

Valentin POPESCU



***Geologie generală –Cristalografie,
Mineralogie și Petrologie magmatică***

Editura.....2015

Descrierea CIP a Bibliotecii Naționale

VALENTIN POPESCU

**Geologie generală – Cristalografie, Mineralogie și Petrologie
magmatică – 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

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	
• Noțiunile introductive de cristalografie	3
• Elemente și operații de simetrie	4
• Forme cristalografice	7
• Edificii complexe de cristale	10
• Definirea și notația feței unui cristal	12
• Constante cristalografice	15
Autoevaluare	16
Bibliografie selectivă	16
Curs nr. 2	
• Proprietățile fizice ale mineralelor	18
• Proprietățile optice macroscopice ale mineralelor	26
• Relația chimism – structură - proprietățile fizice	29
• Geneza mineralelor	31
Autoevaluare	34
Bibliografie selectivă	35
Curs nr. 3	
• Sistemática mineralelor.	36
• Elemente native, sulfuri, oxizi și hidroxizi, halogenuri, carbonați, sulfati, fosfați.	36
• Silicați, zeoliți, grupa silicei.	42
• Caractere generale.	
Autoevaluare	45
Bibliografie selectivă	45
Curs nr. 4	
• Compoziția și structura globului terestru	47
• Compoziția chimică și mineralogică a globului terestru	50
• Proprietățile generale ale rocilor	52
• Clasificarea generală a rocilor magmatice	53

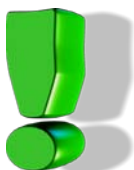
Autoevaluare	57
Bibliografie selectivă	57
Curs nr. 5	
• Compoziția și proprietățile magmelor	58
• Procese magmatice	60
• Diferențierea magmelor	63
Autoevaluare	67
Bibliografie selectivă	67
Curs nr. 6	
• Migrarea magmelor	68
• Asimilarea magmatică	70
• Originea magmelor	71
• Anatexia	72
• Condițiile geologice ale formării magmelor primare	72
Autoevaluare	77
Bibliografie selectivă	77
Curs nr. 7	
• Corpuri plutonice	78
• Corpuri vulcanice	80
Autoevaluare	81
Bibliografie selectivă	81
Curs nr. 8	
• Definiții	82
• Provincie petrografică magmatică	83
• Formele de zăcământ ale corpurilor petrografice magmatice	83
Autoevaluare	86
Bibliografie selectivă	86
Curs nr. 9	
• Caracteristici mineralogice	87
• Minerale primare	88
• Minerale secundare	90
• Caracteristici structurale și texturale	91
Autoevaluare	93
Bibliografie selectivă	94
Curs 10	
• Roci magmatice vulcanice	95
• Mod de ocurență	95
• Compoziție chimică și mineralogică	96
• Aspecte structurale și texturale	98
Autoevaluare	100
Bibliografie selectivă	100

Curs 11	
• Roci plutonice	101
• Mod de ocurență	101
• Compoziție chimică și mineralogică	104
• Aspecte structurale și texturale	105
Autoevaluare	106
Bibliografie selectivă	107
Curs 12	
• Sistemătică	108
• Noțiuni introductive	108
• Clasificarea chimică	109
• Clasificarea mineralogică și structurală	111
Autoevaluare	113
Bibliografie selectivă	114
Curs 13	
• Asociații de roci din regiuni de divergență și convergență a plăcilor	113
• Regiuni de expansiune din domeniul oceanic	116
• Regiuni de expansiune din domeniul continental	118
• Asociații de roci din regiuni de subducție și coliziune a plăcilor	119
Autoevaluare	124
Bibliografie selectivă	124
Curs 14	
• Asociații de roci generate în zone fierbinți	125
• Asociații născute pe litosfera oceanică	125
• Produse ale zonelor fierbinți în cadrul litosferei continentale	126
• Asociații de roci magmatice cu poziție tectonostructurală neclarificată	127
Autoevaluare	130
Bibliografie selectivă	131

Geologie generală

Informații generale (valabile pentru toate cursurile)

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



Obiective principale

Obiectiv 1	Introducerea cursanților în disciplina geologiei generale (partea I-a). Ținând cont de faptul că, la ora actuală, cele mai mari dezastre ecologice se produc în domeniul (mediul) geologic, sunt necesare asemenea noțiuni.
Obiectiv 2	Definirea și cuantificarea primelor noțiuni practice de cristalografie și mineralogie.
Obiectiv 3	Definirea și cuantificarea primelor noțiuni practice de petrografie magmatică (minerale primare, secundare și accesorii, structuri, texturi, sistematică, descriere).
Obiectiv 4	Importanța geologiei ca știință a naturii și implicațiile ei în domeniul ecologiei.



Competențe (însușite de studenți)

1	Identificarea și utilizarea surselor de informații teoretice prezentate la curs.
2	Operarea cu un minim vocabular de termeni academici de specialitate.
3	Recunoașterea pe teren a principalelor familii de minerale și roci magmatice.
4	Abilități practice în ceea ce privește descrierea macroscopică a unor asemenea roci.
5	Capacitatea de a prezenta simplu și clar, pentru un public neavizat, importanța geologiei ca știință cu implicații profunde în ceea ce privește mediul.



Metode de predare: Pentru curs, prelegeri teoretice cu ajutorul retro- și videoproietorului, 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 56 de ore.



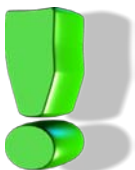
Evaluarea cunoștințelor

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 formează prin media aritmetică a lucrărilor practice (50%) și a notei de la examenul final susținut în formă scrisă (50%).

Curs nr. 1

Conținut

- Noțiunile introductive de cristalografie
- Elemente și operații de simetrie
- Forme cristalografice
- Edificii complexe de cristale
- Definirea și notația feței unui cristal
- Constante cristalografice



1.1. Noțiuni introductive

Cristalografia și mineralogia reprezintă două dintre științele fundamentale ale geologiei. Aceste științe orientează specialiștii către munca de teren și laborator. În ansamblu, aceste discipline cuprind cunoștințe teoretice și practice indispensabile în recunoașterea mineralelor și a asociațiilor acestora (rocile). **Cristalografia** este disciplina care se ocupă cu studiul corpurilor solide cu structură cristalină. **Mineralogia** are drept obiect studiul mineralelor sub toate aspectele, inclusiv a modului de formare și de acumulare în natură.

Cristalul se poate defini ca fiind un solid cu formă exterioară geometrică și având o structură reticulară internă. Forma, proprietățile și geneza cristalelor trebuie înțelese ca o consecință a structurii lor interne.

Starea solidă cuprinde două stări: amorfă și cristalină. **Starea amorfă** constă în dispunerea haotică a particulelor minerale și este lipsită de forme geometrice (ex: opalul, limonitul). **Starea cristalină** prezintă o aranjare periodică a particulelor constitutive după cele trei direcții spațiale, corpul având o formă geometrică mărginită de fețe plane.

