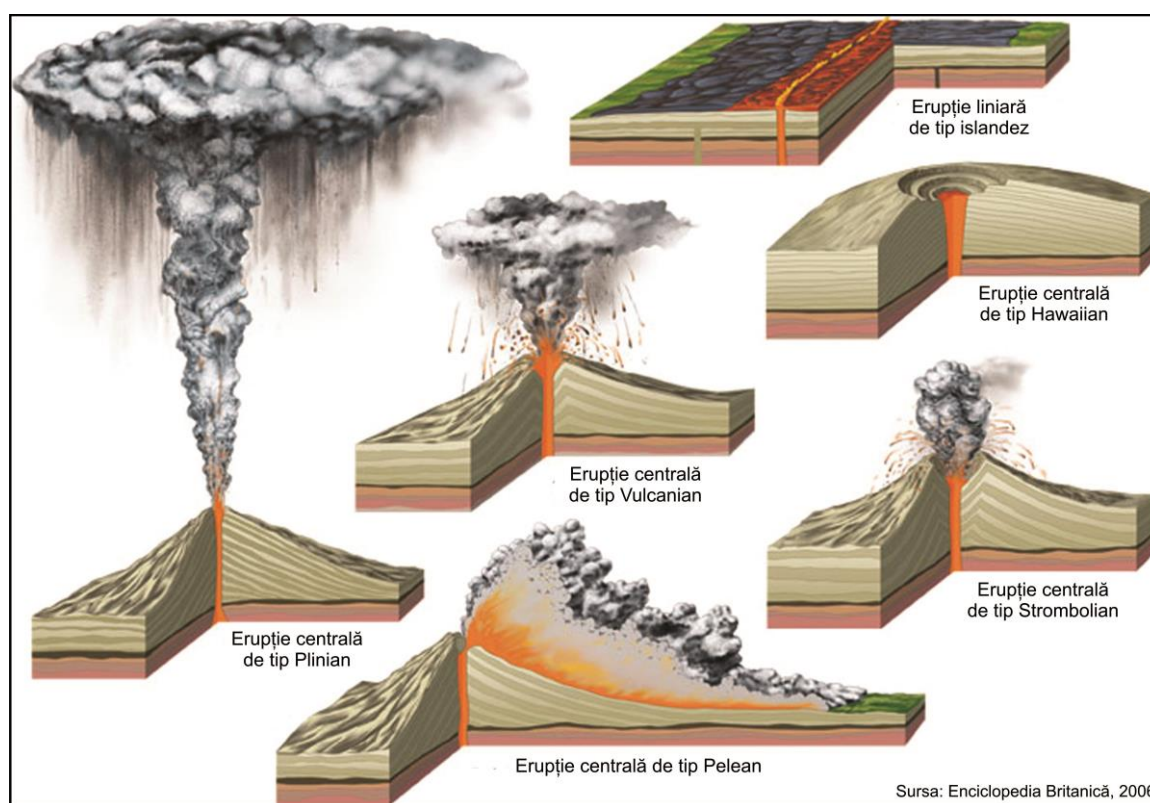


Fig. 62. Tipuri de erupții, manifestări și aparate vulcanice (Enciclopedia Britanică, 2006)

Asemenea vulcani poartă denumirea de vulcani scut (engl. shield vulcano), având aspectul unui scut rotund. Craterul se transformă rapid într-o calderă de prăbușire (datorită dezechilibrelor termice produse la baza crustei), cu o lărgime de 30-40 km. Exemple tipice sunt Vulcanii Mauna Loa și Kilauea din Arhipelagul Hawaii. În Kilauea, vulcanul

Hale’Mau’Mau are o calderă foarte largă ce are în mijloc un lac de lavă. Lavele, fiind fluide, se degazeifică ușor, produc jerbe de topituri incandescente fără piroclastite solide (bombe, lapilii). În timpul degazeificării lavei se produc pe suprafața acesteia denivelări, din care iau naștere „coșuri de fum”, denumite *hornitos*. Picăturile fine de lavă aruncate în aer, formează fire subțiri, numite „părul lui Pele” (Aa), sau având forme alungite, numite „lacrimile lui Pele” (zeitate hawaiiană a focului). Insula Mauna Kea reprezintă un uriaș vulcan de acest tip, stins.

b. Tipul strombolian are manifestări alternante, efuzive/explozive, cu curgeri de lave bazice și erupții explozive regulate, care aruncă fragmente de lavă incandescentă. Rezultă o alternanță de curgeri de lave și bombe și lapili, pe care s-au greșat versanți cu pante mari (30-40°). Craterul este de dimensiuni reduse, și emite permanent o coloană continuă de gaze incolore.

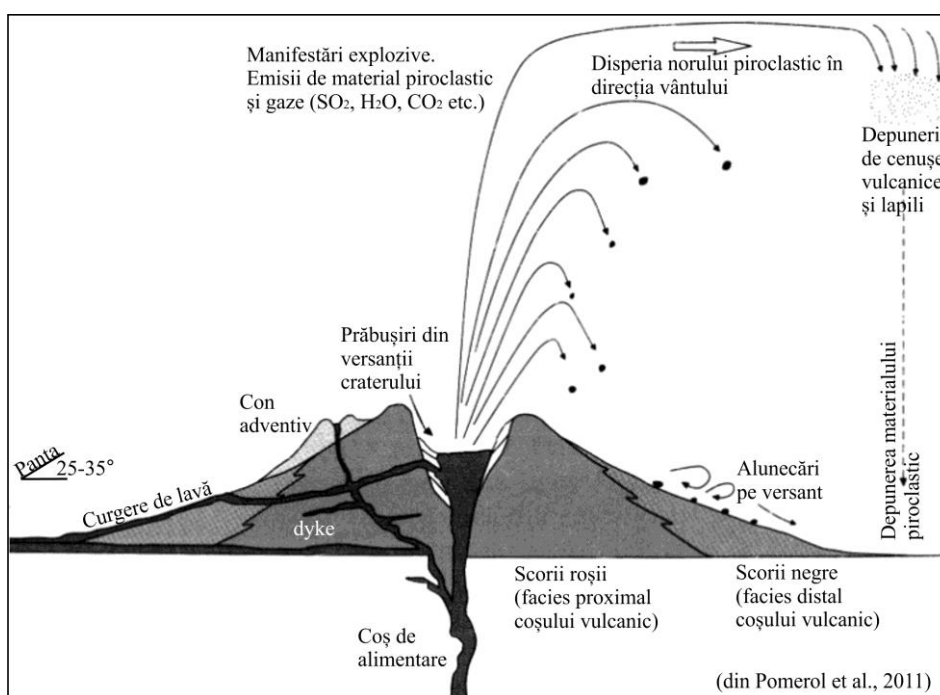


Fig. 63. Manifestare vulcanică de tip strombolian (Pomerol et al., 2011)

Denumirea acestui tip de vulcanism s-a dat după vulcanul din Insula Stromboli din Arhipelagul Insulelor Lipari sau Eoliene, situat la nord de Sicilia (Figs. 63, 64).

c. Tipul plinian se caracterizează printr-o alternanță de erupții de tip vulcanian și strombolian (Figs 62, 64).

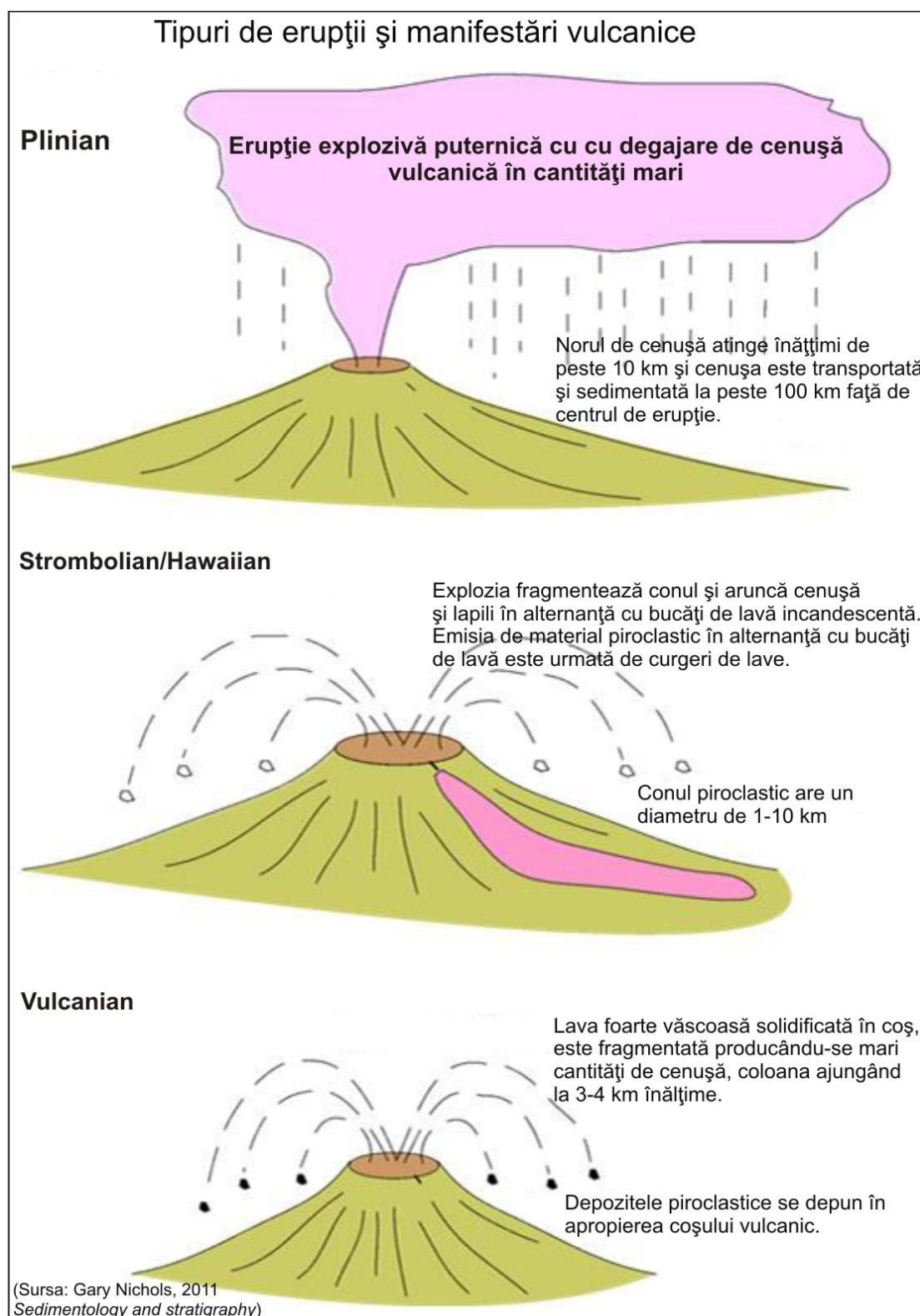


Fig. 64. Manifestări vulcanice explozive (sursa: Gary Nichols, 2011)

În această categorie se încadrează Vezuviul, denumirea fiind dată de Pliniu cel Tânăr, în cazul erupției din anul 79 e.n. a vulcanului. Vulcanul Vezuviu are o calderă largă, numită

Monte Somma, în centrul căreia este vulcanul propriu-zis, *Monte Nuovo*, apărut în anul 1588, separate de înșeuarea *Attrio del Cavallo*.

Versanții conului sunt abrupti, formați pe o succesiune de piroclastite (bombe, lapilii) și curgeri de lave (scoriacee, cordate). Atrio del Cavallo este grefată pe lave cordate și scoriacee și cu o cantitate mare de cenușă. Erupția din anul 79 e.n. a aruncat în aer o cantitate mare de cenușă care s-a transformat în ”*ploi puternice*”, depuneri urmate de formarea curgerilor noroioase (lahar), ce au acoperit orașele Pompei și Herculenum. În final s-au produs curgeri de lave. Localitățile au fost transformate site-uri arheologice, adevărate ”*muzee naturale*”. Vulcanul a mai erupt și în alte perioade, de exemplu în 1932-1936, iar astăzi emite vapori de apă și gaze toxice.

d. Tipul *Bandai San* (vulcan japonez ce a erupt în 1888, după un mileniu de liniște) este puternic exploziv, cu lavă puternic acidă, care distruge frecvent partea superioară a conului vulcanic.

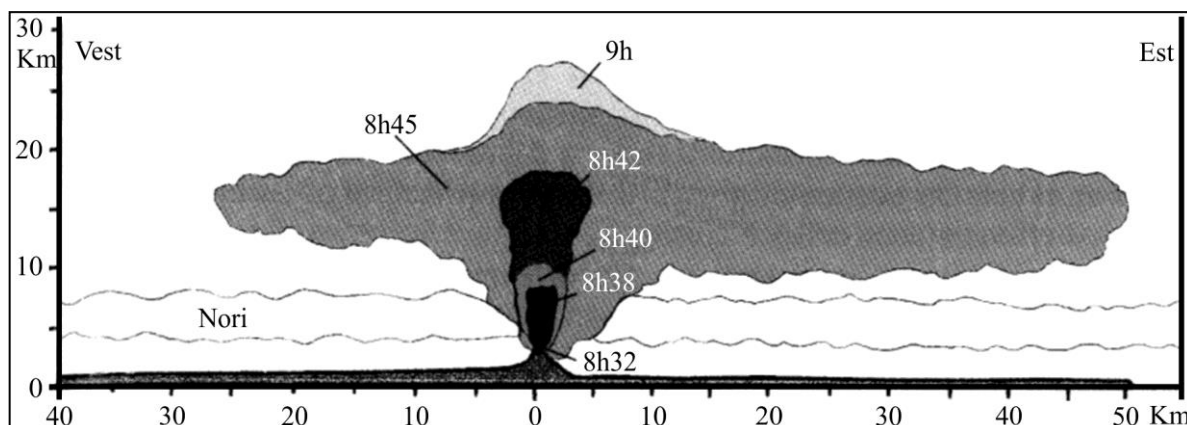


Fig. 65. Erupția vulcanului Saint-Helens, în 18 mai 1980. Manifestare care se încadrează la tipul *Bandai San* (sursa: Pomerol et al., 2011)

Amintim aici erupția **Vulcanului *Krakatoa***, din arhipelagul cu același nume. Erupția din 1883 a acestui vulcan a fost descrisă drept cea mai puternică erupție cunoscută până în prezent. A aruncat în aer jumătatea nordică a Insulei Rakata, iar cenușa a ajuns în stratosfera. Sunetul produs de explozie s-a auzit la 800 km distanță și a provocat un val de tip tsunami, ce s-a propagat în Oceanul Indian și Oceanul Pacific. Curenții atmosferici au transportat cenușa până deasupra Parisului și Stockholm-ului.

Temperatura medie a planetei a scăzut în acel an. După 44 de ani de la erupție s-a format un con vulcanic secundar cu un diametru de 10 Km, cu un lac de lavă incandescentă în crater (fizico-geografic reprezintă insula vulcanică, Anak Rakata (fiul lui Rakata) din

Arhipelagului Krakatoa). În timpul erupțiilor au loc emisii de gaze cu densitate mare, care formează nori arzători (Fig. 65).

e. Tipul vulcanian, are caracter exploziv, cu lave acide/intermediare, ce provin din partea inferioară a crustei continentale. Acest tip de vulcanism a fost descris după ”*Vulcano*” din Insulele Lipari (la romani, zeul focului). Curgerile de lavă sunt precedate de erupții violente, însoțite de cutremure. Coloana de gaze expulzată are culoare cenușie, datorată cantității mari de cenușă. Norul de cenușă capătă altitudini de până la 3000-4000 m. La această înălțime, norul de cenușă se decompimă și se produc ploii de cenușă și descărcări electrice. Conul aparatului vulcanic este piroclastic, cu versanți înclinați, pe care se produc avalanșe uscate care, la rândul lor, sapă șanțuri de tip barrancos (Figs. 60, 62, 64).

f. Tipul peleean (Montagne Pele din Insula Martinica - Antilele Mici). Acest tip de manifestare are loc în cazul camerelor magmatice cu lave foarte acide. În acest caz se produce inițial o extruziune formată din lăvele foarte vâscoase din coșul vulcanic, care, ulterior este fisurată și se emite o cantitate mare de gaze și vapori de apă supraîncălziți, cu densitate mare. Emisiunea de vapori și gaze formează datorită densității o ”*avalanșă*” de nori arzători pe versanți, foarte distructivă.

Vulcanul Montagne Pele din Insula Martinica, Antilele Mici, a erupt în 1902. Erupția a început prin revărsarea lacului din vechiul crater sub forma unui șuvoi de noroi și apă. S-a ridicat apoi din crater un „*ac vulcanic*” sub formă de stâlp, o extruziune solidă, până la înălțimea de 476 m deasupra craterului. Ulterior, în acest ”*ac vulcanic*” au apărut crăpături prin care au fost expulzate gaze, vapori de apă supraîncălziți și cenușă. Această ”*avalanșă de gaze dense*” a distrus portul St. Pierre și populația lui (nori arzători = *nuees ardentes*, *franc.*) (Olaru et al., 2004).

Acest tip de vulcanism explică formarea domurilor vulcanice (puy-urile) din Masivul Central Francez, Regiunea Auvergne (Puy de Dome). Erupții asemănătoare s-au produs și în Alaska (Katmai, 1912), Kamciatka (Bezumianni, 1956) etc. Aici au luat naștere cinerite speciale cu aspect de tufuri sudate, care au explicat formarea ignimbritelor (tufuri silicifiate cu textură șistoasă) descrise în Noua Zeelandă și în alte zone (Lăzărescu, 1980; Olaru et al., 2004).

g. Tipul maar. Structura unui astfel de aparat se reduce la un coș vulcanic, umplut cu brezii vulcanice. La suprafață se dezvoltă o ”*calderă*” (depresiune circulară), în care se formează un *lac numit maar* (regiunea Eifel din Germania). Asemenea aparate vulcanice se găsesc în nordul Angliei (zona Golfului Firth of Forth) și în Africa de Sud (regiunea Kimberley). În regiunea Kimberley se găsesc neck-uri alcătuite spre suprafață cu brezii

vulcanice bazice alterate, gălbui, numite *yellow ground* și în adâncime nealterate, numite *blue ground*. Brecciile din adâncime, de tip "blue ground" conțin diamante. Adâncimea acestora pot depăși 3000 m.

1.2.8. Tipuri de manifestări submarine

Vulcanismul submarin are un caracter intermediar în arcurile insulare legate de zonele de subducție și în bazinele back-arc și caracter bazic și ultrabazic în aliniamentele legate de rifturile oceanice și panașele de manta.

Paradoxal, în cazul vulcanismul submarin se formează o cantitate mare de cenușă, produsă de erupțiile de până la 500 m adâncime. Explicația este dată de faptul că se produce o evaporare bruscă a apei marine, vaporii se amestecă intim cu lava ce se fragmentează fin, generând cantități imense de cenușă vulcanică (A. R. Mc Birney, 1963; din Olaru et al., 2004) (de exemplu erupția Vulcanului Capelhincos din Arhipelagul Azore, din 1957).

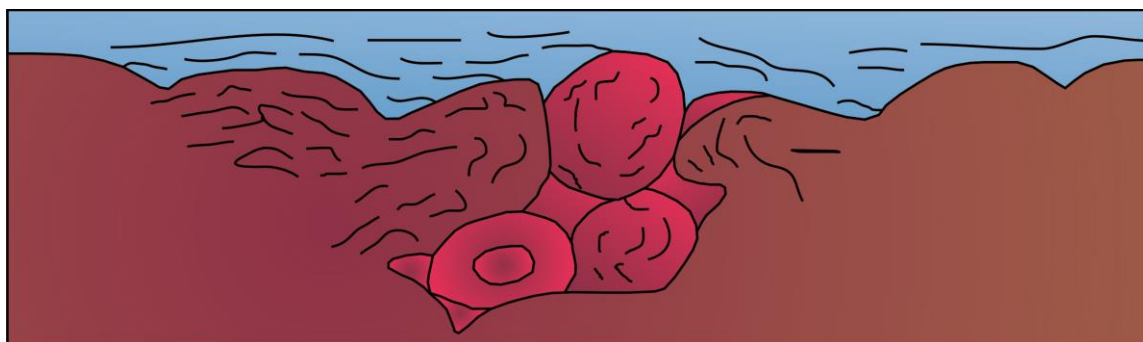


Fig. 66. Pillow-lava, în secțiune (curgere submarină)
(după Ch. Longwell & R. Flint, 1963; din Olaru et al., 2004)

La adâncimi de 900-1700 m, în funcție de temperatura lavelor, se realizează o egalizare a presiunii acestora și a presiunii critice a vaporilor de apă, ceea ce inhibă procesul exploziv de fragmentare a lavelor și formarea cenușilor vulcanice. La aceste adâncimi se produc curgeri de lavă, însoțite de o degazeificare foarte rapidă. În procesul de răcire, lăvele capătă o morfologie specifică la suprafață, de forma unor calote. Suprafața acestor curgeri submarine are aspect de „pillow-lava”, reprezentând niște lentile rotunjite de forma unor perne, dispuse dezordonat (engl. pillow = pernă) (Figs. 59-3, 66).

În România, lave de tip pillow-lava, află în masivul Niculițel (Mănăstirea Cocoșu), unde roci bazice (melafire și diabaze) de vârstă triasică sunt dispuse alternant cu calcare marine (la fel în cariera Revărsarea-Isaccea).

În situațiile în care partea superioară a aparatelor vulcanice înalte sunt retezate prin acțiunea erozivă a curenților marini, iau naștere *vulcanii de tip guyot*. La partea superioară a acestora se dezvoltă construcții recifale (atolii). În cazurile când vulcanii submarini depășesc suprafața apei, formează arhipelag-uri alcătuite din insule vulcanice (Insulele Hawaii, Azore etc.).

1.2.9. Manifestări postvulcanice

După "*stingere*" vulcanilor, se constată o activitate postvulcanică în camerele magmatice, care îmbracă diferite forme (Lăzărescu, 1980; Olaru et al., 2004):

Mofetele sunt emanații de CO₂, cu temperatura sub 40°C. Emisiile din camerele magmatice se produc și după „*stingere*” vulcanilor. Activitate mofetică importantă pe teritoriul României se înregistrează în legătură cu vulcanitele neogene din arcul carpatic (de ex. emanații mofetice alimentează acviferele: Borsec, Malnaș, Biborțeni etc., în zona Tușnad, se acumulează în golurile carstice - peștera Puturosul);

Soffionii reprezintă ejectări de vapori de apă supraîncălziți. Au temperatură în jur de 200°C și sunt expulzați pe fracturi. Sunt utilizați la termocentrale pentru încălzire și pentru generarea energiei electrice. Soffionii, se acumulează în *lagoni* (arii depresionare) unde precipită *sassolinul* (H₃BO₃ - acidul boric) și *boraxul* (Na₂B₄C₇·10.H₂O). Asemenea manifestări, tipice, sunt consemnate în jurul localităților Sarderella și Voltera (Toscana, Italia);

Geyserele (Geysir, den. islandeză) sunt izvoare termale cu temperatură de 100°C. Se manifestă într-un regim intermitent, sub presiune. Aceste izvoare apar în zone vulcanice, unde pe fracturi se infiltrează apele meteorice care vin în adâncime în contact cu materialele supraîncăzite. Se produce o supraîncălzire bruscă (110-120⁰C), cu vaporizarea instantanee a apei meteorice. Presiunea suplimentară realizată în această situație, produce erupția. Se întâlnesc în Islanda, S.U.A. (Yellowstone Park, cu geysere ca Mammouth, Old Faithful etc.), Kamciatka, Noua Zeelandă etc. În jurul geyserelelor se depune geysiritul (format din opal - SiO₂ amorf și hidratat, carbonați etc.). În aceste izvoare se dezvoltă o serie de organisme algale, cum ar fi *Oscillatoria* (algă albastră);

Izvoarele termale sunt legate în principal de centurile vulcanice, care asigură căldura necesară pentru ridicarea temperaturii apei. Apa dizolvă în drumul ei săruri, mineralizându-se. Nu au loc erupții violente. Sunt frecvente la noi în țară, în Islanda etc.

1.2.10. Predicția erupțiilor vulcanice

Predicția manifestărilor vulcanice, explozive sau efuzive, reprezintă o preocupare de primă utilitate științifică și practică pentru vulcanologi. Acest demers presupune cunoașterea și urmărirea prin metode geologice, geochemice și geofizice a zonalității vulcanice, evoluția proceselor geochemice, geofizice și modificărilor geodezice pe aliniamentele vulcanice.

- *Zonarea vulcanică* presupune cartografierea arealelor active și a zonelor afectate în cazul manifestărilor fiecărui vulcan. Se stabilesc direcțiile predominante ale curgerilor de lavă, dinamica atmosferică (erupțiile gazoase) etc.

- *Metodele geochemice* se bazează pe modificarea în timp a compoziției gazelor și a apei din interiorul craterului și din afara lui și înregistrarea acestor modificări. De exemplu, dacă raportul (S^{2-}/Cl^{-}) crește de la mai puțin de 1 la 7-8 se anunță un paroxism. La fel ca și trecerea de la activitatea mofetică (40°C) la cea fumaroliană (374°C).

- *Metodele geofizice* se bazează pe modificarea fluxului termic, modificarea parametrilor electrici și magnetici, ai activității seismice, sau modificările locale ale câmpului gravitațional. Înregistrarea vibrațiilor seismice locale pe fondul intensificării activității în camerele și coșurile magmatice reprezintă un element important de control vulcanologic, Vibrațiile seismice se pot manifesta continuu (armonic) sau episodic (spasmodic);

- *Metodele geodezice (topografice)*, sunt legate de modificările topografiei de amănunt a aparatelor vulcanice și a zonelor înconjurătoare. Se urmăresc mișcările epirogenetice pozitive/negative, iar alternanța rapidă a acestora indică o erupție iminentă. Deplasările orizontale sunt mai greu de urmărit, fiind vizibile în zona gja-urilor (crăpături lungi) din Islanda, după cum aceste fracturi se deschid sau se închid.

Modificări preparoxismale sunt mai ușor de urmărit la vulcanii cu camere magmatice mai puțin adânci (de ex. vulcanul Kilauea). În cazul vetrelor adânci (de ex. La vulcanii continentali), rezoluția de înregistrare a manifestărilor este nesatisfăcătoare. De aceea prognoza unei erupții este dificil de efectuat, fiind necesară o aparatură complexă, observații îndelungate computerizate și un personal numeros și înalt calificat.

1.2.11. Structura și textura rocilor magmatice

Domeniul în care s-au consolidat magmele (subteran sau suprateran) și evoluția parametrilor fizico-chimici sunt reflectați în structura rocilor plutonice și vulcanice. În funcție de felul în care s-a produs scăderea temperaturii (lent sau rapid), corelat cu adâncimea la care a avut loc procesul de solidificare rezultă diferite tipuri de structuri:

- structurile faneritice și holocristaline - rezultă la adâncime, în condițiile variației lente a temperaturii și presiunii;

- structurile afanitice, hipocristaline și vitroase - iau naștere în general la suprafață sau la adâncimi reduse, prin variația rapidă a temperaturii și presiunii.

Pe lângă structurile enumerate se mai pot forma și alte tipuri de structuri definite în funcție de raporturile dintre masa cristalizată și cea necristalizată din rocă și de modul de dezvoltare a mineralelor cristalizate. De ex. la cca. 750⁰-700⁰C, faza gazoasă ajunge la o presiune suficient de mare încât să determine fluidele fierbinți să părăsească rezervorul magmatic și să circule prin sistemele de crăpături (fisuri și falii) din rocile care alcătuiesc pereții rezervorului. În acest mod se depun o serie de minerale denumite generic, depuneri pegmatit-pneumatolitice. În aceste condiții se formează structura pegmatitică cu megacristale de mică, feldspat, turmalină și cuarț.

1.2.12. Clasificarea rocilor plutonice și vulcanice

În urma consolidării magmelor și lavelor se formează roci plutonice și vulcanice alcătuite din faze minerale solide cristalizate sau amorfe (vitroase-sticloase). Clasificarea rocilor magmatice și vulcanice se face în funcție de mai multe criterii (Figs. 67, 68). Cele mai uzuale se referă:

- a. domeniul de solidificare în raport cu suprafața topografică terestră;
- b. compoziția chimică (aciditate – bazicitate, în funcție de cantitatea de silice);
- c. structura rocilor (gradul de cristalinitate, adică raportul dintre volumul cristalizat și necristalizat din masa rocii; dimensiunea cristalelor);
- d. compoziția mineralogică (după participarea procentuală a cuarțului, feldspaiților potasici, feldspaiților plagioclazi și feldspatoizilor).

a. În funcție de domeniul de solidificare al rocilor în raport cu suprafața topografică, se clasifică în:

- roci plutonice (magmatice s.s., intruzive) – solidificate sub suprafața topografică;
- roci vulcanice (efuzive) – solidificate la suprafață.

Rocilor plutonice le sunt caracteristice structurile faneritice și holocristaline, datorită faptului că s-au consolidat la adâncimi mari, unde variația temperaturii și presiunii a fost lentă, ceea ce a permis cristalizarea completă a magmei și un timp fizic mai lung pentru creșterea cristalelor în raport cu suprafața. În schimb, **rocilor vulcanice** formate la /sau aproape de suprafață, le sunt caracteristice structurile hialine, afanitice sau profirice,

caracteristică unei răcirii mult mai rapide în raport cu domeniul subteran. Seriile rocilor plutonice/efuzive și caracteristicile mineralogice, chimice și structural-texturale sunt prezentate în Fig. 67.

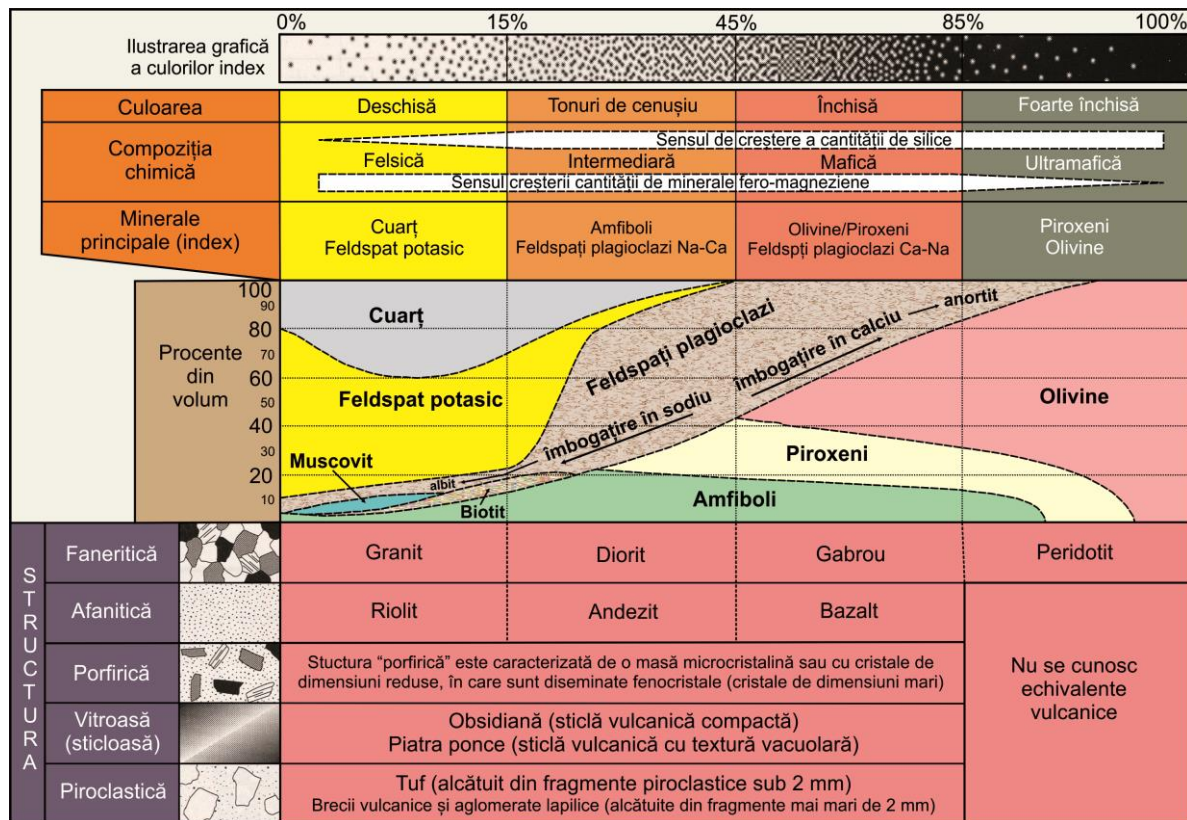


Fig. 67. Clasificarea rocilor magmatice în funcție de compoziția chimico-mineralogică și structură (sursa: Enciclopedia Britanică, 2006)

b. Din punct de vedere al compoziției chimice, după conținutul în SiO_2 , rocile magmatice se clasifică în:

- acide cu conținuturi de SiO_2 de peste 63 %, în care cuarțul este asociat cu minerale cum sunt feldspații, miclele, amfibolii etc., (de ex. granitul-granodioritul și riolitul-dacitul);
- neutre cu conținuturi de SiO_2 cuprins între 52 % și 63 % în care cuarțul liber lipsește sau se găsește în cantități reduse, în schimb crește procentul de silicați fero-magnezieni (de ex. andezitul);
- bazice în care conținutul în SiO_2 este de 45 % - 52 %, lipsite de cuarț, dar bogate în silicați feromagnezieni (de ex. bazaltul);
- ultrabazice caracterizate prin conținuturi în SiO_2 cuprinse între 30 % și 45 % și prevalența olivinei, așa cum se întâmplă în cazul peridotitului. Se cunosc în domeniul

continental, numai în zonele profunde al scoarței, la contactul crustei cu astenosfera și în domeniul rifturilor oceanice.

c. În funcție de structură, rocile magmatice se clasifică astfel:

c.1. După gradul de cristalinitate (proporția de de masă cristalizată/sticlă):

- roci holocristaline - au toată masa complet cristalizată, așa cum sunt rocile plutonice (granite, gabrouri etc);

- roci hipocristaline - alcătuite atât din cristale, cât și din sticlă, ca în cazul unor rocii efuzive (andezite, riolite etc.);

- roci hialine (vitroase = sticloase) - au întreaga masă sticloasă, lipsită de cristale, cum sunt sticlele vulcanice, obsidiana și piatra ponce.

c.2. După dimensiunea absolută a cristalelor:

- roci faneritice - cu cristale vizibile cu ochiul liber, mai mari de 0,2 mm;

- roci afanitice - cu cristale invizibile cu ochiul liber, mai mici de 0,2 mm.

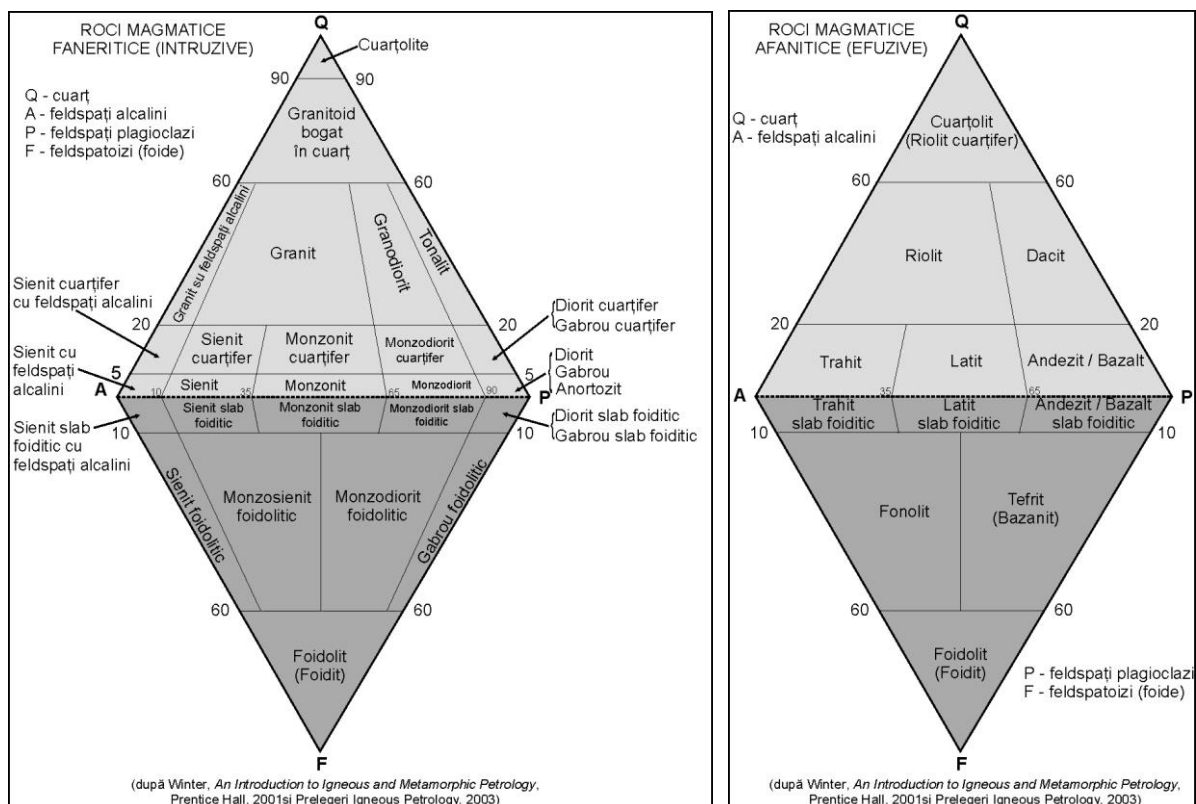


Fig. 68. Diagrama clasificării mineralogice a rocilor magmatice (după Winter, 2003)

d. Clasificarea mineralogică

Având în vedere că la alcătuirea mineralogică a celor mai multe dintre rocile magmatice participă următoarele grupe de minerale: Q - mineral din grupa SiO_2 , A - feldspați alcalini, P - feldspați plagioclazi, F - feldspatoizi și M - silicați mafici fero-magnezieni (*olivine, piroxeni, amfiboli și biotit*), și că grupele Q și F sunt incompatibile genetic, rezultă că în clasificarea rocilor magmatice este suficient să fie luate în calcul patru grupe de minerale (Fig. 68).

Tipurile de roci magmatice care se formează în legătură cu aliniamentele tectono-structurale majore (magmatismul rifturilor, magmatismul asociat zonelor de subducție, magmatismul asociat panașelor de manta, etc), au fost prezentate de Winter (2001, 2003). Conform datelor prezentate de autor, tipurile tectono-genetice de roci magmatice sunt sintetizate pe schița de mai jos (Fig. 69).

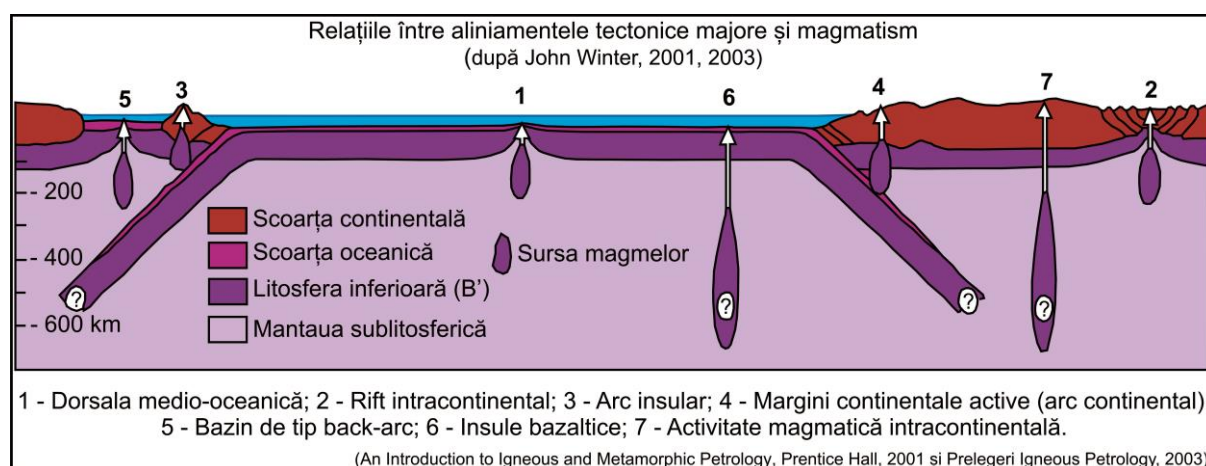


Fig. 69. Aliniamentele tectono-structurale majore de pe Glob și tipurile de roci magmatice care iau naștere (după Winter, 2001, 2003)

1 – roci bazaltice de tip MORB (Basalts on Mid-Ocean Ridges; magmatism asociat rifturilor și dorsalelor medio-oceanice), 2 – formațiuni vulcanogen-sedimentare (magmatism asociat rifturilor continentale), 3 – roci intermediare și bazaltice (magmatism asociat zonelor de subducție; de tip arc insular), 4 – roci intermediare și acide (magmatism asociat zonelor de subducție; de tip arc continental), 5 - roci bazice (bazin back-arc), 6 – roci bazaltice de tip OIB (Ocean Island Basalts; magmatismul asociat domurilor de manta = hot-spot = puncte fierbinți; magmatism intraplacă cu scoarță oceanică).

2. PROCESE ȘI ROCI SEDIMENTARE

Procesele rezultate prin interacțiunea geosferelor externe ale Pământului (scoarța terestră, atmosferă, hidrosferă și biosferă) sunt cunoscute ca *procese exogene*. „Motorul” proceselor și fenomenelor exogene sunt energia termică (surse: solară, telurică, radioactivă, impactul cu corpurile extraterestre etc.) și gravitația Pământului și a corpurilor extraterestre.

Procesele și fenomenele exogene determină dezagregarea și alterarea rocilor care alcătuiesc formele pozitive ale reliefului terestru, transportul fragmentelor rezultate din dezagregarea rocilor preexistente și sedimentarea (acumularea) lor în zonele depresionare, denumite bazine de sedimentare. Prin acumularea fragmentelor iau naștere rocile clastice (pietrișuri, nisipuri, silturi, mълuri, conglomerate, gresii, siltite, marne, argile). Concomitent, în bazine se desfășoară, cu intensități diferite, procese chimice și biochimice, formându-se rocile de precipitație chimică (calcare, dolomite, silicolite, evaporite, etc.) și rocile biotice (calcare organogene, silicolite, cărbuni, petrol, gaze etc.). Ulterior procesului de acumulare, sedimentele sunt supuse transformărilor fizico-chimice de compactare, cimentare etc., cunoscute sub denumirea de *procese diagenetice*. În urma proceselor diagenetice sedimentele se transformă în roci sedimentare cimentate.

Rocilor sedimentare alcătuiesc stratisfera, care acoperă peste 75 % din suprafața globului terestru.

2.1. Sistemele de sedimentare

Procesele petrogenetice sedimentare includ procesele fizice, chimice și biotice care se desfășoară în *sistemele de sedimentare* de la suprafața terestră. Acestea acționează atât în stadiul de sedimentare (geneza componentelor rocilor sedimentare, transportul, acumularea sedimentelor), cât și în cel de diageneză (litificarea sedimentelor).

Sistemele de sedimentare se clasifică fie după *natura procesele predominante care controlează sedimentarea (fizice, chimice, biochimice)*, cu produse specifice (roci sedimentare), fie după *poziția geografică a mediilor depoziționale*. În primul caz se vorbește despre *sisteme clastice, carbonatice, evaporitice etc.*, care cuprind la rândul lor mai multe medii depoziționale. În al doilea caz, mediile depoziționale sunt grupate în *sisteme continentale, marine și de tranziție* (Figs. 70, 71). Referitor la relația dintre sistemele corespunzătoare celor două clasificări, trebuie avut în vedere faptul că cele din prima categorie pot fi localizate în domeniul continental, marin sau de tranziție. În același timp, un

sistem clastic de ordin superior poate cuprinde atât domeniul continental (arie sursă), cât și cel marin (bazin de sedimentare).

În cazul sistemelor clastice se disting subsistemele: *aria sursă - agenții de transport - bazin de sedimentare*.

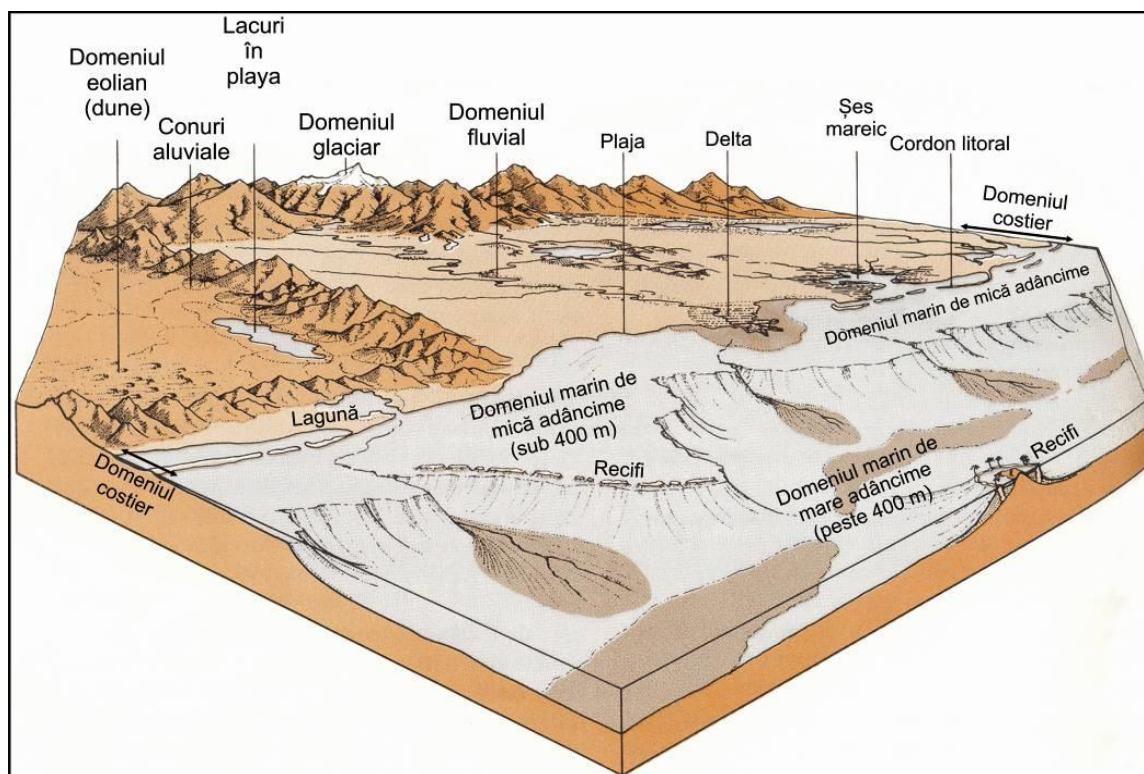


Fig. 70. Relația sistemelor de sedimentare clastice, carbonatice și evaporitice cu sistemele continentale, marine și de tranziție (costiere) (sursa: www.palaeos.com/)

Ariile sursă sunt zone subaerene sau submerse, pozitive în raport cu diferite planuri de referință (nivel de bază, nivel local, fundul cuvetei lacustre sau marine, etc.), zone în care se produc componenții rocilor sedimentare. În aceste areale substratul este supus proceselor fizico-mecanice și fizico-chimice de dezagregare, formându-se fragmente de diferite dimensiuni care se acumulează în bazinele de sedimentare. Ariile sursă cele mai productive sunt localizate în domeniul continental. În domeniul marin-oceanic ariile sursă cele mai importante sunt morfologiile pozitive în raport cu câmpia bazinală (cordiliere, dorsale medio-oceanice etc.). Productivitatea surselor submerse ține de hidrodinamica mediului marin, care se atenuază cu adâncimea (capacitatea de eroziune a curenților marini, valurilor, mareelor, etc). O sursă particulară de fragmente pentru rocile sedimentare este reprezentată de zonele vulcanice active. În condițiile erupțiilor vulcanice explozive se fragmentează partea superioară a aparatului vulcanic și se produc fragmente de diferite dimensiuni, care se depun

la anumite distanțe față de centrul de erupție. Acestea alcătuiesc depozitele piroclastice, în opoziție cu depozitele epiclastice, când fragmentele provin prin procese exogene.

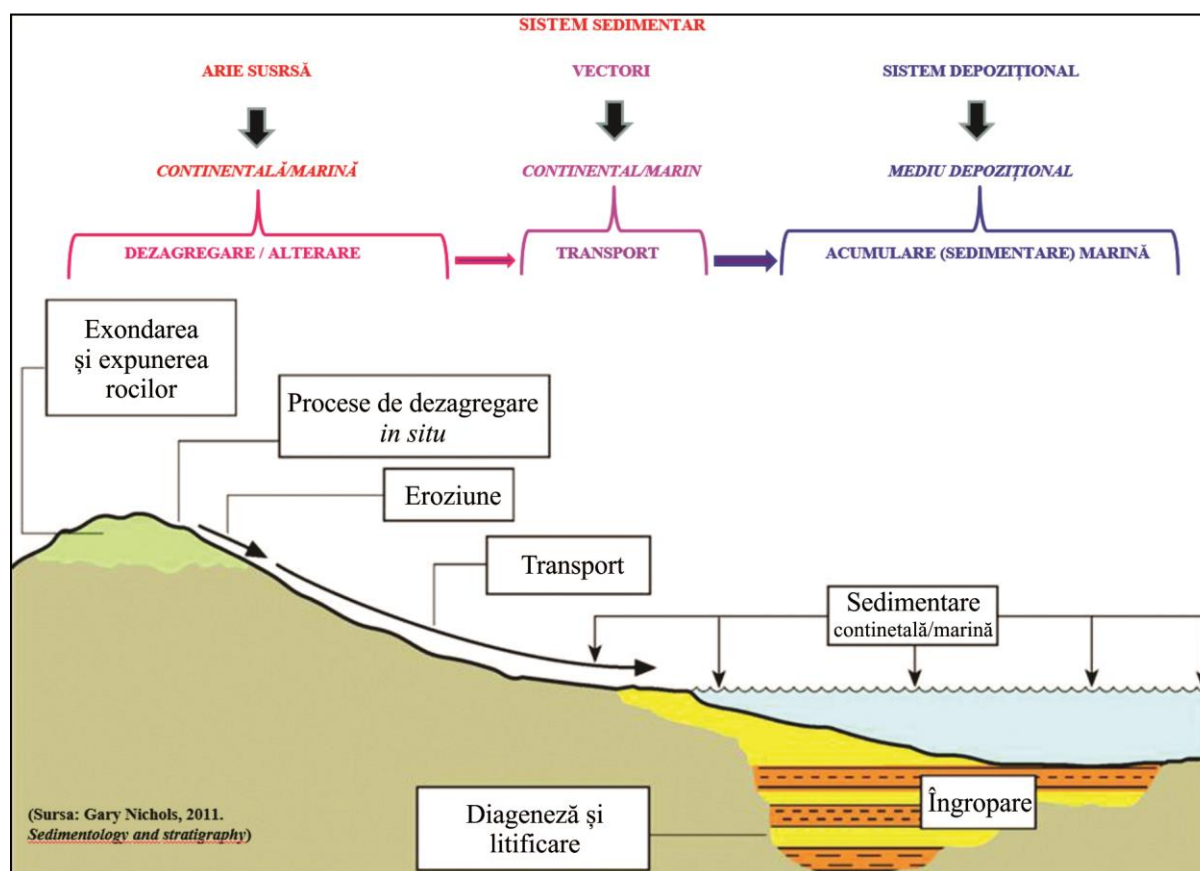


Fig. 71. Sistem de sedimentare clastic (sursa: Nichols, 2011)

Agenții de transport constituie segmentul de legătură dintre aria sursă și bazinul de sedimentare. Prin intermediul acestora materialul clastic este preluat din aria sursă, transportat și depozitat în bazinul de sedimentare. Transportul clastelor este asigurat de agenți de natură hidrologică (rețeaua fluvială continentală, mările, valurile, curenții din domeniile lacustru și marin-oceanic, ghețarii), eoliană și gravitațională.

