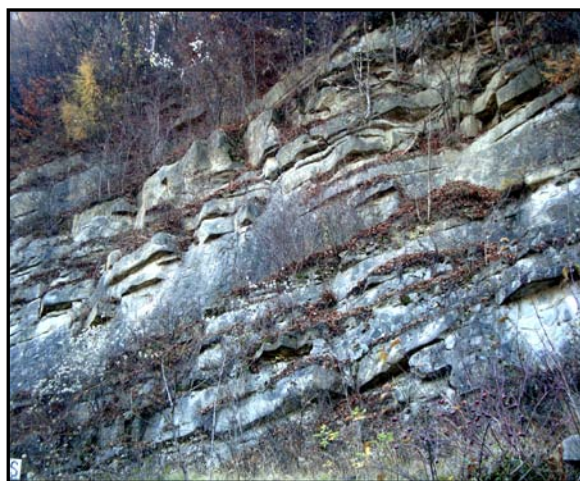


Valentin POPESCU



***Petrologie și geologie
structurală***



Editura.....2015



Descrierea CIP a Bibliotecii Naționale

VALENTIN POPESCU

Petrologie și Geologie structurală – Valentin POPESCU

București – Editura.....

I.S.B.N.

Referenți științifici:

Prof. univ. dr. Marin Șeclăman (Universitatea București)

Prof. univ. dr. Gheorghe Popescu (Universitatea București)

Text și tehnoredactare: Valentin Popescu

Anexe grafice: Valentin Popescu, Horia Chiriță

Computerizare: Valentin Popescu, Horia Chiriță

Corectura: Marin ȘECLĂMAN, Gheorge POPESCU

Tehnoredactor: Valentin Popescu

Toate drepturile asupra acestei versiuni sunt rezervate

Pentru informații suplimentare va puteți adresa la telefoanele:

021.223.60.54; 0213167931/245; 0723257366 sau 074049955

Fax: 0213166337; E-mail: popescuvn@yahoo.com

Folosirea sau copierea oricărui material din această lucrare se face numai cu citarea sursei, respectiv a autorului

CUPRINS

Informații generale	1
Obiective principale	1
Competențe studenți	1
Metode de predare	2
Studiu individual	2
Durata cursului	2
Evaluarea cunoștințelor	2
Curs nr. 1	
1. Procese și roci sedimentare	3
1.1. Procese sedimentogene	4
1.1.1. Noțiunea de sediment	6
1.2. Dezagregarea rocilor compacte și formarea epiclastitelor	7
Autoevaluare	11
Bibliografie selectivă	12
Curs nr. 2	
2.1. Dinamica materialului sedimentar	13
2.2. Procese chimice	21
2.2.1. Factori chimici	22
2.2.1.1. Precipitarea substanțelor minerale solubilizate în apă	23
Autoevaluare	
Bibliografie selectivă	25
Curs nr. 3	
3.1. Alterarea rocilor și formarea depozitelor reziduale	26
3.2. Procese biotice	30
3.2.1. Biosecreția minerală	30
3.2.2. Bioconstrucția și secreția coralgă	31
3.2.3. Distrugerea scheletelor	32
3.2.4. Bioturbația	32
3.2.5. Procese geobacteriene	33
Autoevaluare	35
Bibliografie selectivă	35
Curs nr. 4	
Diageneza sedimentelor	36
Sistematica rocilor sedimentare	46
4.1. Factorii diagenezei	36
4.2. Procese și produse ale diagenezei	37
4.3. Procese mediate de soluții	38
4.4. Etapele diagenezei	41
4.5. Tipuri genetice de depozite sedimentare	42
Autoevaluare	
Bibliografie selectivă	46
	46

Curs nr. 5	
5. Procese și roci metamorfice	47
5.1. Definirea (esența) metamorfismului	47
5.2. Factorii metamorfismului	50
Autoevaluare	56
Bibliografie selectivă	
Curs nr. 6	
6.1. Procese metamorfice fundamentale	57
6.1.1. Procese metamorfice izofazice	57
6.1.2. Procese elementare allofazice (mineralogenetice)	60
6.1.3. Procese metamorfice complexe	63
Autoevaluare	67
Bibliografie selectivă	68
Curs nr. 7	
7.1. Faciesuri metamorfice, grade și zone de metamorfism	69
7.1.1. Grade de metamorfism	71
7.1.2. Zone de metamorfism	72
7.2. Tipuri de metamorfism separate pe criteriu geologic	73
Autoevaluare	77
Bibliografie selectivă	77
Curs nr. 8	
8. Roci metamorfice	78
8.1. Particularități ale rocilor metamorfice	78
8.2. Criterii de sistematică	79
8.3. Descrierea principalelor roci metamorfice	82
8.4. Alte tipuri de roci metamorfice	86
Autoevaluare	87
Bibliografie selectivă	88
Curs nr. 9	
9.1. Scara geocronologică	89
9.2. Principiile stratigrafiei	90
9.3. Corelări stratigrafice	92
Autoevaluare	96
Bibliografie selectivă	96
Curs 10	
10.1. Principii de cercetare geologică	97
10.2. Elemente de cartare geologică	99
10.3. Înregistrarea datelor de teren	100
Autoevaluare	
Bibliografie selectivă	102
	103

Curs 11

11. Hărți geologice	104
11.1. Scara hărții geologice	105
11.2. Secțiuni geologice	106
11.3. Coloane stratigrafice	108
11.4. Legenda hărții geologice	110

Autoevaluare	115
---------------------	-----

Bibliografie selectivă	115
-------------------------------	-----

Curs 12

12. Construirea hărții geologice	116
12.1. Principii generale de întocmire a hărților geologice	116
12.2. Strate orizontale	117
12.3. Strate înclinate	119
12.4. Strate verticale	123

Autoevaluare	124
---------------------	-----

Bibliografie selectivă	
-------------------------------	--

Curs 13

13. Cute și reprezentarea lor pe hartă	125
13.1. Elementele geometrice ale cutelor	125
13.2. Clasificarea geometrică a cutelor	126
13.3. Clasificarea cutelor după dimensiunile lor	127
13.4. Reprezentarea pe hartă a cutelor liniare	127

Autoevaluare	131
---------------------	-----

Bibliografie selectivă	
-------------------------------	--

Curs 14

14. Măsurarea orientărilor (poziției formațiunilor)	132
14.1. Busola geologică	133
14.2. Metode de măsurare	135
14.3. Transpunerea pe hartă a pozițiilor	138

Autoevaluare	139
---------------------	-----

Bibliografie selectivă	139
-------------------------------	-----

NOTĂ	140
-------------	-----

Bibliografie selectivă finală	141
--------------------------------------	-----

Petrologie și geologie structurală

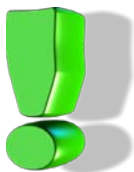
Informații generale

Autor: Conf. univ. dr. ing. Valentin Nicolae POPESCU, **Universitatea Ecologică din București**, București, Sector 6, Bdul Vasile Milea nr. 1G.



Obiective principale

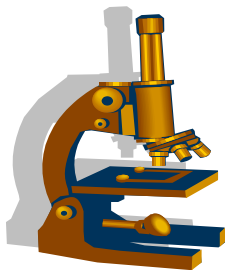
Obiectiv 1	Cursul își propune continuarea noțiunilor în domeniul petrografiei sedimentare și metamorfice (proces, tipuri genetice, categorii de roci, asociații petrografice).
Obiectiv 2	Definirea și cuantificarea primelor noțiuni practice de petrografie sedimentară (minerale, structuri, texturi, sistematică, descriere).
Obiectiv 3	Definirea și cuantificarea primelor noțiuni practice de petrografie metamorfică (minerale, structuri, texturi, sistematică, descriere).
Obiectiv 4	Hărți geologice. Principii generale de întocmire a hărților geologice.



Competențe (însușite de studenți)

1	Recunoașterea pe teren a principalelor familii de roci sedimentare și metamorfice.
2	Operarea cu un minim vocabular de termeni academici de specialitate.
3	Recunoașterea acestora pe teritoriul României și importanța lor în contextul protecției mediului.
4	Abilități practice în ceea ce privește descrierea macroscopică a unor asemenea roci.
5	Abilități practice în citirea unei hărți geologice.

Metode de predare: Pentru curs, prelegeri teoretice cu ajutorul videoproiectorului, a hărților geologice și a unor imagini tematice.



Pentru lucrările practice, prezentarea teoretică (maxim 30 minute). Evidențierea și descrierea practică cu ajutorul microscopului, eșantioanelor, secțiunilor subțiri, hărților geologice, imaginilor tematice, altor anexe și instrumente practice (lupe, magneți, ace, plăci ceramice, reacții cu acizi slabi etc.).



Studiul individual: sunt necesare minim 2-3 ore de studiu individual din bibliografia de specialitate, dar și din noțiunile predate la curs de către cadrul didactic. Acest lucru înseamnă conspecte tematice, învățare, fixare. Se ține foarte mult seama de desene explicative.



Durata cursului: cursul se va desfășura pe parcursul a unui semestru, 2 ore de curs, pe o perioadă de 14 săptămâni. Prin urmare în total vor fi 28 de ore.



Evaluarea cunoștințelor

Cerințe

Pentru orele de lucrări practice prezența este obligatorie 100%.

În mod special pentru orele de lucrări practice, din două în două laboratoare sau mai mult, se va da un test teoretic și practic. Nota minimă admisă 6 (șase).

Criterii de evaluare

La finalul celor 5-6 teste, studenții au o fișă de evaluare mai ales pentru partea practică. Media generală minimă admisă 6 (șase). Această medie va reprezenta 50% din media finală.

Examenul are loc scris (două ore). Acolo unde se consideră necesar (note mici) se va desfășura și un examen oral al studenților în cauză.

Formarea notei

.Nota se formeaza prin media aritmetica a lucrărilor practice (50%) si a notei de la examenul final susținut în formă scrisă (50%).

Curs nr. 1

Conținut

- 1. Procese și roci sedimentare
- 1.1. Procese sedimentogene
- 1.1.1. Noțiunea de sediment
- 1.2. Dezagregarea rocilor compacte și formarea epiclastitelor



1. Procese și roci sedimentare. Noțiuni introductive

Formațiunile sedimentare reprezintă, la suprafața scoarței terestre, principalele produse ale proceselor exogene și acoperă 75 % din suprafața ei. Ele se asociază în complexe litologice specifice unităților tectonostructurale cu fundament activ sau cratonizat – zone de fosă, platforme, bazine intracontinentale. Atât în bazinele marine și oceanice cât și în ariile continentale, rocile sedimentare formează o cuvertură discontinuă care repauzează peste cuvertura oceanică și, respectiv, continentală.

Sunt numite “sedimentare” toate acele roci care s-au format la suprafața litosferei în “condiții exogene”, adică în acele condiții fizico-chimice specifice suprafeței litosferei, prin intermediul cel puțin a unuia din cele șase procese, considerate a fi “procesе petrogenetice exogene”:

1. degradarea rocilor preexistente, având ca efect apariția produselor de degradare;
2. transportul produselor de degradare;
3. sedimentarea produselor transportate, având ca finalitate formarea “depozitelor sedimentare” în sens restrâns;
4. precipitarea din soluții apoase;
5. acumularea și conservarea materiei organice;
6. diageneza (litificarea) depozitelor sedimentare (Șeclaman et al., 1999).

În timpul formării unora dintre rocile sedimentare au acționat toate categoriile de procese enumerate mai sus. Totuși, sunt și roci sedimentare care s-au format direct din produsele de dezagregare, chiar pe locul de formare (în situ), evitându-se transportul și sedimentarea propriu-zisă (adică depunerea gravitațională a unei fracțiuni mai dense dintr-o anumită suspensie lichidă sau gazoasă). Există, de asemenea, roci care, deși s-au format într-

un “bazin sedimentar“, nu sunt efectul unei sedimentări propriu-zise. Pentru exemplificare, calcarele recifale formate prin precipitare biochimică și nu prin sedimentare gravitațională. De aceea, în “clasa rocilor sedimentare “intră multe roci apărute în condiții exogene, indiferent de faptul că sedimentarea gravitațională a fost sau nu implicată” (Șeclaman et al., 1999).

1.1. PROCESE SEDIMENTOGENE

Aceste procese se desfășoară la suprafața litosferei sau în imediata ei vecinătate, atât în ariile continentale cât și în cele marin-oceanice, fiind determinate de factori de suprafață și exteriori globului terestru. Spațiul în care au loc asemenea fenomene, constituie domeniul sedimentar, iar rezultatele lor constituie produsele sedimentare.

a) Factorii care determină și controlează procesele petrogenetice sedimentare sunt:

Apa, îndeosebi apa în mișcare care, pe cale mecanică (dezagregare) și chimică (alterare) determină distrugerea rocilor preexistente, rezultând materia din care iau naștere rocile sedimentare. Urmează transportul în suspensie ori în soluție (mediul de acumulare a rocilor sedimentare).Inițial, înainte de formarea rocilor sedimentare propriu-zise, are loc depunerea unor sedimente, într-un bazin de sedimentare (fie el oceanic, marin sau lacustru). Aceste sedimente îmbracă aspecte diverse, funcție de gradul de alterare și dezagregare al rocilor preexistente, distanța de transport, mediul de transport, condițiile chimice (Eh-ul, pH-ul apei) ale bazinului de sedimentare, factorii termodinamici etc.. Practic, sedimentul reprezintă acumulările recente, încă neseperate de mediul de depunere și necoezive, în opoziție cu rocile sedimentare, care sunt de regulă compacte și coezive. Acestea din urmă sunt separate de mediul de depunere prin acoperirea de pături noi de sedimente.

Aerul, prin constituenții săi, O₂ și CO₂, contribuie la distrugerea rocilor preexistente și reprezintă la rândul său un factor de transport și mediu de acumulare pentru materia respectivă.

Temperatura prin variațiile diurne și sezoniere, determină distrugerea rocilor preexistente, în urma mecanismelor de dilatare-contractare și umezire-uscare (+58⁰ C la umbră; -88⁰ C, în zonele cele mai reci).

Presiunea în atmosfera - determină mișcarea maselor de aer, și prin urmare, pe aceea a particulelor. *Presiunea hidrostatică*, controlează procesele mecanice și chimice din apele

bazinelor lacustre și marine. *Tot ea, adică presiunea litostatică* determină compactizarea și deshidratarea sedimentelor.

Factorul biotic, deși a intervenit mai târziu, acțiunea sa s-a manifestat în forme foarte variate. Efectele au fost dominant constructive.

Gravitația determină și controlează cea mai mare parte a proceselor de transport a materialului sedimentar.

b) Materia care constituie rocile sedimentare este reprezentată (cu excepția depozitelor de precipitație), prin fragmente și elemente chimice provenite din roci preexistente.

c) Spatiul de sedimentare (respectiv domeniul de sedimentare) este reprezentat de întreaga suprafață a globului. Se pot distinge, sub raportul factorilor morfologici și climatici, următoarele domenii de sedimentare:

- domenii continentale care pot fi aeriene, subnivale, subacvatice (fluviatil, lacustru, paludal = mlaștini);

- domenii marin-oceanice care cuprind:

- a. bazinul oceanic propriu-zis (ariile câmpiilor abisale și cele corespunzând rifturilor);

- b. bazinul marginilor continentale:

- domeniul litoral (de coastă);

- domeniul de șelf (platformă continentală submersă);

- domeniul de taluz (povârnișul continental);

- domeniul de tranziție se caracterizează prin proprietăți ale domeniilor anterioare, care se întrepătrund. Aici se pot separa:

- domeniul deltaice;

- domeniul lagunare;

- domeniul limanelor;

- domeniul estuarelor;

- domeniul fiordurilor.

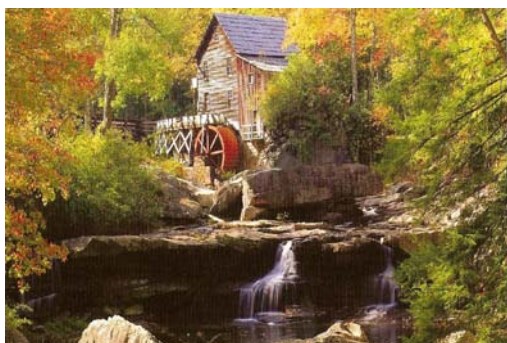
Pentru fiecare din aceste domenii, procesele sedimentogene sunt specifice, atât în ceea ce privește formarea tipului de rocă cât și al formațiunilor sedimentare.

În ansamblul proceselor care conduc la formarea rocilor sedimentare se pot deosebi:

- a) procesele depozitionale care determină acumularea materiei și nașterea sedimentelor;

b) procesele postdepozitionale care determină transformarea sedimentelor în roci și prin urmare, transformarea acumulării într-un proces stabil de-a lungul timpului geologic.

Procesele depozitionale sunt controlate de factori specifici fiecărui domeniu ca și de factori care acționează la nivelul globului. În cadrul sedimentelor, deci și al rocilor, pot fi recunoscute trăsături ca: ciclicitatea manifestării unor factori (diurna sezonieră cu efect asupra climei, nivelul apelor oceanelor etc.) ori disciclitatea, efect al manifestărilor bruște, momentane, violente (inundații, furtuni etc.).



1.1.1. Notiunea de sediment

Un sediment este un depozit neseplat de mediul în care s-a acumulat și adesea mobil. Roca sedimentară, este de cele mai multe ori, un depozit consolidat și separat de mediul în care s-a format.

Atât sedimentele cât și rocile sedimentare, au un caracter poligenetic (cu alte cuvinte de mai multe geneze). Trăsătura lor comună, o constituie formarea în condițiile de presiune și temperatură normală în partea superficială a litosferei. În aceste condiții, se consideră depozit sedimentar orice material care a luat naștere prin:

- alterarea rocilor preexistente, dezagregarea, fragmentarea;
- transportul și acumularea gravitațională în bazine de sedimentare;
- precipitarea chimică și biochimică din soluții naturale;
- activitatea organismelor vegetale și animale capabile să-și construiască schelete sau învelișuri protectoare de natura minerală.

Toate aceste procese explică marea diversitate a rocilor sedimentare, reflectată de natura constituenților lor, de caracterele structurale și texturale. În raport cu acele caractere primare ale materialului care le-au generat, rocile sedimentare reflectă și modificările postdepozitionale suferite de sedimente în evoluția lor la suprafața scoarței terestre.

Cauzele care determină formarea materialului care va intra în constituția sedimentelor și rocilor sedimentare își au originea la suprafața scoarței terestre sau în afara ei (sunt de natura exogenă) și apar în cadrul acțiunii dintre litosfera, hidrosfera, atmosfera și biosferă. Cu ponderi diferite, procesele care generează materialul sedimentar sunt:

- distrugerea rocilor preexistente (surse ale depozitelor = principalele moduri de formare a depozitelor sedimentare, valabile și pentru activitatea biotică și vulcanică);
 - activitatea biotică;
 - activitatea vulcanică;
 - aportul de materiale extraterestre;
 - activitatea umană.
- posibilități de contaminare a produselor sedimentare



1.2. DEZAGREGAREA ROCILOR COMPACTE ȘI FORMAREA EPICLASTITELOR

În ariile continentale, rocile preexistente – de natură magmatică, metamorfică și sedimentară - sunt supuse unor modificări continue sub acțiunea, de cele mai multe ori simultană, a unor factori fizico-chimici. Principalul efect al acestor transformări îl reprezintă dezagregarea și alterarea rocilor.

Materialul sedimentar de la suprafața scoarței este, parțial, o consecință a tendinței de adaptare a mineralelor și rocilor preexistente la noile condiții în care se găsesc. Modificarea echilibrelor se realizează de cele mai multe ori prin acțiunea simultană a factorilor fizici și chimici, care determină procesele exogene din zona superficială a scoarței și care au ca efect dezagregarea și alterarea rocilor preexistente. Cele două fenomene reprezintă și principala cauză a formării materialului sedimentar.

La suprafața scoarței terestre, o parte din procesele care conduc la formarea de roci sedimentare se află sub controlul direct al energiei solare, al deplasării maselor de apă, aer și gheață, al gravitației terestre etc.. Rocile terestre - magmatice, metamorfice, sedimentare - născute sub un ciclu geologic, ajung sub influența directă a atmosferei și hidrosferei. În acest moment, echilibrul asociațiilor mineralogice formate în alte condiții termodinamice **se strică**. Rocile respective sunt nevoite să se adapteze temperaturii și presiunii “normale” de la suprafața scoarței. Factorii de natură fizică și chimică controlează în ariile continentale dezagregarea edificiilor petrografice și deplasarea lor spre bazinele de sedimentare.

1.2.1. Dezagregarea rocilor preexistente

Dezagregarea este o consecință a scăderii coeziunii particulelor minerale, provocată în momentul expunerii rocilor la factorii exogeni. Astfel, presiunile exercitate de mișcarea maselor de apă, aer și gheață cu care acestea vin în contact direct, variațiile termice ale atmosferei, forțele de cristalizare din soluțiile naturale duc în final la dezagregarea rocilor preexistente. Dezagregarea este un proces complex, condiționat de natura petrografică a rocilor preexistente, de poziția lor în raport cu factorii de climă și relief. Ea are două implicații majore:

1) constituie o sursă de material detritic și întreține permanent transportul acestuia spre bazinele de sedimentare;

2) mărește suprafața specifică a materialului supus transformării și permite astfel, desfășurarea accelerată a proceselor chimice de alterare a rocilor. În continuare vom prezenta pe scurt câteva aspecte legate de acțiunea acestor factori exogeni.

Produsele rezultate în urma dezagregării – *blocuri și grohotișuri* la baza pantelor, acumulări de *gruss* (detritusul din ariile de dezagregare a masivelor granitice) și *particulele nisipoase* – se caracterizează prin suprafețe specifice considerabil mai mari decât suprafața de aflorare (apariție) a rocilor masive. Ele reprezintă în cadrul ciclului sedimentar, fie un material primar, acumulat “în situ” și supus în continuare unor modificări chimice, fie un material antrenat de ape și deplasat spre bazinele de sedimentare. Intensitatea proceselor care generează astfel de produse este controlată de poziția climatică și altitudinea zonelor în care aflorează rocile.

Dezagregarea este cu alte cuvinte, procesul prin care rocile coezive (tari) sau cele relativ coezive se descompun în fragmente mai mici, numite claste exogene sau epiclaste (clast = fragment, epi = la suprafață). Dimensiunile epiclastelor pot fi extrem de variate și de aceea ele pot fi împărțite în câteva categorii, cu denumiri specifice:

1. dimensiuni “ruditice” sau “psefitice”, de peste 2 mm;
2. dimensiuni “arenitice” sau “psamitice”, cuprinse între 2 mm și aproximativ 0,05 mm;
3. dimensiuni “silitice”, “aleuritice” (sau microcristaline), cu dimensiuni ale clastelor cuprinse între 0,05 mm și 0,005 mm.

Dimensiunile mai mici decât cele siltitice, numite și dimensiuni pelitice se obțin, de regulă, prin procese de alterare sau prin precipitații din soluții și numai în mod excepțional, pot să apară prin dezagregarea rocilor.

Epiclastele cu dimensiuni sub 1 mm sunt formate, de regulă dintr-un singur cristal, adică sunt fragmente monocristaline și de aceea se mai numesc și *cristaloclaste* sau *“granoclaste”*. Dimensiunile acestora pot fi exprimate și prin termeni ca "macrocristalin" (adică se pot vedea cu ochiul liber), "microcristalin" (dacă se văd cu lupa sau la microscop) și "criptocristalin" (dacă nu se văd la microscopul optic, ci doar la cel electronic, mult mai performant). Epiclastele cu dimensiuni de peste 1 mm, sunt de regulă policristaline, iar dacă în aceste fragmente se poate vedea nota specifică structurală și compozițională a rocii inițiale (parentale), atunci se numesc *“litoclaste”*.

Cauzele dezagregării rocilor holocristaline (complet cristalizate) coezive sunt numeroase, dar cele mai eficiente sunt variațiile termice diurne, relativ rapide. La variațiile de temperatură, cristalele componente ale rocilor se dilată (sau se contractă) cu amplitudini și direcții diferite. Prin urmare apar forțe de forfecare intergranulare care rup coeziunile dintre cristale. Așa se explică de ce dezagregarea rocilor este foarte activă nu numai la suprafața Pamântului, dar și la suprafața Lunii, chiar dacă pe aceasta din urmă nu există nici apă, nici aer și nici o viețuitoare (șocurile provocate de apă și aerul în mișcare, presiunea exercitată de cristalizarea apei în pori, ca urmare a înghețului, presiunea exercitată de creșterea rădăcinilor de plante etc., sunt alte cauze posibile ale dezagregării, dar de importanța mai mică – (Șeclăman et al., 1999).

Forța distructivă a apei și aerului în mișcare

În ariile continentale, forța apelor îmbracă două aspecte:

- eroziunea fluvială;
- abraziunea marină.

Ambele au o acțiune mai mare în zonele de relief accidentat și, respectiv, în zonele cu țărmuri înalte. Prin urmare, în regiunile cu energie de relief mai mare, procesul este accelerat în rocile cu proprietăți anizotrope (fisurate, stratificate, șistoase) și constituții poliminerale, în rocile faneritice și porfirice (granite, gabbrouri, andezite). Acestea se fragmentează mai repede și mai ușor decât cele aflate în zonele plate, marine, monominerale și afanitice (cuarțite, bazalte). În aria unui bazin hidrografic pot fi denudate anual, pe fiecare Km², sute și

mii de tone (ex. Dunărea transportă 100 t /Km²/an; Gange - 1040 t /Km²/an; Mekong - 1200 t /Km² /an).

Acțiunea distructivă a vântului – coroziunea

Se manifestă în zonele aride și lipsite de vegetație prin intermediul particulelor de nisip pe care curenții le transportă și le proiectează în pereții stâncoși.

Efectele variației termice din atmosferă

Insolația = expunerea rocilor la radiațiile solare (radiații diurne sau sezoniere). Ea contribuie la fragmentarea rocilor în zonele deșertice sau temperate.

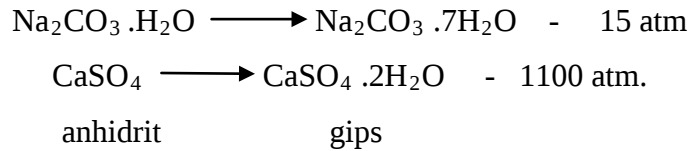
Gelivația = alternanța înghețului sau dezghețului, este procesul care acționează drastic în regiunile montane înalte, cu umiditate accentuată. Procesul este mai puțin pregnant în regiunile cu îngheț permanent. Produsele rezultate prin gelivație, formează acumulări de fragmente colțuroase cu diametre dependente de natura petrografică și structura substratului.

Umezirea și uscarea influențează starea fizică a rocilor și duce la apariția de crăpături și apoi de descuamări (cojiri, jupuiți sau scorjiri). În perioadele și zonele cu evaporație intensă este stimulată circulația ascendentă a soluțiilor prin pori și formarea eflorescențelor sau crustelor de săruri. În regiunile cu evaporație intensă, influențe suferă și rocile compacte, eruptive (ex. dezagregarea construcțiilor din Egipt este intensă în porțiunile îngropate în nisip, unde apa este mai mult în contact cu ele).

Alte aspecte. Extremele termice de la suprafața scoarței (-83⁰C, +58⁰C) supun rocile alcătuite din minerale cu conductibilități termice diferite, la încălziri și răcirii separate care slăbesc coeziunea acestora. Dilatarea diferențiată a mineralelor conduce la apariția fisurilor și treptat la descuamarea și exfolierea învelișurilor superficiale. Materialul astfel dezagregat, se acumulează la baza deschiderilor naturale sub forma unui detritus (el se mai numește gruss - în aria masivelor granitice).

Efectele cristalizării soluțiilor. Cristalizarea substanțelor din soluțiile care se găsesc în pori sau care circulă în lungul fisurilor din roci, dezvoltă presiuni considerabile pe pereții spațiilor în care se formează și contribuie la dezagregarea acestora (ea poate crea presiuni cuprinse între 100 și 1000 atm).

Pentru condițiile deșertice, presiunile care se dezvoltă în cursul trecerii de la compușii anhidri la compușii hidratați sunt de asemenea mari:



Efectele activității organismelor

Activitatea plantelor și animalelor contribuie la dezagregarea rocilor.

ex. Lichenii gelatinoși distrug suprafața substratului (argile, granite) pe care trăiesc.

ex. Rădăcinile arborilor instalați deasupra zonelor stâncoase, pătrund pe fisuri până la adâncimi cuprinse între 5 - 15 m ($P = 30 - 50 \text{ Kg/cm}^3$). Lărgirea fisurilor favorizează pătrunderea apelor care determină desprinderea blocurilor.

ex. Organismele perforante precum spongierii, echinidele, anelizii, algele albastre, găuresc substratul pe care trăiesc (calcare, gresii, granite) sau îl fragmentează, transformându-l în pulbere. Organismele litofage contribuie de asemenea la perforarea și măcinarea rocilor.

ex. Viermii (frecvența $\gamma = 50000/\text{acru}$, produc 18 t/an de material).



Autoevaluare/întrebări

1. Ce înțelegeți prin formațiuni sedimentare? Dar prin roci sedimentare?
2. Dați câteva exemple de „proces petrogenetic exogen”.
3. Care sunt factorii care determină și controlează procesele petrogenetice sedimentare. Descrieți-le pe scurt.
4. Ce înțelegeți prin spațiul de sedimentare ? Dați câteva exemple.
5. Definiți și explicați noțiunea de sediment.
6. Ce înțelegeți prin dezagregarea și alterarea rocilor preexistente ?
7. Care sunt cele două implicații majore ale dezagregării ?
8. Care sunt principalele produse rezultate în urma dezagregării ?
9. Explicați pe scurt forța distructivă a apei și aerului în mișcare ?
10. Care sunt principalele efecte ale variației termice din atmosferă ?
11. Ce știți despre efectele activității organismelor ?



Bibliografie (referințe bibliografice)

Anastasiu N., - 1988 - Rocile sedimentare, *Universitatea București*,
Facultatea de Geologie.

Deer W.A., Howie R. A., Zussman J., - 1992 - An introduction to the rock forming minerals, 2- nd edition, Hong Kong.

Popescu V. – 1999 – Ghid practic pentru roci magmatice, sedimentare și metamorfice, *Editura Ecologică*, București.

Popescu, V. – 2009- **Petrografie pentru ecologi**, *Editura Mustang*, București.

Popescu, V. – 2009- **Geologie generală**, *Editura Mustang*, București.

Rădulescu D., Anastasiu N. – 1979 - Petrografia rocilor sedimentare, *Editura didactică și pedagogică*, București.

Șeclăman M., Marin Cornelia, Luca Anca – 1999 – Introducere în geologia generală, *Editions du Goéland*, București.

Curs nr. 2

Conținut:

- 2.1. Dinamica materialului sedimentar
- 2.2. Procese chimice
 - 2.2.1. Factori chimici
 - 2.2.1.1. Precipitarea substanțelor minerale solubilizate în apă



2.1. Dinamica materialului sedimentar

De la locul său de origine până la locul de litificare, materialul sedimentar – cu excepția depozitelor reziduale – parcurge un drum lung care cuprinde desprinderea de substrat și deplasarea particulelor clastice prin intermediul factorilor de transport – apă, aer, gheață – și depunerea lor în ariile de sedimentare. În cursul migrării acestor particule se manifestă dorința de dispersare pe suprafețe mai largi decât în aria sursă sau, de contaminare cu material provenit din alte surse.

Deplasarea materialului clastic de la locul său de origine și depunerea sa într-un bazin de sedimentare conferă acestuia un caracter *alogen*. Depozitele astfel formate se caracterizează prin stratificație și sunt cunoscute ca *sedimente* și *roci detritice*. Ele sunt specifice domeniilor continentale (unde au evoluat în mediu fluviatil, lacustru, glaciatic și deșertic), domeniilor de tranziție (mediului deltaic) și domeniului marin al zonelor de coastă, de șelf, marginilor continentale și zonelor abisale).

Pentru sedimente și pentru rocile detritice există caractere de diagnostic, precum:

- diversitatea mineralogică a constituenților;
- forma particulelor și dimensiunile lor specifice modului și distanțelor de transport;
- particularitățile structurii stratelor care sugerează mediile naturale în care a evoluat materialul;
- relațiile particulare între *granule* și *liant*.

Transportul și depunerea epiclastelor

Pentru a înțelege originea rocilor formate din constituenți clastici, trebuie descifrat mecanismul de deplasare a materialului sedimentar din ariile în care a acționat dezagregarea spre locurile de concentrare a acestuia. Cu excepția acumulării “în situ”, fragmentele dezagregate sunt dispersate. Ele sunt supuse acțiunii permanente a gravitației și sunt preluate de mediile de transport pentru bazinele de sedimentare. Drumul parcurs către și în aceste

bazine implică desprinderea de substrat, deplasarea particulelor prin intermediul factorilor de transport (aer, apă, gheață) și depunerea în ariile de sedimentare. Frațiunea solidă a produselor de dezagregare (degradare), prin urmare epiclastele, are mai multe căi posibile de a se departa de sursa primară. În ceea ce urmează, vom prezenta câteva din aceste căi și anume pe cele principale.

Acțiunea gravitației (Transport pur gravitațional)

Ea se manifestă în sensul atenuării și chiar ștergerii diferențelor de nivel în relieful scoarței terestre. Sub gravitație, materia solidă sau lichidă tinde să se deplaseze pe orice pantă, către baza acesteia. Acțiunea gravitației, permanentă și universală, este ușor vizibilă în ariile continentale unde contribuie la modelarea versanților prin prăbușiri de blocuri (cu formarea de grohotișuri) și alunecări de teren. În bazinele marine și oceanice, gravitația controlează direct procesul de sedimentare detritică și declanșează, în zonele supraîncărcate de sedimente, alunecări submarine. Corpurile alunecate ating dimensiuni mari și se numesc *olistolite*, iar formațiunile care le cuprind se numesc *olistostrome*.

Acest transport este posibil doar dacă suprafața degradată a corpului parental (inițial) are o pantă care depășește o anumită limită. Transportul se poate face particulă cu particulă (mai ales în cazul epiclastelor cu dimensiuni ruditice) sau “în masă”, dacă produsul de degradare este dominat de cristale arenitice sau subarenitice (Șeclaman et. al., 1999).

Medii și mecanisme de transport

Materialul dezagregat este deplasat prin intermediul apei, aerului și gheții. Poate exista în același timp un transport combinat, extrem de eficient.

Mișcarea apei și a aerului urmează legile deplasării fluidelor și antrenează la suprafața scoarței terestre, cele mai importante cantități de material. În ariile continentale acționează apele și vântul (acțiune eoliană). În domeniul marin intervin valurile, marea și curenții de diverse tipuri (litorali, de larg, ascendenți, descendenți, turbiditici).

Transportul prin intermediul ghețarilor este activ atât în zonele continentale cât și în zonele oceanice (prin ghețari plutitori).

Mișcarea mediului; principii hidrodinamice

Mediul natural acvatic are proprietățile unui fluid, iar mișcarea sa apare ca o funcție complexă a vâscozității, densității și frecării acestuia cu substratul. Forța gravitațională, alături

de acești factori și alte forțe care acționează asupra fluidului, imprimă acestuia viteza de deplasare și, implicit, caracterul laminar sau turbulent al curgerii.

a. Curgerea laminară se caracterizează prin mișcarea liniară pe trasee paralele a particulelor de lichid în interiorul curentului și este specifică volumelor de apă care se deplasează cu viteze foarte mici (mm/sec) pe un substrat neted. Curgerea laminară este rară și caracterizează zone foarte înguste din locurile de deplasare ale unor curenți, în strate subțiri.

b. Curgerea turbulentă este cel mai frecvent întâlnită în curenții naturali. Vectorul vitezei are o direcție variabilă în fiecare punct al curentului și tinde sub unghiuri diferite spre direcția sa principală. Temporar și local, mase de apă mai mari sau mai mici se mișcă independent de direcția generală a curentului și generează vârtejuri.

Raportul dintre sedimente și caracterul curgerii poate fi apreciat prin cunoașterea componentei și capacității curentului.

Capacitatea definește rata deplasării sedimentelor de fund ca o funcție complexă a dimensiunii particulelor, a volumului și puterii curentului și a formei substratului.

DINAMICA (= migrarea, transportul) particulelor este determinată și controlată de relief, ceea ce înseamnă în realitate, de gravitație. Tendința generală la suprafața globului, este cea de omogenizare a reliefului și anume transportul permanent al fragmentelor din regiunile cu proeminență de relief, către cele de joasă altitudine.

APA realizează transportul prin târâre, rostogolire, saltație (se realizează pentru particulele de pe fundul apei), suspensie (la particulele existente în masa de apă în mișcare). Competența unui curent de apă apreciază dimensiunea particulelor pe care acesta le poate menține în suspensie, iar capacitatea, rata deplasării sedimentelor de fund (**fig. 47 – planșa XVI**).

1. Târârea se realizează când granulele groșiere înaintază pe fundul bazinului urmând trasee liniare, paralele cu direcția curentului (**fig. 47.1**).

2. Rostogolirea reprezintă transportul sedimentelor groșiere, a căror mișcare este precedată de excavarea nisipului din față de către curenții turbionari (vârtejuri) - **fig. 47.2**.

3. Saltația are loc când forța gravitațională este temporar depășită de forțe hidraulice ascensionale (în special în zone fluviale) - **fig. 47.3**.