1.2. Elemente și operații de simetrie. Formula de simetrie

Cristalografia geometrică este acea parte a cristalografiei care se ocupă cu studiul formei exterioare sau a morfologiei care caracterizează mineralele cristalizate. Materia cristalină poate fi limitată de fețe plane alcătuiind o formă poliedrică regulată = **CRISTAL**.

Un cristal cuprinde: - **fețe**

- **muchii**

- **colțuri**

Între acestea există întotdeauna următoarea relație (Euler, Descartes):

$$F+C=M+2$$

Exemplu, cubul:

$$6+8=12+2$$

Simetria = repetarea părților componente (fețe, muchii, colțuri) în raport cu anumite direcții, suprafețe sau puncte (axe, plane, centru) care în ansamblu alcatuiesc elementele de simetrie. Elementul în raport cu care are loc simetria se numește **element de simetrie**, iar operația executată în raport cu acesta, **operație de simetrie**.

Elemente și operații de simetrie simple:

ELEMENTE:

Ax

Plan

Centru

OPERAȚII:

Rotația

Reflexia (oglindirea)

Inversiunea

1. Axul de simetrie (A) și rotirea

Ax de simetrie - direcția în jurul căreia rotind un cristal, respectiv un sistem de puncte, pe parcursul a 360^0 se revine de **n** ori într-o poziție identică cu cea inițială. Axele de simetrie pot uni (imaginar) fețe, muchii sau colțuri. Unghiul sub care se face rotația = *unghi elementar al rotației* = α , iar numărul **n** de poziții identice cu prima = *ordinul axului de rotație*.

$$n = 360 / \alpha$$

$$\alpha = 180, 120, 90, 60^0$$

$$n = 2, 3, 4, 6$$

n = A_1 când după o rotire cui 360^0 cristalul se suprapune prin sine însuși.

Axele de simetrie simple = **gire** (A sau L_2, L_4, L_6, L_3).

- după o rotire cu 360° o față se repetă de 2 ori = A_2
- după o rotire cu 360° o față se repetă de 3 ori = A_3 ș.a.m.d.

Ele se pot nota cu litere, numeric și grafic:

- $\alpha = 360^\circ$ A_1 , 1, 

- $\alpha = 180^\circ$ A_2 , 2, 

- $\alpha = 120^\circ$ A_3 , 3, 

- $\alpha = 90^\circ$ A_4 , 4, 

- $\alpha = 60^\circ$ A_6 , 6, 

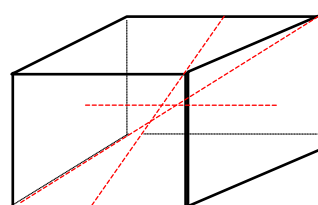


Fig. 1: Axele de simetrie ale cubului

Un cristal poate avea n axe de diferite grade. Totdeauna, axul de grad mai mare = **ax principal de simetrie**. Celelalte axe sunt considerate inferioare.

ex: Cub $3A_4 + 4A_3 + 6A_2$

Atunci când există mai multe axe de același ordin, aceste axe se notează cu A_2 , A_2^I , A_2^{II} (ex: bipiramida rombică).

2. Planul de simetrie (P) și oglindirea

Planul de simetrie = un plan care împarte cristalul în două părți identice, întocmai ca un corp cu imaginea sa în oglindă. Se notează cu P sau M, iar când planele sunt perpendiculare pe axele de simetrie cu π .

P_2, P_2^I, P_2^{II}
 π_4, P_2^I, P_2^{II} .

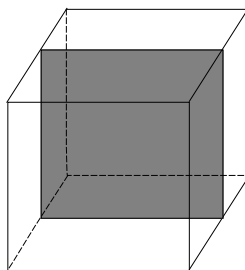


Fig. 2: Planul de simetrie al cubului

3. Centrul de simetrie (C) și inversiunea

Centrul de simetrie = un punct față de care toate componentele echivalente ale formei sunt simetrice. Orice dreaptă care trece prin el, întâlnește la ambele capete, la distanțe egale, puncte identice. Inversiunea se face în raport cu un punct, iar reflexia în raport cu un plan. Într-un cristal care posedă un centru, fiecare față are o față corespondentă, egală, paralelă și în poziție inversă. **TOATE** cristalele care au fețe paralele au și un centru de simetrie. Operația de simetrie corespunzătoare centrului de simetrie se numește *inversiune*.

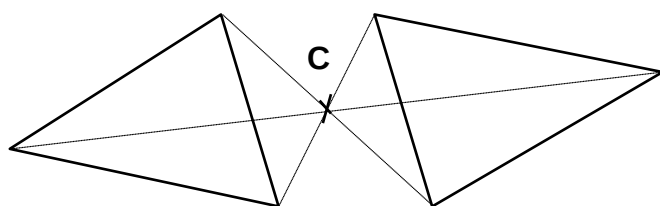


Fig. 3: Centrul de simetrie

Elemente și operații de simetrie complexă

P + C: reflexia+inversiunea;

A + P: rotirea + reflexia;

A + C: rotirea + inversiunea.

Numai ultimele două conduc la **giroide** și **axe de inversiune**.

GIROIDE = elemente de simetrie complexă rezultate prin considerarea concomitentă a unui ax în jurul căruia se produce rotirea și un plan perpendicular pe acest ax, în raport cu care se realizează reflexia, pentru a se ajunge la suprapunerea elementelor echivalente ale formei poliedrice.

ex: un ax de simetrie **A₆**. Un punct a_1 este rotit cu 60° obținându-se un alt punct b_1 al cărui analog a_2 rezultă prin oglindirea în raport cu planul perpendicular pe ax. Repetând operațiunea combinată se constată că a_1 ajunge în b_1 , b_1 în a_2 , a_2 în b_2 , b_2 în a_3 , a_3 în b_3 , b_3 în a_4 , a_4 în b_4 , b_4 în a_5 , ș.a.m.d., prin urmare o rotire + o oglindire; 1, 3, 5 se găsesc în partea de sus; 2, 4, 6 se găsesc în partea de jos. Simetria lor se poate deduce după un ax **A₃** și un **C**. O astfel de hexagiroidă, care este în același timp și un **A₃** este un romboedru de calcit. Unghiurile de rotație pot fi 60° , 90° , 120° , 180° . Giroidele se notează cu două

simboluri: A_{2n}^n , ex: A_4^2 ; A_6^3 sau purtând deasupra axului complex de ordin n , semnul negativ A_6^6 , A_4^4 etc..