Bazinele de sedimentare sunt zone depresionare continentale sau marin-oceanice în care bilanțul intrări/ieșiri de sedimente este supraunitar, adică procesul de acumulare a sedimentelor predomină net asupra proceselor de eroziune și transport. Exemple de bazine de sedimentare continentale sunt reprezentate în general de sistemele endoreice, dar și de sistemele deschise, (de ex. bazinul Amazonului). În bazinele de sedimentare se produce diageneza sedimentelor și formarea rocilor sedimentare cimentate (consolidate).

2.2. Componenții rocilor sedimentare

2.2.1. Geneza componenților

Componenții rocilor sedimentare iau naștere prin procese exogene de natură fizică (meteorizația), chimică (alterarea, halmiroliza), biotică și prin procese vulcanice explozive. Spre deosebire de componenții rocilor magmatice care iau naștere numai prin consolidarea magmelor și lavelor, fiind reprezentați de diverse minerale, componenții rocilor sedimentare sunt caracterizați de o diversitate mult mai mare. Astfel, în alcătuirea lor pot intra fragmente de dezagregare monominerale sau litice, fragmente bioclastice, fragmente piroclastice, minerale de precipitație chimică și biochimică și produse de alterare.

2.2.1.1. Procese de meteorizație

Dezagregarea. Procesul de fragmentare fizică a substratului geologic fără modificarea compoziției chimice, este denumit generic *dezagregare (meteorizația fizică)*. Dezagregarea în acest caz este produsă de procese exogene specifice unor zone climatice (umede, tropical umede, aride, temperat continentale, temperat oceanice etc.), rezultând fragmente de diferite dimensiuni, denumite claste, galeți etc. (Fig. 72).



Fig. 72. Podusele meteorizației fizico-mecanice (sursa: <http://search.vadlo.com/>)

Materialul detritic rezultat în urma dezagregării rocilor preexistente este alcătuit din fragmente (claste) de diferite dimensiuni, de la blocuri metrice, până la dimensiuni microscopice. Granulometric clastele se clasifică în: psefite (rudite), psamite (arenite),

aleurite (silturi) și pelite (lutite), iar rezultatele analizelor granulometrice se reprezintă pe grafice speciale prin curbe granulometrice.

Rocile rezultate prin acumularea clastelor se numesc detritice sau epiclastice (de ex. conglomeratele și gresiile). În decursul transportului, materialul detritic se fărâmițează și mai mult, se sortează granulometric din ce în ce mai bine și se rotunjește (rulează) datorită proceselor abrazive apărute la contactul particulelor sau la contactul sedimentelor cu substratul litificat.

Dezagregarea fizico-mecanică a versanților conduce la formarea de blocuri și fragmente de diferite dimensiuni și acumularea gravitațională a acestora la baza pantei, unde formează conuri de grohotiș. Prin unirea mai multor conuri de grohotiș rezultă pânze de grohotiș, așa cum se întâmplă în vestul Masivului Piatra Craiului, în Munții Retezat, Godeanu, Făgăraș etc. În cazul masivelor granitice, rezultă fragmente de 0,5-2 cm, care poartă numele de *gruss*. Prin accentuarea fragmentării se poate ajunge la particule de nisip ușor de transportat prin curenți de apă sau eolieni.

Dintre procesele de meteorizație se pot enumera: *termoclastia*, *crioclastia*, *haloclastia*, *fitoclastia*, *keraclastia* și *eroziunea* (*pluvială*, *fluvială*, *marină*, *glaciară*, *marină*).

Termoclastia este produsă de insolația diferențiată a rocilor alcătuite din minerale și litoclaste închise sau deschise la culoare. Cele închise la culoare au o capacitate mai mare de absorbție a căldurii, suferă procese de dilatare mai accentuate, producându-se fragmentarea.

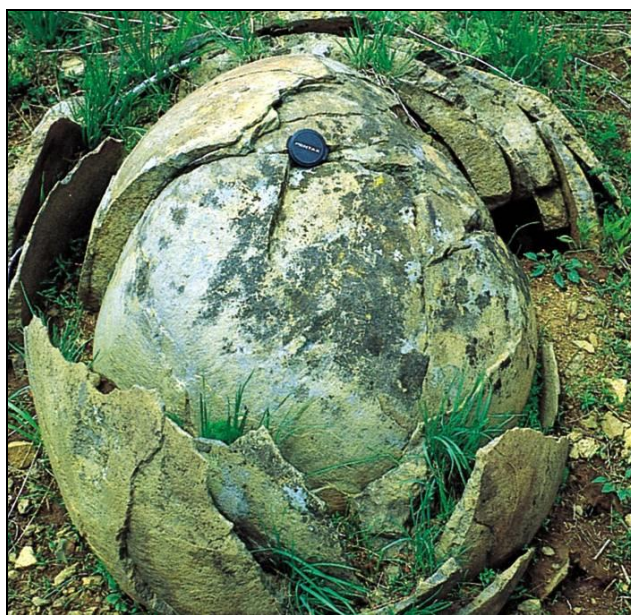


Fig. 73. Formele specifice ale meteorizației fizico-mecanice în cazul rocilor granitice (sursa: <http://search.vadlo.com/>)

În regiunile deșertice amplitudinile termice diurne pot ajunge la peste 40°C, astfel încât prin ciclurile succesive de dilatare/contractare ale rocilor se produce dezagregarea mecanică a acestora. După înlăturarea gravitațională a fragmentelor procesul se reia până la dezagregarea definitivă (Fig. 73).

Crioclastia este specifică regiunilor periglaciare și temperate reci, unde ciclurile de îngheț/dezghet sunt numeroase. Apa este principalul agent care produce dezagregarea fizică. Odată pătrunsă în fisurile și crăpăturile din substrat, apa îngheață mărindu-și volumul de până la 11 ori. Astfel se produce o presiune de cca. 890 kgf/cm² asupra pereților fisurilor, determinând lărgirea lor și în final fragmentarea rocilor.

Haloclastia este rezultatul lărgirii crăpăturilor și fisurilor din roci ca urmare a cristalizării diferitelor minerale din soluțiile ce circulă pe acestea. Prin hidratarea unor săruri precipitate din soluții, se produc presiuni suplimentare pe fisuri care fragmentează rocile (Fig. 74).

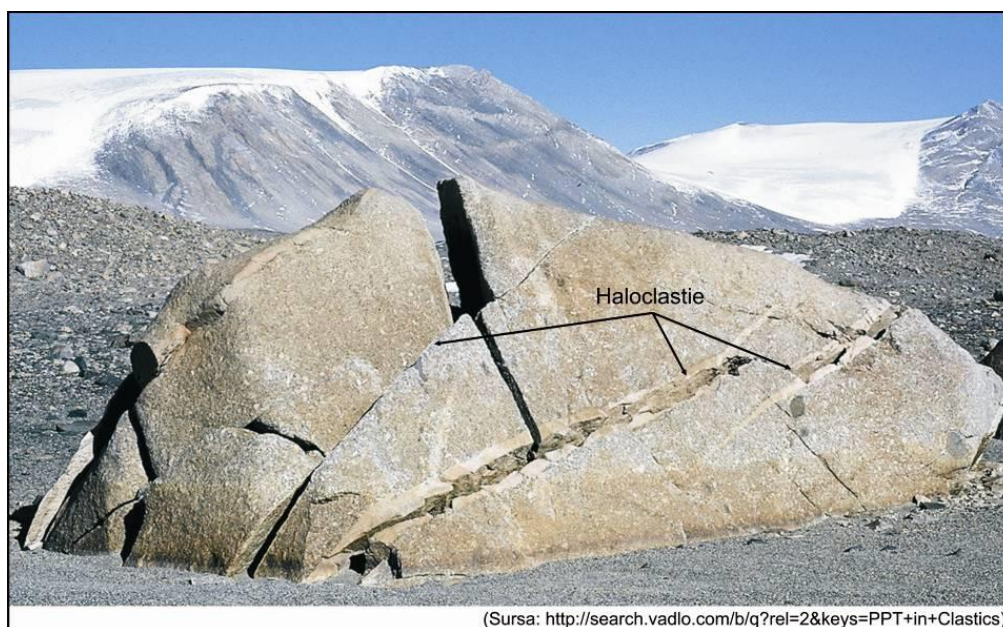


Fig. 74. Efectul precipitării sărurilor pe fisuri (sursa: <http://search.vadlo.com/>)

Keraunoclastia, mai frecventă în zonele muntoase, este datorată descărcărilor electrice (trăsnetelor) care produc fisurări în rocile masive sau, în unele cazuri, chiar topirea acestora pe mici porțiuni. În special în gresii și nisipuri se formează mici tuburi dintr-un material sticlos denumite *fulgurite*.

Eroziunea fluvială, abraziunea marină, coraziunea eoliană și eroziunea glaciară, au rol major în distrugerea substratului preexistent. La procesele de eroziune enumerate se

adaugă un set de procese fizice, chimice și biotice care contribuie la producția primară de claste.



Fig. 75. Dezagregarea datorită fixării și dezvoltării vegetației (sursa: <http://search.vadlo.com/>)

2.2.1.2. Procese chimice

Prin proprietățile sale chimice (pH, Eh și conținutul în gaze dizolvate) apa constituie un factor esențial în desfășurarea proceselor de la suprafața Pământului. Substanțele solubile rezultate în urma proceselor de alterare chimică și biochimică a rocilor preexistente sunt transportate sub formă de soluții naturale sau coloidale în lacuri și mări, unde, prin suprasaturare, precipită generând rocile de precipitație chimică.

a. Precipitarea din soluții suprasaturate poate avea loc în mediul continental în peșteri, unde depunerile de carbonat de calciu formează speleoteme (stalactite, stalagmite, draperii etc.), sau la gura unor izvoare bicarbonatate, se formează tufuri calcaroase, travertin, roci silicolitice etc. În mediul marin suprasaturarea se realizează fie în lagune, fie în bazine marginale, cu circulație restrictivă (vezi Anastasiu et al., 2007). Ordinea de precipitare a sărurilor se desfășoară în sens invers solubilizării. La început se depun sărurile cele mai puțin solubile: sulfuri, silicații, oxizii, fosfații, carbonații și sulfații, apoi clorura de sodiu și numai la urmă sărurile de potasiu numite și săruri delicvescente (Fig. 76, 77).

b. Alterarea chimică constă în descompunerea substanțelor ce alcătuiesc rocile și formarea unor noi combinații chimice. Unele, mai ușor solubile, sunt antrenate în soluții

apoase, iar altele, mai greu solubile, se acumulează „in situ” (rămân pe loc) formând sedimente reziduale (= scoarța de alterare) (Fig. 78). Deci, scoarța de alterare reprezintă un depozit rezidual format prin acumularea „in situ” a unor materiale insolubile sau foarte greu solubile. În urma acestui proces s-au format depozitele terra rosa, zăcămintele de bauxită (principalul minereu de Al), laterite etc.

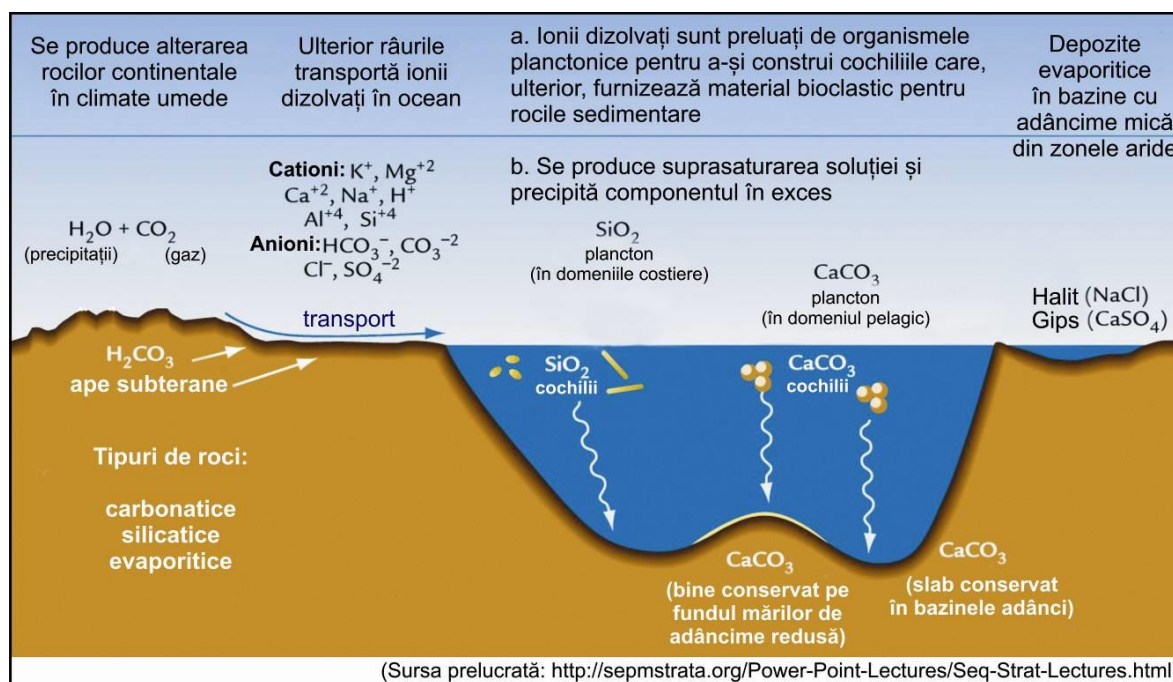


Fig. 76. Căi de îmbogățire a soluțiilor marine sau lacustre în diferiți componenți (sursa: <http://sepmstrata.org/>)

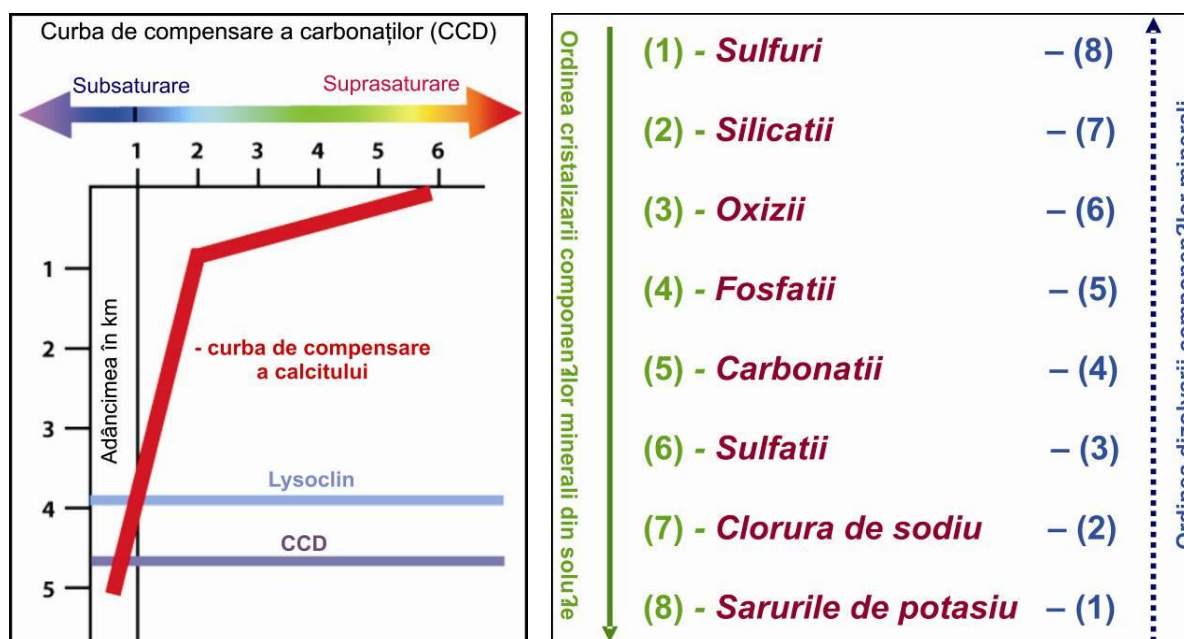


Fig. 77. A (în stânga) - Solubilitatea carbonaților în raport cu adâncimea domeniului oceanic; B (în dreapta) - Ordinea precipitării sărurilor din soluțiile suprasaturate (sursa: <http://sepmstrata.org/>)

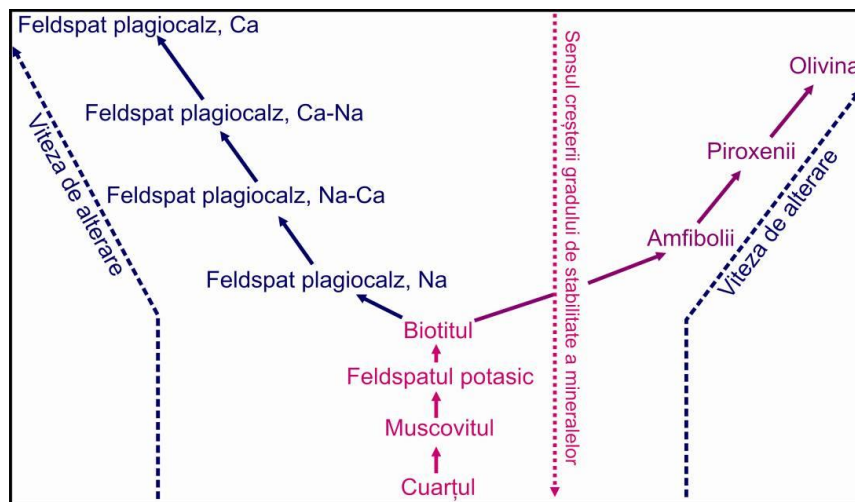


Fig. 78. Stabilitatea mineralelor în condiții exogene

O altă parte din componenții insolubili rezultați în urma alterării pot fi antrenati de curenți de apă și transportați în suspensie, sau prin saltație și târâre în bazinele de sedimentare.

Principalele procese de alterare sunt *oxidarea*, *carbonatarea* și *hidroliza*.

Oxidarea mineralelor care conțin fier conduce la trecerea lor în hematit (Fe_2O_3) sau limonit ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$); cele cu mangan trec în piroluzit (MnO_2) etc.

Carbonatarea constă în reacția CO_2 dizolvat în soluții cu diferite baze și formarea de carbonați (de ex. CaCO_3 și MgCO_3).

Hidroliza constă în reacția dintre cationii bazici ai mineralelor cu ionii de HO^- , proveniți din disocierea apei. În urma unor astfel de reacții silicații trec în silicați hidratați. De exemplu așa se petrece transformarea ortozei (tectosilicat de Al^{3+} și K^+) în caolin (filosilicat hidratat de Al^{3+}) și hidroxid de potasiu.

2.2.1.3. Procese biotice

a. În mări și oceane viețuiesc o serie de comunități de organisme care își construiesc scheletul, pseudoscheletul sau testul protector din substanțe minerale: carbonat de calciu (algele, corali și briozoarele), silice (silicoflagelatele, radiolarii, diatomeele), fosfați (foraminifere aglutinate) etc. Astfel:

- prin bioconstrucția in situ a "coloniilor" de corali, algelor calcaroase și briozoarelor se formează calcarele recifale (*roci bioconstruite*), în stive ce pot atinge grosimi de mii de metri;

- diatomeele, radiolarii și coccolitoforideele furnizează după moarte fragmente silicolitice sau carbonatice. Prin bioacumularea bioclastelor furnizate de primele două grupe de organisme se formează roci silicolitice de tipul diatomitelor, menilitelor, radiolaritelor, jaspurilor, iar în ultimul caz au luat naștere acumulările de cretă (*roci de bioacumulare*);

- în alte situații, testele organismelor calcaroase sau silicioase au fost amestecate cu material epiclastic, luând naștere gresii lumașelice, lumașele etc.

b. Un alt proces biogen este legat de activitatea microorganismelor bacteriene, cu un rol foarte important în petrogeneză (procese geobacteriene) (Fig. 79).



Fig. 79. Stromatolit (rocă produsă de cianobacterii) (sursa: <http://sepmstrata.org/>)

Astfel:

- bacteriile chimiotrofe cum sunt: *ferobacteriile*, *tiobacteriile*, *nitrobacteriile*, *fosfobacteriile*, *calcibacteriile* etc., au contribuit la formarea acumulărilor de fier, sulf, nitrați, fosfați, calcare etc.;

- microorganismele au rol decisiv în transformarea materialelor vegetale din mediile paludale eutrofe sau oligotrofe în turbă, material precursor al cărbunilor;

- în mediile euxinice marin-oceanice sau lacustre, bacteriile anaerobe au transformat acumulările de substanțe lipidice din sapropeluri (amestecul materialelor pelitice cu zooplanctonul și fitoplanctonul din bazin). Acestea, în condiții specifice de temperatură și presiune se transformă în kerogen și apoi în hidrocarburi (petrol și gaze naturale);

- o altă categorie de bacterii aerobe și anaerobe au jucat un rol esențial în transformarea biochimică a materialului vegetal în acizi humici, componenți specifici ai solurilor care au un rol principal în asigurarea fertilității acestuia. Solurile sunt depozite reziduale eluviale, formate în urma unor complexe și îndelungate procese fizice, chimice și biochimice. Faza solidă a solurilor este constituită din minerale (silicați hidratați de Al, cuarț, carbonați, etc.) și substanță organică, care este transformată de către bacteriile aerobe și anaerobe, în humus. Solurile sunt depozite geologice foarte complexe, formate ca urmare a interacțiunii dintre atmosferă, hidrosferă, litosferă și biosferă și fac obiectul de studiu al pedologiei.

2.2. Clasificarea componenții rocilor sedimentare

La alcătuirea rocilor sedimentare contribuie un mare număr de componenți, grupați în multe categorii distincte:

a. În funcție de poziția ariei sursă, raportată la bazin:

- *alogeni* - componenți care iau naștere în afara bazinului de sedimentare și, ulterior, sunt transportați în bazin (componenți epiclastici, piroclastici, subordonat bioclastici); intră în alcătuirea rocilor clastice;

- *autigeni* - formați în bazinele de sedimentare în special prin precipitare din soluții, subordonat prin procese fizico-mecanice; formează rocile de precipitație chimică, biochimică și cimentul rocilor clastice.

b. În funcție de natura clastelor (Figs. 80, 81, 82):

- *claste monominerale*, alcătuite dintr-un singur mineral, în principal din cele rezistente la eroziunea mecanică și alterare: cuarț, minerale grele (turmalina, zirconul, sfenul, ilmenit, rutil etc.), feldspați potasici, feldspați sodici etc. (Fig. 81);

- *litoclaste*, fragmente poliminerale (alcătuite din două sau mai multe minerale) (Fig. 81);

- *bioclaste*, fragmente provenite prin acumularea mecanică a părților minerale ale organismelor (corali, alge calcaroase, briozoare, gasteropode, bivalve, brachiopode etc.), rezultând rocile de bioacumulare (de ex. falunele – depozit necimentat de bioclaste și lumașelele – roci cimentate alcătuite dintr-o aglomerare de bioclaste) (Fig. 82).

c. În funcție de natura procesului de fragmentare:

- *epiclaste*, fragmente provenite prin procese mecanice exogene;

- *piroclaste*, fragmente provenite în urma proceselor endogene (erupțiilor vulcanice) (Fig. 82).

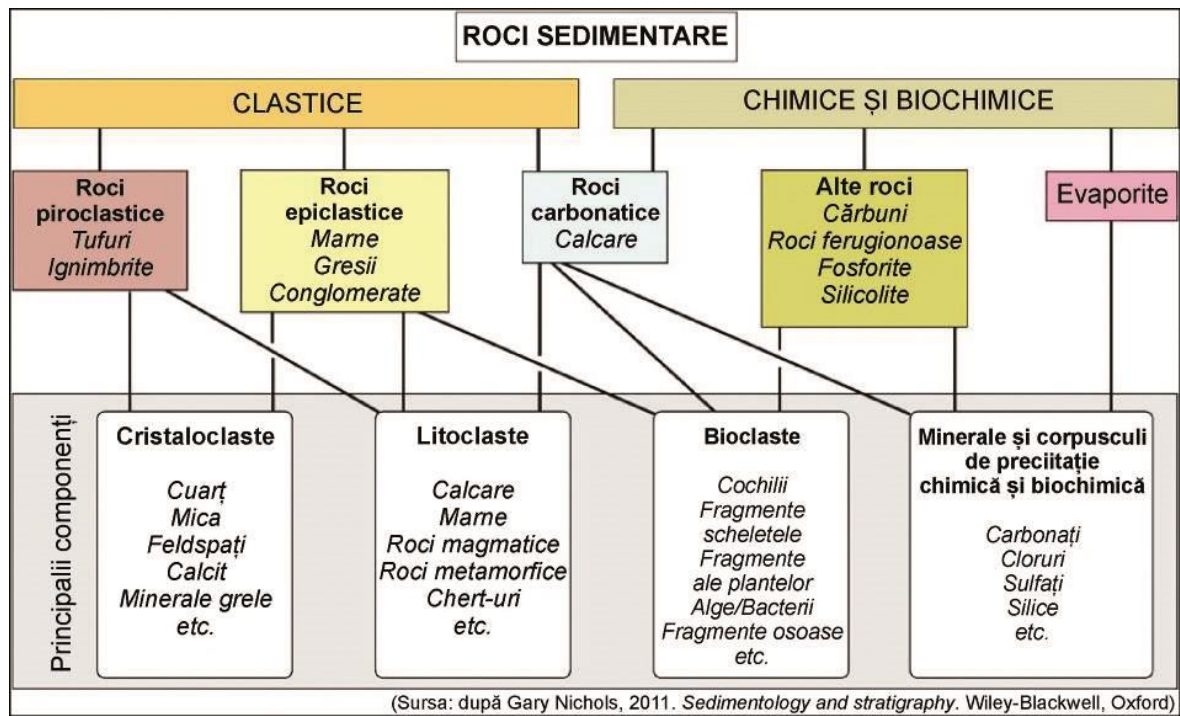


Fig. 80. Componentii rocilor sedimentare (după Nichols, 2011)

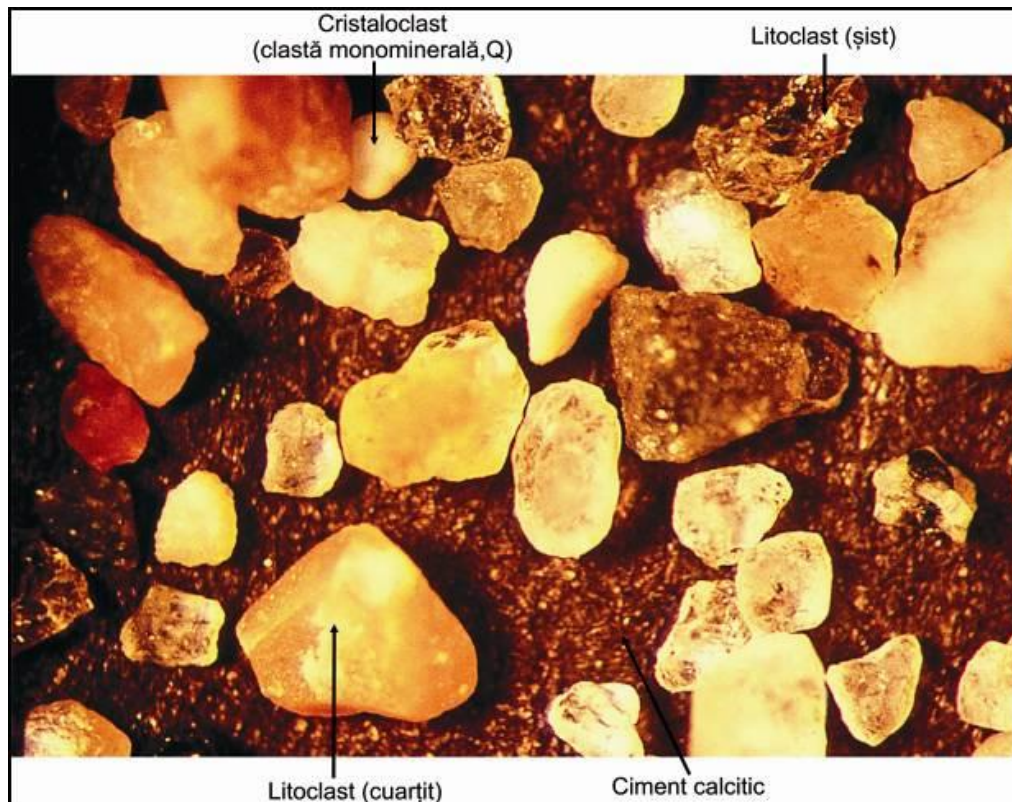


Fig. 81. Componentii rocilor epiclastice (sursa: Kendal, 2005)

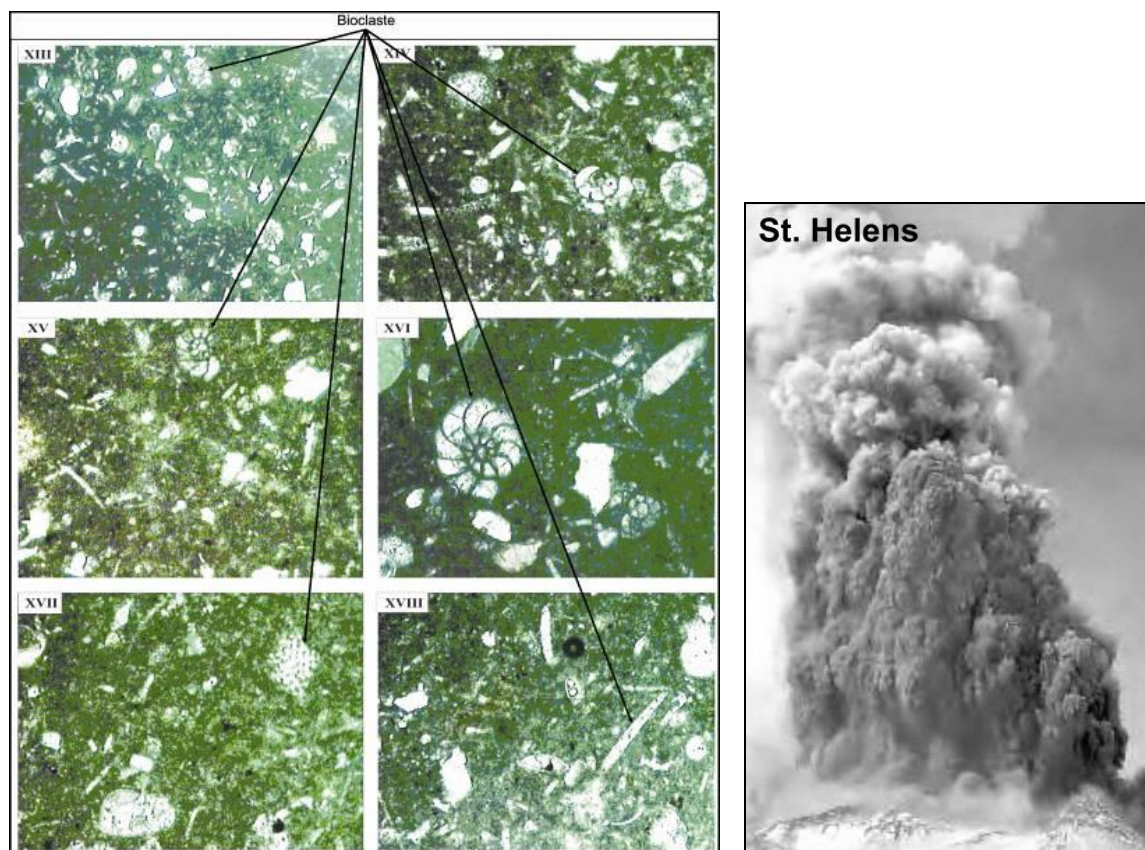


Fig. 82. A (în stânga) - Bioclaste; B (în dreapta) - Componenti piroclastici (pentru B sursa: wikipedia.ro)

2.3. Transportul materialului sedimentar

Transportul din aria sursă în bazinul de sedimentare poate fi efectuat de unul sau mai mulți agenți de transport, dintre care trebuie amintiți:

Apele curgătoare (pârâie, râuri și fluvii) au o acțiune de eroziune, transport și depunere a materialului detritic. Acțiunea râului pe axa *eroziune-transport-acumulare*, depinde de capacitatea de transport care este proporțională cu viteza curentului: predomină *eroziunea și transportul* pe cursul superior (bolovăniș, pietriș și nisip), *transportul și depunerea* pe cel mijlociu (pietriș mărunț și nisip) și *depunerea* pe cel inferior (nisip și măr). Clastele transportate de apele curgătoare se depun acolo unde viteza curentului se reduce și capacitatea de transport scade (Figs. 83, 84).

Generic, depozitele depuse de râuri în domeniul continental, în albiile majore și minore, se numesc depozite aluviale. La vărsarea în mare, în anumite condiții, se formează deltele, care pot fi parțial emerse - parțial submerse, de ex., deltele Nilului, Dunării, etc.

Apele lacustre constituie arii de depunere a materialului pelitic argilos, sau, în condițiile unui aport fluvial, în lacuri ajung nisipuri și chiar pietrișuri. În lacurile situate în zonele aride, endoreice, se pot forma roci evaporitice.

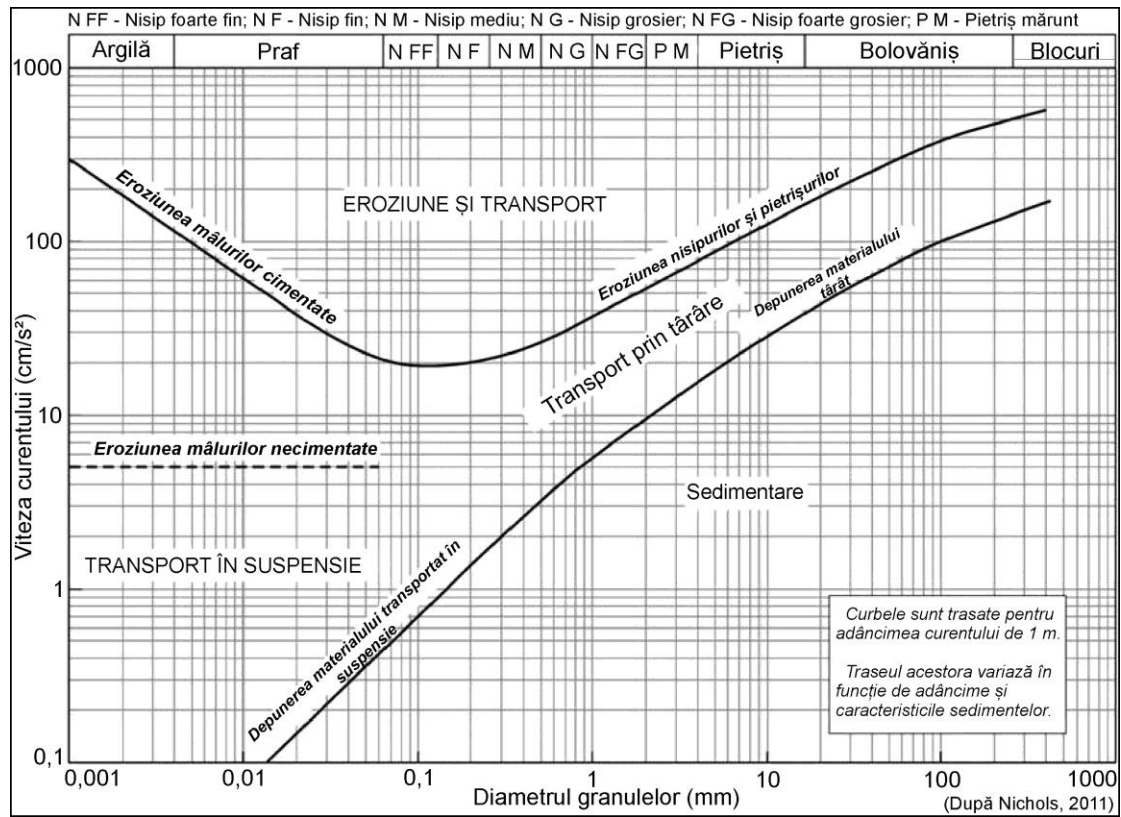


Fig. 83. Relația eroziune-transport-depunere/viteza curentului, la o adâncime de cca. 1 m (după Nichols, 2011)

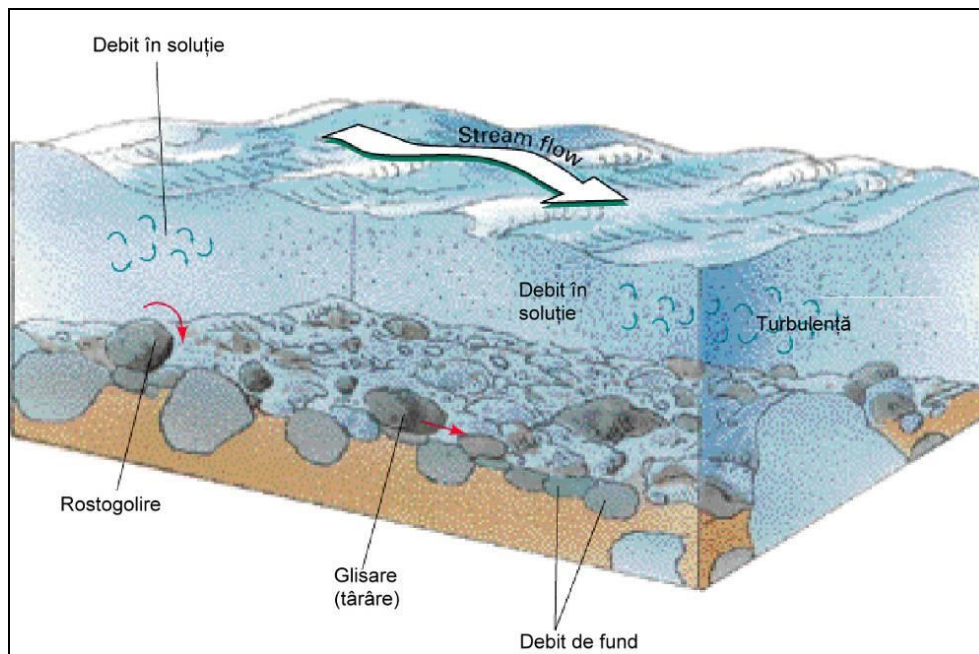


Fig. 84. Transportul fluvial a componentelor sedimentari (după Kendall, 2005)

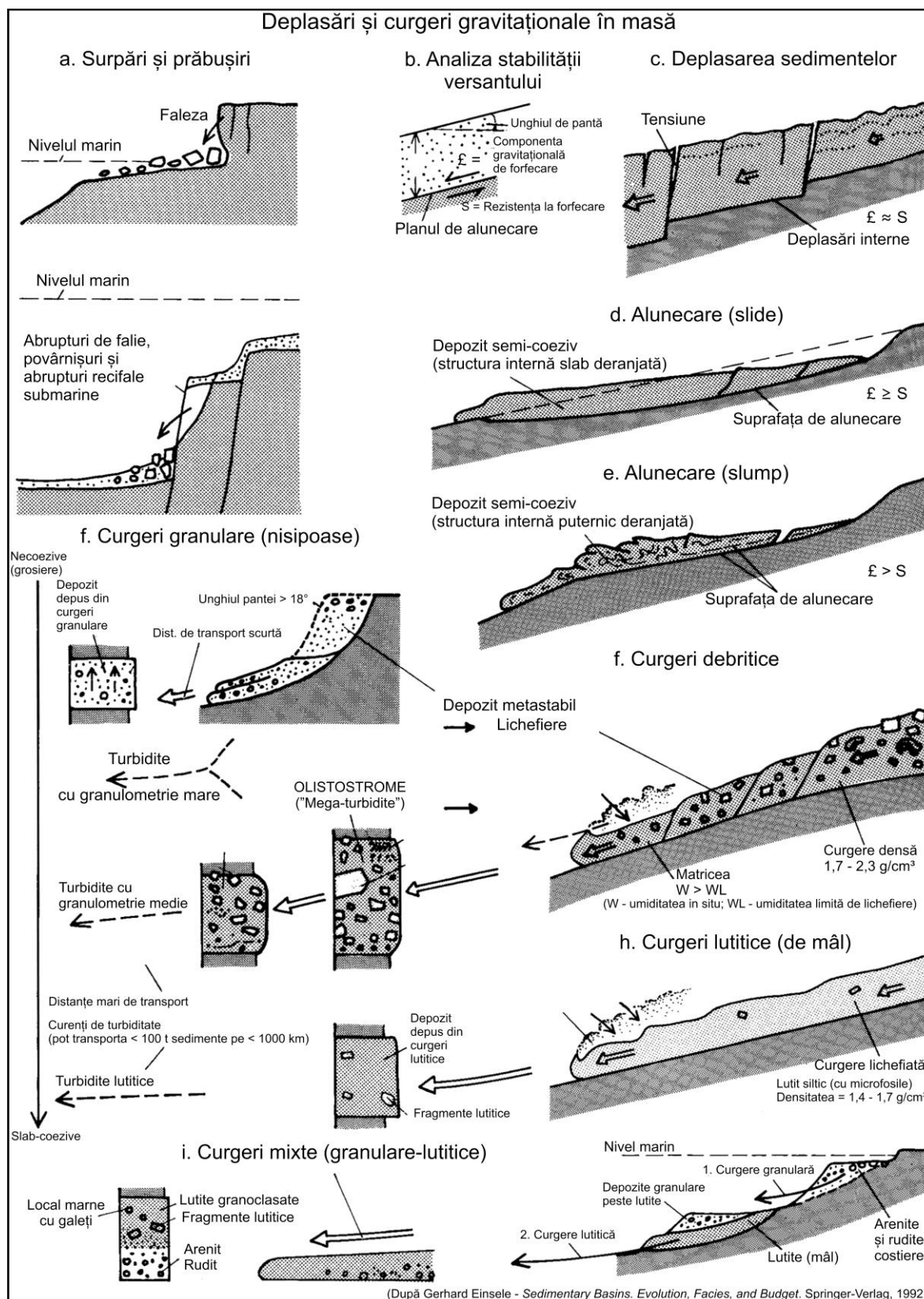


Fig. 85. Deplasări în masă și curgeri gravitaționale (după Einsele, 1992)

Apele marine în mișcare (valuri, maree și curenți) transportă materialul detritic adus de fluvii sau rezultat din abraziunea țărmurilor, iar depunerea acestuia are loc acolo unde

agitația apelor marine se reduce sau încetează, ceea ce determină o sortare cu descreșterea dimensiunii clastelor de la țărm spre larg. Un caz particular îl constituie sedimentarea flișului ca urmare a alunecării unor mase mari de depozite pe povârnișul (taluzul) continental și redepunerea lor în zone adânci, unde are loc o depunerea ritmică sortată granulometric. Curenții care se formează prin alunecarea sedimentelor pe taluzul continental și redistribuie materialul adus de pe continente în largul bazinului oceanic, se numesc curenți de turbiditate (Figs. 85, 86).

TIPUL EVENIMENTULUI		DEPOZITE	REGIMUL HIDROLOGIC
Curgeri de debrite (regim laminar, L; $V_{curent} < 1 \text{ cm/s}$)	Coezive	Debite (<i>Debrite</i>) D	Adâncimea Viteza (L)
Curgeri debritice și turbiditice (regim hidrologic mixt, L-T, manifestat etajat)	Mixte	Curgeri debritice ("Linked" debrite) LD	Adâncimea Viteza (L)
Curgeri de tip "slurry" (tulbureală) (regim hidrologic de tranziție, T-L-T, manifestat pe orizontală)	Tranziții	Gresii laminare ("Banded" sandstone) SF	Adâncimea Viteza (L, T)
Curenți de turbiditate de densitate ridicată (regim hidrologic turbulent, T; $V_{curent} > 1 \text{ cm/s}$)	Necoezive	HDT	Adâncimea Viteza (T)
Curenți de turbiditate de densitate scăzută (regim hidrologic turbulent, T; $V_{curent} > 1 \text{ cm/s}$)		LDT	Adâncimea Viteza (T)

(prelucrat după Peter Haughton, din Kendall, 2005 - Introduction to sedimentary facies)
(sursa: <http://search.vadlo.com/b/q?rel=2&keys=PPT+in+Clastics>)

Fig. 86. Relația eroziune-transport-depunere/viteza curentului, la o adâncime de cca. 1 m (Kendall, 2005)

Ghețarii au o acțiune erozivă și de transport. Au capacitatea de a transporta simultan material clastic de dimensiuni variabile, de la blocuri metrice la material lutitic, formându-se roci specifice domeniilor glaciare denumite tilite. Blocurile sunt zgâriate și lustruite datorită frecării de substratul pe care curge ghețarul. Materialul transportat și depus de ghețari formează morenele. În funcție de poziția lor morenele se clasifică în: de fund, frontale, laterale și mediane (Figs. 87, 88).

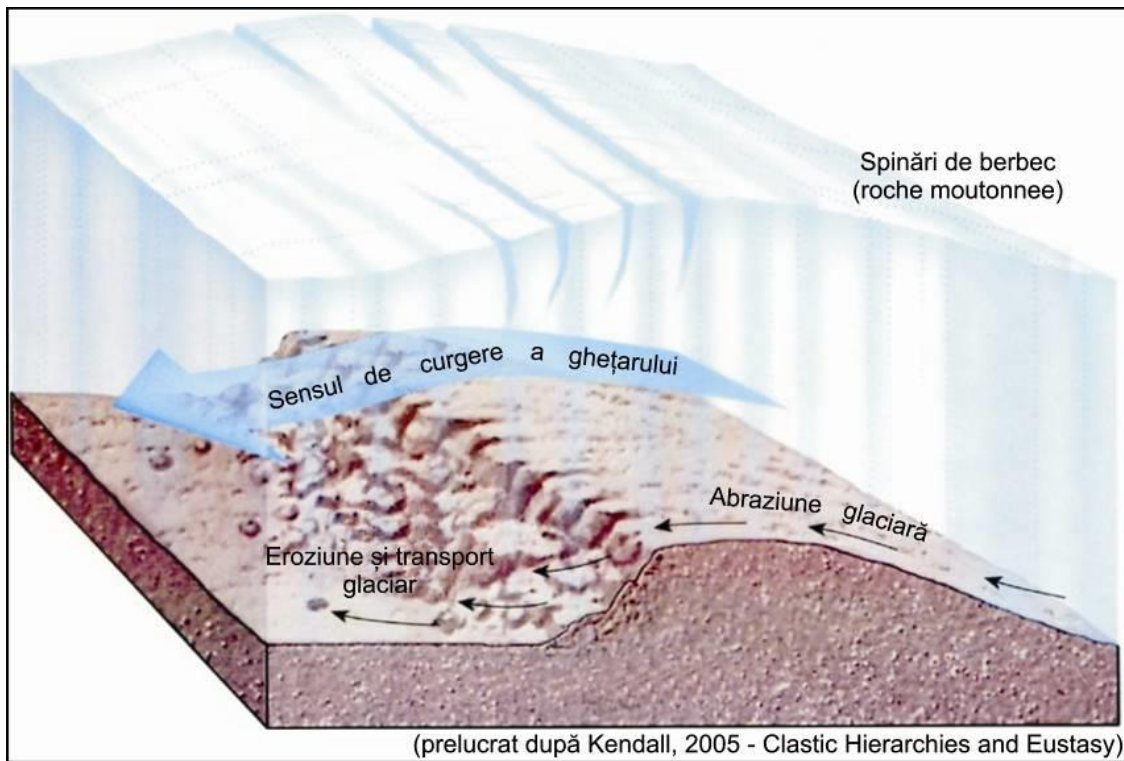
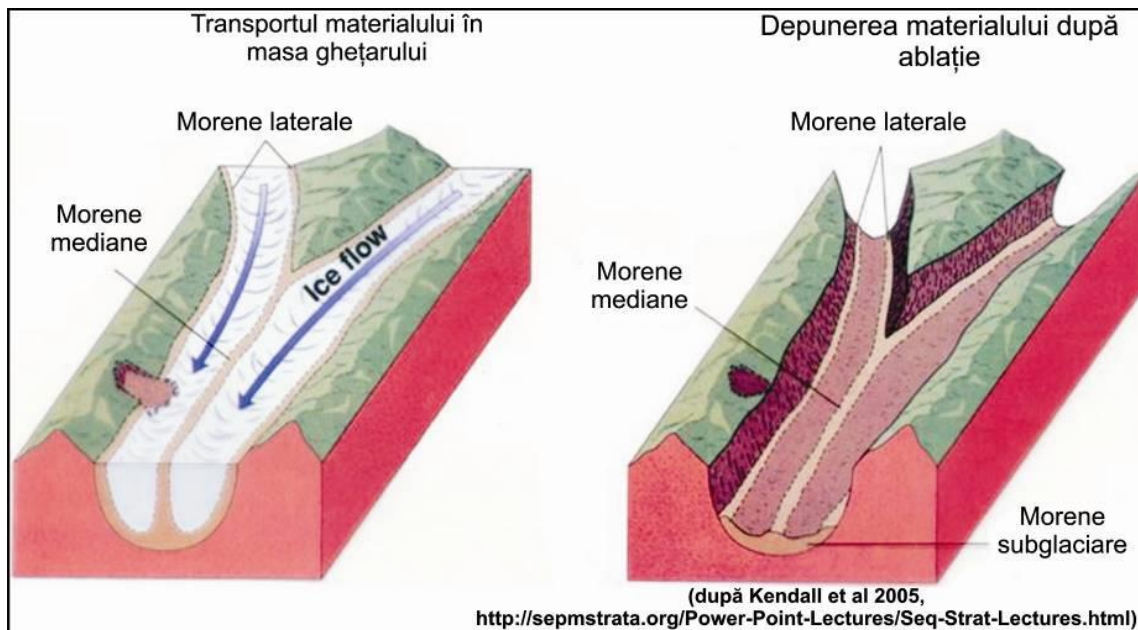


Fig. 87. Eroziunea și transportul glaciari (după Kendall, 2005)

Fig. 88. Transportul componentelor sedimentari de către ghețari (sursa: <http://sepmstrata.org/>)

Vânturile produc coraziunea și transportă prin mecanismele specifice materialul clastic: prin rostogolire pietriș mărunț, prin saltație nisip și în suspensie praf. Fragmentele de dimensiuni mari desprinse din substratul dur, sunt șlefuite pe trei părți (den. germ.;

dreikanter: trei = trei; kant = muchie). Nisipurile transportate de vânt formează acumulări mari în deșerturi (erguri, dune) și de dimensiuni mai reduse la țărmurile marine (Fig. 89).