ROCI SEDIMENTARE

PLANȘA XVI

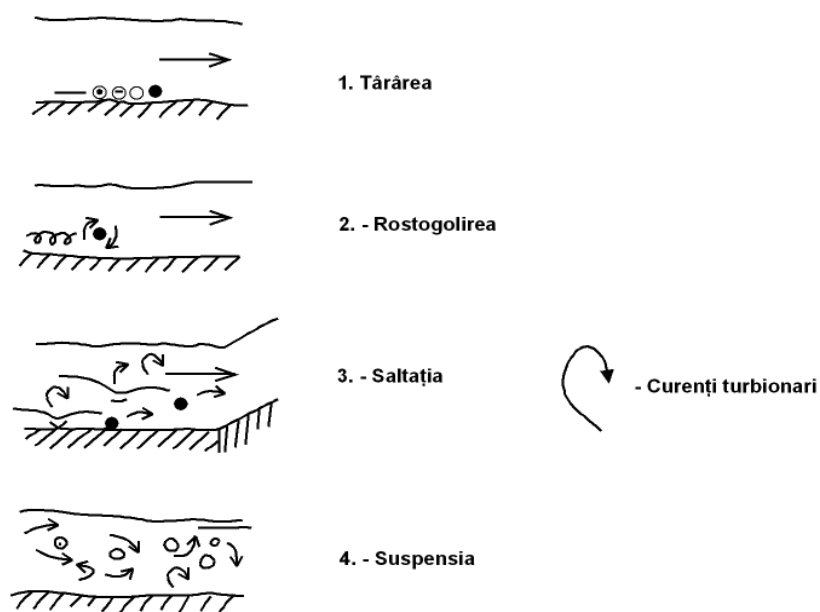


Fig. 47 - Deplasarea sedimentelor de fund
(după Otiman, 1965 și Dimitriu, 1967)



Fig. 48 - Urme lăsate de particule prin:
a. - târâre b. - rostogolire c. - saltație

EFECTELE DEPLASĂRII MATERIALULUI SEDIMENTAR

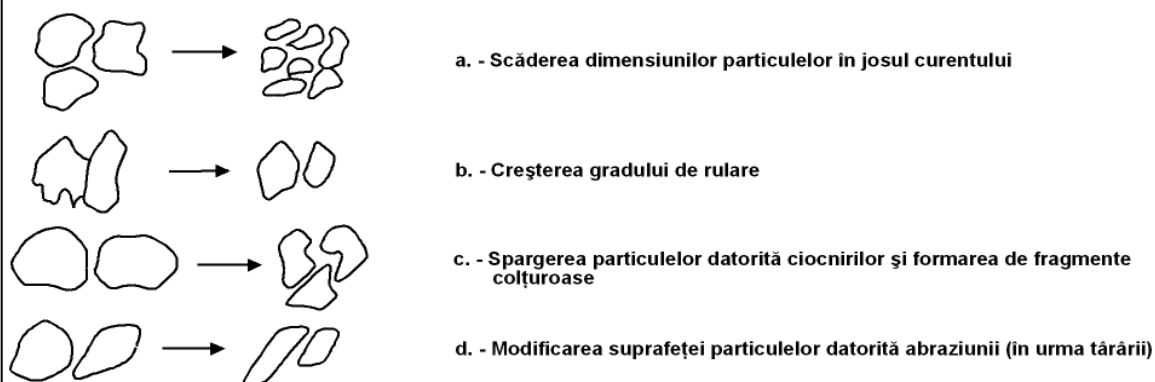


Fig. 49 - Modificarea formelor și dimensiunilor particulelor în urma procesului de transport (după V. Popescu, 1993)

4. Suspensia se realizează când componenta verticală a mișcării întrece viteza de depunere a particulelor. Ea este specifică apelor curgătoare și curenților marini și incumbă prezența curenților turbionari (**fig. 47.4**)

c. În curgerile gravitaționale, transportul are loc în masă prin deplasarea colectivă a particulelor. Granulele se deplasează astfel gravitațional mobilizând și lichidul interstițiar. “Transportul în masă” (Middleton și Hampton, 1973) explică deplasarea sedimentelor pe povârnișul continental.

d. Curenții de turbialitate reprezintă o formă de tranziție între curgerile fluide și cele gravitaționale. Ei au un caracter episodic, sunt unidirecționali și reprezintă o “suspensie” cu densitate mare, care se deplasează în canioanele submarine de pe povârnișurile continentale.

Efectele deplasării materialului sedimentar (agentul de transport este apa).

Detaliile mecanismului de transport al particulelor se înregistrează foarte fidel în caracterele structural-texturale ale sedimentelor care se formează. Observarea acestora, permite înțelegerea modului în care s-a realizat transportul.

ex. Orientarea comună a particulelor cu formă alungită tradează direcția de transport într-un curent de apă.

ex. Mișcarea de “du-te, vino” a apelor marine de coastă determină așezarea resturilor de organisme (cochilii, valve) în așa fel încât alungirea lor să fie paralelă cu coasta.

În afară de orientarea particulelor, mai trebuie discutate și diversele urme lăsate pe suprafața sedimentelor, de particulele târâte ori transportate prin saltație, ca și diversele aspecte de ondulații, toate dezvăluind aspecte ale procesului de transport.

Efectele asupra masei de material transportat de către apă (curenți), prin curgeri fluide sau gravitaționale, se materializează prin două procese majore: unul *depozițional* și unul *erozional*, care se succed în timp.

1. Procesul depozițional

Momentul depunerii materialului coincide cu momentul reducerii competenței curentului și deci, a vitezei sale critice, sub limita de ținere în suspensie a particulelor. În opoziție, forța gravitațională determină acumularea sedimentelor sub formă de strate și lamine.

STRATUL reprezintă o unitate de sedimentare caracterizată prin omogenitate internă, alcătuire mineralogică, granulometrică, culoare și prin existența unor suprafețe de separație (limite) față de alte strate. Grosimea sa este mai mare de 1 cm. Unitățile subcentrimetrice se

numesc lamine. Dezvoltarea în suprafața poate atinge sute și mii de metri pătrați. Limitele între strate pot fi nete (întreruperea bruscă a sedimentării), gradate (continuitatea sedimentării) sau neregulate (de natură erozivă).

Din curgerile fluidale se formează stratele în care sortarea materialului este bună (gruparea se face după dimensiunea diametrelor și greutate); transportul în masă (curgerile gravitaționale), toate conduc la strate cu sortare slabă și foarte slabă.

Transportul eolian formează dune (sortare foarte bună), iar transportul glaciatic formează morene cu grad slab de sortare.

2. Sedimentarea debitului solid

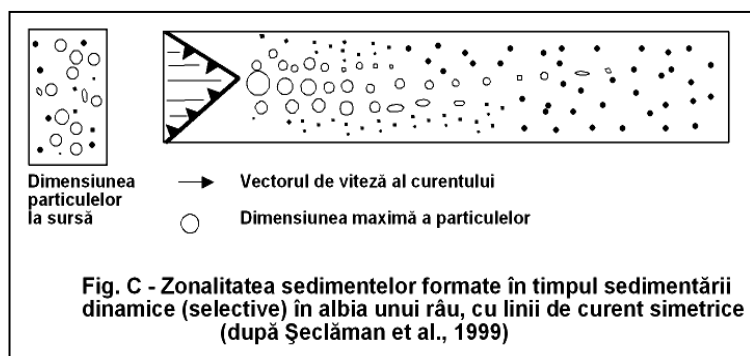
Caracteristica esențială a debitului solid este continua mișcare pe orizontală a acestuia, în sensul de mișcare a agentului fluid. Încetarea mișcării pe orizontală a unei părți sau a întregului debit solid este considerată **sedimentare**, iar debitul solid/imobilizat este **sediment**. În acest context se pot deosebi două categorii de sedimentări: dinamică și statică.

a. Sedimentarea dinamică are loc atunci când agentul fluid transportor continuă mișcarea pe orizontală, dar cu viteză încetinită. În acest caz, forța de impact suportată de particule scade treptat, iar când ajunge să fie mai mică decât forța de frecare a unor particule, acestea din urmă rămân pe loc. Consecința este că sedimentarea dinamică este selectivă, implicând doar o parte din debitul solid, anume doar acea parte a debitului solid alcătuit din particule de o anumită densitate sau o anumită formă. În mediile fluviale, sedimentarea selectivă conduce la formarea unor depozite sedimentare cunoscute ca **aluviuni**. Acestea pot fi simetrice (de exemplu aluviuni cu particule relativ mari, grosiere, în mijlocul albiei de râu) și aluviuni mai fine, pe maluri (**fig. C**).

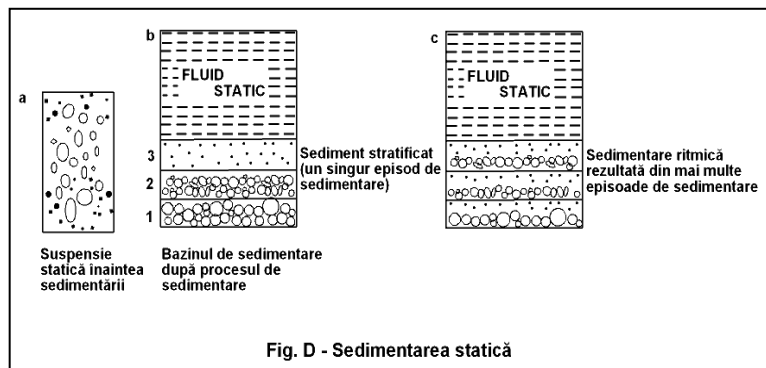
Tot astfel, dacă viteza curentului este variabilă în lungul direcției de transport, poate să apară o sedimentare selectivă de tip longitudinal. Pentru exemplificare, aluviunile din amonte pot fi mai grosiere decât cele din aval dacă viteza râului scade continuu de la izvor spre vărsare (Șeclăman et al., 1999).

O altă caracteristică esențială a sedimentării dinamice este relativa instabilitate a sedimentului. Un depozit sedimentar odată format poate să treacă din nou în debit solid, dacă viteza curentului începe să crească. Acest proces de autoeroziune a propriului sediment poate fi succedat de o nouă resedimentare dinamică. În acest fel sedimentarea și **remanierea** (retransformarea, reluarea) sedimentului se pot succeda de mai multe ori. Formarea dunelor

(de nisip) și migrarea lor în direcția de bătaie a vântului, exemplifică destul de elocvent această caracteristică a sedimentării dinamice.



bazinele marine, lagunele etc., desemnate mai ales prin termenul de “bazin de sedimentare”, lacustre, marine etc.. Debitul solid, ajuns într-un astfel de bazin se depune gravitațional, formând depozitul sedimentar al bazinului (**fig. D,a**). Dacă suspensia este eterogenă (heterogenă după alți autori) în ceea ce privește densitatea, mărimea și forma particulelor, depozitul sedimentar va fi stratificat (**fig. D,b**): la bază va fi un strat alcătuit din particulele care s-au sedimentat cu viteză mai mare (particulele cele mai mari și cele mai dense), iar la suprafață va fi stratul format din particulele care s-au sedimentat cel mai lent (particulele cele mai mici și cele mai puțin dense) – Șeclăman et al., 1999.



alternanțe stratiforme (**fig. D,c**) - Șeclăman et al., 1999.

Depozitele stratiforme obținute prin sedimentarea gravitațională statică în bazinele acvatice (aquatice) sunt, de obicei, stabile. Totuși, în cazul bazinelor de mică adâncime, poate fi părăsită condiția statică, datorită valurilor puternice sau datorită instalării unor curenți de mai lungă durată. În aceste situații, sedimentele pot fi parțial remobilizate, iar sedimentarea statică poate fi combinată sau total înlocuită cu o alta dinamică. Dacă sedimentarea are loc pe un fund de bazin înclinat (ca de exemplu un povârniș continental), este posibil ca depozitul

b. Sedimentarea statică
(fig. D) are loc atunci unde viteza agentului de transport este zero (nulă), respectiv în apele liniștite și în aer liniștit. Mediile acvatice care asigură astfel de sedimentări statice sunt bălțile, lacurile,

Dacă suspensia conține particule uniforme ca dimensiuni și densitate (caz teoretic extrem), prin sedimentare se obține un singur strat omogen. Umplerea succesivă a bazinului cu suspensii solide da naștere la

sedimentar să alunece pe pantă și prin urmare să genereze curenți turbulenți de mare amploare, capabili să ridice în suspensie o mare parte din masa sedimentelor. În acest caz sedimentarea statică poate fi succedată de o alta dinamică.

Ori de câte ori se produc astfel de situații, stratificația tipică de tip gravitațional (specifică depunerii statice) este perturbată (Șeclăman et. al., 1999).

3. Procesul erozional

După depunere, un strat poate fi erodat parțial sau total. În patul curențului suprafața stratului suferă modificări importante, cum ar fi:

- urmele particulelor târâte;
- impactul particulelor săltate;
- excavațiile curenților turbionari;
- urmele generate de obstacole (**fig. 48 – planșa XVI**).

În timpul deplasării particulelor elastice care alcătuiesc masa transportată, au loc manifestări intense (**fig. 49 – planșa XVI**):

- a. - scăderea dimensiunilor particulelor în josul curențului;
- b. - creșterea gradului de rulare (mai ales a galeților de dimensiuni mari);
- c. - spargerea granulelor datorată ciocnirilor și formarea de fragmente colțuroase.
- d. - modificarea suprafețelor particulelor prin abraziune, determinată de frecarea dintre ele.

AERUL este un factor de transport cu o acțiune de 300 de ori mai mică ca a apei. El poate antrena numai particule de mici dimensiuni pe care le menține în suspensie un timp relativ scurt (la altitudini până la 2-3000 m) și timp mai îndelungat (10-15000 m). În primul caz este caracteristic transportul unidirecțional; în al doilea caz se poate realiza o dispersare foarte largă a particulelor. Suprafața sedimentelor transportate prin intermediul aerului se caracterizează prin existența undulațiilor (dunelor) cu înălțimi și lungimi variabile.

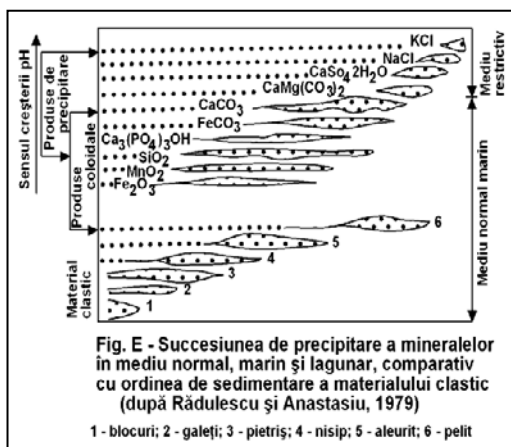
GHEATA. În cazul ghețarilor alpini și a calotelor glaciare este specific transportul subnival. Este vorba de fragmentele existente pe suprafața gheței, prinse în masa ei ori târâte pe fund. Depozitele care se nasc în momentul topirii acestuia poartă numele de morene. Ele se caracterizează prin heterogenitate granulometrică și petrografică. Transportul subnival este redus și este bine delimitat pe suprafața globului.



2.2. PROCESE CHIMICE

La suprafața scoarței terestre sedimentare, mediul acvatic poate avea și un caracter chimic. Atât apele continentale cât și cele lagunare sau marine reprezintă soluții naturale, cu un caracter electrolitic sau coloidal, în care elementele chimice (Na, K, Ca, Mg, Sr, CO_2 , SO_4 , NO_3 etc.), își ating pragul de saturație și precipită sub forma de săruri și hidroxizi.

Ordinea de precipitare a sărurilor, în astfel de condiții, este invers proporțională cu ordinea lor de solubilizare: oxizi de fier, mangan, siliciu, fosfați, carbonați, sulfati (gips, anhidrit), halit, kainit, carnalit-silvina, bischofit (**fig. E**).



Constituenții au caracter *autigen* (adică acolo se formează), iar depozitele masive, astfel acumulate, constituie *roci de precipitație chimică*. Prin termenul de *evaporite* se definesc acumulările formate în bazine lagunar-evaporitice, în care concentrarea de săruri și precipitarea substanțelor s-a produs sub controlul temperaturii și în urma evaporării apei din bazin.

Produsele sedimentare de natură chimică se pot recunoaște după următoarele caractere:

- compoziția mineralogică omogenă și specifică;
- aspectele reniforme, mamelonare, rubanate ale separațiilor coloidale și cristalinitatea produselor separate din soluții reale;
- laminația specifică și stratificația paralelă și asocierea lor cu alte depozite lagunare sau marine;
- lipsa, de cele mai multe ori, a resturilor de organisme.

Apele naturale - alături de rolul lor dominant în dinamica materialului sedimentar - au și o acțiune chimică constantă. Apa joacă un rol foarte important ca solvent. Procesele chimice se desfășoară la nivelul constituenților minerali ai rocilor și determină transformarea profundă a acestora. În prezența apei, echilibrele minerale preexistente se modifică rezultând minerale

noi, stabile în condițiile de suprafață. În felul acesta se poate vorbi de două procese chimice fundamentale:

1. - alterarea rocilor;
2. - formarea de produse sedimentare prin precipitare din soluții naturale.

Procesele sunt controlate de factorii chimici și termodinamici.

2.2.1. Factori chimici

Proprietățile apei pure sau a celei care cuprinde în soluții diverse substanțe, sunt determinate de concentrația ionilor de H^+ (pH) care determină caracterul acid, iar OH^- determină caracterul alcalin, potențialul de oxido-reducere (Eh). La acestea se mai adaugă conținutul în gaze (O_2 , CO_2 , H_2S).

Așa cum am subliniat mai sus, aciditatea sau alcalinitatea apei se exprimă prin concentrația ionilor de H^+ și OH^- . pH-ul unei soluții reprezintă logaritmul cu semn schimbat al concentrației ionilor de H^+ și capătă valori între 0 - 14. Mediul acid este reprezentat prin valori între 0 și 7, iar cel alcalin între 7 și 14. Cel mai ușor solubili sunt ionii monovalenți (Na, K) și bivalenți (Ca, Mg), care prin dizolvare măresc alcalinitatea apelor. pH-ul apei controlează capacitatea de solubilizare a diverselor substanțe și, în general, agresivitatea apei față de acestea. Ionii cu raze ionice mici: Al^{3+} , O^{4+} , N^{5+} , P^{5+} , S^{6+} polarizează oxigenul și formează anioni complecși de genul: CO_3^{2-} , NO_3^{1-} , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} . Cu astfel de anioni, soluțiile capătă un caracter acid.

Eh-ul reprezintă capacitatea apelor de oxidare sau reducere a elementelor cu care vin în contact și poartă numele de potențial redox. El este foarte important în special datorită existenței O_2 dizolvat. Eh-ul controlează și el capacitatea de solubilizare a diverselor substanțe, dar, mai ales, fixează natura și sensul reacțiilor chimice. În mediile oxidante sunt stabili oxizii, hidroxizii și unele săruri oxigenate, iar substanța organică este distrusă. În mediile reducătoare se formează carbonații de Fe, sulfuri etc. și se păstrează substanța organică.

Alte gaze :

CO_2 - este foarte solubil în apă, dându-i un ușor caracter acid și determină carbonatări. Solubilitatea lui (concentrația lui) crește cu adâncimea și temperatura. El este factorul de precipitare a carbonaților și fosfaților.

H₂S - este dizolvat în apele din bazinele cu circulație restrictivă (bazinele euxinice, cum ar fi Marea Neagră). El imprimă mediului un puternic caracter reducător. Se depun sulfuri și materia organică este stabilă.

2.2.1.1. Precipitarea substanțelor minerale solubilizate în apă

Toate substanțele solubilizate în apă se pot separa de aceasta în faze minerale solide, fenomen numit precipitare. În cazul în care concentrația unei substanțe depășește concentrația de saturație a apei, atunci se îndeplinește condiția precipitării. Evident că atunci când concentrația reală este egală cu cea de saturație, precipitarea încetează.

Cauzele care pot determina apariția stărilor de suprasaturație sunt diverse: o cauză posibilă este variația de temperatură, de pH, variația concentrației de CO₂ etc.. Viteza precipitației unei substanțe este controlată de gradul de suprasaturație al acesteia. Astfel, la suprasaturații mici, substanțele precipită în stare solidă cristalină și în acest caz, precipitarea se manifestă ca o cristalizare. În cazul suprasaturațiilor mari sau foarte mari, precipitarea poate fi foarte rapidă, generând faze solide amorfe.

Pentru petrogeniza rocilor exogene are o mare importanță dacă precipitarea este sau nu mijlocită de viețuitoarele aquatice (flora și fauna din ape). Din acest punct de vedere este bine de făcut o distincție între precipitarea biotică și cea abiotică.

Precipitarea abiotică nu implică organismele vii. Un exemplu concludent îl constituie precipitarea cauzată de evaporarea apei în unele bazine lagunare. În acest caz, evaporarea puternică a apei saline, policomponente, poate determina o precipitare selectivă a substanțelor și într-o anumită ordine: mai întâi precipită substanțele mai greu solubile și apoi cele mai ușor solubile. Ordinea generală pare a fi: carbonați – sulfuri – halogenuri. În aceste cazuri precipitarea abiotică poate fi cauzată de situații specifice (particulare). De exemplu, depresurizarea apei sau încălzirea ei poate cauza precipitarea calcitului în golurile subterane (peșteri) sau la gura unor izvoare carstice (calcaroase).

Precipitarea relativ lentă, în bazinele aquatice, conduce la formarea a numeroase cristale care cresc treptat, în decursul timpului. Aceste cristale sunt mai dense decât apa și prin urmare sunt supuse sedimentării gravitaționale, ca orice suspensie solidă. Din acest punct de vedere, suspensia abiotică se poate confunda cu o sedimentare statică. În final ea generează ***depozite sedimentare stratificate***. De pildă, într-o lagună pot apărea depozite evaporitice stratificate, având la baza strate carbonatice, iar la partea superioară, strate cu halogenuri. În

schimb, precipitarea abiotică de la gura izvoarelor sau cele din golurile carstice se desfășoară după alt mecanism: cristalele nu apar ca suspensii în apă, ci sunt fixate pe pereți sau pe alte suporturi solide preexistente, astfel încât sedimentarea gravitațională este evitată.

Precipitarea biotică este intim asociată cu metabolismul organismelor. În urma acestor procese metabolice (respirații, fotosinteză etc.), anumite substanțe din soluția apoasă, aflată în imediata apropiere a organismului respectiv (fie el vegetal sau animal), devin suprasaturate și precipită chiar pe corpul organismului viu, generând așa numitul *schelet extern*. Precipitarea carbonatului de calciu (CaCO_3) în corpurile recifale, unde există numeroase alge, este cauzată de diminuarea concentrației de CO_2 în apă, ca urmare a fotosintezei algelor. Scheletul extern al moluștelor (cu cochilii carbonatice) se formează ca urmare a consumului de CO_2 din apă, determinat de niște alge minuscule ce trăiesc în simbioză cu molusca. Prin mecanisme mai puțin elucidate, în jurul unor organisme se realizează suprasaturații ale silicei, determinând apariția scheletelor silicioase. Așa sunt scheletele de *radiolari*, de *diatomee* sau cele de *spongieri*.

Precipitarea biotică în sine nu este un proces sedimentar propriu-zis, nefiind implicată gravitația. Totuși, după moartea microorganismelor cu schelete minerale minuscule (foraminifere, radiolari, diatomee – organisme planctonice) scheletele acestora (testele) sunt antrenate într-o sedimentare statică putând forma, în ultima instanță, depozite sedimentare stratiforme. Există și situații particulare când precipitarea biotică poate genera depozite stratificate, fără să aibă loc o sedimentare de tip gravitațional. Așa se întâmplă când algele se fixează pe fundul apelor mai puțin adânci, unde fotosinteza oscilează sezonier ca intensitate, generând depuneri ritmice de carbonat, ca strate succesive. În final se realizează recifi **stratificați (stromatitici)**.

Precipitarea biotică poate avea următoarele consecințe:

1. **Formarea testelor.** Testul este scheletul extern al unui anumit individ, aparținând unei anumite specii. Acumularea unui număr mare de teste individuale sau a fragmentelor de teste conduce la formarea, în ultimă instanță, a unui corp petrografic special, numit **corp bioacumulat**. Testele pot aparține unor organisme bentonice (care trăiesc pe fundul bazinelor), așa cum sunt gastropodele, bivalvele etc., sau al unor organisme pelagice (foraminifere, radiolari). Dacă testele sunt

cimentate între ele, corpul bioacumulat mai este denumit **“lumașel”**, iar dacă nu sunt cimentate, **falună**.

2. **Formarea corpurilor recifale**, respectiv a corpurilor petrografice **bioconstruite**.

Acestea au structuri interne și forme variate în funcție de condiția în care se dezvoltă, dar mai ales de specia biotică implicată în recif (corali, alge, briozoare etc.). Corpurile recifale cu dezvoltare predominant pe verticală, fără stratificație evidentă, se numesc **bioherme**, pe când cele cu tendința de dezvoltare tabulară și cu o structură internă de tip stratificat, se numesc **biostrome**.

Atât corpurile bioacumulate, cât și cele recifale, mai sunt denumite **corpuri petrografice organogene**, pentru a sublinia aportul organismelor vii la edificarea acestora.

Autoevaluare/întrebări



1. Ce știți despre transportul și depunerea epiclastelor ?
2. Dar despre medii și mecanisme de transport ?
3. Cum realizează apa procesul de transport ? Detaiați.
4. Ce este procesul edepozițional ?
5. Explicați pe scurt sedimentarea debitului solid.
6. Explicați procesul erozional.
7. Care sunt principalii factori chimici din cadrul proceselor chimice ?
8. Descrieți precipitarea abiotică. Ce rezultă din aceasta ?
9. Descrieți precipitarea biotica ?
10. Ce rezultante (produse) are precipitarea biotică ?



Bibliografie (referințe bibliografice)

Popescu V. – 1999 – Ghid practic pentru roci magmatice, sedimentare și metamorfice, *Editura Ecologică*, București.

Popescu, V. – 2009- **Petrografie pentru ecologi**, *Editura Mustang*, București.

Popescu, V. – 2009 - **Geologie generală**, *Editura Mustang*, București.

Șeclăman M., Marin Cornelia, Luca Anca – 1999 – Introducere în geologia generală, *Editions du Goéland*, București.

Curs nr. 3

Conținut:

- 3.1. Alterarea rocilor și formarea depozitelor reziduale
- 3.2. Procese biotice
 - 3.2.1. Biosecreția minerală
 - 3.2.2. Bioconstrucția și secreția coralgală
 - 3.2.3. Distrugerea scheletelor
 - 3.2.4. Bioturbația
 - 3.2.5. Procese geobacteriene



3.1. Alterarea rocilor și formarea depozitelor reziduale

Alterare = complex de modificări chimice suferite de minerale și roci în zona de interacțiune a atmosferei și hidrosferei cu litosfera.

Prin alterare, mineralele și rocile preexistente sunt parțial solubilizate și parțial transformate în produse noi (minerale de neoformație), care intră în componența scoarței de alterare. Factorii de control cei mai importanți sunt:

a) **Materialul parental** (rocile preexistente).

Caracterele lor petrografice (structura, textura, porozitatea, permeabilitatea, gradul de fisurare) favorizează sau nu acțiunea apei. Prin caracterele mineralogice este precizată natura reacțiilor chimice care se desfășoară. Rezistența la alterare a mineralelor este variabilă. Astfel, gradul de stabilitate crește de la olivină → piroxeni → amfiboli → biotit și plagioclaz → ortoclaz → microclin → cuarț. De aici rezultă comportarea diferită a diverselor tipuri de roci (în ordinea dunit-gabbrou-diorit-granit, crește rezistența la alterare).

b) **Clima**

Alterarea este controlată prin regimul precipitațiilor și al temperaturilor. Funcție de zonele climatice se disting tipuri distincte de alterare.

c) **Relieful** influențează alterarea prin intermediul valorilor de temperatură, al formei de prezentare a apei (apă sau zapadă - gheață), al timpului de conservare a apei la suprafața rocilor. Alterarea este minimă la altitudini mari și maximă la altitudini reduse.

A. **Alterarea subaeriană**

Procesele principale care se desfășoară în condiții subaeriene sunt:

- minerale de neoformație (minerale argiloase, hidroxizi de Fe, Al, carbonați, sulfati etc.).

Distribuția acestor componenți prezintă o zonalitate în plan vertical, în conformitate cu caracterele diferite pe care le are mediul de la suprafața litosferei spre adâncime. În partea superficială se individualizează o zonă de oxidare a scoarței în care s-au desfășurat oxidări și levigări. În această zonă sunt stabili oxizii și hidroxizii de Fe, Mn, Al. Sub ea, urmează zona de cimentare sau de saturare cu apă, în care s-a produs precipitarea unor neoformațiuni minerale în urma proceselor reducătoare. Ea se extinde sub nivelul hidrostatic ($E_h > \text{sau} = 0$, pH progresiv, alcalin). În cuprinsul ei sunt stabili, în ordine, de sus în jos, filosilicații de Al și hidroxizi de Ni și Co și respectiv minerale relict (cuarț, feldspați, biotit), minerale argiloase și sulfuri secundare.

În conformitate cu mersul general al proceselor, scoarța de alterare este dominată de prezența unor neoformațiuni variate:

- tipul sialitic saturat (hidromicacee) - specific în regiuni reci și temperate, alcătuit din montmorillonit, beidelit, hidroclorit, hidromice;

- tipul sialitic nesaturat (argilică) - specific în regiuni calde, cu alterare intensă, alcătuit din caolinit, halloysit, montronit, cuarț;

- tipul alitic (lateritică) - specific în regiuni ecuatoriale, cu precipitații abundente în care se concentrează hidrargilit, diaspor, oxizi și hidroxizi de Fe (laterite actuale și bauxite vechi).

b. Solurile:

Solurile se dezvoltă pe diverse scoarțe de alterare și reprezintă un înveliș cu particularități mineralogice și structurale diverse, în permanentă transformare, ca urmare a unor procese chimice și biochimice (determinate în special de microorganisme) foarte active. Răspândirea lor la suprafața scoarței are un caracter zonal sau azonal.

Pe fondul reprezentat de scoarța de alterare, intervenția microorganismelor și a vegetației, conduce la formarea solurilor. Prin urmare, solurile se caracterizează prin prezența substanței organice și printr-o puternică remobilizare a elementelor chimice. Compoziția solurilor este dependentă de substratul pe care s-au format, de clima și relieful regiunilor corespunzătoare. Ele prezintă o zonalitate verticală cu dezvoltare variabilă de la o regiune la alta.

Solurile zonale, a căror dezvoltare este controlată de clima și relief, sunt bogate în cernoziomuri (soluri bogate în humus) în regiuni de câmpie, soluri brun-roșcate (minerale argiloase și hidroxizi de Fe) în regiunile deluroase, podzoluri (SiO_2) în regiunile montane. Solurile azonale sunt specifice regiunilor cu umiditate excesivă (lacoviști și soluri gelice), cu salinitate ridicată (soleneturi) sau formate preponderent pe roci carbonatice (rendzine, terrarosa, soluri lateritice).

B. Alterarea subacvatică

Ea se desfășoară pe cele mai întinse areale de pe suprafața globului, la contactul dintre hidrosferă și litosferă. Procesele de alterare sunt permanente, dar mai puțin variate decât în aer (ansamblul lor este numit *halmiroliză*). Ele sunt mai puțin importante pentru petrogeneză deoarece nu furnizează materie pentru formarea de noi roci, decât în mică măsură.

Precipitarea din soluții naturale

Ca urmare a distrugerii chimice a mineralelor preexistente și a solubilizării unora dintre constituenții lor, unele soluții din natură ajung să fie suficient de concentrate pentru a avea loc precipitarea compușilor existenți în soluție. Este cazul apelor din unele bazine marine, din lagune etc.. Apele marine normale au o concentrație de 30 – 35 ‰, iar precipitarea începe la concentrații mult mai mari, adică la o reducere drastică a volumului de apă prin evaporare. Precipitarea se produce în ordinea descrescătoare a solubilității substanțelor, în general succesiunea fiind oxizi - hidroxizi - silice - fosfați - carbonați - sulfati de Ca - cloruri.

Ordinea de precipitare

Separarea mineralelor din soluții naturale - coloidale sau electrolitice - este un proces în esență chimic și urmează aceleași legi, indiferent de originea fluidelor (juvenile sau meteorice). În domeniul sedimentar, procesul conduce la edificii petrogenetice de natură chimică atât în ariile continentale (în jurul izvoarelor, în lacuri, în lagune) cât și în domeniul marin. În acestea din urmă, procesul este mult mai complex și duce la precipitarea de:

- carbonați (aragonit, calcit, dolomit);
- sulfati (gips, anhidrit, baritină);
- halogenuri;
- fosfați;
- borați;

- silicați (glauconit, zeoliți);
- oxizi.

Depunerea lor este în funcție de volumul de apă din bazin, a compoziției acestora (gaze dizolvate, Eh, pH), presiune, temperatură. Precipitarea lor are loc progresiv, pe măsura scăderii volumului de apă și creșterii concentrației. Constituenții astfel formați au un caracter autigen. Alături de roci independente, masive, alcătuite de acești constituenți, ei se mai regăsesc ca produse precipitate din soluții interstițiale sub formă de ciment, cristale diseminate etc..



3.2. PROCESE BIOTICE

Activitatea biotică – vegetală sau animală – în cadrul ariilor continentale sau bazinelor marine a contribuit, direct sau indirect, la generarea de material sedimentar. În ariile continentale, dezvoltarea vegetației a însemnat, direct, o sursă pentru formarea cărbunilor naturali și, indirect, un regulator al conținutului de gaze din atmosferă (O_2 , CO_2). În bazinele marine și oceanice existența vieții a însemnat, prin produsele sale – părți scheletice de natură minerală și/sau organică – o participare constantă și variată la procesul de sedimentare. S-au format aici sedimente și roci cu un caracter organogen.

Organismele, prin prezența și activitatea lor la suprafața scoarței terestre, constituie o sursă de material și un factor de prelucrare a sedimentelor. Procesele biotice organice au contribuit la formarea de hidrocarburi, zăcămintele de cărbuni. În urma lor au rămas teste anorganice care au contribuit la formarea rocilor organogene carbonatice, silicioase, fosfatice. Activitatea organismelor în general, este mai degrabă constructivă și în foarte puține cazuri distructivă.

Se cunosc următoarele procese biotice care intervin în petrogeniza sedimentară, mecanisme prin care se generează substanța minerală: biosecreția minerală, bioconstrucția coralgală (recifi), distrugerea scheletelor, bioturbația și procesele geobacteriene.

3.2.1. Biosecreția minerală

Acesta este un mecanism prin care unele organisme își construiesc fie un schelet-suport, fie un înveliș protector de natură minerală, extrăgând materia din apele-soluțiile în care trăiesc sau din hrana lor. Moluștele, unele alge, vertebratele își construiesc anumite structuri

de natură minerală din CaCO_3 , silice, fosfați. După moartea organismelor, fragmentarea acestor schelete (teste) furnizează bioclaste pentru procesele de acumulare.

Secreția minerală este controlată de anumiți factori din mediul de viață al organismelor: concentrația de săruri, temperatură și raportul dintre compoziția în elemente a apelor și conținutul de gaze dizolvate (CO_2 , O_2), etc..

Secreția minerală în corpul sau la suprafața organismelor din grupul foraminiferelor, hidrozoarelor, briozoarelor, brachiopodelor, moluștelor, echinodermelor etc., este catalizată de existența unor enzime (anhidroza carbonică) sau aminoacizi, precum și prin ridicarea procentului de oxid celular, prin metabolism. Alte organisme (radiolari, spongieri, diatomee) precipită SiO_2 sub formă de opal, calcedonie.

Sintetizarea carbonaților se realizează după reacția:



Germinarea CaCO_3 se declanșează în momentul degajării CO_2 din apă și are loc:

- indirect, prin intermediul algelor care rețin CO_2 în procesul de fotosinteză (ex. construcția scheletelor la corali hermatipici care se dezvoltă în anturajul algelor zooxante);
- direct, în organismele care, secretând o matrice de aminoacizi, își creează suportul pe care are loc dezvoltarea cristalelor de CaCO_3 . Ea joacă rolul unui agent de calcifiere și controlează difuzia Ca în corpul moale al organismului și creșterea dirijată a aragonitului sau calcitului. Forma acestei materii prefigurează viitorul înveliș mineral.

3.2.2. Bioconstrucția și secreția coralgă

Ele constau în construirea unui schelet comun pentru întreaga colonie de organisme. Astfel ia naștere o masă de rocă cu coerență care formează recifi. Recifii au forme variate, existența lor fiind condiționată de ape curate, limpezi, calde cu adâncimi mici.

Algele, în afară de faptul că secretă CaCO_3 , reprezintă și o “capcană” pentru suspensiile clastice de dimensiuni micronice. Dintre acestea, algele albastre filamentoase (genurile *Seytonema*, *Ivanovia*, *Thalassia*) din zonele litorale sau de pe șelful intern, în apele puțin adânci, secretă un mucilagiu organic, cu polizaharide, care joacă rolul de capcană pentru microclastele carbonatice și necarbonatice sau pentru suspensiile cu cristale de aragonit și calcit magnezian. Detritusul mineral este înglobat (acreționat) și cimentat periodic în masa algală care, prin creștere, joacă rolul unui depozit microstratificat (poate ajunge la grosimi de metri sau zeci de metri). Laminația sa apare ca rezultat al fluctuațiilor în cantitatea de

suspensii, a ratei de sedimentare și eroziune, a salinității apei, a luminii. Se formează astfel stromatolitele. Acreția algală poate avea loc și în jurul unui nucleu de natură biotică sau minerală, când rezultă forme sferoidale (oncolite sau oncoide). Acreția algală și cimentarea biotică (incrustația) constituie un fenomen mai puțin răspândit.

3.2.3. Distrugerea “scheletelor”

Procesul de formare a clastelor organogene de natură carbonatică este un proces mecanic de distrugere a părților scheletice de natură minerală prin forța apei (valuri, curenți). El este totodată un proces biogen, prin care organisme specializate își obțin hrana sau își clădesc un adăpost pe seama altor organisme. Astfel, iau naștere mâlurile și nisipurile carbonatice din anturajul recifilor, detritusul carbonatic organogen pe seama unor organisme izolate, totul datorându-se acțiunii unor organisme de pradă - prădători - în căutare de hrană: pești, crustacei, spongieri. Aceștia ajung la partea moale, organică, a coralilor, moluștelor, echinodermelor prin spargerea țesutului de natură minerală (valve, cochilii, camere etc.), rezultând detritusul organogen care rămâne la locul de distrugere ce poate fi digerat și eliminat prin excreție.

Cu alte cuvinte, detritusul din flancurile unui recif (care constituie până la 90 % din toată construcția recifală) a provenit prin acțiunea mecanică a valurilor și prin activitatea unor organisme (spongierii de tipul *Cliona* produc un detritus de 6 -7 Kg/m²/100 zile).

Un detritus foarte fin (mâl carbonatic) este un produs de organisme perforante (spongieri, viermi, echinoide, bivalve, alge) care sapă în roci și cochilii pentru adăpost.

3.2.4. Bioturbația

Toate procesele enumerate mai sus (secreția minerală, secreția algală, fragmentarea scheletelor) prezintă un aspect cantitativ și în același timp un proces calitativ.

Pentru un organism, substratul (fie el subaerian sau subacvatic) poate fi un suport de fixare, un mediu necesar procurării hranei, un loc de odihnă sau adăpost. Rezultatul acestui gen de interacțiune se traduce la suprafața substratului sau în masa sa sub formă de urme de activități specifice poziției filogenetice și ecologice a organismelor. Prin conservare ele devin structuri biotice utile în caracterizarea comunității bentonice, a paleomediilor de sedimentare, a ratei de acumulare a sedimentelor etc..

Varietatea și profunzimea structurilor sedimentare generate de organisme este dependentă de caracterul sesil (sedentar, fixat) sau vagil (liber) al formei respective și de poziția sa față de substrat. Astfel:

- organismele care trăiesc la suprafața sedimentelor, formează epifauna și ele produc bioglife (la suprafața stratelor).

- organismele care trăiesc înfundate în sedimente sau perforează substratul rigid, formează infauna. Procesele prin care aceste organisme prelucrează și modifică substratul lor natural generând produse și structuri noi, sunt cunoscute prin termenul de bioturbație. Efectele bioturbației sunt de natură:

- a. - constructivă (formarea peletelor);
- b. - distructivă (formarea structurilor de bioturbație, canale, amestec de sedimente).

a. Formarea peletelor:

Peletele fecale reprezintă produse de excreție ale unor organisme bentonice și limnivore (viermi *hemisesili* - genul *Tubifex*; gasteropode - genul *Batillaria*; lamelibranchiate - genul *Mytilus*). Aceste produse se asociază cu sedimentele lutitice, mîloase care se aglomerează la suprafața acestora când rata de sedimentare este redusă. Ele se conservă prin îngropare în sedimente fine, acumulate în ape liniștite, fără curenți și valuri. Când aceste formațiuni formează nivele “în situ”, ele repauzează peste sedimente puternic bioturbate care reflectă densități mari ale populației bentonice. Când au fost concentrate prin transport, aceste formațiuni repauzează pe suprafața unor sedimente lipsite de structuri de bioturbație.

b. Structurile de bioturbație sunt provocate în special de spongieri, briozoare, brachiopode, moluște, viermi, artropode și echinoide. Structurile figurative reprezintă perforații, excavații sau găuri care nu deformează sedimentul și nici limitele de stratificație. Structurile deformative nu au un contur definitiv; ele se pierd treptat în masa sedimentului care prezintă în dreptul lor lamine întrerupte și deformate.