Formula de simetrie:

Simetria unui cristal poate fi exprimată printr-o formulă de simetrie, care determină o clasă de simetrie sau o clasă cristalografică. Se determină în primul rând axele în ordin descendent, apoi planele și apoi centrele.

$$\text{ex: } A_6 \ 3A_2 \ 3A_2^1 C \\ \pi \ 3P_2 \ 3P_2^1.$$

Este evident că aceste formule de simetrie sunt uneori extrem de complexe, funcție de structura reticulară cristalină a cristalului respectiv. Există atâtea formule de simetrie, câte minerale există. Simplitatea sau complexitatea lor rezidă și din sistemul de cristalizare pe care îl adoptă cristalul (mineralul) ca atare. De altfel, despre cele șapte sisteme de cristalizare vom vorbi într-o temă ulterioară.

1.3. FORME CRISTALOGRAFICE

Noțiuni introductive:

Cristalografie = Disciplina care se ocupă cu studiul corpurilor solide cu structură cristalină. **Cristal** = Un solid cu formă exterioră geometrică și având o structură reticulară internă.

Cristalele care se dezvoltă liber, pot îmbrăca forme variate, după felul și forma fețelor echivalente, determinând forme cristalografice.

Forme cristalografice: - **A. simple** - un singur fel de fețe echivalente, simetric așezate;

- **B. compuse** - n fețe echivalente sau n fețe de formă și mărime diferită așezate aiurea.

A. Forme cristalografice simple :

-1. **deschise** - nu pot închide complet un spațiu decât dacă sunt asociate cu alte forme simple;

- 2. **închise** - pot delimita complet un spațiu.

A_1 : F.C. simple, deschise:

- a. **pedion (fig. 4)** monoedru: o singură față repetată prin ea însăși:

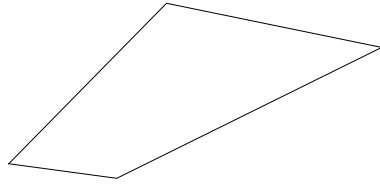


Fig. 4 -Pedion

- b. **pinacoid (fig. 5)**: 2 fețe paralele sau simetrice în raport cu un centru:

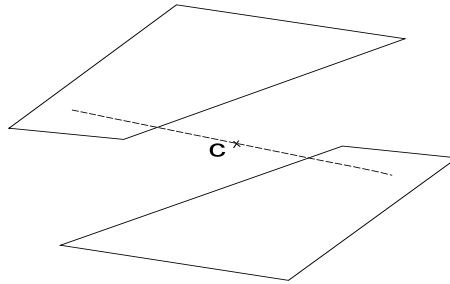


Fig. 5: Pinacoid

- c. **dom (fig. 6)**: 2 fețe simetrice în raport cu un plan:

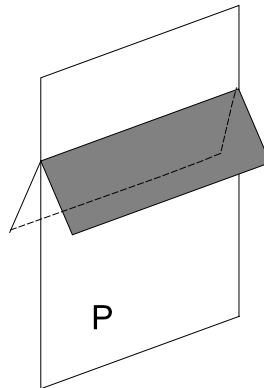


Fig. 6: Dom

- d. **sfenoid (fig. 7)**: 2 fețe simetrice în raport cu o axă:

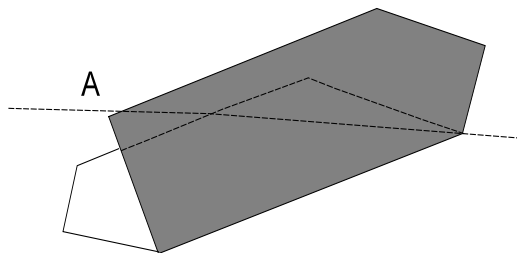


Fig. 7: Sfenoid

e. **prisma (fig. 8)**: cel puțin 3 fețe care se întretaie după muchii paralele:

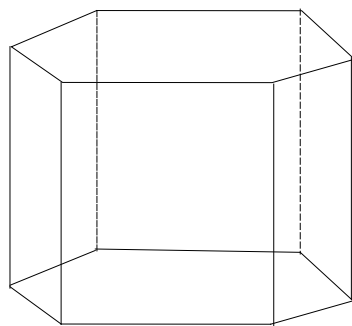


Fig. 8: Prismă

f. **piramidă (fig. 9)**: cel puțin 3 fețe care se întretaie într-un punct:

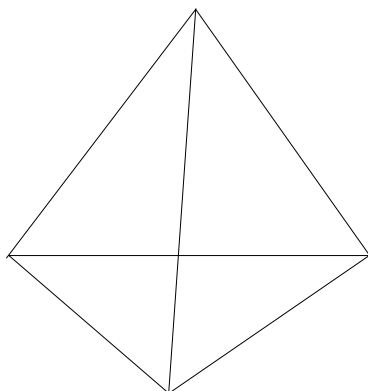
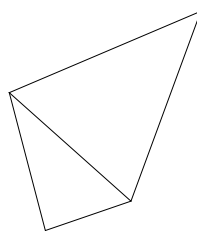
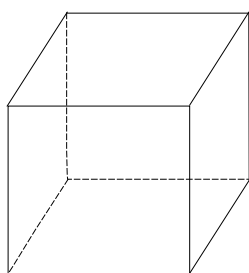


Fig. 9: Piramidă

Formele cristalografice simple, închise (A_2): sunt deduse prin repetarea ritmică a unei fețe și închiderea unui spațiu bine delimitat (**ex**: cubul, octaedrul, dodecaedrul romboidal -10 fețe de romb).



După poziția unei fețe cristalografice simple față de toate elementele de simetrie, se disting:

- forme cristalografice generale (poziția formei cristalografice oblică) ex: bipiramida patratică.

- forme cristalografice particulare (poziție perpendiculară sau simetrică) ex: bipiramida rombică și dreptunghilară.

Din toate acestea rezultă 47 forme simple care se pot deduce matematic din cele 32 de clase de simetrie.

Formele simple se întâlnesc la **sistemele inferioare (α)**, care au mai multe direcții unice și cărora le lipsesc axele $A > 2$ (triclinic, monoclinic, rombic), la **sistemele intermediare (β)** cu o singură direcție unică $A > 2$, romboedric, tetragonal, hexagonal, la **sistemele superioare (γ)** unde există $n A > 2$ și unde lipsesc direcțiile unice (sistemul cubic).

B. Forme cristalografice compuse: combinații de n forme cristalografice simple în care fețele nu sunt echivalente din punct de vedere cristalografic. Se disting asociații de câte;

- 2 forme cristalografice simple - prisma cu bipiramidă, prisma cu cub.
- 5 forme cristalografice simple - pedion, pinacoid, dom, prismă, romb (piramida, romb).

ex: dodecaedrul romboidal;

trapezoedrul;

octaedrul.