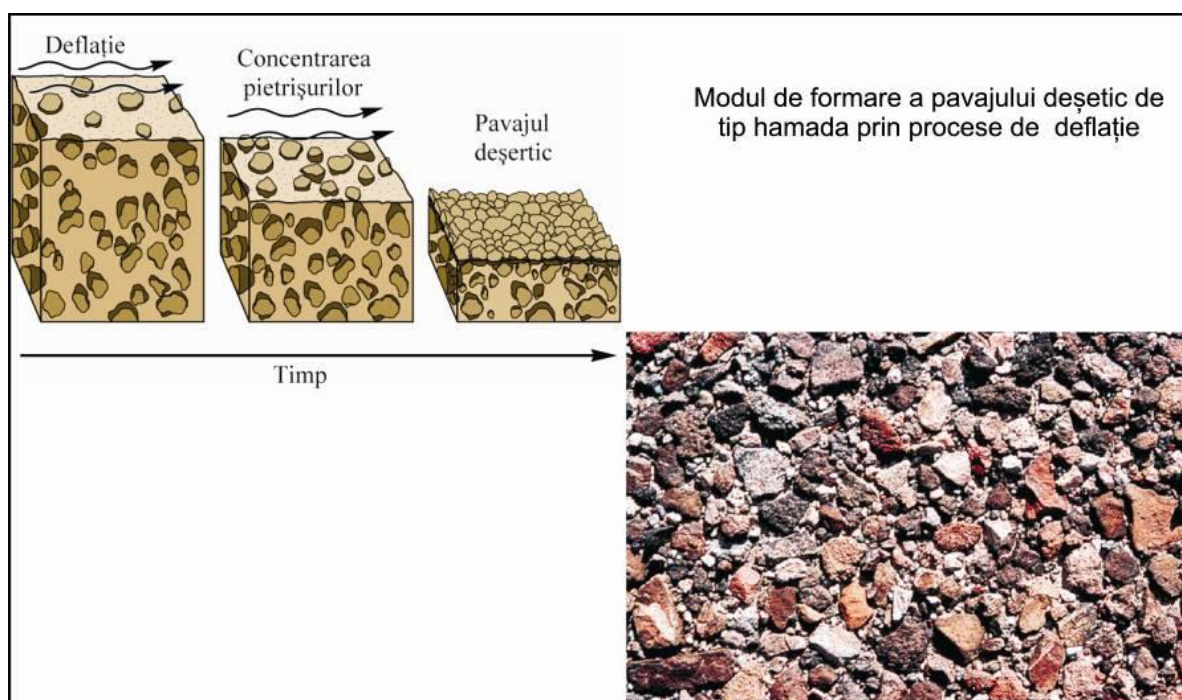


Fig. 89. Transportul eolian al componentilor sedimentari (sursa: <http://sepmstrata.org/>)

2.4. Acumularea sedimentelor. *Medii depoziționale*

Acumularea sedimentelor se produce în bazine de sedimentare, definite ca depresiuni în care se realizează condițiile de acumulare și stocare a sedimentelor și se produce diageneza. Bazinele la rândul lor sunt caracterizate de morfologii diferite, separându-se zone cu condiții specifice de sedimentare, denumite domenii depoziționale (de ex. domeniile glaciare, fluvial, costier etc.). În acest context se separă domeniile depoziționale continentale, marin-oceanice și de tranziție (costiere) (Fig. 70, 90).

Condițiile specifice fiecărui domeniu depozițional determină acumularea unor anumite tipuri de sedimente, cu caracteristici petrografice și paleontologice bine determinate. Ansamblul caracteristicilor petrografice și paleontologice ale volumelor de roci formate într-un sistem depozițional, poartă denumirea de facies sedimentar.

În toate domeniile depoziționale se acumulează, în proporții diferite, depozite clastice și bioclastice, alături de depozite de precipitație și bioconstrucție. Foarte schematic, depozitele și rocile care se formează în diferite domenii depoziționale sunt următoarele:

- în domeniul glaciare se produc forme erozive caracteristice (Fig. 91) și se acumulează depozite specifice: tilite, morene, mълuri glaciare, loess etc.;

- în domeniul arid (deșerturi) se acumulează bolovănișuri, pietrișuri, nisipuri, iar în lacurile efemere pot să precipite gipsul și sarea gemă (Fig. 92);
- în domeniul fluvial se acumulează rocile clactice de toate tipurile și granulometriile (Fig. 93, 94);
- în domeniul lacustru pe lângă roci clactice, în special lutitice, se acumulează mai rar oolite feruginoase, falune, lumașele, diatomite, turbe și sapropeluri. În lacurile din zonele aride pot să precipite săruri diferite, mai ales calcit, anhidrit și mai rar sare gemă;
- în domeniul deltaic iau naștere aceleași tipuri de depozite ca și în sistemul fluviatil, de care este legat genetic. Deosebirea constă în prevalența claselor granulometrice medii și fine (nisipuri și argile). În delte se pot forma și turbăriile;

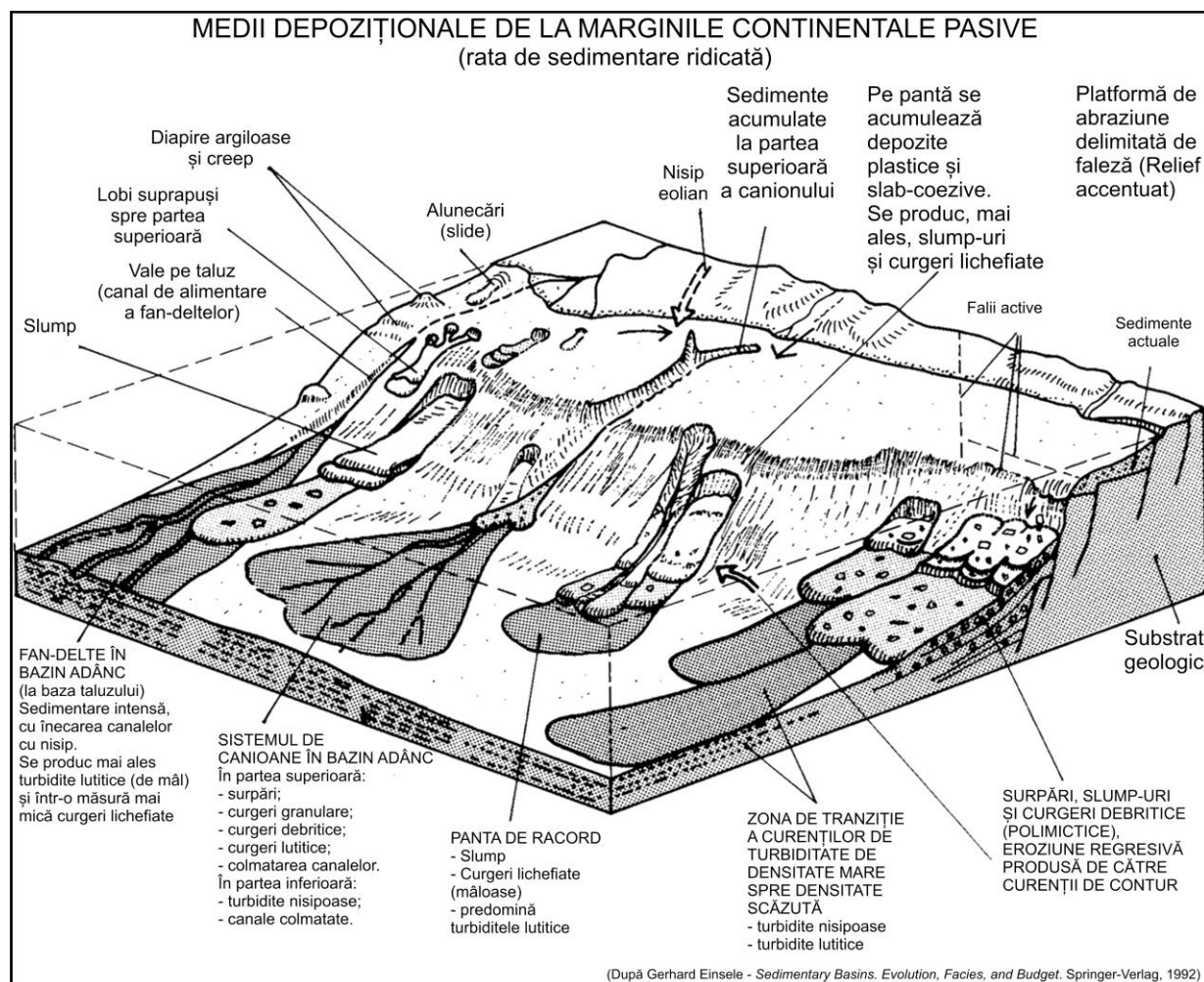


Fig. 90. Sisteme depozitionale de la marginile continentale pasive (după Einsele, 1992)

- domeniul lagunar se instalează în ariile de tranziție dintre continent și mare. Laguna este separată de mare prin cordoane litorale întrerupte la partea superioară prin una sau mai

multe „portite”. În lagune caracterul acumulării depinde de climat. În climatele aride este posibilă precipitarea sărurilor (dolomit, gips, sare gemă etc.), iar în cele umede se pot acumula turbe și sapropeluri.

- în domeniul litoral se pot acumula: nisipuri, gipsuri, calcare algale, falune și turbe;
- în domeniul neritic depozitele detritice sunt frecvente, dar se mai pot acumula și depozite carbonatice detritice, recifale fosfatice, evaporitice (sare gemă, gips etc.);
- în domeniul bazinelor adânci (peste 400 m), sedimentele pot cuprinde blocuri (olistolite) desprinse din țărmuri, toată gama de depozite detritice și depozite pelagice. Aici se formează depozitele de fliș caracterizate prin ritmicitate și granoclasare.

Particularitățile faciesurilor sedimentare specifice diferitelor domenii depoziționale sunt prezentate sintetic în continuare (Tabelele 2, 3, 4) (sursa: <http://search.vadlo.com>).



Fig. 91. Urmele deplasării ghețarilor pe substrat (după Kendall et al., 2005)

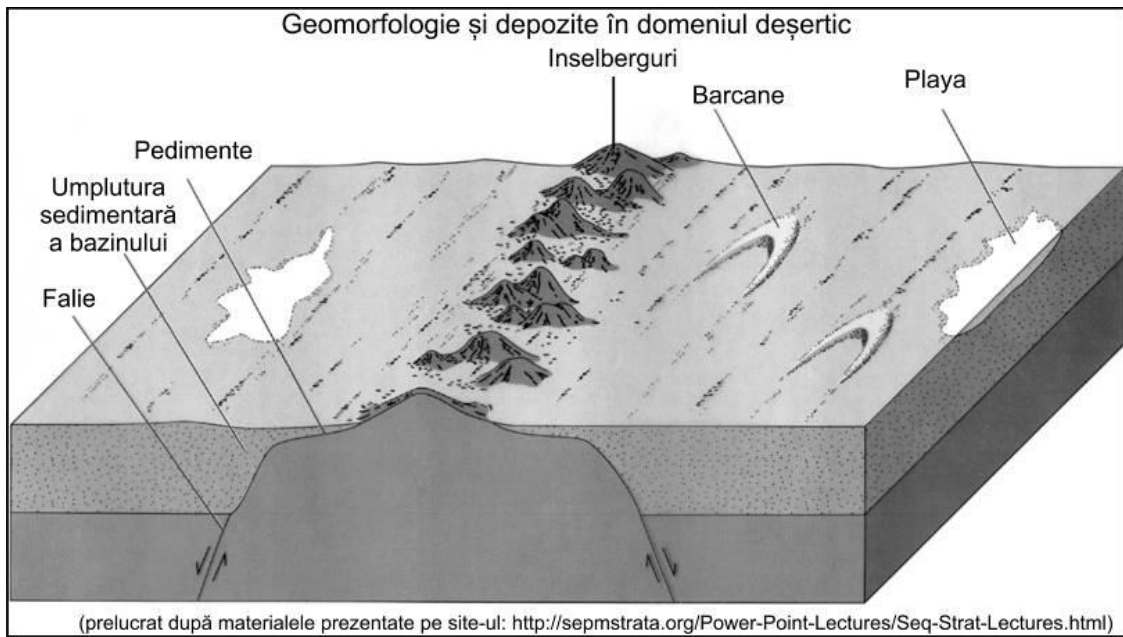


Fig. 92. Depozite și forme geomorfologice în sistemul arid (sursa: <http://sepmstrata.org/>)



Fig. 93. Depozitele fluviale din albiile minoră și majoră, în cursul superior al râului (sursa: Curs sedimentologie Departamentul de Geologie, Iași, manuscris)

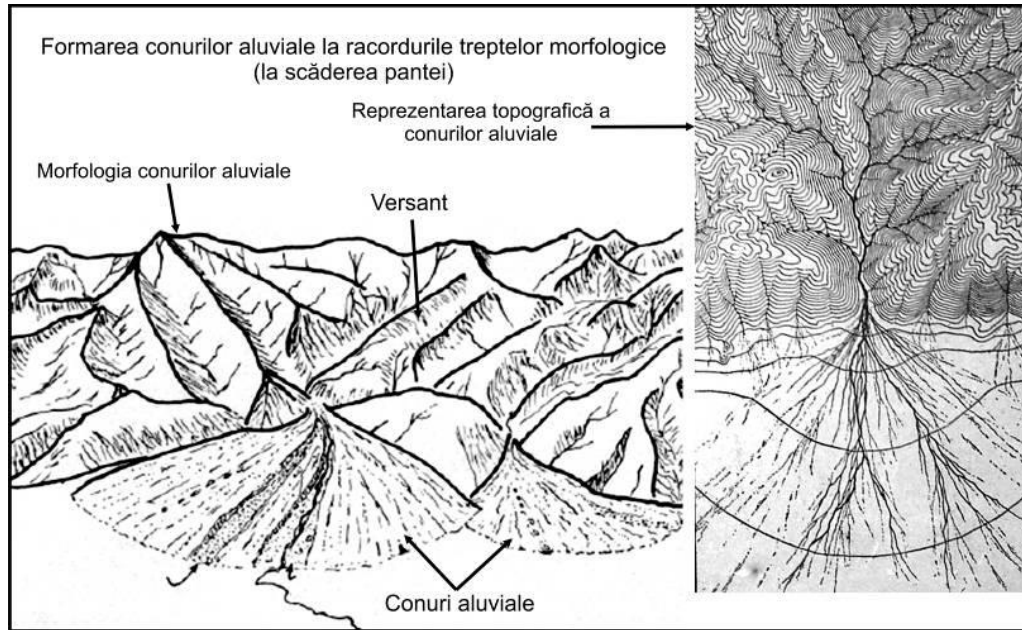


Fig. 94. Conuri aluviale reprezentate cartografic și în blocdiagramă

Tabel 2. Descrierea petrofaciesurilor din domeniile depoziționale continentale

	DOMENIUL CONURILOR ALUVIALE	DOMENIUL FLUVIAL	DOMENIUL LACUSTRU	DOMENIUL EOLIAN	DOMENIUL PALUDAL
TIPUL DE ROCĂ	Brecii Conglomerate Arcoze	Conglomerate Gresii Siltite Argile	Siltite Argile Calcare sau Evaporite	Gresii cuarțoase sau Gipsuri	Turbă Cărbuni Argile negre Siltite
COMPOZIȚIA	Terigenă	Terigenă	Terigenă Carbonatică Evaporitică	Terigenă sau Evaporitică	Terigenă
CULOAREA	Maronie sau roșie	Maronie sau roșie	Neagră Maro Gri Verde	Galbenă Roșie Arămie Albă	Neagră Gri sau maronie
GRANULOMETRIA	Pietriș până la măr	Pietriș până la măr (sau mai mare)	Măr până la silt (sau mai mare)	Nisip	Măr până la silt
MORFOLOGIA CLASTELOR	Angulare	Rotunjite până la angulare	-	Rotunjite	-
GRADUL DE SORTARE	Slab	Variabil	Variabil	Bun	Variabil
STRUCTURILE SEDIMENTARE MECANICE	Stratificație încrucișată Granoclasare	Ripple asimetrice Structură încrucișată Granoclasare	Ripple simetrice, Laminație Structură încrucișată Granoclasare, Diaclaze Picături de ploaie	Structură încrucișată	Laminată până la masivă
STRUCTURILE SEDIMENTARE BIOGENE	-	-	-	-	-

(după Virginia T. McLemore - Sedimentology and Sedimentary Processes; Sursa: <http://search.vadlo.com/b/q?rel=2&keys=PPT+in+Clastics>)

Tabel 3. Descrierea petrofaciesurilor din domeniile depoziționale costiere

	DOMENIUL DELTAIC	DOMENIUL CORDOANELOR LITORALE	DOMENIUL LAGUNAR	DOMENIUL ȘESURILOR MAREICE
TIPUL DE ROCĂ	Gresii Siltite Argile Cărbuni	Gresii cuarțoase	Siltite Argile Calcare Calcare oolite sau gipsuri	Silturi Argile Marne Dolomite sau gipsuri
COMPOZIȚIA	Terigenă	Terigenă sau carbonatică	Terigenă Carbonatică sau evaporitică	Terigenă Carbonatică sau evaporitică
CULOAREA	Maronie Neagră Gri Verde Roșie	Albă până la Arămie	Gri închis până la Negră	Gri Maronie Arămie
GRANULOMETRIA	Mâl până la nisip (sau mai mari)	Nisip	Mâl până la silt	Mâl până la silt
MORFOLOGIA CLASTELOR	-	Rotunjite până la angulare	-	-
GRADUL DE SORTARE	Slab	Bun	Slab	Variabil
STRUCTURILE SEDIMENTARE MECANICE	Stratificație încrucișată Granoclasare	Stratificație încrucișată Ripples simetrice	Laminație Ripples Stratificație încrucișată	Laminație Diaclaze Ripples Stratificație încrucișată
STRUCTURILE SEDIMENTARE BIOGENE	Bioglife Bioturbații	Bioglife Bioturbații	Bioglife Bioturbații	Bioglife Bioturbații Structuri stromatolitice

(după Virginia T. McLemore - Sedimentology and Sedimentary Processes; Sursa: <http://search.vadilo.com/b/q?rel=2&keys=PPT+in+Clastics>)

Tabel 4. Descrierea petrofaciesurilor din domeniile depoziționale marin-oceanice

	DOMENIUL RECIFAL	ȘELFUL CONTINENTAL	TALUZUL CONTINENTAL	DOMENIUL ABISAL
TIPUL DE ROCĂ	Calcare fosilifere	Gresii Argile Siltite Calcare fosilifere Calcare oolite	Gresii cuarțo-litice Siltite Argile sau calcare	Argile Chert-uri Calcare micritice Diatomite
COMPOZIȚIA CHIMICĂ	Carbonatică	Terigenă sau carbonatică	Terigenă sau carbonatică	Terigenă sau carbonatică
CULOAREA	Gri până la albă	Gri până la maronie	Gri Verde Maronie	Neagră Albă Roșie
GRANULOMETRIA	Variabilă	Mâl până la nisip	Mâl până la nisip	Mâl
MORFOLOGIA CLASTELOR	-	-	-	-
GRADUL DE SORTARE	-	Slab până la bun	Slab	Bun
STRUCTURILE SEDIMENTARE MECANICE	-	Laminație Stratificație încrucișată	Granoclasare Stratificație încrucișată Laminație Mecanoglife	Laminație
STRUCTURILE SEDIMENTARE BIOGENE	-	Bioglife Bioturbații	Bioglife Bioturbații	Bioglife Bioturbații

(după Virginia T. McLemore - Sedimentology and Sedimentary Processes; Sursa: <http://search.vadilo.com/b/q?rel=2&keys=PPT+in+Clastics>)

2.6. Clasificarea rocilor sedimentare

Datorită diversității condițiilor de formare și a numeroaselor procese care contribuie la petrogeniza sedimentară, clasificarea rocilor sedimentare este complicată. Uzual, criteriile de clasificare a rocilor sedimentare se referă la: procesele genetice, caracteristicile granofaciale și compoziția chimico-mineralogică.

2.6.1. Clasificarea genetică

În funcție de procesele genetice predominante care controlează formarea rocilor sedimentare, distingem următoarele tipuri: *roci clastice* (*epiclastice* și *piroclastice*), *roci chimice* (*de precipitație chimică* și *alterare*) și *roci biotice* (*de bioconstrucție* și *de bioacumulare*).

a. Rocile clastice

a.1. Rocile epiclastice (detritice) s-au format ca urmare a acumulării în bazine de sedimentare a clastelor (detritusului), provenite sub acțiunea proceselor fizico-mecanice asupra rocilor preexistente în ariile sursă (magmatice, sedimentare, metamorfice). La rândul lor acestea sunt clasificate după dimensiunile componentilor (clastelor) și după gradul de consolidare (cimentare) (Tabelul 5; Figs. 95, 96).

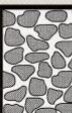
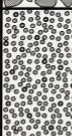


Granulometria	Compoziția	Roca	Compoziția	Granulometria/ Cristalinitatea	Roca	
> 2mm		Fragmente rotunjite	Calcit (CaCO ₃) Face efervescentă cu HCl, în eșantion	Cristale sparitice	Calcar sparitic	
		Fragmente angulare		Bioclaste și cochilii, vizibile cu ochiul liber, necimentate, sau slab cimentate	Falune	b C i o c h i m e r i c e
0,02 - 2,00 mm		Cuarțul și litoclastele domină procentual		Bioclaste și cochilii, cu dimensiuni variabile, liantul fiind cimentul calcitic	Lumașel	
		Feldspații domină procentual		Bioclaste microscopice, calcitice și material terigen, lutitic	Calcare fossilifere	
0,002 - 0,02 mm		Cuarțul și litoclastele domină procentual			Creta	
> 0,002 mm		Minerale argiloase domină Minerale carbonatice domină				
↑ Roci epiclastice			Dolomit MgCa(CO ₃) ₂ Face efervescentă cu HCl, în praf	Cristale sparitice	Dolomite	
Roci chimice și biochimice →			Cuarț, SiO ₂	Silice amorfă și cuarț microcristalin	Chert (culori deschise) Silex (culori închise)	
CLASIFICAREA ROCILOR SEDIMENTARE EPICLASTICE ȘI BIOCHIMICE			Gips CaSO ₄ ·2H ₂ O	Cristale micro- și macroscopice	Roci gipsifere	
			Halit, NaCl	Cristale micro- și macroscopice	Roci salifere	
			Fragmente vegetale incarbonizate	Fragmente de dimensiuni variabile	Cărbuni	

Fig. 95. Clasificarea rocilor epiclastice, chimice și biotice (sursa: <http://www.wikipedia.org/>)

Tabel 5. Clasificarea rocilor epiclastice

<i>Clasificarea rocilor detritice (epiclastice) după dimensiunea clastelor</i>				
Dimensiuni în mm	Denumire (lb.lat.)	Denumire (lb.gr.)	Roci neconsolidate (necimentate)	Roci consolidate
> 2	<i>Rudite</i>	<i>Psefite</i>	Bolovanisuri, grohotisuri, pietrisuri	Conglomerat, brecii
2 - 0,02	<i>Arenite</i>	<i>Psamite</i>	Nisipuri	Gresii
0,02 – 0,002	<i>Silturi</i>	<i>Aleurite</i>	Prafuri	Siltite
< 0,002	<i>Lutite</i>	<i>Pelite</i>	Măluri	Argile, marne

a.2. Rocile piroclastice sunt constituite din material expulzat în aer ca urmare a activității vulcanice explozive și, apoi, transportat în bazine unde are loc sedimentarea. În această categorie intră *tufurile, tufitele, aglomeratele piroclastice, breciile vulcanice* etc. (Fig. 97).

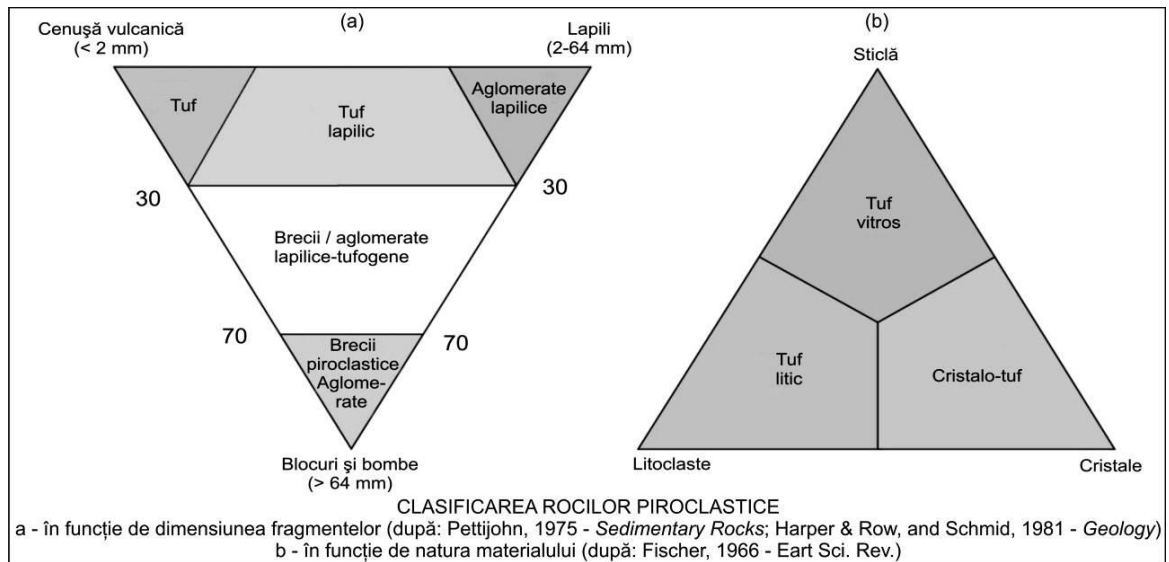


Fig. 97. Clasificarea depozitelor piroclastice în funcție de granulometrie, gradul de cimentare și compoziția mineralogică a clastelor

c. Rocii chimice.

Rocile de precipitație chimică sunt rezultate prin concentrarea soluțiilor, care se poate petrece în urma unor emisii vulcanice submarine, evaporare în domeniile aride, activitate biogenă intensă, etc. În funcție de domeniul în care s-au format se pot contura două categorii:

- *continentale*, formate prin precipitare în endocarsturi (calcarele de precipitație ce alcătuiesc speleotemele: stalactitele, stalagmitele, draperiile, etc), precum și cortegiul de roci formate prin precipitare chimică în lacurile continentale din zonele cu deficit hidric (gipsuri, anhidrite, sare gemă etc.);

- *marine*, rezultate ca urmare a supraconcentrării în bazinele marine cu circulație restrictivă (gipsuri, anhidrite, silvină, carnalit, etc.), sau pe alte căi (calcare, silicolite, etc.) (Fig. 98).

Rocile reziduale sunt formate ca urmare a alterării chimice și biochimice și acumularea in situ a mineralelor greu solubile (bauxite, laterite, soluri).

b. Rocile biotice (organogene)

Sunt formate fie prin acumularea in situ a bioclastelor (testele organismelor marine, detritusului vegetal etc.) rezultând rocile de bioacumulare (cum sunt *falunele*, *lumașelele*, *turbele*, *cărbunii* etc.), fie prin activitatea unor organisme recifale (corali, briozoare, algele calcareose, bacterii etc.), rezultând roci de bioconstrucție (așa cum sunt *calcarele recifale*, *calcarele stromatolitice*, *calcarele algale* etc.) (Fig. 79).

Rocile organogene sunt clasificate în funcție de comportamentul lor la combustie, în:

- *acaustobiolite* (roci organogene necombustibile) din care fac parte calcarele recifale, diatomitele, radiolaritele, spongolitele etc;

- *caustobiolite*, reprezentând rocile combustibile cum sunt turbele, cărbunii, țițeiul și gazele naturale.

2.6.2. Clasificarea chimico-mineralogică

În funcție de compoziția chimico-mineralogică se disting următoarele tipuri de roci:

a. Carbonatice - reprezentate prin roci bioconstruite (calcare recifale), și bioacumulate (crete, marne cu globigerine etc.) sau bioclastice (calcarenite, alcătuite din bioclaste de dimensiunea nisipului); **b. Argiloase** - alcătuite din alumosilicați hidratați: caolinul, bentonita, diferitele argile illitice, montmorillonitice, etc.; **c. Aluminoase** - formate prin acumulare reziduală (bauxitele); **d. Clorurice** - rezultate în urma precipitării din soluții suprasaturate (sarea gemă, silvină ș.a); **e. Silicioase** - constituite prin acumularea testelor unor organisme silicioase (diatomite, radiolarite, menilite, jaspuri) (Fig. 99); **f. Sulfatice** - rezultate prin precipitare din ape marine sau lacustre din zone aride (gips, anhidrit); **g. Feruginoase** - alcătuite mai ales din limonit și hematit; **h. Manganoase** - cruste de psilomelan; **j. Fosfatice** - se formează mai rar (fosforitele).

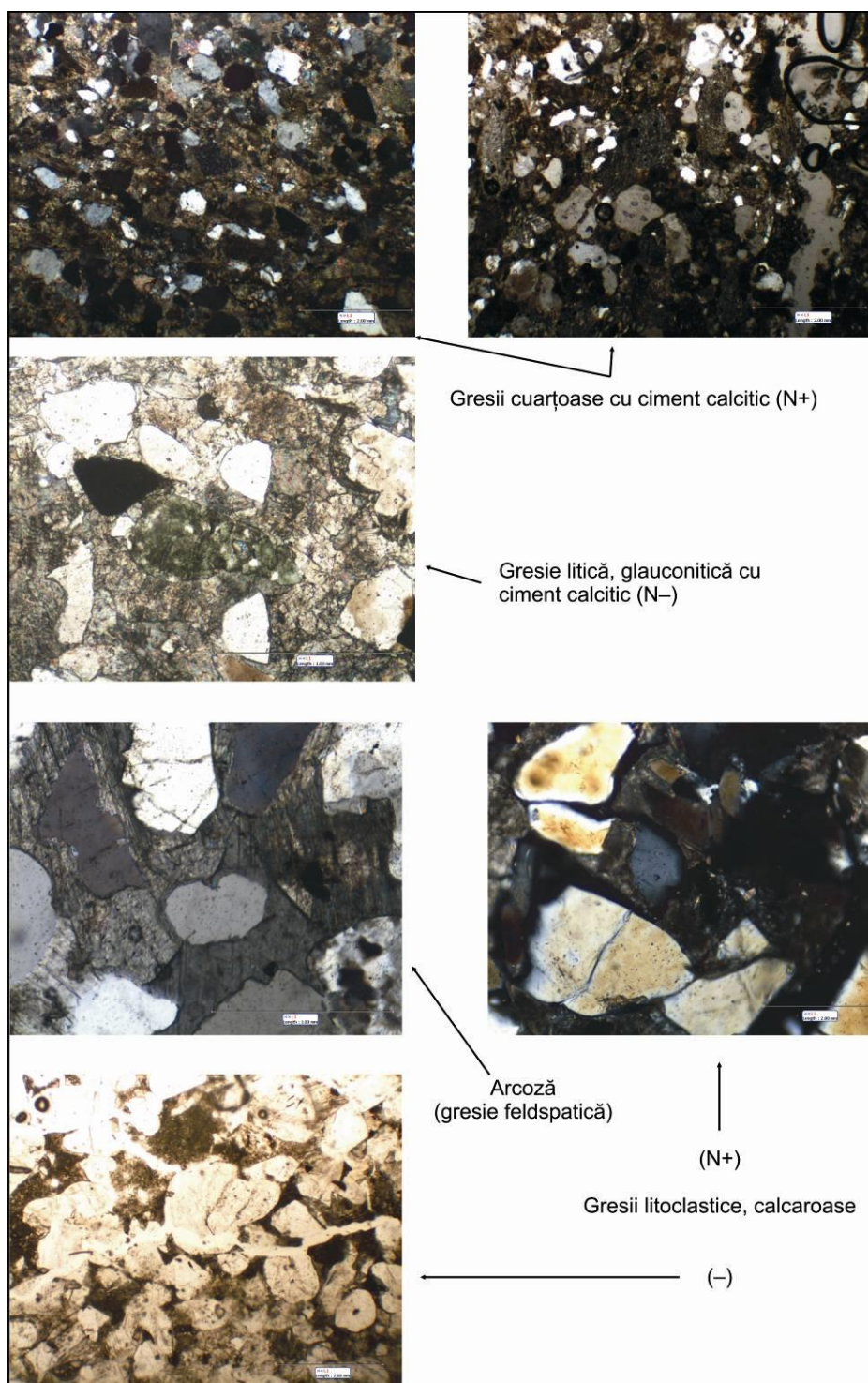


Fig. 96. Varietăți de gresii analizate în secțiuni subțiri la microscop (cu nicoli în cruce = N+; cu nicoli paraleli = N-)

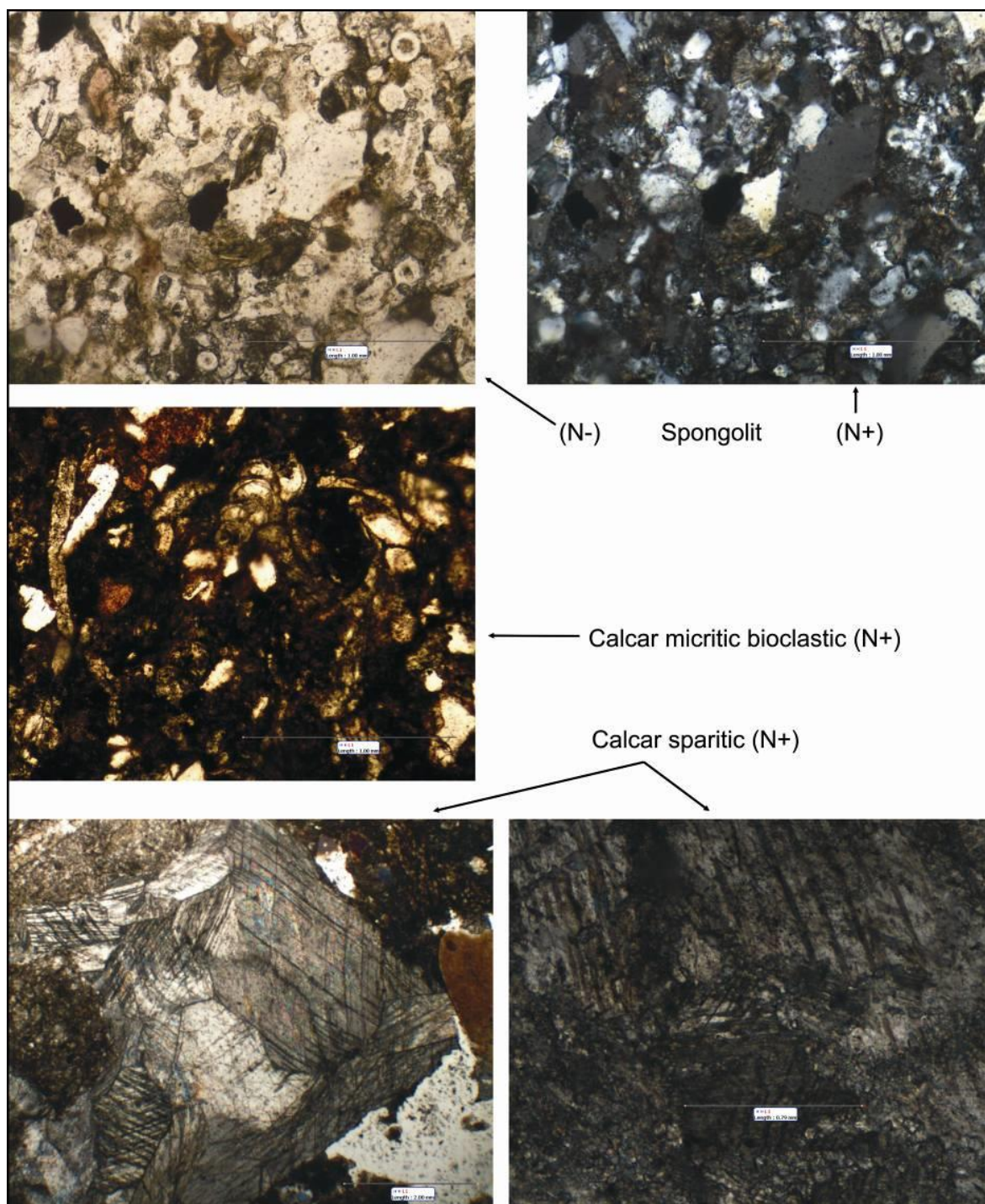


Fig. 98. Varietăți de calcare și roci silicolitice analizate la microscopul polarizant (cu nicoli în cruce = N+; cu nicoli paraleli = N-)

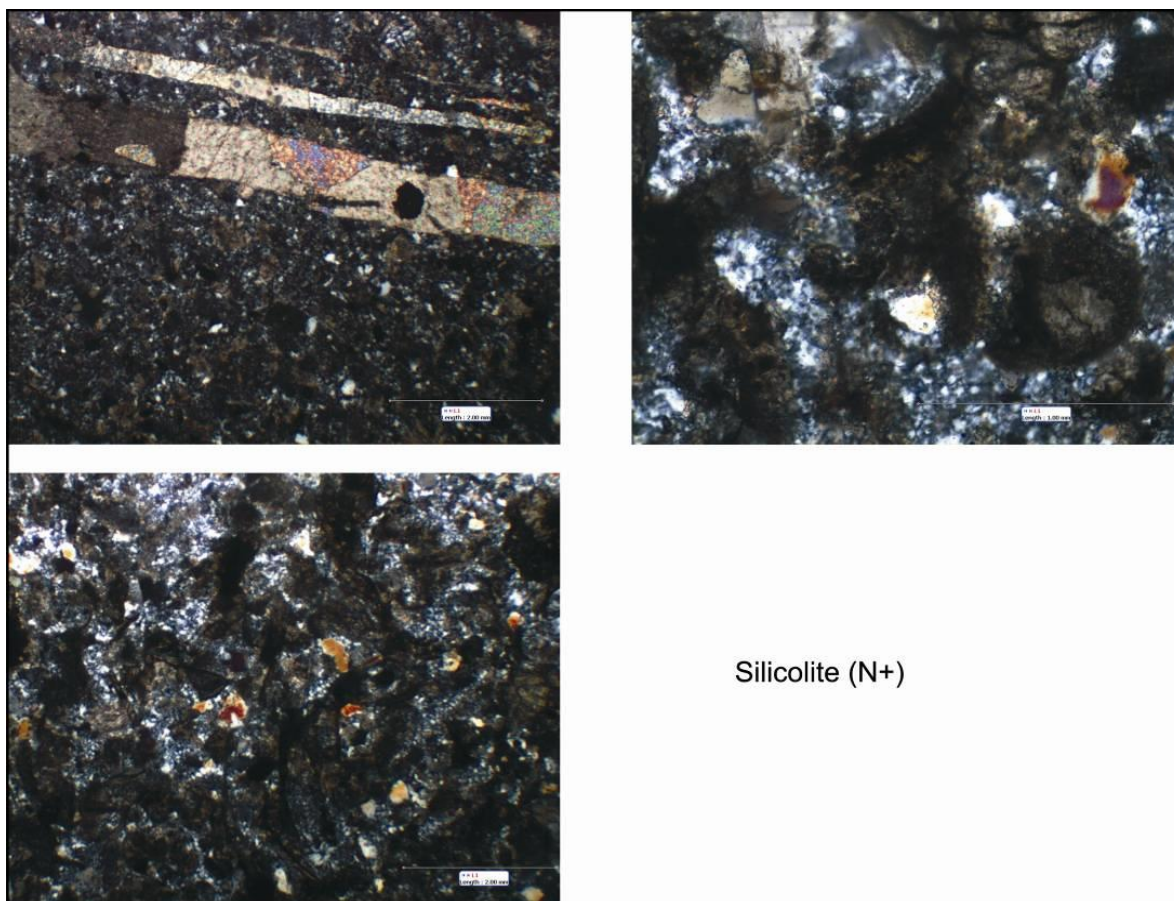


Fig. 99. Varietăți de roci silicolitice analizate la microscopul polarizant
(cu nicoli în cruce = N+; cu nicoli paraleli = N-)

3. PROCESE ȘI ROCI METAMORFICE

În urma dinamicii litosferice o serie dintre corpurile de roci ajung în condiții de presiune și temperatură net diferite față de condițiile genetice, ceea ce determină un set de transformări în stare solidă ale acestora. Totalitatea transformărilor în stare solidă a rocilor preexistente, prin care acestea se adaptează la noile condiții petrogenetice, se numește *metamorfism*. În urma acestui proces rezultă *rocile metamorfice*.

În aceste condiții, metamorfismul constă în transformarea în stare solidă a unor roci preexistente (*protoliți*), într-o nouă rocă (*metamorfit*) (Șeclăman et al., 1999; Țicleanu și Pauliuc, 2003). Metamorfitul se deosebește de protolit prin structura petrografică, alcătuirea mineralogică și compoziția chimică. Protolitul poate fi reprezentat prin oricare tip de rocă preexistent în scoarță: magmatic sau sedimentar (Fig. 100).

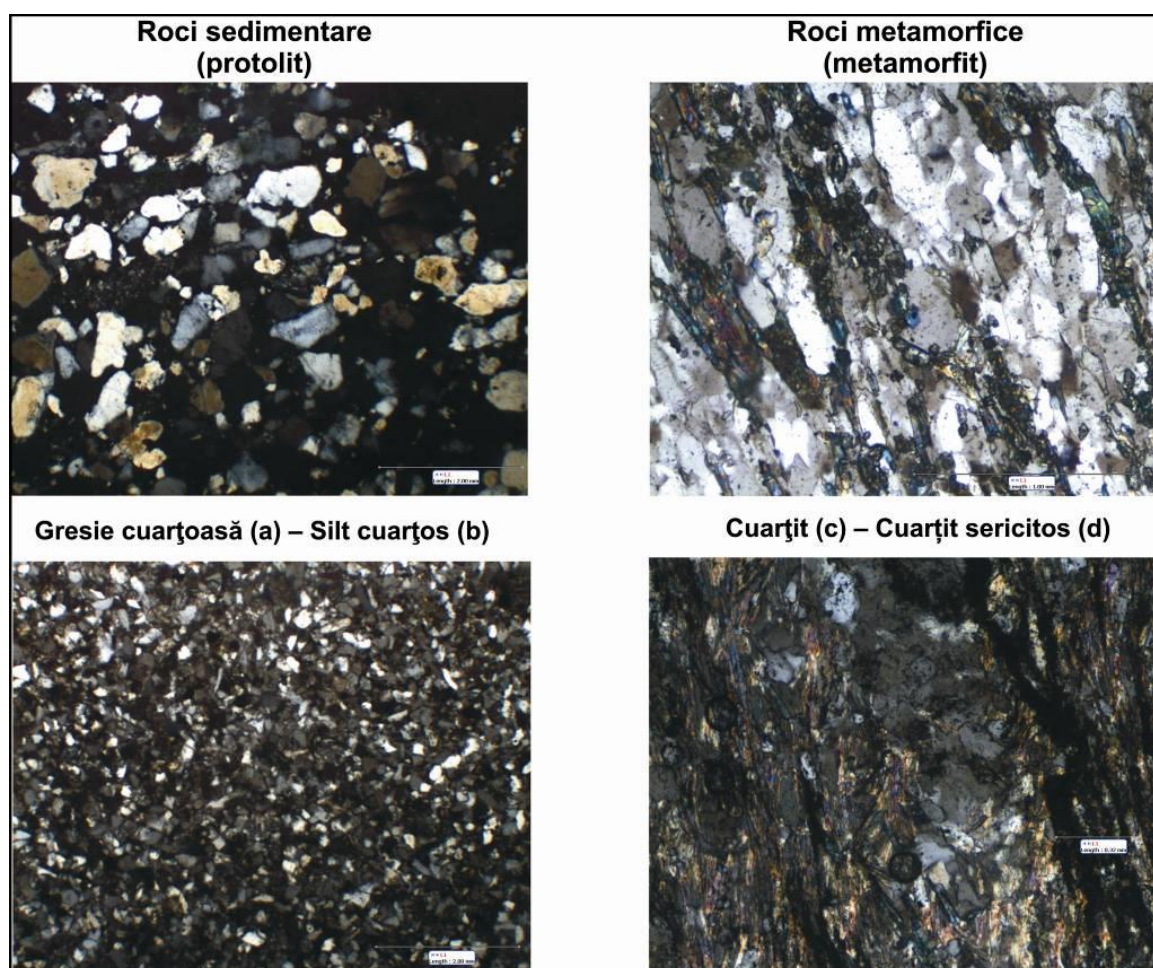


Fig. 100. Efectele metamorfismului asupra unor protoliți sedimentari (formarea de noi minerale și apariția șistozității)

3.1. Efectele metamorfismului

Efectele proceselor metamorfice sunt următoarele (Șeclăman, 1999; Țicleanu și Pauliuc, 2003):

- *schimbarea structurii petrografice* printr-o rearanjare în spațiu a cristalelor protolitului și prin procese de recristalizare, care determină modificarea formei și dimensiunilor cristalelor;

- *schimbarea compoziției mineralogice a protolitului*, fără modificarea chimismului global (*izochimic*);

- *schimbarea compoziției chimice globale a protolitului* (*alochimic, metasomatic*).

Aceste modificări se pot produce singular sau simultan, ca rezultat a trei tipuri de procese metamorfice:

- *recristalizare simplă* - în primul caz prezentat mai sus se modifică numai structura, producându-se, de exemplu, o trecere de la o structură izotropă la alta anizotropă sau de la o granulație mai mică la una mai mare și invers. Întrucât, în cadrul acestui proces nu au loc schimbări mineralogice ori de chimism, acest proces este cunoscut ca „*recristalizare simplă*”; un exemplu în acest sens îl constituie transformarea unui *calcar* prin creșterea temperaturii, în *calcar cristalin* (*marmură*);

- *metamorfismul izochimic* - dacă structura și compoziția minerală a protolitului sunt modificate, dar chimismul global rămâne același, cazul cel mai frecvent de metamorfism, acesta este definit ca *metamorfism izochimic*. Un astfel de proces se petrece în cazul transformării unei *marne* în *amfibolit*;

- *metamorfism metasomatic* sau *alochimic* – se modifică chimismului global într-un sistem mineral solid prin *procesul de metasomatoză* (definit ca proces de substituție al unor elemente chimice preexistente cu altele, datorită acțiunii unor fluide alogene); de ex. formarea *skarnelor*.

3.2. Factorii de control ai metamorfismului

O rocă formată în anumite condiții petrogenetice, își conservă structura, compoziția mineralogică și chimică, atât timp cât condițiile rămân nemodificate. Odată cu schimbarea condițiilor petrogenetice și menținerea acestora un timp suficient de lung, în roca primară (*protolitul*) au loc transformări în funcție de natura factorilor fizico-chimici modificați (temperatură, presiune, aportul de fluide etc.).

Aceste modificări se produc în crusta din ariile continentale prin îngropare. Cu creșterea adâncimii se modifică *temperatura, presiunea (litostatică și stressul)* și *compoziția*

fluidelor. Același lucru se întâmplă pe aliniamentele tectostrutturale majore (limitele convergente, divergente și transformante ale plăcilor tectonice). Acești parametri sunt factorii de control ai metamorfismului.

- *temperatura* – reprezintă un factor de metamorfism de mare importanță. Aceasta crește cu adâncimea, ceea ce face ca rocile să suporte modificări termice prin subsidență, prin contact cu surse fierbinți (camere magmatice etc.) (Fig. 101, 102).