3.2.5. Procesele geobacteriene

Există bacterii, care se dezvoltă în apele unor bazine și determină precipitarea substanțelor existente în soluții fără ca acestea să se aglomereze pe/sau în jurul corpului lor. Bacteriile au un rol foarte important în stabilirea Eh-ului și pH-ului mediului de sedimentare, în accelerarea proceselor de solubilizare și precipitare a mineralelor, în degradarea sau

conservarea substanțelor organice și astfel, în echilibrul exogen dintre carbon, azot, și fosfor. Bacteriile participă la două procese geologice majore:

a) controlează și catalizează reacții chimice prin care rezultă compuși minerali de Fe, Mn, S, Ca, etc.;

b) grăbesc procesul de alterare a silicaților și contribuie direct la formarea solurilor.

Prin date experimentale s-a putut pune în evidență intervenția clară a microorganismelor în mineralogie.

Bacteriile autotrofe modifică mediul mineral prin generare de acizi anorganici (H_2SO_4 , HNO_3) și precipitare de oxizi, sulfați, carbonați (ex. oxizi și hidroxizi de Fe și Mn).

Bacteriile heterotrofe produc acizi organici de tipul acidului oxalic, lactic care grăbesc procesele de hidroliză din soluri și scoarța de alterare, ceea ce face ca feldspații alcalini, plagioclazii și biotitul să se altereze de două ori mai repede. Ele pot duce și la formarea mîlurilor sapropelice, a gazelor (CO_2 , CH_4 , H_2S).

Formarea rocilor sedimentare organogene în raport cu activitatea biotică, are loc în două momente principale:

a) - în timpul vieții organismelor;

b) - după moartea lor.

a) În timpul vieții, organismele sesile și coloniale (corali, alge, briozoare) construiesc prin secreție sau acreție edificii petrografice rigide, formând roci bioconstruite.

b) După moarte, organismele cu schelet de natură minerală (foraminifere, radiolari, spongieri, brachiopode, moluște, echinoderme) se acumulează în strate groase și se transformă, în timp, în două categorii de depozite:

- bioclastele (valve, cochilii, spiculi, schelete) de natură anorganică se concentrează și se conservă sub formă de sedimente și roci bioacumulate, care reflectă asociația faunistică din acel loc;

- substanța organică animală generează în condiții prielnice (mediu marin euxinic, sedimente mîloase) sapropelul generator de hidrocarburi lichide și gazoase. Substanța organică vegetală acumulată în mediul continental este o sursă pentru formarea cărbunilor de pamânt.



Autoevaluare/întrebări

1. Ce înțelegeți prin alterare ?
2. În ce constă alterarea subaeriană ?
3. Ce este scoarța de alterare ? Care sunt constituenții ei ?
4. Ce sunt solurile ? Cum se formează ele ?
5. În ce constă alterarea subacvatică ?
6. Descrieți biosecreția minerală.
7. Descrieți bioconstrucția și secreția coralgălă.
8. Descrieți distrugerea scheletelor.
9. Descrieți bioturbația.
10. Descrieți procesele geobacteriene.



Referințe bibliografice

- Popescu V.** – 1999 – Ghid practic pentru roci magmatice, sedimentare și metamorfice, *Editura Ecologică*, București.
- Popescu, V.**, - Geologie generală, 339 p., *Editura Pământul*, Pitești, 2006.
- Popescu, V.** – 2009- **Petrografie pentru ecologi**, *Editura Mustang*, București.
- Popescu, V.** – 2009 - **Geologie generală**, *Editura Mustang*, București.
- Șeclăman M., Marin Cornelia, Luca Anca** – 1999 – Introducere în geologia generală, *Editions du Goéland*, București.

Curs nr. 4

Obiectivele cursului:

- Diageneza sedimentelor
- Sistemática rocilor sedimentare

Conținut:

- 4.1. Factorii diagenzei
- 4.2. Procese și produse ale diagenzei
- 4.3. Procese mediate de soluții
- 4.4. Etapele diagenzei
- 4.5. Tipuri genetice de depozite sedimentare



DIAGENEZA SEDIMENTELOR (proces postdepozițional)

După formarea sa, sedimentul este separat față de mediul de depunere datorită acoperirii cu depozite mai noi. El este îngropat sub acestea și, deși supus unor presiuni litostatice crescânde, este sediul unor circulații de soluții cu compoziție variată. Ca urmare, el este consolidat (litificat), devenind o rocă. Totalitatea acestor procese care au drept finalitate “litificarea” sunt controlate de factori exogeni și sunt de esență fizico-mecanică sau fizico-chimică. Ansamblul acestor procese poartă numele de diagenză. Cu alte cuvinte diagenza poate fi definită și prin ansamblul transformărilor de natură compozițională și structurală suferite de un depozit sedimentar. Limita “superioară” a diagenzei o constituie alterarea, iar limita “inferioară” metamorfismul. Între aceste două limite, totalitatea transformărilor de natură fizico-chimică sau biotică pe care le suferă sedimentele pentru a deveni roci, sunt de natură diagenetică.

4.1. Factorii diagenzei

- a. Presiunea litostatică (la care se adaugă și cea hidrostatică).
- b. Temperatura.
- c. Soluțiile interstițiale.

a. **Presiunea** acționează până la valorile care determină transformări de natura metamorfică (circa 10.000 m adâncime). Presiunea litostatică rezultă din greutatea coloanei de sedimente și ea variază pentru fiecare Km cu 250 - 300 bari. La circa 10.000 m, presiunea este aproximativ 4 - 5 Kbari, porozitatea sedimentelor fiind mai mică cu 10 %.

Presiunea hidrostatică corespunde greutatei coloanei de apă asupra unei suprafețe și poate atinge 100 bari/1Km. Ea se exercită în special în pori și fisuri și catalizează procesul de solubilitate a mineralelor. Presiunea hidrostatică este influențată de gradientul geotermic care trece apa din stare lichidă în vapori (220 atm și 350⁰C reprezintă punctul critic, când presiunea hidrostatică este mai mare decât presiunea litostatică).

b.Temperatura: este determinată de gradientul geotermic. După 200⁰C încep transformările metamorfice (această valoare este discutabilă în opinia unor cercetători). Ridicarea temperaturii în mediul diagenetic determină solubilitatea gazelor în apă (CO₂,O₂), accelerează viteza de desfășurare a reacțiilor chimice și declanșează transformări în starea solidă (recristalizări).

ex. Opal (în 47 ani / 200⁰C) ⇒ cuarț
Opal (în 36000 ani / 100⁰C) ⇒ cuarț
Opal (în 180000 ani / 20⁰C) ⇒ cuarț.

c. Soluțiile interstițiale: au o compoziție variabilă în funcție de mediu (dulcicol, salin, hipersalin). Ele se pot contamina cu ape meteorice și/sau juvenile. Viteza lor de deplasare poate ajunge până la 10 cm/zi sau în cazul difuziei ionice 1 cm/zi. De natura soluțiilor interstițiale depinde “calitatea” produselor de neoformație din sedimente.

4.2. Procese și produse de diageneză

Diageneza, așa cum s-a subliniat anterior este un proces fundamental și complex de formare a rocilor sedimentare. Din acest punct de vedere și nu numai, procesele care au loc și produsele lor sunt extrem de variate. În cele ce urmează vom prezenta, aspectele principale ale acestora.

4.2.1. Procese fizico-mecanice

Compactizarea

O stivă de sedimente acumulată într-un bazin, tinde să se taseze sub propria-i greutate sau sub greutatea sedimentelor acoperitoare. Compactizarea reprezintă un proces fizic, prin care se reduce volumul global al unui depozit sedimentar, micșorându-se mult porozitatea acestuia. Reducerea de volum este progresivă și depinde de adâncimea de îngropare și deci, de presiunea litostatică. Prin compactizare este afectată atât faza solidă cât și cea lichidă a unui sediment. Porozitatea poate fi redusă de la 70 - 80 % până la 30 %. În sedimentele slab sortate, după tasare, fracțiunea fină devine liant (matrice) al fracțiunii grosiere.

Alte efecte ale compactizării:

- formarea structurilor de întrepătrundere;
- formarea gliptomorfozelor (mulaje ale cristalelor idiomorfe diseminate în sediment și ajunse imprimate pe suprafața stratului).

4.2.2. Transformări în stare solidă - au loc simultan cu tasarea sau după aceasta.

Neomorfismul reprezintă un complex de procese izochimice care au drept efect recrystalizări, transformări polimorfe și creșteri de cristale. Prin recrystalizare, agregatele cristaline instabile din punct de vedere termodinamic (cu dimensiuni foarte mici) trec în agregate cristaline stabile (energii libere mici, dimensiuni mari). Cele mai afectate de recrystalizări sunt carbonații, sulfatii, bioclastele.

Compușii naturali care au proprietăți de polimorfism tind să treacă la formele cele mai stabile. Cele mai frecvente aparțin perechilor:

CaCO_3 - vaterit - aragonit - calcit;

SiO_2 - opal - calcedonie - cuarț;

MnO_2 - wad - psilomelan - piroluzit.

Existența a două astfel de faze constituie o dovadă de metastabilitate a sistemului.

Supracreșterea este un proces specific cristalelor de cuarț sau calcit, care, jucând rolul unui suport, stimulează blasteza (supracreșterea) unor cristale de aceeași natură și cu proprietăți optice identice cu ale lor. Cristalele nou formate îmbracă aspectul unor coroane de supracreștere în raport cu granulele centrale.

Diferențierea diagenetică este o formă de atingere a echilibrului într-un sistem petrografic. Procesul constă într-o migrare în stare solidă a ionilor și poate fi accelerat de existența unui mediu fluid. Se formează astfel concrețiuni, sferule de silice la argile și calcare, de calcit la marne, de colofan la gresii etc..

4.3. Procese mediate de soluții

În prezența apei, ca mediu de acumulare sau soluție interstițială, sunt declanșate procese postdepozitionale care provoacă litificarea sedimentelor sau modificarea compoziției inițiale.

Dizolvarea sub presiune este activă în timpul îngropării progresive la contactul dintre granule. În prezența unui film de apă, se dizolvă compușii mobili și se întrepătrund granulele

cu aceeași compoziție minerală (ex. la 600 - 800 m adâncime au loc contacte între granulele de cuarț și între ooidurile carbonatice).

Deshidratarea depozitelor umede. Se consideră că este umed acel depozit sedimentar ale cărui particule solide (cristale sau teste minuscule) sunt complet sau aproape complet învăluite de apă liberă. În această categorie intră măturile (argiloase, carbonatice, sapropelice etc.). Există două mecanisme mai eficace de deshidratare:

1. *Deshidratarea prin evaporarea apei* (uscare), posibilă doar la măturile care pot intra în condiții subaerene: mături aluvionare, lacustre, litorale, deltaice etc.. Prin evaporarea apei libere intergranulare, particulele solide se apropie, având două consecințe: creșterea forțelor de coeziune intergranulară și prin urmare creșterea rigidității sedimentului și scăderea volumului global al sedimentului, care, în final poate duce la crăparea acestuia, dacă evaporarea este rapidă. De obicei apare o rețea complicată de fisuri, care compartimentează sedimentul în corpuri mai mult sau mai puțin columnare, cu baze poligonale (**fig. F**).

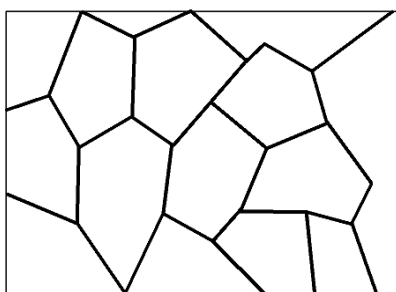


Fig. F - Crăparea sedimentului umed, prin deshidratare

2. *Deshidratarea prin tasare* (compactizare).

Tasarea este procesul de micșorare a volumului global al sedimentului prin scăderea porozității ca urmare a creșterii presiunii. Fenomenul de tasare se manifestă în toate sedimentele care sunt supuse îngropării, așa cum sunt cele din bazinele marine cu sedimentare intensă și de lungă durată. Înaintea tasării, porii sunt ocupați de apa bazinului, iar prin tasare apa este expulzată. Spre

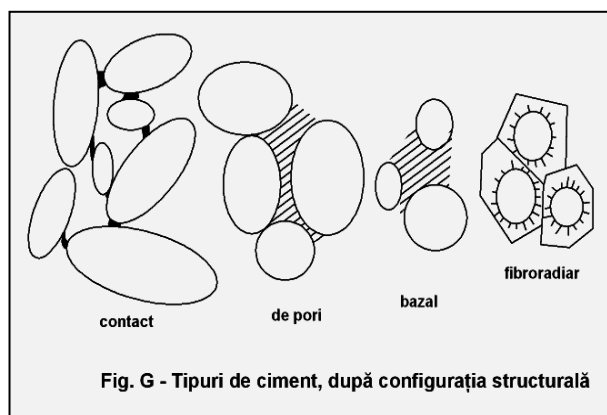
deosebire de evaporare, tasarea nu conduce la crăparea sedimentului.

Cimentarea particulelor se realizează pe cale chimică în sedimente prin intermediul lichidelor interstițiale sau fluidelor cu concentrații ridicate în săruri. La un grad de supraconcentrare corespunzător unei anumite substanțe, aceasta se depune și devine ciment al particulelor terigene, al ooidelor și peloidelor, al bioclastelor (ex. gresii, calcare oolitice, unele calcare bioacumulate cu ciment de diverse naturi mineralogice: opal, calcit, gips, hidroxizi de Fe, identice cu a granulelor de care se leagă sau diferite).

Cimentarea presupune prin urmare înlocuirea învelișului de materie fluidă sau de aer cu un altul solid, cristalin sau amorf. Substanța solidă cu rol de ciment, nuclează pe suprafața particulelor preexistente și se dezvoltă în exterior, în spațiul porilor. Această cimentare poate

fi totală (porii sunt complet umpluți cu ciment) sau parțială. În funcție de compoziția minerală, cimentul poate fi de o mare diversitate, ca de exemplu ciment carbonatic, ciment silicios, ciment oxidic etc.. La fel de divers este cimentul în ceea ce privește configurația sa: ciment de contact, ciment de pori, ciment bazal, fibroradiar (**fig. G** - Șeclăman et al., 1999). Sedimentele litificate prin cimentare sunt denumite **sedimente cimentate**.

Așa cum s-a precizat mai sus, procesele care determină întărirea depozitelor mobile sunt în totalitate diagenetice. Totuși, diageneza nu se reduce numai la procese de litificare. În sedimentele care se conservă într-un timp extrem de îndelungat, ca urmare a variațiilor de temperatură, presiune și a condițiilor fluidului din pori, pot avea loc diverse reacții chimice, precipitări și dizolvări care, în final, schimbă compoziția mineralogică a sedimentului și chiar compoziția chimică globală a acestuia. De pildă, în depozitele clastice, feldspații pot fi înlocuiți cu filossilicați (mice), cuarțul poate fi înlocuit de calcit etc..



La fel în depozitele carbonatice de tip recifal, calcitul poate fi înlocuit de dolomit și invers (așa cum veți vedea în cele ce vor fi prezentate mai jos). Mai mult decât atât, există unele procese diagenetice care sunt opuse litificării, așa cum sunt cele de dizolvare a cimentului, cele de alterare a epiclastelor rigide etc.. Cele mai complicate

proces diagenetice par să se manifeste în acele depozite acvatice care au trecut prin trei faze de evoluție:

1. acumularea în bazin, când sedimentul este încă în contact nemijlocit cu apa;
2. îngroparea ca urmare a acoperirii de alte sedimente, mai noi;
3. exondarea, respectiv ridicarea spre suprafață a întregii stive de sedimente având ca finalitate aducerea depozitului sedimentar în condiția subaeriană.

În primele două etape, când sedimentul evoluează de la presiuni mici la presiuni mari și temperaturi în același mod, este o evoluție progradă. În ultima etapă evoluția este inversă, adică retrogradă. În opinia unor geologi, diageneza cuprinde doar procesele prezente în evoluția progradă, pe când cele care însoțesc evoluția retrogradă sunt considerate pur și simplu, degradări exogene (dezagregări și alterări). Alți geologi consideră că toate aceste

aspecte sunt pur de natură diagenetică, cu excepția celor metamorfice. Așa cum vom vedea mai departe, aceștia împart diageneza în trei etape distincte, fiecare dintre ele cu particularitățile lor (Șeclăman et al., 1999).

Cimentul poate fi:

- timpuriu (depus prin evaporarea fluidului din pori, sau în timpul circulației soluțiilor în sisteme prealabile);
- târziu (depus prin precipitare în sisteme închise sau ca produs de substituție a unor compuși primari).

Metasomatoza reprezintă substituția unor compuși preexistenți - paleosomi, cu un compus nou - neosom; Substituția are loc prin dizolvarea paleosomului și precipitarea imediată a neosomului.

În domeniul sedimentar, metasomatoza se desfășoară în condiții normale de temperatură și presiune. Substituția poate fi totală, caz în care neosomul poate fi pseudomorfozat total (feldspatul plagioclaz trece în feldspat potasic - adular), sau poate fi parțială.

ex. Dolomitizarea calcarelor:

$2\text{CaCO}_3 + \text{Mg}^{2+} \Rightarrow \text{Ca,Mg}(\text{CO}_3)_2 + \text{Ca}^{2+}$ (se micșorează cu 13% volumul). Prin urmare se reduce volumul calcarelor datorită diferenței dintre raza ionică a Ca^{2+} și Mg^{2+} .

ex. Silicifierea (în calcare, argile, fosforite);

Fosfatizarea (în calcare);

Piritizare, limonitizare.

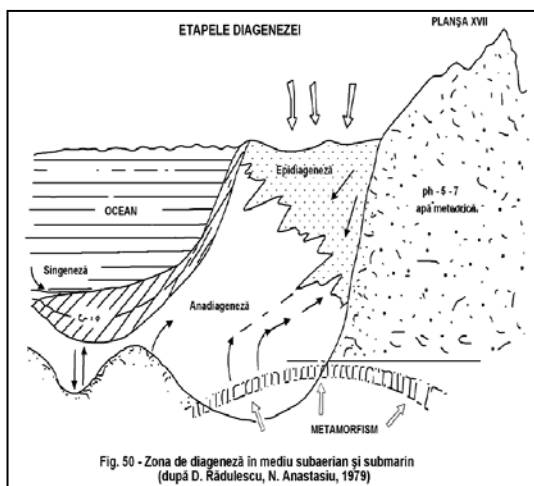
4.4. Etapele diagenzei

Diageneza este un proces complex care cuprinde următoarele etape: sindiageneza, anadiageneza, epidiageneza. (**fig. 50 – planșa XVII**).

Sindiageneza (singeneza) corespunde transformărilor sincrone sedimentării în mediu subacvatic sau imediat după acumulare (pâna la maxim 100 m îngropare). Ei îi corespunde un Eh variabil și un pH cuprins între 5 și 8,5. În cadrul ei se produc, de regulă, resolubilizări, reprecipitări, diferențieri diagenetice, autigeneze etc..

Anadiageneza (diageneza sedimentelor submerse) corespunde transformărilor care afectează sedimentele submerse în timpul îngropării progresive și se manifestă între 100 m și 10000 m (limită cu metamorfismul). În timpul acestei etape Eh-ul este totdeauna negativ, pH-

ul alcalin, iar soluțiile interstițiale au tendința de a migra ascendent. Aici se manifestă toate procesele diagenetice: compactizări și recristalizări, cimentări și decimentări, autigeneze și substituții metasomatice (dolomitizări, feldspatizări).



Epidiageneza (epigeneza) corespunde ansamblului de procese care se petrec în roci după litificare, în mediul subaerian. În timpul epigenezei Eh-ul este pozitiv, pH-ul este mic, fluidele au tendința de a migra descendent.

Față de alterare, cu care se poate confunda, procesele epidiagenetice conduc la rearanjări ale elementelor componente. Au loc dizolvări, decimentări, recristalizări și autigeneze (neoformări de oxizi și hidroxizi de Fe, Mn, gips,

anhidrit), recristalizări agradante (creșterea dimensiunii cristalelor) specifice gresiilor și calcarelor în care apar diaclaze umplute cu calcit.

4.5. Tipuri genetice de depozite sedimentare

Corpurile de depozite sedimentare au diverse proprietăți care reflectă condițiile naturale de formare a acestora, mai importante fiind următoarele:

- conținutul litologic al depozitului, adică natura și proporția speciilor petrografice care alcătuiesc depozitul;
- structura corpului depozițional, respectiv modul de aranjare a rocilor componente, controlat de forma și dimensiunile litonilor. Rareori un corp depozițional este format dintr-o singură specie petrografică și numai în acest caz special, structura depozitului este una și aceeași cu structura petrografică. De cele mai multe ori, corpul depozițional este eterogen, fiind format din mai multe corpuri petrografice – litoni;
- conținutul fosilifer al depozitului. **Fosilele** sunt resturi ale organismelor vii (faună sau floră) conservate în depozitul sedimentar: schelete externe, schelete interne, impresiuni, țesuturi vegetale etc.. Uneori, în depozitele sedimentare sunt conservate și urme ale activității animalelor (urme de pași, urme de târâre pe fundul apelor, etc.) sau chiar resturi ale metabolismului organismelor vii. Există numeroase specii

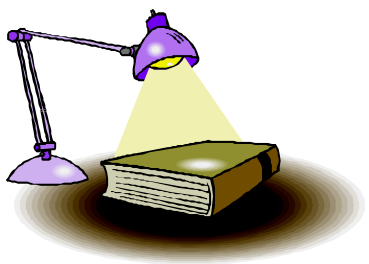
care au trăit exclusiv numai în mediul acvatic, așa cum sunt și altele care au trăit în medii exclusiv continentale. Mai mult decât atât, există floră și faună fosiliferă specifică unor condiții restrictive atât marine, cât și continentale, iar resturile acestora constituie așa numitele “fosile de facies”. De exemplu, există faună exclusiv lacustră, după cum există și o alta care a trăit exclusiv în condiții de apă salină, fie în zone adânci (fauna benctonică), fie la mici adâncimi, în condiții de luminozitate (cum este fauna recifală).

Dat fiind faptul că depozitele sedimentare poartă amprenta proceselor generatoare și a condițiilor în care s-au format, s-a putut elabora o schemă de clasificare genetică a acestora, relativ sigură. Principalele categorii genetice ale acestor depozite sunt prezentate în **tabelul 1** (după Șeclăman et al.,1999).

Tabelul nr. 1 – Principalele grupe de depozite sedimentare pe baza originii acestora

Nr. proces		Procesul generator dominant		Categoria genetică a depozitelor	
1	1 _A	DEGRADARE	DEZAGREGARE	SCOARȚA DE DEGRADARE	SCOARȚA DE DEZAGREGARE
	1 _B		ALTERARE ± dizolvare		SCOARȚA DE ALTERARE
2	2 _A	SEDIMENTAREA EPICLASELOR	Sedimentare hidrodina- mică fluviatilă	DEPOZIT DETRITIC (EPICLASTIC) =sediment detrític	Aluviune fluviatilă (sediment fluviatil)
	2 _B		Sedimentare aerodinamică		Depozit eolian (sediment eolian)
	2 _C		Sedimentare hidrodina- mică litorală		Depozit litoral (sediment litoral)
	2 _D		Sedimentare statică lacustră		Depozit lacustru (sediment lacustru)

Nr. proces		Procesul generator dominant		Categoria genetică a depozitelor	
	2 _E		Sedimentare statică marină		Depozit marin (sediment marin)
3	3 _A	PRECIPITARE	Precipitarea abiotică prin evaporare	DEPOZIT DE PRECIPITARE	Depozit (sediment) evaporitic
	3 _B		Precipitarea abiotică în peșteri		Depozit speleal
	3 _C		Precipitarea biotică recifală		Depozit recifal (bioconstruit)
	3 _D		Precipitare biotică în teste și acumularea testelor		Depozit bioacumulat
4	4 _A	ACUM.ULĂRI ȘI TRANSFORMĂRI SUBSTANȚELOR ORGANICE	Acum. și transf. substanțelor vegetale în condiții reducătoare	DEPOZIT ORGANIC	Depozit cărbunos
	4 _B		Acum. și transf. substanțelor vegetale și animale		Sapropel
	4 _C		Acum. și transf. substanțelor vegetale și animale în condiții subaeruiene		Humus
5	Proces mixt (1B + 4C)			Sol	
6	Proces mixt (1A + 4C)			Sol scheletic	
7	Proces mixt (2 + 4)			Depozit detritic fosilifer	
8	Proces mixt (2 + 3)			Depozit detritic fosilifer	



SISTEMATICA ROCILOR

SEDIMENTARE

Datorită caracterului poligenetic, a compoziției mineralogice diverse, trăsăturilor texturale și structurale complexe, rocile sedimentare nu pot fi clasificate pe baza unui criteriu unitar.

În mod curent, se pune accent pe ordinea de aplicare a unor criterii care evidențiază trăsături comune rocilor sedimentare, pentru a se ajunge la categorii sistematice cât mai aproape de tendințele naturale de grupare a rocilor.

Criteriul chimic-mineralogic permite separarea unor grupări sistematice în acord cu compoziția rocilor, astfel:

- roci carbonatice (calcare și dolomite);
- roci silicioase (silicolite);
- roci argiloase;
- roci aluminoase (bauxite);
- roci bogate în halogenuri și sulfati (evaporite);
- depozite feruginoase și manganoase.

Criteriul textural (după dimensiunile granulelor sau cristalelor) permite separarea pe categorii: pșefit, psamit, aleurit, pelit, sau micrit și spărit (în special în cadrul rocilor detritice și carbonatice).

Criteriul structural se apropie cel mai mult de condițiile lor de geneză și permite separarea unor categorii de roci mecanice (depoziționale), chimice (evaporitice), diagenetice etc..

Clasificările actuale se bazează pe ***criteriul genetic și mineralogic***, și permit gruparea rocilor în acord cu principalele asociații litologice sedimentare și frecvența acestora la suprafața scoarței. Astfel, rocile sedimentare au fost grupate în:

- roci clastice (detritice);
- roci argiloase;
- roci carbonatice;
- silicolite;
- fosforite;

- evaporite;
- bauxite.



Autoevaluare (întrebări)

1. Definiți diagenезa sedimentelor.
2. Care sunt principalii factori ai diagenезei ? Descrieți-i pe scurt.
3. Descrieți procesele fizico-mecanice.
4. Care sunt principalele transformări în stare solidă ?
5. Care sunt principalele procese mediate de soluții ?
6. Care sunt cele trei faze de evoluție în depozitele acvatice ?
7. Ce înțelegeți prin metasomatoză ? Dați exemple.
8. Care sunt principalele etape ale diagenезei ? Descrieți-le.
9. Exemplificați pe scurt tipurile genetice de depozite sedimentare.
10. Prezentați principalele criterii de clasificare a rocilor sedimentare.
11. Cum se împart rocile sedimentare după criteriul genetic și mineralogic ?



Referințe bibliografice

- Popescu V.** – 1999 – Ghid practic pentru roci magmatice, sedimentare și metamorfice, *Editura Ecologică*, București.
- Popescu, V.**, - Geologie generală, 339 p., *Editura Pământul*, Pitești, 2006.
- Popescu, V.** – 2009- **Petrografie pentru ecologi**, *Editura Mustang*, București.
- Popescu, V.** – 2009 - **Geologie generală**, *Editura Mustang*, București.
- Șeclăman M., Marin Cornelia, Luca Anca** – 1999 – Introducere în geologia generală, *Editions du Goéland*, București.

Curs nr. 5

Obiectivul cursului:

- 5. Procese și roci metamorfice

Conținut:

- 5.1. Definirea (esența) metamorfismului
- 5.2. Factorii metamorfismului



5. PROCESE ȘI ROCI METAMORFICE

5.1. DEFINIREA (ESENȚA) METAMORFISMULUI

Cuvântul **metamorfism** înseamnă “transformare” și el a fost adoptat de petrologie pentru a desemna acel proces natural de schimbare a esenței petrografice a unei roci, care rămâne permanent în stare solidă. Metamorfismul este o altă transformare decât topirea (cazul rocilor magmatice), dizolvarea sau evaporarea posibilă a unei roci. La fel cum un mineral cristalin poate trece dintr-o stare în alta, tot astfel și rocile pot trece dintr-o stare solidă în alta, prin metamorfism. Roca inițială care intra într-un proces de metamorfism se numește **protolit**. Ea poate fi magmatică, sedimentară sau de orice alta categorie genetică (inclusiv metamorfică, preexistentă). Roca rezultată prin metamorfism se numește “**metamorfit**”, iar cu ajutorul câtorva prefixe se poate indica și natura protolitului. De exemplu: **parametamorfit** (protolit sedimentogen), **ortometamorfit** (protolit magmatogen), **polimetamorfit** (metamorfit având ca protolit o altă rocă metamorfică) – Șeclăman et al., 1999.

Metamorfismul reprezintă transformarea în stare solidă a rocilor magmatice și sedimentare, ca răspuns la condițiile fizice și chimice, diferite de condițiile care predomină în timpul formării lor (Winkler, 1976).

Metamorfismul reprezintă schimbările mineralogice și structurale ale rocilor, care se produc la adâncimi destul de mari în scoarță, la temperaturi mai mari decât cele cunoscute la suprafața Pământului (Myashiro, 1973). Cu alte cuvinte, metamorfismul presupune orice transformare mineralogică și / sau structurală a rocilor în stare solidă, cu excepția alterărilor, dezagregărilor și diagenezei. Myashiro apreciază că limita de temperatură între diageneză și

metamorfism este de circa 150°C. Prin urmare, metamorfismul ar avea loc între 150°C și temperatura solidus a rocilor, care marchează debutul anatexiei. Presiunea este un factor mai dificil în acest caz, deoarece se cunosc roci sedimentare care au suferit procese de diageneză la adâncimi de peste 6 Km, în timp ce unele corneene (roci metamorfice) s-au format la adâncimi (presiuni și temperaturi) mai mici. Cele două noțiuni, diageneză și metamorfism, sunt congruente și de aici, limita naturală netă de demarcație este mai greu de stabilit precis.

Din punct de vedere termodinamic, metamorfismul reprezintă tendința de adaptare a rocilor solide la condițiile existente în spațiul și timpul geologic dat. Într-un sistem petrografic izochimic, fiecărei stări petrografice, caracterizată printr-o anumită compoziție mineralogică (parageneză) și configurație structurală, îi corespunde o anumită energie liberă. De aceea, transformarea paragenetică și structurală a unei roci, înseamnă realizarea tendinței interne a rocii de a obține starea cu cea mai mică energie liberă pentru condițiile fizice date.

Metamorfismul este posibil, numai dacă starea reală a rocii are o energie liberă mai mare decât una sau alta din stările potențiale posibile, adică numai dacă starea reală este instabilă sau metastabilă.

În metamorfism, spre deosebire de magmatism, nu participă faza lichidă a topiturii de silicați. Aceasta nu exclude posibilitatea participării altor faze fluide, care sunt omniprezente.

În timpul metamorfismului, transformările pot conta numai prin modificarea exclusiv a structurii, fără modificarea compoziției minerale. Acest lucru se realizează prin deformări plastice sau rupturale, fie prin recristalizări simple (ex. recristalizarea calcarelor sedimentare conduce la formarea marmurelor). De regulă însă, alături de modificarea compoziției mineralogice are loc și modificare aspectelor structurale, ducând la recristalizarea metamorfică în sensul larg (ex. transformarea marnelor în amfibolite).

Dacă recristalizarea nu modifică chimismul global al rocii, are loc un metamorfism izochimic. Dacă însă metamorfismul presupune aport și eliminare de substanță, rezultă o schimbare a chimismului rocilor solide, fenomen care poartă numele de metasomatism.

Proprietățile protolitului se conservă uneori în metamorfite ca “relicte”, alături de proprietățile “neoformate”. Există și cazuri când ele nu se conservă deloc. Cu alte cuvinte, intensitatea transformării petrogenetice sau *gradul de abatere* a metamorfismului față de protolit diferă de la caz la caz. El depinde mult de mecanismele prin care se realizează metamorfismul. Aceste mecanisme sunt în număr de trei:

1. schimbarea structurii petrografice, prin rearanjarea în spațiu a cristalelor sau mineralelor care compun protolitul, sau prin modificarea formei și dimensiunilor cristalului. În acest caz, transformarea este o trecere a rocii de la o stare structurală inițială (s_1) la o alta finală (s_2);
2. schimbarea compoziției mineralogice a protolitului, pe fondul unui chimism global constant. De data aceasta, roca trece de la o stare minerală M_1 la o stare finală, M_2 ;
3. schimbarea compoziției chimice globale a protolitului, adică sistemul petrografic trece de la o compoziție chimică globală C_1 , la o alta finală, C_2 .

Cele trei mecanisme pot acționa individual sau simultan, existând următoarele posibilități naturale:

$$(1) \quad C_1 = C_2, M_1 = M_2, s_1 \neq s_2$$

Acesta este un metamorfism pur structural, cu alte cuvinte protolitul își schimbă numai structura. De pildă, roca trece de la o structură izotropă la o alta anizotropă (mai rar invers), de la o granulație mai mică la o alta mai mare și invers, de la stări inechigranulare la echigranulare și invers etc.. Deoarece mineralele și chimismul global nu se schimbă, acest metamorfism este considerat “izochimic” și respectiv “izomineral”. El mai este denumit și “recristalizare” simplă.

$$(2) \quad C_1 = C_2, M_1 \neq M_2, s_1 \neq s_2$$

În acest caz, așa după cum se arată în relația de mai sus, se modifică simultan compoziția minerală și structura protolitului, dar nu și chimismul global. Acest tip de metamorfism este cel mai frecvent întâlnit în natură și se mai numește metamorfism “izochimic”. Schimbarea mineralogică atrage după sine schimbarea sau modificarea structurii protolitului. Acest lucru se datorește faptului că granulele vechilor minerale (paleosomatiche) sunt treptat eliminate, iar în locul lor se formează cristalele mineralelor noi (neosomatiche). Există cazuri când deosebirea dintre paleostructură (structura inițială, veche) și neostructura (structura nouă dobândită) poate fi foarte mică și prin urmare, ignorată. În acest caz, se neglijează diferențele structurale care privesc formele și dimensiunile cristalelor, dacă gradul de anizotropie a rocii nu s-a modificat.

$$(3) \quad C_1 \neq C_2, M_1 \neq M_2, s_1 \neq s_2$$

Modificarea chimismului global al unui sistem mineral solid a fost numită *metasomatoză* și, de aceea, procesul metamorfic acompaniat de schimbarea acestui chimism este numit *metamorfism metasomatic*. Cuvântul “metasomă” înseamnă “un alt corp”, aluzie la faptul că esența compozițională a corpului solid s-a transformat. Schimbarea compoziției chimice atrage după sine modificarea calitativă și/sau cantitativă a mineralelor, iar schimbarea acestora din urmă, modifică structura petrografică. În consecință, metamorfismul metasomatic este cea mai drastică schimbare posibilă a unei roci în stare solidă (Șeclăman et. al., 1999).



5.2. FACTORII METAMORFISMULUI

Prin factori se poate înțelege:

1. oricare din parametri fizici și chimici ai mediului geologic care prin schimbare determină scoaterea rocilor solide din stările lor de stabilitate mineralogică și/sau structurală;
2. orice factor natural care poate conduce la trecerea rocilor din stare metastabilă la cea stabilă.

Din prima categorie fac parte factorii de echilibru ai procesului metamorfic și de ei depind compoziția mineralogică și structura de echilibru a viitoarei roci. Din cea de-a doua categorie, fac parte factorii catalitici ai metamorfismului și de ei depinde viteza procesului de metamorfism.

Factorii de echilibru în sistemele petrografice cu chimism constant sunt:

- temperatura;
- presiunile (de diferite feluri);
- tensiunea superficială a suprafețelor cristalelor.

Factorii catalitici sunt:

- conținutul de apă (fluide);
- stressul (presiunea orientată) de deformare;
- temperatura.

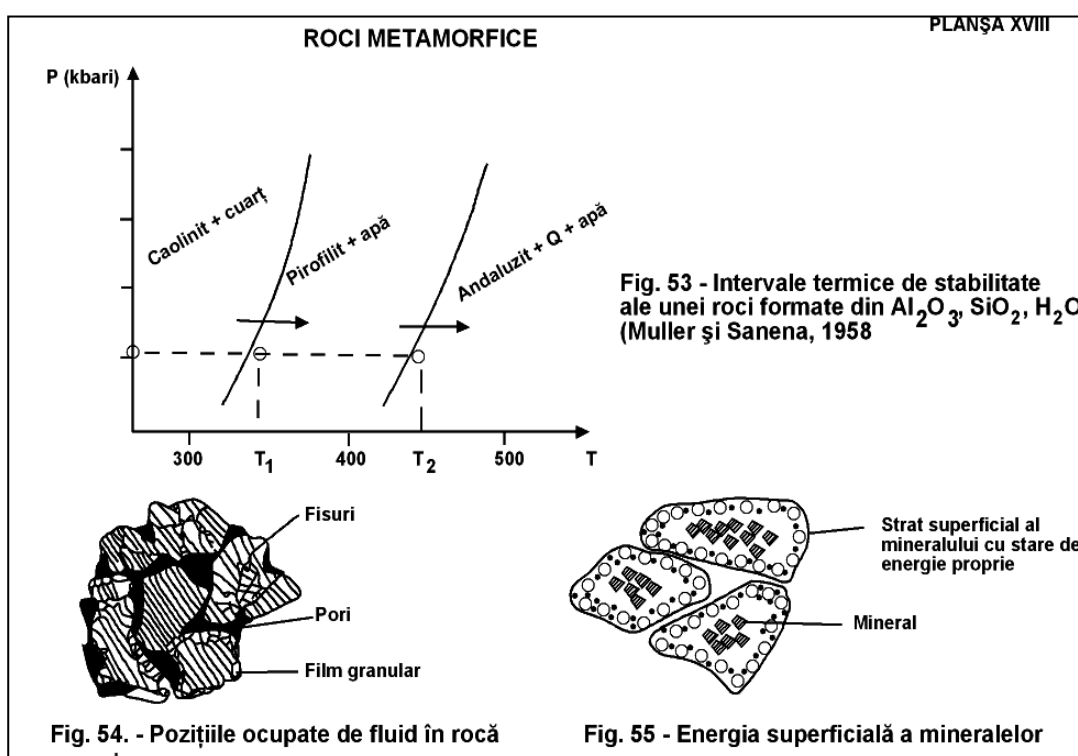
Temperatura

Valorile ei sunt cuprinse între limita domeniului diagenezei și temperatura solidus a rocilor (150° - 200°C - 600°C). Această temperatură poate ajunge în cazuri particulare până la 1000-2000°C (gresii cuarțifere, dunita, anortozite). Creșterea temperaturii (Turner și Verhoogen, 1950) poate fi rezultatul:

- injecțiilor magmatice ($\approx 1200^{\circ}\text{C}$);
- afundării rocilor în zone profunde ($\approx 450^{\circ}\text{C}$);
- creșterii fluxului caloric vertical în spațiul metamorfic ($500\text{--}700^{\circ}\text{C}$).