1.4. EDIFICII COMPLEXE DE CRISTALE

Unele minerale prezintă îngemănări ale indivizilor cristalini sub forma unor concreșteri simetrice caracteristice (macle). Indivizii cristalini care constituie o macă prezintă ca elemente de simetrie axa de macă, planul de macă și planul de asociere al maclei.

MACLE: Concreșterea a doi sau n indivizi cristalini, aparținând aceleiași specii minerale, după anumite legi bine determinate. Pentru unele minerale (microclin) maclele reprezintă un element de diagnostic. Maclele se recunosc după unghiurile intrând dintre indivizii macăți sau după striurile de macare (pirită). La

unele cristale, maclele se recunosc după luciul strălucitor sau mat al indivizilor macelați.



Fig. 16 - Tipuri de macle (imagine la microscop)

Elementele unei macle:

- 1. Planul de macelă (între doi indivizi).
- 2. Axul de macelă: o direcție față de care un individ poate fi deviat din celalalt prin intermediul unei rotiri de 180^0 .
- 3. Centrul de macelă ($C+P+A$ = elemente de simetrie).

Suprafața de macelare = aria de contact a indivizilor macelați. Legea de macelă = natura relației care apare între cristalele macelate.

Ex: Dacă un individ este rotit față de celălalt cu 180^0 , în raport cu un ax de macelă = **hemitropie**. Dacă axul este perpendicular pe plan = **hemitropie normală** (gips). Dacă axul este paralel cu planul = **hemitropie paralelă** (ortoză). Feldspații plagioclazi au o **hemitropie complexă** ($A_1 \perp P$, $A_2 \perp P$).

Macle - simple (2 indivizi);

- complexe (n indivizi).

După prezența sau absența planelor de asociere, deosebim:

- macle de contact (alipire sau juxtapunere) - exista un plan;
- de întrepătrundere (penetrație) - nu există un plan (asocierea se face după o suprafață nedefinită).

Exemple de macle:

Sistemul triclinic:

1. Macelă albit = simplă sau polisintetică.

Sistemul monoclinic:

1. Macla în coadă de rândunică (gips);
2. Manebach (P:001), Baveno (P:021) = feldspatii potasici;
3. Baveno (hemitropie II) -Karlsbad A (P:010) feldspatii potasici.
- Karlsbad B (P:100).

1.5. DEFINIREA POZIȚIEI UNEI FEȚE

- Pentru definirea poziției unei fețe în sistemul de referință ales este necesar să se cunoască **raportul parametrilor feței** ($a:b:c$) = “relația axială” care este aceeași pentru toate fețele paralele.

$$\begin{array}{l|l} OA_1=a_1 & \\ OB_1=b_1 & a_1:b_1:c_1 \\ OC_1=c_1 & \\ \hline OA_2=a_2 & \\ OB_2=b_2 & a_2:b_2:c_2 \\ OC_2=c_2 & \end{array}$$

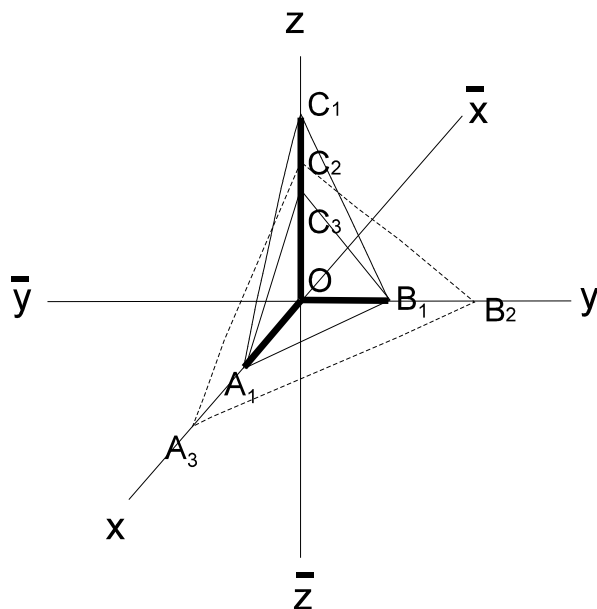


Fig. 17 - Definirea poziției unei fețe

- O față mai este cunoscută dacă se cunosc unghiurile dintre normala feței și axele de referință. Cosinusurile acestor unghiuri = **cosinusuri directe** ale normalei, care sunt invers proporționale cu parametrii acestei fețe.

$$\begin{array}{l|l} \cos \alpha_1 = d/a_1 & \\ \cos \alpha_2 = d/b_1 & d = ON = 1 \\ \cos \alpha_3 = d/c_1 & \end{array}$$

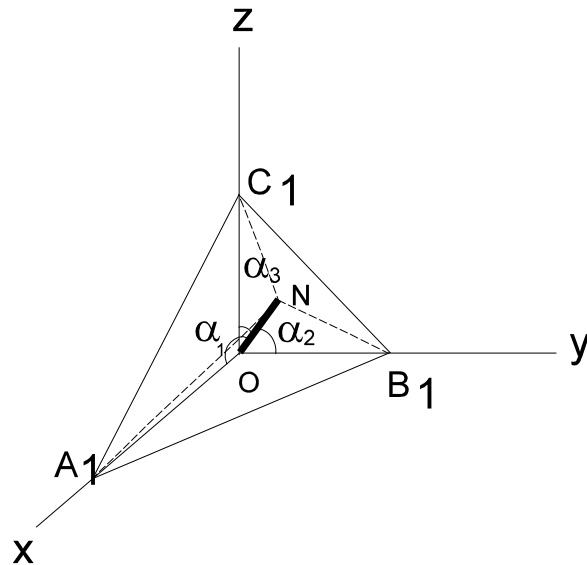


Fig. 18 - Definirea poziției unei fețe

$$\cos \alpha_1 : \cos \alpha_2 : \cos \alpha_3 = 1/a_1 : 1/b_1 : 1/c_1 = \text{Relația axială}$$

- Poziția unei fețe mai este dată și de ecuația unei fețe, care are forma:

$A_X + B_Y + C_Z = K$ - unde x, y, z = coordonatele unui punct al feței în raport cu cele 3 axe, iar A, B, C, K = constantele specifice feței.