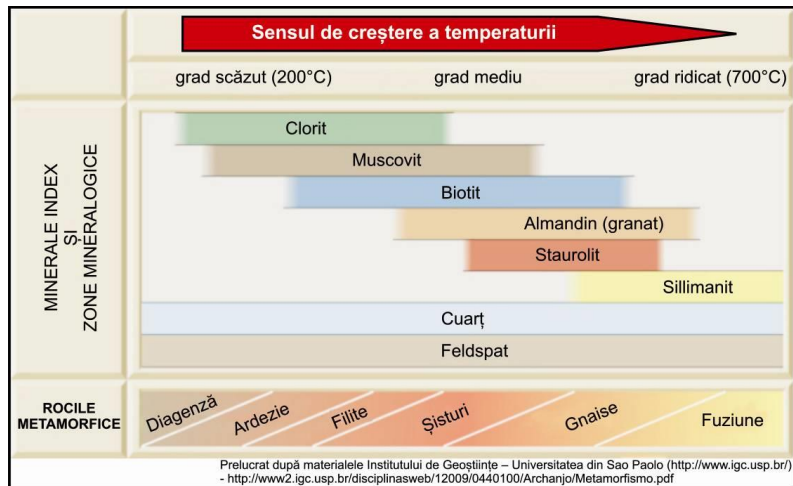


Fig. 101. Succesiunea de minerale rezultate prin transformarea termică progradă a unui complex de roci pelitice (sursa: Instit. de Geostiințe din Sao Paolo: <http://www.igc.usp.br/>)

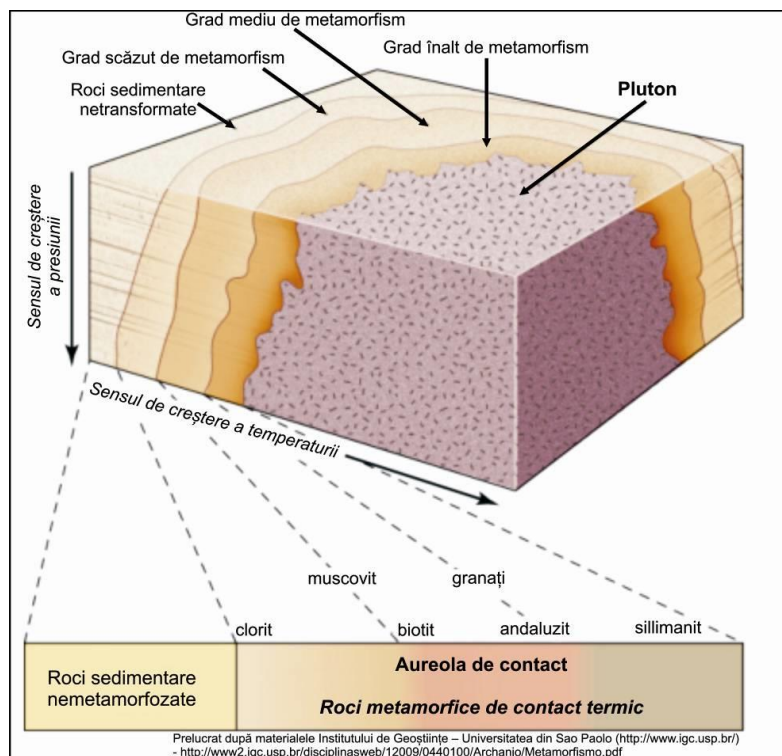


Fig. 102. Aureola de contact cu dispunerea zonelor de intensitate metamorfică în raport cu sursa de căldură (sursa: Instit. de Geostiințe din Sao Paolo: <http://www.igc.usp.br/>)

- *presiunea litostatică* – este un factor cu acțiune generală și proporțională ca intensitate cu adâncimea, datorită creșterii greutatei coloanei de roci situată deasupra. Această presiune este similară *presiunii hidrostatice*, în sensul că este *nedeformațională*, acționând cu valori egale din toate direcțiile astfel încât comprimă un corp, dar nu îl deformează. Creșterea acesteia cu adâncimea are ca efect modificarea densității rocilor (Fig. 103);

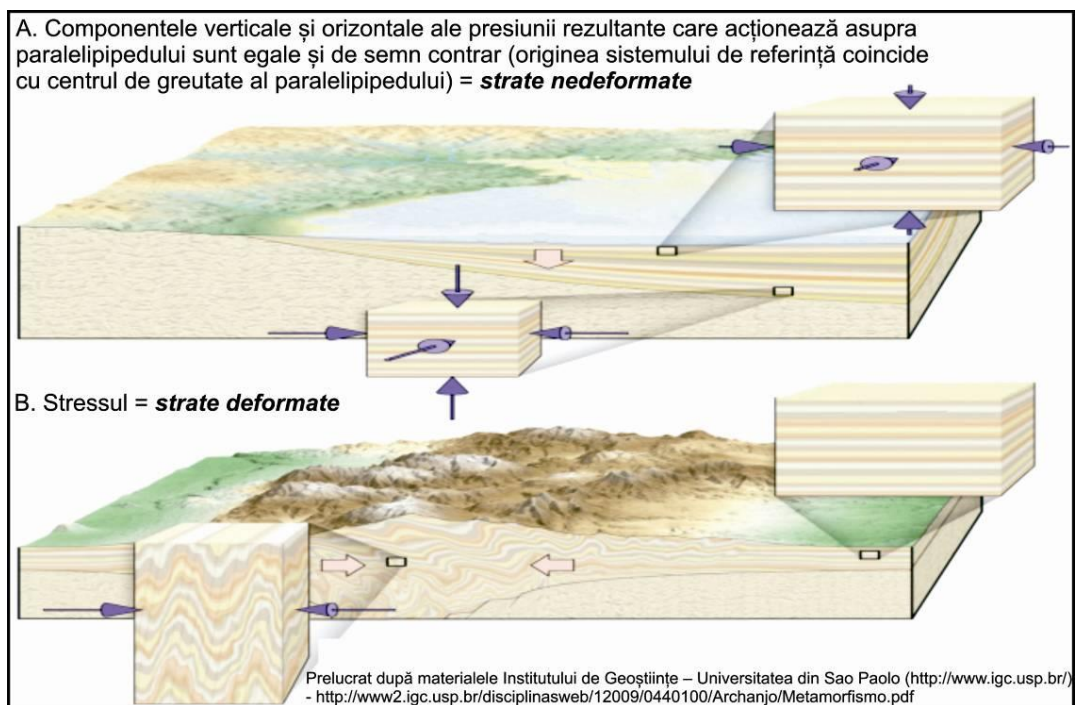


Fig. 103. Domeniile de acțiune a presiunii hidrostatice și stressului (sursa: Institut. de Geociențe din Sao Paolo: <http://www.igc.usp.br/>)

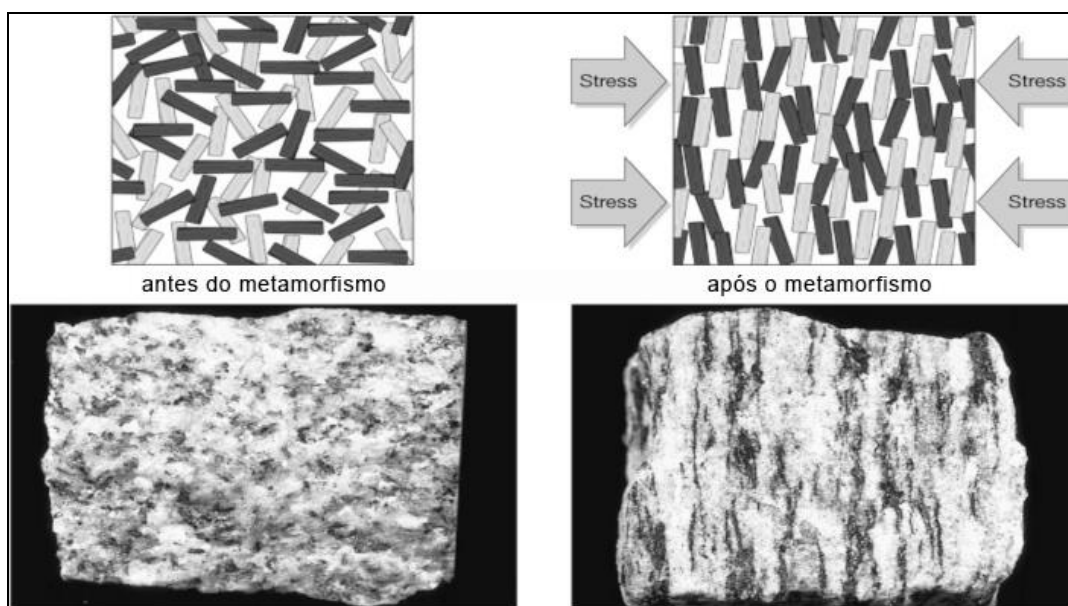


Fig. 104. Orientarea mineralelor în plane perpendiculare pe direcția de acțiune a stressului și apariția șistozității și foliației (sursa: Institut. de Geociențe din Sao Paolo: <http://www.igc.usp.br/>)

- presiunea orientată (*stressul*) - este *deformațională*, deoarece acționează preferențial, pe o anumită direcție. Adaptarea la stress se face prin fragmentarea rocilor în funcție de casanță, proces numit *cataclazare* (rocile rezultate se numesc *cataclazite*), sau prin reorientarea mineralelor pe direcții perpendiculare pe direcția de acțiune a stress-ului. Reorientarea mineralelor în planuri paralele, perpendiculare pe direcția de acțiune a stress-ului, determină apariția *șistuoziității*. Aceasta este o caracteristică principală de diagnostic a dintre rocile metamorfice, formate în condiții de *stress* ridicat. Din acest motiv, pentru rocile metamorfice a fost folosită și denumirea restrânsă de *șisturi cristaline* (Fig. 103, 104);

- fluidede - catalizează reacțiile chimice, crescând viteza acestora; reprezintă vectorii care asigură “migrația” componentelor chimici și se constituie într-un factor de transformare chimică și mineralogică (de ex. alterarea hidrotermală).

În scoarță cei trei factori ai metamorfismului pot acționa simultan, în diferite combinații sau singular. Șeclăman (1976) și Șeclăman et al. (1999) disting în funcție de modul de acțiune a factorilor metamorfici, următoarele patru tipuri de metamorfism:

a. Metamorfism blasto-cinematic (*metamorfism sincinematic*) în care toți cei trei factori acționează simultan și se formează șisturile cristaline tipice, a căror caracteristică principală o constituie *șistuoziitatea* (*șisturile cristaline*);

b. Metamorfism termo-baric static (*metamorfism de îngropare*) în care acționează temperatura și presiunea litostatică, iar presiunea orientată este neglijabilă. Se manifestă în special *procesul de blasteză* (recristalizarea simplă; *marmura*);

c. Metamorfism cinematic (*deformațional și cataclastic*) acționează presiunea orientată și se formează *milonitele* și *cataclazitele*.

d. Metamorfism metasomatic se datorește soluțiilor lichide sau gazoase din masa rocilor (fisuri, spații intergranulare, pori). Acestea pot produce simultan dizolvări sau precipitări, modificând chimismul global al rocii. Acest proces este denumit *metasomatoză* produce: *feldspatizări*, *dolomitizări*, *albitizări* etc.

3.3. Intensitatea metamorfismului

Gradul de metamorfism și intensitatea transformărilor metamorfice depind de variația condițiilor de presiune și temperatură din scoarță, precum și de natura fluidelor.

Temperaturile la care au loc modificările metamorfice produc transformări cu o intensitate direct proporțională cu valoarea acestora. Intervalul de temperatură în care se produc modificările metamorfice este cuprins între 200°C și 1000°C. Temperaturile sub 200°C caracterizează domeniile în care are loc diagenza sedimentelor, de la 200°C

observându-se primele transformări în argile, iar la peste 1000°C începe topirea rocilor anhidre (*procesul de anatexie*). În funcție de valoarea temperaturii pot fi delimitate patru trepte (*grade*) de metamorfism (Fig. 105, 106):

- scăzut (anchimetamorfism) între 200°C și 400°C - filite;
- mediu între 400°C și 600°C - șisturi verzi;
- înalt, 600°C și 650°C - amfibolite, gnaise;
- foarte înalt, în apropierea punctului de topire a rocilor, apropiat anatexiei. Este denumit *ultrametamorfism*.

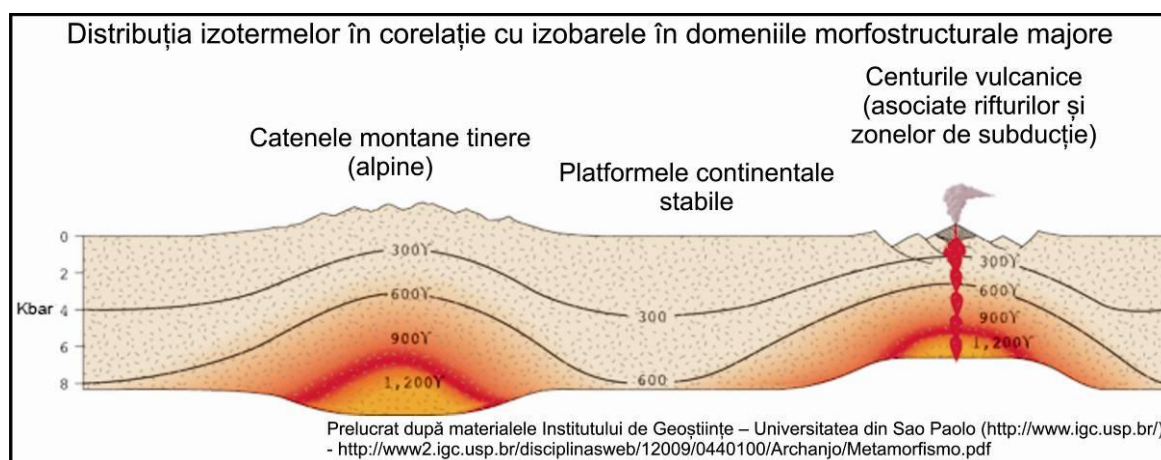


Fig. 105. Traseul izotermelor și izobarelor în cazul unităților morfostructurale majore ale scoarței (sursa: Instit. de Geostiințe din Sao Paolo: <http://www.igc.usp.br/>)

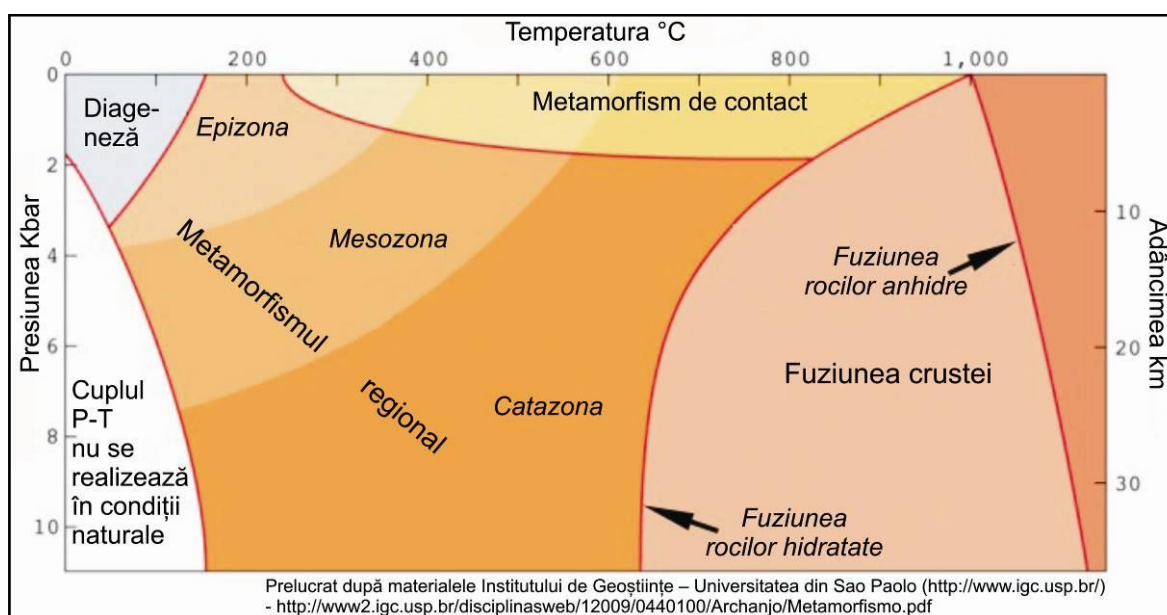


Fig. 106. Zonele de intensitate metamorfică în cazul metamorfismului prograd (sursa: Instit. de Geostiințe din Sao Paolo: <http://www.igc.usp.br/>)

Presiunea la care se desfășoară metamorfismul este cuprinsă între valori de la câțiva bari (atmosfera) în apropiere de suprafața Pământului până la aproximativ 10 Kilobari (10000 atm), la adâncimi de aproximativ 35 km. Din punct de vedere al condițiilor barice se disting trei tipuri de metamorfism (Montgomery, 1993; Țicleanu și Pauliuc, 2003), (Fig. 106):

- scăzut, până la 2-4 Kilobari, au loc recristalizări slabe (filite);
- mijlociu, de 4-7 Kilobari, au loc recristalizări puternice (amfibolite);
- de presiune înaltă și foarte înaltă, peste 7 kilobari (gnaise, granito-gnaise etc.).

3.4. Izogradul, zona mineralogică și faciesul metamorfic

Asociațiile de roci stabile în același interval de presiune și temperatură formează **faciesuri metamorfice**. Faciesurile sunt caracterizate de anumite asociații mineralogice care, la rândul lor, definesc **zonele mineralogice**.

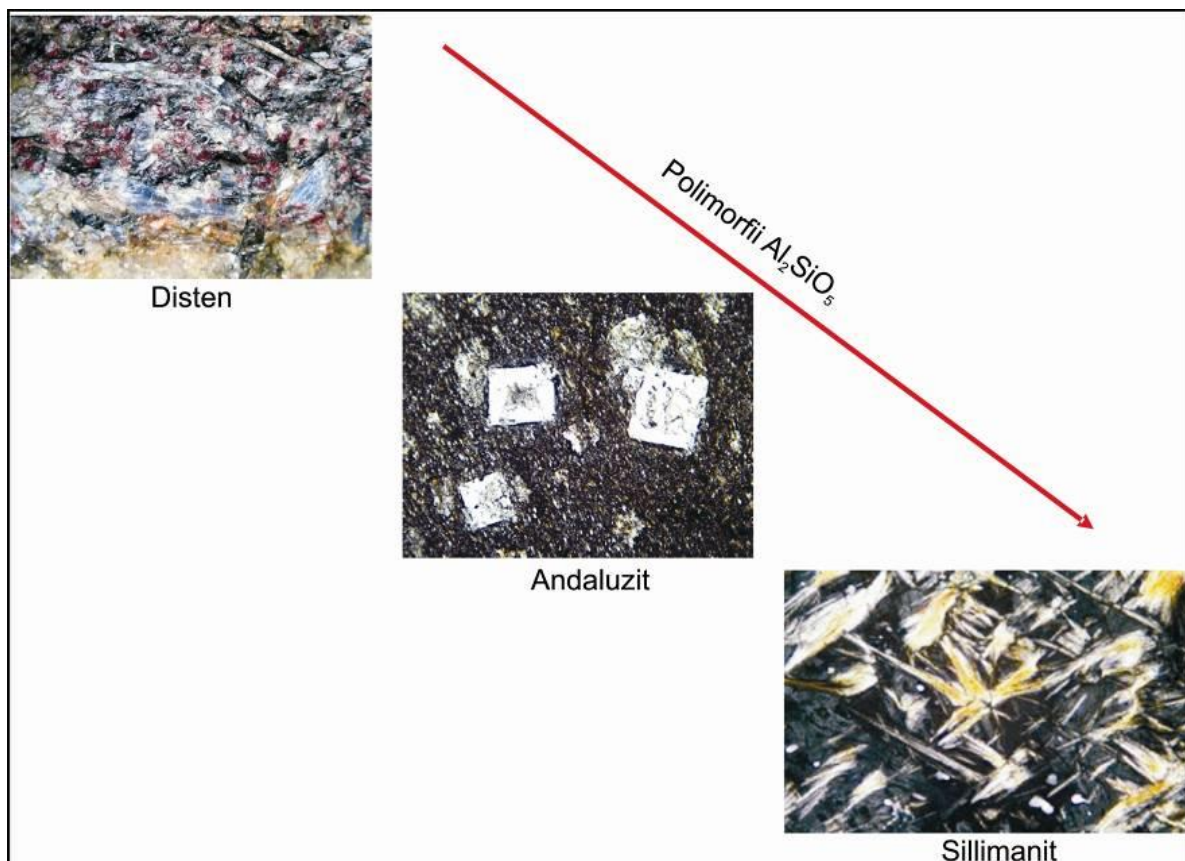


Fig. 107. Transformări mineralogice în cazul metamorfismului prograd
(sursa: Institut. de Geoștiințe din Sao Paolo: <http://www.igc.usp.br/>)

O zonă mineralogică este cuprinsă între două izograde. **Izogradul** este definit ca limita minimă de temperatură la care se formează mineralul caracteristic (index) pentru un anumit

interval mineralogic (de ex. izogradele cloritului, muscovitului, biotitului, almandinului, andaluzitului, sillimanitului). Asociația de minerale formată între două izograde succesive, denumită după primul izograd, poartă denumirea de **zonă mineralogică** (Tabelul 6; Fig.107).

De exemplu, la temperaturi și presiuni scăzute și medii se formează *faciesul șisturilor verzi*, la temperaturi medii și presiuni ridicate ia naștere *faciesul amfibolitic*, iar la temperaturi ridicate (prin contact termic cu roci plutonice fierbinți) și presiuni scăzute *faciesul corneenelor*. Pe baza conținutului mineralogic se stabilește faciesul și implicit condițiile de formare a rocilor metamorfice.

Tabel 6. Zonele mineralogice și asociațiile litologice în cazul metamorfismului prograd

Zona cu clorit (<i>metamorfism scăzut</i>)	Filite Șisturi clorito-sericitoase Șisturi clorito-sericitoase cu albit Șisturi cu cloritoid
Zona cu biotit	Șisturi cu biotit Șisturi cu sericit și biotit Șisturi cu clorit și biotit Șisturi cu albit și biotit
Zona cu granat	Micașisturi cu granat Micașisturi cu granat și albit Micașisturi cu grafit
Zonele cu disten, staurolit și sillimanit (<i>metamorfism înalt</i>)	Șisturi cuarțo-feldspatice Ortognaise Paragnaise

3.5. Structura rocilor metamorfice

Structura rocilor metamorfice se referă la dimensiunea mineralor și forma cristalelor și raportul dintre acestea. Este condiționată de gradul și tipul de metamorfism. Creșterea cristalelor în stare solidă, prin recristalizare metamorfică se numește *blasteză*, iar structurile rezultate se numesc *cristaloblastice*. După forma cristalelor și raportul dintre acestea, structurile se clasifică în:

- *structuri granoblastice* reprezentate prin cristale echigranulare (izometrice) (de ex. marmura, corneenele etc.);
- *structuri lepidoblastice* (lepidos = solz) - cristale foioase dispuse paralel, asemănătoare solzilor de pește (de ex. micașisturile);
- *structuri nematoblastice* în care cristale alungit-prismatice sunt orientate paralel (de ex. amfibolitele etc.).

Textura se referă la modul de ocupare a volumului de către mineralele componente. Acestea pot fi:

- *șistoasă*, constituită din minerale repositionate după plane paralele (de ex. varietățile de *șisturi cloritoase, sericitoase, micașisturi* etc.);
- *masivă*, în cazul rocilor ale căror minerale nu au o orientare preferențială (de ex. *cuarțitele, marmura* etc.).

3.6. Clasificarea rocilor metamorfice

În funcție de intensitatea metamorfismului se pot separa două mari categorii de roci:

- **Roci cu grad redus de metamorfism**, la care protolitul poate fi recunoscut încă, motiv pentru care la denumirea rocii inițiale se adaugă prefixul „meta”; de ex. *metabazalt, metagranit, metagresie* etc.;

- **Roci cu grad avansat de metamorfism** la care nu se păstrează structura petrografică a protolitului, compoziția mineralogică sau chimică. Dintre aceste metamorfite menționăm:

- *corneene* - roci metamorfice izotrope, microgranulare, diverse din punct de vedere mineralogic;
- *skarne* - în mod obișnuit roci izotrope alcătuite mai ales din silicați calcici;
- *marmure* - formate din cristale mari de calcit;
- *cuarțite* - roci predominant cuarțitice;
- *gnaise* - roci șistoase alcătuite prevalent din feldspat și mice;
- *micașisturi* - roci șistoase constituite mai ales din mice și cuarț;
- *filite* - roci șistoase, fine, alcătuite din filosilicați;
- *șisturi verzi* - roci șistoase formate din albit și un mineral verde (clorit, epidot);
- *amfibolite* - roci șistoase constituite din hornblendă și feldspat plagioclaz;
- *eclogite* - roci cu densitate mare de peste 3,3 g/cm, formate în domeniul rifturilor oceanice.

În cadrul modelului de evoluție a litosferei pe care îl propune tectonica globală, se pot deosebi trei regiuni majore în care se desfășoară procesele metamorfice, corespunzând la cele trei tipuri de contacte dintre plăcile tectonice: *convergente, divergente și transformante*. În toate aceste cazuri se creează condiții de temperatură și presiune favorabile pentru transformarea rocilor în stare solidă, acestea readaptându-și structura, compoziția mineralogică și chimică în funcție de noul echilibru fizico-chimic. Corespunzător acestor zone se separă *metamorfismul regional = dinamotermic (în zonele de convergență)*,

metamorfismul fundurilor oceanice (asociat rifturilor oceanice) și metamorfismul cataclastic (asociat faliiilor transformante). La acestea se adaugă metamorfismul metasomatic, anatectic, de contact și de îngropare, care se pot produce în legătură cu camerele magmatice, zone de subsidență active etc. (Tabelul 7; Figs. 108, 109, 110).

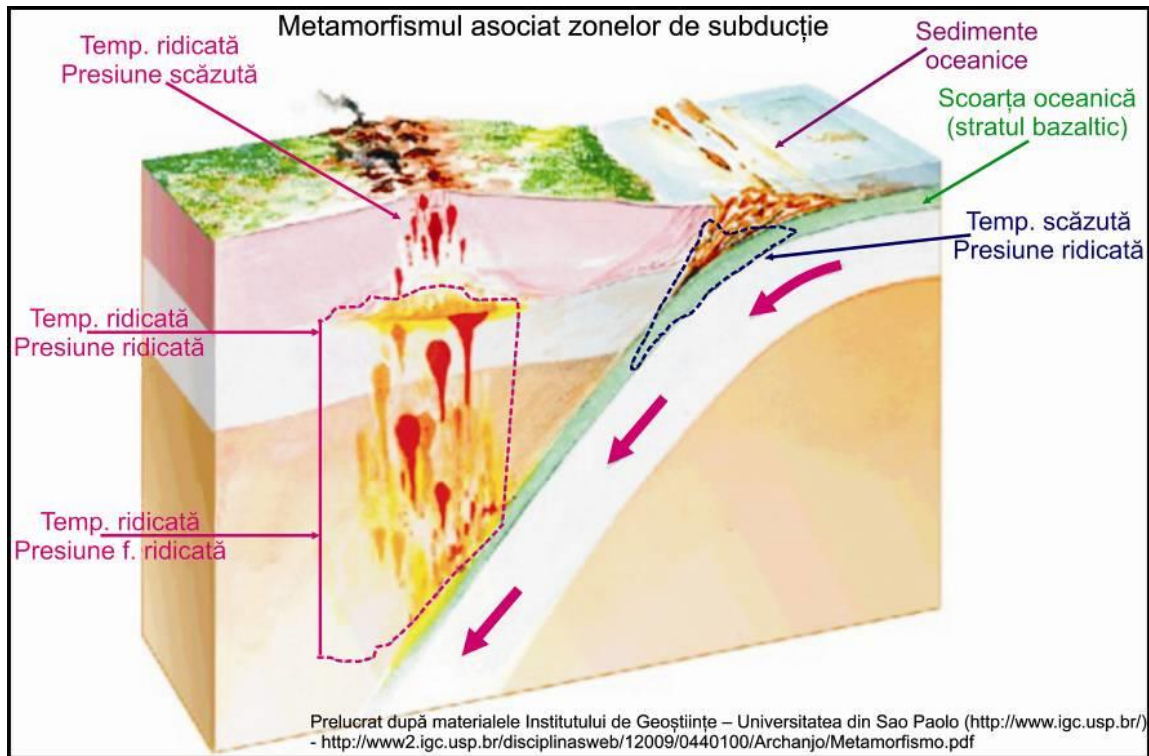


Fig. 108. Distribuția temperaturii și presiunii în ariile convergente (sursa: Institut. de Geostiințe din Sao Paolo: <http://www.igc.usp.br/>)

Metamorfismul regional (Fig. 108, 109, 110)

Factorii: P și T se manifestă în întreaga gamă de valori, până la cele ce determină fuziunea rocilor, de regulă în sistem închis; acționează în special stressul și într-o mai mică măsură presiunea litostatică.

Condiții geologice: în regiunile de convergență a plăcilor, acolo unde are loc cutarea formațiunilor geologice.

Distribuție: de regulă în arii alungite, paralele cu zonele de subducție și de sutură a plăcilor.

Caractere petrografice: roci foarte variate constituite din neformațiuni, cu șistozitate pronunțată, cu o distribuție petrografică zonală.

Metamorfismul regional este divizat în trei subtipuri, în corelație cu adâncimile la care se manifestă: *epimetamorfism* (în epizonă), *mezometamorfism* (în mezozonă) și *catametamorfism* (în catazonă) (Tabelul 7).

Tabel 7. Zonele de intensitate metamorfică a metamorfismului de îngropare

Zona de adâncime	Temperaturi [°C]	Presiune litostatica	Stressul	Tipuri de roci
Epizona	200 - 400	slaba	puternic	Filite și sisturi
Mezozona	400 – 600	medie	slab	Micasisturi Amfibolite Marmure Cuartite
Catazona	600 - 700	puternica	slab / f. slab	Gnaise Roci cuarțo-feldspatice

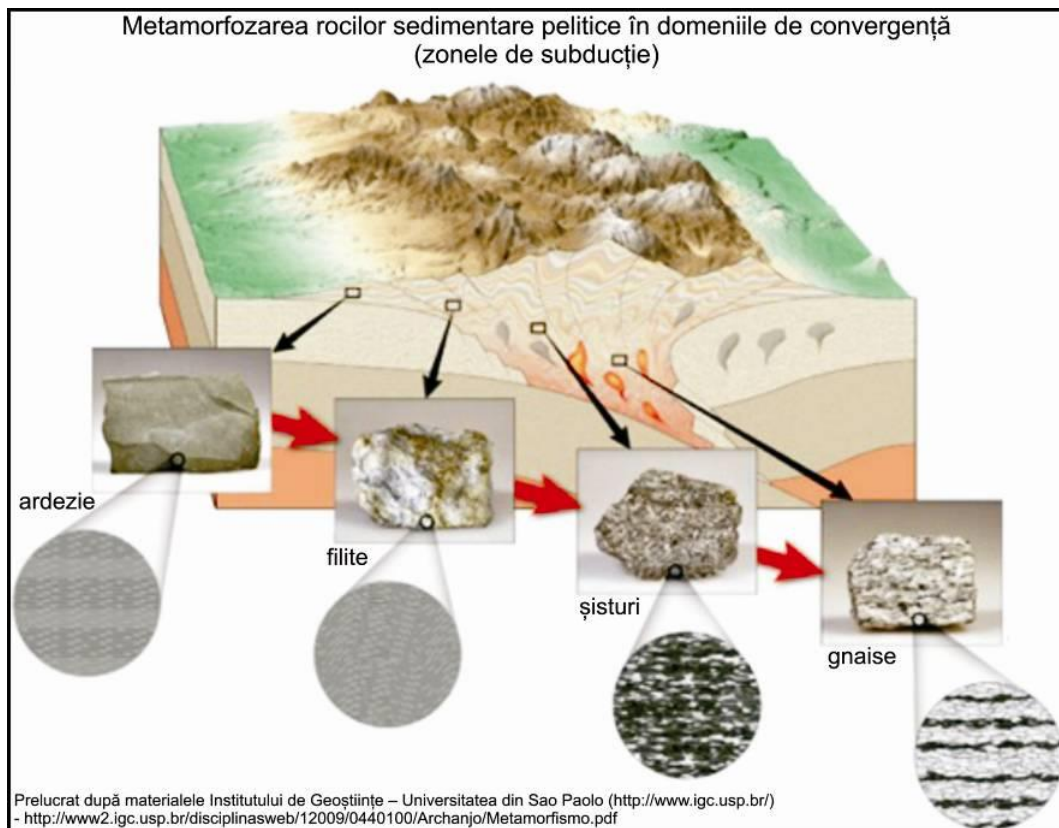


Fig. 109. Rocile metamorfice formate în ariile convergente în raport cu adâncimea (sursa: Instit. de Geostiințe din Sao Paolo: <http://www.igc.usp.br/>)

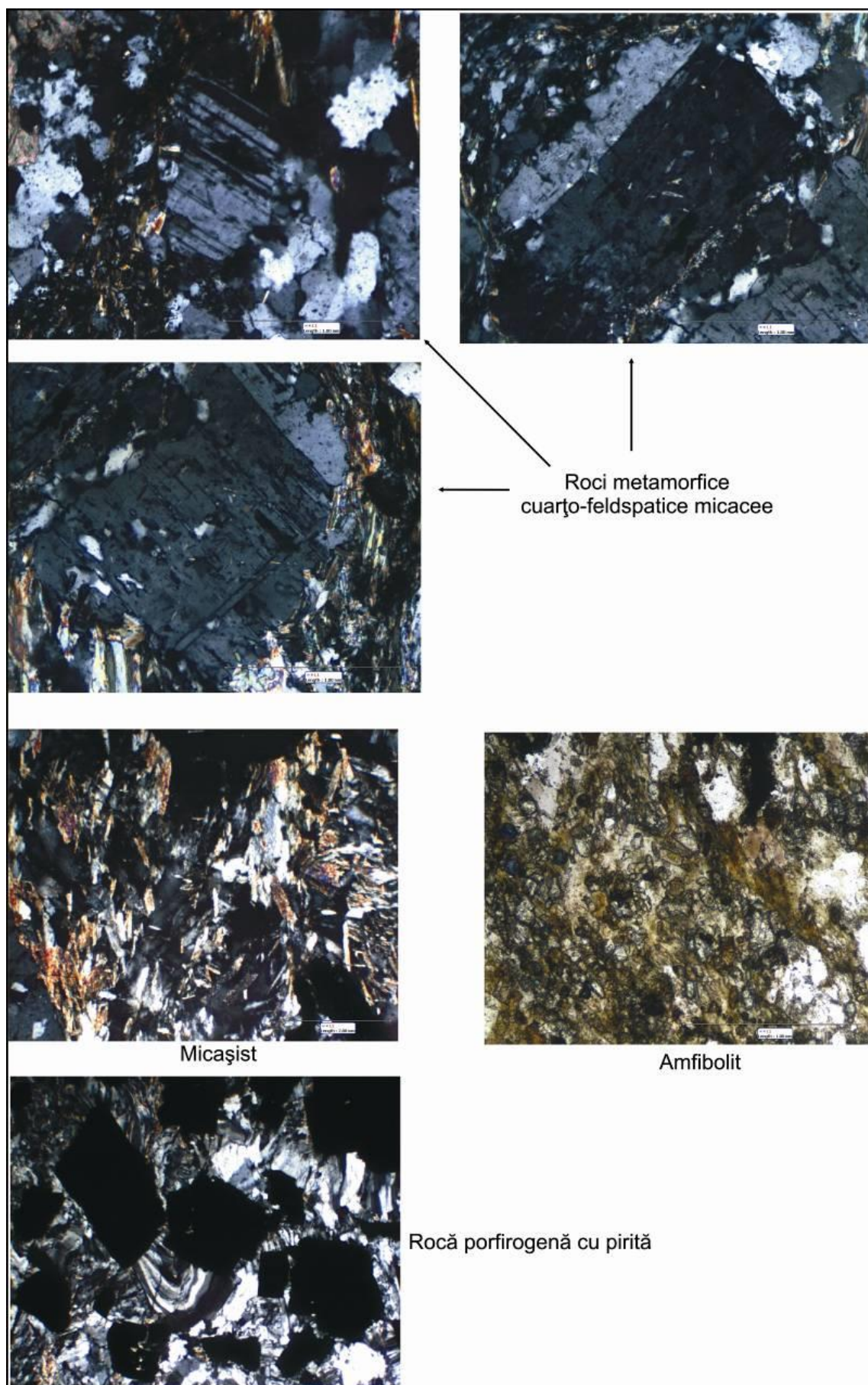


Fig. 110. Roci epimetamorfe și mezometamorfe analizate la microscopul polarizant cu nicolii în cruce

Metamorfismul fundurilor oceanice

Factori: T și soluțiile hidrotermale cu un caracter sodic; sistemul este deschis.

Condiții geologice: în imediata apropiere a rifturilor oceanice.

Distribuție: datorită expansiunii fundului oceanic, deși generate lângă rift, produsele ajung să aibă o largă dezvoltare cvasitabulară în întreg bazinul oceanic.

Caractere petrografice: roci cu caracter bazic, neșistoase (masive), conținând adesea albit și minerale hidratate: *serpentinitele*, *metabazaltele*, *metagabrourele*.

Metamorfismul cataclastic

Factori: stressul și accidental T, acționând în sistem închis.

Condiții geologice: în apropierea faliiilor cu deplasări importante.

Distribuție: corpuri tabulare, subțiri, care urmăresc planul de falie.

Caractere petrografice: simpla zdrobire a mineralelor preexistente și crearea unei puternice șistozități și neoformații de minerale lamelare; roci puțin coerente; roci cataclastice necoezive, milonite, gnaise milonitice.

CAP. IV. ELEMENTE DE CARTOGRAFIE ȘI GEOLOGIE STRUCTURALĂ

1. PRODUSE CARTOGRAFICE

Harta este o reprezentare grafică în plan orizontal a suprafeței terestre, sau a unei porțiuni din aceasta, generalizată (se reprezintă elementele esențiale ale realității fizice sau fenomenologice), convențională (folosește pentru reprezentare semne și simboluri convenționale), micșorată (suprafața reprezentată se micșorează după o anumită scară de proporție) și aproximativă (în sensul că orice proiecție a unei suprafețe sferice pe un plan, conform unei proiecții cartografice, are ca dezavantaj faptul că distorsionează cel puțin una din mărimi: lungimile, unghiurile sau suprafețele).

În funcție de elementele reprezentate, hărțile se împart în două mari categorii: **hărți fizice** (geografice, geomorfologice, geologice, pedologice, climatologice, hidrologice, biogeografice, etc.) care reprezintă realități fizice naturale și **hărți** care reprezintă elemente din **domeniul sociouman** (politice, istorice, toponimice, economice, ale așezărilor umane, transporturilor, agriculturii, etc.).

O altă clasificare foarte importantă a hărților este în funcție de scara de proporție. De regulă se acceptă următoarea clasificare, cu unele nuanțări în funcție de domeniul de utilizare: **planuri topografice** (sc. 1:50 - 1:25000), **hărți la scară mare** (sc. 1:25000 - 1:200000), **hărți la scară mijlocie** (sc. 1:200000 - 1:1000000) și **hărți la scară mică** (sc. peste 1:1000000).

Elementele minime pe care trebuie să le conțină o hartă pentru a fi lucrativă, pe lângă obiectul reprezentării, sunt: **titlul**, **legenda** (conține semnele convenționale, simbolurile și culorile folosite pentru reprezentare) și **scara de proporție** (raportul dintre lungimile de pe hartă și cele din teren).

Pentru domeniul geomorfostructural se folosesc în general hărți tematice specifice segmentelor geologic și geomorfologic.

1.1. Produse cartografice geologice

a. Hărți geologice. Harta geologică redă pe o bază topografică cu ajutorul simbolurilor, semnelor și culorilor convenționale, intersecția corpurilor geologice cu suprafața terestră. Situația litologic-structurală care este reprezentată pe hartă este cea

conținută în planul situat imediat sub învelișul pedologic, sau, acolo unde acesta lipsește, suprafața de la contactul cu atmosfera sau cu învelișul hidrografic.

Hărțile geologice se întocmesc la scări diferite, în funcție de întinderea suprafeței de teren reprezentate, gradul de cunoaștere al regiunii, densitatea lucrărilor de cercetare și destinația acestora. Hărțile la scară mică sunt reprezentări sintetice ale structurilor geologice care caracterizează țări, grupuri de țări, continente sau Globul terestru. Hărțile la scară mijlocie sunt de factură regională, evidențiind structura și istoria geologică a regiunii cercetate, implicând și corelații cu factorii genetici ai acumulărilor de substanțe minerale utile. Hărțile la scară mare sunt reprezentări detaliate ale structurilor geologice din regiuni cu o extindere redusă. Au un puternic caracter aplicativ, fiind întocmite în urma unor lucrări de prospecțiune de detaliu și explorare. Acestea servesc ca instrument de lucru în procesele de exploatare a substanțelor minerale, proiectarea unor lucrări edilitare, de infrastructură, etc.

În mod obișnuit, o hartă oricât de amănunțită ar fi nu poate cuprinde întreaga gamă de date oferită de realitatea terenului. Din acest motiv, în funcție de destinația hărților, se întocmesc hărți speciale pe care se reprezintă un anumit set de informații geologice (de ex. pe hărțile hidrogeologice se vor prezenta în special acviferele). Principalele reprezentări cartografice de acest fel sunt: *structurale* (redau forma de zăcământ și poziția volumelor de roci, precum și structurile tectonice pe care rocile le îmbracă); *litologice* (prezintă de regulă variațiile petrografice ale subdiviziunilor cronostatigrafice); *litofaciale* (sunt reprezentate variațiile spațiale ale condițiilor sedimentogenetice dintr-un bazin, într-un anumit interval cronostatigrafic, imprimate în depozitele litologice); *paleogeografice* (sunt reproduse condițiile fizico-geografice dintr-un anumit interval de timp geologic); *tectonice* (redau structura de ansamblu a subsolului și evoluția tectonică într-o anumită regiune); *hidrogeologice* (prezintă extinderea și parametrii caracteristici ai complexelor acvifere); *geofizice* (sunt reprezentate principalele câmpuri fizice naturale din anumite regiuni: gravitațional, magnetic, radioactiv, electric, seismic, etc.); *geologo-inginerești* (redau răspândirea diferitelor tipuri de roci și a proprietățile lor fizico-mecanice), etc. Categoriile de hărți enunțate nu epuizează lista, ci la acestea se mai adaugă o serie caracteristică unor subdomenii de cercetare, sau dictate de unele necesități practice (de exemplu hărțile seismice, de risc geologic, etc.).

Pentru facilitarea utilizării hărților în activitățile de cercetare și aplicative, precum și interpretarea corectă a acestora, materialul cartografic este însoțit de *secțiuni geologice* și *coloane stratigrafice*.

b. Secțiunile geologice sunt reprezentări grafice ale situației geologice pe un plan, de regulă vertical, cu diferite orientări. Se obișnuiește ca secțiunile geologice să se execute la aceeași scară cu harta, scările orizontală și verticală fiind în mod normal egale. Însă, când situația o impune, se poate exagera mărimea uneia din scări, sau ambele, cu obligația de a le consemna la legendă.

c. Coloanele stratigrafice sunt de asemenea construcții grafice, pe care se reprezintă succesiunea cronostatigrafică a formațiunilor geologice dintr-o regiune, tipurile petrografice și raporturile cronostatigrafice ale formațiunilor. Pentru a reda situația geologică se folosesc semnele convenționale, simbolurile și culorile. În partea stângă a coloanei se figurează subdiviziunile cronostatigrafice și simbolurile, iar în parte dreaptă grosimile unităților și subunităților liostatigrafice, caracteristicile petrografice, conținutul paleontologic etc.

1.2. Produse cartografice geomorfologice

a. Hărți geomorfologice. Dacă hărțile geologice constituie o etapă indispensabilă în cunoașterea structurilor geologice ale scoarței terestre, fără un instrument similar, care este harta geomorfologică, nu se poate concepe cercetarea reliefului. Acestea au o largă gamă de utilizări din punct de vedere aplicativ, cum ar fi în proiectarea unor construcții civile, feroviare, rutiere, proiectarea lucrărilor de combatere a degradării terenurilor etc.

Hărțile geomorfologice sunt reprezentări cartografice pe care cu ajutorul simbolurilor, semnelor convenționale și culorilor se redau caracteristicile și evoluția reliefului unei regiuni, în corelare cu natura rocilor și cu elementele structural-geologice ale subsolului.

Criteriile care stau la baza sistematicii hărților geomorfologice, cel mai des utilizate, sunt: *conținutul* (hărți morfografice, morfometrice, morfogenetice, de bonitare, de prognoză); *destinația* (cu destinație largă și cu destinație restrânsă); *gradul de generalitate* (hărți analitice sau parțiale și generale sau de sinteză); *cronologic* (hărți paleogeomorfologice, actuale și de prognoză); *scara* (la scară mică, mijlocie și mare).

Hărțile sunt însoțite pentru explicitare de profile geomorfostructurale, bloc-diagrame, schițe panoramice, diagrame.

b. Profilul geomorfostructural este o formă de redare sintetică, pe anumite direcții, de regulă în plan vertical, a elementelor principale ale cadrului natural: forme de relief, alcătuirea structural-litologică a regiunii, învelișul pedologic, formațiuni vegetale când este cazul etc.

c. Blocul-diagramă este o reprezentare a unei porțiuni din scoarța terestră în perspectiva tridimensională, micșorată la scara de proporție corespunzătoare hărții

topografice. În plan orizontal sunt figurate trăsăturile principale ale reliefului, iar pe secțiunile laterale și frontală se redau profilele geologice corespunzătoare.

d. *Schița panoramică* este o reprezentare cartografică sugestivă, care reproduce elementele caracteristice ale peisajului prin accentuarea unor linii, în funcție de scopul urmărit. Se folosește pentru reprezentarea aspectelor generale, cât și ale particularităților de detaliu ale reliefului. Schița panoramică trebuie să aibă un titlu precis și complet, care să permită localizarea exactă a acesteia în spațiu. Când se execută după o hartă sau o fotografie este necesar să se menționeze acest lucru.

e. *Legendele hărților geomorfostructurale*. Legendele sunt părți componente ale hărților, care cuprind totalitatea elementelor simbolice (culori, semne convenționale, simboluri, indici numerici, izolinii, hașuri etc.), cu ajutorul cărora se concretizează trăsăturile de conținut ale regiunii, într-o manieră expresivă, intuitivă și explicativă. Datorită particularităților de conținut ale diferitelor tipuri de hărți geomorfostructurale, nu se poate întocmi o legendă unică. Elementele de simbolizare a conținutului sunt preluate din legendele specifice ale hărților geologice și geomorfologice.

2. STRUCTURI GEOLOGICE

În accepțiunea cea mai largă, *prin structură se înțelege forma de zăcământ pe care o îmbracă rocile din scoarță și raporturile dintre acestea, la orice nivel dimensional: local, regional sau global.*

Analizând din punct de vedere genetic structurile geologice, se poate vorbi de *structuri primare*, care iau naștere în procesul de geneză a rocilor (sedimentare, magmatism, vulcanism) și de *structuri secundare* sau *tectonice*, care apar ulterior prin reconfigurarea structurilor primare ca urmare a acțiunii forțelor tectogenetice.

Se vor analiza în continuare structurile primare ale rocilor sedimentare și magmatice, rocile metamorfice moștenind sau transformând structurile rocilor preexistente.

2.1. Structuri primare

2.1.1. Structurile primare ale rocilor magmatice

a. Structurile primare ale rocilor magmatice efuzive

Structura primară a rocilor magmatice efuzive (vulcanice) este *curgerea* echivalentă cu *stratul* sedimentar (curgeri subaerene sau curgeri subacvatice, rezultând structuri pillow-lava; pillow = pernă; sin. amigdaloidă, vacuolară).

b. Structurile primare ale rocilor intruzive (= corpurile magmatice, plutonii)

În regiunile afectate de vulcanism se întâlnesc frecvent corpuri magmatice intruzive, cunoscute și sub numele de plutoni, formate prin consolidarea magmelor în camerele magmatice, pe canalele de ascensiune spre suprafață sau în apropierea suprafeței Pământului. Acestea sunt alcătuite din serii de roci intruzive.

Clasificarea structurilor primare ale rocilor ia în considerare, în principal, forma și dimensiunile corpurilor, precum și raporturile tectonice ale acestora cu rocile înconjurătoare. Sistematica acestor corpuri cuprinde: *sill-uri*, *dyke-uri*, *neck-uri*, *laccolite*, *lopolite*, *facolite*, *batholite*, *filoane* (Fig. 111).

În funcție de raporturile corpurilor magmatice cu rocile înconjurătoare se deosebesc:

- *plutonii discordanți*, ale căror limite taie sub un unghi oarecare stratificația formațiunilor gazdă; de exemplu: *batholitele*, *stock-urile*, *dyke-urile* și *neck-urile*;

- *plutonii concordanți*, ale căror limite sunt paralele cu stratificația formațiunilor gazdă; de exemplu: *sill-urile*, *laccolite*, *lopolite* și *facolite*.

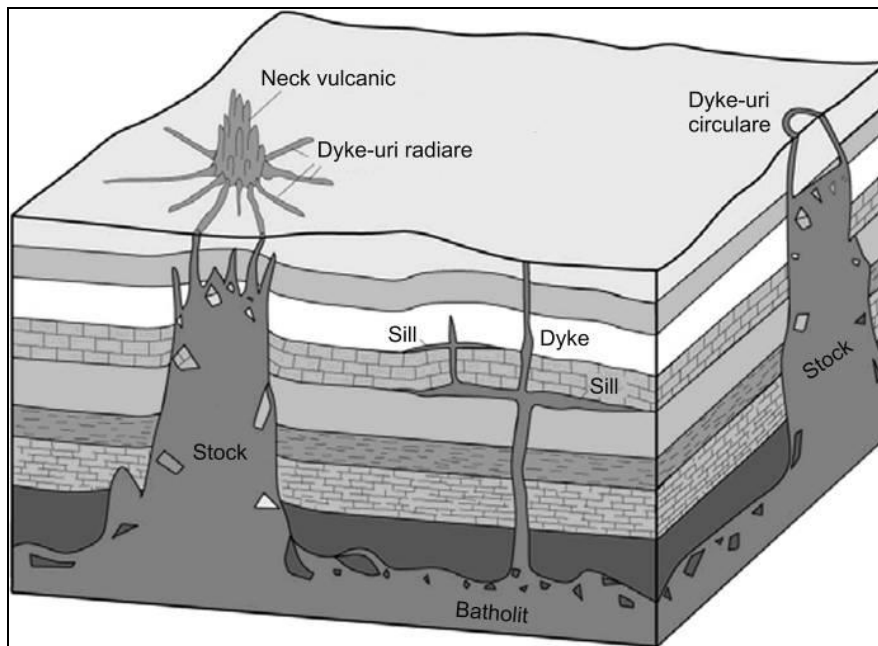


Fig. 111. Relațiile dintre corpurile magmatice și raporturile acestora cu rocile înconjurătoare (din Winter - An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Prentice Hall, 2001 și Prelegeri Igneous Petrology, 2003)

b.1. Batholite (gr., bathus = adâncime) - corpuri intruzive de dimensiuni mari, peste 100 km², discordante, a căror înrădăcinare nu se cunoaște (Tabelul 8; Fig. 112).