Variația temperaturii, în cazul în care ceilalți factori sunt constanți, poate duce la modificări mineralogice și structurale. Sunt necesare două precizări:

1. Orice rocă are un anumit interval termic de stabilitate (fig. 53 – planșa XVIII). De aici concluzia că **nu orice variație de temperatură poate determina un metamorfism**. Deci, variația temperaturii trebuie să fie mare pentru a scoate roca din domeniul ei de stabilitate.



2. Intervalele termice de stabilitate a rocilor sunt o funcție de compoziția mineralogică a rocii și presiune.

$$D T_s = f(\text{compoziția mineralogică, presiune})$$

La aceeași presiune, rocile poliminerale au intervale de stabilitate termică mai mici decât rocile monominerale (ex. Calcarul pur are un interval mai mare de stabilitate termică decât calcarul cu impurități).

Deci, un interval de temperatură poate afecta roci poliminerale și lasă intacte rocile monominerale. De aici noțiunea de **metamorfism selectiv**.

Creșterea temperaturii tinde să realizeze paragenezele și structurile cu entropii ridicate, adică acele configurații care au un grad de dezordine internă mai avansat. Principalele cauze ale ridicării entropiei sunt (în cazul creșterii temperaturii):

- formarea fazelor gazoase (roci de deshidratare, roci de decarbonatare);
- creșterea gradului de miscibilitate a mineralelor solide;
- creșterea solubilității mineralelor în fluidele din pori.

Metamorfismul progresiv, determinat de încălzirea rocilor, este o adaptare entropică a sistemelor petrografice la creșterea temperaturii. Creșterea entropiei mineralelor se realizează de obicei prin:

- *reacții de deshidratare:*

$$T^{\circ}$$



- *reacții de decarbonatare:*

$$T^{\circ}$$



- *solubilizarea reciprocă a mineralelor inițiale, rezultând faze solide mixte:*

$$T^{\circ}$$



(pertite)

Micșorarea temperaturii poate duce la reacții inverse: hidratări, carbonatări, dezamestecuri (**metamorfism regresiv**).

Presiunea de sarcină (litostatică - P_l) duce la adaptarea rocilor în sensul micșorării volumului și creșterea densității:

$$P_l = \rho gh, \quad (6)$$

unde ρ - densitatea medie a coloanei de roci;

h - adâncimea;

g - accelerația gravitațională.

Această presiune se estimează în bari sau Kbari. Variația presiunii litostatice este posibilă numai când este asigurată îngroparea și afundarea rocii respective (ex. la baza crustei presiunea litostatică este 10 - 15 Kb).

Variația presiunii litostatice duce la variația energiei libere a sistemului petrografic. În lipsa temperaturii, o presiune litostatică poate duce la creșterea energiei libere a rocii, echivalentul a câtorva sute de grade celsius (0 - 500° C - ex. 50 bari corespund la 1°C).

În general, creșterea presiunii și deci micșorarea volumului rocii, duce la micșorarea entropiei. Din acest punct de vedere, creșterea presiunii are efecte inverse creșterii temperaturii.

Presiunea orientată (Po) - Stressul

Ea crează tensiuni care duc la deformări plastice și rupturale ale cristalelor, precum și la o deplasare a lor prin translații sau rotații. Din punct de vedere fizic, deformările joacă un rol distructiv. Din punct de vedere chimic însă, ele joacă un rol catalitic în metamorfism. De aceea, prezența presiunii orientate provoacă tensiuni de forfecare. Un punct dintr-o rocă este supus pe cele trei direcții principale (x, y, z) la tensiuni diferite.

Valorile maxime atinse de presiunile orientate într-o rocă sunt egale cel mult cu tensiunile de rupere (≈ 3000 bari = 3 Kb).

Prin urmare, efectul presiunii orientate este dublu:

- de deformare (metamorfism dinamic);
- cu rol catalitic (alături de presiune litostatică și temperatură).

Presiunea fluidelor (Pf)

În majoritatea rocilor există o fază fluidă care se poate găsi în trei forme: lichidă, gazoasă și supracritic. În general fluidele, funcție de P și T reprezintă aproximativ 5% din volumul total al rocii. Faza fluidă ocupă porii, fisurile minuscule sau formează filme granuloase (**fig. 54 – planșa XVIII**). Există, în general, mai multe faze sau situații specifice ale fazei fluide:

1. dacă roca este suficient de permeabilă, așa încât faza fluidă să comunice cu suprafața, se realizează faza osmotică. În acest caz: P_f este diferită de P_l și deci:

$$P_f = \rho_f gh \quad (7)$$

unde: ρ_f = densitatea medie a coloanei de fluid;

g = accelerația gravitațională;

h = adâncimea.

Cum $\rho_{\text{rocă}} > \rho_f$, rezultă că la o anumită adâncime, fazele minerale solide au o presiune mai mare ca P_f coexistentă.

2. Dacă fluidul se află în spații închise (**faza neosmotică**), deci rocile sunt impermeabile, P_f poate deveni egală cu P_l cu adăugirea că temperatura și numărul de moli poate perturba această egalitate. Prin urmare, dacă temperatura și numărul de moli vor crește, $P_f > P_l$. Aceasta, P_f poate învinge rezistența de rupere a rocii și să genereze un sistem de fisurație locală. De regulă însă P_f este aproximativ egală cu P_l .

Presiunea parțială a componentilor volatili

De regulă, faza fluidă este policomponentă, fiind alcătuită din H_2O , O_2 , H_2S , CH_4 . Fiecare din acești componenți au presiuni parțiale proprii. În acest caz:

$$P_f = x_1 P_f + x_2 P_f + \dots + x_c P_f = P_1 + P_2 + \dots + P_c \quad (8)$$

unde: x_1, x_2, x_c - proporțiile componentelor volatili (concentrațiile);

$P_1, P_2, \dots, P_c$ - presiunile parțiale corespunzătoare.

Pentru metamorfism, presiunile parțiale au un rol mult mai important ca presiune totală a fluidului.

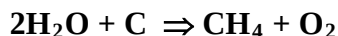
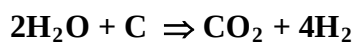
ex. Creșterea presiunii parțiale a apei favorizează reacțiile de hidratare; scăderea presiunii parțiale a apei favorizează reacții de deshidratare;

Presiunea parțială a CO_2 reglează reacțiile de carbonatare. Presiunea parțială a O_2 și a H_2 controlează reacțiile de oxido-reducere.

Determinarea presiunilor parțiale este o problemă foarte delicată. Ea este facilă numai în cazul în care fluidul este aproximativ monocomponent și, prin urmare $P_i = P_f$ (ex. În timpul metamorfismului rocilor argiloase, presiunea parțială a apei (P_{H_2O}) este egală cu presiunea fluidului sau în timpul metamorfismului rocilor carbonatice presiunea parțială a CO_2 este egală cu presiunea fluidului).

La fluidele formate din H_2O și CO_2 , presiunea parțială a unuia din componenți poate varia de la 0 la $P_i = P_f$.

În condiții speciale, la temperaturi de $300^\circ C$, este posibilă reacția H_2O și grafit (C):



În acest caz, la P_f constant, crește presiunea parțială a CO_2 , CH_4 , O_2 , H_2 și scade presiunea parțială a H_2O .

Energia superficială a mineralelor

Suprafața care separă faza minerală a rocilor este o mărime fizică care joacă un rol important în metamorfism. În imediata apropiere a acestei suprafețe, pe o grosime extrem de mică, atomii (sau ionii) sunt într-o formă de aranjare care diferă sensibil de aranjamentul existent în interiorul fazei.

Stratul superficial al mineralului (**fig. 55 – planșa XVIII**) are o stare energetică proprie care poartă numele de “*fază superficială*”. Ea are un surplus de energie internă numită energie superficială a mineralelor (E_{sup}).

$$E_{\text{sup}} = sA \quad (9)$$

unde s - tensiunea superficială a mineralului; A - suprafața totală a mineralului.

O rocă este un agregat polimineral. Fiecare mineral se poate prezenta în cristale cu forme și dimensiuni diferite. Pentru un mineral dintr-o rocă:

$$A_{\text{total}} = \Sigma A_i \quad (10)$$

Prin urmare, calcularea energiei superficiale totale este practic imposibilă, necunoscându-se numărul și formele tuturor cristalelor individuale. Se poate calcula însă suprafața specifică a mineralului, adică suprafața care revine la unitatea de volum, respectiv A/cm^3 .

Ca o concluzie, se poate afirma că, cu cât abaterea de la forma izometrică ideală (cubul sau sfera) este mai mare, cu atât crește mai mult suprafața specifică.

În rocile eterogene sau policristaline, mineralele au energii superficiale apreciabile. Aici există o tendință internă a fazelor minerale de a-și reduce energia superficială, astfel încât cristalele cresc în dimensiuni, în așa fel încât să rezulte forme cu energii superficiale minime.

Energia superficială controlează structura rocii, fiind unul din principalii factori structurali ai metamorfismului.



Autoevaluare (întrebări)

1. Explicați semnificația termenului de metamorfism.
2. Definiți metamorfismul după Winkler, 1976.
3. Definiți metamorfismul după Myashiro.
4. Ce reprezintă metamorfismul din punct de vedere termodinamic ?
5. Care sunt cele trei mecanisme prin care se realizează metamorfismul ?
6. Care sunt posibilitățile naturate de desfășurare a metamorfismului ? Explicați.
7. Ce înțelegeți prin factorii metamorfismului ?
8. Care sunt principalii factori ai metamorfismului ?
9. Ce înțelegeți prin metamorfism progresiv ?
10. Ce știți despre energia superficială a mineralelor ?



Popescu V. – 1999 – Ghid practic pentru roci magmatice, sedimentare și metamorfice, *Editura Ecologică*, București.

Popescu, V., - Geologie generală, 339 p., *Editura Pământul*, Pitești, 2006.

Popescu, V. – 2009- **Petrografie pentru ecologi**, *Editura Mustang*, București.

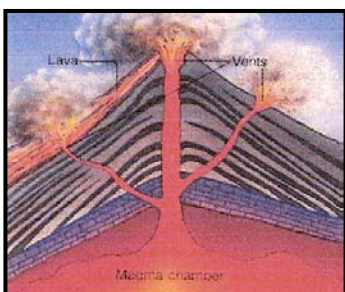
Popescu, V. – 2009 - **Geologie generală**, *Editura Mustang*, București.

Șeclăman M., Marin Cornelia, Luca Anca – 1999 – Introducere în geologia generală, *Editions du Goéland*, București.

Curs nr. 6

Conținut:

- 6.1. Procese metamorfice fundamentale
 - 6.1.1. Procese metamorfice izofazice
 - 6.1.2. Procese elementare allofazice (mineralogenetice)
 - 6.1.3. Procese metamorfice complexe



6.1. PROCESE METAMORFICE FUNDAMENTALE

Procesele fizice și chimice, proprii metamorfismului pot fi grupate în două clase:

1) procesele care nu schimbă compoziția mineralogică a rocii, ci numai structura și textura, numite **procese izofazice** (deformarea, recristalizarea, diferențierea și omogenizarea izofazică);

2) procese care schimbă compoziția mineralogică, realizate prin transformări polimorfe și reacții chimice, numite **procese allofazice**.

6.1.1. Procese metamorfice izofazice

1. Deformarea

Aceste deformări pot fi plastice și rupturale. Ele pot avea loc simultan cu transformarea mineralogică a rocii sau nu (ex. transformarea granitelor în gnaise). În cazul în care deformarea se desfășoară izolat, independent de transformarea mineralogică, are loc o deformare izofazică. Cazul opus este deformarea allofazică.

Factorul decisiv al deformării este stressul (P_s). Deformarea poate fi:

- elastică;
- plastică;
- rupturală.

Deformarea care are implicațiile cele mai profunde este curgerea plastică a rocii în stare solidă. Ea se realizează printr-o mișcare componentială directă și indirectă.

Mișcarea componentială directă este mișcarea mecanică propriu-zisă a masei minerale din roci și se realizează, la temperaturi joase, prin:

- deformarea plastică a cristalelor;

- deplasarea relativă a cristalelor;
- alunecarea intercristalină;
- rotirea cristalelor izometrice rigide.

Datorită acestora, poate rezulta:

- rostogolirea cristalelor;
- rotirea prin maclare;
- rotirea prin benzi de deformare.

Fiecare cristal posedă o limită proprie a deformării plastice, după care, la creșterea efortului, apare ruperea și micșorarea dimensiunilor cristalelor pînă la măcinare (milonite - **fig. 56**).

Dacă nu se ajunge la această măcinare, atunci înseamnă că deformarea plastică s-a realizat prin intermediul mișcării componentiale indirecte. Mișcarea componentială indirectă se realizează la scară atomică, prin dizolvări și recristalizări succesive ale mineralelor constitutive. Ea se realizează la temperaturi mari.

Curgerea plastică a rocilor în metamorfism este deci un proces complex în care temperatura joacă un rol deosebit. Un reper termic important în precizarea comportamentului reologic al rocilor este așa numita temperatură echivalentă, T_E , definită de raportul:

$$T_E = \frac{T}{T_t} \quad (11)$$

unde: T_E - temperatura echivalentă;

T - temperatura absolută la care are loc deformarea solidului;

T_t - temperatura absolută la care are loc topirea solidului.

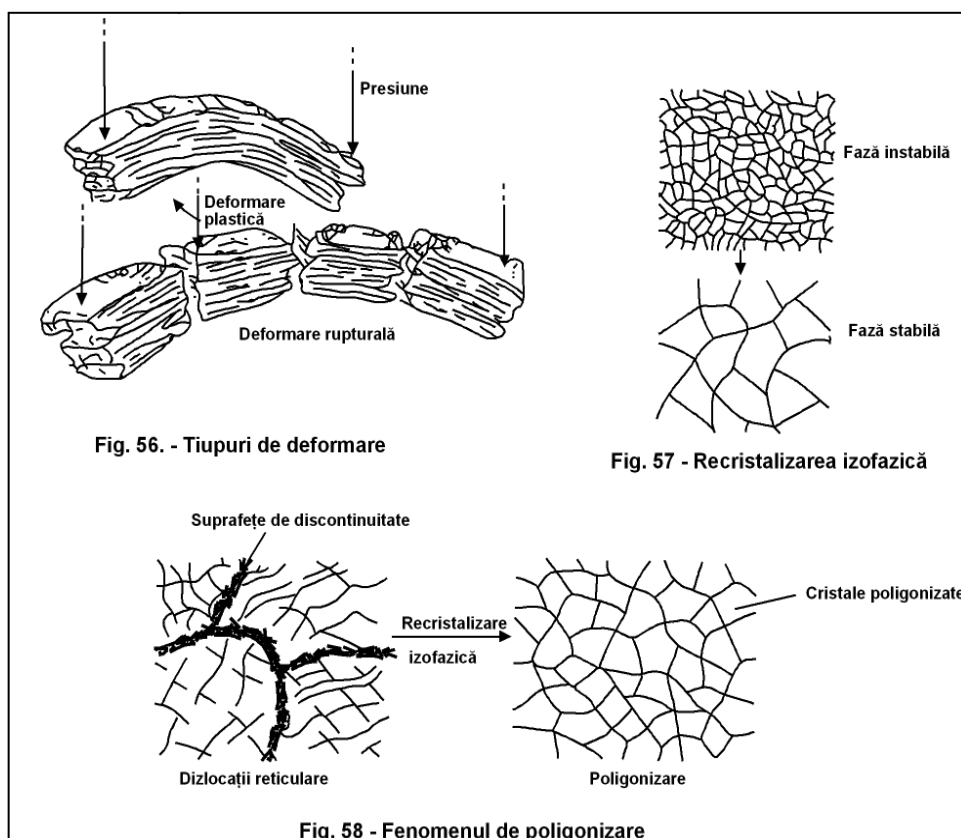
În general, la $T_E > 0,4$, în deformare un rol important îl joacă mișcarea componentială indirectă.

De regulă, în metamorfism $T_E > 0,4$, ceea ce înseamnă că deformarea rocilor metamorfice a fost dominată de mișcarea componentială indirectă și nu de mișcarea componentială directă.

2. Recristalizarea izofazică

De regulă rocile sunt poliminerale. Fiecare mineral este reprezentat de granule cristaline care nu au același grad de stabilitate. Granulele cristaline cu energii libere mari, tind

să se dizolve, iar cele cu energii mici să crească, formând o configurație structurală nouă pentru rocă.



O structură ideală perfectă, în eventualitatea că roca este monominerală, se realizează prin cristale relativ mari, separate prin interfețe plane (**fig. 57**).

Dacă roca a suferit o deformare prealabilă, rezultă dizlocații reticulare care cu timpul tind să se grupeze, formând noi suprafețe de discontinuitate în interiorul cristalelor. Astfel, dintr-un singur cristal cu dizlocații, rezultă n cristale mai mici, dar perfecte. Acest fenomen se numește “poligonizare” (**fig. 58**).

Recristalizarea izofazică implică frecvent dizolvarea parțială a cristalelor mai puțin stabile în faza fluidă intergranulară. Dizolvarea și recristalizarea au loc simultan, cu viteze egale, roca rămânând în permanență solidă. Temperatura joacă un rol catalitic, în directă proporționalitate, adică creșterea temperaturii ducând la creșterea dizolvării și a recristalizării.

Cauza principală a recristalizării rămâne tendința generală de egalizare a energiilor libere a cristalelor dintr-un mineral (ex. recristalizarea calcarelor duce la formarea

marmurelor). La noi în țară, asemenea fenomene sunt foarte răspândite: versantul nordic al Munților Făgăraș (Arpaș), Munții Poiana Ruscă (Ruschița), Platoul Vașcău (Moneasa) etc..

6.1.2. Procese elementare alofazice (mineralogenetice)

1. **Transformări polimorfe** = trecerea unei substanțe minerale solide de la o structură cristalină la alta, cu modificări în salt de volum, densitate, entalpie, entropie. Aceste transformări sunt cauzate de variațiile de temperatură și presiune. Există și transformări de ordinul II (capacitate calorică, dilatare termică, compresibilitate). Cele mai răspândite transformări de ordinul II sunt cele de ordine $\leftrightarrow$ dezordine (se modifică gradul de ordonare a atomilor, deosebiți calitativ), ca de exemplu tranziția de la feldspatul alcalin ordonat de joasă temperatură, la feldspatul monoclinic (dezordonat), stabil la temperaturi mai înalte. Aici, spre deosebire de transformările polimorfe de ordinul I, la presiune constantă, tranziția se realizează pe un interval termic, și nu la o temperatură definită. Tot transformarea de ordinul II este considerată și trecerea de la simetriile cubice ale unor minerale la simetriile pseudocubice (ex. leucitul), sau trecerea mineralelor magnetice în minerale nemagnetice, ca urmare a variațiilor de temperatură.

Transformările polimorfe de ordinul I sunt cele mai importante în metamorfism. Multe substanțe minerale solide pot avea teoretic doi sau mmmai mulți polimorfi. Transformările au loc în condiții termo-barice bine stabilite (ex. grafitul și diamantul - **fig. 60 – planșa XIX**, trecerea $\alpha Q \leftrightarrow \beta Q$, trecerea $\alpha Q \leftrightarrow$ coesit etc.. De aceea, în metamorfism, transformările polimorfe pornesc de la faze metastabile și sunt monotrope, dacă factorul hotărâtor al metamorfismului este temperatura.

Trebuie reținut că orice modificare polimorfă este stabilă într-un anumit domeniu dat de T și P. Teoretic, atunci când polimorful este scos din domeniul său de stabilitate, el ar trebui să treacă reversibil într-un alt polimorf (tranziție enantiomorfă). Totuși, uneori polimorful poate supraviețui ca fază metastabilă, chiar și în afara domeniului său de stabilitate. Un exemplu este diamantul, stabil la presiuni înalte, care poate supraviețui ca fază metastabilă, la presiuni joase. Prin încălzire, la presiune joasă, diamantul trece ireversibil (monotrop) în grafit, care este adevărata fază stabilă a carbonului la presiune joasă.

În procesul de metamorfism pot exista atât transformări polimorfe ireversibile, cât și reversibile. Dacă în protolit sunt prezenți polimorfi metastabili, ca de exemplu aragonit metastabil, disten metastabil, tridimit metastabil etc., atunci transformările polimorfe sunt

monotrope. Dimpotrivă, dacă polimorfii din protolit sunt stabili în condițiile termo-barice inițiale ale metamorfismului, atunci variațiile de temperatură și presiune pot provoca transformări polimorfe de tip reversibil.

PLANȘA XIX

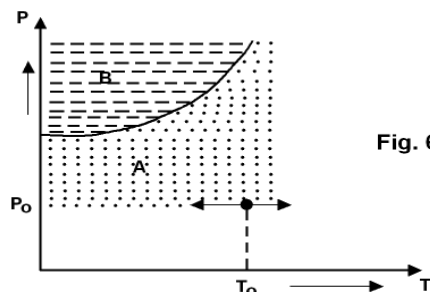


Fig. 60 - Fenomenul de enantriopism

A, B = Modificații mineralogice
T = Temperatură
P = Presiune

BLASTEZA MINERALELOR

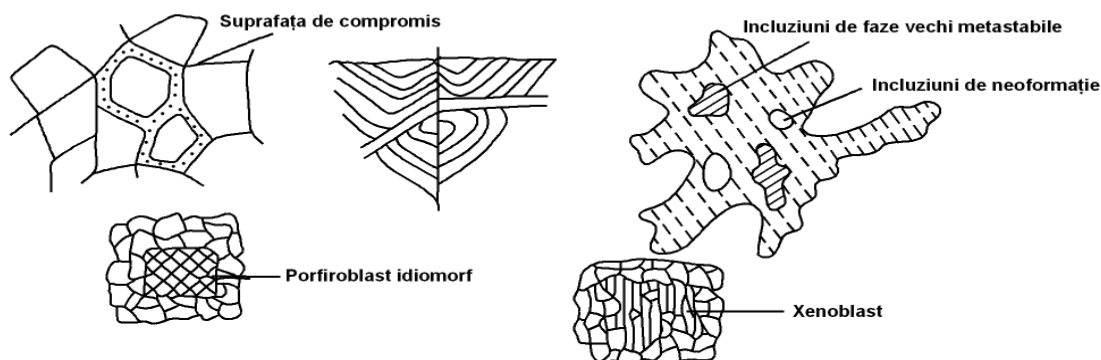


Fig. 61. - Tipuri de cristale: poliedrice, xenomorfe, porfiroblaste idiomorfe sau xenoblaste

FORMAREA ȘISTUOZITĂȚII

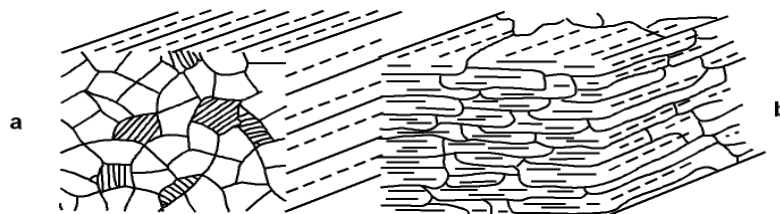


Fig. 62 - Formarea șistuoziții de tip: a. - linear; b. - planar

DIFERENȚIEREA METAMORFICĂ

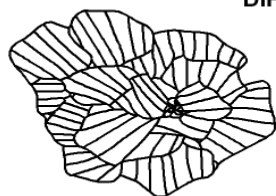


Fig. 63 - Concreționarea metamorfică (porfiroblast)

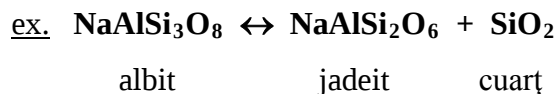


Fig. 64 - Rubanarea metamorfică

2. Reacții minerale de tip solid $\leftrightarrow$ solid

Aceste reacții apar ca:

a. *reacții de descompunere (sinteză);*



b. *reacții chimice între două sau mai multe minerale.*

ex. biotit + disten $\leftrightarrow$ muscovit + almandin

wollastonit + anortit $\Rightarrow$ grossular + cuarț

plagioclaz + diopsid + ($\pm$ olivina) $\Rightarrow$ omfacit + granat mixt.

În crusta superioară aceste reacții sunt rare. Ele sunt foarte frecvente în crusta inferioară și manta, constituind aici principalul proces prin care se desfășoară metamorfismul.

3. Reacții chimice de tip solid $\leftrightarrow$ solid + fluid

Aici intră toate reacțiile chimice la care participa 1 sau n componenți volatili. Cele mai frecvente sunt:

A solid $\leftrightarrow$ B solid + fluid

a) Deshidratări (hidratări)

ex. minerale hidratate $\leftrightarrow$ minerale solide + H₂O
(solide)

caolinit $\leftrightarrow$ disten + cuarț + 2H₂O

b) Decarbonizări (carbonizări)

carbonați $\leftrightarrow$ minerale solide + CO₂

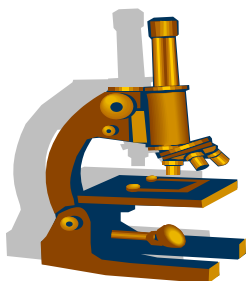
ex. calcit + cuarț $\leftrightarrow$ wollastonit + CO₂

Caracteristicile specifice acestor reacții sunt:

1. termenii din dreapta ecuației au o entropie mai mare datorită prezenței fluidului.

Rezultă că reacția decurge de la stânga la dreapta odată cu creșterea temperaturii;

2. temperatura de echilibru a reacției variază diferit cu presiunea, funcție de faptul că sistemul este osmotic sau nu, precum și de compoziția chimică a fluidului.



6.1.3. Procese metamorfice complexe

1. Blasteza sincinematică

Creșterea cristalelor în stare solidă, ca urmare a cristalizării izofazice sau reacțiilor metamorfice se numește blasteză. Cristalele formate în acest context se numesc cristaloblaste.

Blasteza este controlată de trei factori mai importanți:

- 1) viteza de alimentare a cristalelor cu particule (atomi neutri, eventuali ioni);
- 2) rezistența pe care o opune mediul solid ambiant la creșterea cristalului;
- 3) forța de cristalizare (presiunea de creștere) definită prin relația:

$$P_{\text{crist.}} = \frac{\Delta G}{V} \quad (14)$$

unde: ΔG - forța motrice a procesului de blasteză.

V - volumul molar al cristalului.

Dacă blasteza are loc în lipsa unei deformări plastice, atunci avem de-a face cu blasteza statică. Iau naștere astfel trei tipuri fundamentale de cristale:

a) tipul de cristale poliedrice, mărginite de interfețe plane de compromis, rezultate prin stoparea simultană a creșterii cristalelor adiacente în lungul unui plan (**fig. 61 – planșa XIX**), fenomen vizibil mai ales la rocile monominerale, prin recrystalizarea izofazică.

b) cristale xenomorfe, cu forme complicate, frecvent cu incluziuni solide, care aparțin fie fazelor vechi (metastabile), fie neoformațiilor din care rezultă cristale cu forțe de cristalizare egale cu a gazdei, dar cu viteză de creștere mai mică (**fig. 61 – planșa XIX**);

c) porfiroblaste idiomorfe sau idioblaste, cu viteză de creștere mai mare, diferite ca dimensiuni de cristalele din jur (cu viteze de creștere) - (**fig. 61 – planșa XIX**).

Toate cristalele care iau naștere în blasteza statică, nu au deformări plastice (macles de alunecare, benzi de deformare, benzi de alunecare).

Blasteza care ia naștere în timpul deformării rocii poartă numele de blasteză sincinematică. În acest caz există două tendințe:

- tendință constructivă (creșterea progresivă a dimensiunilor cristalelor);
- tendință distructivă (fragmentarea, micșorarea cristalelor).

Prin urmare, cristalele se pot mări, micșora sau pot rămâne constante. Supuse unui stress deformațional, evident, cristalele de dimensiuni mai mari se vor rupe mai ușor și deci există dimensiuni critice optice ale cristalelor, determinate de un echilibru blasto-dinamic.

2. Formarea șistozității (fig. 62 a;b – planșa XIX).

În cele mai multe roci metamorfice, cristalele se găsesc orientate unele față de altele conducând la apariția structurii șistoase. Dacă axele lungi ale cristalelor prismatice se dispun paralel unele față de altele, se realizează o șistozitate tip linear (fig. 62 a).

Cristalele tabulare se orientează adesea cu planele de aplatizare în poziție paralelă, formând șistozitatea de tip planar (fig. 62 b).

Când șistozitatea se vede numai la microscop sau este determinată prin metode fizice, se numește șistozitate criptică (roci formate din cristale izometrice sau cristale anizotrope foarte mici).

Cauzele orientării cristalelor în roci sunt numeroase. Iată câteva dintre acestea:

1) Cristalizarea mimetică (blastează epitaxială)

Unele roci magmatice și sedimentare au deja o orientare a mineralelor, prin urmare orientare preexistentă. Prin blastează, mineralele noi formate pe seama celor preexistente, sunt germinate epitaxial (orientat). Epitaxia reprezintă orientarea germenului față de suport. Prin urmare, cristalizarea mimetică, accentuează de fapt o șistozitate preexistentă, adică transformă o șistozitate criptică într-o șistozitate evidentă.

2) Recristalizarea într-un câmp de stress

Un cristal anizotrop, sub influența stressului, poate fi dizolvat și reprecipitat după principiul lui Riecke. Prin acest principiu, cristalele tind să se subțieze în direcția de acțiune a stressului. Cristalele care au axul de maximă viteză de dizolvare de-a lungul stressului se vor dizolva rapid, iar pe seama lor, vor crește cristale cu axul perpendicular pe stress.

3) Blastează sincinematică

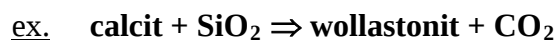
Aceasta este cea mai frecventă. Ea are loc în rocile care au suferit o curgere plastică de mare amploare. Toate cristalele tind să se orienteze în așa fel încât să opună cea mai mică rezistență la curgerea plastică a rocii.

3. Metasomatoza

Este procesul care se realizează în sisteme deschise prin aport de substanță în metasomatoza (după Lindgren, 1933) reprezintă înlocuirea unui mineral solid cu un altul, cu

chimism diferit (deci, pe seama paleosomei sau a mineralului vechi se formează neosomă, mineral nou). De cele mai multe ori neosomul este diferit total de paleosom (ex. substituția calcitului de către pirită). Metasomatoza se realizează prin două procese: dizolvarea paleosomului și precipitarea simultană a neosomului. Sistemul în ansamblu rămâne solid.

Există situații când metasomatoza se realizează atât cu substanță din paleosom, cât și cu substanță din neosom.



În cazul metasomatozei realizată prin intermediul reacțiilor chimice se poate vorbi simultan de dizolvare și precipitare, numai că aici, precipitarea substanței aduse este mijlocită de reacția sa cu substanță paleosomatică, iar dizolvarea privește numai acea parte din paleosom care rezultă din reacție și care este eliminată din sistem.

Prin esența sa, metasomatoza implică o circulație de substanță în roca solidă, care se poate realiza:

- 1) direct, prin difuzia ionilor (sau moleculelor) în rețelele cristalelor rocii solide;
- 2) indirect, prin intermediul unei faze fluide, mediatore care poate rezulta din:
 - soluții de origine magmatică;
 - reacții metamorfice (H_2O , CO_2);
 - soluții fluide, predominant apoase, provenind prin deshidratarea mantalei. În

toate aceste trei cazuri e nevoie de un sistem osmotice, deschis.

Tipuri de metasomatoză:

Există mai multe criterii după care se poate stabili un tip sau altul de metasomatoză, și anume:

- natura rocii paleosomatice (Goldschmidt - 1922);
- natura neosomului (Eskola - 1939);
- condiția geologică în care se desfășoară metasomatoza (ex. metasomatoza de contact, metasomatoza regională);

-temperatura: metasomatoza la temperaturi joase (prezentă în sedimente) sau metasomatoza la temperaturi înalte (prezentă în aureolele de contact).

În general, procesul metasomatic se desfășoară cel mai adesea în spații reduse, cu migrări de substanță de ordinul centimetrilor, lucru de altfel demonstrabil. Se acceptă însă și cazuri, deși nu există dovezi concrete, că migrarea se produce și pe distanțe mari. De aici și

așa numitul caracter regional al metasomatozei. Din punct de vedere al ocurenței, metasomatoza poate fi:

- asociată metamorfismului termic (pirometasomatoză);
- asociată metamorfismului regional;
- asociată metamorfismului fundurilor oceanice;
- autometamorfismul (serpentinizare, biotitizare, carbonatare, propilitizare, etc.).

În ansamblu, metasomatoza este un proces important în cadrul procesului fundamental de formare a rocilor metamorfice. Ca urmare a metasomatozei roca metamorfică poate să aibă un chimism global net diferit comparativ cu protolitul. Așa de exemplu, în unele aureole de contact, protolitul calcaros s-a transformat într-o rocă metamorfică silicatică.

4. Diferențierea metamorfică

Rocile omogene își pierd această calitate ca urmare a segregării parțiale sau totale a constituenților minerali, segregare care poartă numele de “diferențiere metamorfică”. Așa de exemplu, un protolit bazic, omogen chimic și mineralogic, poate deveni eterogen după ce s-a metamorfozat. Fenomenul constă în apariția unui sistem rubanat, constând în alternanțe de benzi feldspatice cu benzi mafice.

În decursul diferențierii metamorfice, sistemul petrografic, privit în ansamblu, este închis. Cu toate că sistemul rămâne închis, diferențierea metamorfică se face adesea după principiul metasomatozei, adică având două faze minerale A și B, care se înlocuiesc reciproc una cu cealaltă. În final se realizează un schimb de poziții fără ca volumul total al sistemului să se modifice. Prin urmare, metasomatoza în acest caz respectă legea conservării volumelor.

Deplasarea componentelor minerali în diferențierea metamorfică se realizează prin difuzie. Temperatura joacă un rol primordial. Diferențierea metamorfică este mult mai accentuată la rocile “umede” (adică cele care au în componența lor grupări hidroxilante) și la temperatură mare, decât în rocile lipsite de apă și la temperaturi joase.

Tipuri de diferențieri metamorfică

a) Concreționarea metamorfică

Unele minerale care rezultă prin reacții metamorfice tind să crească centrifug în jurul unui centru, fie sub forma unui monocristal imens, fie sub forma unui cuib policristalin. Megacristalul obținut se numește porfiroblast (**fig. 63 – planșa XIX**). În acest sens pot fi date ca exemplu porfiroblaste de granat, disten, staurolit în micașisturi sau gnaise.

Cuiburile policristaline monominerale sunt concrețiunile metamorfice propriu-zise și ele apar ca o îngrămadire a cristalelor aparținând aceluiași mineral în jurul unui centru.

b) Secreția metamorfică

Datorită mișcărilor tectonice, rocile metamorfice se pot rupe de-a lungul mai multor sisteme de plane, aparând goluri temporare. La adâncimi mari, aceste goluri creează o stare instabilă. Sistemul tinde să-și elimine golul prin migrarea substanței minerale dinspre rocă spre gol. Astfel se obțin filoanele de secreție metamorfică, asemănătoare morfologic cu dycke-urile magmatice.

Golurile sunt umplute predominant cu componenții cu cele mai mari viteze de migrare (ex. la temperaturi mari, componenții cuarțo-feldspatici au viteză de migrare mai mare decât a celor feromagnezieni, formându-se aici, prin migrare, filoane cuarțo-feldspatice, cu cristale mari de cuarț și feldspat numite “pegmatite de secreție”).

c) Rubanarea metamorfică

În multe roci metamorfice, componenții minerali tind să se separe sub formă de pături sau benzi alternante (ex. alternanța de pături minerale bogate în plagioclaz și respectiv hornblendă). Această alternanță (rubanare) poate fi moștenita de la rocile preexistente sau se obține prin procesul de rubanare metamorfică (**fig. 64 – planșa XIX**). În acest caz sunt frecvente două cauze:

1. germinarea preferențială a unor minerale de-a lungul unor suprafețe de discontinuitate (suprafețe de clivaj tectonic);
2. blastează sincinematică în regim de alunecări neafine. Alunecările neafine, sunt alunecări pe un set de plane paralele, dar cu viteze relative diferite.



Autoevaluare (întrebări)

1. Explicați procesul izofazic de deformare.
2. Explicați recristalizarea izofazică
3. Ce sunt transformările polimorfe ?
4. Dați exemple și explicați reacțiile minerale de tip solid-solid.
5. Ce sunt reacțiile chimice de tip solid-solid + fluid ?
6. Ce este blasteza sincinematică ?
7. Explicați formarea șistozității.

8. Ce este metasomatoza ? Dați exemple.
9. Explicați și dați exemple de diferențiere metamorfică.



Popescu V. – 1999 – Ghid practic pentru roci magmatice, sedimentare și metamorfice, *Editura Ecologică*, București.

Popescu, V., - Geologie generală, 339 p., *Editura Pământul*, Pitești, 2006.

Popescu, V. – 2009- **Petrografie pentru ecologi**, *Editura Mustang*, București.

Popescu, V. – 2009 - **Geologie generală**, *Editura Mustang*, București.

Șeclăman M., Marin Cornelia, Luca Anca – 1999 – Introducere în geologia generală, *Editions du Goéland*, București.

Curs nr. 7

Conținut:

- 7.1. Faciesuri metamorfice, grade și zone de metamorfism
- 7.1.1. Grade de metamorfism
- 7.1.2. Zone de metamorfism
- 7.2. Tipuri de metamorfism separate pe criteriu geologic



7.1. FACIESURI METAMORFICE, GRADE ȘI ZONE DE METAMORFISM

Tendința generală a reacțiilor chimice în metamorfism este realizarea unor asociații minerale echilibrate, respectiv stabile, numite parageneze metamorfice. Totalitatea paragenezelor metamorfice cu același domeniu termobaric de stabilitate poartă numele de facies metamorfic, denumire propusă de petrologul Eskola (1939)

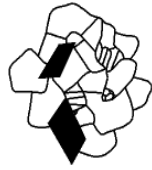
Asociațiile minerale stabile din punct de vedere chimic care iau naștere în reacțiile metamorfice se numesc parageneze metamorfice. Poate constitui o parageneză, numai mineralele care vin în contact unele cu altele (fiecare cu fiecare - **fig. 65 – planșa XX**). Prin urmare, toate rocile care sunt cuprinse într-un facies sau subfacies, au fost formate în aceleași condiții fizice de temperatură și presiune.

Petrologul finlandez Eskola, a separat opt faciesuri, dându-le denumiri după cea mai specifică parageneză (rocă) din facies (ex. faciesul amfibolitelor cuprinde totalitatea paragenezelor (rocilor metamorfice) care au același domeniu termo-baric de stabilitate ca parageneza de referință: horblenda comună + plagioclaz (anortit >18%) ± almandin, specifică rocilor metamorfice numite amfibolite). În acest facies mai pot intra și alte parageneze cum ar fi plagioclaz + cuarț + biotit (gnaise) sau cuarț + biotit + almandin (micașist).

Până astăzi, au fost făcute o serie de cercetări care au schimbat anumite denumiri de faciesuri. Complexul logic al lui Eskola rămâne însă neschimbat.