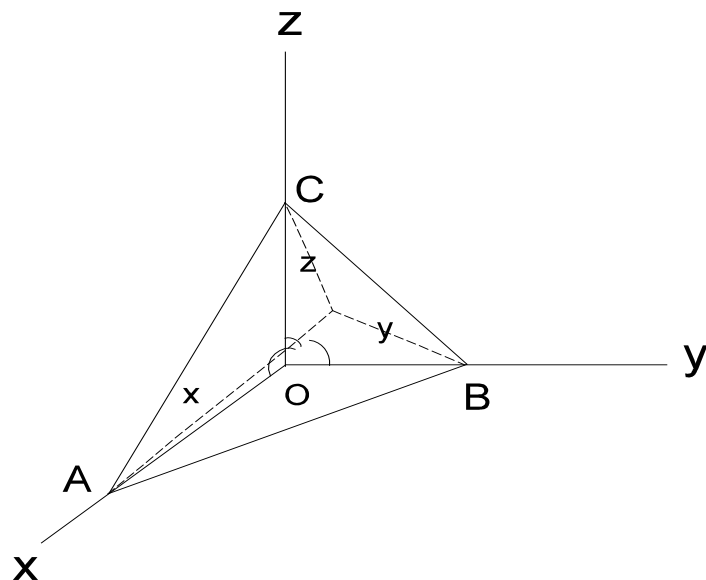


Fig. 19 - Definirea poziției unei fețe

Ex: fie $X=a$, $Y=0$, $Z=0$. Aceste măsuri se introduc în ecuația feței, rezultând:

$$Aa + 0 + 0 = K \longrightarrow Aa = K \longrightarrow A = K/a.$$

Prin urmare, în general $A_1 : B_1 : C_1 = K/a_1 : K/b_1 : K/c_1 = \underline{\text{raportul constantelor}}$.

1.6. NOTAȚIA FEȚEI UNUI CRISTAL

Se alege o față fundamentală (o față care taie sau intersectează toate axele) și se exprimă valorile tuturor celorlalte fețe în funcție de constantele acesteia.

Ex: $A_1 B_1 C_1$ = față fundamentală;

$a_1 : b_1 : c_1$ = parametrii feței fundamentale;

PQR = o față oarecare;

a_2, b_2, c_2 = parametrii feței PQR .

Prin urmare: $OP:OQ:OR = a_2:b_2:c_2 = \mathbf{ma_1:nb_1:oc_1}$ (relația lui Weiss).

$\mathbf{m, n, o}$ = mărimile feței sau caracteristicile feței PQR sunt multiplii simpli ai parametrilor fundamentali.

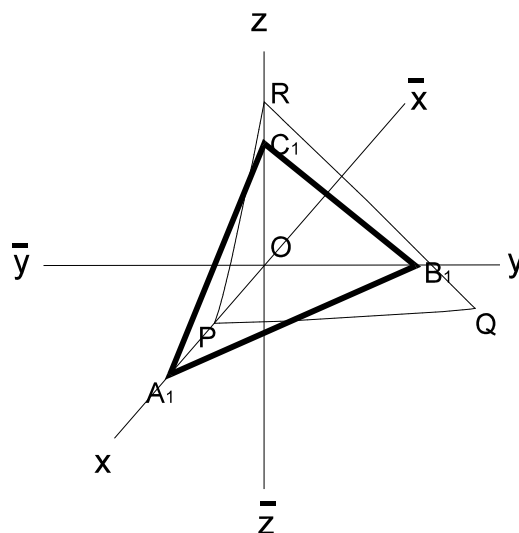


Fig. 20 - Poziția unei fețe oarecare

POZIȚIA UNEI FEȚE ÎN RAPORT CU AXELE CRISTALOGRAFICE

(hkl), (okl), (hol), (hko) și respectiv (100), (010), (001) - ex: fețe de cub, prismă....Cu alte cuvinte, o față a unui cristal poate tăia toate axele în același timp, taie două axe (y;z) dar este paralelă cu x, este paralelă cu y și taie celelalte două axe și în fine, este paralelă cu z, dar taie x și y. Indicii respectivi sunt hkl, iar ca valoare ei pot avea valoarea 1 sau multiplu de 1 (2;3;4 etc.).

1.7. CONSTANTE CRISTALOGRAFICE

1) α, β, γ ;

2) a: b: c = parametrii

3) h, k, l = indicii

În mod obișnuit se ia $b = 1$, deci $a:1:c$.

Prin urmare, relațiile axiale ale fețelor pot fi scrise sub forma: $a \backslash h: b \backslash k: c \backslash l$; **a**, **b**, **c** = parte irațională care determină metrica cristalelor, constantă pentru toate fețele, **h**, **k**, **l** = parte rațională simplă care variază cu fața și determină poziția ei.

LEGEA ZONELOR

La unele cristale se observă fețe care se întretaie după muchii paralele. Toate acestea constituie **zone**. Fețele se numesc tautozonale.

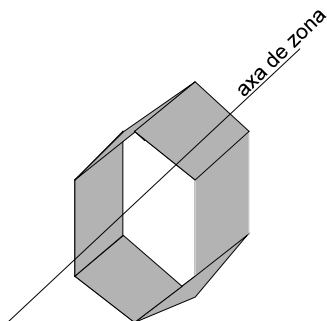


Fig. 21 - Axa zonei



Autoevaluare/întrebări

- Ce înțelegeți prin cristalografie ? Dar printr-un cristal ?
- Ce cuprinde un cristal și care este relația între părțile componente ?
- Ce înțelegeți prin simetria cristalelor ?
- Ce este axul de simetrie și ce operație îi corespunde ?
- Ce este planul de simetrie și ce operație îi corespunde ?
- Ce este centrul de simetrie și ce operație îi corespunde ?
- Definiți formula de simetrie.
- Ce forme cristalografice simple deschise cunoașteți ?
- Definiți maclele.
- Ce înțelegeți prin fața fundamentală a unui cristal ?
- Ce sunt constantele cristalografice ?
- Încercați acum să faceți un rezumat complet al unui cristal.



Bibliografie (referințe bibliografice)

Ianovici, V., Stiopol, Victoria, Constantinescu, E. – Mineralogie, 827 p.,
Ed. Did. și Ped., București, 1979.

Jude, Lidia, Draghici, I. – Cristalografie optică (lucrări practice), 137 p., *Ed. Universității București*, 1984.

Jude, Lidia, Draghici, I. – Cristalografie geometrică (lucrări practice), 17 p., *Ed. Universității București*, 1987.

Șeclăman, M., Marin, Cornelia, Luca, Anca – Introducere în geologie generală, 200 p., *Editions du Goeland*, București, 1999.

Curs nr. 2

Obiectivele lecției:

- Noțiuni introductive de mineralogie.
- Rolul mineralelor în natură.

Conținut:

- Proprietățile fizice ale mineralelor
- Proprietățile optice macroscopice ale mineralelor
- Relația chimism – structură - proprietățile fizice
- Geneza mineralelor



1. Proprietăți fizice ale mineralelor

Mineral: Substanță anorganică formată pe cale naturală, în stare solidă, cu o compoziție chimică definită și aflată în stare cristalizată.

Pentru identificarea mineralelor, deosebit de importantă este cunoașterea proprietăților fizice ale acestora. Principalele proprietăți fizice, care constituie elemente caracteristice pentru recunoașterea mineralelor, pot fi grupate, așa după cum se va vedea, în mai multe categorii.