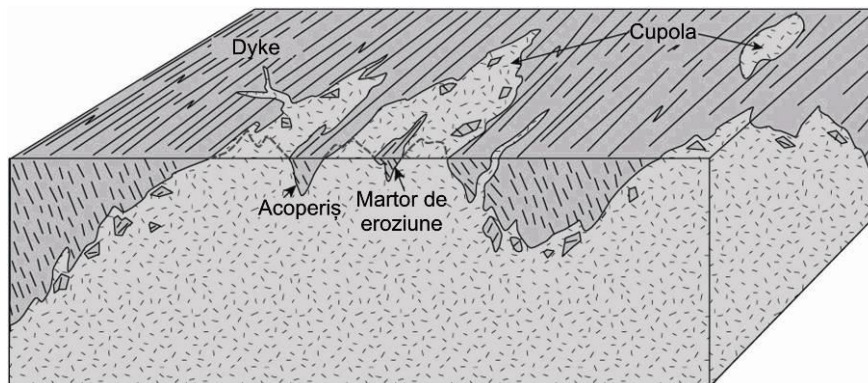


Fig. 112. Batholit figurat într-un bloc diagramă (din Winter - An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Prentice Hall, 2001 și Prelegeri Igneous Petrology, 2003)

În Tabelul 8 redăm dimensiunea unor corpuri batholitice așa cum a fost menționată de J. Winter (2003).

b.2. Stock-urile – corpuri intruzive discordante, de dimensiuni mai mici decât batholitele, sub 100 km², reprezentând magmele consolidate pe canalele de ascensiune spre suprafață (Fig. 5.1).

b.3. Dyke-urike (engl., dyke = dig) - corpuri intruzive tabulare discordante, cu lungimi și de peste 50 km și grosimi variabile, de la câțiva mm la sute de m (Fig. 5.1).

b.4. Sill-urile (engl., sill = prag) - corpuri intruzive stratiforme, fals concordante, cu grosimi de ordinul metrilor până la sute de metri, dezvoltate uneori pe suprafețe de până la mii de km² (Fig. 5.1).

Tabelul 8. Dimensiunea unor corpuri batolitice

Corpul magmatic	Vârsta intruziunii	Localizare	Suprafața (Km ²)
Bushveld	Precambrian	Africa de Sud	66000
Dufek	Jurasic	Antarctica	50000
Duluth	Precambrian	Minnesota, USA	4700
Stillwater	Precambrian	Montana, USA	4400
Muskox	Precambrian	NV-ul teritoriului Canadei	3500
Kiglapat	Precambrian	Labrador	560
Skaergård	Eocen	Estul Groenlandei	100

b.5. Lacolitele (gr., laccos = cisternă) - corpuri intruzive cu aspect de lentilă plan-convexă sau biconvexă, de 3-6 km² în suprafață și grosimi de până la 1 km (Fig. 113).

b.6. Lopolitele - corpuri intruzive concordante cu structura în care se găsește camera magmatică (Fig. 113).

b.7. Facolitele - corpuri intruzive în formă de semilună, concordante, care au luat naștere prin injecția magmei în bolțile unor anticlinale sau sinclinale.

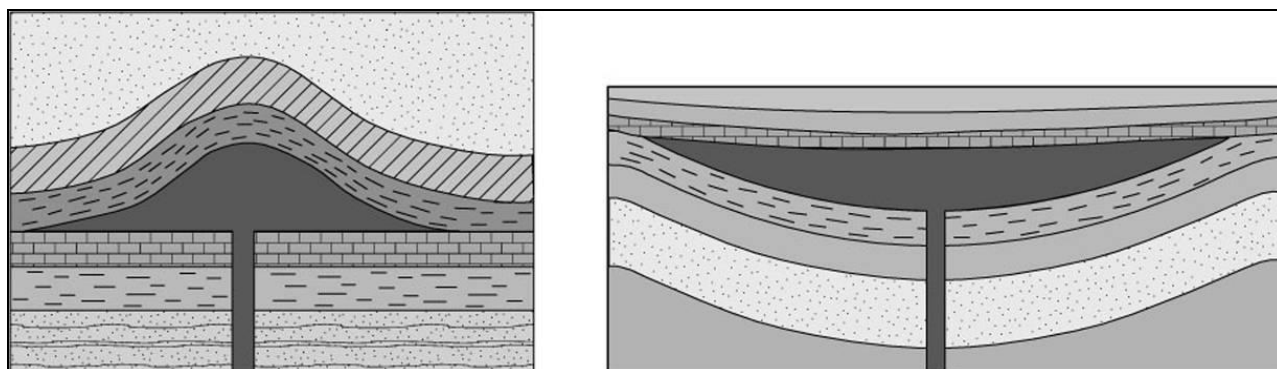


Fig. 113. Lacolit (în stânga) și lopolit (în dreapta) (din Winter - An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Prentice Hall, 2001 și Prelegeri Igneous Petrology, 2003)

2.1.2. Structura primară a rocilor sedimentare

Stratul reprezintă un volum de roci limitat de suprafețe aproximativ plane, paralele, caracterizat prin omogenitate structurală internă, alcătuire petrografică și granulometrică și culoare specifică. La origine, este un volum de sedimente depus într-un interval de timp, pe un anumit spațiu, în condițiile în care factorii care au controlat sedimentarea au rămas neschimbați.

Stratul este caracterizat de elemente geometrice care definesc morfologia și poziția spațială a acestuia.

a.1. Elementele morfologice ale stratului

Elementele principale ale unui strat sunt: *fața inferioară* (Fi), *fața superioară* (Fs), *acoperișul stratigrafic* (As), *culcușul stratigrafic* (Cs), *acoperișul morfologic* (Am), *culcușul morfologic* (Cm) și *grosimea stratigrafică* (Gn) (Fig. 114).

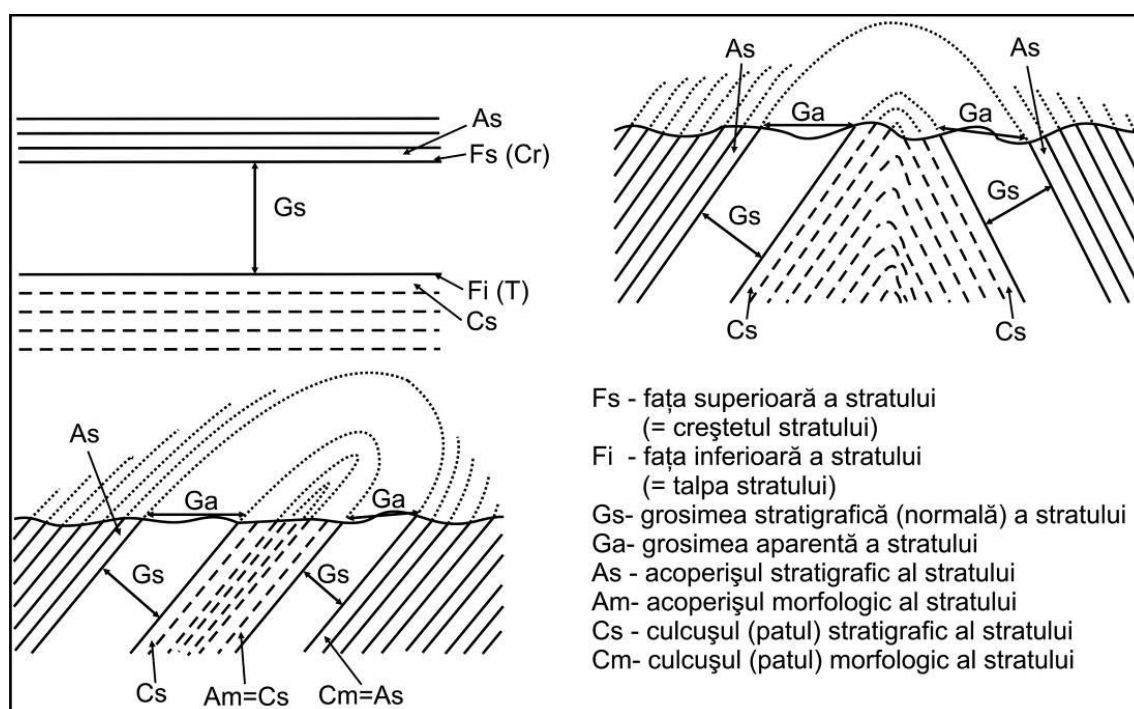


Fig. 114. Elementele morfologice ale unui strat (după Grasu, 1984, 1997; Pauliuc și Dinu, 1985)

Fiecare strat are o față superioară (creștetul), mai nouă cronostatigrafic și o față inferioară (talpa), mai veche cronostatigrafic, de regulă paralele. Culcușul sau patul reprezintă stratul imediat inferior, mai vechi, în timp ce acoperișul corespunde cu stratul imediat superior, mai nou. Această geometrie este caracteristică numai structurilor primare, netectonizate și în cazul cutelor drepte (cute la care planul axial este înclinat la 90^0). În cazul cutelor răsturnate și deversate (cu planul axial înclinat cu valori diferite de 0^0 și 90^0 se

vorbește de un culcuș și acoperiș morfologic (geometric) și care nu corespunde cu culcușul și acoperișul stratigrafic. Practic, în acest caz se inversează pozițiile geometrice ale culcușului și acoperișului stratigrafic, ca urmare a deversării cutelor,.

a.2. Elemente geometrice care definesc poziția în spațiu a stratului

Stratele înclinate în urma deformărilor tectonice sunt caracterizate, în plus față de cele orizontale, de direcție și înclinare (Fig. 115).

Direcția stratului este linia rezultată din intersecția unui plan orizontal cu planul de stratificație (planul de separare a două strate), a cărei orientare se indică prin *azimutul direcție* (unghiul pe care-l face direcția stratului cu direcția nordului geografic).

Înclinarea stratului este caracterizată de *sensul înclinării* și *valoarea înclinării*. Raporturile dintre direcția stratului și sensul înclinării este întotdeauna de perpendicularitate și se indică prin *azimutul înclinării*, care reprezintă unghiul format de planul vertical care conține linia de cea mai mare pantă a stratului și direcția nordului geografic. *Valoarea înclinării* reprezintă unghiul pe care-l face linia de cea mai mare pantă a stratului cu un plan orizontal.

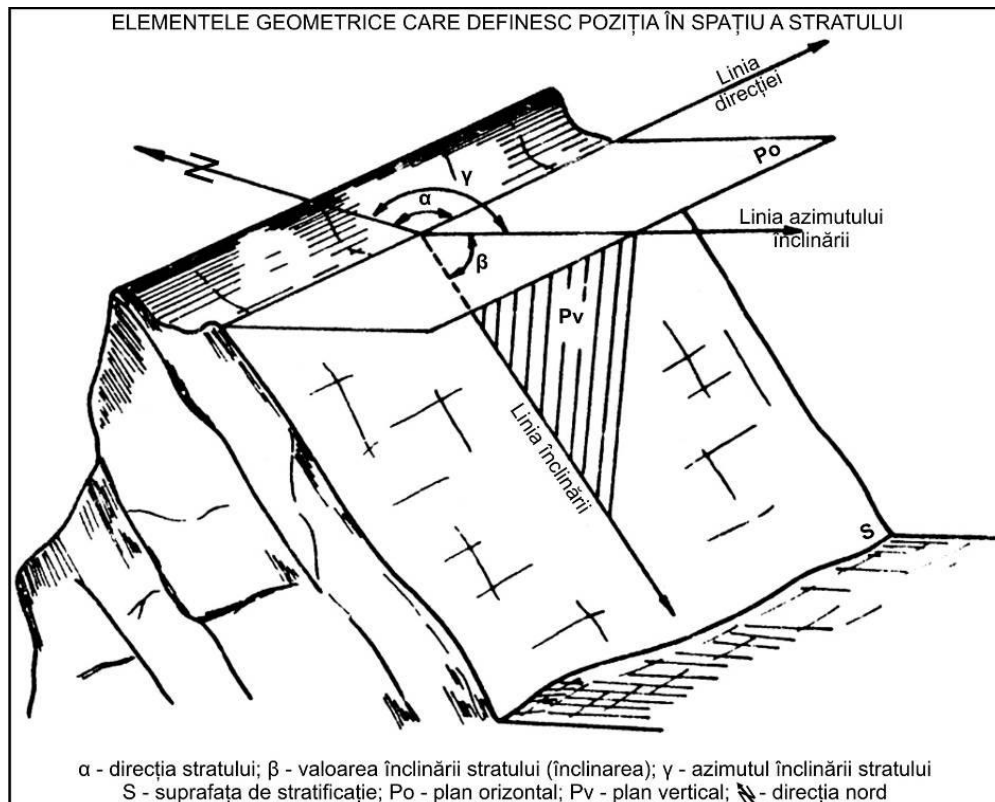


Fig. 115. Direcția și înclinarea stratelor (din Grasu, 1984, 1997)

a.3. Concordanța și discordanța stratelor

Orice strat sau complex de strate se poate găsi în raporturi de concordanță sau de discordanță cu formațiunile sub- sau suprajacente.

Dacă între două complexe de roci există o continuitate de sedimentare, atunci ele se află în raport de concordanță. În mod obișnuit, limitele stratelor concordante sunt paralele. În cazul în care un complex de strate (sau un strat), s-a depus peste formațiunile mai vechi după un interval de întrerupere a sedimentării și eventual de activare a eroziunii, raportul dintre ele este de discordanță, iar suprafața de eroziune care separă stratul mai nou de formațiunile mai vechi se numește suprafață de discordanță. Suprafețele de discordanță se formează datorită unor întreruperi de sedimentare (lacune de sedimentare) și eroziunii unor termeni sau datorită mișcărilor tectonice. Discordanțele pot fi paralele (fals concordanțe) și unghiulare (Fig. 116).

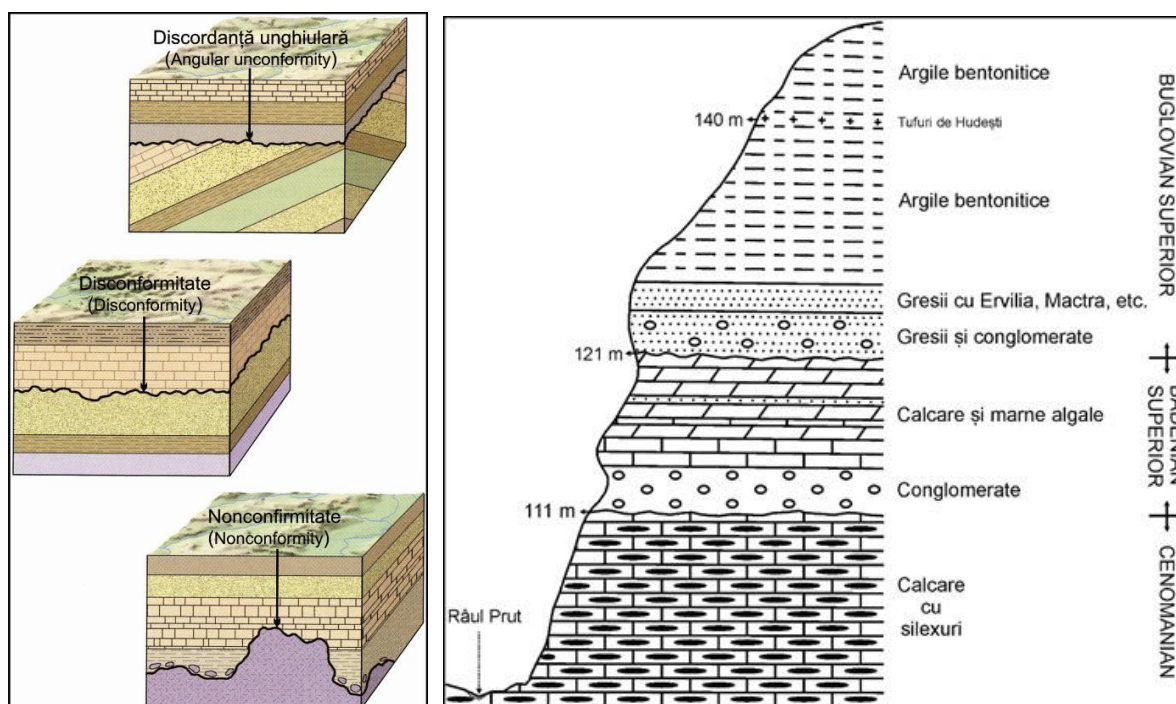


Fig. 116. Discordanțe (surse: <http://sepmstrata.org/>; Ionesi et al., 2005)

2.2. Structuri secundare (tectonice)

Deformările scoarței îmbracă forme și dimensiuni variate, unele din ele fiind de dimensiuni foarte mici, greu de decelat, în timp ce altele pot atinge dimensiuni spectaculoase.

Într-o clasificare cu totul descriptivă, deformările se pot împărți în *deformări discontinui*, caracterizate prin plane de fractură (numite și *disjunctive*) și *deformări continuu*, alcătuind *domeniul cutelor*. Între cele două categorii de deformări există o trecere continuă.

2.2.1. Structuri disjunctive (rupturale). Faliile

a. Faliile: definiție, elemente

Planul de ruptură care separă două compartimente tectonice după care se produce deplasarea acestora unul în raport cu celălalt, constituie o *falie*. Termenul are la origine cuvântul francez *faillir*, care semnifică a da faliment, sugerând în practica mineritului dispariția nivelului util urmărit. Elementele geometrice ale unei falii sunt (Figs. 117, 118, 119, 120):

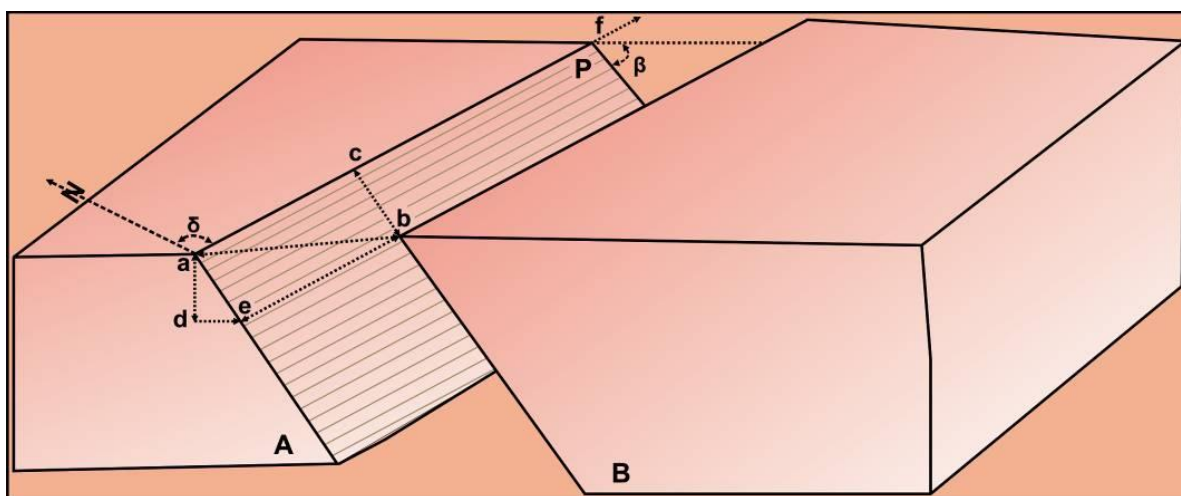


Fig. 117. Deplasarea compartimentelor tectonice în raport cu planul de falie (blocdiagramă)

- *planul de falie* (P) - reprezintă suprafața după care are loc deplasarea celor două compartimente formate prin fracturarea stivei de roci;

- *direcția faliei* (af) - este linia rezultată din intersecția planului de falie cu un plan orizontal;

- *orientarea direcției faliei* (δ) - reprezintă unghiul format de direcția faliei cu meridianul geografic;

- *înclinarea faliei* (β) - este unghiul diedru format dintre planul de falie și un plan orizontal;

- *săritura faliei* (pasul sau saltul) (ab) - constituie deplasarea a două puncte de pe cele două compartimente, inițial adiacente, măsurată pe planul faliei. Se disting mai multe categorii de sărituri:

- *săritura pe înclinare* (ae; S_i) - este componenta săriturii totale măsurată pe înclinare și reprezintă mărimea deplasării compartimentelor măsurată după linia de cea mai mare pantă din planul faliei;

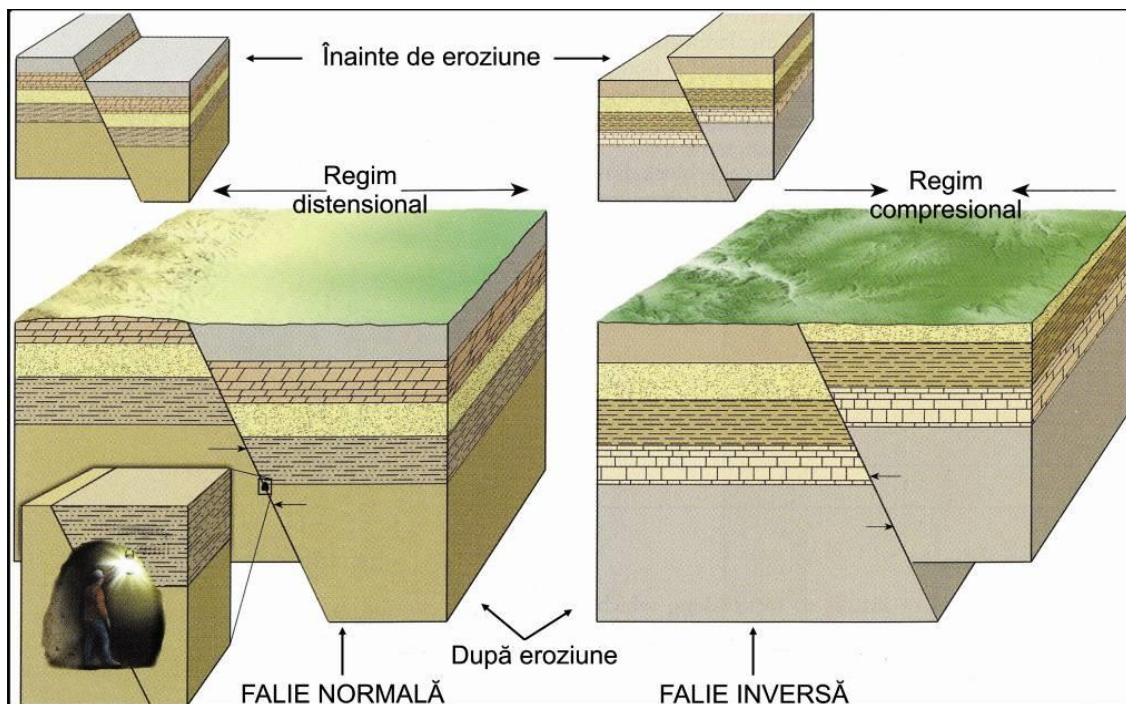


Fig. 119. Deplasarea compartimentelor tectonice în cazul faliilor normale și inverse
(sursa: <http://sepmstrata.org/>)

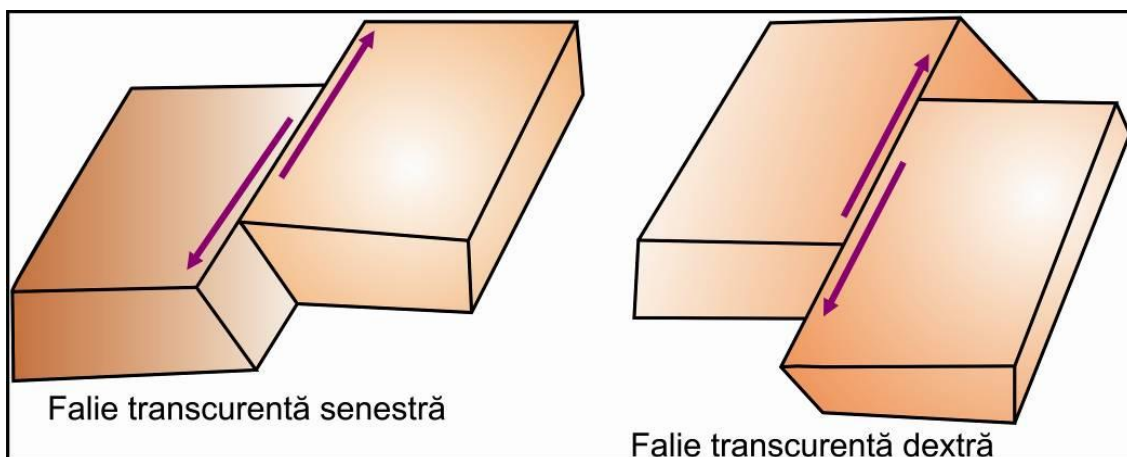


Fig. 120. Falii transcurrente (= de decroșare)

b.2.2. Falii transformante - sunt fracturile cu deplasare în plan orizontal care afectează rifturile oceanice și au de regulă un traseu perpendicular pe direcția riftului. Faliile transformante se dezvoltă pe direcția paralelelor rețelelor euleriene, spre deosebire de rifturi care au un traseu paralel cu meridianele acestora (vezi și mișcarea plăcilor tectonice pe o sferă din capitolul următor) (Fig. 121).

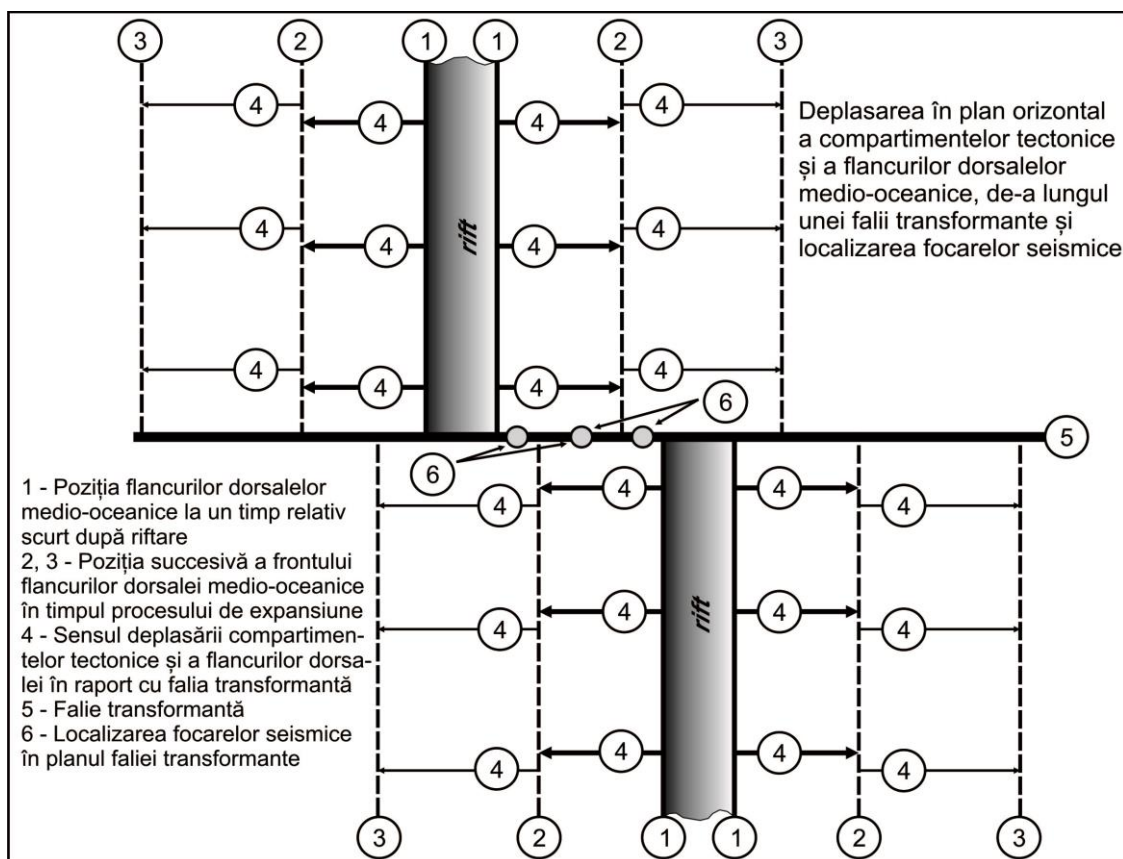


Fig. 121. Deplasarea compartimentelor în cazul faliilor transformante și poziția focarelor seismice (după Bleahu, 1983)

b.3. După raportul dintre înclinarea planului de falii și a stratelor de roci:

- *falii conforme* – planul faliei înclină în același sens cu cel al stratelor, fără ca înclinarea să aibă, obligatoriu, aceeași valoare;

- *falii contrare* – planul de falie înclină în sens invers înclinării stratelor.

b.4. După raportul dintre direcția faliei și direcția stratelor: *direcționale, transversale* și *oblice*.

b.5. După modul de asociere a faliilor în sistemul de falii (= falii conjugate) - termenii derivă din alura cartografică: *falii în releu, falii paralele, falii concentrice, falii radiare* etc.

2.2.2. Cutele (deformări continue)

a. Elementele unei cute

- *Creasta (c)* - reprezintă linia care unește punctele cele mai ridicate ale unei suprafețe de strat cutate;

- *Talpa (t)* - reprezintă partea cea mai de jos a unui strat cutat, la cutele verticale talpa corespunde cu șarniera;

- *Șarniera (ș)* - reprezintă punctul de curbură a unei cute;

- *Punctul de inflexiune (i)* - se află de o parte și alta a liniei de curbură maximă și corespunde cu locul în care sensul curburii se inversează, trecându-se de la bolta cutei la albia acesteia;

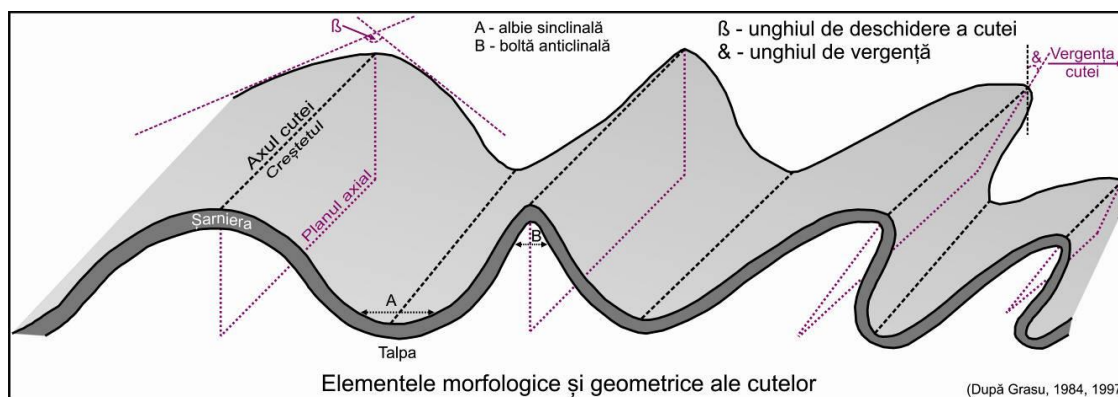


Fig. 122. Elementele cutelor sinclinale și anticlinale

- *Unghiul de deschidere al cutei (β)* - este determinat de tangentele duse la punctele de inflexiune dispuse de o parte și alta a șarnierei;

- *Albia (A)* - este zona de racordare a sinclinalului, în care înclinările scad treptat și își schimbă sensul;

- *Axul cutelor (a)* - rezultă din unirea punctelor de curbură maximă. Căderea axului unei cute definește *plonjul axial*, care determină închiderile perianticlinale (periclinale) și perisinclinale (centriclinale):

Dimensional, cuta este caracterizată de: *înălțimea (h)* - distanța în plan vertical între creastă și talpă; *lățimea (l_s)* - este distanța cea mai mare măsurată în plan orizontal între două creste consecutive; *lățimea desfășurată* - se realizează în urma reconstrucțiilor palinspastice; *lungimea cutei (L)* - este lungimea axială între terminațiile perianticlinale sau perisinclinale.

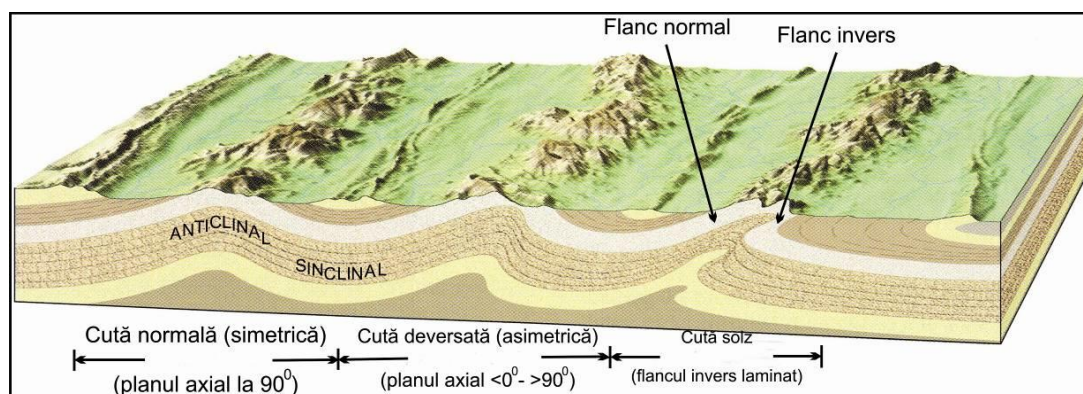


Fig. 123. Poziția flancurilor în raport cu planul axial în cazul cutelor deversate (sursa: <http://www.wikipedia.org/>)

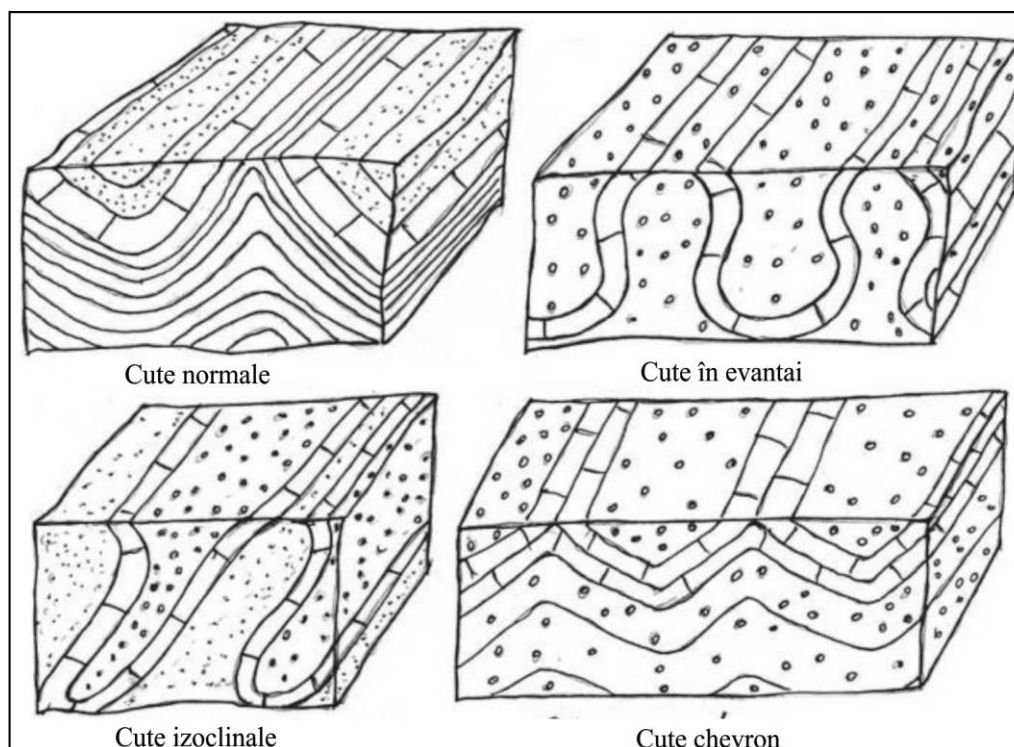


Fig. 124. Cute cu flancurile simetrice

b. Tipul și nomenclatura cutelor

b.1. După poziția planului axial (Figs. 122, 123):

- *cute drepte* - planul axial la 90^0 ;
- *cute deversate* - planul axial înclinat între 0^0 și 90^0 ;
- *cute răsturnate* - cu planul axial între 90^0 și 180^0 etc.

b.2. După simetria flancurilor și forma acestora (Fig. 124):

- *normale, în evantai, izoclinale, chevron (acordeon) etc.*

2.2.3. Structuri de compresiune ale scoarței. Asociații de cute și falii

De regulă, faliile se produc odată cu cutarea, rezultând o serie de asociații de cute și falii. Aceste asociații iau naștere în regim tensional compresiv și sunt caracteristice structurilor de orogen. Faliile care afectează cutedele sunt inverse, reprezentând plane de încălecare cu deplasări variabile în plan vertical și orizontal. După Billings (din Grasu, 1997), încălecările care se produc în structurile cutate se clasifică în felul următor (Fig. 125):

- *încălecarea brizantă* (sau de fractură) – se formează prin deplasarea compartimentelor în lungul unui plan de falii, perpendicular sau aproape perpendicular pe stratificație;

- *încălecarea de tensiune* (sau cute-falie) – se formează prin solicitarea, subțierea (laminarea) și ruperea flancului invers al unei cute deversate sau culcate. În lungul planului de falie stratele se laminează până devin aproape paralele cu acesta;

- *încălecarea de forfecare ulterioară* – planul de fractură afectează structurile anticlinale și sinclinale deja definitivate, deci se produce o falie post-cutare.

Principalele structuri compressive sunt: *cute-falii*, *cute solzi* și *pânze tectonice*.

Cutele-falii - sunt cute deversate ale căror flanc invers este afectat de o falie, în care caz laminarea flancului poate fi foarte redusă.

Cutele-solzi - sunt cute deversate ale căror flanc invers afectat de o falie este intens laminat, stratele devenind aproape paralele cu planul de falie.

Pânzele tectonice. Sunt volume din scoarță cu structură și litologie heteogenă, cu o tectonică internă foarte complicată, deplasate sub acțiunea forțelor geotectonice pe distanțe măsurate în plan orizontal, de ordinul a zeci sau chiar sute de kilometri (*convențional se consideră că reprezintă pânze volumele de roci care depășesc distanța de deplasare de cca. 5 km, măsurată în plan orizontal*) (Figs. 126, 127).

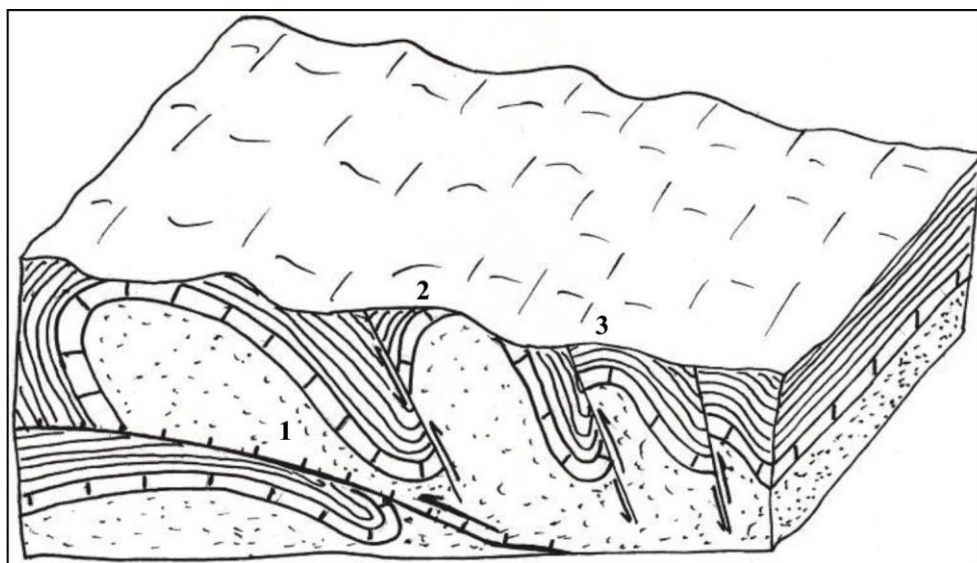


Fig. 125. Bloc diagramă ilustrând geometria și nomenclatura asociației de cute-falii
1 - pânză tectonică (de șariaj), 2 - cute falii, 3 – cute solzi;.

O clasificare genetică generală a pânzelor tectonice distinge (Grasu, 1984, 1997):

- *Pânze de supracutare* (gradul I) - sunt legate genetic de procesele cutare din zonele de compresiune ale scoarței;

- *Pânze de forfecare* (gradul II) - sunt independente de procesele de cutare, acestea luând naștere prin exagerarea unor fracturi crustale cu înclinări mici;

- *Pânze de decolare gravitațională* (gradul III) - sunt legate genetic de procesele gravitaționale majore care au loc pe versanții orogenetici.

În funcție de elementele morfologice, geometrice și raporturile cu autohtonul, se deosebesc: *pânze de acoperire* și *pânze de șariaj*.

a. *Pânzele de acoperire*

Se formează prin dezvoltarea de amploare a unei cute culcate la care se conservă ambele flancuri. Elementele unei pânze de acoperire sunt următoarele (Fig. 126):

- *flancurile normal și invers* - reprezintă elementele similare unei cute culcate sau deversate;

- *zona de rădăcină* - reprezintă zona în care cuta inițial verticală a pivotat în sensul deversării;

- *șamiera radicală* - reprezintă zona în care flancul invers se racordează cu autohtonul;

- *șarniera frontală* - reprezintă porțiunea în care flancul normal al pânzei se racordează cu flancul invers;

- *lățimea acoperirii* - este distanța pe orizontală ce separă șarniera radicală de șarniera frontală și pe care se realizează superpoziția anormală a succesiunilor stratigrafice;

- *înălțimea pânzei* - reprezintă distanța pe verticală de la partea superioară a pânzei și până la autohtonul;

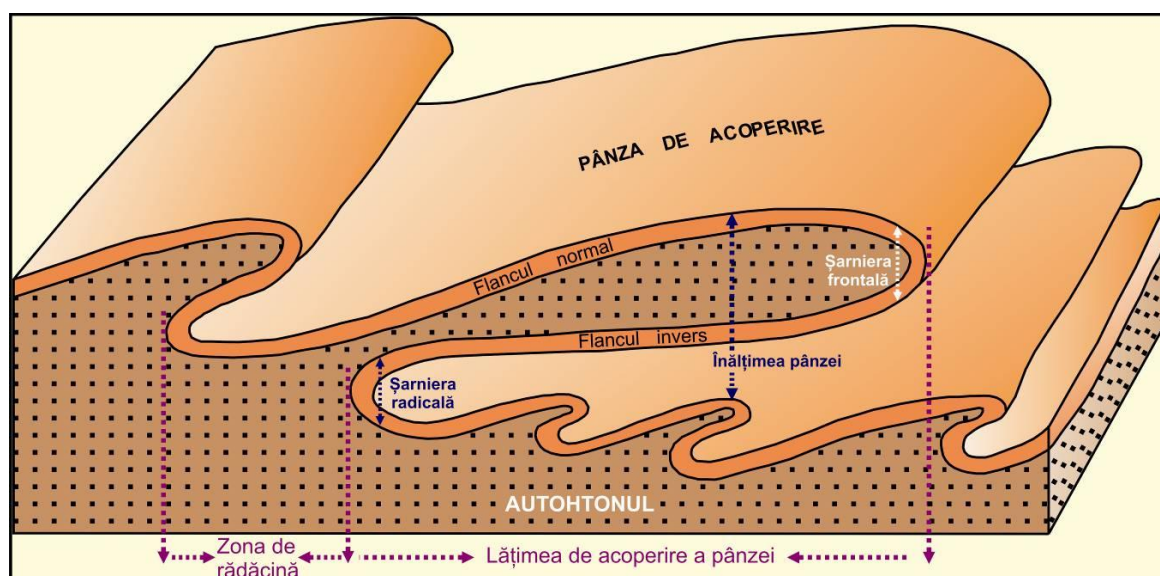


Fig. 126. Elementele unei pânze de acoperire

- *autohtonul* - reprezintă masa de roci peste care a fost împinsă stiva de roci, stratigrafic mai veche sau de aceeași vârstă, dar aparținând altor zone primare de sedimentare;
- *paraautohtonul* - în cazul eșafodajului tectonic în pânze, o pânza superioară depășește pânza ce constituie autohtonul, acoperind și o parte din autohtonul autohtonului.

b. Pânzele de șariaj

Acestea reprezintă supraîncălecări datorită cărora mase mari de roci sunt deplasate pe distanțe mari de-a lungul unei suprafețe de fractură, care lipsește la pânzele de acoperire. Suprafața de ruptură în lungul căreia a avut loc alunecarea corpului pânzei peste autohton, poartă numele de *plan (suprafață) de șariaj*.

Spre deosebire de pânzele de acoperire, la pânzele de șariaj lipsește flancul invers, baza pânzei fiind reprezentată de *planul de șariaj*. Elementele tectonice ale unei pânze de șariaj sunt: *fereastra tectonică*; *semifereastra tectonică*; *peticul de acoperire (klippă tectonică)*; *peticul de împingere (lamă de rabotaj)*; *capul tectonic*; *lățimea șariajului* și *lățimea minimă a șariajului*. Dimensiunile acestor elemente sunt proporționale cu intensitatea mișcărilor tectonice și a factorilor erozionali care acționează ulterior. O parte din aceste elemente sunt vizibile pe hărțile geologice, iar o altă parte în secțiunile geologice și blocdiagrame (Fig. 127).

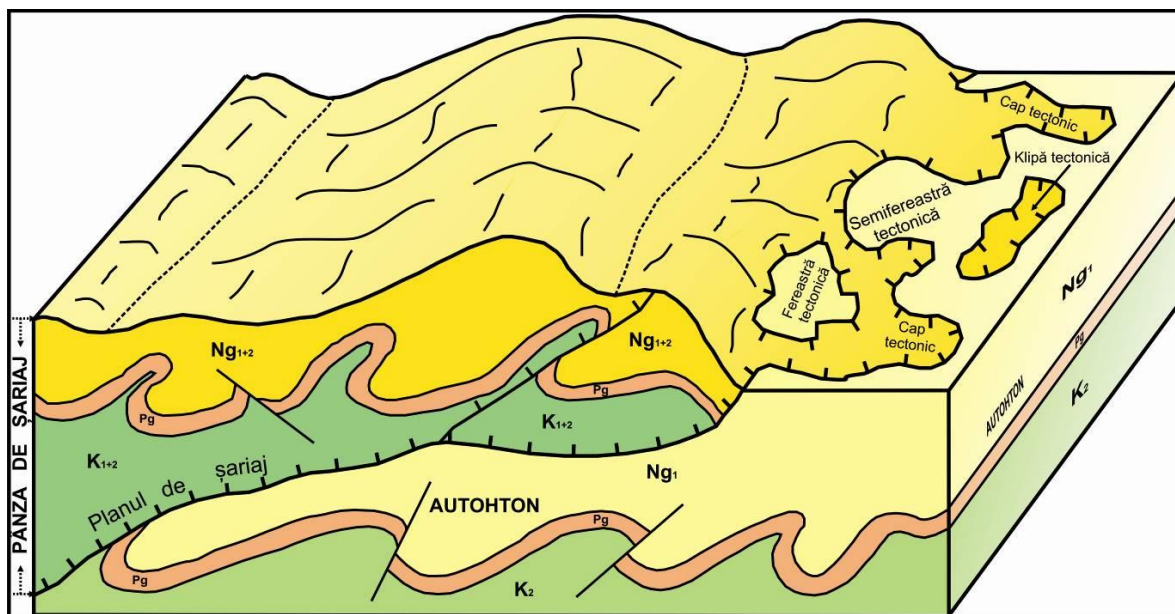


Fig. 127. Elementele unei pânze de șariaj

- *Fereastra tectonică* - este o deschidere făcută în corpul pânzei, în care autohtonul este vizibil la zi;

- *Semifereastra tectonică* - diferența față de situația anterioară constă că autohtonul prezintă o formă semiînchisă, asemănătoare unui golf;

- *Capul tectonic* - reprezintă o porțiune din fruntea pânzei de formă peninsulară, care tinde să evolueze spre un petic de acoperire;

- *Peticul de acoperire (Klipa)* - reprezintă o porțiune izolată din pânză, ca urmare a proceselor de eroziune, înconjurată în totalitate de autohton;

- *Lamboul de împingere (lama de rabotaj)* - este un pachet de strate antrenat de-a lungul planului de șariaj, fiind cuprins între plan și o falie satelit. Pachetul de strate poate proveni din autohton;

- *Digitația* - este o ramificare tectonică, frontală, a unei pânze de șariaj;

- *Duplicatura* - reprezintă o dedublare tectonică a autohtonului;

- *Lățimea minimă de șariaj* - reprezintă distanța măsurată pe hartă, între partea cea mai avansată a pânzei (un petic de acoperire sau fruntea pânzei) și cea mai retrasă (o fereastră tectonică);

- *Lățimea reală a șariajului* - se poate estima numai dacă se cunoaște zona de rădăcină.

2.1.4. Structuri distensive ale scoarței. Grabenele și horsturile

În zonele distensive ale scoarței continentale, formarea rifturilor continentale este precedată de formarea unor depresiuni tectonice, sau zone înălțate tectonice, cu flancurile afectate de falii normale.

Grabenu este o structură geologică, cu expresie topografică de depresiune tectonică, cu flancurile simetrice, afectate de falii normale. În opoziție, **horstul** este o structură geologică cu expresie topografică pozitivă (înălțată), cu flancurile de asemenea simetrice și afectate de falii normale (Fig. 128).

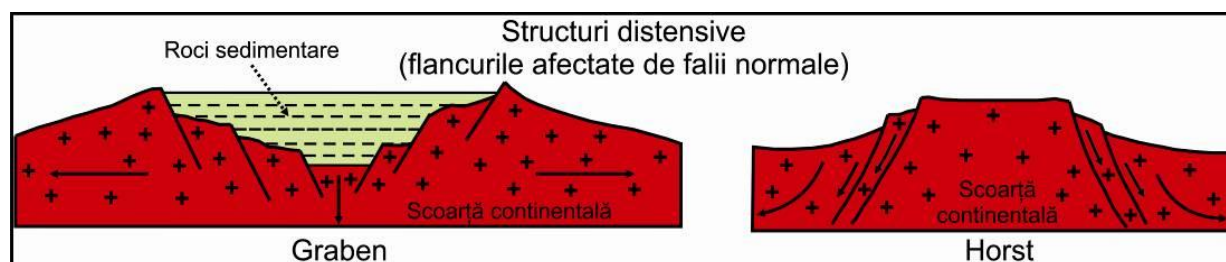


Fig. 128. Structuri distensive de tip graben și horst

CAP. V. ELEMENTE DE TECTONICĂ GLOBALĂ

Pentru a putea parcurge câteva noțiuni cu privire la conceptul de tectonică globală și a le face inteligibile, este necesar mai întâi să se cunoască și să se facă distincția dintre diviziunile geomorfologice majore ale scoarței terestre (relieful terestru) și morfostructurile geologice care alcătuiesc scoarțele continentale, oceanice și intermediare.