Conceptul propus de Myashiro (1965), primelor faciesuri *funcție de creșterea temperaturii*:

- faciesul șisturilor-verzi (parageneză clorit-biotit);
- faciesul epidot-amfibolit (almandin);



- A. Parageneză A B C și B C D
 B
 C
 D

Fig. 65 - Dispunerea mineralelor într-o parageneză metamorfică

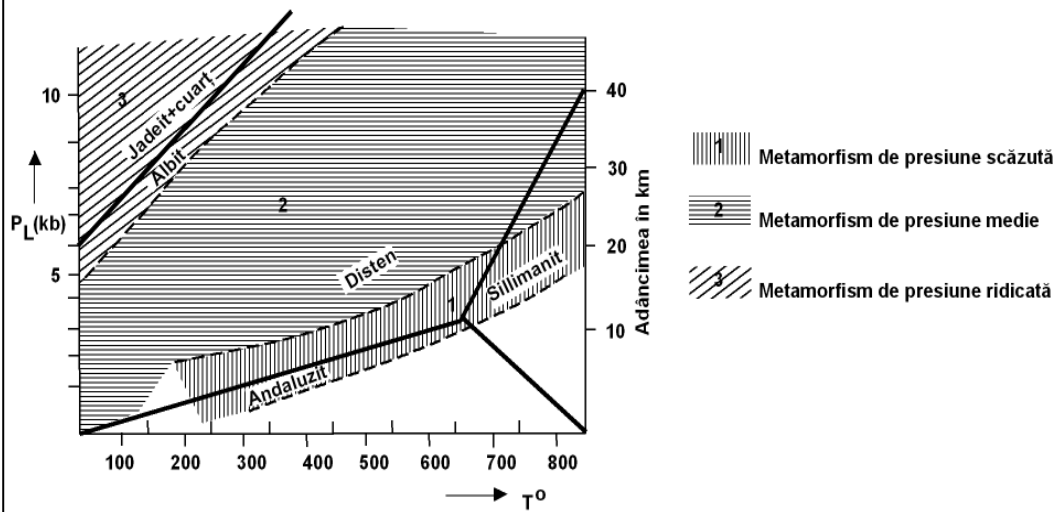


Fig. 66 - Poziția tipurilor barice de metamorfism față de câmpurile de stabilitate ale polimorfilor Al_2SiO_5 și jadeitului în sistemul de presiune și temperatură (după G. Barrow, 1951)

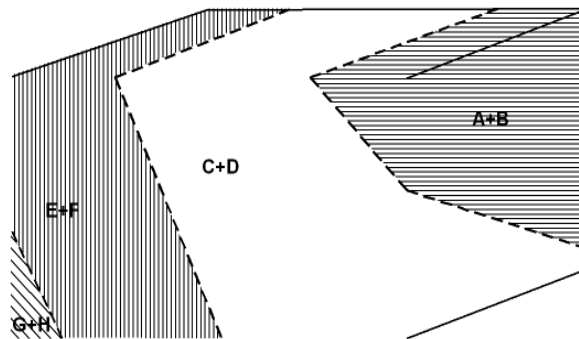


Fig. 67 - Zone de metamorfism

- A+B - Asociație paramagmatică de minerale index
 --- Izograd
 A, B, C, D, E, F, G, H - Minerale index

- faciesul amfibolitic (parageneză disten+sillimanit);
- faciesul granulitic (almandin+pirop+piroxeni).

Faciesuri cu presiune litostatică ridicată:

- faciesul șisturilor cu glaucofan;
- faciesul eclogitelor.

Faciesurile metamorfismului de îngropare:

- faciesul cu prehnit-pumpelit;
- faciesul zeolitic.

Principalele tipuri barice de metamorfism, cu paragenezele respective, propuse de geologul englez George Barrow (**fig. 66 – planșa XX**) sunt:

a) Metamorfism de presiune scăzută

El se caracterizează prin andaluzit-sillimanit (ex. șisturi verzi $\Rightarrow$ amfibolite $\Rightarrow$ granulite).

b) Metamorfismul de presiune medie

El se caracterizează prin disten-silimanit (ex. șisturi verzi $\Rightarrow$ epidot-amfibolite $\Rightarrow$ amfibolite-granulite).

c) Metamorfismul de presiune ridicată

El se caracterizează prin paragenza jadeit + glaucofan + lawsonit.

Faciesurile metamorfice pot fi grupate și independent de tipurile de metamorfism; îndeosebi din punct de vedere al condițiilor de presiune se pot pune în evidență afinități care se dovedesc a avea, în unele cazuri și un suport geologic.

7.1.1. Gradele de metamorfism

Pentru a desemna condiția fizică a metamorfismului, se utilizează noțiunea de **grad de metamorfism**. Acesta este indicat de domeniul termo-baric al metamorfismului. Winkler propune patru grade de metamorfism situate între 150°C și 650°C:

- metamorfismul cu grad foarte coborât, adică acel metamorfism cu temperatură foarte joasă, care face racordul cu diagenza;
- metamorfismul cu grad coborât;
- metamorfismul cu grad mediu;
- metamorfismul cu grad ridicat.

Această delimitare nu are însă precizia faciesurilor unde se includ (se iau în considerație) presiunea, temperatura, adâncimea. Clasificarea are totuși rolul ei, în sensul că se poate stabili cu ușurință sensul procesului metamorfic, astfel:

- metamorfismul cu sens progresiv (în sensul creșterii temperaturii);
- metamorfismul regresiv (în sensul scăderii temperaturii).

Alt exemplu îl constituie tipurile barice de metamorfism, mai sus discutate.

7.1.2. Zone de metamorfism

Zona de metamorfism reprezintă partea cartabilă a unui sistem natural de corpuri metamorfice, în care rocile prezintă același grad de metamorfism. În spațiul geologic, unui anumit interval de metamorfism (termic sau baric) îi corespunde un anumit spațiu tridimensional care se numește “*spațiu izograd*”, având în vedere că în spațiul său se desfășoară același grad de metamorfism. Forma spațiului izograd este controlată de poziția suprafețelor izoterme și izobare, iar dimensiunea sa este controlată de gradientii termo-barici. Fiecare zonă de metamorfism este caracterizată de anumite minerale “index”, care delimitează spațiul geologic în spații paragenetice numite **zone de metamorfism**. Suprafața despărțitoare dintre două zone de metamorfism este suprafața izogradă sau pur și simplu “**izograd**” (fig. 67 – planșa XX).

Denumirea suprafeței izograde sau a izogradului este dată de mineralele index adică, între două zone învecinate, poartă numele de minerale index specifice zonei de grad de metamorfism mai înalt. Exemplul clasic, este zona descrisă de Barrow în provincia Dalradian din Anglia. Componentii principali au fost Al_2O_3 , SiO_2 , MgO , FeO . Barrow a observat în teren roci începând de la cele mai nemetamorfozate (argile) până la cele cu cel mai înalt grad de metamorfism (metapelite). El a separat șase zone metamorfice, cu izogradele:

1. Zona cu clorit (filite, șisturi cloritice-muscovitice);
2. Zona cu biotit;
3. Zona cu almandin;
4. Zona cu staurolit;
5. Zona cu disten;
6. Zona cu sillimanit.

De la 1 la 6 crește temperatura (filite $\Rightarrow$ micașisturi $\Rightarrow$ gnaise). Acestea reprezintă “serii barrowiene”.

Austriacul Becke separă două zone generale de metamorfism funcție de adâncime (presiune și temperatură):

- zona superioară (factorul predominant este presiunea);
- zona profundă (factorul predominant este temperatura).

La acești factori, Niggli mai adaugă stressul (presiunea orientată), funcție de care separă trei zone, fiecare dintre ele cu minerale tipice:

- epizona (zona de suprafață);
- mezozona (zona de mijloc);
- katazona (zona de profunzime).

Cea mai bună interpretare a izogradelor este aceea că de cele mai multe ori, ele corespund nu unei anumite temperaturi sau adâncimi, ci a unei anumite combinații între doi sau n factori ai metamorfismului.

Zonele și izogradul reflectă condițiile de metamorfism și nu aspectele depoziționale, compoziționale sau tectonice. Zonele de metamorfism pot fi denumite și după structurile metamorfice (Turner - 1981). În fine, concluzionând, zonele metamorfice reflectă variația spațială a condițiilor de presiune și temperatură de metamorfism și de distribuirea energiei într-un sistem, independent de roca originală.



7.2. TIPURI DE METAMORFISM SEPARATE PE CRITERIU GEOLOGIC

7.1.1. Spațiul metamorfismului (S.M.)

Metamorfismul trebuie definit nu numai prin mecanism, factori și grad, dar și prin caracteristici poziționale. Fiind un proces natural, el se realizează într-un anumit spațiu. Porțiunea din spațiul terestru unde, la un moment dat, se desfășoară în fapt o transformare metamorfică a rocilor, constituie spațiul metamorfic (S.M.). În unele zone de pe glob, S.M. are dimensiuni extrem de mici (câțiva cm³), în altele este enorm. Prin urmare, după dimensiunea spațiului se poate vorbi de metamorfism **local**, **regional** și **semiregional**. Se consideră local, dacă S.M. este relativ mic (sub 1 km³) și regional, dacă S.M. este enorm (> 100 km³).

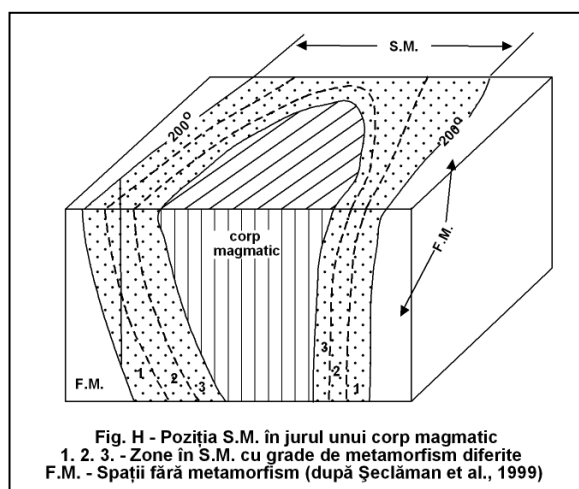
Poziția S.M. se definește prin raportarea acestuia la diverse repere geologice, cum ar fi: diverse unități ge structurale, diverse spații unde au loc alte procese geologice etc.. De asemenea, pot fi luate în considerație și repere geografice, dacă S.M. este în apropierea suprafețelor geomorfologice. Primele clasificări ale proceselor metamorfice au avut ca bază tocmai poziția și dimensiunea S.M. și multe decenii s-a crezut că nu există decât două tipuri de metamorfism: de contact și regional. Astăzi se știe că spațiile în care se desfășoară metamorfismul sunt mult mai diverse și din acest punct de vedere se pot separa mai multe tipuri de metamorfism fie locale, fie regionale.

7.2.2. Metamorfism de contact

În acest caz, S.M. este plasat în jurul corpurilor magmatice intruzive (**fig. H**) și este cuprins între suprafața externă a corpului magmatic și izoterma care definește temperatura minimă a metamorfismului, în condițiile intruziei (de exemplu 200°C).

Metamorfismul are două cauze posibile: creșterea temperaturii și circulația fluidelor dinspre corp spre exterior. De aceea el este un metamorfism static și poate fi exclusiv termic (izochimic), dar și metasomatic. Deoarece temperaturile cresc spre corpul magmatic, în S.M. se pot separa zone cu diferite grade de metamorfism. Zona cea mai apropiată de magmă are și gradul de metamorfism cel mai ridicat. Totalitatea zonelor constituie *aureola magmatică de contact*. Metamorfitele tipice acestor aureole sunt considerate skarnele (roci rezultate prin metamorfismul silicios al calcarelor) și corneenele, roci izotrope și echigranulare care apar în zona cea mai apropiată de corpul magmatic). Tot în acest mod se pot forma și alte tipuri de roci: marmure, cuarțite etc..

De regulă, metamorfismul de contact este local, dar poate fi și semiregional.



7.2.3. Metamorfism de falie

Acest metamorfism mai este denumit metamorfism al zonelor de forfecare. La acesta, S.M. este amplasat la limita dintre două unități solide, care se mișcă relativ una față de cealaltă, prin forfecare (**fig. I**). Datorită frecării, temperatura poate crește în zona de forfecare. Totuși factorul dominant al transformării este presiunea orientată sau stressul, ceea ce face ca metamorfismul să fie, în esență, deformațional. Metamorfitele specifice sunt cataclazitele și milonitele.

După dimensiunea spațiului metamorfic, acest tip poate fi local (foarte frecvent), semiregional (mai rar) și regional (foarte rar).

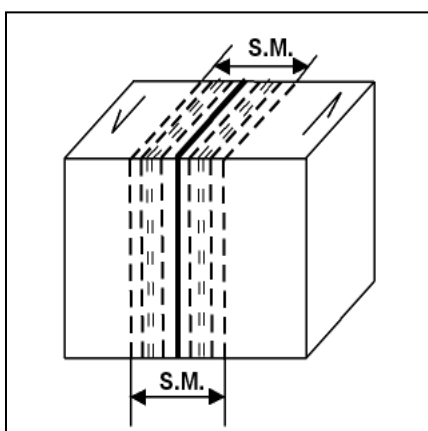


Fig. I - Poziția S.M. în zona de forfecare (săgețile indică direcția și sensul deplasării relative a unităților vecine (după Șeclăman et al., 1999)

7.2.4. Metamorfism filonian

Acest metamorfism este un metamorfism exclusiv local, fiind amplasat în jurul fracturilor din roci, în lungul cărora au circulat soluții hidrotermale. Fluidul termal poate ridica temperatura rocilor, însă factorul dominant rămâne schimbul de substanță între fluid și rocă. Prin urmare, metamorfitele sunt în esență metasomatice. Corpul metamorfic rezultat este bidimensional, făcând parte din categoria “filoanelor hidrotermale”.

7.2.5. Metamorfism intraplutonic

El se realizează înăuntrul corpurilor magmatice plutonice, ca urmare a răcirii acestora sau ca urmare a circulațiilor soluțiilor hidrotermale prin porii sau fracturile din corp. De regulă el este un metamorfism static și retrograd. Un exemplu concludent în acest sens îl poate constitui metamorfozarea prin serpentinizare a corpurilor de peridotite. S.M. poate fi local sau semiregional.

7.2.6. Metamorfism de impact

Spațiul metamorfic este în jurul craterelor de impact meteoritic. În jurul punctului de impact se propagă “unde de șoc” semisferice, acestea generând creșterea instantanee a presiunii și temperaturii. Presiunea undei de șoc este maximă în centru de impact și scade exponențial cu distanța față de centru. Valoarea presiunii maxime depinde de energia cinetică a meteoritului ($mv^2/2$) și poate fi estimată prin formule empirice. În principiu, energia de impact, prin urmare presiunea, este direct proporțională cu diametrul craterului. Presiunile în zona centrală pot ajunge la valori enorme (> 500 kbar), indicând creșteri de temperatură de peste 3000°C . La aceste temperaturi, orice rocă de pe Pământ se evaporă. Este de remarcat că în cazul prezentat mai sus, o parte din crater poate rezulta în urma evaporării rocilor. Spre exterior, se poate delimita o a doua zonă, unde temperaturile permit topirea rocilor – zona magmatitelor de impact. Abia la exteriorul zonei de topire se localizează spațiul metamorfismului de impact, iar acesta, la rândul său, se divide în două subzone: a) zona mai internă, unde mineralele solide trec în modificății polimorfe de presiuni înalte și chiar supraînalte. Unele dintre aceste modificății nu se pot realiza decât în condiții de impact meteoritic, fiind cu totul specifice; b) zona externă, unde rocile se fisurează și se sparg fără să aibă loc transformări minerale. Tipice sunt fisurile conice, fiind specifice exploziilor în medii solide.

Ca urmare a impactului, o bună parte din materia solidă și chiar cea lichidă este azvârlită în aer sub formă de fragmente (claste) de dimensiuni variabile. După un tract aerian – când o parte din fragmente capătă o formă aerodinamică – urmează depunerea, care are ca efect final formarea breziilor de impact.

7.2.7. Metamorfismul catenelor orogenice

Acesta este în fapt **metamorfismul regional clasic**, deoarece S.M. este enorm. I se spune orogenic deoarece este plasat în lungul catenelor orogenice continentale. Fundamentul tuturor acestor catene este predominant format din șisturi cristaline, cu diferite grade de metamorfism, adaptate la presiuni medii, înalte și chiar ultraînalte. Diapazonul foarte larg de presiuni înregistrat de rocile metamorfice, ne avertizează că spațiul metamorfic a avut și o mare extindere pe verticală. Mișcarea descendentă (îngroparea) și apoi ascendentă (exhumarea) în S.M. este confirmată de numeroase observații. De aceea, tipul dominant de

metamorfism este cel blastocinematic, având ca efect final larga dezvoltare a metamorfitelor șistoase.

7.2.8. Metamorfismul de fund oceanic

El este metamorfismul suferit de rocile bazice și ultrabazice în crustele oceanice tipice, de sub oceanele actuale. Acest metamorfism se extinde pe spații imense, fiind cel mai voluminos S.M. din crustă, depășind pe cel orogenic. În cea mai mare parte este un metamorfism de tip static, astfel că metamorfitele păstrează structura izotropă a rocilor magmatice preexistente. Totuși, în lungul faliilor transcrustale, apar și roci șistoase milonitice (Șeclăman et al., 1999).



Autoevaluare (întrebări)

1. Ce înțelegeți prin facies metamorfic ? Dar prin parageneză metamorfică ?
2. Explicați noțiunea de grad de metamorfism. Dați exemple.
3. Descrieți pe scurt noțiunea de «zonă de metamorfism».
4. Ce înțelegeți prin spațiul metamorfismului ?
5. Descrieți metamorfismul de contact.
6. Descrieți metamorfismul de falie.
7. Descrieți metamorfismul filonian.
8. Descrieți metamorfismul intraplutonic.
9. Descrieți metamorfismul de impact.
10. Descrieți metamorfismul catenelor orogenice.
11. Descrieți metamorfismul fundurilor oceanice



Bibliografie selectivă

- Popescu V.** – 1999 – Ghid practic pentru roci magmatice, sedimentare și metamorfice, *Editura Ecologică*, București.
- Popescu, V.**, - Geologie generală, 339 p., *Editura Pământul*, Pitești, 2006.
- Popescu, V.** – 2009- **Petrografie pentru ecologi**, *Editura Mustang*, București.
- Popescu, V.** – 2009 - **Geologie generală**, *Editura Mustang*, București.

Curs nr. 8

Obiectivul cursului:

- 8. Roci metamorfice

Conținut:

- 8.1. Particularități ale rocilor metamorfice
- 8.2. Criterii de sistematică
- 8.3. Descrierea principalelor roci metamorfice
- 8.4. Alte tipuri de roci metamorfice



8. ROCI METAMORFICE

8.1. Particularități ale rocilor metamorfice

Rocile metamorfice au particularități atât mineralogice cât și structurale.

Dintre particularitățile mineralogice se disting:

1. *Prezența unor asociații minerale specifice întâlnite exclusiv în metamorfite:*

ex. mice - cuarț - disten;
mice - cuarț - granat;
mice - staurolit - cuarț;
plagioclaz - mice - sillimanit;
clorit - albit - calcit;
diopsid - wolastonit - cuarț - calcit;
biotit - cordierit - andaluzit etc..

2. *Tendința de realizare a unui echilibru chimic între mineralele metamorfice este mai accentuată la metamorfite ca la rocile magmatice și rocile sedimentare. Consecințele acestui fapt sunt:*

- nu există faze sticloase și colomorfe cunoscute ca fiind instabile;
- absența sau slaba manifestare a zonalității chimice în cristalele mineralelor mixte (plagioclaz, hornblendă);
- de regulă, numărul de faze minerale coincide foarte frecvent cu numărul componenților chimici, ceea ce intră în acord cu regula fazelor mineralogice, regulă care se aplică numai la sistemele aflate în echilibru chimic.

3. *La același chimism global, în rocile metamorfice pot să corespundă două sau n asociații minerale, funcție de condițiile metamorfismului.* Aceste “asociații izochimice” pot trece unele în altele, prin reacții chimice.

Particularitatea structurală, cea mai evidentă a rocilor metamorfice este *șistuoizitatea*, dată de tendința de orientare a mineralelor anizotrope de filosilicați, amfiboli etc.. Unde nu există șistozitate, se remarcă un număr accentuat de minerale xenomorfe, de includere reciprocă a cristalelor, în cazul când roca este poliminerală.

Prin urmare, aceste particularități mineralogice și structurale, ne ajută să distingem unele roci metamorfice (filite, micașisturi, gnaise). Există și cazuri de convergență când acestea se aseamănă cu rocile magmatice (ex. granulite asemănătoare rocilor magmatice plutonice). În acest caz, numai contestul geologic de formare le deosebesc unele de altele.

8.2. Criterii de sistematică

În momentul de față, se tinde să se clasifice rocile metamorfice după un unic criteriu, de preferință descriptiv. Totuși, pentru că literatura de specialitate folosește încă termeni din alte clasificări, se vor prezenta câteva dintre ele, cu terminologia corespunzătoare lor:

1. Natura rocii preexistente:

- a) ortometamorfite (ortoroci): provenite din roci magmatice;
- b) parametamorfite (pararoci): provenite din roci sedimentare.

Dacă transformarea rocii preexistente este slabă, se adaugă prefixul “meta” la denumirea rocii respective (ex. metagranit, metapelit).

Dacă roca a suferit o profundă transformare mineralogică, se folosesc termenii: paraamfibolit (marnă total transformată) sau ortoamfibolit (pentru un bazalt total transformat).

Structurile vechilor roci preexistente se numesc “relicte” sau “palimpseste” (ex. structuri porfirice relicte, structuri arenacee relicte). În acest caz, denumirea structurală veche se păstrează dar, pentru că a intervenit blasteza, ele se denumesc “blastoporfirice” sau “blastoarenitice”.

Acest criteriu are limite, pentru că uneori este foarte greu să distingi natura rocii inițiale.

2. Tipul de metamorfism:

În acest context, au apărut clasificări de genul:

- roci metamorfice de contact;
- roci ale metamorfismului regional;
- roci metasomatice etc..

În acest caz se clasifică metamorfismul și nu rocile metamorfice pentru că se știe că o rocă metamorfică se poate forma chiar și în două-trei tipuri de metamorfism. Rocile care corespund unui singur tip de metamorfism, reprezintă o excepție și nu o regulă.

3. Chimismul global:

În metamorfism se păstrează frecvent chimismul global al protolitului, modificându-se compoziția minerală și/sau structura. De aceea, mulți petrologi grupează rocile metamorfice în clase izochimice, în care intră roci deosebite din punct de vedere mineralogic și/sau structural. Iată câteva exemple:

- 1) roci bazice (chimismul global este asemănător bazaltelor sau gabbrourilor). Ele provin din roci magmatice bazice sau roci sedimentare cu chimism bazic (marne): șisturi verzi, amfibolite, eclogite;
- 2) roci aluminoase (chimismul global este asemănător rocilor sedimentare argiloase): filite, micașisturi, gnaise;
- 3) roci carbonatice (chimismul global este asemănător calcarelor): marmure;
- 4) roci acide (chimismul global este asemănător granitelor): gnaise cuarțo-feldspatice;
- 5) roci magneziene (chimismul global este asemănător ultramafitelor serpentinite): șisturi talcoase, șisturi antigoritice.

Această clasificare are avantaje pentru că se poate urmări ușor gradul de metamorfism. Ea are și dezavantaje pentru că există peste tot în natură tranziții chimice de la o clasă la alta; apoi nu întotdeauna se păstrează chimismul global, datorită metasomatozei (ex. trecerea de la o clasă aluminoasă la cea acidă, ca urmare a metasomatozei alcaline și silicioasă).

4. Criteriul structural:

Prin deformare, prin blastează, de cele mai multe ori, metamorfismul șterge complet structura preexistentă. Structurile rezultate prin deformare rupturală se numesc “cataclastice”, pe când cele rezultate prin blastează se numesc “cristaloblastice”, care la rândul lor pot fi:

- homeoblastice (granule quasiegale);
- heteroblastice (porfiroblastice asemănătoare structurii porfirice);
- poikiloblastice (asemănătoare structurii poikilitice).

Apoi, orientarea preferențială a cristalelor de tip liniar și planar dă naștere la roci șistoase (structuri nematoblastice și respectiv lepidoblastice).

Luând în considerație structura, rocile metamorfice se pot clasifica în:

A. Roci cataclastice

B. Roci cristaloblastice: a) roci șistoase;
b) roci neșistoase.

Această clasificare este negenetică, dar dă informații asupra tipului de metamorfism.

5. Criteriul mineralogic

El este un criteriu important. El reflectă, pentru cei mai mulți petrologi, numai aspectul calitativ, nu și cantitativ.

Comisia internațională de sistematică a rocilor, recomandă ca rocile metamorfice să fie grupate în trei clase structurale:

1). **Sisturi**. Roci metamorfice cu un grad de șistozitate ridicat.

2). **Gnaise**. Roci metamorfice cu granulație mai grosieră și cu un grad de șistozitate mai redusă.

3). **Granofelsuri**, roci metamorfice fără șistozitate.

Fiecare din acest grup structural conține numeroase tipuri petrografice, funcție de compoziția minerală. De exemplu:

- șist cu muscovit, clorit și cuarț;
- șist cu biotit, muscovit, cuarț și granat;
- șist cu talc și antigorit;
- gnais cu plagioclaz, cuarț, și biotit;
- gnais cu microclin, cuarț, plagioclaz și biotit;
- granofels calcitic;
- granofels cu granat și diopsid;
- granofels cu cuarț și feldspat potasic.

Termenii petrografici tradiționali pot fi utilizați numai dacă li se precizează semnificația.

Enumerăm mai jos semnificația a 16 termeni.

Roci neșistoase:

1. **Corneene**: roci neșistoase, fin granulare.

2. **Fels**: utilizat în limba germană pentru orice rocă neșistoasă corneeană.

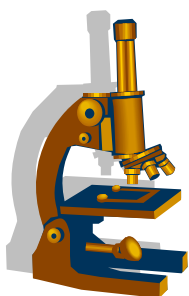
3. Skarn: rocă neșistoasă formată din silicați calcici + calcit + cuarț.
4. Marmură: rocă cristaloblastică formată din carbonați.
5. Cuarțit: rocă cristaloblastică formată din cuarț.
6. Granulit: rocă masivă asemănătoare granaților sau slab șistoasă (feldspat + cuarț + minerale mafice).
7. Eclogit: rocă masivă (piroxeni + granați).

Roci slab șistoase :

8. Amfibolit (amfiboli + cuarț ± minerale mafice).
9. Gnais (feldspat + cuarț + mice).

Roci foarte șistoase:

10. Micașist (mice + cuarț).
11. Filit (sericit + cuarț).
12. Șist verde (albit + clorit sau actinot, epidot).
13. Șist cristalin (cloritos, amfibolitic, talcos, tremolit calcitic).
14. Cataclazit: roci cataclastice rezultate prin fragmentarea cristalelor. Se mai poate distinge natura mineralogică a rocii preexistente (ex. granit cataclazat).
15. Milonit: iau naștere prin măcinare; nu se mai poate recunoaște natura rocii preexistente.
16. Ultramilonit: milonit în care se găsește sticla, datorită topirii parțiale a rocii milonitice.



8.3. Descrierea principalelor tipuri de roci metamorfice

În unele manuale mai vechi, devenite clasice, diversele tipuri petrografice cunoscute erau repartizate la două categorii genetice. Acest lucru se făcea deoarece se presupunea că există doar două tipuri fundamentale de metamorfism, respectiv metamorfism de contact și regional. Această sistematică nu mai poate fi păstrată astăzi, ea având două inconveniente:

1. odată cu progresul petrologiei metamorfice a devenit evident faptul că tipurile de metamorfism pot fi mult mai numeroase decât s-a presupus cu 100 de ani în urmă. Mai mult, s-a modificat enorm conceptul de “metamorfism regional”. El are astăzi cu totul altă semnificație decât i se acorda cu câteva decenii în urmă;

2. clasificarea genetică lasă impresia că un anumit tip petrografic se poate forma printr-un unic tip de metamorfism, ceea ce este inexact. Se cunosc mai multe tipuri de roci metamorfice poligenetice.

Deoarece toate rocile metamorfice provin din alte roci trebuie, de la început separate două categorii.

A. Roci cu grad de transformare redus, care moștenesc trăsăturile esențiale ale rocii preexistente. La acestea, protolitul este ușor de recunoscut și, prin urmare, ele nu poartă denumiri speciale. În acest caz, pur și simplu se adaugă prefixul “meta” la denumirea protolitului, ca de exemplu: “metagranit”, “metabazalt”, “metatuf”, “metaarenit”, “metapelit”, etc..

B. Roci metamorfice cu un grad de transformare avansată, care nu mai păstrează nici structura petrografică și nici compoziția minerală a protolitului. După structură, aceste tipuri petrografice pot fi atât izotrope, cât și anizotrope, iar unele dintre ele au denumiri consacrate.

Extrema varietate petrografică a rocilor metamorfice poate fi redusă la un număr restrâns de tipuri, fiecare dintre acestea net distinct față de celelalte și, în consecință, ușor identificabil. Varietatea ansamblului rezultă din variația în cadrul fiecărui tip, care se produce fără a se depăși limitele determinante ale acestuia.

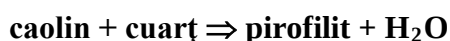
Această situație se reflectă și în nomenclatura folosită. Pe baza unui număr restrâns de termeni fundamentali -corespunzând tipurilor petrografice principale -s-au format ori delimitat numeroase denumiri cu ajutorul unor calificative care exprimă în cele mai multe cazuri, măsura participării unuia sau altuia dintre componenții minerali.

8.3.1. Filite: sunt roci cu șistozitate accentuată formate din sericit și cuarț. Sericitul poate fi fangit, paragonit, pirofilit. Roca este fin șistoasă, cu minerale de dimensiuni foarte mici (50% sunt filosilicați). Suprafețele de șistozitate au un aspect mătăsos. Culoarea este verzuie sau argintie.

Filite: sericit + clorit + cuarț ± biotit + calcit, magnetit, hematit etc..

Ele se formează prin metamorfism progresiv al rocilor argiloase (metamorfism regional).

Pirofilitul apare în rocile argiloase conform reacției:



Filitele se aseamănă cu rocile argiloase din care provin, dar au câteva diferențe:

- sunt mai sărace în apă;
- conțin alcalii în cantitate mai mare;
- sunt mai sărace în aluminiu.

Filitele se pot forma și în urma unui metamorfism retrograd din roci magmatice (rocă cuarțo-feldspatică) formându-se filonite asemănătoare filitelor. Ele au o șistoazitate planară, accentuată, datorată blastezei. În România apar în toată zona șisturilor cristaline cu grad scăzut de metamorfism din Carpați și fundamentul Platformei Moesice.

8.3.2. Micașisturi (mice + cuarț)

Ele sunt roci foarte șistoase, a căror compoziție mineralogică este dominată de prezența muscovitului și/sau a biotitului în lamele mari. Aceștia creează așa zisele suprafețe “lucioase”, aspect deosebit numai pentru aceste tipuri de roci.

Funcție de natura micei se pot deosebi:

- micașisturi muscovitice;
- micașisturi cu două mice (muscovit și biotit);
- micașisturi biotitice.

La acestea se mai adaugă mai mult sau mai puțin disten, sillimanit, granat, pirop, staurolit, clorit etc..

Funcție de apariția celor trei polimorfi Al_2SiO_5 (disten, sillimanit, andaluzit) domeniul de stabilitate al micașisturilor muscovitice poate varia de la 20 Km adâncime (presiune înaltă $> 8 \text{ Kb}$) până la 7 Km (presiunea $< 2,5 \text{ Kb}$).

Funcție de metamorfism, micașisturile cloritoase au gradul de metamorfism cel mai scăzut, iar micașisturile biotitice cel mai înalt grad de metamorfism.

Micașisturile au șistozitate foarte pronunțată datorată unei orientări liniare. Ele s-au format prin blasteză sincinematică. Micașisturile se asociază cu gnaisele și amfibolitele din seria cristalină a Carpaților, în zonele cu metamorfism regional.

8.3.3. Gnaise

Gnaisele sunt roci mediu și macrogranulare, cu textură gnaisică (adică textură paralelă mai puțin pronunțată decât cea șistoasă) ca urmare a predominanței componentelor granulare, prismatice și participării mult mai reduse a micelor, ceea ce poate conduce până la forme aproape masive. În general însă, ele pot fi frecvent rubanate (lamine). Șistozitatea lor crește

odată cu conținutul de miche. Mineralele principale sunt cuarțul și feldspații, cărora li se adaugă miche, hornblendă. În general roca este de culoare deschisă.

Gnaisele sunt rezultatul metamorfismului regional de intensitate ridicată fie pe seama rocilor sedimentare (paragneise), fie pe seama rocilor magmatice (ortogneise). Gnaisele de injecție au luat naștere prin injectarea de material cuarțo-feldspatic într-un fond petrografic variat.

În România, ele se asociază cu amfibolitele și micașisturile, cu care formează adesea pachete alternante (M-ții Făgăraș - gnausul de Cumpăna și Cozia). Acestea sunt omniprezente în toată seria cristalină a Carpaților.

8.3.4. Amfibolite

Ele sunt roci mai puțin șistoase cu textură paralelă ca și gnaisele, dar fără posibilitate ușoară de a se desface după plane de șistozitate. Mineralele principale sunt reprezentate de amfiboli (hornblende) și plagioclazi, care formează pături albe și verde-închis în alternanță. Ele provin în urma metamorfismului regional al rocilor magmatice bazice, masive ori piroclastice sau metamorfismului marnelor (ortoamfibolite).

8.3.5. Corneene

Termenul de corneană se folosește pentru a desemna o rocă metamorfică cristaloblastică, fără șistozitate. Ele sunt deci roci masive, fin granulare, de culoare închisă. Alcătuirea mineralogică este variată, uneori complexă. Se formează prin metamorfismul termic al rocilor sedimentare (cel mai adesea) și al rocilor magmatice bazice. Corneenele formate pe seama calcarelor pure sunt diferitele tipuri de marmure. Cele formate pe calcare impure (cu numeroase accidente silicioase și impurități argiloase) capătă aspectul de skarn.

8.3.6. Marmure (calcare cristaline)

Ele provin din metamorfismul calcarelor sedimentare. Marmurele sunt roci cristaloblastice formate predominant sau exclusiv din carbonați. Marmurele propriu-zise sunt formate din calcit, însă se cunosc și marmure dolomitice și aragonitice. Pe lângă carbonați, în marmure se mai pot găsi foarte multe alte minerale, dependente de condiția metamorfismului și de impuritățile existente în calcarele inițiale. Astfel se pot întâlni: cuarț, flogopit, muscovit, staurolit, diopsid, talc, serpentină, granați, calcit, wollastonit, olivină, grafit, magnetit, sulfuri etc.. De pildă, marmurele bogate în muscovit se numesc *cipoline* și cele bogate în serpentine, *oficalcite*.

Genetic, marmurele sunt legate de metamorfismul de contact, cât și de metamorfismul regional. Marmurele de contact sunt roci exclusiv masive (neorientate) și se mai numesc *corneene carbonatice*, pe când cele de proveniență din metamorfismul regional pot avea și texturi șistoase.

În România, marmurele apar în toată aria de aflorare a șisturilor cristaline din Carpați. Cele mai renumite puncte de exploatare sunt în M-ții Făgăraș (Arpaș), M-ții Poiana Ruscă (marmura de Ruschița care rivalizează cu vestita marmură de Carrara din Italia) și Platoul Vașcău (marmura de Moneasa).

8.3.7. Skarne

Skarnele sunt roci cu structuri corneene (masive), formate în principal din silicați calcici anhidri: piroxen calcic din seria diopsid- hedenbergit, granat calcic și wollastonit. Aceste trei grupe de minerale pot să apară izolat sau împreună la care se mai pot adăuga totdeauna calcit și cuarț, uneori vezuvian). Accidental mai apar tremolit, epidot, plagioclaz, sfen, mice, sulfuri, oxizi etc..

Skarnele sunt roci poligenetice. Ele apar în aureolele de contact, pe seama calcarelor în urma acțiunilor hidrotermale și pneumatolitice eliberate de un corp magmatic, aflat în imediata vecinătate a calcarelor. În România ele se găsesc în mod special în apropierea corpurilor de banatite (laramite) de la Oravița, Ocna de Fier, Sasca Montană, Ciclova.

8.4. Alte tipuri de roci metamorfice

1. Șisturile verzi sunt roci șistoase alcătuite din albit și unul sau mai multe minerale verzi: clorit, actinot, epidot. Funcție de proporția și natura acestora se pot deosebi *șisturi cloritoase*, *epidotice* și *șisturi verzi cu actinot*.

Șisturile verzi sunt tipice metamorfismului regional cu grad scăzut, rezultând din tufuri vulcanice andezitice și bazaltice, din bazalte și gabrouri, diorite, marne etc.. Ele pot rezulta și din retromorfismul amfibolitelor și gnaiselor cu plagioclaz și biotit. Ele se găsesc în aceleași arii ca și filitele, cu o specificație aparte în Dobrogea de Nord și Centrală.

2. Cuarțitele sunt roci cristaloblastice formate predominant sau exclusiv din cuarț. În general, alături de cuarț, pot să apară în cantități subordonate toate mineralele existente în micașturi și filite, micele fiind cele mai frecvente. Creșterea proporției de mice în cuarțitele micacee determină o tranziție gradată de la cuarțite la micașturi sau de la cuarțite la filite. De

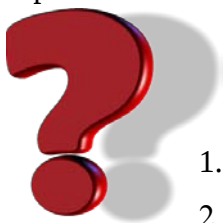
aceea, în teren, cuarțitele apar adeseori asociate cu micașisturi și filite. Ele apar în România aproape în toate ariile cristaline ale Munților Carpați.

3. Eclogitele sunt roci grano sau heteroblastice, practic neșistoase, formate în principal din granați (un termen intermediar între pirop și almandin) și omfacit (un amestec între diopsid și jadeit). Alături de cele două minerale se mai întâlnesc cuarț, rutil și disten. De cele mai multe ori, eclogitele apar ca mici corpuri în șisturi cristaline, în serpentinite. Ele se formează din roci bazice (bazalte, gabrouri, marne, amfibolite și șisturi verzi), în condițiile unor temperaturi și presiuni foarte mari. În România apar izolat în Munții Căpățâna, Sebeș, Cibin și Leaota.

4. Roci cu structuri cataclastice și milonitice (cataclazite și milonite). Aceste roci apar în imediata apropiere a fracturilor tectonice. Ele sunt formate din granule cu accentuate deformări plastice și rupturale. Formele primare ale cristalelor sunt de regulă înlăturate, fiind înlocuite cu forme clastice. Gradul de sfărâmare a cristalelor diferă de la caz la caz și, din acest punct de vedere se pot separa două grupe de roci cataclastice:

1. cataclazite propriu zise, care au un grad de sfărâmare relativ redus, așa încât mai poate fi recunoscută roca inițială, la microscop;

2. milonite, roci cu o măcinare foarte puternică a cristalelor, caz în care este foarte greu de precizat natura rocii inițiale. În plus, în milonite poate avea loc o topire parțială a cristalelor fine, datorită căldurii de frecare, care facilitează o cimentare puternică a fragmentelor cristaline cu o peliculă de sticlă. De aceea, milonitele sunt, de regulă roci dure. În unele cazuri, acolo unde există alunecări accentuate pe planele de fractură, milonitul recrystalizează, luând aspectul unui filit. Roca rezultată pe această cale se numește *filonit*.