Pot fi considerate minerale și unele lichide (mercurul), precum și unele solide amorfe (aproximativ 0,2% din totalul mineralelor).

Proprietățile mineralelor pot fi determinate:

- cu ochiul liber;
- cu ajutorul microscopului;
- cu instrumente care folosesc radiații din spectrul luminii.

La acestea se mai adaugă o serie de metode fizico - chimice care distrug parțial sau total mineralul:

- încălzirea (metoda termogravimetrică);
- atacul cu acizi;
- teste de culoare.

1. PROPRIETĂȚI MORFOLOGICE. Din punct de vedere morfologic, mineralele reprezintă o combinație de fețe care îmbracă mineralul denumită **tracht**, precum și modul de dezvoltare relativă a acestora - **habitus**.

1.1. HABITUSUL - plecând de la modul în care cristalul se dezvoltă în cele trei dimensiuni, distingem trei situații majore:

1.1.1. Habitus IZOMETRIC - cristalele se dezvoltă egal în toate cele trei direcții ale spațiului.

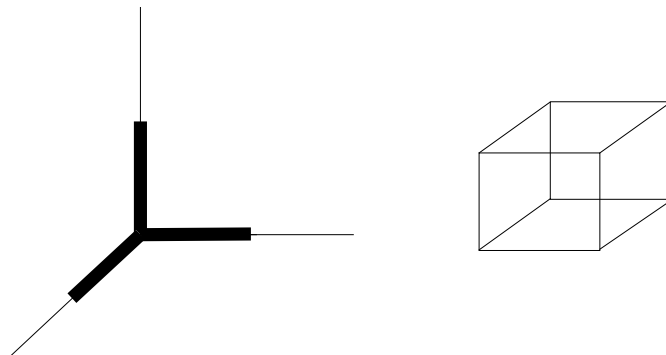


Fig. 30 - Caracteristicile habitusului izometric

Acest tip morfologic caracterizează predominant mineralele cristalizate în sistemul cubic (granați, pirită, halit (sare gemă), galenă, diamant, fluorină, aur, magnetit etc.).

1.1.2. Habitus PRISMATIC- cristalele se dezvoltă predominant într-o direcție.



Fig. 31 - Caracteristicile habitusului prismatic

Tipuri:

- prismatic ss. (amfiboli, piroxeni);
- columnar (cuarț, turmalină);
- acicular (stibină, rutil);
- fibros (asbest).

1.1.3. Habitus TABULAR - cristalele se dezvoltă predominant în două direcții.

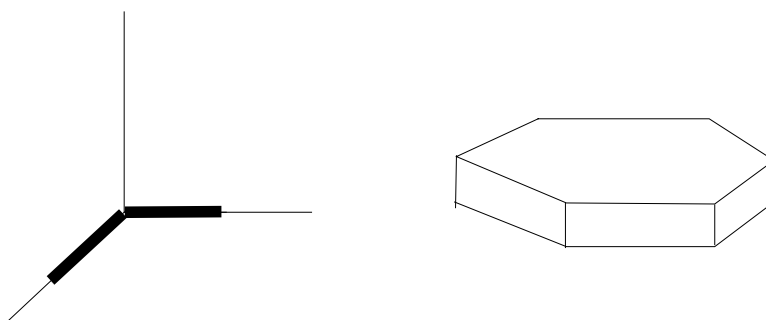


Fig. 32 - Caracteristicile habitusului tabular

Tipuri:

- tabular (sanidină-feldspat);
- lamelar (oligist);
- foios (mice).

1.2. TRACHTUL - anumite minerale prezintă o combinație de fețe caracteristice pentru determinarea lor:

- **dodecaedru romboidal** – granat;
- **cub** - galenă, pirită, halit, diamant;
- **octaedru** - diamant, aur, magnetit;
- **prisme pătratice** - zircon, vezuvian;
- **bipiramidă hexagonală** – corindon;
- **romboedru** - cinabru, calcit, hematit, dolomit, siderit;
- **scalenoedru** - calcit, rodocrozit;
- **fețe de prismă** - ortoză, hornblendă, microclin;
- **forme aciculare** - stibină, tremolit, actinot etc..

Uneori, fețele nu sunt perfect netede, prezentând unele striții orientate paralel sau intersectate între ele. Alteori aceste **striții** sunt paralele între ele și paralele cu alungirea cristalului (ex. turmalina), sau sunt paralele între ele, dar perpendiculare pe direcția de alungire a cristalului (ex. cuarț).

Originea strițiilor este rezultatul, fie a repetării multiple a unor fețe vecine înguste, fie rezultatul maclării polisintetice.

1.3. CONCREȘTERI - mineralele formează adesea edificii cristaline, cu forme caracterizate de orientarea reciprocă a indivizilor în timpul formării lor. Aceste concreșteri pot include cristale aparținând aceleiași specii minerale sau a specii minerale diferite.

1.3.1. Concreșteri de cristale aparținând aceleiași specii minerale

1.3.1.1. Concreșteri regulate.

- **Concreșteri paralele** - două sau mai multe cristale dispuse astfel încât elementele lor geometrice (fețe, muchii), sau elementele de simetrie (axe), să aibă o orientare comună. Ex. - geode de cuarț, baritină, etc..

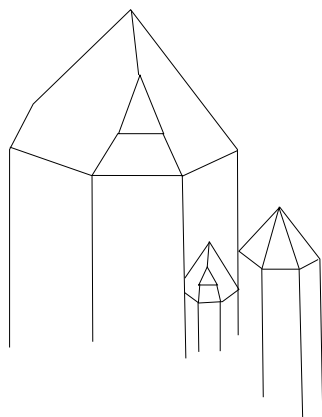


Fig. 33 - Concreștere paralelă - cristale de cuarț

- **Concreșteri scheletice** - reprezintă concreșteri arborescente, ramificate, dantelate, formate din indivizi cristalini cu dezvoltare incompletă.



Fig. 34 - Concreștere scheletică de aur Dendrite de mangan

- **Dendritele** - concreșteri arborescente care caracterizează în general elementele native (Au, Ag, Cu).

1.3.1.2. Concreșteri simetrice - Maclele - sunt concreșteri de două sau mai multe cristale aparținând aceleiași specii minerale, orientate unul față de altul după legi bine determinate. Elementele caracteristice ale unei macle sunt: *planul de macle* și *axul de*

maclă. Principalele tipuri de macle sunt: **de justapunere (hemitropie)**, **de penetrație** și **mimetice**.

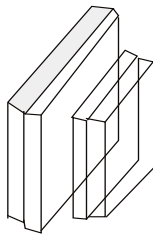


Fig. 35 - Macla albit - Karlsbad - ortoză

1.3.1.3. Concreșteri neregulate - în majoritatea cazurilor, cristalele formează agregate granulare fără forme proprii (xenomorfe), care pot fi observate cu ochiul liber sau cu ajutorul microscopului. Alteori, ele au aspecte caracteristice - stalactite, stalacmite, mase reniforme, agregate bacilare etc..