Diviziunile geomorfologice se referă la reliefurile terestre, adică la suprafața topografică pe care o îmbracă crusta terestră descrisă în raport cu izohipsa de 0 m (nivelul topografic de bază). Acesta reprezintă o suprafață care înfășoară nivelul mediu al oceanului planetar prelungită și în domeniul continental. În raport cu nivelul topografic de bază se descriu morfometric neregularitățile scoarței folosind altitudinile și adâncimile. Neregularitățile suprafeței scoarței terestre descrise drept relieful terestru, se datoresc acțiunii simultane a proceselor de dinamică internă (procese geodinamice) și de dinamică externă (atmosferice, hidrosferice și biosferice). Acestea nu acționează cu intensități egale, ci predomină un set sau altul de procese dinamice de-a lungul timpului.

Morfostructurile geologice se referă la blocuri ale scoarței terestre, cu o evoluție structogenetică distinctă care imprimă caractere tectono-structurale particulare în raport cu blocurile adiacente. Limitele morfostructurilor geologice sunt aliniamente tectonice (sisteme de falii) și nu trebuie confundate cu limitele unităților fizico-geografice. Limitele unităților fizico-geografice sunt de natură geomorfologică (de ex. culoarul de vale, abrupturi geomorfologice etc.) și se pot sau nu suprapune peste limitele morfostructurilor geologice. De exemplu, nu trebuie confundată platforma continentală (șelful), care se referă la câmpia submersă cuprinsă între linia țărmului și racordul cu taluzul continental, cu înclinări mici, cu morfostructurile geologice denumite platforme. Linia țărmului nu are nici o semnificație tectonică, reprezentând linia de demarcație dintre volumul de apă al bazinului marin și uscat. Platformele în sens geologic sunt structuri ale scoarței, delimitate de falii crustale, alcătuite din două etaje: un etaj inferior alcătuit dintr-o structură cutată de orogen (fundament sau soclu) și un etaj superior, alcătuit din roci sedimentare nedeformate sau slab deformate (cuvertura sedimentară). Descrierea morfostructurilor geologice se referă cel puțin la: *tipurile de roci (magmatice, sedimentare, metamorfice)*, *raporturile dintre volumele de roci (tectonice, cutate, faliatate, în pânze de șariaj, de continuitate, etc.)*, *caracteristicile geodinamice și geofizice (stabilitate sau mobilitate geotectonică, seismicitate, magmatism și vulcanism, etc.)* și reflexul geomorfologic al acestora.

1. DIVIZIUNILE GEOMORFOLOGICE ALE SCOARȚEI

Suprafața Globului terestru cuprinde două mari entități fizice: uscatul și apa, respectiv continentele și oceanele. Repartiția între acestea, de 71% suprafețe acoperite de apele marine-oceanice și 21% uscat, este puțin semnificativă din punctul de vedere al alcătuirii scoarței terestre, deoarece această limită depinde de volumul de apă în stare lichidă existent pe Glob, într-o anumită perioadă de timp geologic.

Curba hipsometrică cumulată pune în evidență repartiția procentuală a marilor unități geomorfologice ale reliefului terestru (relief de ordinul I), după cum urmează: fundurile oceanice - 50%, uscatul actual - 29% și marginile continentale (zona de trecere de la uscat la fundurile oceanice) - 21% (Bleahu, 1983) (Fig. 129).

Unitățile geomorfologice de ordinul I, sunt caracterizate la rândul lor de un relief de ordin inferior (II-V).

Continentele și suprafețele insulare sunt alcătuite din unități geomorfologice de ordin inferior, dintre care amintim:

- *câmpiile* (cu altitudine de până la 300 m) cu fragmentare verticală sub 100 m;
- *dealurile* (altitudini de 300 - 1000 m), *podîșurile joase* (cu altitudini sub 1500 m) și *podîșurile înalte* (cu altitudini de peste 1500 m), cu o fragmentare verticală de 100 - 600 m;
- *munții* (cu altitudini de peste 800 - 1000 m), cu o fragmentare verticală ce depășește 600 m;
- *depresiunile* care sunt zone joase în raport cu rama înconjurătoare caracterizată de o altitudine mai ridicată.

Marginile continentale sunt situate între linia țărmului și fundurile oceanice propriuzise și reprezintă cca. 21% din suprafața Globului. Sunt alcătuite din:

- *platforma continentală sau șelful* (10,9% din suprafața marginilor), cu o lățime medie de 78 km, dar care poate și lipsi după cum poate ajunge și la 1500 km lățime, cu înclinări de sub 1°. Adâncimea variază între 20 - 500 m (în medie de 133 m);
- *taluzul continental* (abruptul sau povârnișul continental) face alături de zona de piemont racordul cu fundul oceanic. Acesta are înclinări de la 1-2° (în fața unor mari fluvii) până la 5,6° (în zonele tectonic active) și o lățime medie de 20 km;
- *piemontul continental* are lățimi de 100 - 1000 km și înclinări de 1% (0,5°). Taluzul și piemontul continental este străbătut de numeroase *canioane submarine* (comparabile cu

albiile marilor fluvii continentale), terminate prin conuri bazinale. Au un rol foarte important în procesele redistribuire a sedimentelor spre largul bazinelor marine și dezvoltarea litofaciesurilor.

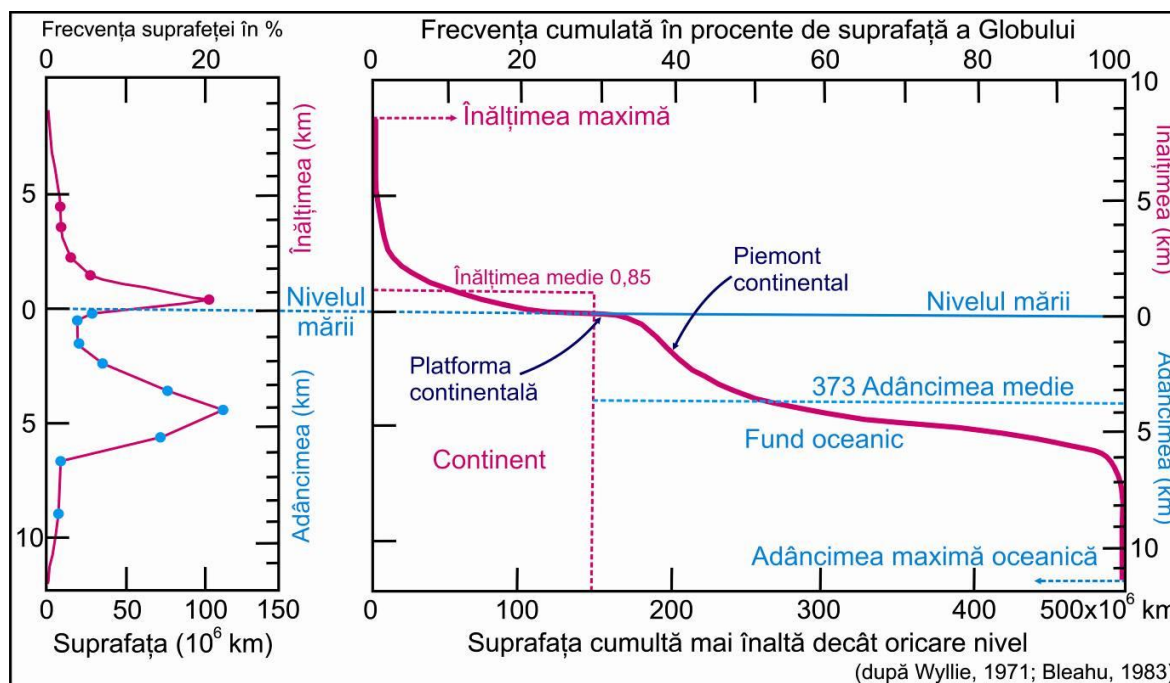


Fig. 129. Distribuția procentuală a diviziunilor geomorfologice majore ale Globului (după Bleahu, 1983)

Fundurile oceanice (50%) au o topografie complicată, fiind divizate într-o serie de unități geomorfologice de ordin inferior: *câmpiile abisale*, *dorsalele medio-oceanice* și *văile rift*, dezvoltate în partea mediană a dorsalelor medio-oceanice (Fig. 130).

- *Câmpiile abisale* ocupă cea mai mare parte a suprafeței terestre (41%). Au un relief plat, pe care se dezvoltă coline abisale (50-1000 m altitudine relativă), munți vulcanici submerși cu partea superioară retezată, denumiți *guyot*, pe care se pot instala recifi coraliigeni și insule vulcanice. Trecerea spre câmpiile abisale care aparțin fundurilor oceanice se face treptat prin piemontul continental sau, în 50% din cazuri, prin gropile abisale suprapuse aliniamentelor de subducție (fosele oceanice). Adâncimea acestora depășește 6000-7000 m (peste 11000 m în Groapa Marianelor).

- *Dorsalele medio-oceanice* sunt forme topografice pozitive, cu o foarte mare instabilitate tectonică, mai ales în zona centrală a riftului. Aici se întâlnește cea mai mică grosime a scoarței (cca. 4-5 km), ceea ce indică o puternică ridicare a mantalei. Dorsalele medio-oceanice sunt ridicări ample, de 1000-3000 m înălțime față de câmpiile abisale limitrofe, și au o lățime de 1500-4000 km. Acestea formează un complex geomorfologic care

înconjoară practic întreg Globul terestru, lungimea cartografiată depășind 80000 km (Fig. 130).

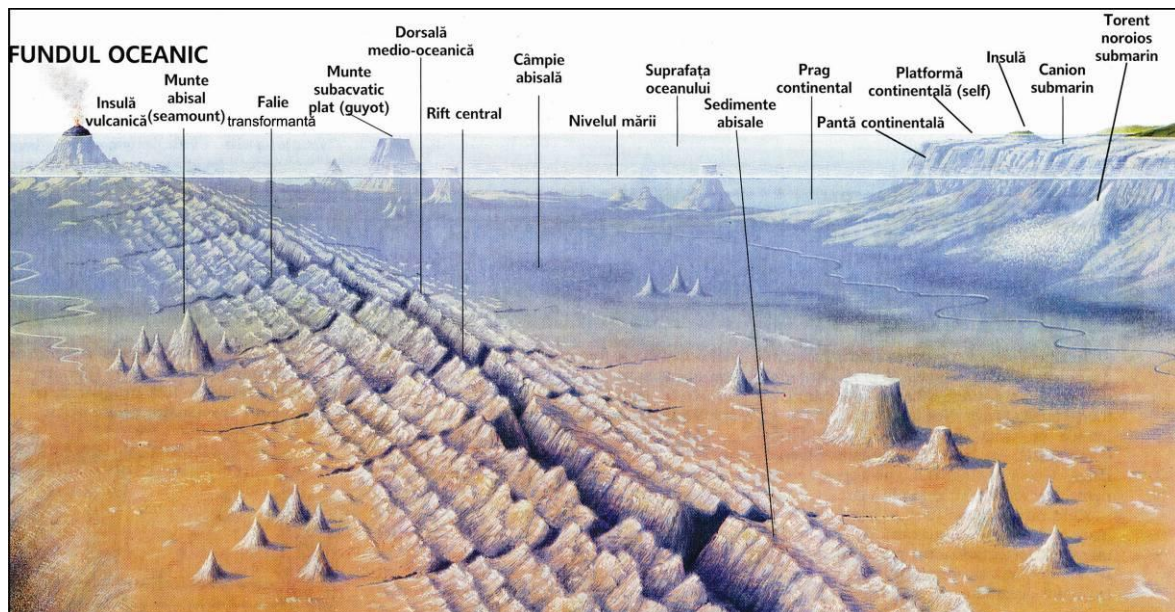


Fig. 130. Unitățile geomorfologice suprapuse zonelor structurale ale scoarței oceanice și intermediare (sursa: <http://www.wikipedia.org/>)

- *Valea-rift*. Partea centrală a dorsalelor poate fi ocupată de o zonă longitudinală depresionară, suprapusă sistemului de fracturi care comunică cu mantaua, denumită *valea rift* (Fig. 131).

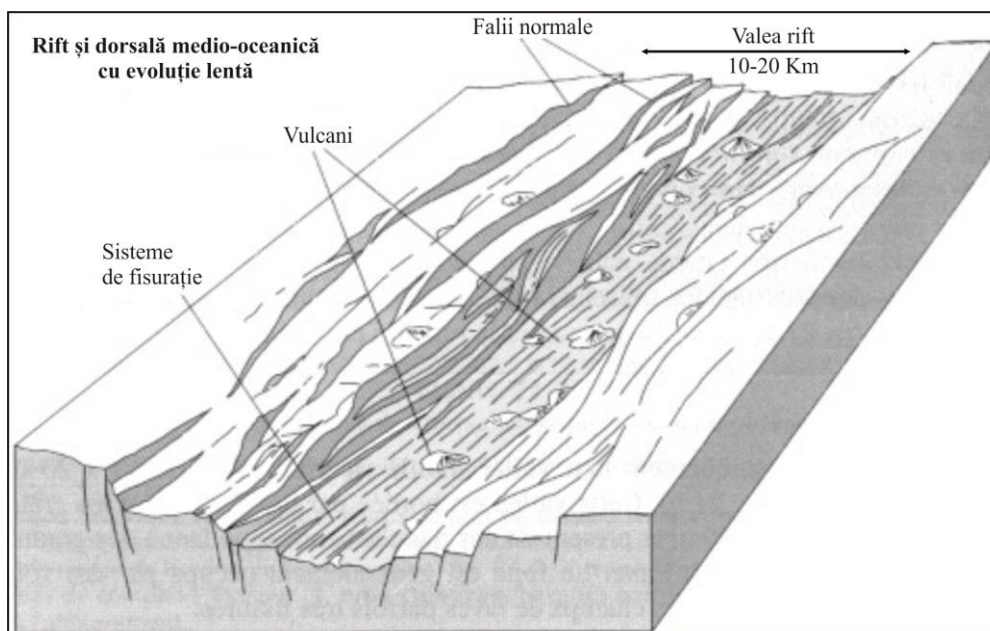


Fig. 131. Valea supraimpusă rifturilor și dorsalelor cu evoluție lentă, de tip atlantic (după Pomerol et al., 2011)

Are lățimi variabile (frecvent 20-30 km) și diferențe de nivel dintre punctele de maximă adâncime de pe vale și cele situate pe munții marginali ce depășesc 2000 m. Au o structură de o mare complexitate. Pe versanții se dezvoltă terase cu lățimi de 5-15 km. Acestea sunt mărginite de abrupturi interne care flanchează terasele spre rift și abrupturi externe care cu culmile munților marginali. Văile sunt bine dezvoltate sau pot lipsi, în funcție de maturitatea bazinului oceanic. Acest element diferențiază bazinul atlantic de cel pacific (Fig. 131). Riftul pacific a devenit inactiv datorită unei evoluții mai îndelungate în timpul geologic și valea a fost colmatată cu materiale magmatice. Un element structural caracteristic dorsalelor (alături de rifturi), cu efecte geodinamice importante, este reprezentat de *faliile transformante* perpendiculare pe direcția riftului. Acestea decroșează în plan orizontal diferitele compartimente ale dorsalelor. Dorsalele ocupă cca. 9% din suprafața Globului.

2. ISTORIA TECTONICII GLOBALE

2.1. Elaborarea teoriei derivei continentale (= driftul continental)

Privind în istorie, se costată că întrebarea „*Au fost unite cândva continentele?*”, a frământat majoritatea exploratorilor încă din epoca marilor descoperiri geografice, ceea ce face ca ideea tectonicii globale să fie foarte veche (Bleahu, 1983, 1989).

Ideea conform căreia continentele nu au avut aceeași poziție în decursul istoriei sale geologice, datează încă din 1596, când cartograful Abraham Ortelius, în lucrarea „*Thesaurus Geograficus*”, sugera că Americile au fost rupte din Europa și Africa „*de către cutremure și inundații, iar vestigiile rupturii se prezintă singure, dacă cineva ar privi o harta a continentelor și ar analiza coastele celor trei continente*”.

Această observație a fost făcută și de Francis Bacon (1620) în „*Novanum Organum*”, unde remarca paralelismul țărmurilor Americii de Sud cu cele ale Africii, iar Francois Placet a sugerat că Lumea Veche și Lumea Nouă au fost separate după Potop. Mai târziu, Theodor Lilienthal (1756) folosește argumente biblice pentru a justifica existența unui singur uscat primitiv, condiție în care Atlanticul ar reprezenta valea unui fluviu uriaș peste care a călătorit arca lui Noe.

Printre primele reconstituiri paleogeografice și paleoecologice se numără cele ale lui Antonio Snider-Pelligrini și J. H. Pepper.

Antonio Snider-Pelligrini (1858), în lucrarea „*Creația și misterele ei dezvăluite*” a descris complementaritatea țărmurilor continentelor din jurul Atlanticului și întocmește și o primă schiță în acest sens, iar în 1861, J. H. Pepper folosește informațiile lui Snider în încercarea de a explica prezența florelor fosile carbonifere similare, situate de o parte și alta a Atlanticului (din Europa și America de Nord) (Fig. 132).

După 1900 au fost implicați geofizicieni și fizicieni alături de geologi, în explicarea structurii scoarței terestre și a geodinamicii acesteia. Astfel, Emil Argand (1922), în „*Tectonica Asiei*” explică formarea munților Asiei prin alunecarea Gondwanei spre Europa, prin comprimarea sedimentelor din Marea Tethys, iar Rudolf Staub (1928) presupune că Africa s-ar fi deplasat cel puțin 1500 km, încăleccând Europa și că Asia ar fi intrat în coliziune cu India.

Mai târziu, își aduc contribuții A. L. du Toit (1927, 1937), care pe baza dovezilor culese din Africa de Sud dezvoltă teoria driftului (= deriva continentală), G. A. F. Molengraaf (1928) evidențiază dorsala atlantică în urma rezultatelor obținut cu expediția „Meteor”, J. Joly (1928) care explică formarea catenelor muntoase în legătură cu radioactivitatea (în

cicluri termale), O. Ampferer (1906) și D. Griggs (1939) creionează sistemul de curenții și celule de convecție din manta, iar Arthur Holmes (1928, 1930, 1931, 1945) explică folosind teoriile de mai sus deplasarea blocurilor crustale, prin forțe interne ale Pământului (fide Bleahu, 1983).

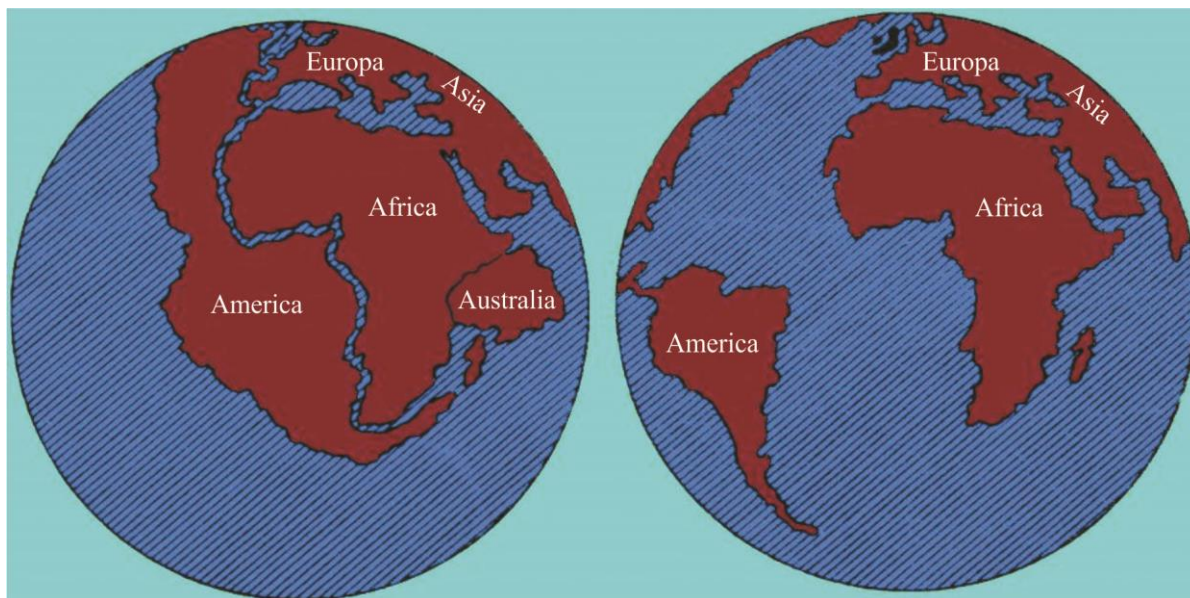


Fig. 132. Reconstrucția lui Antonio Snider-Pelligrini din 1858, care ulterior a fost folosită de Pepper în 1861 pentru a explica similitudinea fosilelor carbonifere aflate în depozitele litologice de o parte și alta a Atlanticului (după D.H și M.P. Tarling, 1978)

Ideea driftului continental a fost exploatată sistematic de către meteorologul german Alfred Lothar Wegener, care în două articole publicate în 1915 și 1924 face cunoscută „**teoria derivei continentale**”. Alfred Wegener a emis pentru acea vreme cel mai amplu eșafodaj de argumente pentru susținerea acestei teorii: de ordin morfologic, geologic, paleontologic, biologic paleoclimatic, determinând o dezbatere amplă în lumea naturaliștilor și cu implicații majore în evoluția științelor naturii.

În teoria sa Wegener ia ca punct de plecare un continent unic, Pangaea (*Pământul general*) în care assemblează, conform țărmurilor actuale, toate uscaturile mari. El era înconjurat de oceanul mondial, Panthalassa (*Marea generală*). Continentul era separat în două de un braț de mare, Marea Tethys, care corespundea ca amplasament Mediteranei și lanțurilor de munți alpini din Europa și Asia. Pangaea a început să se scindeze în Juristic, în mai multe blocuri ce au alunecat divergent. Americile s-au desprins de Europa și Africa și au alunecat spre vest, deschizând Oceanul Atlantic începând din sud. În mișcarea sa spre vest, blocul american a generat lanțul montan andin. Scindarea în estul continentului Pangaea a debutat tot în Juristic, prin separarea Madagascarului și apoi a Indiei, care în deplasarea spre

nord a intrat în coliziune cu blocul asiatic, formând lanțul montan himalaian. Australia cu Noua Zeelandă care sunt unite printr-un soclu continental comun, au alunecat spre vest, ceea ce a dus la formarea lanțului muntos alpin al Noii Zeelande. Ulterior, Australia a avansat spre nord, separându-se de Noua Zeelandă și formând lanțurile de munți ai Noii Caledonii. Prin alunecarea spre nord a Australiei a rămas în urmă Antarctica, constituind un continent separat. În acest timp și Eurafica a alunecat spre est, contribuind la deschiderea Atlanticului.

Deficiența principală a acestei teorii constă în lipsa unor explicații adecvate pentru forțele care susțin mecanismul derivei continentale. Așa cum se întâmplă de obicei, teoria a fost respinsă de lumea științifică a momentului, Wegener dedicându-și restul vieții pentru căutarea de noi dovezi în sprijinul teoriei sale. Moartea sa survine în 1930, în timpul unei expediții în Groenlanda.

Dovezile care au fost luate în considerare pentru susținerea teoriei și completate ulterior sunt de ordin morfologic, geologic, paleontologic, biologic, paleoclimatic și geodezic (Bleahu, 1983; Țicleanu și Pauliuc, 2003; Olaru et al., 2004).

a. *Dovezile morfologice* – se bazează pe faptul că uscaturile au terminațiile răsucite în sens invers al mișcării, datorită inerției diferite a blocurilor supuse deplasării (Tara de Foc, Florida, Țara lui Graham - spre est; capetele Noii Zeelande, insulele japoneze - spre vest). Prin alunecare, continentele au lăsat un „tren” de insule în urmă, rupte și „părăsite pe drum”: Antilele de America, Filipinele de către Asia în alunecarea spre vest etc.

b. *Dovezile geologice* - se bazează pe asemănările structurale și litologice ale teritoriilor din Europa și Africa, pe de o parte și continentele americane pe de altă parte (Figs. 133, 134, 135):

- lanțurile de munți ale Africii, din zona Capului, cu cele din zona Buenos Aires;
- platoul gnaisic necutat african cu cel similar brazilian;
- rocile eruptive africane cu cele sud-americane, dintre care cel puțin 5 termeni sunt identici;
- aria sursă a sedimentelor Formațiunii de Roraima cu diamante în partea inferioară, este plasată în Africa (este conservată în Guyana, America de Sud),;
- seriile Karroo (Africa) cu Santa Catharina (America de Sud);
- culele hercinice ale Antiatlantului, cele hercinice ale Breitaniei și structurile caledonice ale Scandinavei, se prelungesc spre vest, dincolo de Atlantic, în Terra Nova și Canada (caledonidele canadiene), iar scutul Scoției se prelungește în Labrador;

- similitudinile dintre sudul Africii și Madagascar, între Madagascar și India și între India și Australia.

- distribuția depozitelor evaporitice și glaciare la latitudini care nu satisfac condițiile sedimentogenetice.

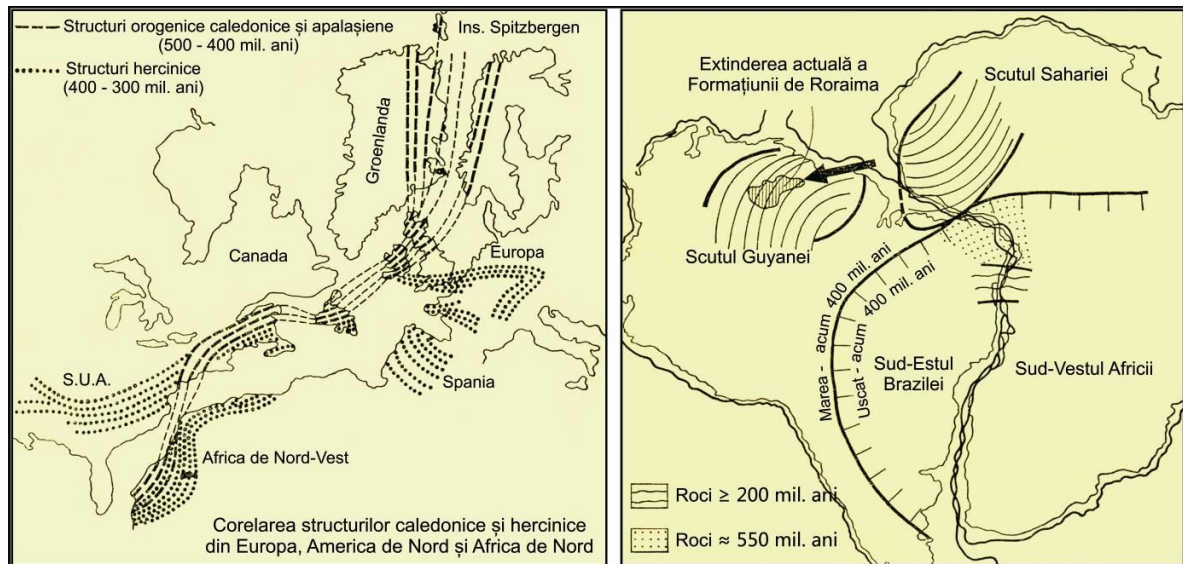


Fig. 133. Corelarea catenelor caledonice și hercinice de o parte și alta a Atlanticului de Nord și corelarea Formațiunii de Roraima în America de Sud și Africa și a țărmului Mării siluriene (în stânga) (în dreapta) (după D.H și M.P. Tarling, 1978)

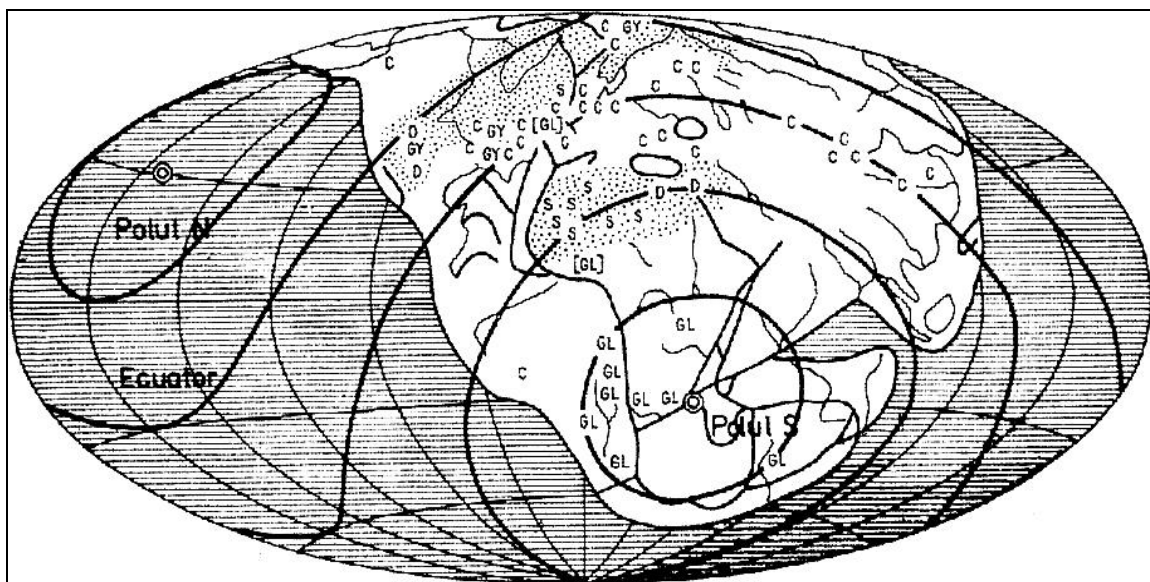


Fig. 134. Distribuția unor depozite care reclamă condiții paleoclimatice specifice, rezultată după asamblarea continentelor potrivit teoriei derivei continentale (din Bleahu, 1983). (GL - depozite glaciare; Gy - gips; S - roci saline; C - cărbuni; D - deșerturi; punctat zone deșertice)

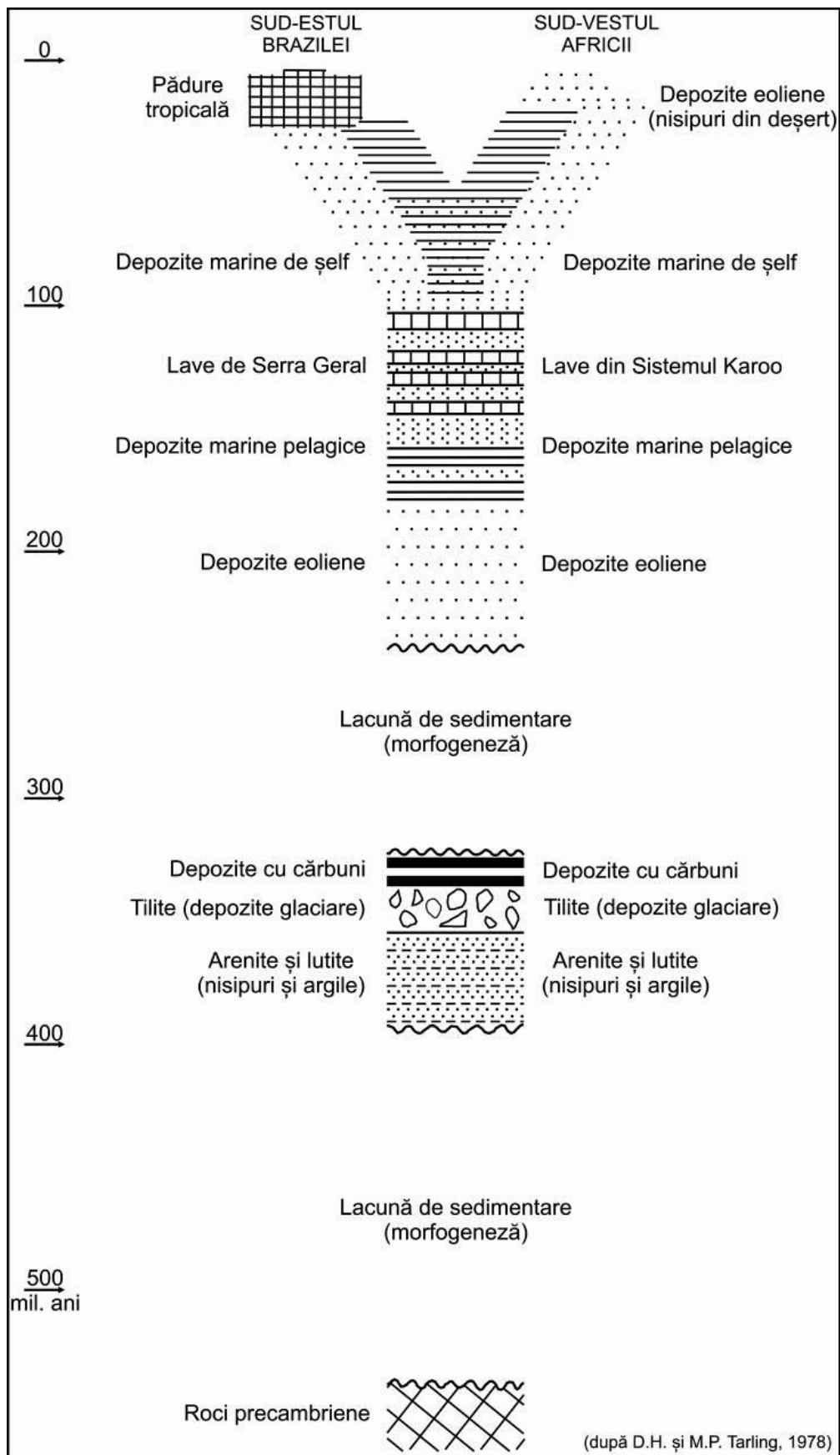


Fig. 135. Similitudinea litologică din sud-estul Braziliei și sud-vestul Africii până acum 100 mil. ani (după D.H și M.P. Tarling, 1978)

c. Dovezi paleontologice - sunt cel mai bine documentate și până la teoria derivei continentale repartiția diferitelor faune fosile nu a putut fi explicată mulțumitor. S-au presupus punți de legătură între continente, în lungul cărora au migrat faunele terestre sau epicontinentale. Wegener stabilește pe vârste geologice, elementele comune faunistice între diverse uscaturi: Africa și America de Sud, Madagascar și India, Europa și Africa de Nord, Australia și India, Madagascar și Africa. De exemplu s-a descoperit reptila fosilă *Lystrosaurus*, în depozite permieni continentale (tilite), în sudul Africii, sudul Indiei, Antarctica, reptilă adaptată la viața de uscat (Fig. 136).

Analizând repartiția faunelor fosile se constată că:

- până în Triasic există o perfectă concordanță a repartiției faunelor, pentru ca apoi să se ivescă deosebiri majore între continente;

- în Jurasic, între America de Nord și Europa;

- în Cretacic, apar diferențe între America de Sud și Africa;

- în Eocen, între Madagascar și India etc.

d. Dovezi biologice – acestea se referă la structura florei și faunei actuale:

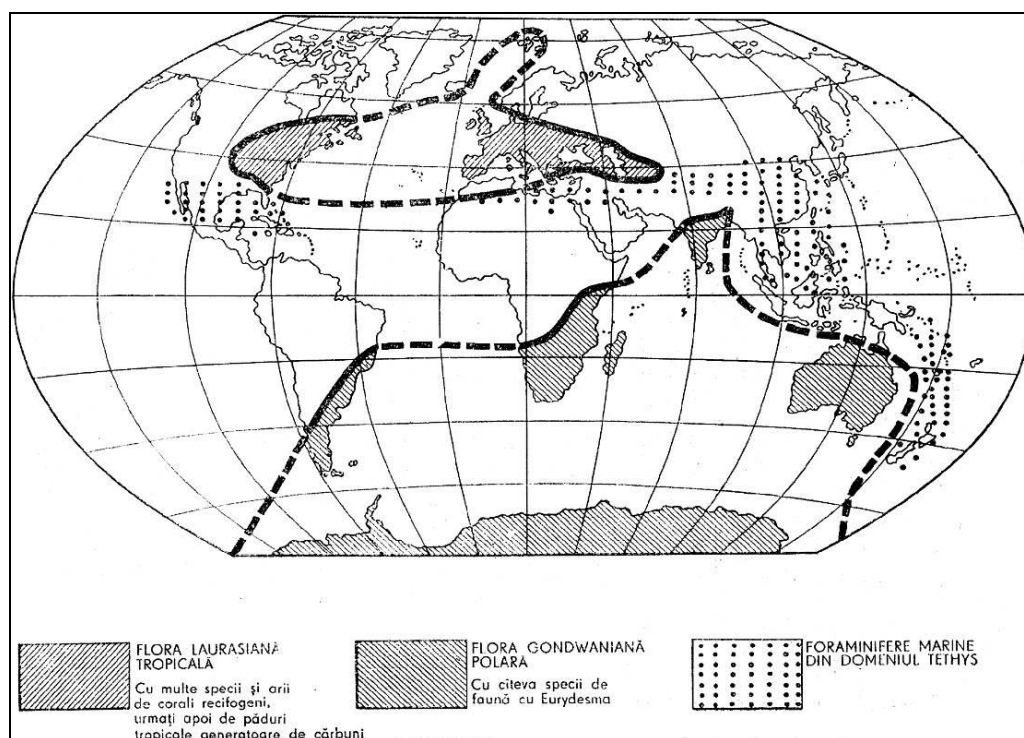


Fig. 136. Repartiția actuală a florei laurasiene și gondwaniene și a foraminiferelor tethysiene, care după aplicarea derivei continentale ocupă un spațiu unitar (din Bleahu, 1983)

- inexistența mamiferelor superioare în Australia, care demonstrează că separarea acestuia a avut loc înainte de Eocen;

- viermii oligocheți care au o repartitie gondwaniană etc.

e. *Dovezi paleoclimatice* - sunt considerate cele mai valide, deoarece în acest caz nu sunt necesare interpretările de natura punților continentale etc. Astfel (Fig. 134, 136):

- în Permian - a existat în emisfera sudică o puternică perioadă glaciară, care a lăsat urme în America de Sud, Africa, sudul Indiei și Australia. Terenurile afectate trebuie să se fi găsit în jurul polului sud, ceea ce este posibil dacă asamblăm continentele într-un continent unic, Gondwana;

- flora carboniferă de tip tropical - nu permite trasarea unui ecuator unic în condițiile repartiției actuale a continentelor, dar face posibil acest lucru în condițiile unui continent unic Pangaea;

- repartiția depozitelor saline - reclamă trasarea unui continent unic, înainte de Triasic;

- flora cu *Glossopteris* (gimnospermă primitivă) - care este de climat temperat și dispare la sfârșitul Paleozoicului, are o repartitie în jurul polului sud.

f. *Dovezile geodezice* - sunt neconcludente (măsurători ale diferențelor de latitudine și longitudine ale Groenlandei, Africii și Europei).

Printre adversarii teoriei se număra și Sir Henry Jeffreys (*The Earth - Pământul*, 1959), care afirma despre teoria derivei că „este insuficientă și calitativ inaplicabilă. Ea este o explicație care nu explică nimic din ceea ce vrea să explice”. Contraargumentele diverșilor cercetători se referă, printre altele, la faptul că:

- liniile de separație în cazul mișcărilor de la poli la ecuator ar trebui să fie longitudinale și nu meridiane, precum în cazul Atlanticului;

- forța de întârziere provocată de marea ar trebui să determine o mișcare inversă a Americii de Sud;

- diferențele între mărimea forțelor care provoacă translația continentelor americane ($1/100000$ dyne/cm²) și cele care pot provoca cutarea lanțului andin (10^9 dyne/cm²);

- obiecții de ordin biologic, etc.

2.2. Argumentele geofizice care susțin conceptul tectonicii globale

Ulterior apariției teoriei derivei continentale, dezvoltarea oceanografiei și metodelor de investigare geofizică au permis culegerea unor date privind topografia bazinelor oceanice etc., ceea ce a condus la dezvoltarea unor teorii suplimentare care au fundamentat conceptul tectonicii globale.

a. Descoperirea topografiei bazinelor oceanice

Până în 1920 morfologia fundului oceanic era studiată cu mijloace rudimentare. Primele măsurători sistematice s-au făcut cu ocazia expediției științifice realizate cu nava Challenger (1872–1876), într-o croazieră de peste 111000 km, când începe să se contureze dorsala medio-atlantică (fig. 137).

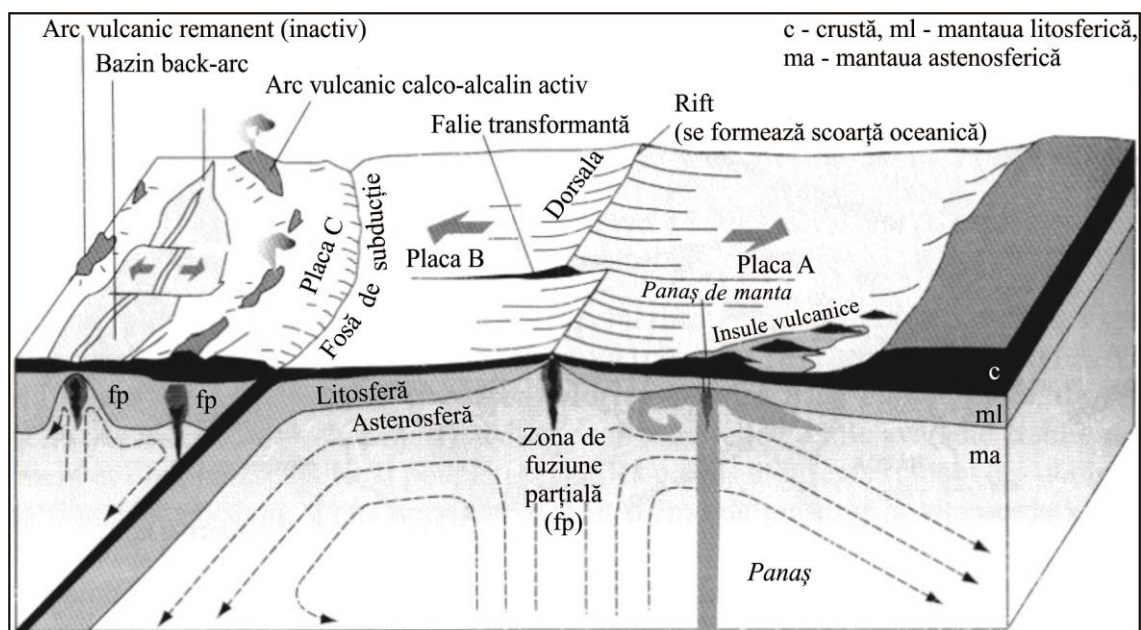


Fig. 137. Dinamica plăcilor tectonice și topografia fundurilor oceanice (după Pomerol et al., 2011)

Expedițiile care au urmat au avut ca rezultat: cartografierea a peste 80000 km din dorsalele medio-oceanice, descoperirea rifturilor, descoperirea foselor (de ex. Groapa Challenger = Mariane a fost explorată cu batiscaful Trieste, care în 1960 atinge 11034 m), zonele de fracturi transversale pe rift, denumite falii transformante (= falii de transformare), munții de tip guyot (Henri Hess, 1946) etc. Folosind datele geofizice obținute în expedițiile oceanografice întreprinse, s-a descifrat structura fundurilor oceanice și caracteristicile geofizice ale oceanelor: seismicitatea, câmpul gravitațional, câmpul magnetic, fluxul termic, etc., care variază în strânsă legătură cu aliniamentele morfostructurale majore (limitele plăcilor tectonice, etc.).

Începând cu Gelibrand (1634) se vorbește despre elementele câmpului magnetic, acesta descoperind că declinația magnetică a Londrei variază regulat, fenomen denumit ulterior *variație seculară*. Astfel s-a stabilit că polul nord magnetic migrează spre vest cu $0,18^{\circ}$ de longitudine, ceea ce presupune că o rotație completă câmpului geomagnetic se petrece în 2000 ani, rezultând inversiunile de câmp magnetic. Mai târziu se stabilește și

variația înclinației magnetice și a intensității acesteia cu latitudinea. Pornind de la variația seculară s-au întocmit hărțile cu izolinii de egală valoare a variației seculare, numite *hărți izoporice*.

b. *Descoperirea paleomagnetismului*

Cercetarea câmpului magnetic terestru și folosirea acestuia în activitățile sociale, este menționată în China încă de la începutul erei noastre. În China se descoperă și se folosește busola.

Prima încercare de modelare a câmpului magnetic terestru i se datorează lui W. Gilbert (1600), care vorbește pentru prima dată de *câmpul magnetic terestru*, asimilând globul terestru cu un magnet uriaș. Acesta confecționează *Terrella* (*glob terestru în miniatură*).

Prin cercetările geofizicienilor și fizicienilor s-a demonstrat că rocile păstrează un magnetism „fossil”, denumit *magnetism remanent*, dobândit în timpul formării rocilor. Elementele câmpului magnetic „fossil” pot fi măsurate, putându-se stabili în corelație cu vârsta rocilor traseul polilor magnetici pe suprafața terestră de-a lungul istoriei geologice.

E. C. Bullard (școala de la Londra) și S. K. Runcorn (școala de la Newcastle) cercetează *magnetismul remanent*, întocmind una din scările cronomagnetice care marchează intervalele de timp geologic în care polaritatea câmpului magnetic este normală (în sensul actual al dispunerii polilor și liniilor de forță ale câmpului magnetic) și inversă (inversarea polilor magnetici față de poziția actuală).

Măsurătorile geofizice ale câmpului remanent din scoarța fundurilor oceanice au arătat o dispunere simetrică a benzilor cu polaritate normală și inversă în raport cu rifturile oceanice, primele două benzi care flanchează riftul având câmpul magnetic normal. Pornind de la această constatare s-a creionat teoria expansiunii fundurilor oceanice și a deschiderii bazinelor oceanice (Henri Hess și Robert S. Dietz, 1960; din Bleahu, 1983)) și s-a estimat rata de expansiune și viteza relativă de mișcare a plăcilor tectonice (Figs. 138, 139).