Autoevaluare (întrebări)

1. Care sunt principalele particularități mineralogice ale rocilor metamorfice ?
2. Care este particularitatea structurală a rocilor metamorfice ? Explicați.
3. Care sunt principalele criterii de sistematică a rocilor metamorfice ?
4. Clasificați rocile metamorfice după criteriul mineralogic.
5. Descrieți filitele.
6. Descrieți micașisturile.
7. Descrieți gnaisele.

8. Descrieți amfibolitele.
9. Descrieți corneenele.
10. Descrieți marmurele.
11. Descrieți skarnele.
12. Alte tipuri de roci metamorfice



Bibliografie selectivă

Popescu V. – 1999 – Ghid practic pentru roci magmatice, sedimentare și metamorfice, *Editura Ecologică*, București.

Popescu, V., - Geologie generală, 339 p., *Editura Pământul*, Pitești, 2006.

Popescu, V. – 2009- **Petrografie pentru ecologi**, *Editura Mustang*, București.

Popescu, V. – 2009 - **Geologie generală**, *Editura Mustang*, București.

Șeclăman M., Marin Cornelia, Luca Anca – 1999 – Introducere în geologia generală, *Editions du Goéland*, București.

Curs nr. 9

Conținut:

- 9.1. Scara geocronologică
- 9.2. Principiile stratigrafiei
- 9.3. Corelări stratigrafice



9.1. SCARA GEOCRONOLOGICĂ

În studiile care cuprind suprafețe întinse de teren și în studiile de sinteză, geologul cercetează roci, fosile și fenomene geologice. Pe toate acestea el le sintetizează în spațiu și timp, folosind unități mai cuprinzătoare și anume:

- unități de timp-roci (cronolitologie);
- unități mari de timp geologic (geocronologie).

Unitățile geocronologice reprezintă subdiviziunile timpului geologic și corespund intervalelor în care s-au depus formațiunile de roci din unitățile cronostratigrafice. Luate împreună, toate unitățile de timp acoperă întreaga durată a timpului geologic. Unitățile geocronologice și cronostratigrafice corespunzătoare, poartă denumiri identice:

<u>Unități geocronologice</u>	<u>Unități cronolitologice</u>	<u>Exemple</u>
4. Vârstă	d. Etaj	Sarmațian
3. Epocă	c. Serie	Malm; Miocen
2. Perioadă	b. Sistem	Jurassic
1. Eră	a. Grupă	Mezozoic
0. Eon		Fanerozoic

Numele erelor și perioadelor sunt în general bine definite și cunoscute. Epocile și seriile pot deriva din perioadele din care fac parte (ex: Devonian inferior – D₁). În general ele se bazează pe nume geografice (Devonian vine de la provincia Devonshire din Anglia unde există niște aflorimente tipice pentru această perioadă de timp). Numele seriei sau al etajului se poate forma prin adăugarea sufixului **ian** sau **an** la un nume pur geografic (ex: Panon**ian**, Dac**ian**). Se mai poate folosi numele geografic pe lângă termenul potrivit al unității (ex: Seria de Perm).

Unitățile stratigrafice ale rocilor magmatice, sedimentare sau metamorfe prezintă unele particularități:

1. Unitățile litologice din formațiunile sedimentare primare au și ele denumiri distincte: *Conglomeratele de Brebu*, *Calcarul de Cluj* etc.. Dacă formațiunea este alcătuită din mai multe tipuri litologice, se va alege roca predominantă (termenul geografic trebuie să fie un nume de sat, de râu, deal etc. unde roca apare foarte bine dezvoltată).
2. Masele de roci eruptive și metamorfe poartă de obicei denumirea munților pe care îi alcătuiesc sau a localităților vecine (Granitul de Retezat, Sienitul de Ditrău). Masele mai mici de roci (dyke-uri, filoane) pot purta denumirea de persoane (Filonul Antonia, Dike-ul Cătălina, Filonul Ludovic).

Fără a intra în prea multe amănunte, asupra scării geocronologice mai trebuie făcute oarecari comentarii:

- scara geocronologică este într-un limbaj unic, recunoscut în toata lumea;
- evident că în decursul anilor ea a suferit modificări neesențiale, dar cu conotații aparte;
- există etaje sau vârste care poartă nume diferite. Ele au practic aceeași valoare ca timp geologic numai că, denumirea poartă amprente sau conotații pur patriotice. De exemplu Dacian (România) este identic cu Mississippian (S.U.A) sau cu Baikalian (Rusia). Aceste denumiri nu deranjează, atât timp cât ele au aceeași valoare geocronologică atestată;
- în general aceste observații nu sunt valabile pentru **Eonuri** (cele mai mari perioade de timp geologic), **Ere** și chiar **Perioade**.



9.2. PRINCIPIILE STRATIGRAFIEI

Stratigrafia operează cu volume de roci care pot fi grupate în unități de diferite ranguri ca mărime:

1. Stratul – volum omogen de roci, definit geometric prin suprafețe paralele. Stratul este unitatea de bază a stratigrafiei.
2. Seria – ansamblul de strate diferite petrografic, care formează o unitate prin condițiile similare de formare (se mai numește și membru);

3. Formațiunea – ansamblu de roci aparținând mai multor serii diferite ca geneză, dar formate într-un spațiu unitar;
4. Grupul – ansamblu de formațiuni cu evoluție tectonică comună.

Succesiunea unităților stratigrafice se stabilește prin determinarea raporturilor dintre ele pe baza unor metode sau principii specifice:

- Cronologia relativă operează cu metode geometrice, paleontologice și paleomagnetice;
- Cronologia absolută (determinarea vârstelor) dispune de metode chimice, fizice, geologice, biologice și mai ales radiometrice. Ea permite măsurarea timpului geologic în mii și milioane de ani (Ma). Aceasta este de fapt unitatea fundamentală cu care se măsoară timpul geologic.

Prin urmare, toate evenimentele geologice care s-au petrecut în istoria de peste cinci miliarde de ani a evoluției planetei Pământ sunt cuantificate și explicate ca atare prin prisma a milioane de ani. Evident că acest proces este extrem de laborios și în afara metodelor mai sus amintite se mizează foarte mult pe intuiția și puterea de sinteză a analiștilor. Un proces geologic ca atare (ex: orogeneza alpină) este greu, dar nu imposibil de urmărit de-a lungul celor câteva mii de milioane de ani. Evident că asemenea observații sunt făcute în decursul a zeci de ani de observații și aici sunt implicate o pleiadă întreagă de discipline.

Principiile stratigrafiei sunt de două categorii: principii geometrice și principii paleontologice.

a. Principii geometrice

1. Principiul superpoziției este cel mai important principiu din această categorie. Conform acestuia, sedimentele noi se dispun peste cele vechi sau, cu alte cuvinte, într-o stivă de roci sedimentare, vârsta rocilor crește de sus în jos;
2. Principiul continuității: un strat are aceeași vârstă pe toată întinderea sa;
3. Principiul incluziunii: un element inclus într-un depozit de roci sedimentare este mai vechi, ca vârstă, decât acesta;
4. Principiul întretăierii: un element care întretaie alt element este mai nou ca vârstă decât acesta din urmă;

5. Principiul intruziunii: un corp de roci (de origine magmatică) pătruns într-o stivă de alte roci (de origine sedimentară) este mai nou dacă le afectează, pe cele din urmă, la contact.

b. Principii paleontologice

1. Principiul evoluției organismelor este cel mai important principiu paleontologic. Conform acestui principiu, organismele evoluează în timp de la forme simple la forme complexe. Prin urmare stratele de roci sedimentare care conțin forme mai complexe sunt mai noi decât cele cu organisme simple;
2. Principiul intervalului de existență a fosilelor caracteristice: o fosilă caracteristică este o unitate biologică (specie, gen, familie etc.) cu o durată scurtă de existență și cu o mare răspindire geografică. Ea caracterizează un anumit interval de timp și prin urmare timpul de formare a rocii care o conține;
3. Principiul sincronismului: fosilele caracteristice sunt sincrone pe tot globul. Prin urmare rocile care le conțin sunt de aceeași vârstă.



9.3. Corelări stratigrafice

Principiile geometrice și paleontologice permit corelarea unităților geologice de la un loc la altul prin:

- corelări litostratigrafice: acest lucru se face pe baza elementelor litologice comune;
- corelări biostratigrafice: aceste corelări se fac pe baza conținutului în fosile al formațiunilor respective;

Dacă succesiunile stratigrafice nu se corelează perfect atunci:

- a. conținutul petrografic s-a schimbat lateral (variație de facies);
- b. succesiunile nu sunt complete și lipsesc unități stratigrafice (lacună stratigrafică);

Facies: totalitatea caracterelor petrografice și paleontologice ale unui depozit sedimentar. Aceste caractere depind de: locul de sedimentare, condițiile dinamice (curenți etc.), climat, chimismul mediului (salinitate, PH, Eh etc.) și condițiile de viață oferite organismelor.

Principiul actualismului: procesele geologice care acționează astăzi au fost aceleași și în trecutul istoric al Pământului. Ele se desfășoară și s-au desfășurat conform aceluiași legi.

Scara geocronologică

[illegible]

Scara geocronologică

1.00	M E Z O Z O I C	Cretacic	Superior	Senonian	Maastrichtian		-	
					Campanian			
					Sanlonian			
					Coniacian			
					Turonian	Angoumian		
					Ligerian			
					Cenomanian			
			Inferior					
					Aptian	Gargasian		
						Bedoulian		
				Neo-comian				
					Hauterivian			
					Valanginian			
					Berriasian			
		Jurasic	Superior	Malm	Tithonian (Portlandian)	(Volgian) (Bononian)		
					Kimmeridgian	(Virgulian) (Pterocerian)		
					Oxfordian	(Sequanian) (Astartian)		
						(Rauracian)		
						(Argovian)		
			Mijlociu	Dogger	Callovian			
					Bathonian			
					Bajocian			
					Aalenian			
				Inferior	Liasic			Toarcian
								Pliensbachian
Sinemurian	(Lotharingian)							
	Hettangian							
Triasic	Superior		Rhaertian					
			Norian					
			Camian					
	Mijlociu		L.adinian					
		Anisian	(Virglorian)					
	Inferior		Scythian	(Werfenian)				

Scara geocronologică

Durata Mil. ani	Erathem (Eră)	Sistem (Perioadă)		Serie (Epocă)		Etaj / Vîrstă			
1,5 <									



Autoevaluare (întrebări)

1. Ce reprezintă unitățile geocronologice?
2. Care sunt cele patru unități stratigrafice ?
3. Ce înțelegeți prin cronologie relativă ?
4. Ce înțelegeți prin cronologie absolută ?
5. Care sunt principiile geometrice ? Descrieți-le.
6. Care sunt principiile paleontologice ?
7. Ce înțelegeți prin facies ?
8. Enunțați principiul actualismului.
9. Care sunt perioadele Paleozoicului ?
10. Care sunt perioadele Mezozoicului ?
11. Care sunt perioadele Cainozoicului (Neozoicului) ?



Bibliografie selectivă

Popescu V. – 1999 – Ghid practic pentru roci magmatice, sedimentare și metamorfice, *Editura Ecologică*, București.

Popescu, V., - Geologie generală, 339 p., *Editura Pământul*, Pitești, 2006.

Popescu, V. – 2009- **Petrografie pentru ecologi**, *Editura Mustang*, București.

Popescu, V. – 2009 - **Geologie generală**, *Editura Mustang*, București.

Șeclăman M., Marin Cornelia, Luca Anca – 1999 – Introducere în geologia generală, *Editions du Goéland*, București.

Curs nr. 10

Conținut:
• 10.1. Principii de cercetare geologică • 10.2. Elemente de cartare geologică • 10.3. Înregistrarea datelor de teren



10.1. PRINCIPII DE CERCETARE GEOLOGICĂ

Cercetarea geologică este un domeniu extrem de complex care durează, în general, timp îndelungat. Munca este anevoioasă și necesită în primul rând teren, observații de laborator și nu în ultimul rând o aparatură adecvată. Se spune ca aparatura potrivită geologului se compune din: ciocan geologic, busolă, altimetru, lupă de teren plus anexe (pungi sau săculeți de probe, acid clorhidric diluat, caiet de teren, gumă, culori sau carioce, creion, hărți – de regulă scara 1:25.000). Pe lângă acestea este nevoie și de un echipament special propriu fiecărui geolog sau ecolog.

Există două tipuri de cercetare: cercetarea inductivă și cercetarea deductivă.

A. CERCETAREA INDUCTIVĂ

Acest tip de cercetare incumbă o culegere de date individuale (de obicei din puncte izolate), care prin generalizare dau o imagine unitară, de ansamblu asupra unui obiectiv geologic de studiu. Această cercetare inductivă cuprinde mai multe etape:

1. Observații directe de teren

Aceste observații se fac direct pe aflorimente (escarpamente sau dezveliri naturale), pe carotele din foraje, direct în galerii sau alte lucrări miniere (puțuri, sanțuri, derocări). Această metodă este una dintre cele mai uzitate. Din această cauză *spiritul de observație* este cel mai important. El depinde de talentul nativ sau dobândit al cercetătorului. Ambele se dezvoltă mai ales în timpul practicii. De altfel deviza geologului este “mente et maleo” (mintе și ciocan).

2. Observații de laborator

Există o întreagă aparatură pentru geolog. Noi ne vom limita la cea mai sumară, pe care, orice geolog sau ecolog care se ocupă de asemenea lucruri trebuie să o aibă la dispoziție: microscop polarizant, lampă de cuarț, tabele de determinare optică a mineralelor, determinatoare mineralogice, petrografice și paleontologice la care se adaugă aparatura

electronică de ultimă generație cu softuri pe măsură. La toate acestea geologul sau ecologul trebuie să adauge muncă, timp, energie, răbdare.

3. Metode indirecte de cercetare

Există diverse metode la care ecologul poate apela, funcție de complexitatea problemei pe care o are de rezolvat. Evident că la ora actuală aceste metode costă foarte mult și prin urmare în momentul când se solicită asemenea metode, justificarea trebuie să fie pe măsură.

Aerofotogeologia poate fi cerută atunci când se are în vedere, de exemplu, ample alunecări de teren (cazurile cele mai recente din zona Buzăului și mai ales Ocenele Mari).

Măsurătorile geochimice redau efectele de la suprafață ale unor surse de fenomene și procese chimice care pornesc de la adâncimi variate și care sunt filtrate de crusta terestră.

Măsurătorile geofizice dau indicații indirecte mai ales asupra caracterelor actuale ale structurii Pământului. În general metodele geofizice se bazează pe proprietățile fizice ale rocilor: densitate, conductibilitate electrică și magnetică, proprietăți radioactive etc.. Pentru asemenea proprietăți se utilizează gravimetria, electrometria, magnetometria, radiometria, seismometria etc..

Teledetecția (remote sensing - engl.) permite pe lângă înregistrarea unei imagini statice a pământului și o imagine dinamică, de evoluție în timp.

4. Experimentarea

Metoda experimentală geologică urmărește să reproducă pe un model, în laborator (în condiții relativ similare), fenomene și procese petrecute în crusta terestră, pentru a putea studia mai bine caracterele esențiale ale acestor transformări. Sunt cazuri în geologie când experimentarea nu se poate face deloc (ex: paleontologie, palinologie, paleoecologie).

B. CERCETAREA DEDUCTIVĂ

Din observații directe, geologul își poate da seama că fiecare rocă este un efect al unor fenomene geologice trecute. Atunci când întâlnește strate înclinate, el încearcă să deducă istoria mișcărilor tectonice care au dus la structura de astăzi. Când întâlnește fosile, le studiază și încearcă să deducă condițiile de viață din trecutul istoric al Pământului.

Această cercetare deductivă se bazează în principal pe principiile geometrice și paleontologice prezentate în lucrarea practică precedentă.



10.2. ELEMENTE DE CARTARE GEOLOGICĂ

Întreaga activitate de teren a geologului sau ecologului trebuie să fie transpusă pe o bază topografică. Cu alte cuvinte, cu ajutorul cartării geologice se transpune pe hartă (hărți topografice) diversele situații geologice observate pe teren. Această etapă poartă numele de *prospecțiune geologică prin cartare*. Dacă această etapă dă rezultate, urmează etapa de *explorare geologică*. În fine, dacă și această etapă are rezultate foarte bune, urmează ultima etapă, practic cea a beneficiului final, *exploatarea*.

Culegerea observațiilor de teren constituie esența activității geologice și ecologice. De modul cum se realizează această culegere de informații, depinde valoarea studiului geologic sau ecologic respectiv. Prin urmare, este extrem de important modul de abordare a activității de teren. În prealabil trebuie schițat un plan complet în ceea ce privește alegerea traseelor și obiectivelor care trebuiesc atinse, acoperirea întregii suprafețe de studiu și nu în ultimul rând tratarea corectă a fiecărui punct de observație (localizare, descriere completă, probare dacă este cazul, măsurători etc.).

Pentru fiecare din etapele descrise mai sus există pași importanți și bine stabiliți în așa fel încât scopul final să fie atins. Eu am să sintetizez ceea ce este important pentru fiecare etapă de teren în parte. Un plan schematic din acest punct de vedere arată cam așa:

1. Prospeccțiune de recunoaștere a regiunii (se pot folosi hărți la scara 1:100.000 până la 1:50.000);
2. Prospeccțiune preliminară -PP – (scara 1:25.000 – 1:10.000);
3. Prospeccțiune de detaliu – PD - (scara 1:5.000);
4. Prospeccțiune de mare detaliu –PMD – (scara 1:2000 –1:1000 și chiar 1:500).

Prima parte a prospecțiunii se referă la culegerea de date primare de teren și parcurgerea unei bibliografii preliminare în ceea ce privește zona care urmează a fi studiată. În acest fel geologul sau ecologul se deplasează pe teren cu un minim, dar foarte util bagaj de cunoștințe referitor la arealul de prospectat (hărți, date preliminare, echipament adecvat, câteva puncte de reper care ar urma să fie în atenția sa etc.).

Urmează prospecțiunea preliminară în care se face prima cartare practică (PP). Metodologia este unică pentru toate etapele care vor urma. Diferența dintre ele o reprezintă desimea punctelor de observație și evident numărul de probe de colectat, complexitatea

analizelor de laborator, abordarea (în cazul în care este necesar) a unor metode adiacente (geochimică, geofizică, hidrogeologică, geotehnică) precum și executarea unor lucrări miniere ușoare (derocări, șanțuri, puțuri) sau complexe (foraje, galerii). Prin urmare:

- Prospekțiune (PP +PD);
- Explorare (EP + ED);
- Exploatare (final).

Aceste etape sunt foarte bine delimitate și rostul lor este acela că, după fiecare pas parcurs (PP, PD, EP, ED) se întocmește un raport final (text, hărți, secțiuni geologice, anexe cu lucrări miniere, tabele cu rezultatele analizelor de laborator, fotografii, diagrame sau schițe de interpretare etc.). Acest raport trebuie să cuprindă în final un capitol de concluzii și propuneri în care specialistul trebuie să justifice (pe baza rezultatelor obținute) dacă etapa de cercetare va continua mai departe sau pur și simplu va fi stopată. Sunt necesare aceste rapoarte finale întrucât TOTUL costă bani foarte mulți și evident se investește în ceva rentabil dacă merită. Cu alte cuvinte este bine să te oprești la timp sau să continui. În acest din urmă caz, justificarea trebuie foarte minuțios, coplex și complet făcută pentru simplu motiv că totul costă bani și ca atare ei trebuiesc foarte bine investiți.

Aceste etape pot dura zeci și zeci de ani. Exploatarea unui zăcământ bine documentat poate să depășească 100 de ani, evident funcție și de rezervele preconizate (exemplul cel mai bun îl reprezintă bazinul carbonifer Valea Jiului).



10.3. ÎNREGISTRAREA DATELOR DE TEREN

Fără a intra în multe detalii vom parcurge împreună câteva chestiuni primordiale necesare muncii de teren a unui geolog (o parte dintre ele pot fi similare și pentru ecolog, cu amendamentul că activitățile diferă):

- ◆ în dotarea geologului trebuie să existe următorul echipament: porthart, rucsac, ciocan și busolă geologică, altimetru, lupă geologică, carnet de teren, hărți la diverse scări funcție de detaliu, acid clorhidric diluat, aparat foto, creioane colorate și markare, creioane, acsușitoare, gumă, cuțit, saci sau pungi de probe. La toate acestea se adaugă un echipament adecvat: cisme și/sau bocanci, haine pentru orice vreme. Tot timpul geologul va avea cu el o trusă medicală minimă pentru orice intervenție.

- ◆ Lucrul în teren este extrem de complex și dificil. Geologul urcă pe vale (aceasta constituie “coloana vertebrală” a geologiei într-o regiune – valea “sapă” și spală, pune în evidență aflorimente) și coboară pe creastă sau interfluviu. În toată această activitate se începe cu *alegerea traseului* și se continuă cu *descrierea punctelor de observație, consemnarea informațiilor, măsurarea cu busola, prelevarea de probe*. Acolo unde se consideră necesar se vor face *schițe de afloriment* sau *schița finală a traseului parcurs*.
- ◆ Reamintim că prin *afloriment* se înțelege *o apariție naturală a formațiunilor geologice de sub cuvertura vegetală, de sol, sau de sub depozite recente neconsolidate*. Sunt situații în care traseul cuprinde aflorimente ample, deschise continuu pe distanțe mari, caz în care este necesară marcarea mai multor puncte de observație în același afloriment. Geologul poate petrece o zi întreagă de teren sau mai multe pe același afloriment, în cazul în care el consideră că este absolut necesar.
- ◆ Prin punct de observație se înțelege *un loc susceptibil de a oferi informații geologice* (ex: aflorimentul). Punctele de observație se marchează atât în cazul deschiderilor artificiale (excavații, galerii etc.), dar și în cazul unor importante repere topografice (confluențe, construcții, izvoare) chiar dacă acestea nu ofera informații geologice importante.

În regiunile cu grad ridicat de acoperire (creste, gol alpin) se stabilesc puncte de observație și în absența deschiderilor. Acestea se fac pe baza alcătuirii solului, pe prezența unor fragmente sau blocuri dizlocate sau pe seama unor plante sau grupe de plante specifice unui anumit substrat.

Funcție de gradul de detaliere a lucrării (scara hărții de lucru) s-a stabilit un număr minim de puncte de observație pentru acoperirea unei suprafețe (p.o.). De exemplu: 40 p.o. / km² la detaliu de 1:25.000; 100 p.o. / km² la detaliu de 1:10.000; 220 p.o. la detaliu de 1:1000 sau 1:2000.

- ◆ Consemnarea informațiilor în carnetul de teren este foarte importantă. Prin urmare în carnet se va trece, data efectuării profilului, denumirea sa (vale, creastă), repere topografice, numărul punctului de observație, descrierea sa prin minim cinci caracteristici (afloriment masiv sau blocuri, grad de alterare, structură, textură,

compoziție mineralogică preliminară, tip petrografic, poziție, culoare, spărtură proaspătă, raportul cu celelalte roci). Evident că pentru fiecare tip de rocă există observații particulare.

- ◆ Pentru rocile de natură magmatică se adaugă: modul de apariție sau ocurență (filon, corp neregulat, pânză de lavă etc.), poziția în spațiu (dyke-uri, sill-uri), incluziuni (felul, forma, aranjamentul acestora), fisuri, contactul cu rocile înconjurătoare.
- ◆ Pentru rocile sedimentare se mai adaugă: mod de apariție (strat sau lentile), direcție și înclinare, grad de cimentare sau consistența rocii, compoziție, mărime, formă, aranjamentul constituenților, felul cimentului, felul stratificației (încrucișată, discordanță), felul, poziția, distribuția și abundența fosilelor, relațiile cu celelalte roci.
- ◆ Pentru rocile de natură metamorfică se adaugă: orientarea elementelor planare și liniare, felul șistozității sau foliației, natura rocii inițiale metamorfozate (acolo unde este posibil).
- ◆ Pentru toate tipurile de roci este valabilă consemnarea substanței minerale utile (în cazul în care există), felul ei, modul de distribuție (diseminare, impregnație, masivă), tipul, eventual gradul de alterare.



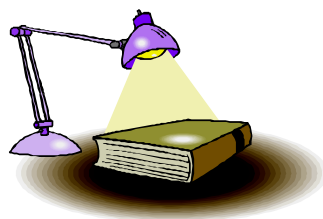
Autoevaluare (întrebări)

1. Ce înțelegeți prin cercetarea inductivă ?
2. Ce sunt observațiile directe de teren ?
3. Dar cele de laborator ?
4. Enumerați metodele indirecte de teren.
5. Ce este cercetarea deductivă ?
6. Care sunt elementele de cartare geologică ?
7. Descrieți cum sunt înregistrate datele de teren.

Bibliografie selectivă

Popescu V. – 1999 – Ghid practic pentru roci magmatice, sedimentare și metamorfice, *Editura Ecologică*, București.

Popescu, V., - Geologie generală, 339 p., *Editura Pământul*, Pitești, 2006.



Popescu, V. – 2009- **Petrografie pentru ecologi**, *Editura Mustang*, București.

Popescu, V. – 2009 - **Geologie generală**, *Editura Mustang*, București.

Șeclăman M., Marin Cornelia, Luca Anca – 1999 – Introducere în geologia generală, *Editions du Goéland*, București.

Curs nr. 11

Obiectivul cursului:

- 11. Hărți geologice

Conținut:

- 11.1. Scara hărții geologice
- 11.2. Secțiuni geologice
- 11.3. Coloane stratigrafice
- 11.4. Legenda hărții geologice



11. HĂRȚI GEOLOGICE

Harta geologică reprezintă o sinteză a ansamblului de date privind compoziția petrografică, succesiunea stratigrafică la un moment dat, caracteristicile structurale obținute prin cartare. Toate acestea reprezintă gradul de cunoaștere a geologiei regiunii la data întocmirii ei. Prin urmare harta geologică redă pe o bază topografică, cu ajutorul semnelor și culorilor convenționale, extinderea la suprafața Pământului a corpurilor de roci care alcătuiesc subsolul acelei regiuni.

Gradul de fidelitate privind întocmirea unei hărți geologice crește de la o etapă la alta. O hartă corect întocmită ne permite să aflăm:

- ◆ tipurile de roci;
- ◆ la ce adâncime pot fi întâlnite de un foraj sau puț;
- ◆ care sunt zonele susceptibile de substanțe minerale utile;
- ◆ caracteristicile structurale ale regiunii (falii, cute, limite geologice);
- ◆ rezultatele activității de explorare sau exploatare (formele și dimensiunile zăcămintelor, rezerve estimate etc.);
- ◆ coloane stratigrafice și vârsta rocilor prezente etc..

Harta geologică este un instrument de studiu al structurii și istoriei geologice a scoarței terestre. Ele ne ajută să stabilim unde și când s-au manifestat diferite mișcări ale scoarței, erupții vulcanice precum și punerea în loc a unor corpuri magmatice intrusive.

Harta geologică ajută în același timp la reconstituirea condițiilor paleogeografice ale unei regiuni. Răspândirea actuală a depozitelor marine și continentale, formate într-o anumită

epocă sau eră geologică, reflectă în mare măsură repartiția uscatului și a mării din acea perioadă.



11.1. Scara hărții geologice

Alegerea scării hărții geologice depinde de întinderea teritoriului precum și de scopul pentru care este întocmită. Din acest punct de vedere deosebim:

♦ hărți geologice la scară mică - 1:25.000.000 – 1:1.000.000

Acestea sunt hărți de sinteză care redau trăsăturile generale ale alcătuirii geologice a unei țări, continent sau glob terestru. Ele se întocmesc prin corelarea și simplificarea unor date geologice cuprinse în hărți mai detaliate. De regulă aceste hărți sunt utilizate în scopul sau utilizarea în scop didactic (amintiți-vă de planiglobul aprecierii generale a perspectivei substanțelor minerale utile la geografie și transpuneți-l în termeni geologici – scara 1:1.000.000 sau harta bazinelor sedimentare din lume – scara 1:23.000.000 etc.);

♦ hărți geologice la scară mijlocie (medie) – 1:750.000 – 1:200.000

Sunt hărți regionale care redau structura geologică a unei țări, lanțuri muntoase sau regiuni. Pe astfel de hărți sunt reprezentate răspândirea formațiunilor magmatice, metamorfice și sedimentare precum și ivirile de substanțe minerale utile.

Aceste tipuri de hărți sunt rezultatul unor cartări geologice efectuate la scară mare. Ele dau o imagine a structurii și istoriei geologice ale unei țări (regiuni) și permit stabilirea legăturilor dintre s.m.u. (substanțele minerale utile) și anumite asociații de roci, identificarea perimetrelor cu perspective (ex: harta geologică a României – sc: 1.500.000 – 1:200.000);

♦ hărți geologice la scară mare - < 1:200.000; ex: 1:50.000, 1:25.000, 1:10.000, 1:5.000, 1:1.000.

Sunt hărți extrem de utile ca și celelalte, detaliate și foarte detaliate care redau amănunțit structura geologică a unui perimetru (câțiva km²) sau a unei porțiuni din acest perimetru, interesant din punct de vedere al s.m.u. și unde au fost executate lucrări miniere ușoare sau complexe (foraje, galerii). Aceste hărți sunt rezultatul unor cartări geologice la scară (detaliu) enunțată mai sus, funcție de necesitate. Ele stau la baza proiectării forajelor, galeriilor de explorare dar și a lucrărilor miniere ușoare (dezveliri, puțuri, sanțuri) precum și a proiectării unor construcții.



11.2. Secțiuni geologice

Secțiunile geologice sunt reprezentări (la scară) a structurii geologice a unei regiuni așa cum rezultă ea din intersecția cu un plan vertical. Ele permit interpretarea dezvoltării corpurilor geologice în adâncime. Pentru construirea acestora se utilizează date din observațiile directe redată pe harta geologică, cât și ansamblu de date geologice obținute cu ajutorul forajelor, a lucrărilor miniere și a prospecțiunilor geofizice.

Secțiunile geologice sunt extrem de utile pentru înțelegerea situației geologice rezultate din ansamblul de procese și fenomene desfășurate în timp. Ele servesc la amplasarea unor lucrări geologice viitoare, la proiectarea lucrărilor de prospecțiune și explorare, la aprecierea s.m.u. și la proiectarea exploatării acestora.

În construirea secțiunilor geologice este necesară respectarea unei succesiuni ordonate de operații: alegerea traseului, alegerea scării, construirea profilului morfologic, marcarea orientării secțiunii și a reperelor geografice, echiparea profilului morfologic cu date geologice, interpretarea secțiunii și construirea limitelor, colorarea secțiunii, întocmirea legendei și în final notarea titlului, a scării, a autorilor și a anului de execuție.

♦ Alegerea traseului nu este o chestiune întâmplătoare. De regulă traseul se alege perpendicular pe direcția generală a structurii în așa fel încât să cuprindă maximum de informații geologice posibile. Dacă în regiune există lucrări de foraj sau miniere se recomandă ca acestea (sau o parte dintre ele) să fie cuprinse pe linia de profil.

Pe o suprafață a hărții geologice se pot alege mai multe secțiuni geologice în așa fel încât acestea să ofere posibilitatea interpretării cât mai complete a perimetrului respectiv. Pe harta geologică, secțiunile trebuiesc materializate și notate prin marcarea capetelor și eventual a punctelor de frângere:



♦ Alegerea scării

De obicei scara de construcție a secțiunii geologice trebuie să fie identică cu cea a hărții geologice, atât pe orizontală, cât și pe verticală. În cazuri speciale se pot construi secțiuni la scară mai mare pentru o interpretare mai detaliată. Nu se recomandă o scară

verticală exagerată față de cea orizontală pentru că în acest caz unghiurile măsurate pot fi deformatе exagerat.

♦ Construirea profilului morfologic

Nu voi intra în amănunte pentru că acest lucru ține de geomorfologie și topografie. Pe o bandă de hârtie care va urma traseul secțiunii se vor materializa intersecția cu principalele curbe de nivel. Scara verticală se extinde, de la altitudinea maximă a reliefului regiunii până la cea mai mică altitudine de pe hartă. Se construiește profilul morfologic pe hârtie milimetrică, respectând scara hărții.

♦ Marcarea orientării secțiunii

Este destul de simplu. În funcție de nordul hărții și de reperul elementar bine cunoscut (roza vânturilor) se trece în fiecare din cele două capete ale profilului morfologic, orientarea acestuia (N-S, SSV-NNE etc.). La linia de frângere (acolo unde este cazul) se va trece azimutul direcției (care este întotdeauna funcție de punctul cardinal nordic). În practică s-a convenit ca secțiunile geologice să fie orientate E-V (nu este însă obligatoriu). Secțiunea va fi individualizată A-B sau 1-1' sau 1-2.

♦ Echiparea profilului cu date geologice

Pe fâșia de hârtie pe care s-au trecut cotele profilului geomorfologic se vor trece (cu cotele respective) toate elementele geologice care apar pe profil: limite geologice, accidente tectonice (falii), măsurători cu busola. Pentru toate acestea exista un tabel de corecții unghiulare tipizat, asupra căruia nu vom insista. În orice caz, această secțiune trebuie făcută cu mare precizie în așa fel încât, dacă suprapunem secțiunea geologică pe hartă, elementele transpuse să coincidă perfect cu realitatea.

Dacă sunt măsurători în apropierea profilului ele pot fi coborâte prin proiecția normalei pe linia de profil, cu corecțiile unghiulare aferente și necesare.

♦ Interpretarea secțiunii și construcția limitelor

Acest lucru se realizează prin prelungirea în adâncime a limitelor intersectate, paralel cu poziția (măsurătoarea) acestora, prin racordare, din aproape în aproape, în așa fel încât să rezulte o imagine coerentă, conformă cu viziunea (într-o oarecare măsură subiectivă) realității geologice.

În cea de a doua etapă se construiesc (trasează) accidentele tectonice (falii, decroșări, plane de șariaj). Acestea au un caracter perturbator pentru dispunerea

ordonată a depozitelor sau formațiunilor în general. Se construiesc apoi limitele discordante și abia în final limitele normale ale formațiunilor (**fig. 122**).

În interpretarea structurilor și continuarea limitelor acestora, funcție de gradul de detaliu, se poate avansa până la adâncimi diferite (adâncimi mici pentru secțiuni locale și mai mari pentru regiuni și areale mai complexe). În construirea secțiunilor prin structuri cutate este important modul de racordare a flancurilor cutelor. Acest lucru se realizează ținând cont de înclinarea stratelor la suprafața profilului, de constanța sau variația grosimii formațiunilor și de intervenția accidentelor tectonice. De obicei interpretarea secțiunilor se face exclusiv sub linia de profil.

♦ Colorarea formațiunilor și marcarea indicilor

Se utilizează culori convenționale standard, corespunzătoare celor de pe harta geologică. Ca și pe hartă este obligatorie marcarea indicilor de vârstă. Este bine de asemenea și evidențierea litologiei formațiunilor prin semne convenționale, fie pe întreaga suprafața a secțiunii, fie numai pe o porțiune care trebuie detaliată sau evidențiată.

♦ Întocmirea legendei

Legenda este obligatorie, cu alte cuvinte orice interpretare fără aceasta reprezintă un desen mort. Ea trebuie să cuprindă toate elementele convenționale utilizate, adecvate secțiunii geologice și culorile adecvate, identice cu cele ale hărții geologice. Asupra acestui aspect vom reveni mai pe larg.

♦ Notarea titlului, a scării, a autorilor, a anului

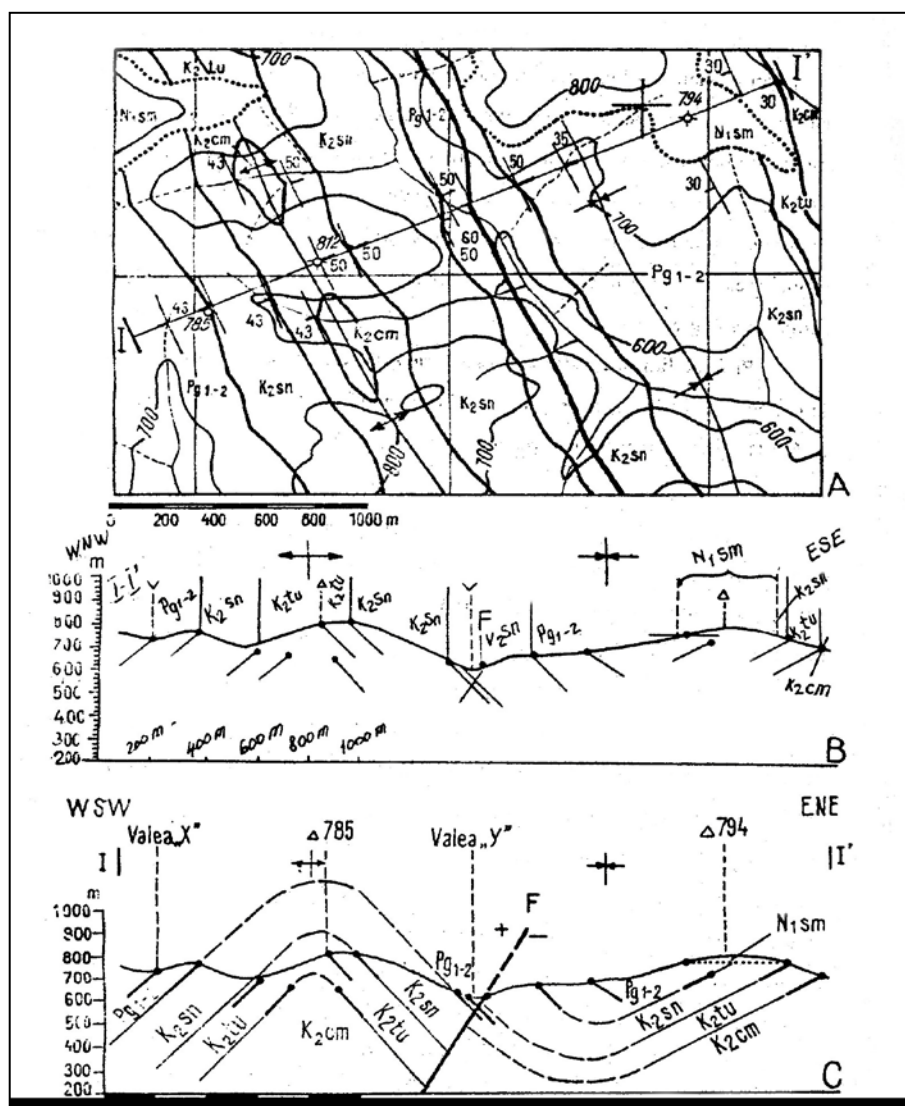
Fiecare secțiune (sau în ansamblu) trebuie să poarte un titlu, dedesubt scara (numeric sau grafic) și numele autorilor (autorului). Anul este și el foarte important deoarece acesta reprezintă un anumit moment din evoluția cunoașterii unei regiuni.

11.3. Coloane stratigrafice



Acestea sunt construcții grafice destinate prezentării detaliate a succesiunii normale în timp a formațiunilor, indiferent de raporturile lor spațiale actuale și a caracteristicilor litologice ale acestora. Coloanele stratigrafice pot prezenta situația de detaliu a unei zone restrânse cu un caracter local sau să aibă caracter sintetic, cuprinzând succesiunea depozitelor de pe areale largi.

Fig. 122. Imagine privind etapele de construcție a unei hărți și secțiuni geologice (după Basarab și al., 1995)



De la caz la caz, coloanele pot fi litologice, lito-stratigrafice, bio-stratigrafice sau să aibă un caracter complex, însumând toate informațiile într-o construcție unică.