1.3.2. Concreșteri de cristale aparținând unor specii diferite de minerale.

1.3.2.1. Concreșteri epitaxiale - Prin epitaxie se înțelege asocierea unor specii minerale diferite, condiționate de dispunerea paralelă a unor elemente de simetrie ale unui mineral față de elementele de simetrie ale altui mineral diferit. Ex: rutil și oligist, rutil și biotit, pirită și galenă, albit și ortoză.

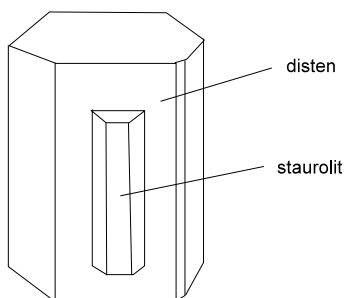


Fig. 36 - Concreștere epitaxială



Fig. 37 - Concreștere epitaxială

1.3.2.2. Concreșteri pseudosferulitice - Corpuri aproximativ sferice în care coexistă mai multe specii minerale. În funcție de tipul mineralelor și modul lor de asociere se disting (Rosenbuch, Voght) mai multe tipuri: *variolite*, *felsosferite*, *litofize*, *chondre*.

1.3.2.3. Concreșteri cu forme neregulate - în majoritatea cazurilor mineralele formează agregate granulare fără formă proprie cum ar fi stalactite, stalacmite, depuneri ritmice, etc..

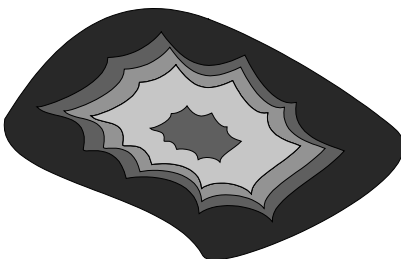


Fig. 38 - Depuneri ritmice (cristalizări ale substanțelor coloidale)

2. PROPRIETĂȚI LEGATE DE COEZIUNE - Coeziunea reprezintă rezultanta forțelor de atracție și respingere dintre particulele materiale care constituie structura reticulară a mineralului.

2.1. Duritatea - reprezintă gradul de rezistență pe care mineralul îl opune unei acțiuni mecanice exterioare. În funcție de natura acestei acțiuni mecanice deosebim mai multe tipuri de durități:

- ♦ la zgâriere, la șlefuire, la penetrație.... Cel mai frecvent se recurge la aprecierea durității la zgâriere, printr-o metodă simplă care constă în zgârirea unui mineral cu un altul a cărui duritate este cunoscută. Diferența de duritate se apreciază pe baza unei scări a durității întocmită de mineralogul **F. Mohs** în anul 1812. Scara lui Mohs cuprinde 10 minerale etalon, iar restul mineralelor sunt cuprinse în acest interval.
- ♦ **Scara lui Mohs:** 1. Talc; 2. Gips; 3. Calcit; 4. Fluorină; 5. Apatit; 6. Ortoză; 7. Cuarț; 8. Topaz; 9. Corindon; 10. Diamant.

Creșterea durității nu este liniară, duritatea reală a termenilor acestei scări este următoarea: 1.Talc (1); 2.Gips ($41\frac{1}{2}$); 3.Calcit ($148\frac{1}{2}$); 4. Fluorină (165); 5.Apatit ($214\frac{1}{2}$); 6.Ortoză (1.221); 7.Cuarț (3.960); 8.Topaz (5.775); 9.Corindon (33.000); 10.Diamant (4.620.460). Pentru comparație iată valoarea aproximativă a durității unor

materiale comune: 5.5 sticlă, cuțit de oțel; 4.5 cui moale; 3.5 monedă de cupru; 2.5 unghie. O altă metodă de determinare a durității prin zgâriere este metoda sclerometrului conceput de A. Seebeck în 1839. Cu ajutorul acestui dispozitiv se pot obține anumite trasee caracteristice numite curbe de durități care exprimă variația durității cu direcția.

Această proprietate este foarte importantă pentru a estima comportarea mineralelor în diferite procese petrogenetice. Un exemplu în acest sens îl reprezintă zăcămintele detritice (diamant, topaz, safir, zircon) care sunt formate în general din minerale cu o duritate ridicată. În zăcămintele metamorfice, mineralele cu forță de cristalizare mare au și o duritate mare (miclele muleaza granații). O mare importanță o are duritatea și în anumite procese tehnologice (tehnica de foraj, mecanica fină etc.).

2.2.Clivajul - este o proprietate fizică caracteristică mineralelor cristalizate, care constă în divizarea sau desfacerea mai mult sau mai puțin lesnicioasă după fețe sau plane de minimă coeziune. Această proprietate este deosebit de importantă deoarece se manifestă pe orice fragment de mineral, chiar dacă acesta este lipsit de formă cristalografică și nu depinde de condițiile în care s-a format cristalul.

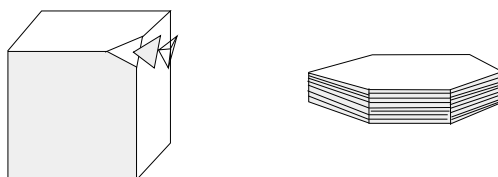


Fig. 39 - Clivajul la fluorină și la micle

Caracteristicile clivajului

Clivajul este apreciat calitativ, distingându-se astfel mai multe tipuri de clivaj: perfect, foarte bun, bun, distinct, slab, absent. Un aspect important, cu privire la clivaj, îl reprezintă și direcția pe care acesta îl manifestă în cadrul unui cristal. Atât direcția de clivaj cât și calitatea sa, reprezintă elemente definitorii în determinarea anumitei specii minerale. Ex: *biotitul* - clivaj perfect (001), *blenda* - clivaj perfect (011), *galena* - clivaj perfect (001), *hornblenda* - clivaj foarte bun (110), *pirotina* - clivaj imperfect (0001), *realgarul* - clivaj distinct (010), *rodocrozitul* - clivaj perfect (1011), *sfenul* - clivaj distinct (010), *grafitul* - clivaj perfect (0001), *calcopirita* - clivaj slab (110), *caolinitul* - clivaj perfect (001) etc..

2.3. Spărtura - Se apreciază practic forma suprafeței spărturii. În acest fel deosebim: spărtură concoidală (cu suprafețe curbe) - cuarț, minerale amorfe; spărtură așchioasă - stibină etc..

2.4. Elasticitatea și plasticitatea. Dacă asupra unui mineral acționează forțe exterioare, acesta suferă modificări ale formei și dimensiunilor, dar în cadrul aceleiași volum. Aceste deformații pot fi reversibile sau ireversibile, primele reprezentând deformații elastice, cel de al doilea tip, deformațiile plastice și rupturale.