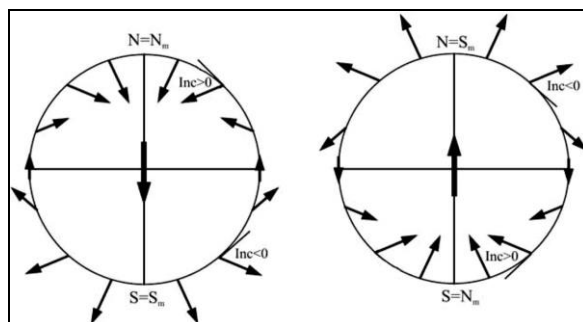


Fig. 138. Relația dintre înclinația magnetică și latitudine în cazul câmpurilor magnetice normale și inverse (după Lăzărescu, 1980; Olaru et al., 2004)

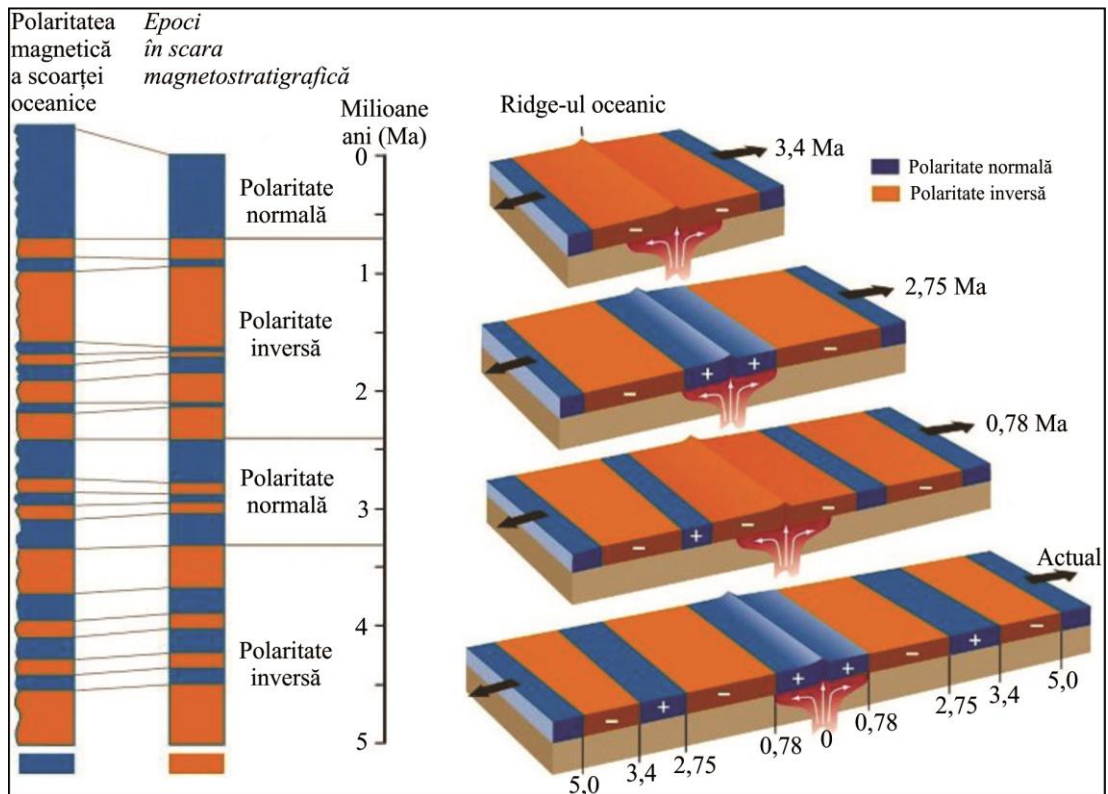


Fig. 139. În dreapta: Scara cronozonelor de polaritate magnetică pentru ultimii cinci milioane de ani;
 În stânga: alternanța benzilor de polaritate magnetică normală cu cele cu polaritate inversă în bazinul oceanic și proporționalitatea dintre lățimea acestora și timpul lor de formare; (<http://palaeos.com>)

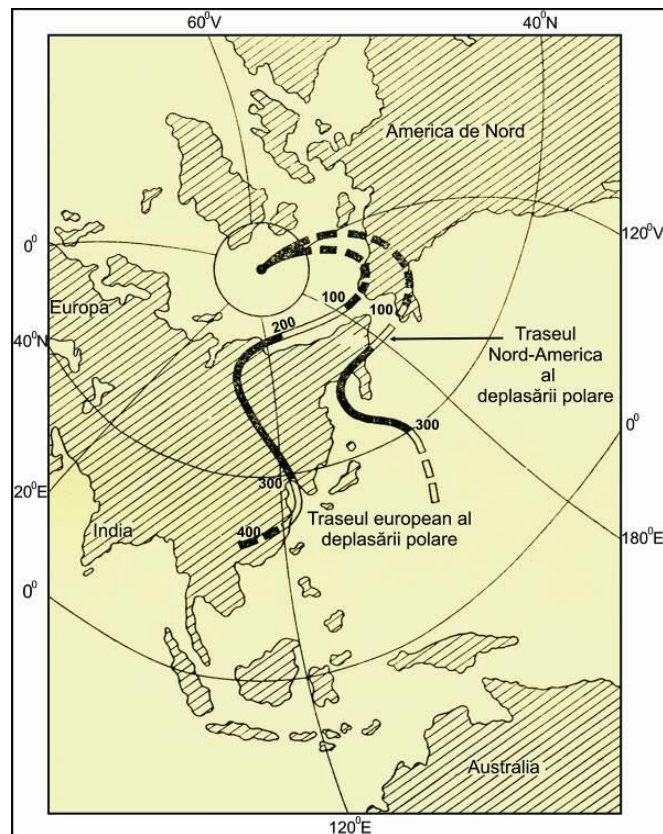


Fig. 140. Curbele de migrație a polilor magnetici de-a lungul timpului geologic măsurate în emisferile nordică și sudică (după D.H și M.P. Tarling, 1978)

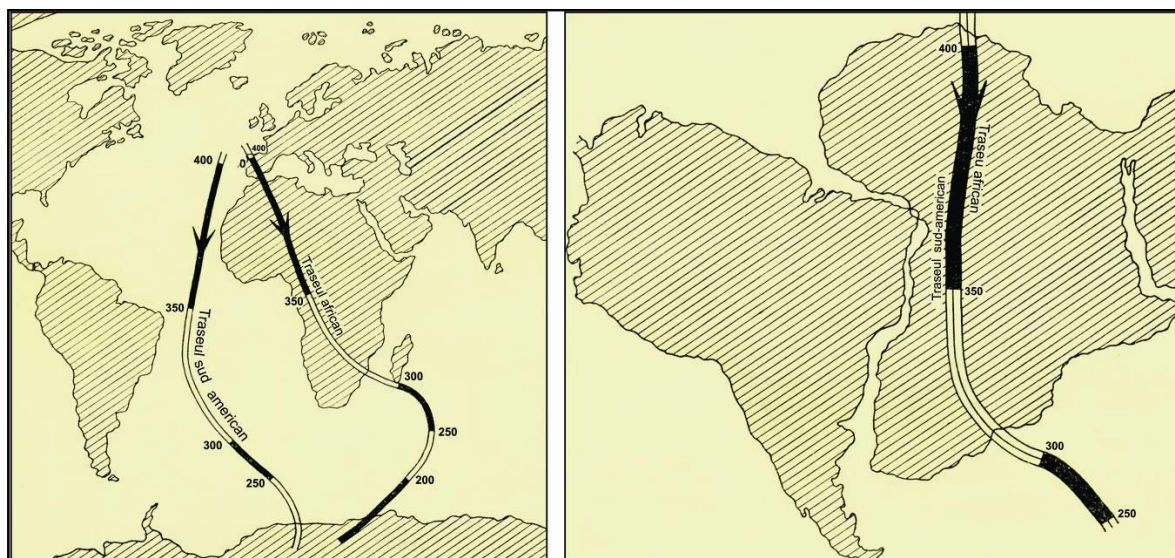


Fig. 141. Suprapunerea curbelor de migrație a polilor magnetici determinate în America de Sud și Africa, în urma deplasării continentelor conform derivei continentale (după D.H și M.P. Tarling, 1978)

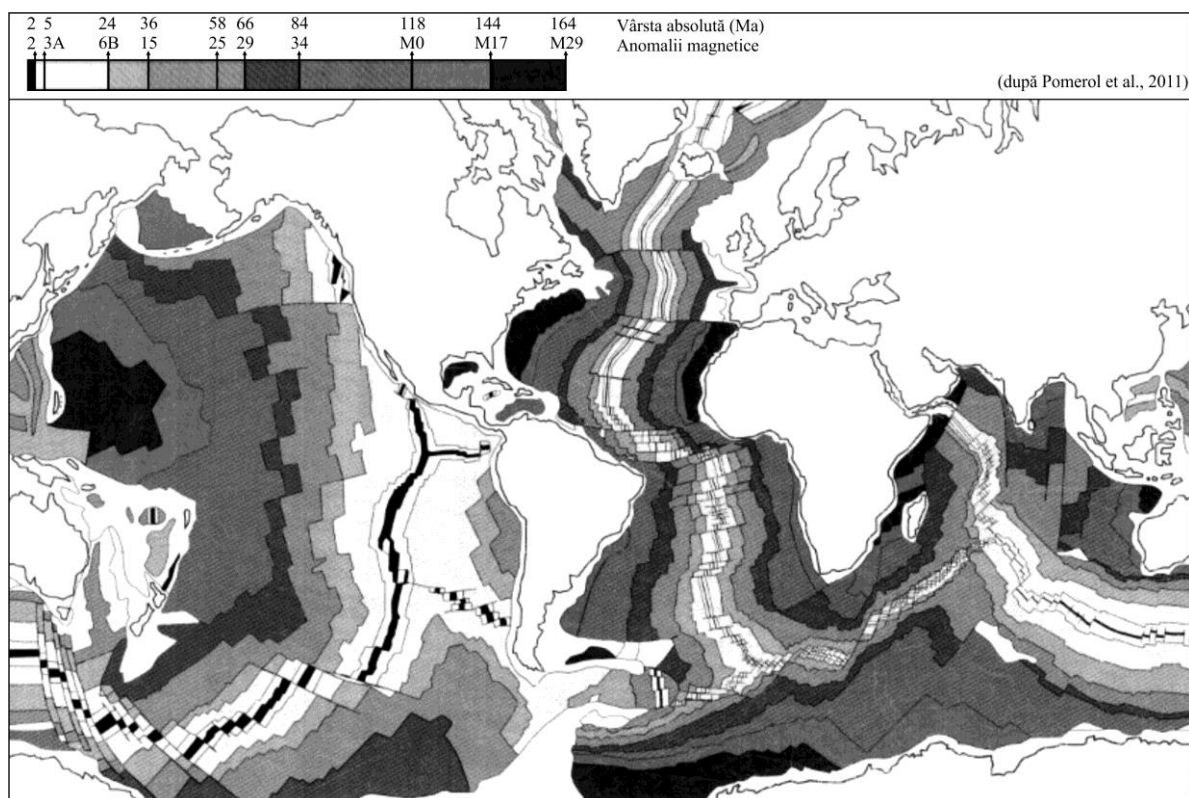


Fig. 142. Harta anomaliilor magnetice din bazinele oceanice și vârstei acestora (după Pomerolș et al., 2011)

Pornind de la informațiile de mai sus s-au întocmit programe de cercetare pentru măsurarea și cartografierea migrației polilor magnetici de-a lungul timpului geologic.

Asemenea programe s-au desfășurat complementar, pe de o parte în Europa și America de Nord și, pe de altă parte, în America de Sud și Africa, rezultând hărți cu migrarea polilor magnetici. Analizând curbele se constată o alură asemănătoare între cele din emisfera

nordică și cele din emisfera sudică, iar prin mișcarea blocurilor continentale conform principiilor cinematice de mișcare a plăcilor, curbele se suprapun perfect, constituind încă un argument pentru deriva continentală (Figs. 140, 141, 142).

c. *Seismicitatea globului*

Studiul propagării undelor seismice prin diferite medii solide și lichide au condus la progrese spectaculoase în cunoașterea structurii interne a Globului terestru, structurii geologice al scoarței, precum și legătura dintre aliniamentele de limită ale plăcilor tectonice și zonalitatea seismică pe Glob (Figs. 143, 144, 145).

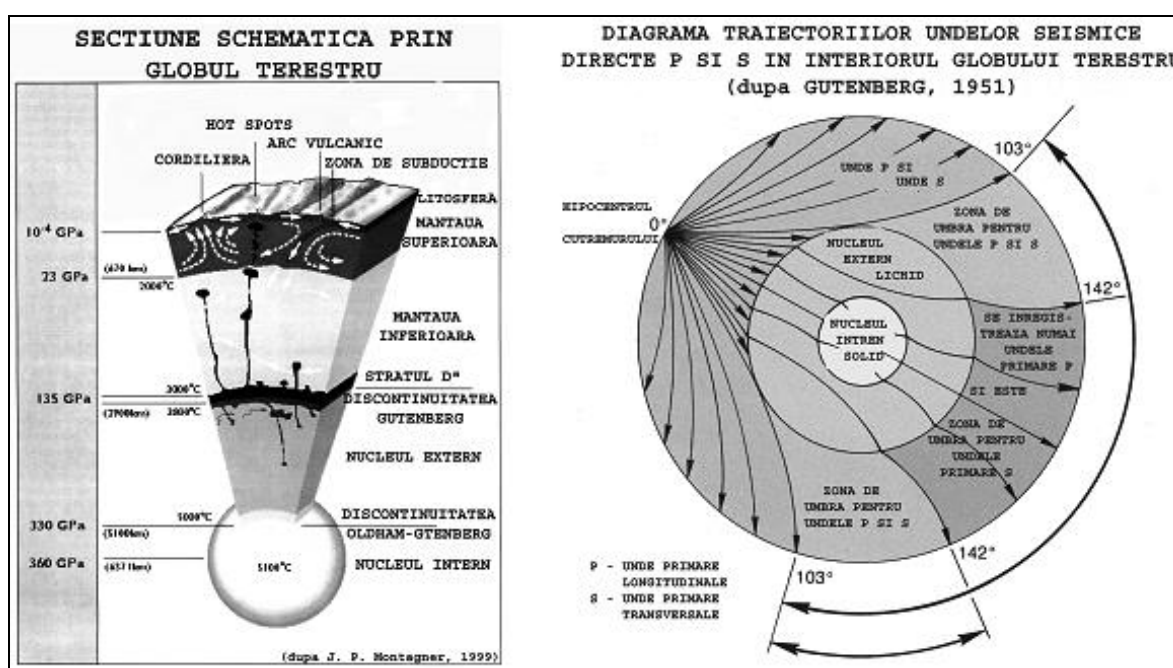


Fig. 143. Structura internă a Pământului și modul de propagare a undelor seismice P și S

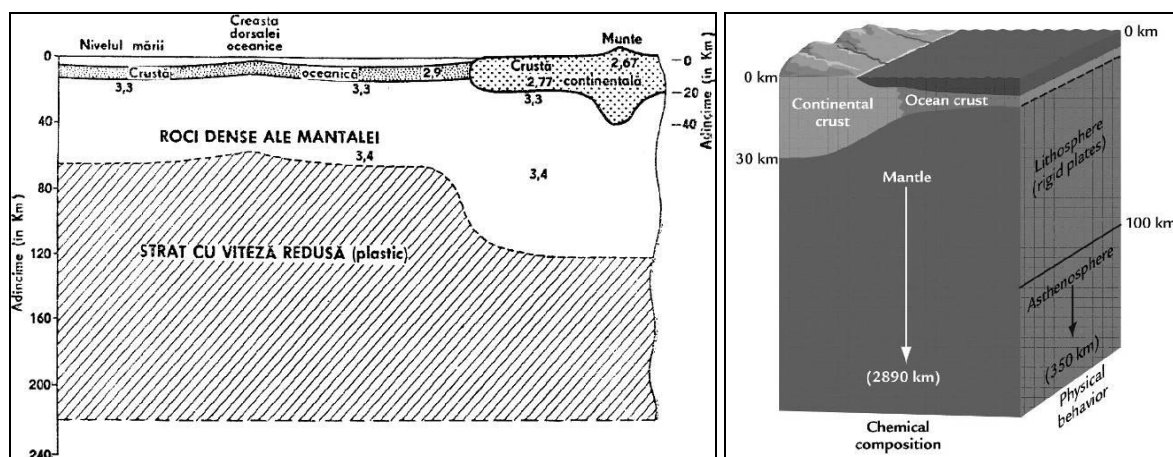


Fig. 144. Vitezele undelor seismice în litosferă și mantaua superioară (Sursa: palaeos.com/)

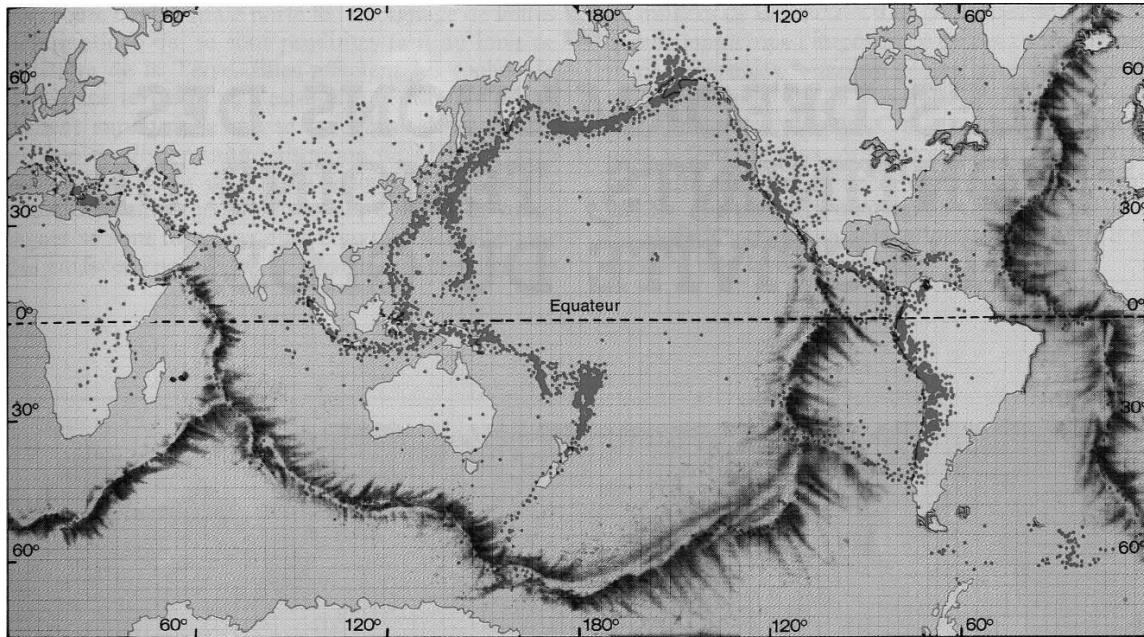


Fig. 145. Distribuția cutremurelor de pământ în strânsă legătură cu aliniamentele de subducție și rifturile oceanice. Seismele de adâncime mare și medie se dispun în lungul zonelor de subducție, la marginile continentale, iar cele de adâncime mică urmăresc rifturile din partea mediană a bazinelor oceanice (sursa: www.palaeos.com/)

d. Argumente gravimetrice și de câmp teluric

S-a argumentat faptul că dacă Globul ar fi alcătuit din geosfere concentrice omogene din punct de vedere al distribuției densității în tot cuprinsul lor, atunci la suprafață am avea o singură valoare a câmpului gravimetric (Fig. 146).

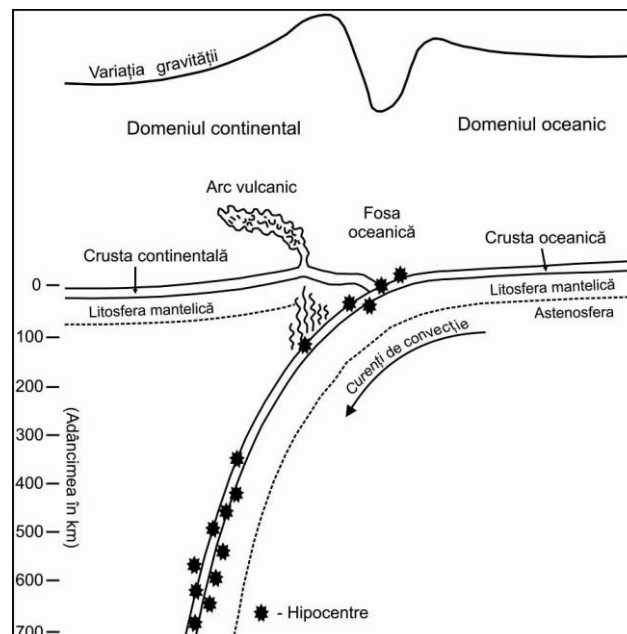


Fig. 146. Variația câmpului gravimetric deasupra foselor oceanice (după D.H și M.P. Tarling, 1978)

În realitate avem de a face cu geosfere foarte eterogene, alcătuite din corpuri cu densități foarte diferite, ceea ce conduce la valori foarte diferite ale câmpului gravimetric real măsurat la suprafață. Acestea se plasează de o parte sau alta a curbei câmpului calculat în cazul unor geosfere omogene. Abaterile înregistrate au fost denumite anomalii gravimetrice pozitive sau negative și depind de densitatea rocilor care constituie scoarțele și de adâncimea la care se găsește mantaua în raport cu suprafața terestră. Astfel s-a constatat că deasupra aliniamentelor de fose oceanice se înregistrează anomalii negative datorită coborârii la adâncime a mantalei și umplerii depresiunilor cu sedimente cu densități mici, iar deasupra rifturilor, unde materialul din manta este foarte aproape de suprafață și, în plus, rocile bazaltice care alcătuiesc dorsalele au densități mai mari decât rocile sialice ale cruste continentale, se înregistrează anomalii pozitive.

Abaterile înregistrate au fost denumite anomalii gravimetrice pozitive sau negative și depind de densitatea rocilor care constituie scoarțele și de adâncimea la care se găsește mantaua în raport cu suprafața terestră. Astfel s-a constatat că deasupra aliniamentelor de fose oceanice se înregistrează anomalii negative datorită coborârii la adâncime a mantalei și umplerii depresiunilor cu sedimente cu densități mici, iar deasupra rifturilor, unde materialul din manta este foarte aproape de suprafață și, în plus, rocile bazaltice care alcătuiesc dorsalele au densități mai mari decât rocile sialice ale cruste continentale, se înregistrează anomalii pozitive.

În ce ce privește câmpul termic teluric al Pământului, problema se pune în aceiași termeni ai omogenității sau neomogenității geosferelor interne și distribuției surselor de energie termică în adâncime (Fig. 147).

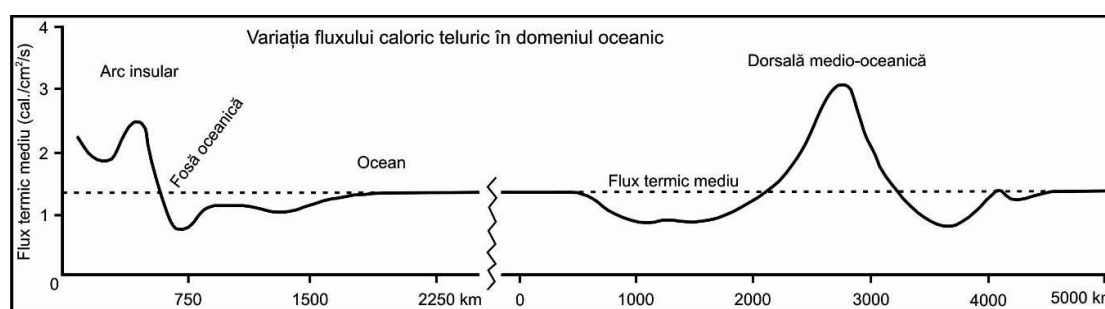


Fig. 147. Curba fluxului termic măsurată pe un profil transversal în bazinul oceanic (după D.H și M.P. Tarling, 1978)

În pus se iau în calcul aliniamentele de fracturi crustale pe care se poate realiza un flux termic sporit spre suprafață. Astfel, în zonele de subducție avem un deficit de flux termic datorită, pe de o parte, consumului de căldură de către procesele de transformare și topire a

scoarțelor aflate în subducție și, pe de altă parte, datorită căderii la adâncimii mari a mantalei. În schimb, în zonele rifturilor oceanice, ascensiunea permanentă de magme din manta spre suprafață conduce la creșterea valorilor fluxului termic, peste cea calculată.

3. CONCEPTUL TECTONICII GLOBALE

În domeniul științelor geologice, discuția privind importanța și utilitatea tectonicii globale a devenit superfluu, constituind o bază pentru cunoașterea atât fundamentală în domeniu cât și în știința aplicată. Practic, acest concept reprezintă o sumă de teorii care explică formarea catenelor orogenice, deschiderea și închiderea bazinelor oceanice, distribuția zonelor seismice și centurilor vulcanice pe glob, distribuția zăcămintelor minerale în scoarță, dispariția unor grupe de veșuitoare de-a lungul timpului geologic, etc.

3.1. Plăcile tectonice

În urma studiilor oceanografice, geofizice și geologice, completate de modelări electronice, în 1968 se pun bazele teoriei plăcilor tectonice de către Jason Morgan, McKenzie și Parker, Xavier Le Pichon, alături de Bryan Ysacks, Jack Oliver și Lynn Sykes (fide Bleahu, 1983), care demonstrează că litosfera este segmentată în blocuri crustale denumite plăci tectonice, aflate în mișcare pe astenosferă.

3.1.1. Limitele și alcătuirea plăcilor tectonice

Plăcile tectonice sunt blocuri crustale de dimensiuni diferite ale litosferei, aflate într-o continuă dinamică și sunt delimitate de mari aliniamente de fracturi, cu roluri și funcții geodinamice diferite. Astfel s-au identificat următoarele limite ale plăcilor tectonice (Figs. 148, 149, 150):

- *limite divergente* sunt reprezentate de aliniamentele de rift, localizate în partea mediană a dorsalelor medio-oceanice și de-a lungul cărora magmele din manta ajung la suprafață. Sunt zonele în care se formează scoarța oceanică și din care se produce deplasarea divergentă a plăcilor, asigurându-se expansiunea fundului oceanic și dezvoltarea bazinelor oceanice (Fig. 148);

- *limite convergente* sunt aliniamentele de subducție marcate topografic de fosele oceanice și în lungul cărora se produce afundarea (= *subducția*) plăcilor tectonice una sub alta, de-a lungul *planelor Benioff*. Lungimea planelor Benioff poate ajunge la 700 Km. În zonele de subducție se produce consumul sau transformarea scoarțelor oceanice și a păturii sedimentare acumulate în bazinul oceanic (Figs. 148, 150);

- *limite transformante* sunt fracturi crustale perpendiculare pe rifturi, denumite falii transformante. În lungul acestora compartimentele din scoarță se deplasează unele în raport

cu altele în plan orizontal, fără a se produce sau consuma scoarță, ci numai o transformare cataclastică a acesteia (Fig. 149).

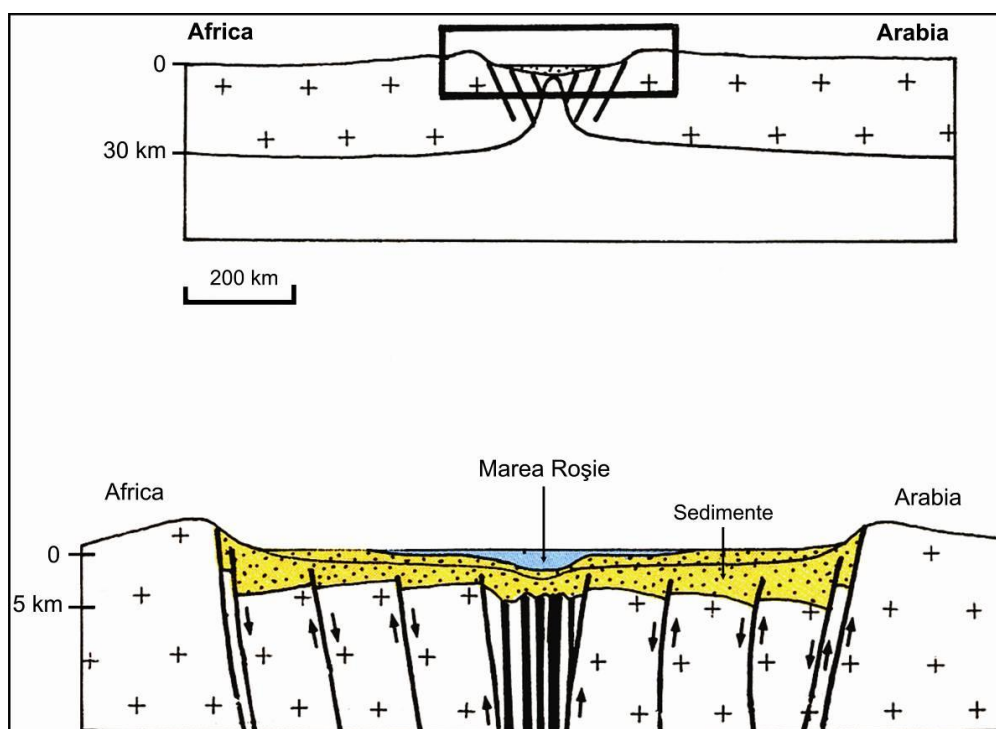


Fig. 148. Riftul Mării Roșii, care separă placa africană de placa arabică și se continuă spre nord cu grabenul Marea Moartă și spre sud cu riftul continental Est-African (după Frostick, 2005, Elsevier Ltd.; sursa: <http://www.wikipedia.org/>)

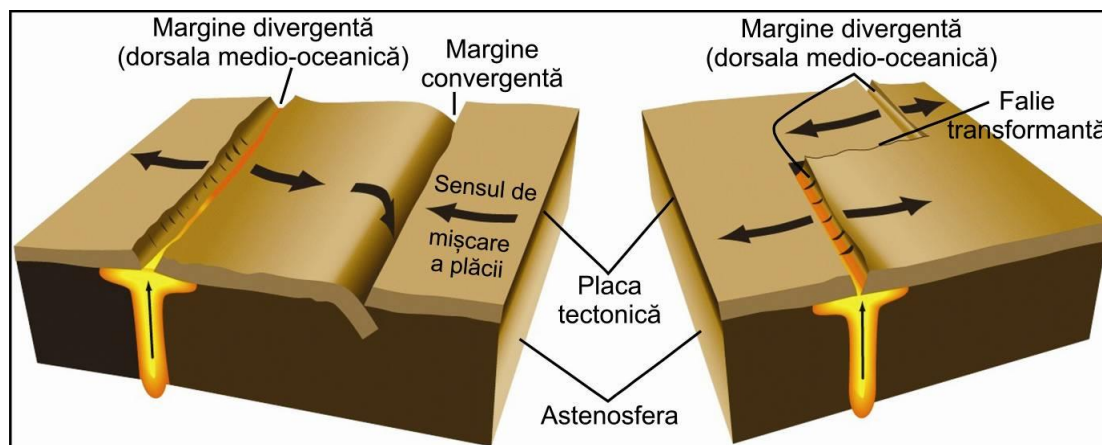


Fig. 149. Limitele plăcilor tectonice (sursa: <http://palaeos.com>)

De reținut faptul că între tipul de scoarță și plăcile tectonice nu se pune semnul de egalitate, acestea putând fi alcătuite din scoarță continentală și oceanică (de ex. plăcile americane), numai continentală (de ex. microplaca Mării Negre) sau numai oceanică (de ex. mezoplăcile Nazca, Cocos, etc.).

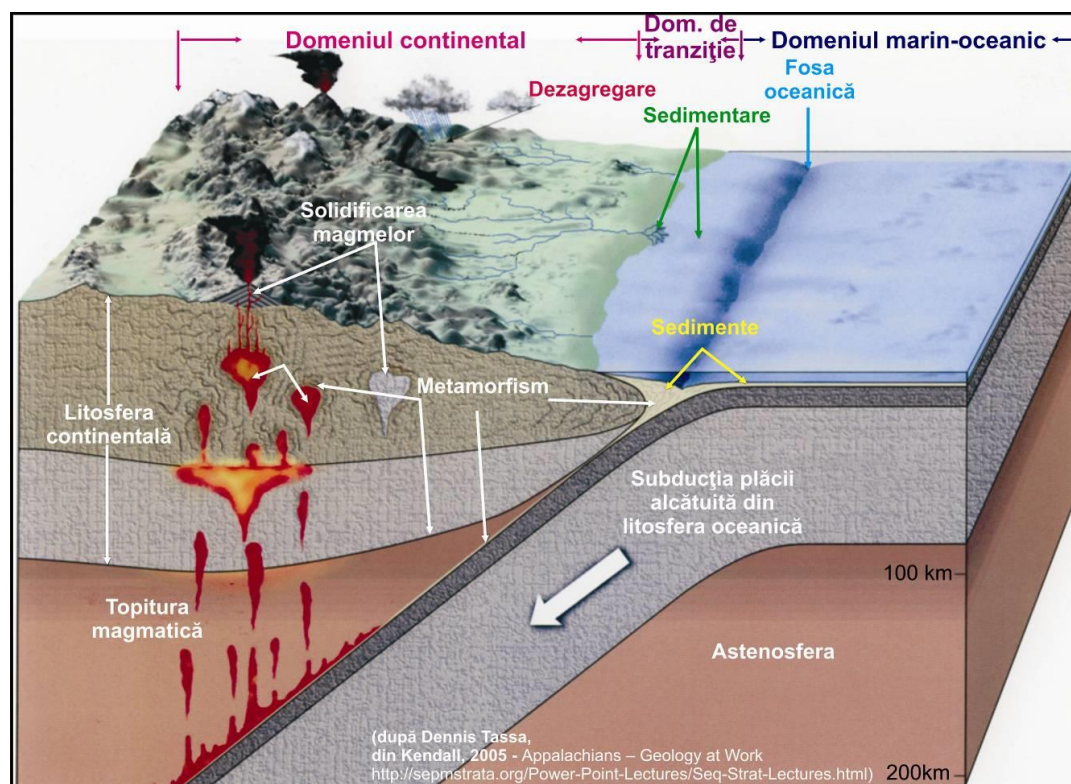


Fig. 150. Contact convergent între două plăci tectonice (plan de subducție) și procesele morfo-tecto-litologice asociate (după Kendall, 2005)

3.1.2. Mișcarea plăcilor și modalități de determinare a vitezei relative de expansiune a bazinelor oceanice

Pentru modelarea mișcării plăcilor tectonice s-a plecat de la teorema lui Euler, care spune că pe o sferă orice deplasare se face printr-o rotație în jurul unui pol, denumit *pol eulerian* și care în cazul plăcilor tectonice nu se suprapun cu poli de rotație ai Pământului (Fig. 151).

Mai mult, fiecare placă are un pol propriu de rotație și în raport cu poli eulerieni s-au trasat meridiene și paralele de rotație, care se pot sau nu suprapune peste rețeaua geografică. S-a constatat că păstrând viteza unghiulară constantă, viteza de deplasare a plăcilor este nulă la poli și maximă pe ecuatorul eulerian. De asemenea s-a observat că rifturile se dispun pe meridianele de mișcare, faliile transformante pe paralele de mișcare și aliniamentele de subducție sub un unghi oarecare față de meridiene și paralele.

În ce privește descifrarea mecanismului de deplasare a plăcilor litosferice (tectonice) un rol important l-au avut Henri Hess (Universitatea Princeton) și Robert S. Dietz (Laboratorul Naval din San Diego) (1960; fide Bleahu, 1983, 1989). Aceștia, luând în calcul concluziile cercetărilor lui J. Joly (1928) privind rolul radioactivității în formarea catenelor

montane, ale lui O. Ampfferer și D. Griggs (1939) și Arthur Holmes (1945) care au descris curenții de convecție și celulele de convecție din manta și ale lui E. C. Bullard și S. K. Runcorn (1950) care au pus în evidență paleomagnetismul fundurilor oceanice etc., au explicat deplasarea fundurilor oceanice dinspre zonele de rift spre zonele de subducție pe modelul covorului rulant. Mișcarea ar fi susținută de celulele de convecție formate din curenți ascendenți în zona rifturilor, care ajunși la baza litosferei suferă un proces de răcire și de creștere a densității ceea ce determină, mai întâi, o deplasare laterală și apoi o cădere în straturile mai adânci ale mantalei. Aici, datorită proceselor termice, sunt dirijați din nou spre suprafață pe zonele de minimă presiune din zona rifturilor (Fig. 152, 153).

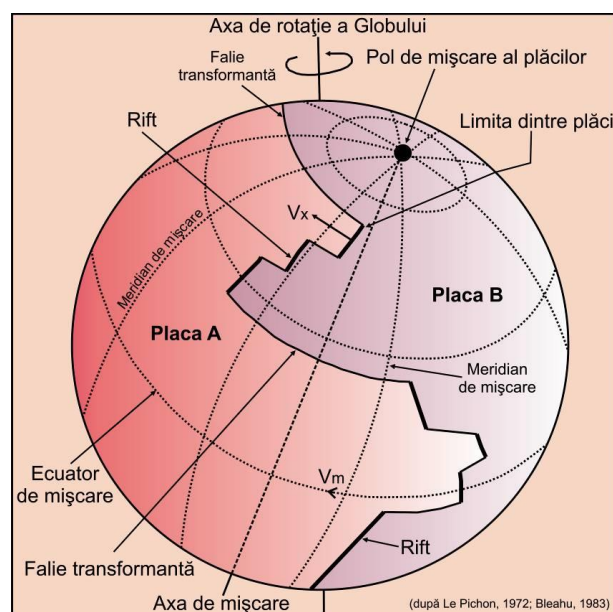


Fig. 151. Dispunere elementelor rețelei euleriene și a limitelor plăcilor tectonice în raport cu acestea (din Bleahu, 1983)

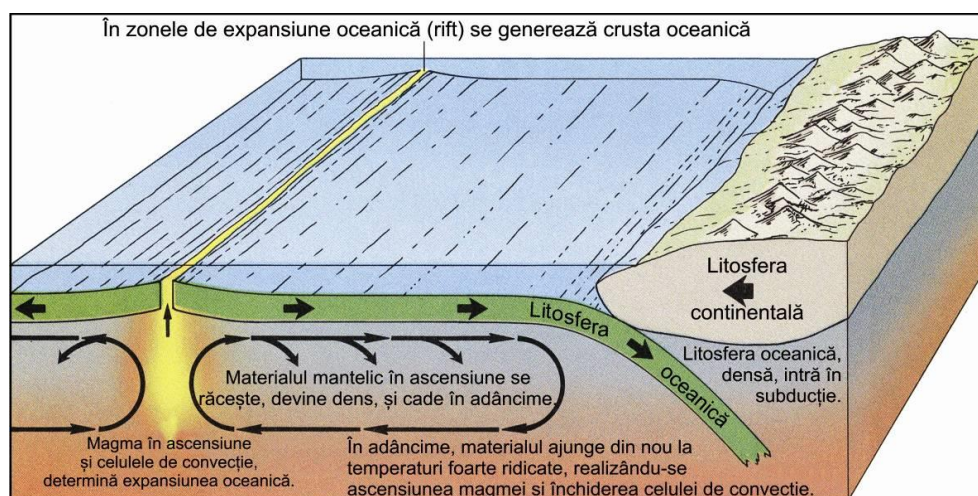


Fig. 152. Curenții de convecție și celulele de convecție (după O. Ampfferer și D. Griggs, 1939; Arthur Holmes, 1945; sursa: <http://www.wikipedia.org/>)

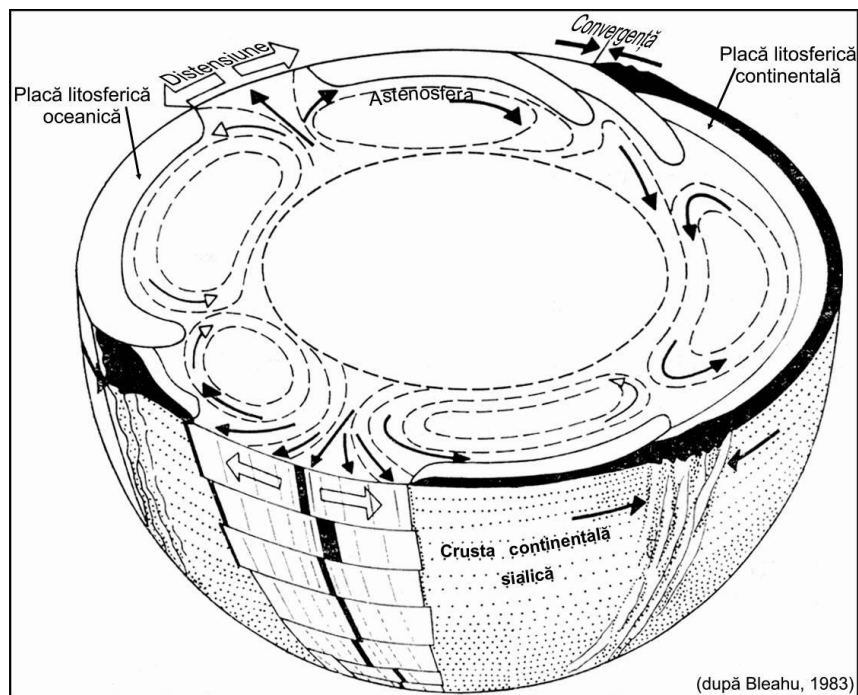


Fig. 153. Mecanismul deplasării plăcilor tectonice explicat prin rolul curenților și celulelor de convecție, văzut într-o secțiune ecuatorială (după Bleahu, 1983)

Viteza relativă de expansiune a fundurilor oceanice și de deplasare a plăcilor tectonice se poate determina pornind de la variația seculară și lățimea benzilor cu polaritate inversă de pe fundurile bazinelor oceanice (Figs. 154, 155).

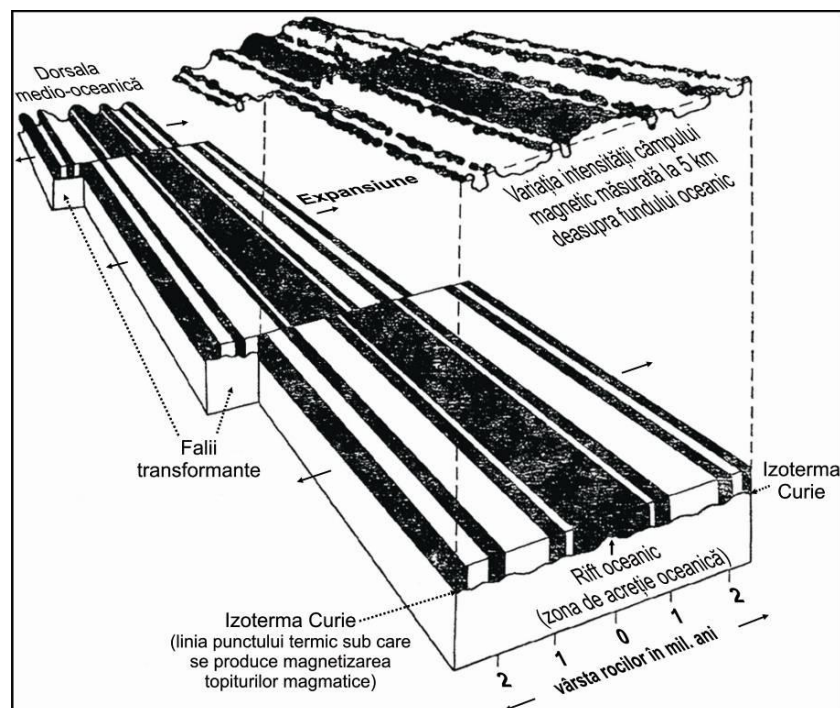


Fig. 154. Dispunerea simetrică a benzilor de polaritate magnetică diferită în scoarțele oceanice și lățimea variabilă în funcție de rata de expansiune a fundurilor oceanice (după D.H și M.P. Tarling, 1978)

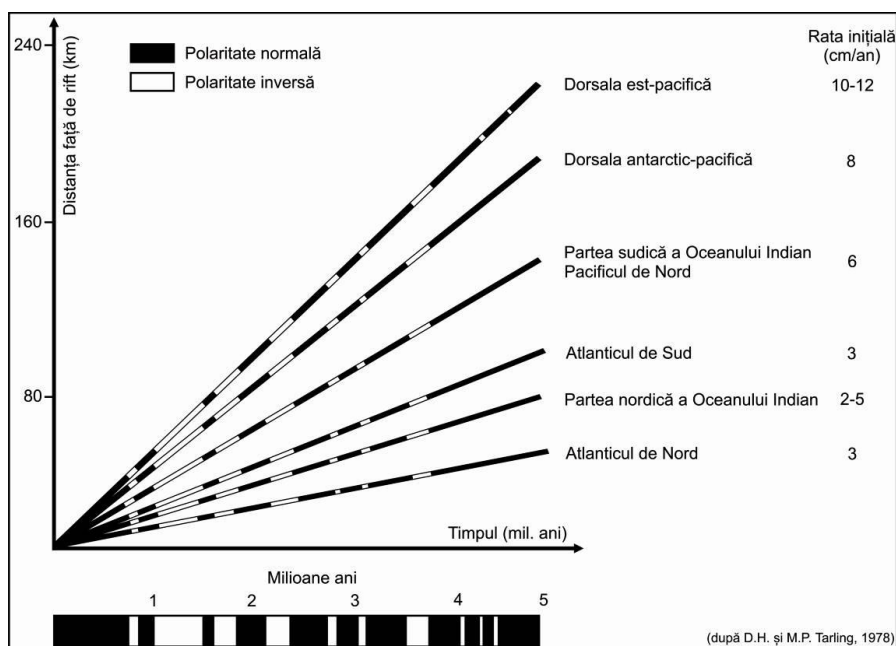


Fig. 155. Viteza de expansiune a bazinului oceanic estimată în funcție de lățimea benzilor de polaritate diferită (după D.H și M.P. Tarling, 1978)

3.1.3. Tipurile de plăci tectonice și distribuția plăcilor tectonice

Clasificarea plăcilor tectonice se poate face după mai multe criterii, de exemplu în funcție de tipurile de scoarță care alcătuiesc blocurile crustale sau după dimensiunea acestora (plăcile au suprafețe de 10^4 - 10^8 Km²). Un criteriu uzual îl reprezintă dimensiunea acestora, deosebindu-se 7 macroplăci (10^7 - 10^8 Km²), 8 mezoplăci (10^6 - 10^7 Km²), 20 microplăci (10^5 - 10^6 Km²) și nanoplăci (= blocuri tectonice $<10^5$ Km²) (Pauliuc și Dinu, 1985) (Fig. 156).

După formarea domeniilor continental și marin-oceanic, are loc o continuă echilibrare gravitațională sub acțiunea factorilor externi, în sensul „distrugerii” formelor pozitive de relief și colmatarea cu materialul rezultat a zonelor de depresiune. Acest flux de material are loc atât între suprafețele continentale și cele marin-oceanice, cât și în interiorul continentelor sau bazinului oceanic, prin transportul dinspre zonele înălțate spre zonele de depresiune (pe continent dinspre catenele orogenice spre bazinele lacustre, palustre, etc.; în bazinul oceanic dinspre dorsalele medio-oceanice și cordiliere spre fosse și câmpiile abisale, etc). Datorită acestui proces de factură mecanică, dublat de precipitarea chimică-biochimică, bioconstrucție și bioacumulare, în bazinele marin-oceanice, lacustre și palustre iau naștere majoritatea rocilor sedimentare.

Deci procesele de formare și consum de scoarță, de formare a catenelor orogenice și evoluția spre zonele de platformă, distribuția uscatului continental și a bazinului marin-oceanic, sunt controlate de dinamica plăcilor tectonice (litosferice). Aceste procese

condiționează evoluția bazinelor marin-oceanice, în care se pot selecta zonele mobile de tip geosinclinal din care mai târziu evoluează catenele orogenice.

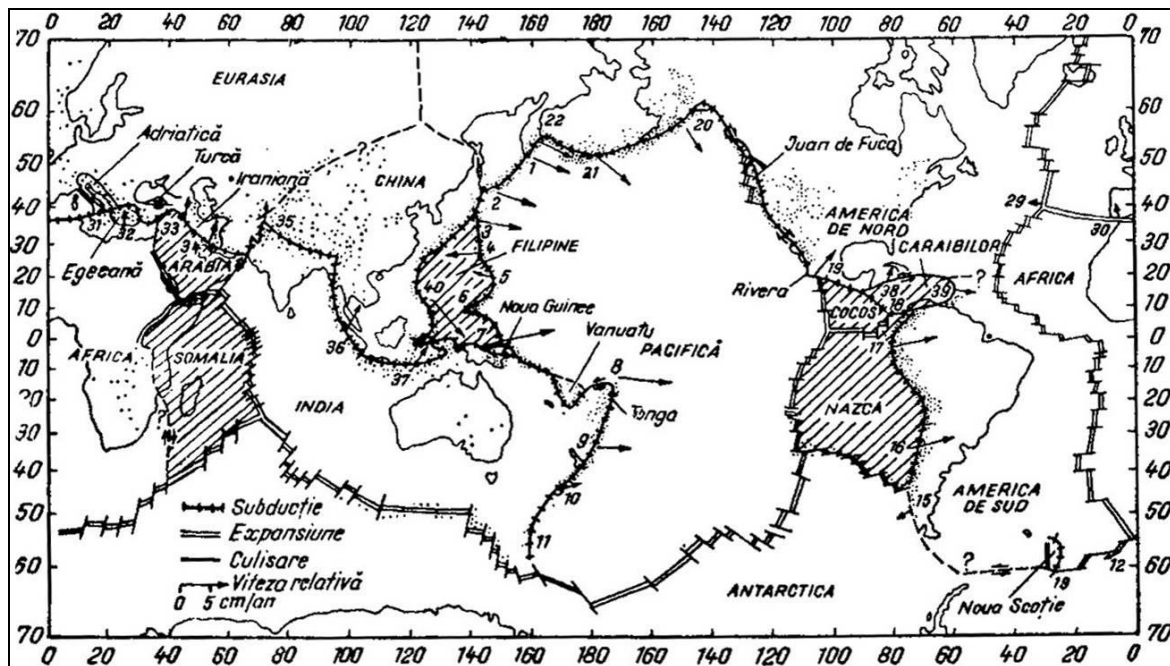


Fig. 156. Distribuția plăcilor litosferice (tectonice) pe suprafața Globului (din Bleahu, 1983)

(Configurația cinematică actuală cu separarea principalelor plăci după Le Pichon, 1973. Cu majuscule sunt indicate cele șase plăci mari utilizate de Le Pichon în primul calcul cinematic: EURASIA, CHINA, AFRICA, ANTARCTICA, PACIFICĂ, AMERICANE; Hașurat sunt figurate cele șase plăci adiționale utilizate de Morgan: Arabia, Somalia, Filipine, Nazca, Cocos, Caraibilor; Cu litere mici și linii indicatoare nouă microplăci identificate, dar neluate în considerare în calculul cinematic: Adriatică, Egeeană, Turcă, Iraniană, Vanuatu, Tonga, Noua Scoție, Rivera, Juan de Fuca. Săgețile reprezintă vectorii de mișcare relativă cu lungimi proporționale cu viteza de mișcare: de ex. 2 = viteza relativă a plăcii în punctul figurat în cm/an)

4. FORMAREA BAZINELOR DE SEDIMENTARE ȘI A CATENELOR OROGENICE PRIN PRISMA TECTONICII GLOBALE

Conform teoriilor clasice, evoluția scoarței terestre era legată de apariția unor mari zone subsidente (depresionare), care se transformau ulterior în bazine marin-oceanice denumite *geosinclinale* (Hall, 1859; Dana 1873). Acestea s-ar fi format, în prima fază, sub acțiunea greutateii sedimentelor acumulate și a unor forțe de compresiune tangențială din scoarță.

Geosinclinalele erau considerate ariile din care luau naștere catenele orogenice într-o succesiune de faze. În acest sens, G. Termier (1960, din Bleahu 1983; Pauliuc și Dinu, 1985) stabilește următoarea succesiune:

- *faza de litogeneză* - se formează bazinul depresionar în care se acumulează sedimente cu grosimi din ce în ce mai mari, apare un magmatism bazic pe fundul bazinului și în partea finală a acestei faze, sedimentele sunt cutate, se produc fenomene incipiente de ridicare a bazinului (fără a depăși nivelul oceanic) și un magmatism acid (granitic);

- *faza de orogeneză* - acum predomină mișcările de cutare, înălțare și se produce inversiunea reliefului, care transformă zona de sedimentare în catenă orogenică;

- *faza de gliptogeneză* - începe după exondarea catenei montane (înălțarea catenei deasupra nivelului marin), iar acum acționează preponderent forțele datorate dinamicii externe (eroziunea eoliană, fluvială, marină etc.), care transformă regiunea montană într-o vastă peneplenă, evoluând spre relieful caracteristic cratoanelor.

Această teorie nu putea explica în totalitate structurile orogenice din punctul de vedere al distribuției tipurilor litologice în catene, caracterelor structurale, mecanismelor de formare și forțelor implicate în procesele orogenice. Majoritatea acestor neajunsuri au fost rezolvate odată cu cercetarea fundurilor bazinelor oceanice și elaborarea teoriilor care constituie conceptul de tectonică globală.

Clasificările bazinelor sunt destul de diverse, însă cele mai folosite sunt cele care folosesc criteriile geotectonice, acestea adaugând ariilor de sedimentare contextul geodinamic de acumulare și litificare a sedimentelor (Tabelul 9; Fig. 157) (Einsele, 1992).

Mai jos o să redăm o clasificare tectonică a bazinelor de sedimentare adaptată de Gerhard Einsele (1992), după Kingston et al.(1983) și Mitchell și Reading (1986).