De obicei coloanele stratigrafice se întocmesc la scări mai mari decât scara hărții și a secțiunilor geologice pentru a putea reprezenta mai exact grosimea formațiunilor și dezvoltarea acestora. Forma de prezentare a coloanelor stratigrafice poate varia funcție de gradul de detaliere și de numărul de informații pe care trebuie să-l cuprindă.

Coloanele au o primă rubrică, simplă sau subdivizată pentru marcarea vârstei depozitelor (**fig.123a**). O a doua rubrică este destinată marcării simbolurilor standard de

vârstă. O altă rubrică este destinată prezentării grafice la scară a succesiunii stratigrafice a formațiunilor, cu materializarea convențională a litologiei acestora (cu marcarea tipurilor de limite și marcarea prin culoare a vârstei). Această rubrică poate fi înscrisă pe verticală, între linii drepte sau pe una din laturi să fie o limită șerpuită care să evidențieze rezistența diferită la eroziune a depozitelor.

O altă rubrică evidențiază grosimea formațiunilor. De obicei această grosime se precizează prin valori extreme ale grosimilor apreciate. Lateral dreapta se va insera o rubrică cu descrierea litologică și litostratigrafică (prin cuvinte) pentru explicitarea reprezentărilor grafice din rubrica principală.

În sfârșit (numai dacă este cazul pentru formațiunile sedimentare), ultima rubrică va cuprinde caracterizarea biostratigrafică, prin marcarea conținutului paleontologic (a speciilor sau asociațiilor caracteristice de fosile).

Ca și la secțiunile geologice, în construirea coloanelor stratigrafice trebuie respectată o anumită ordine de redare: alegerea scării adecvate, stabilirea rubricilor (funcție de gradul de detaliere și de scopul urmărit), stabilirea numărului de coloane necesar, determinarea grosimii fiecărei formațiuni, ordonarea succesivă a formațiunilor, echiparea rubricilor principale și colorarea lor, redactarea rubricilor din text, ordonarea coloanelor pe planșă (în așa fel încât să faciliteze corelarea lor rapidă), întocmirea legendei (conform elementelor convenționale utilizate) și prezentarea titlului (a titlurilor), a scării, a autorului (autorilor) și a anului.

11.4. Legenda hărții geologice



Pentru toate hărțile geologice, însoțite sau nu de coloane stratigrafice și de secțiuni geologice este necesară o legendă. Evident că pentru un geolog cu experiență este ușor de citit toate acestea. Legenda este ceva obligatoriu și extrem de util. Ea se realizează cu ajutorul culorilor, simbolurilor și semnelor convenționale standard, folosite pe plan mondial. Numărul acestora variază de la o hartă geologică la alta. Cu alte cuvinte, fiecare hartă, secțiune sau coloană stratigrafică are propria-i legendă (**fig. 123 b;c**).

- Culorile au fost numerotate de la 1 la 24. De exemplu: 1=alb, 2=galben de lămâie,.....4=portocaliu,.....11=albastru marin...16=verde,.....19=roșu

indian,.....23=cenușiu, 24=negru. Cu ajutorul culorilor sunt redate vârsta formațiunilor sedimentare și nu numai:

- cuaternar = gri;
- paleogen = portocaliu;
- jurasic = albastru;
- ordovician = verde;
- proterozoic = roz;
- arhaic = roșu.

Subdiviziunile sunt colorate cu nuanțe de la cele mai închise (cele mai vechi) la nuanțe mai deschise (cele mai noi). Spre exemplu, perioada Jurasic cuprinde următoarele subdiviziuni (în ordinea vechimii lor): Liasic (albastru intens), Dogger (albastru mai deschis) și Malm (albastru deschis).

➤ Simboluri

Rolul acestora este și el bine definit. În cazul în care nu cunoaștem pe dinafară culorile, este bine atunci să individualizăm vârsta formațiunilor cu aceste simboluri:

- Nz = neozoic;
- Q₂ = holocen;
- bd = burdigalian;
- alb = albian;
- Cm₃ = cambrian superior;
- Pcb = precambrian;
- J = jurasic;
- K = cretacic etc..

➤ Semne convenționale:

Aceste semne se folosesc pentru reprezentarea diferitelor tipuri de roci (sedimentare, magmatice, metamorfice), pentru redarea conținutului paleontologic, pentru redarea elementelor structurale ale unui areal geologic, altele (**fig. 124; 125**).

Fig. 123 a. Coloană stratigrafică
(după Harta geologică, foaia 32,
Baia de Aramă, Comitetul de Stat
al Geologiei, Institutul Geologic, 1968)

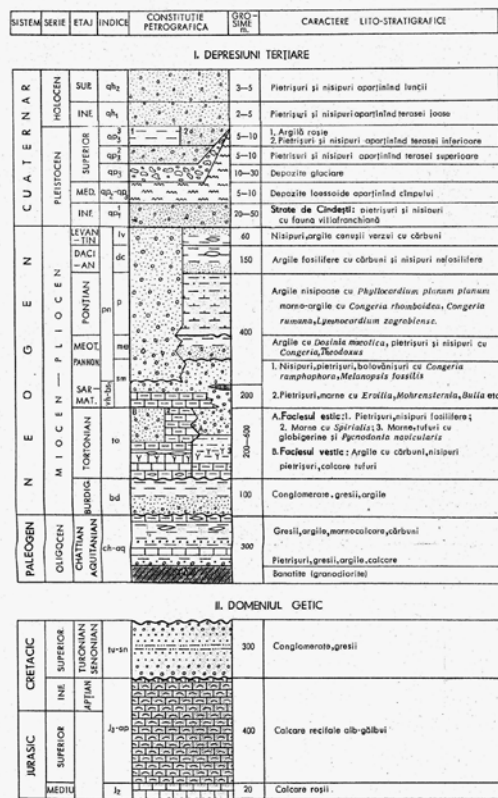


Fig. 123 b. Hartă și secțiuni geologice
(după Harta geologică, foaia 32,
Baia de Aramă, Comitetul de Stat
al Geologiei, Institutul Geologic, 1968)

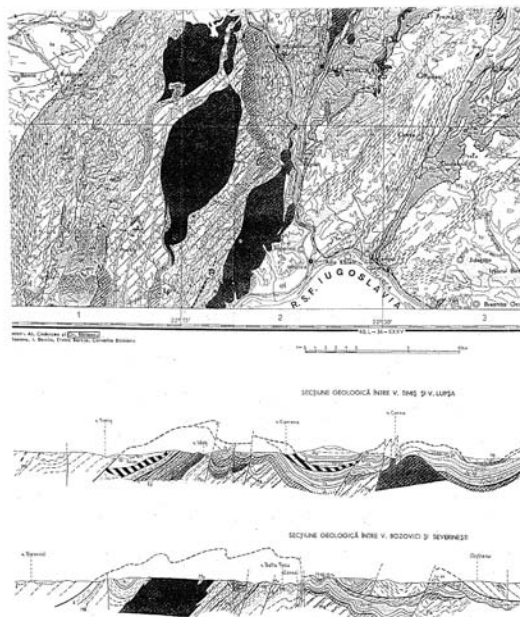


Fig. 123 c. Legenda unei hărți geologice - fragment
(după Harta geologică, foaia 32,
Baia de Aramă, Comitetul de Stat
al Geologiei, Institutul Geologic, 1968)

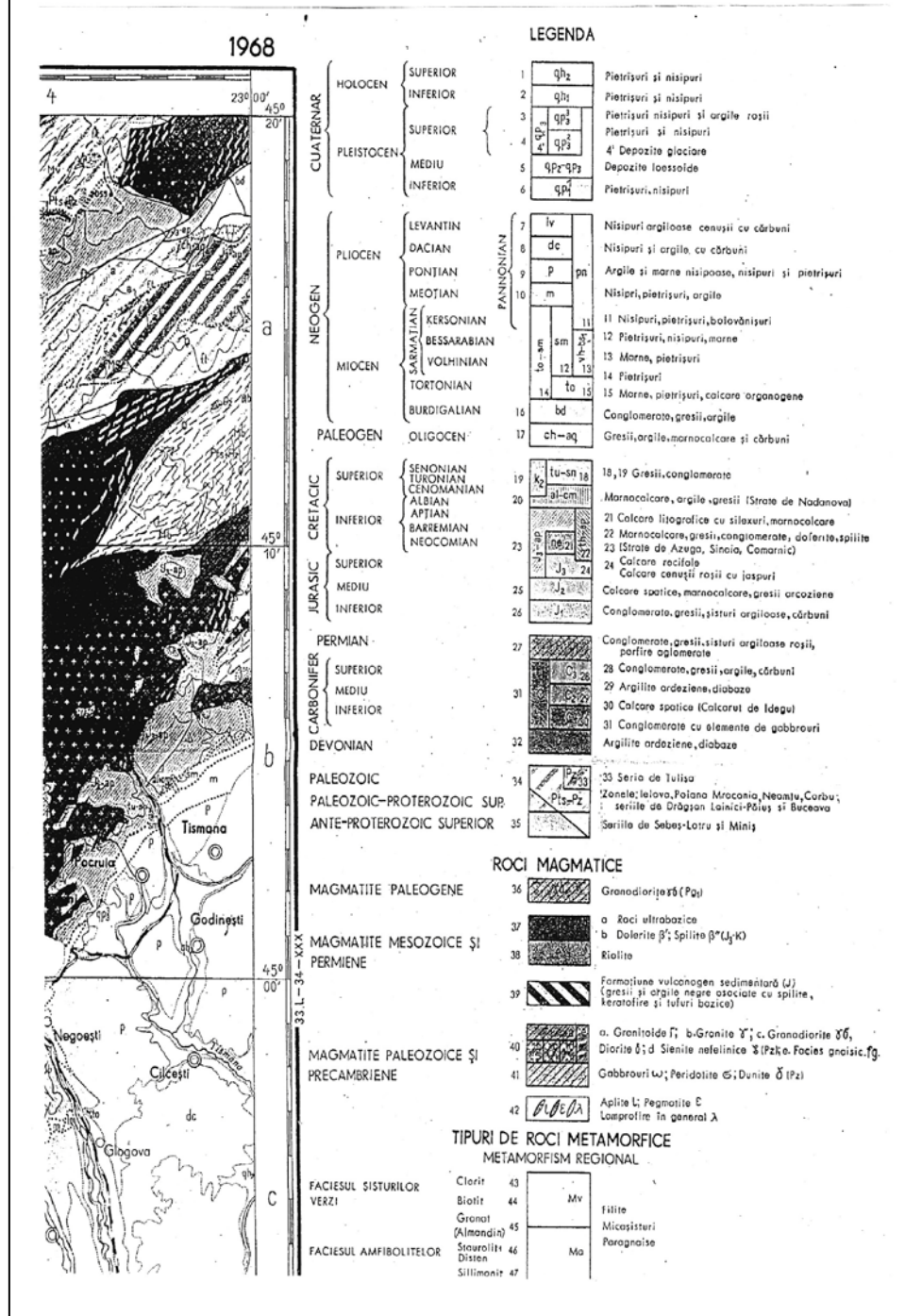


Fig. 124. Ghid de semne convenționale (după Basarab și al., 1995)

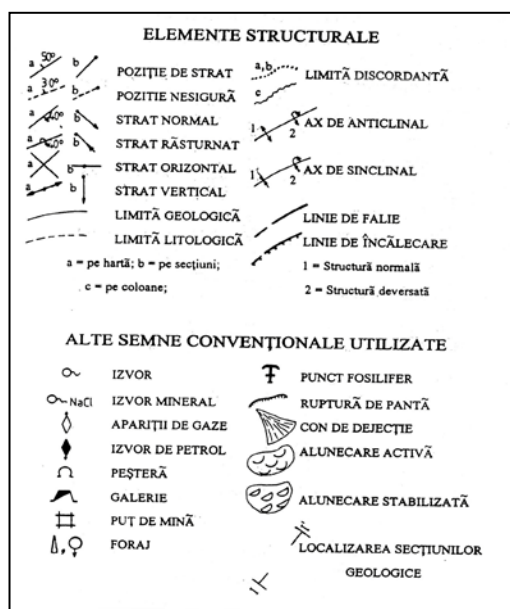
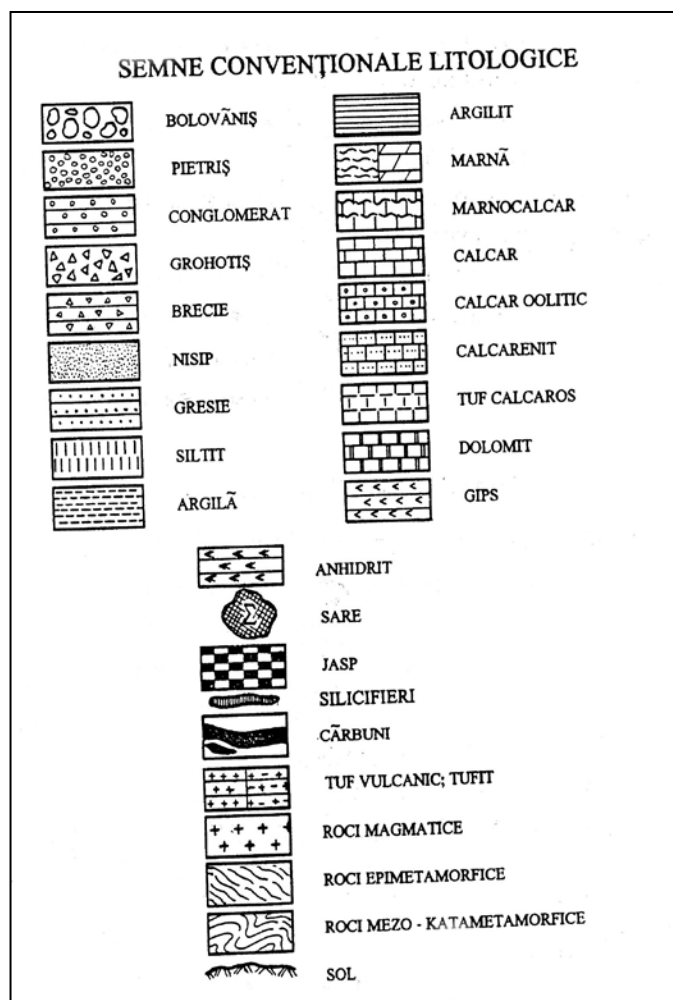
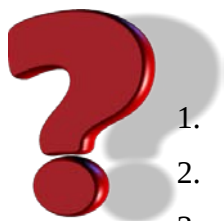


Fig. 125. Semne convenționale pentru elemente structurale (după Basarab și al., 1995)



Autoevaluare (întrebări)

1. Definiți harta geologică.
2. Ce știți despre scara hărților geologie ? Detaiați.
3. Cum se întocmesc secțiunile geologice ?
4. Ce sunt coloanele stratigrafice ?
5. Ce redă o coloană stratigrafică ?
6. Ce știți despre legenda unei hărți geologice ?
7. Ce rol au culorile ?
8. Dar semnele convenționale și simbolurile ?
9. Dați exemple de cernne convenționale și simboluri.



Bibliografie selectivă

Popescu V. – 1999 – Ghid practic pentru roci magmatice, sedimentare și metamorfice, *Editura Ecologică*, București.

Popescu, V., - Geologie generală, 339 p., *Editura Pământul*, Pitești, 2006.

Popescu, V. – 2009- **Petrografie pentru ecologi**, *Editura Mustang*, București.

Popescu, V. – 2009 - **Geologie generală**, *Editura Mustang*, București.

Șeclăman M., Marin Cornelia, Luca Anca – 1999 – Introducere în geologia generală, *Editions du Goéland*, București.

Curs nr. 12

Obiectivul cursului:

- 12. Construirea hărții geologice

Conținut:

- 12.1. Principii generale de întocmire a hărților geologice
- 12.2. Strate orizontale
- 12.3. Strate înclinate
- 12.4. Strate verticale



12. CONSTRUIREA HĂRȚII GEOLOGICE

12.1. Principii generale de întocmire a hărții geologice

Rezultatul oricărei activități de cartare geologică trebuie exprimat prin construirea unei hărți geologice. Ceea ce se realizează în practică este intersecția limitelor dintre formațiuni cu suprafața topografică. Limitele sunt de fapt, planele de separare a două entități geologice (de orice fel) care, în planul hărții se traduc printr-o linie mai mult sau mai puțin complicată. Această linie reprezintă intersecția dintre planul de limită și suprafața terenului.

Se consideră limită orice contact vizibil sau posibil prin interpretare logică între două entități geologice, indiferent de natura lor. Aceste limite pot fi litologice, stratigrafice, lito-stratigrafice, faciale, tectonice etc.. Limitele pot fi:

- ♦ normale, concordante: aceste limite reflectă o succesiune neîntreruptă în timp a depozitelor (formațiunile se găsesc în continuitate de sedimentare) – **fig. 126**.
- ♦ discordante: redau raporturi anormale între entitățile geologice. Cu alte cuvinte aceste limite se trasează când între formațiunile care vin în contact lipsește un pachet de roci, denumit *lacună stratigrafică* sau *hiatus*. Acest lucru este posibil, fie ca rezultat al acumulării unor depozite pe un substrat anterior, cu care nu are relații de continuitate în timp, fie prin intruziunea unei formațiuni (indiferent de natura ei, de preferabil magmatică) pe linia de minimă rezistență ale unor depozite preexistente, fie în urma punerii în contact anormal a formațiunilor, în urma proceselor tectonice rupturale.

Din punct de vedere geometric, discordanțele pot fi:

- ♦ simple (paralele): formațiunile de deasupra și de dedesubtul planului de discordanță au strate paralele (**fig.126**).
- ♦ unghiulare: formațiunile de deasupra planului de discordanță au înclinări diferite față de cele de dedesubt (**fig.126**).
- ♦ azimutale: formațiunile discordante au direcții diferite față de cele mai vechi.

Pentru realizarea intersecției dintre limitele geologice și suprafața topografică, în cele mai multe situații se asimilează limitele cu planuri geometrice ale căror direcții și înclinări rămân constante, cel puțin pe porțiunea care se intersectează cu relieful.

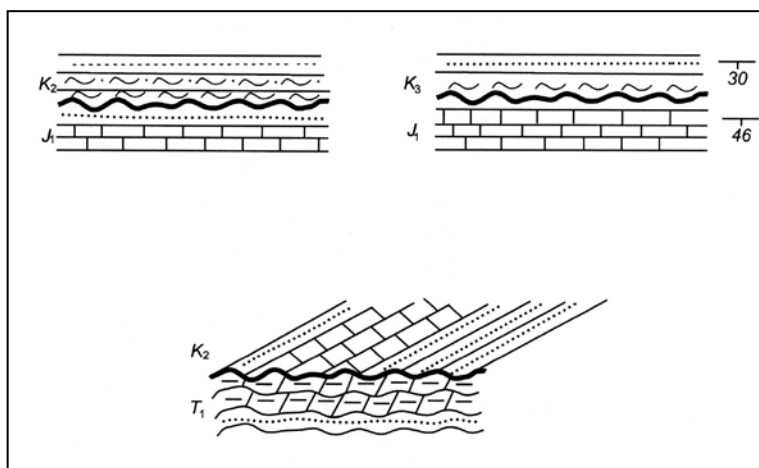


Fig. 126. Limitele dintre formațiunile geologice

Planul de limită poate fi, funcție de poziția lui:

- ♦ orizontal;
- ♦ vertical;
- ♦ înclinat.

Cu alte cuvinte, formațiunile se pot găsi între ele în aceste situații de contact (orizontal, vertical și înclinat). Cazul cel mai general este ultimul, adică marea majoritate a formațiunilor se găsesc în contact unghiular. Intersecția planului limitei cu suprafața topografică se numește linie de afloriment a limitei.



12.2. Strate orizontale

Aspectul cartografic sub care se prezintă stratele orizontale depinde de relieful regiunii și de grosimea stratelor respective.

În cazul unui relief de câmpie, unde diferența dintre firul văii și interfluviu (creastă) nu este mai mare ca grosimea ultimului strat de la suprafață, pe harta geologică se prezintă numai acel strat fără limită geologică (**fig. 127a**).

În cazul regiunilor cu un relief din ce în ce mai accidentat, văile intersectează strate din ce în ce mai vechi (prin procesul de săpare sau adâncire a vailor). Pe harta geologică, stratele horizontale se reprezintă sub forma unor curbe sinuoase, paralele cu curbele de nivel topografice (**fig.127 b;c**).

Lățimea cartografică a zonei de afloriment este direct proporțională cu grosimea stratului și cu cotangenta unghiului de pantă. Grosimea unui strat pe hartă este dată de diferența de altitudine dintre cele două limite (**fig.127d**).

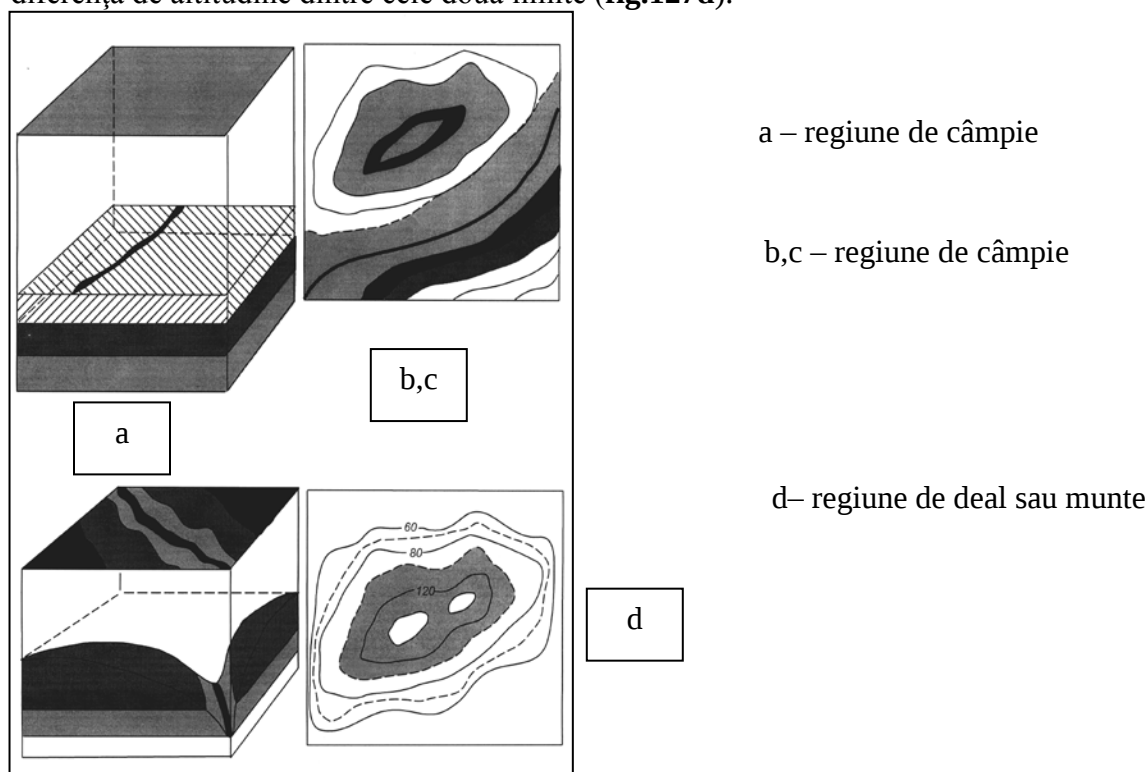


Fig. 127. Aspectul cartografic al stratelor horizontale

Prin urmare în cazul stratelor horizontale, limitele dintre acestea vor fi tot plane horizontale ale căror intersecții cu relieful topografic (hartă) vor urmări traseul curbelor de nivel. Realizarea hărții geologice cu strate horizontale se va face astfel:

1. se determină cotele la care se plasează limitele;
2. se determină caracterul concordant sau discordant al acestora;
3. se trasează limitele.

Iată un exemplu:

Nr. crt.	Cotă (m)	Limită	Caracterul limitei
1	730	N_1/K_2	discordant
2	665	K_2/K_3	concordant
3	620	K_1/J_2	discordant

Această situație este materializată în **fig. 128**.

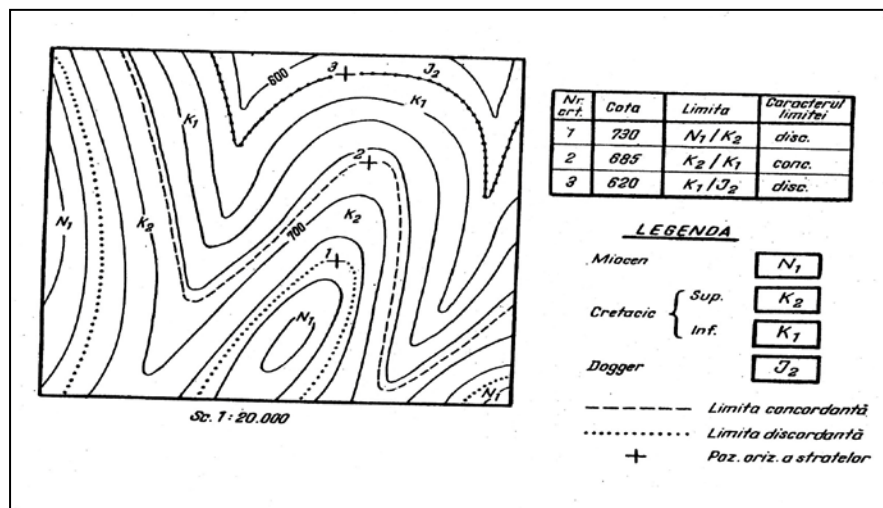


Fig. 128. Exemplu practic pentru stratele orizontale (după Dinu și al., 1988)



12.3. Strate înclinate

Forma limitelor geologice ale stratelor înclinate depinde de relieful regiunii și de unghiul de înclinare a stratelor. În regiunile cu relieful accidentat, limitele stratelor înclinate intersectează curbele de nivel, iar forma limitelor depinde de înclinarea stratelor. Dacă înclinarea stratelor variază între 1^0 - 89^0 , forma limitelor este cu atât mai sinuoasă cu cât înclinarea este mai mică. De regulă limita stratelor înclinate formează pe văi vârfuri (V-euri) în sensul înclinării stratelor. Excepție de la acest lucru se face când panta văilor are aceeași înclinare cu cea a stratelor. Pe vârfurile de deal sau mameloane V-eul este cu deschiderea în jos.

În cazul stratelor înclinate planul limitei se reprezintă prin abace. Prin urmare metoda cu ajutorul căreia reprezentăm aceste limite se numește **ABACA**. Abacele sunt proiecții pe un plan orizontal ale intersecțiilor unor planuri orizontale, echidistante pe planul limitei. De regulă, echidistanța planelor orizontale se alege egală cu cea a curbelor de nivel de pe harta topografică (**fig. 129**).

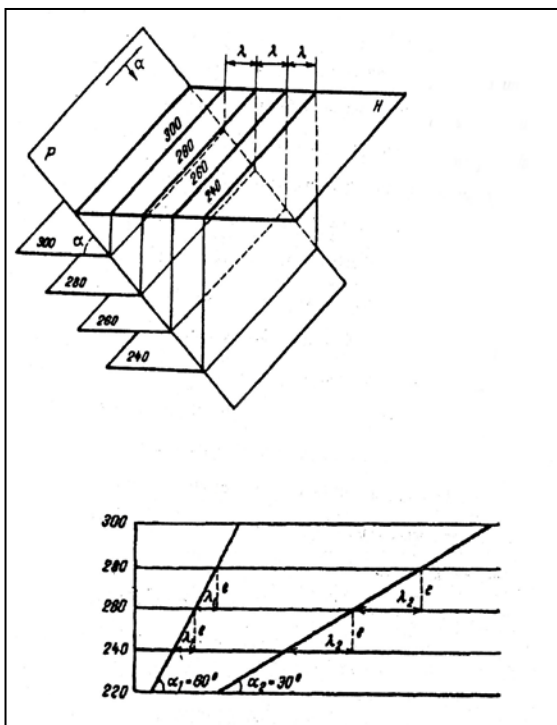


Fig. 129. Reprezentarea proiecției orizontale a unui plan înclinat cu ajutorul abacelor:

- p = planul limită (înclinat);
- H = planul orizontal al hărții;
- α = căderea stratului;
- λ = echidistanța abacelor;
- cifrele reprezintă valoarea altimetrică

Fig. 130. Variația echistanței dintre abace în funcție de unghiului de cădere al planului înclinat ($\lambda = e \operatorname{ctg} \alpha$):

- α = căderea stratului;
- e = echidistanța curbelor de nivel;
- λ = echidistanța abacelor
- (după Dinu și al., 1988)

Distanța dintre abace se notează cu λ și această echidistanță este egală cu echidistanța curbelor de nivel. Determinarea echidistanței dintre abace (λ) se poate face grafic sau mai ales prin calcul (**fig. 130**).

$\lambda = e$, și este cu atât mai mare cu cât unghiul de înclinare al limitei este mai mic.

$$\lambda = \operatorname{ctg} \alpha$$

Spre exemplu, dacă scara hărții este 1:20.000 asta înseamnă că 1 cm (de pe hartă) = 200 m (de pe teren). În acest caz, $e = 20$ m (echidistanța dintre curbele de nivel).

Să recapitulăm. Cunoscând direcția și înclinarea unui strat într-un punct de pe harta topografică, se poate construi grafic cu ajutorul abacelor, traseul limitei cartografice a acestuia. Abacele sunt o rețea de drepte paralele și echidistante, numite *orizontale pe strat*. Aceste orizontale se construiesc pe harta topografică paralele cu direcția stratelor, iar echidistanța lor se calculează cu ajutorul relației:

$$d = e \operatorname{ctg} \alpha, \text{ unde}$$

d = echidistanța orizontalelor

e = echidistanța curbelor de nivel,

redușă la scara hărții

α = unghiul de înclinare a stratelor

Orizontala care trece prin punctul unde s-a măsurat poziția stratelor are cota punctului respectiv, iar orizontala următoare, situată în sensul înclinării, va avea o altitudine mai mică, conform curbelor de nivel s.a.m.d.. Limita cartografică a stratului înclinat se obține unind între ele, din aproape în aproape, punctele de intersecție dintre orizontalele pe strat și curbele de nivel de aceeași cotă (**fig. 131; 132**).

Exemplu practic:

Stratele înclinate pot fi monoclinale sau strate cutate. Limitele dintre formațiuni sunt asimilate unor plane înclinate definite prin direcție și înclinare. În acest caz:

- ◆ fiecare limită se trasează independent, fiind asimilată unui plan înclinat ce trebuie intersectat cu suprafața topografică pentru a se obține linia de afloriment;
- ◆ se reprezintă planul fiecărei limite cu ajutorul abacelor pornind de la punctele de afloriment ale limitei, măsurate și trecute pe harta topografică (punctele 1;2;3).
- ◆ se obțin punctele de intersecție ale abacelor limitei și ale curbelor de nivel de aceeași valoare;
- ◆ se trasează linia de afloriment unind succesiv punctele de intersecție.

Calculul distanțelor dintre abacele fiecărei limite se face astfel:

Se dau limitele cu următoarele poziții:

1. lim K_1 / J_3 cu poziția $N 50^\circ V / 60^\circ SV$.
2. lim Pg_2 / K_1 cu poziția $N 50^\circ V / 80^\circ SV$.
3. lim N_2 / Pg_2 cu poziția $N 70^\circ / 20^\circ SV$.

Scara hărții este 1:20.000 (1 cm = 200 m) sau 1:10.000.

1. $\lambda_1 = 20 \text{ ctg } 60^\circ = 11,55 \text{ m}$ (la scara hărții=1,16 mm);
2. $\lambda_2 = 20 \text{ ctg } 30^\circ = 34,6 \text{ m}$ (la scara hărții = 3,46 mm);
3. $\lambda_3 = 20 \text{ ctg } 20^\circ = 55,0 \text{ m}$ (la scara hărții = 5,50 mm).

Valoarea 1,16 se obține simplu. Dacă considerăm scara hărții 1:10.000 (1 cm = 100 m; 1 mm = 10 m) se face regula de trei simplă:

$$\begin{array}{l} 1 \text{ mm} \dots\dots\dots 10 \text{ m} \\ x \text{ mm} \dots\dots\dots 11,55 \text{ m} \\ x = 11,55 : 10 \cong 1,16 \text{ mm} \end{array}$$

Situația de față este exprimată grafic în **fig. 132**.

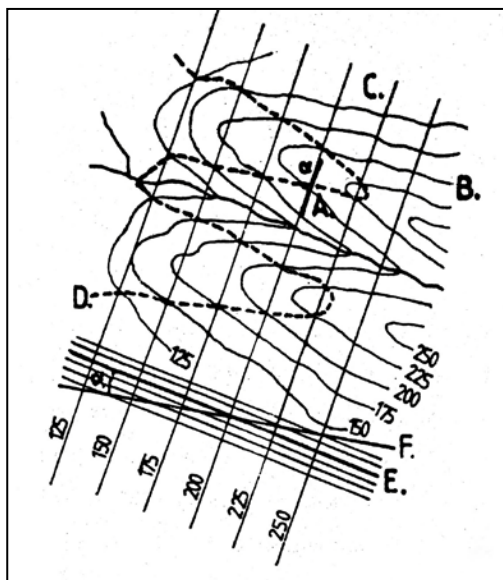


Fig. 131. Trasarea limitei geologice prin metoda abacei. A. Poziția de strat. B. Curbele de nivel. C. Liniile de bacă echivalente cotelor, rezultate prin construcție grafică. D. Limita geologică rezultată. E. Linia de bază flancată de rețeaua liniilor auxiliare, la scara hărții. F. Linia oblică de marcare grafică a înclinării. α = unghiul de cădere al stratelor (după Basarab și al., 1995)

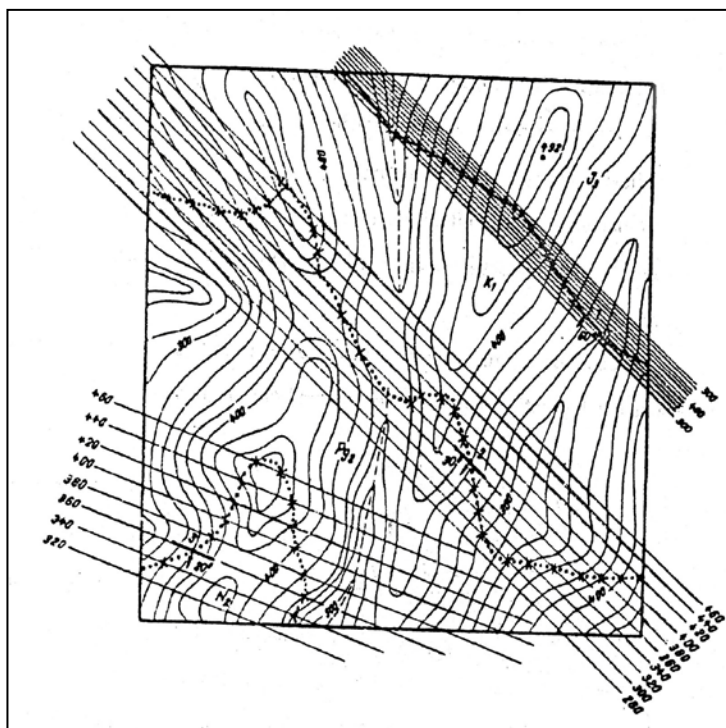
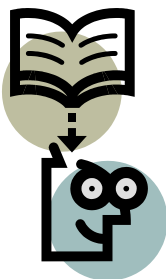
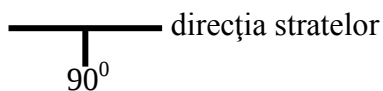


Fig. 132. Fragment de hartă cu exemplificarea a trei limite geologice care corespund unor înclinări diferite (după Basarab și al., 1995)



12.4. Strate verticale

Dacă stratele dintr-o regiune sunt verticale (unghiul de înclinare este egal cu 90^0) și limitele dintre ele vor fi verticale. Intersecțiile acestora cu suprafața topografică (harta) vor da linii de afloriment rectilinii, paralele cu direcția formațiunilor.



înclinarea stratelor

----- limită geologică concordantă

..... limită geologică discordantă

Trasarea limitelor stratelor pe hartă se face astfel:

1. se fixează punctele în care au fost măsurate pozițiile limitelor;
2. se reprezintă poziția fiecărei limite;
3. se stabilește caracterul concordant sau discordant al limitelor;
4. se trasează limita de afloriment în prelungirea direcției, indiferent de traseul curbelor de nivel (**fig. 133**).

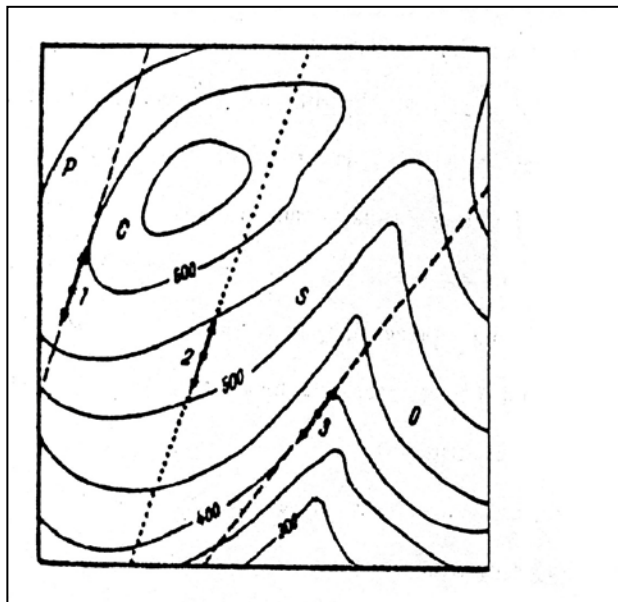


Fig. 133. Fragment de hartă cu limite plane verticale (cazul stratelor verticale) – după Basarab și al., 1995.



Autoevaluare (întrebări)

1. Care sunt principiile generale de întocmire a unei hărți geologice ?
2. Ce înțelegeți prin strate orizontale ?
3. Exemplificați cartografierea unui strat orizontal.
4. Dați un exemplu practic de strat orizontal.
5. Ce înțelegeți prin strate înclinate ?
6. Exemplificați și construiți un strat înclinat.
7. Ce este ABACA ?
8. Ce sunt straturile verticale ?
9. Exemplificați practic construcția unui asemenea strat.



Bibliografie selectivă

Popescu V. – 1999 – Ghid practic pentru roci magmatice, sedimentare și metamorfice, *Editura Ecologică*, București.

Popescu, V., - Geologie generală, 339 p., *Editura Pământul*, Pitești, 2006.

Popescu, V. – 2009- **Petrografie pentru ecologi**, *Editura Mustang*, București.

Popescu, V. – 2009 - **Geologie generală**, *Editura Mustang*, București.

Șeclăman M., Marin Cornelia, Luca Anca – 1999 – Introducere în geologia generală, *Editions du Goéland*, București.

Curs nr. 13

Obiectivul cursului:

- 13. Cute și reprezentarea lor pe hartă

Conținut:

- 13.1. Elementele geometrice ale cutelor
- 13.2. Clasificarea geometrică a cutelor
- 13.3. Clasificarea cutelor după dimensiunile lor
- 13.4. Reprezentarea pe hartă a cutelor liniare



13. CUTE ȘI REPREZENTAREA LOR PE HARTĂ

Cutele reprezintă orice îndoire sau ondulație a unui strat (formațiune) din scoarța terestră. Funcție de modul în care este orientată convexitatea (geometrică) cutele se numesc anticlinal (convexitatea în sus) și sinclinal (convexitatea în jos).