Tabel 9. Clasificarea tectonică a bazinelor de sedimentare (după Einsele, 1992)

CATEGORII DE BAZINE	TIPURI DE BAZIN	TIPUL DE FUNDAMENT	REGIMUL GEOTECTONIC	CARACTERISTICELE BAZIN
Bazine intracontinentale (flexurale)	B. epicontinental B. intracratonic	Crustă continentală	Distensiv	Arii extinse cu subsidență lentă
Bazine intracontinentale fracturate (cu fundament fracturat)	Graben; Vale rift; Rift continental; Aulacogen	Crustă continentală	Distensiv	Bazin alungit - relativ îngust, versanții structurați pe falii normale;
Bazine pe marginile continentale pasive (taluzul continental)		Crustă de tranziție	Distensiv Transtensional	Bazin asimetric,
Bazin oceanic	B. oceanic distensional	Crustă oceanică	Distensional	Arii extinse, asimetrice, cu subsidență lentă
Bazine din zonele de subducție	Fosă oceanică; Bazin de tip forearc; Bazin de tip backarc; Bazin interarc	Oceanic Crustă de tranziție	Compresional Dominant distensiv	Parțial asimetrice; Adâncime și regimul de subsidență variază foarte mult
Bazin postcolizional	Bazin remanent; Bazin de foreland periferic; Bazin de tip retroarc (intramontan, panonian); Bazin de foreland fracturat; Terrane – related basins	Crustă oceanică Crustă continentală sau Crustă continentală subțiată Crustă oceanică	Compresional Flexurare crustală; Local regim compresional sau deplasare pe falii transformante	Subsidență accentuată din cauza ratei mari de sedimentare Bazin asimetric; Tendență de creștere a subsidenței; Migrarea subsidenței prin înălțarea succesivă a bazinului (polaritate orogenică)
Bazine tensionale (strike-slip)	Transtensional (pull-apart basins); Transpresional	Crustă continentală și/sau oceanică	Falii transformante; Regim transtensional sau transpresional	De dimensiuni mici, alungite, cu subsidență rapidă

O altă clasificare a bazinelor are în vedere momentul formării cuverturilor sedimentare în raport momentele tectogenice responsabile de formarea/modificarea morfologiei bazinelor. În acest sens se disting bazine postdepoziționale, sindepoziționale și predepoziționale.

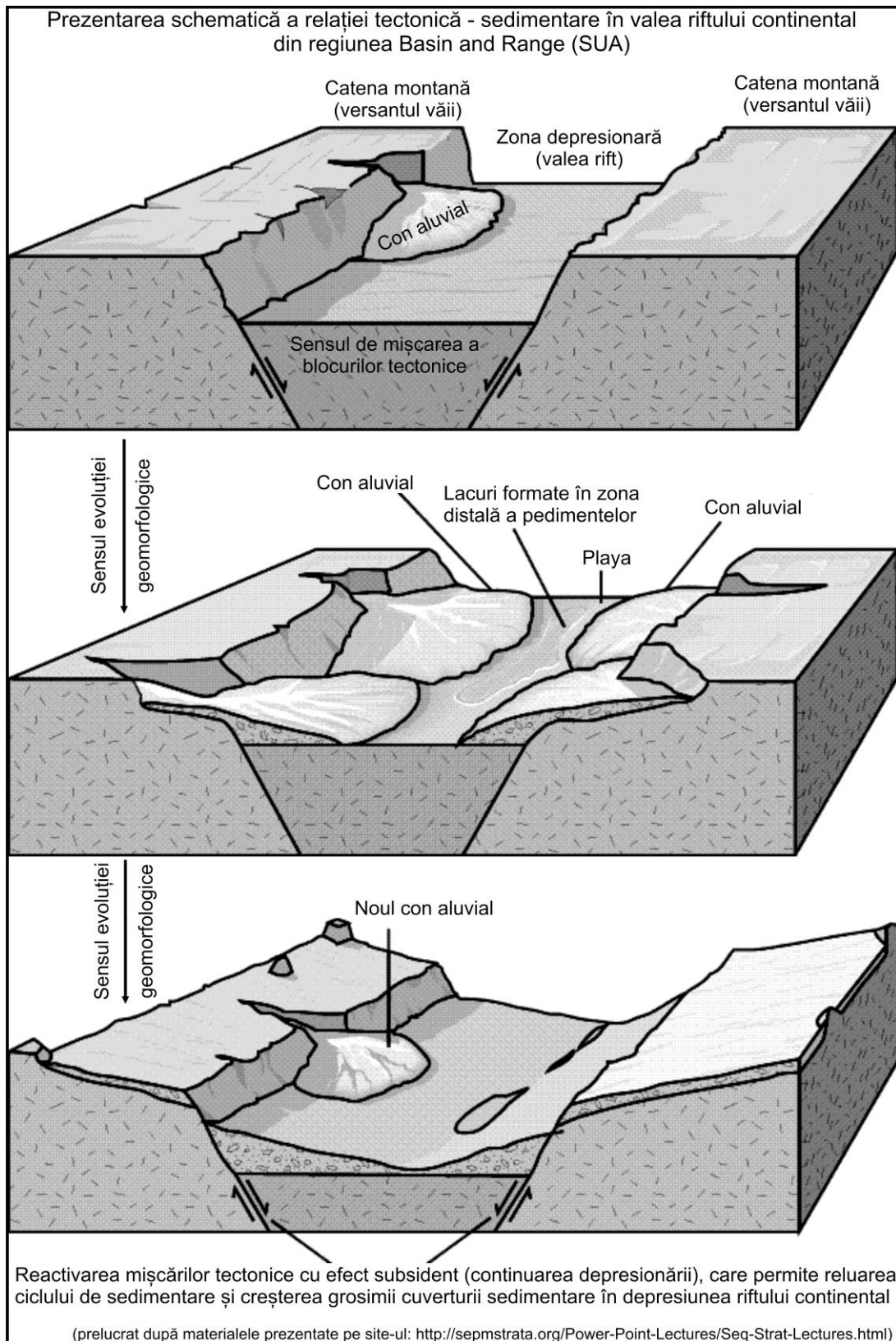


Fig. 157. Sedimentare sindepozițională în regiunea Basin and Range (SUA) (domeniul conurilor aluviale)

(sursa: <http://sepmstrata.org/>)

4.1. Geosinclinalul

Geosinclinalele sunt considerate zone mobile instalate în domeniul marin-oceanic, în care se acumulează stive groase de sedimente marine ce vor fi deformate și ridicate în catene orogenice. Ulterior, acestea vor fi sudate la ariile cu regim cratonic, de platforme rigide. În această concepție un geosinclinal va evolua în trei etape: *etapa de sedimentare*, *etapa de orogeneză* (alcătuită din *faza de tectogeneză*, când se produce cutarea sedimentelor și *faza de morfogeneză*, când are loc inversiunea de relief) și *etapa de ajustare izostatică*.

Conceptul clasic - distinge trei perioade de evoluție a geosinclinalelor: *perioada geosinclinală*, *perioada tardigeosinclinală* și *perioada postgeosinclinală*.

Perioada geosinclinală cuprinde stadiul de individualizare, când se inițiază formarea bazinului și apar un șanț denumit *eugeosinclinal* (cu scoarță oceanică) și unul denumit *miogeosinclinal* (cu scoarță continentală), stadiul de dezvoltare, când se depun sedimente pelagice (de adâncime) pe scoarță oceanică (simatică) și stadiul orogenic, când începe sedimentarea de tip fliș și apariția cordilierelor (forme pozitive submerse care separă mai multe domenii de sedimentare în bazin). În primele două stadii geosinclinalul evoluează într-un regim expansiv (bazinul crește în lățime), iar în ultimul într-un regim compresiv.

Perioada tardigeosinclinală corespunde cu transformarea geosinclinalului în catenă orogenică, prin inversiunea reliefului (morfogeneza). Apele sunt împinse spre bordura catenei unde se instalează bazinul de avanfosă. În acesta se acumulează sedimentele imature de tip molasă și are loc un magmatism litogen acid, mai ales andezitic.

Perioada postgeosinclinală este caracterizată de o reajustare izostatică, fiind însoțită de un magmatism bazic final (tardorogenic).

Din punct de vedere al sistematicii geosinclinalelor se disting ortogeosinclinale (geosinclinale adevărate), caracterizate prin deformați de tip alpin, din care se formează lanțurile muntoase (clasificate în *eugeosinclinale* cu efuziuni ofiolitice preorogenice, granite sinorogene și andezite postorogenice și *miogeosinclinale*, fără roci eruptive) și parageosinclinale din care nu se formează catene montane, fiind caracterizate prin falieri în blocuri.

Conceptul tectonicii globale - tratează problematica geosinclinalului în corelație cu dinamica plăcilor litosferice și a proceselor care au loc la contactul acestora. În această idee, sedimentarea, structura și morfogeneza unei catene orogenice (= catenă montană în sens restrâns) este asimilată ciclurilor de deschidere și închidere a bazinelor marin-oceanice.

Din punctul de vedere al *sistematicii geosinclinalelor* se rețin doar termenii de *eugeosinclinal* (corespunde bazinelor oceanice cu scoarță simatică) și *miogeosinclinal* (bazine care evoluează pe scoarță continentală subțiată). În funcție de caracteristicile dinamice ale bazinelor se separă *geosinclinale de tip Atlantic* (caracterizate prin procesul de divergență a plăcilor în zona riftului și cu margini continentale pasive, fără zone de subducție active), *geosinclinale de tip Pacific* (caracterizate zonelor de convergență a plăcilor, cu dorsale cu rifturi inactive și zone de subducție active) și *geosinclinale de culisare* (formate în legătură cu faliile transcurrente, în domeniile continentale). Din categoria geosinclinalelor, cele *colizionale* (care aparțin tipului Pacific) sunt cele care generează catene orogenice (Bleahu, 1983, 1989; Pauliuc și Dinu, 1985; Grasu, 1997).

Evoluția geosinclinalelor colizionale și formarea catenelor orogenice prin prisma tectonicii globale presupune următoarele stadii: *riftare intracontinentală* (rifting), *generare de scoarță oceanică* (spreading), *subducție și coliziune*.

Unul din cele mai utilizate modele pentru explicarea evoluției geosinclinale a scoarței terestre în ansamblu, este *modelul Wilson-Reading*. În acest caz, o catenă montană se formează în mai multe faze (stadii) grupate în trei cicluri: **ciclul de distensiune** (ciclul Wilson, 1966), **ciclul de compresiune** (ciclul Reading, 1978) și **ciclul de echilibrare izostatică** (după Bleahu, 1989; Pauliuc și Dinu, 1985).

a. Ciclul Wilson (1966) = de distensiune. Trăsăturile majore tectonice și sedimentare ale unor lanțuri orogenice pot fi raportate ciclului de deschidere și închidere oceanică, care conduce la coliziune continentală. În istoria geologică a formării și evoluției unei margini continentale, care reprezintă o zonă cu mare mobilitate tectonică, asimilată unui geosinclinal vechi, se pot recunoaște mai multe stadii de evoluție, comparabile cu stadiile clasice.

a.1. Stadiul de rift continental (etapa „vale de rift de tip african”) (proces de rifting), este caracterizat prin formarea unei structuri complexe de distensiune de tip graben, în care se acumulează depozite vulcanogen-sedimentare, lacustre și evaporite.

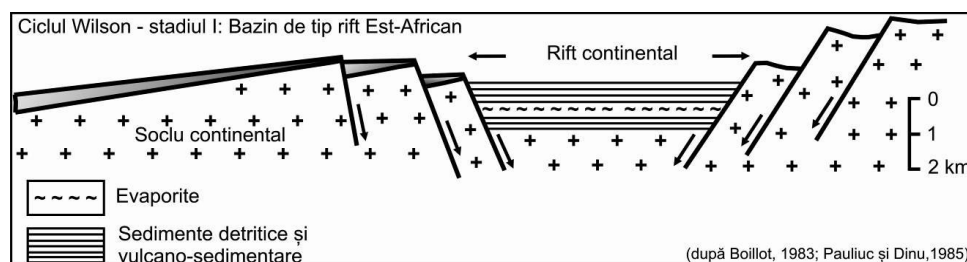


Fig. 158. Evoluția marginii continentale în ciclul distensiv

Corespondentul actual al acestui stadiu îl reprezintă sistemul riftului est-african (Fig. 158).

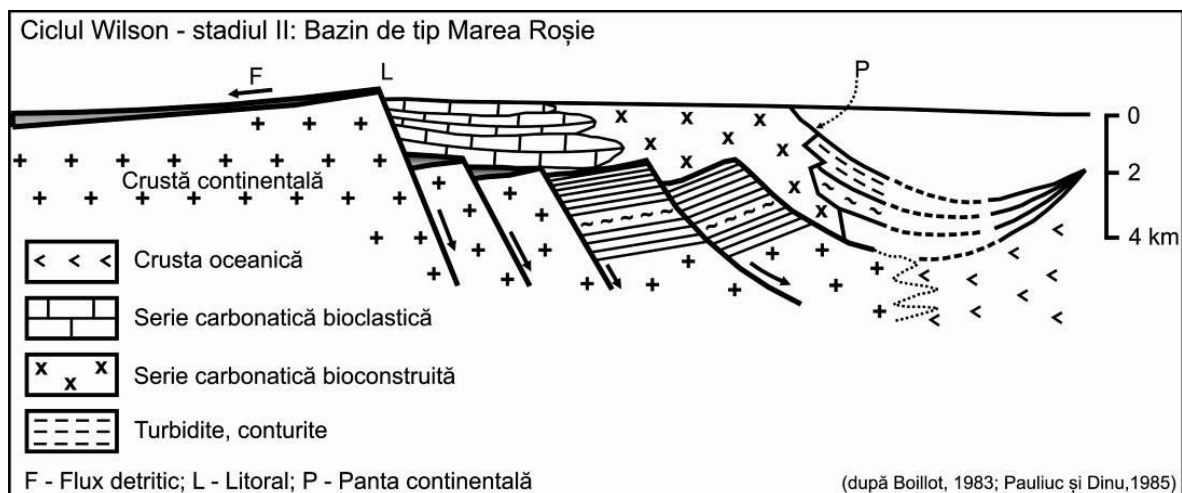


Fig. 159. Configurația morfologică și litologică a Bazinului de tip Marea Roșie

a.2. Stadiul de tip Marea Roșie (procese de spreading). Riftul continental evoluează, crusta continentală fiind separată în zona centrală a riftului, unde începe să se edifice crustă oceanică. Acum se face legătura cu oceanul mondial, iar sedimentarea devine marină. Sedimentele caracteristice sunt carbonatice, detritice și recifale, iar spre larg turbidite (Fig. 159).

a.3. Stadiul de ocean îngust caracterizat prin subsidență continuă ce a condus la individualizarea trăsăturilor morfologice de margine continentală (șelf, taluz, piemont continental). Sedimentele sunt neritice pe șelf, turbidite și conturite în zona piemontului continental și hemipelagice în zonele de larg (pe crusta oceanică) (Fig. 160).

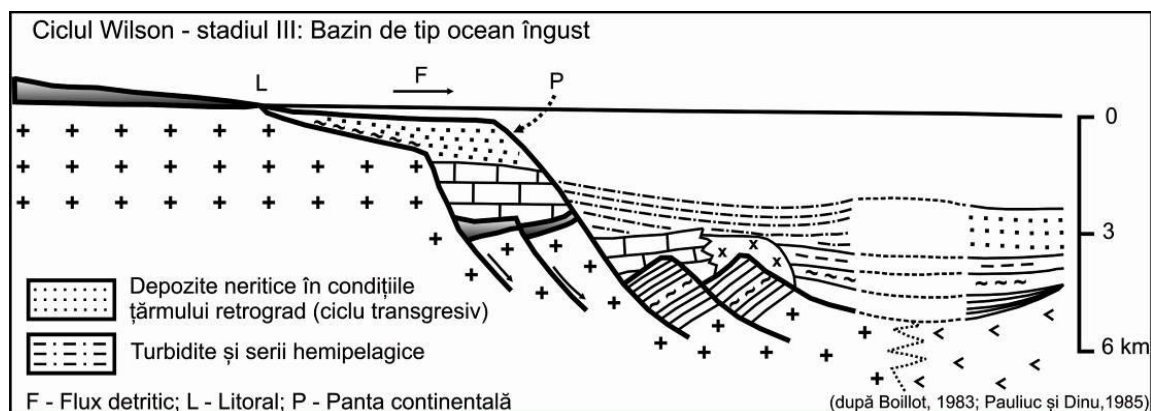


Fig. 160. Configurația morfologică și litologică a Bazinului de tip ocean îngust

a.4. *Stadiul atlantic.* În acest stadiu toate trăsăturile marginii continentale pasive sunt bine dezvoltate, deosebindu-se domeniile de sedimentare specifice șelfului, taluzului, piemontului continental și bazinului oceanic.

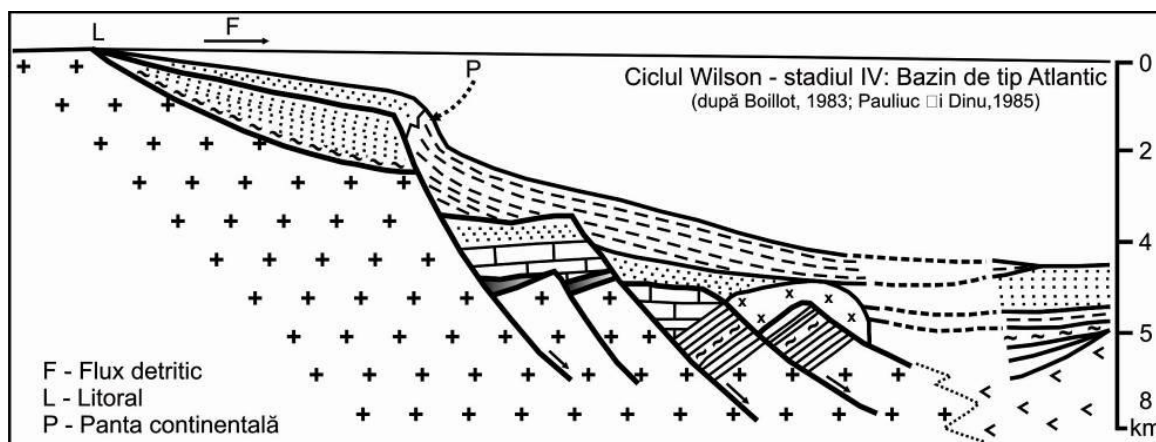


Fig. 161. Configurația morfologică și litologică a Bazinului de tip Atlantic

Bazinul se lărgeste foarte mult, se edifică dorsala, în zona riftului și se produce acreția de scoarță. În acest ciclu are loc spreading-ul propriu-zis (extensiunea fundului oceanic). Sedimentarea este detritică sau carbonatică pe șelf, turbiditică, cu conturite și breccii de pantă pe taluz și piemont și argile abisale, mълuri, radiolarite pe câmpiile abisale (Fig. 161).

b. *Ciclul Reading (1978) = de compresiune.* Reading discutând evoluția geosinclinalelor, pornește de la momentul inițierii subducției și recunoaște trei stadii de evoluție:

b.1. *Stadiul de subducție (= stadiul de dezvoltare)* se caracterizează prin formarea unui arc continental, ridicat morfologic, alcătuit din produse ale vulcanismului extruziv, în fața căruia se dezvoltă un arc extern slab exprimat, submers (începutul formării unei prisme de acrețiune). Sedimentele sunt puternic comprimate, predominant turbiditice și se acumulează în fose și pe fundul oceanic, de unde sunt răzuite în arcuț extern cutat, incipient, submarin. Marginea continentală, care inițial a fost pasivă, este puternic deformată și ridicată, formând *hinterlandul*, asupra căreia acționează puternice procese de eroziune. Marginea pasivă de cealaltă parte a oceanului care își continuă evoluția subsidentă și acumularea de sedimente, este denumită *vorland* (miogeosinclinal). Bazinul oceanic, arcuț extern incipient și arcuț magmatic (insular), sunt echivalente cu eugeosinclinalul (Fig. 162).

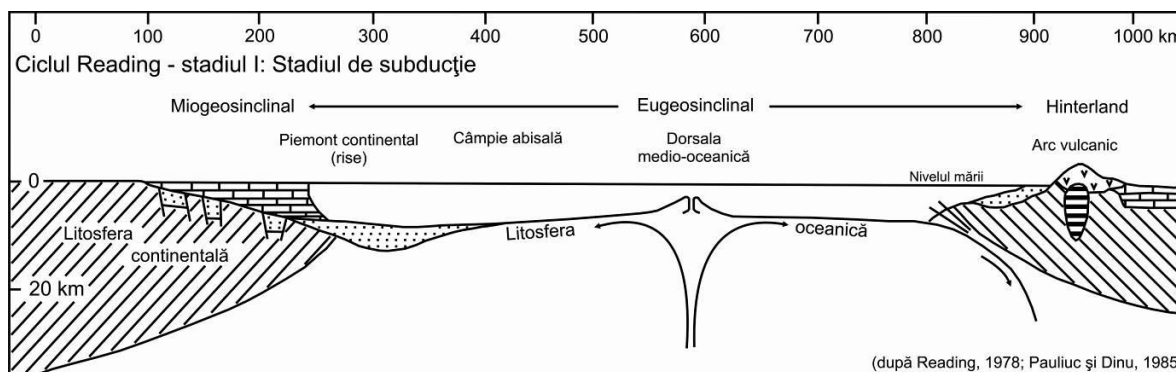


Fig. 162. Configurația morfologică și litologică a bazinului în stadiul de subducție (dezvoltare)

b.2. *Stadiul de bazin remanent* presupune consumarea aproape integrală a oceanului, astfel încât marginea pasivă se apropie de zona de subducție, rămânând din ocean numai un bazin cu adâncime mică, denumit bazin remanent. Sedimentele care se acumulează sunt predominant detritice, nevulcanogenice, derivate din zonele ridicate ale lanțului muntos și sunt alipite succesiv arcului extern care se mărește continuu. Structura arcului extern se complică, prin formarea unor încălecări majore ce se dezvoltă în acelaș sens cu subducția, rezultând o supraîncălecăre spre vorland. În cadrul acestor încălecări pot fi cuprinse și roci crustale ale fundamentului, formând pânze de soclu chiar pânze de obducție (atunci când sunt antrenate porțiuni de crustă oceanică) (Fig. 163).

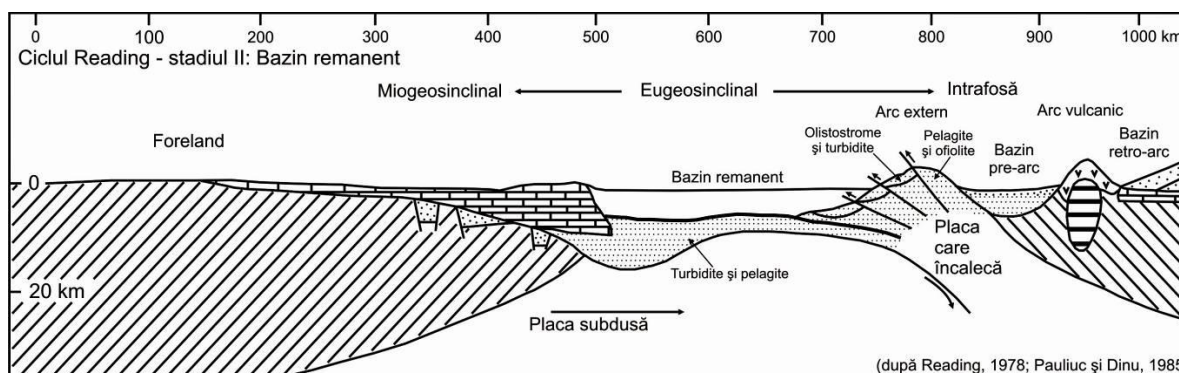


Fig. 163. Configurația morfologică și litologică a bazinului în stadiul de bazin remanent

b.3. *Stadiul de coliziune* determină închiderea bazinului remanent, depresiunea vorlandului și instalarea bazinelor de foreland (în care se produce sedimentarea de fliș și molasă). Se produc noi încălecări ale pânzelor, care conduc la îngroșarea scoarței. Arcul cutat împreună cu arcul insular formează catena montană. Ulterior se produce un vulcanism acid, diferit de cel bazic din fazele anterioare (corpuri subvulcanice - granite, diorite etc) (Fig. 164).

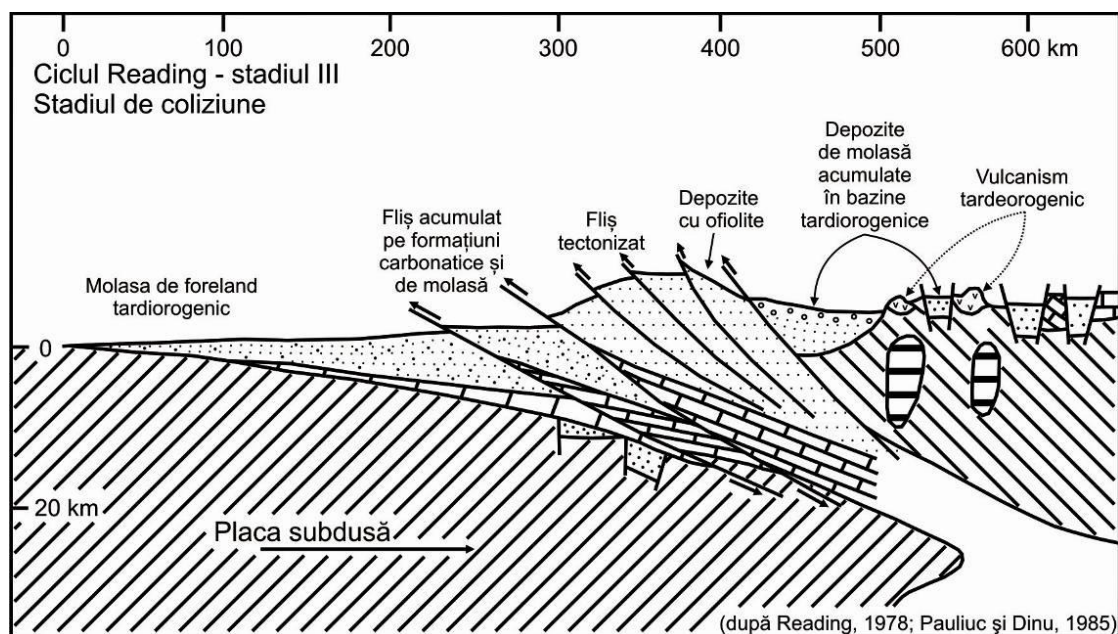


Fig. 164. Configurația morfologică și litologică a bazinului în stadiul de coliziune

c. Ciclul de reajustare izostatică. În stadiile târzii ale coliziunii au loc mișcări de echilibrare izostatică, blocurile ridicate putând genera alunecări gravitaționale ale cuverturii, iar blocurile coborâte dau naștere bazinelor intramontane, umplute cu molasă vulcanogenică și arcoziană.

La sfârșitul ciclurilor, zonele orogenice sunt alipite și sudate la scuturile continentale vechi, rezultând procesul de continentalizare.

4.2. Bazinul de foreland

Ultima fază din evoluția ariilor geosinclinale este caracterizată de trecerea de la bazinele relicte rezultate în urma coliziunii, la așa-zisele „*bazine de foreland*”. Aceste bazine se formează după realizarea *suturii majore* (adică după consumarea în întregime a bazinului oceanic), pe zona cratică (de platformă) antrenată în subducție și pe o porțiune externă a prismei orogenice nou create. Au o formă alungită și o lungime aproximativ egală cu a frontului orogenului șariat (Fig. 165, 166).

Din punct de vedere sedimentologic, în funcție de zona de acumulare din bazin se formează depozite carbonatice de platformă, depozite de fliș și de molasă și pelagice. Aceste depozite sunt caracteristice stadiilor de evoluție ale bazinelor.

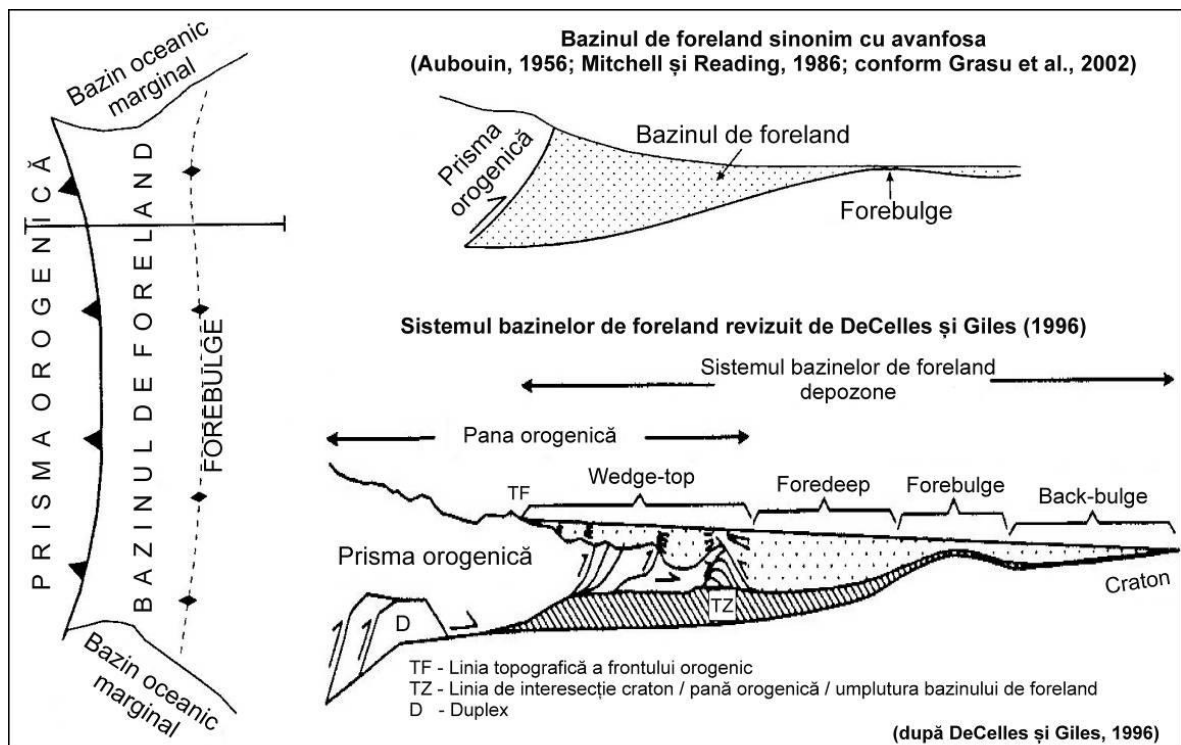


Fig. 165. Sistemul bazinelor de foreland (după DeCelles și Giles, 1996)

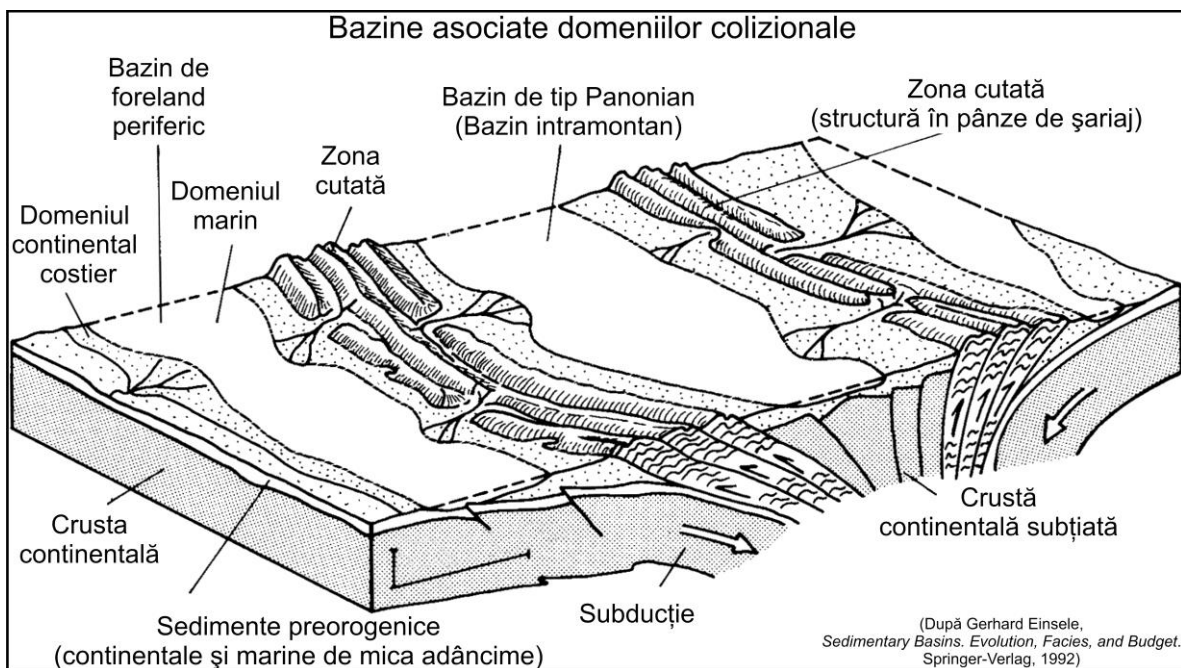


Fig. 166. Bazine de foreland periferice, postcolizionale (după Einsele, 1992)

Astfel se disting trei stadii:

- *stadiul subcolmatat* când se acumulează cu precădere sedimente de tip abisal și hemipelagic, având sursa pe prisma orogenică;
- *stadiul colmatat*, cu o sedimentare de tip marin marginală;

- *stadiul supracolmatat* cu o sedimentare tipic continentală. În primele două stadii se acumulează sedimente de tip marin. Stadiul subcolmatat corespunde cu stadiul de fliș, iar cele colmatate și supracolmatate cu stadiul de molasă.

În bazinul de foreland complet dezvoltat, proximal-distal (dinspre prisma orogenică spre larg) se recunosc patru depozone (zone de sedimentare cu caracteristici morfologice diferite):

- *depozona wedge-top*, care se individualizează pe partea externă a prisme orogenice șariate, submerse;

- *depozona avanfosă*, reprezintă sectorul situat între fruntea prisme orogenice șariate și domul flexural (*forebulge*), cu lățimi de 100-300 km și cu o grosime a sedimentelor care poate depăși 2 - 8 km;

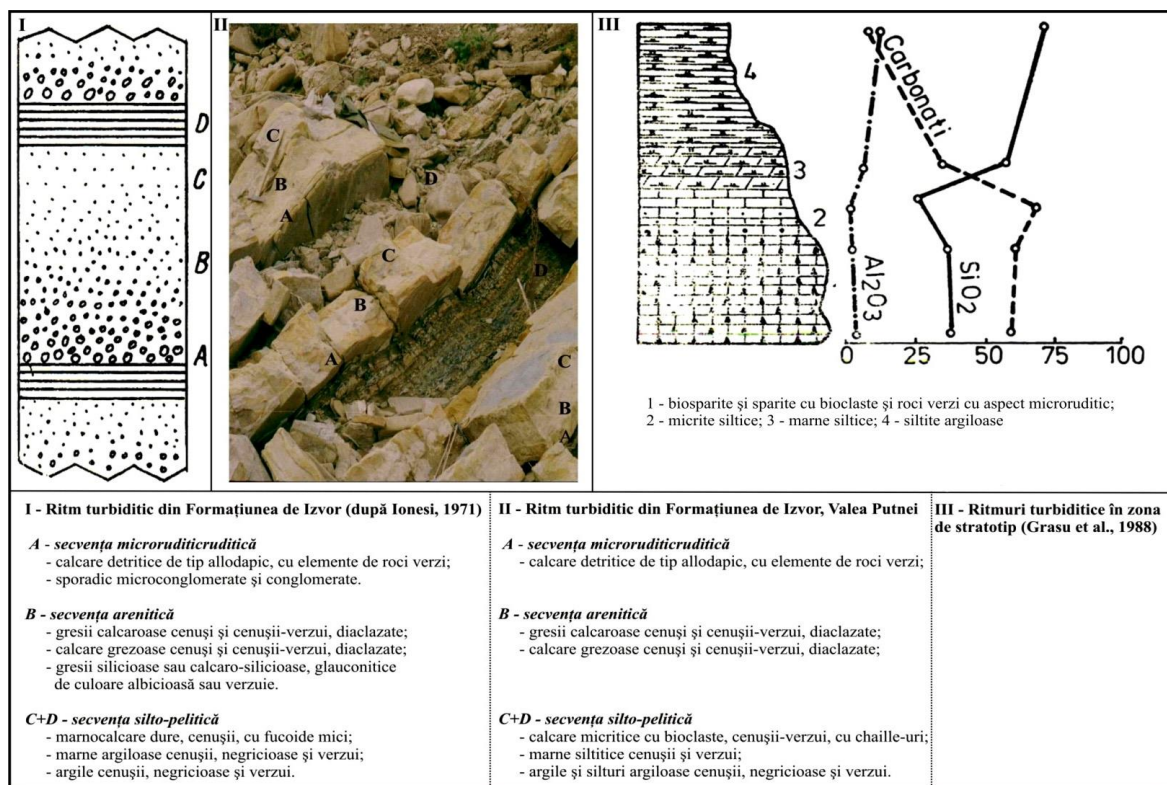


Fig. 167. Secvențe turbiditice din Formațiunea de Izvor în Bazinul Sucevei, Bazinul Moldovei și Bazinul Bistriței (bazinul de foreland paleogen, est-carpatic) (Juravle, 2007)

- *depozona forebulge (domul flexural)*, reprezintă regiunea de boltire a marginii cratonice a avanfosei cu lățimi de 60-470 km și înălțimi de ordinul zecilor sau sutelor de metri;

- *depozona backbulge* este localizată în spatele domului structural, într-o poziție distală în raport cu fruntea șariajului prisme orogenice și este caracterizată de o rată mică de subsidență în comparație cu avanfosa și deci și grosimea sedimentelor ajunge la cca. 200 m.

Din bazinele prezentate mai sus exemplificăm o situație care se poate aplica în cazul succesiunii bazinelor carpatice, de la tipul oceanic spre cel de tip intramontan panonic, asociat în partea de est cu primul bazin de foreland postlaramic (Grasu et al., 2002) și continuat în Miocen cu al doilea bazin de foreland (Fig. 166).



Fig. 169. Secvențe pelagice din Formațiunea de Strujinoasa, bazinul râului Putna (bazinul de foreland paleogen, est-carpatic) (Juravle, 2007)

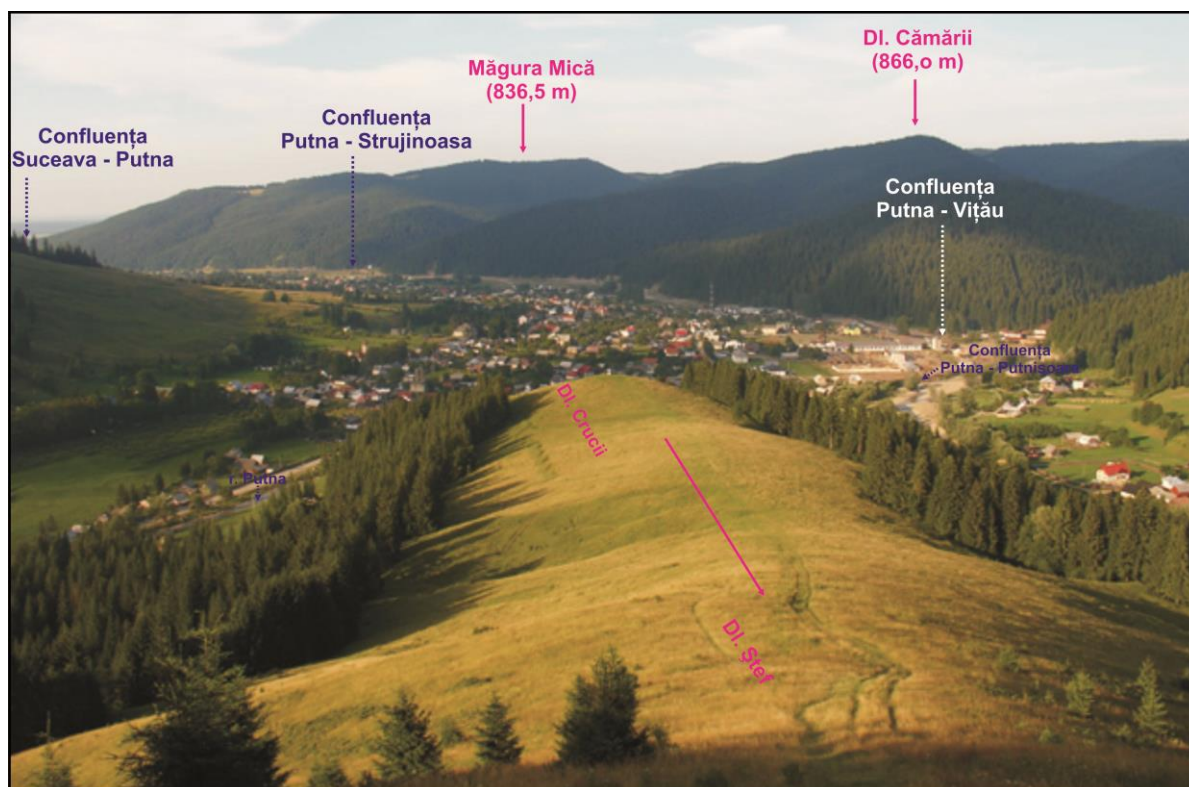


Fig. 168. Valea Putnei, Obcina Mare (Carpații Orientali) (Juravle, 2007)

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

- AIRINEI Șt. (1977) – *Geofizica pentru geologi*. Editura Tehnică, București.
- AIRINEI Șt. (1979) – *Teritoriul României și tectonica plăcilor*. Editura Științifică și Enciclopedică, București.
- AIRINEI Șt. (1982) – *Pământul ca planetă*. Editura Albatros, București.
- ANDRONE Delia Anne-Marie (2002) – *Géologie générale*. Editura Univ. “Al. I. Cuza” Iași.
- ANDRONE Delia Anne-Marie (2008) – *Geologie generală. Vol. I, Mineralogie*. Editura Tehnopress, Iași.
- APOSTOLESCU Rodica (1982) - *Cristalografie, Mineralogie*. Editura Didactică și Pedagogică, București.
- ARNDT N., GANINO C. (2010) – *Ressources minérales. Nature, origine et exploitation*. DUNOD, Paris
- ATANASIU N., MUTIHAC V., GRIGORESCU D., POPESCU Gh. (1998) – *Dicționar de geologie*. Editura Didactică și Pedagogică, R.A., București.
- ATANASIU N. (1988) – *Petrologie sedimentară*. Editura Tehnică, București.
- ATANASIU N. (2005) – *Determinator de minerale și roci sedimentare*. Editura Universității din București .
- BĂNCILĂ I., FLOREA M., FOTĂ M., LAZĂR L. F., MOCANU GH., GEORGESCU M., MOLDOVEANU T., MUNTEANU A., PRIVIGHETORIȚĂ C., VĂDUVA C., ZAMFIRESCU F. (1980, 1981) – *Geologie inginerească, vol. I, II*. Editura Tehnică, București.
- BLEAHU M. (1982) – *Relieful carstic*. Editura Albatros, București.
- BLEAHU M. (1983, 1989) – *Tectonica globală, vol. I, II*. Editura Științifică și Enciclopedică, București.
- BOGGS Jr.S. (2009) - *Petrology of sedimentary rocks*, second edition, Cambridge University Press
- BRIDGE J.S. & DEMICCO R.V. (2008) - *Earth Surface processes, Landforms and sediment Deposits*. Cambridge University Press.
- CĂTUNEANU O. (2006) - *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam.
- CÂRCIUMARU M. (1996) - *Paleobotanica*, Ed. Glasul Bucovinei, Helios, Iași.
- CHIFU T., MURARIU Alexandrina (1999) - *Bazele protecției mediului înconjurător*. Editura Univ. "Al. I. Cuza" Iași.
- CHAMLEY H., DECONINCK J.-F. (2011) – *Bases de sédimentologie*. DUNOD, Paris.

- COENRAADS R.R. & KOIVULA J.I., edit. (2007) – *Geologica. Earth's Dinamic Forces*. Millennium House, Australia.
- COJAN I., RENARD M. (2006) – *Sédimentologie*. DUNOD, Paris.
- DAVIES P. (1994) – *Ultimele trei minute ale Universului. Ipoteze privind soarta finală a Universului*. Editura Humanitas, București.
- DERCOURT J., PAQUET J. (1990) – *Géologie: objectif et méthodes*. Dunod, Bordas, Paris.
- DONISĂ I., BOBOC N., IONIȚĂ I. (2009) - *Dicționar de geomorfologie cu termeni corespondenți în limbile engleză, franceză și rusă*. Editura Univ. "Al. I. Cuza" Iași.
- DRĂGAN L. C., AIRINEI ȘT. (1993) - *Geoclima și istoria*. Editura Europa Nova, București.
- EINSELE G. (1992) – *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer-Verlag, Berlin.
- ELMI S., BABIN C. (2002) – *Histoire de la Terre*. Dunod, Paris.
- FILIPESCU S. (2002) – *Stratigrafie*. Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj.
- GRASU C. (1984) – *Geologie structurală cu elemente de cartografie geologică*. Curs, Univ. "Al. I. Cuza" Iași, Facultatea de Biologie - Geografie - Geologie, Secția Inginerie Geologică și Geofizică, Iași.
- GRASU C. (1997) – *Geologie structurală*. Editura Tehnică, București.
- GRIDAN T., ȚICLEANU N. (2006) – *Încălzire globală sau glaciațiune*. Editura Didactică și Pedagogică, R.A., București.
- HOMWOOD P.W., MAURIAUD P. & LAFONT F. (2002) – *Best practices in Sequence Stratigraphy for explorationists and reservoir engineers*. Published by TotalFinaElf Pau.
- IANOVICI V., ȘTIOPOL Victoria, CONSTANTINESCU E. (1979) – *Mineralogie*. Editura Didactică și Pedagogică, București.
- IONESI L., IONESI, B., ROȘCA, V., LUNGU, AL., IONESI, V. (2005) – *Sarmațianul mediu și superior în Platforma Moldovenească*, Editura Academiei Române, București.
- KENDALL G. P. N. (2005) - *Introduction to sedimentary facies*, sursa: <http://www.vadlo.com/>
- LĂZĂRESCU V. (1980) – *Geologie fizică*. Editura Tehnică, București.
- LEAKEY R. (1995) – *Originea omului*. Editura Humanitas, București.
- LUNDGREN W. L. (1999) - *Environmental Geology*, Printce Hall, New Jersey.
- JURAVLE. D.-T. (2007) – *Geologia regiunii dintre Valea Sucevei și Valea Putnei (Carpații Orientali)*. Casa Editorială DEMIURG, Iași.
- MacKENZIE W.S. & ADAMS A.E. (2005) – *Initiation à la pétrographie*. DUNOD, Paris.
- MONTGOMERY W. C. (1992) - *Environmental Geology*, Wm. C. Brown Publishers.

- MIYASHIRO A. (1994) – *Metamorphic petrology*. UCL Press, London.
- MÂRZA I., CONSTANTINA C. (2005) - *Elemente de geologie și geomorfologie aplicate domeniului agro-silvic*. Editura Todesco, Cluj-Napoca.
- MUTIHAC V., FECHET ROXANA (2003) – *Geologie*. Editura Tehnică, București.
- OGG J.G., OGG G. & GRASTEIN F.M. (2008) – *The concise Geologic Time Scale*. Cambridge University Press.
- OLARU L., IONESI V., ȚABĂRĂ D. (2004) - *Geologie fizică*. Editura Univ. "Al. I. Cuza" Iași.
- PAQUET J. (2000) - *Géologie*. Dunod, Paris.
- PAULIUC S., DINU C. (1985) - *Geologie structurală*. Editura Tehnică, București.
- PAVELESCU L. (1976) – *Petrologia rocilor eruptive și metamorfice, ed. III*. Tipografia Universității din București.
- PHILPOTTS A.R. & AGUEJ.J, edit. (2011) - *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press.
- POMEROL Ch., LAGABRELLE Y., RENARD M., GUILLOT St. (2011) – *Éléments de Géologie*. DUNOD, Paris.
- PETRESCU I., coord. (2002) - *Catastrofe geologice*. Ed. Dacia, Cluj-Napoca.
- POPESCU C. GH., TĂMAȘ-BĂDESCU S., BOGATU L., TĂMAȘ-BĂDESCU Gabriela, NEACȘU Antonela (2007) - *Geologia economică a aurului*. Editura Aeternitas, Alba Iulia.
- PRÎȘCU R., POPOVICI A., STEMATIU D., ILIE L., STERE C. (1980) - *Ingineria seismică a marilor baraje*. Editura Academiei R.S.R., București.
- RAFFERTY J., edit. (2011) – *Plate tectonics, volcanoes and earthquakes*. Britanica Educational Publishing.
- RĂDULESCU P. D. (1976) - *Vulcanii astăzi și în trecutul geologic*. Editura Tehnică, București.
- RĂDOANE Maria, RĂDOANE N. (2007) - *Geomorfologie aplicată*. Editura Universității Suceava.
- RĂDULESCU D. (1981) – *Petrologie magmatică și metamorfică*. Editura Didactică și Pedagogică, București.
- SCHOLLE P.A., BEBOUR D.G., MOORE C.H., edit. (2006) – *Carbonates Depositional Environments*. Published by the American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- SAULEA Emilia (1967) – *Geologie istorică*. Editura Didactică și Pedagogică, București.
- SĂNDULESCU M. (1984) - *Geotectonica României*. Editura Tehnică, București.

- SECU V. C., PATRICHE V. C. (2007) - *Solurile lumii. Clasificare, Răspândire, Caracteristici*. Editura Terra Noastră, Iași.
- ȘABLOVSCHI V., CARUNTU C. (1990) - *Mineralogie*. Caiet de lucrări practice, Univ. "Al. I. Cuza" Iași, Facultatea de Geografie și Geologie, Secția Inginerie Geologică și Geofizică, Iași.
- STRAHLER A. N. (1973) – *Geografie fizică*. Editura Științifică, București.
- ȘECLĂMAN M. (1976) – *Termodinamica proceselor geologice*. Tipografia Universității București.
- ȘECLĂMAN M., NARIN C., LUCA A. (1999) – *Introducere în geologie generală*. Editura Științifică și Enciclopedică, București.
- ȚICLEANU N., PAULIUC S. (2003) – *Geologie generală*. Editura Universitară, București.
- TĂTĂRĂM NIȚA (1984, 1988) – *Geologie stratigrafică și paleogeografie, vol. I, II*. Editura Tehnică, București.
- WINTER J. (2003) – *Igneous Petrology*. Online: www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/

SITE-uri

1. <http://www.scotese.com>
2. <http://www.palaeos.com>
3. <http://www.stratigraphy.org>
4. www.geosociety.org - Geological Society of America
5. www.britannica.com encyclopaedia britanica
6. <http://jan.ucc.nau.edu>
7. <http://www.usgs.gov>
8. <http://geohazards.cr.usgs.gov>
9. <http://www.naturalhazards.org>
10. <http://landslides.usgs.gov>
11. <http://www.palass.org>
12. <http://www.sepmstrata.org>
13. <http://oprean.xhost.ro/anorganica>
14. <http://www.ptable.com>
15. <http://www.wikipedia.org/> (*Encyclopedia Geology*, Volume I-IV, Elsevier Ltd.)
16. doru.juravle.com

EDITURA STEF IAȘI

Format online. Decembrie 2015

Autor: Doru-Toader JURAVLE

210 p

ISBN: 978-606-575-513-0