13.1. Elementele geometrice ale cutelor (fig.134):

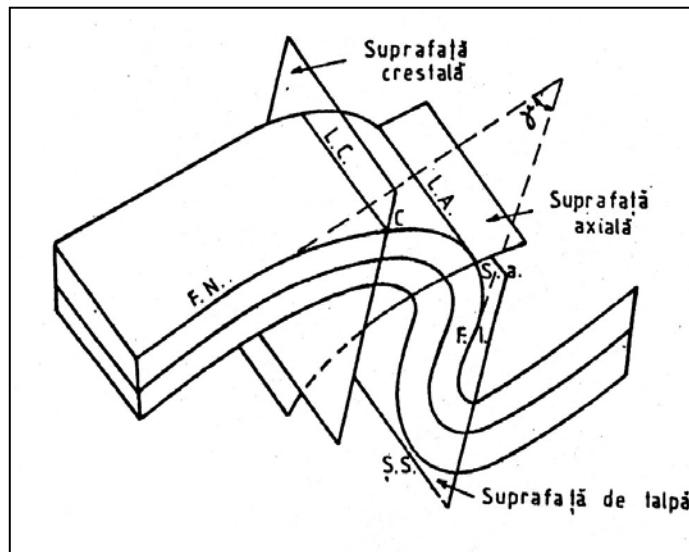


Fig. 134. Elementele geometrice ale unei cute: s.a. – șarnieră anticlinală; s.s. – șarnieră sinclinală; c – creastă; t – talpă; L.A. – axul cutoi; L.C. – linia crestei; F.N. – flanc normal; F.I. – flanc invers; γ - unghiul cutoi (după Dinu și al., 1998)

- ♦ flancul – partea unei cute cu unghiul de înclinare relativ constant care se numește șarnieră (sinclinală sau anticlinală – ss sau șa);
- ♦ șarnieră – punctul de maximă curbura a unei cute;
- ♦ axa cutei – intersecția suprafeței axiale cu o suprafață de strat;
- ♦ creasta: - punctul cel mai înalt al cutei;
- ♦ axa cartografică a cutei: - proiecția pe plan orizontal a intersecției șarnierei anticlinale cu suprafața topografică;
- ♦ suprafața creștală: - planul care unește toate creștele în adâncime, iar intersecția acesteia cu suprafața unui strat se numește linie creștală;
- ♦ talpa cutei: - punctul cel mai coborât al unei cute;
- ♦ unghiul cutei: - unghiul diedru făcut de flancurile cutei;
- ♦ unghiul de vergență: - unghiul făcut de un plan vertical cu șarniera anticlinalului;
- ♦ plonj: - unghiul sub care se afundă o cută (între suprafața axială – LA și proiecția ei în plan orizontal);

13.2. Clasificarea geometrică a cutelor

Desigur că există o pleiadă întreagă de clasificări ale cutelor. Printr-un simplu desen (fig. 135;136) vom prezenta principalele tipuri geometrice de cute:

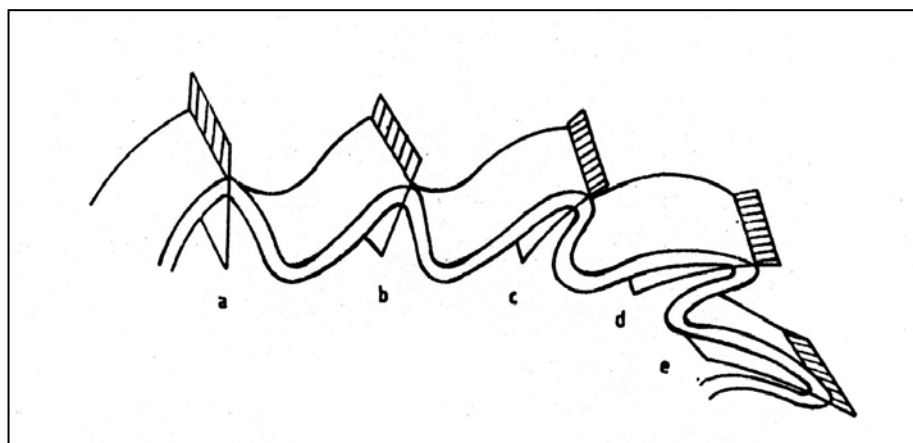


Fig. 135. Tipuri de cute după poziția planului axial: a – dreaptă; b – aplecată; c – deversată; d – culcată; e – răsturnată (după Dinu și al. 1988)

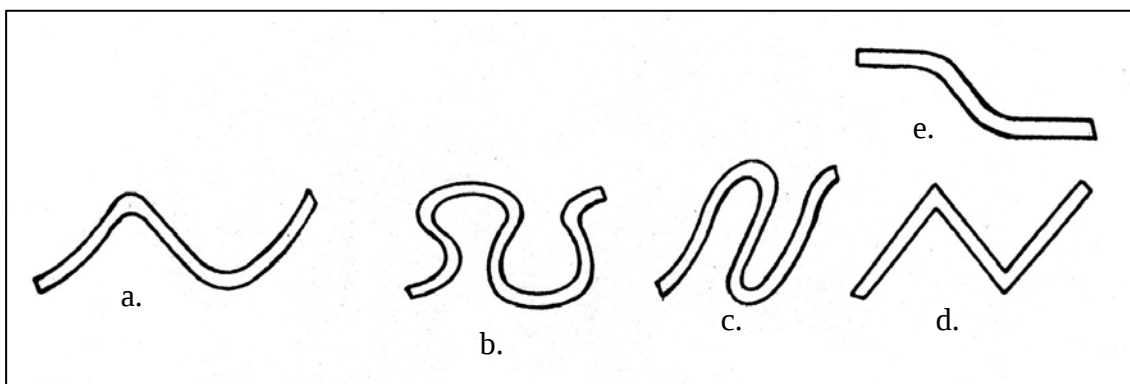


Fig. 136. Tipuri de cute după raportul flancurilor: a – normală; b – în evantai; c – izoclinală; d – tectiformă; e – monoclinală (după Dinu și al., 1988)

13.3. Clasificarea cutelor după dimensiunile lor

În acest caz este vorba despre raportul dintre lungimea cutei și lățimea sa. Din acest punct de vedere deosebim (**fig. 137**).

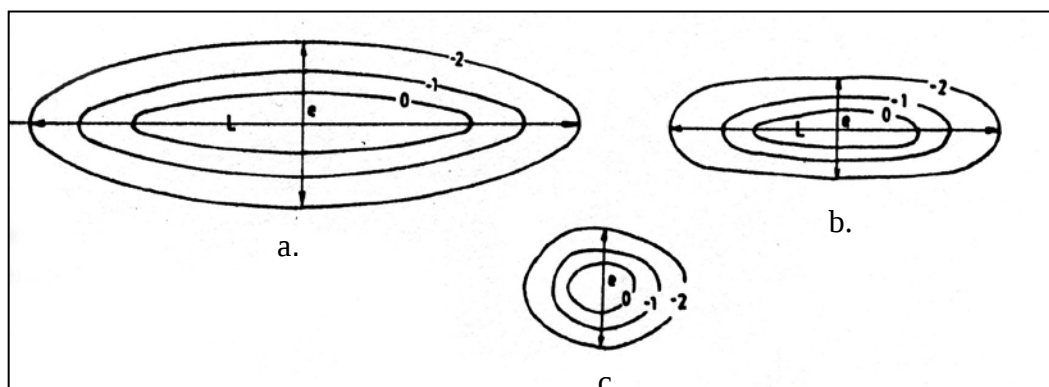


Fig. 137. Tipuri de cute după raportul lungime/lățime: a – cută lungă; b – cută scurtă (brachicută); c – cută izometrică (după Dinu și al., 1988)

13.4. Reprezentarea pe hartă a cutelor liniare

a. Cute tăiate de relief la nivelul flancurilor

Atunci când suprafața topografică taie o cută la nivelul flancurilor, reprezentarea cartografică se realizează intersectând fiecare flank (acesta este aproximat cu un plan a cărei direcție și înclinare sunt constante) cu relieful, așa cum am procedat la stratele înclinate. Se consideră în acest caz că flancurile își mențin direcția și înclinarea constantă cel puțin pe înălțimea corespundătoare diferenței dintre cota maximă și minimă a reliefului (**fig. 138**).

Prin urmare, funcție de unghiul de înclinare al fiecărui flank, acesta se reprezintă prin abace (calculând distanța dintre ele cu formula $d = 2 \operatorname{ctg} \alpha$). În acest mod se vor găsi

puncte ale liniei de afloriment la intersecțiile abacelor și curbele de nivel de aceeași valoare (ex: $J_1 / T_3 - NS / 60^\circ E$ cu $NS / 26^\circ V$).

b. Cute tăiate de relief la nivelul bolții anticlinale sau abacei sinclinale

În acest caz unghiul de înclinare variază de la valoarea unghiurilor flancurilor până la 0° . Punctul în care valoarea unghiului ajunge la 0 poate corespunde cu șarniera la cutele drepte și cu creasta sau talpa la cutele aplecate sau deversate. Dacă cutele sunt tăiate de relief la nivelul bolții sau albiei, în aflorimente vom măsura poziții diferite ale limitei în ceea ce privește valoarea unghiului de înclinare. În acest caz, distanțele între abace nu se mai fac prin calcul, ci pe cale grafică. Iată un exemplu (**fig. 139 a**).

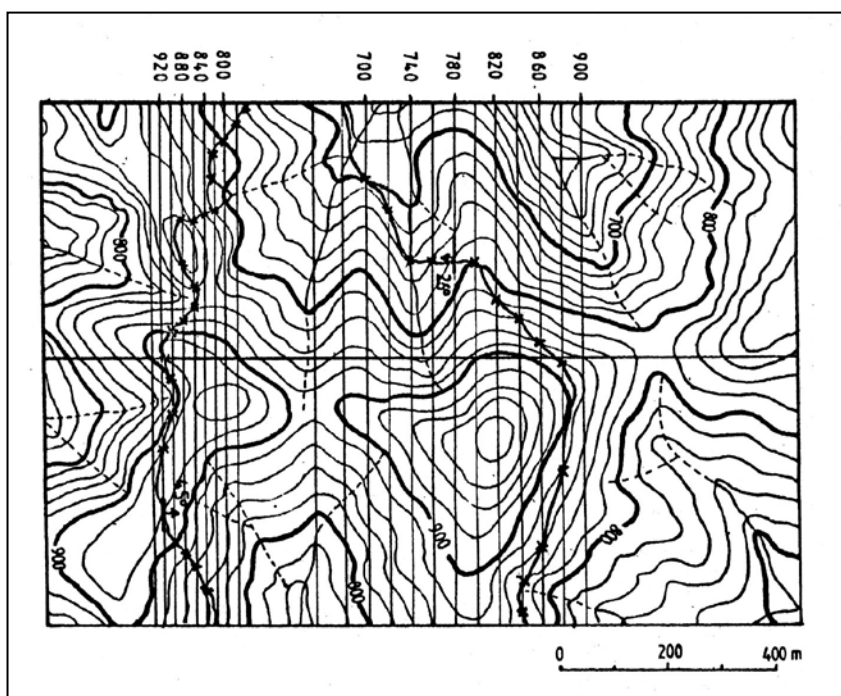


Fig. 138. Reprezentarea pe hartă a unei cute sinclinale tăiată de relief la nivelul flancurilor (după Dinu și al., 1988)

În acest caz unghiul de înclinare variază de la valoarea unghiurilor flancurilor până la 0° . Punctul în care valoarea unghiului ajunge la 0 poate corespunde cu șarniera la cutele drepte și cu creasta sau talpa la cutele aplecate sau deversate. Dacă cutele sunt tăiate de relief la nivelul bolții sau albiei, în aflorimente vom măsura poziții diferite ale limitei în ceea ce privește valoarea unghiului de înclinare. În acest caz, distanțele între abace nu se mai fac prin calcul, ci pe cale grafică. Iată un exemplu (**fig. 139 a**).

- au fost măsurate pe teren mai multe puncte ale limitei Pg/K cu înclinări variate;
- ♦ pe baza pozițiilor acestor puncte trasăm în secțiune forma bolții anticlinale;

- ◆ se intersectează limita în secțiune, cu plane orizontale echidistante, cu echidistanța egală cu a curbelor de nivel de pe hartă (**fig. 139 b**).

ex: 1 cm.....100 m

x.....20 m

$x = 0,2 \text{ cm} = 2 \text{ mm}$

- ◆ se proiectează astfel pe plan orizontal abacele obținute, constatând că distanțele dintre ele sunt variabile. Aceste distanțe devin constante când ajungem pe flancuri (**fig. 139 c**);
- ◆ suprapunem abacele pe hartă, marcând punctele de intersecție dintre abace și curbele de nivel de aceeași valoare și obținem limita cartografică, prin unirea acestora. Prin această metodă obținem limita formațiunilor care află pe hartă în contururi închise (*butoniere*).

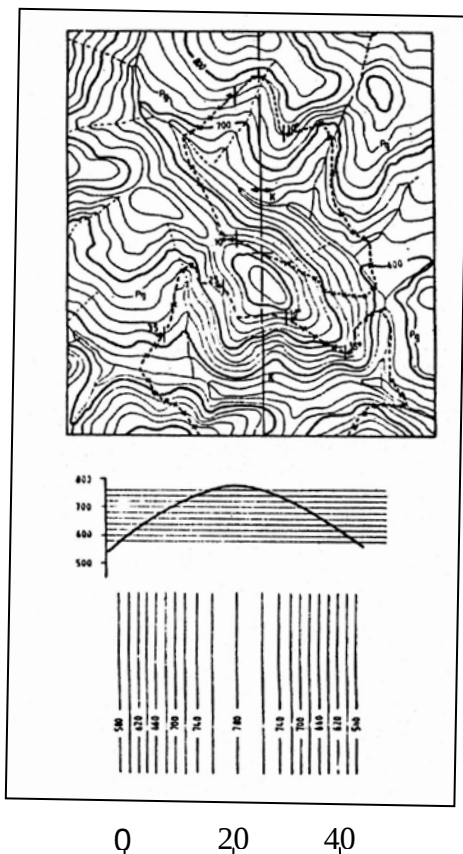


Fig. 139. Reprezentarea pe hartă a unui anticlinal liniar tăiat de relief la nivelul bolții: a – hartă; b – secțiune la nivelul bolții anticlinale; c – reprezentarea cu abace a limitei Pg/K (după Dinu și al., 1988).

c. Reprezentarea pe harta geologică a cutelor cu plonj

Pentru acest caz există necesitatea mai multor măsurători. Determinarea abacelor se face astfel (fig. 140):

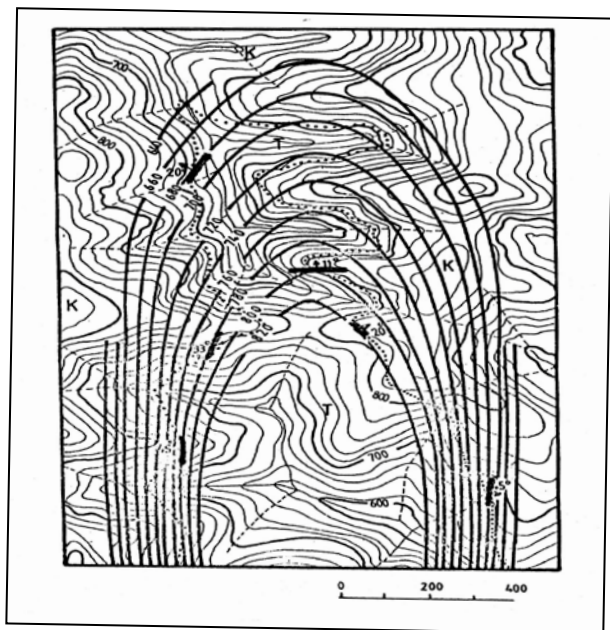


Fig. 140. Reprezentarea pe hartă a unui anticlinal cu simplu plonj: a – hartă; b – reprezentarea cu abace a limitei K/T
(după Dinu și al., 1988).

- ◆ se aleg acele puncte care se găsesc la aceeași cotă și prin ele va trece abaca de cotă respectivă;
- ◆ utilizăm și pozițiile care se găsesc la altă cotă. În acest caz se calculează pentru înclinarea respectivă distanța dintre abace pe care o transpunem paralel în sensul de înclinare al stratelor până la valoarea abacei pe care vrem să o reprezentăm. Rezultă astfel puncte ajutătoare prin care va trece abaca respectivă;
- ◆ traseul va fi tangent la direcțiile tuturor punctelor prin care trece;
- ◆ după trasarea unei abace, vom trasa și celelalte abace necesare, ținând cont de unghiul de înclinare al tuturor punctelor ($\lambda = e \text{ ctg } \alpha$);
- ◆ se intersectează în final abacele cu curbele de nivel de aceeași valoare.



Autoevaluare (întrebări)

1. Ce sunt cutele ?
2. Care sunt elementele geometrice ale cutelor ?
3. Clasificați geometric cutele.
4. Clasificați cutele după dimensiunile lor.
5. Reprezentați pe hartă unul din cele trei cazuri de cute.



Bibliografie selectivă

Popescu V. – 1999 – Ghid practic pentru roci magmatice, sedimentare și metamorfice, *Editura Ecologică*, București.

Popescu, V., - Geologie generală, 339 p., *Editura Pământul*, Pitești, 2006.

Popescu, V. – 2009- **Petrografie pentru ecologi**, *Editura Mustang*, București.

Popescu, V. – 2009 - **Geologie generală**, *Editura Mustang*, București.

Șeclăman M., Marin Cornelia, Luca Anca – 1999 – Introducere în geologia generală, *Editions du Goéland*, București.

Curs nr. 14

Obiectivul cursului:
• 14. Măsurarea orientărilor (poziției formațiunilor)
Conținut:
• 14.1. Busola geologică
• 14.2. Metode de măsurare
• 14.3. Transpunerea pe hartă a pozițiilor



14. MĂSURAREA ORIENTĂRILOR (POZIȚIEI FORMAȚIUNILOR)

În general corpurile geologice pot îmbrăca forme diferite. De exemplu, corpurile magmatice apar de cele mai multe ori sub formă de corpuri neregulate. Celelalte tipuri de roci (sedimentare și metamorfice) se dezvoltă sub formă de corpuri stratiforme sau asimilabile cu corpurile stratiforme. Interpretarea structurilor geologice și a evoluției geologice a unei regiuni se poate realiza numai prin cunoașterea exactă a orientării spațiale a formațiunilor.

Măsurarea orientărilor se face cu predilecție pentru depozite sedimentare sau pentru planele de șistozitate ale unor roci metamorfice. Se mai pot măsura în cadrul tuturor rocilor sisteme de fisuri, plane de falie, de decroșare sau de șariaj, fie suprafețe de limită discordantă între două corpuri geologice.

În procesul de geneză, în majoritatea cazurilor, depozitele se acumulează sub forma unor strate orizontale. După consolidare, datorită mișcărilor tectonice, stratele sunt deranjate din poziția orizontală, căpătând diferite înclinări (este cazul și rocilor metamorfice) – uneori până la verticală, sau chiar dincolo de verticală, prin răsturnare.

Prin urmare, fiecare suprafață de strat sau foliație, pot fi definite prin orientare. Aceasta consta din direcție, reprezentând orice linie orizontală cuprinsă în suprafața de strat și înclinare, reprezentând unghiul format de linia de cea mai mare pantă a stratului înclinat cu planul orizontal. Înclinarea, numită și cădere este întotdeauna perpendiculară pe direcție (**fig. 141**).

Direcția sau azimutul direcției poate fi exprimată prin unghiul pe care suprafața plană îl deschide față de *nordul geografic*. Înclinarea este evident tot o mărime unghiulară. Pentru măsurarea acestora se folosește busola geologică.

14.1. Busola geologică

Busola geologică este o busolă normală, dar adaptată pentru măsurători geologice. Busola de tip nou este încastrată într-o carcasă metalică, prevăzută cu o placă rabatabilă cu rol multiplu, de capac de protecție, de riglă gradată, de un cadran clinometric pentru măsurarea înclinării și de reper de vizare la distanță (**fig. 142**).

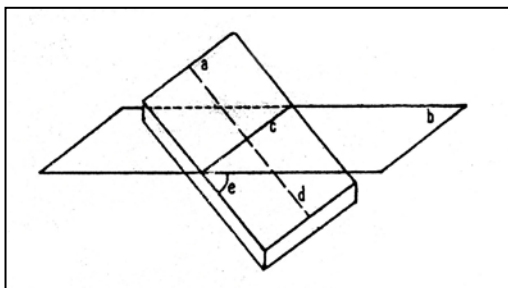


Fig. 141. Elementele de orientare a suprafețelor de strat:
a - suprafața de strat; b - planul orizontal; c – direcția
stratului; d – linia de cea mai mare pantă; e – înclinarea
(căderea stratului) – după Basarab și al., 1995.

ACUL magnetic, din oțel magnetizat, este de obicei colorat în negru pentru capătul nordic și în roșu pentru capătul sudic. Pe unul din capete este prevăzut cu un inel de cupru cu rol de contragreutate, destinat compensării *înclinației magnetice*. În emisfera nordică, contragreutatea se plasează pe capătul sudic al acului magnetic. Acul magnetic este prevăzut cu un sistem de blocare (cu arc), care permite rotirea acului numai în momentul utilizării. Blocarea acului permite citirea valorii unghiulare după deplasarea busolei de pe suprafața de strat.

Cadranul principal circular este gradat pe întreaga circumferință în sens anterior. Gradarea se face fie în 360^0 (sexagesimal), fie în 400^0 (centesimal). Busolele moderne au un dispozitiv de rotire a cadranului gradat, pentru a crea posibilitatea compensării *declinației magnetice*.

Pe cadranul principal sunt marcate punctele cardinale, de obicei placa rabatabilă fiind situată pe latura sudică a busolei. În măsurătorile de unghiuri este necesară aprecierea direcției de rotire a busolei față de direcția “N”. Se constată că la rotirea busolei spre “E”, acul magnetic rămas stabil orientat către “N”, se va deplasa aparent spre sectorul “W” al busolei. Pentru simplificarea citirii sensului de deplasare reală, pe busola geologică punctele cardinale “E” și “W” sunt marcate inversat. În acest mod se realizează citirea directă a sensului de rotire a busolei (**fig. 143**).

Sistemele de orizontalizare. Pentru că precizia măsurătorii impune poziția perfect orizontală a busolei, busolele sunt prevăzute cu unul sau mai multe sisteme de orizontalizare

(de obicei două). Pe fața superioară, acesta constă dintr-o nivela sferică cu bulă de aer, iar pe lateral o nivelă tabulară cu bulă, cu fereastra laterală și inferioară (pentru orizontalizare în poziții dificile).

Clinometrul este una din piesele de bază ale busolei. În fapt el este un pendul suspendat de axul central al busolei, cu posibilitatea de rotire pe jumătate de circumferință. Clinometrul este prevăzut cu sistem de blocare.

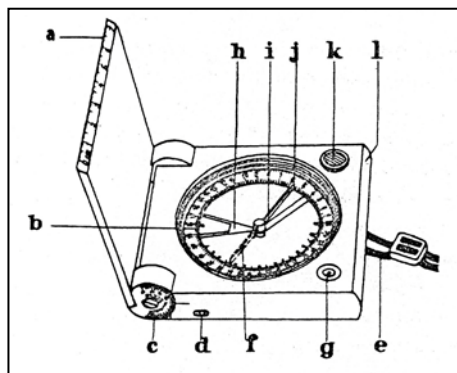


Fig. 142. Busolă geologică: a – placă rabatabilă cu riglă gradată; b – cadranul clinometrului central; c – cadranul clinometrului conectat plăcii rabatabile; d – nivelă laterală de orizontalizare; e – șnur de susținere; f – contragreutate de compensare a înclinăției magnetice; g – nivelă superioară de orizontalizare; h – clinometrul central de tip „pendul”; i – acul magnetic; j – cadranul principal al busolei; k – buton de deblocare a acului magnetic; l – carcasa busolei (după Basarab și al., 1995)

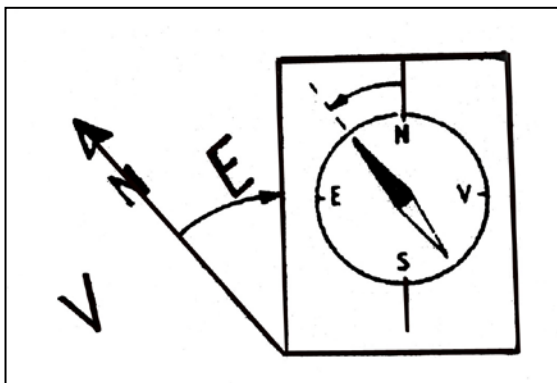


Fig. 143. Deplasarea relativă a acului magnetic la rotirea busolei (după Basarab și al., 1995).

Cadranul clinometrului. Clinometrul necesită un al doilea cadran interior, gradat pe jumătatea marcată “W” a busolei. Acesta cuprinde două segmente de 90^0 , gradate de la poziția mediană de 0^0 (corespunzătoare înclinării nule) spre cele două extremități.

Cadranul tambur al plăcii rabatabile. Pentru măsurarea înclinărilor, la un nivel de precizie mai redus, busola geologică modernă este prevăzută, la racordul plăcii rabatabile cu carcasă, cu un tambur gradat, care permite citirea căderii prin aceeași poziționare a busolei prin care se citește unghiul orizontal. Cadranul tambur este gradat pe două segmente de câte 90^0 (stânga – dreapta). Cadranul tambur este marcat și printr-un sector colorat în roșu. Acesta atenționează că măsurarea se face sub planul orizontal și prin urmare se va citi acul și cadranul roșu).

Unele busole geologice (în special cele pentru minerit) au pe fața internă a plăcii rabatabile, montată o oglindă care permite citirea valorilor prin reflecție. Ea se folosește atunci când suprafața de măsurat este inaccesibilă observatorului.

14.2. Metode de măsurare

a. Măsurarea înclinării

Pentru măsurarea înclinării se poate utiliza fie clinometrul, fie placa rabatabilă. La utilizarea clinometrului (de obicei mai puțin folosită), busola se poziționează cu latura “W” în lungul liniei de cea mai mare pantă și se citește valoarea în grade pe acul clinometrului deblocat pe semicadranul intern al busolei (**fig. 144**).

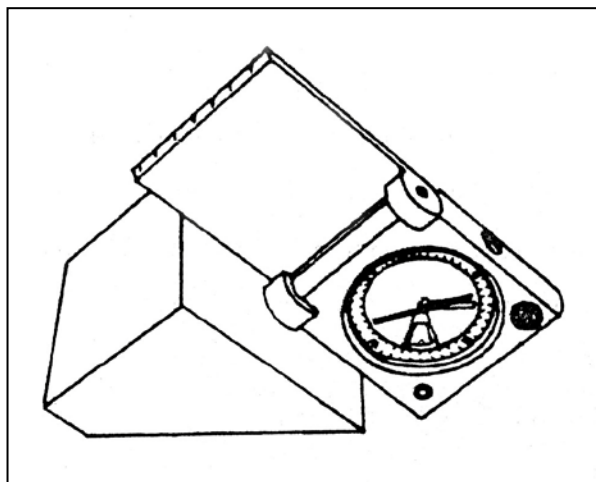


Fig. 144. Aplicarea busolei pentru măsurarea înclinării cu clinometrul central (după Basarab și al.,1995)

La utilizarea plăcii rabatabile, aceasta, lipsită de suprafața de măsurat, în condițiile orizontalizării busolei, va marca unghiul cu ajutorul cadranului tambur. Această metodă este extrem de eficientă, chiar dacă gradul de precizie este mai mic decât în cazul măsurătorii cu

clinometrul (gradarea semicadranelor intern este realizată din 2 în 2°, cea a cadranelor tambur din 5 în 5°).

b. Măsurarea unghiurilor orizontale

Pentru acest lucru se utilizează indicațiile acului magnetic pe cadranul principal. Se pot utiliza trei metode de lucru: metoda clasică, metoda azimutului direcției și metoda azimutului înclinării. Primele două sunt mai puțin utilizate, fiind mai laborioase. Din acest motiv ele vor fi prezentate numai informativ. Cea de a treia metoda este rapidă și foarte eficientă.

Metoda clasică

Busola orizontalizată se aplică cu una din marginile laterale (“E” sau “W”) pe suprafața de strat. După deblocarea acului magnetic se citește “unghiul ascuțit” format de oricare jumătate a acului cu nordul marcat pe busolă. Este necesară precizarea sensului de deschidere a unghiului (spre est sau spre vest).

Ex: N 45° E (sau W)

Acesta este unghiul definitoriu al direcției stratului (sau al planului de măsurat). Cu alte cuvinte este azimutul direcției funcție de “N” geografic. Citirea și notarea se completează cu valoarea unghiului înclinării, obligatoriu cu menționarea punctului cardinal spre care înclină stratul. Prin urmare notarea finală va fi de genul:

N 45° E / 36° NW

Fără aceste mențiuni, măsurătoarea devine inutilă și prin urmare de nefolosit.

Metoda azimutului direcției

Prin *azimut* se înțelege unghiul măsurat în sens orar între direcția nordului magnetic și o anumită dreaptă din planul orizontal.

Pentru măsurătoare, busola se aplică pe strat orizontal, cu latura estică. Citirea se face întotdeauna la gradația marcată obligatoriu pe capătul *nordic* al acului magnetic (cel negru). Citirea se completează cu valoarea unghiulară a înclinării. Nu sunt necesare precizări de puncte cardinale. Sensul înclinării este situat întotdeauna la un plus de 90° față de valoarea azimutală, dat fiind că înclinarea este întotdeauna perpendiculară pe direcție. Prin urmare o notare completă în acest caz va fi de genul:

238° / 46°

Metoda azimutului căderii

Prin această metodă (cea mai utilizată) se măsoară azimutul liniei de cea mai mare pantă (a înclinării), nemaifiind necesar nici un fel de adaus unghiular. Direcția sau azimutul direcției va fi întotdeauna perpendicular pe înclinare.

Pentru măsurătoare se aplică pe strat latura *sudică* a busolei. Prin urmare, la busolele moderne se lipește de strat placa rabatabilă și se orizontalizează prin nivele busola. Citirea se face la acul nordic al acului magnetic, dacă măsurătoarea se face pe strat (**fig. 145**).

Notarea măsurătorii se face prin materializarea înclinării, urmată de notarea azimutului, fără nici un fel de precizări suplimentare:

$$23^{\circ} / 46^{\circ}$$

Avantajul acestei metode este că se pot măsura deodată ambele citiri unghiulare (direcție și înclinare).

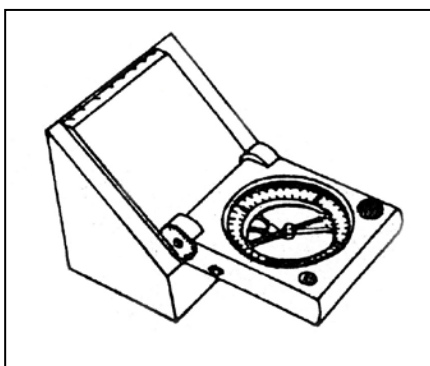


Fig. 145. Poziționarea busolei pentru măsurători executate pe o față de strat (după Basarab și al.. 1995)

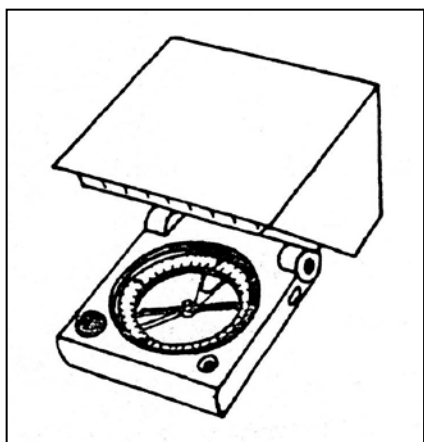


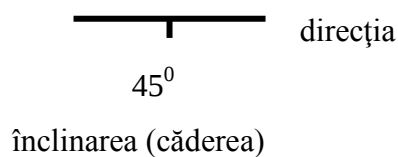
Fig. 146. Poziționarea busolei pentru măsurători executate pe suprafața inferioară a stratului (după Basarab și al.. 1995)

În cazul în care nu există o suprafață de strat deasupra și suntem obligați să măsurăm sub strat, citirea se face la acul sudic (cel roșu) al busolei și înclinarea pe cadranul scris cu roșu pe tambur (**fig. 146**).

În final mai trebuie făcute oarecare precizări. În practică, geologii obișnuiesc să citească invers față de standard, adică prima oară azimutul direcției și apoi înclinarea. Este bine în acest caz ca în caietul de teren să se precizeze metoda de măsurare folosită, pentru a nu se crea confuzii, privind celelalte metode.

14.3. Transpunerea pe hartă a pozițiilor

Poziția unui strat sau măsurătorile făcute pe foliație în cazul rocilor metamorfice au două valori unghiulare, așa după cum s-a văzut: *direcția* sau *azimutul direcției* și *căderea* sau *înclinarea*. Transpunerea pe hartă se face prin semne convenționale:



Măsurătorile se pot trasa pe hartă atât cu busola, cât și cu raportorul, fiind vorba de valori unghiulare. Astfel, după localizarea exactă a punctului unde s-a făcut stație (descrierea aflorimentului și măsurători), se face orientarea hărții (cu ajutorul busolei). Se plasează busola cu nordul fixat pe nordul indicat grafic de caroiajul hărții. După orientarea hărții, se deplasează busola cu latura sudică a plăcii rabatabile în punctul considerat. Urmează rotirea busolei (la stânga sau la dreapta) până ce valoarea unghiulară a indicațiilor acului nordic coincide cu poziția măsurată. În această poziție se trasează în lungul laturii sudice a plăcii rabatabile direcția stratului sau formațiunii geologice în general. În fapt, direcția formațiunii reprezintă proiecția în planul hărții a direcției reale de pe teren.

Înclinarea, marcată printr-un segment perpendicular pe direcție (și determinată numeric) se trasează totdeauna spre busolă (păstrând astfel realitatea din teren și metoda practică prin care s-a făcut măsurătoarea).

La un număr mare de transpuneri de poziții se poate renunța la orientarea hărții, fiind suficient ca, după rotirea busolei de mână, până la indicarea valorii măsurate a azimutului, să se aplice busola cu latura sudică în punctul dat, cu acul magnetic paralel cu caroiajul (spre nord) – **fig. 147**.

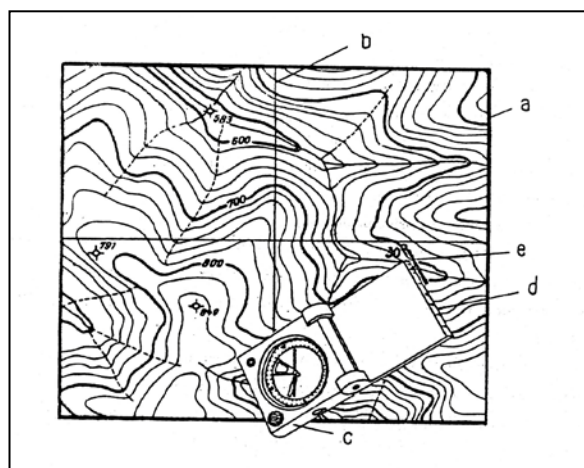
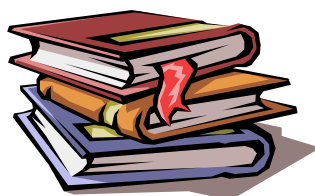


Fig. 147. Transpunerea pozițiilor pe hartă cu busola (metoda azimutului căderii): a – cadrul lateral (N – S) al hărții; b – carotajul geodezic; c – busola; d – latura sudică a plăcii rabatabile; e – poziția marcată graphic (după Basarab și al., 1995)



Autoevaluare (întrebări)

1. Pentru ce tipuri de roci se aplică aceste măsurători ?
2. Prin ce pot fi definite o suprafață de strat sau o foliație ?
3. Descrieți în mare busola geologică.
4. Cum se măsoară înclinarea ?
5. Cum se măsoară unghiurile orizontale ?
6. Ce înțelegeți prin metoda clasică ? Dați exemple și explicați.
7. Cum se transpun pozițiile măsurate cu busola pe hartă ?



Bibliografie selectivă

- Popescu V.** – 1999 – Ghid practic pentru roci magmatice, sedimentare și metamorfice, *Editura Ecologică*, București.
- Popescu, V.**, - Geologie generală, 339 p., *Editura Pământul*, Pitești, 2006.
- Popescu, V.** – 2009- **Petrografie pentru ecologi**, *Editura Mustang*, București.
- Popescu, V.** – 2009 - **Geologie generală**, *Editura Mustang*, București.
- Șeclăman M., Marin Cornelia, Luca Anca** – 1999 – Introducere în geologia generală, *Editions du Goéland*, București.



NOTĂ: În final, sunt de subliniat anumite aspecte și anume:

- lucrarea de față cuprinde noțiunile de bază pe care ar trebui să le știe orice student care studiază primele taine ale geologiei, chiar și în domeniul geografiei sau ecologiei;
- în general s-a trecut peste noțiuni de detaliu tocmai pentru a veni în ajutorul celui care parcurge aceste rânduri;
- limbajul, deși pare academic, el nu poate fi schimbat din rațiuni lesne de înțeles;
- considerăm că această lucrare poate fi un ghid extrem de folositor nu numai studenților de la o facultate de ecologie, geologie și geografie.
- **Comentariile vă aparțin.**

Bibliografie selectivă finală

În mod firesc la referințele bibliografice de la sfârșitul fiecărui curs am încercat să indic cărțile cele mai noi. În opinia mea, nu sunt de neglijat nici cărți de referință mai vechi de 1990, dar clasice pentru Petrologie sau Geologie, în general. Prin urmare iată care ar fi în final această Bibliografie, mai ales că unii autori sunt citați în text, prin urmare i-am consultat.

Anastasiu, N. – Minerale și roci sedimentare, 214 p., *Ed. Tehnică*, București, 1977.

Basarab, P.D., Androhovici, Anca – Geologie generală (lucrări practice), 192 p., *Ed. Universității București*, 1995.

Dinu, C., Pauliuc, S., Barus, T. – Geologie structurală (lucrări practice), 207 p., *Ed. Universității București*, 1988.

Ianovici, V., Stiopol, Victoria, Constantinescu, E. – Mineralogie, 827 p., *Ed. Did. și Ped.*, București, 1979.

Mutihac, V. – **Geologie Generală**, *Editura Tehnică*, București, 2007.

Popescu, V. – Ghid practic pentru roci magmatice, sedimentare și metamorfice, 155 p., *Ed. U.E.B.*, București, 1999.

Popescu, V. – Petrografie – curs, Ediția a III a, revizuită și adăugită, *Ed. U.E.B.*, 184 p., București, 2000.

Popescu, V. – Geologie generală, *Editura Pământul*, 425 p, Pitești, 2006.

Popescu, V. – 2009- **Petrografie pentru ecologi**, *Editura Mustang*, București.

Popescu, V. – 2009 - **Geologie generală**, *Editura Mustang*, București.

Șeclăman M., Marin Cornelia, Luca Anca – 1999 – Introducere în geologia generală, *Editions du Goéland*, București.