Elasticitatea - Elasticitatea reprezintă proprietatea unui mineral de a reveni la forma inițială, după încetarea unei forțe care a acționat asupra sa. Ea poate varia cu direcția sau poate fi aceeași în toate direcțiile în corpurile amorse. Valorile coeficienților de elasticitate duc la posibilitatea de identificare a unor minerale care au un comportament specific din acest punct de vedere:

- minerale cu elasticitate ridicată: se îndoaie puternic fără să-și piardă elasticitatea; exemplu: **miclele**;
- minerale cu elasticitate mică: se îndoaie puțin, uneori rămânând în continuare îndoite după încetarea acțiunii externe; exemplu: **gipsul, talcul, cloritul**;
- minerale care se îndoaie ușor, dar care au coeziune foarte mare; acestea sunt maleabile și ductile; exemplu: **aurul, argintul, cuprul, calcozina, argentitul**;
- minerale cu elasticitate mică și coeziune mică; acestea sunt casante; exemplu: **stibina, cuarțul, tetraedritul**.

Plasticitatea. Dacă prin acțiunea sa, o forță exterioară produce asupra unui cristal o deformație ireversibilă, spunem că deformația este plastică, iar despre cristal că este plastic. Este important de menționat că deformarea plastică se face fără pierderea coeziunii cristalului. Exemple de minerale plastice: **gheața, sarea, calcitul**.

În unele cazuri, la unele minerale se constată și deplasări treptate a unor porțiuni din masa lor, prin urmare alunecări în trepte (translații), efecte cu aspect de deformații plastice. Translația se petrece într-un anumit plan; într-o anumită direcție, planul de translație corespunde unor anumite fețe cristalografice cu indici mici și care nu se confundă cu planele de clivaj, iar direcția de deplasare este un șir reticular cu parametrii mici. Capacitatea de translație este egală în ambele sensuri ale aceleiași direcții.



3. PROPRIETĂȚI OPTICE MACROSCOPICE

În explicarea proprietăților optice (macroscopice) ale mineralelor se apelează atât la teoria corpusculară, cât și la teoria ondulatorie a luminii. Culoarea, luciul, transparența, luminiscenta mineralelor rezultă în principal din absorbția energiei radiante în domeniul vizibil. Prin intermediul echipamentelor moderne de cercetare s-a putut sesiza că spectrul de absorbție al mineralelor este în strinsă legătură cu tipurile de ioni/atomi prezenți în rețeaua cristalină a mineralelor și cu tipurile de legături chimice care se stabilesc între particulele din rețea.

3.1. Proprietăți optice macroscopice

3.1.1. Culoarea mineralelor. Tipuri de culori. Mineralogii recunosc trei tipuri de compuși minerali colorați:

- Compuși colorați idiocromatic - un mineral este colorat idiocromatic (idios = propriu), dacă o parte importantă din constituția sa este reprezentată prin elemente cunoscute sub denumirea de cromofori (ioni capabili să producă efecte de absorbție, generând astfel culoarea). Exemple de minerale idiocromatice: **olivina, piroxenii, amfibolii**.
- Compuși colorați allocromatic - un mineral este colorat allocromatic (allos = străin) datorită unor substanțe străine care pot să apară în rețeaua cristalului sau în afara acesteia. Aceste substanțe străine pot fi elemente chimice (intrate în rețea datorită fenomenelor de izomorfism, izo - sau heterovalent), prin faze minerale solide reținute de mineral ca urmare a sincristalizării sau ca urmare a unor impurificări mecanice. Exemple de minerale colorate allocromatic: **ametist (cuarț violet), citrin (cuarț galben), morion (cuarț cenușiu), smaragd, rubin, etc.** Allocromatismul nu este specific numai mineralelor cristalizate, acesta poate fi întâlnit și la substanțele amorfe (**gelurile de silice**). În aceste situații substanțele străine sunt împrăștiate în masa coloidului.
- Compuși colorați pseudocromatic - la unele minerale transparente se observă un joc de culori datorat reflexiei și interferenței undelor luminoase pe suprafețele

interioare ale planelor de clivaj. Un exemplul specific în acest sens îl constituie **labradorul** (feldspat plagioclaz).

Iată în continuare o serie de minerale etalon care pot fi identificate pe baza culorii lor: **ametistul - violet, azuritul - albastru, malachitul - verde, auripigmentul - galben, cinabrul - roșu, molibdenitul - cenușiu de plumb, covelina - albastru indigo, cuprul nativ - roșu arămiu, calcopirita - galben de alamă, etc..**

3.1.2. Culoarea urmei mineralelor. Aceasta reprezintă de fapt culoarea pulberii fine a unui mineral. Această determinare se realizează practic prin trasarea unei linii pe suprafața mată a unei plăci de porțelan (dacă nu aveți la îndemână așa ceva, puteți folosi pur și simplu un “patron” de siguranță pentru lumină.

În unele cazuri culoarea urmei coincide cu nuanța culorii mineralului. Exemplu: **cinabrul** (este roșu și prezintă urmă roșie). În alte cazuri diferența dintre culoarea mineralului și culoarea urmei este evidentă. Exemplu: **hematitul** (cenușiu de oțel și lasă urmă roșie), **pirita** (galben de pirită și lasă urmă neagră), etc..

3.1.3. Luciul. Tipuri de luciul. Calitatea luciului este dependentă de cantitatea de lumină reflectată, funcție de existența energiilor diferențiate a orbitalilor din structura electronică a elementelor constitutive. Indicele de refracție (n) are un rol esențial în manifestarea unei anumite calități a luciului, în cazul mineralelor transparente.

$$R = \frac{(n+1)^2}{(n-1)^2}, \quad \text{Relația lui Fresnel; } n = 1 - 1.9$$
$$R = 0 - 0.1$$

Tipuri de luciul:

A. Luciul metalic, este specific mineralelor opace care absorb puternic radiațiile luminoase, au indici de refracție mari ($n > 3$) și capacitate de reflexie mare ($R > 0.3$). Acest tip de luciul este întâlnit la unele elemente native (aur, argint, cupru etc.), la unele sulfuri (pirită, galenă, calcopirită, etc.) și la unii oxizi opaci (magnetit, etc.).

Luciul semimetalic, caracteristic mineralelor transparente sau semitransparente cu indici de refracție foarte mari ($2.6 < n < 3$) și indice de reflexie cuprins între 0.2 - 0.3. Acest luciul este întâlnit în special la oxizi și unele sulfuri (exemple: cupritul, cinabrul, hematitul, etc.).

B. Luciul adamantin, este caracteristic mineralelor transparente cu indici de refracție mari ($1.9 < n < 2.6$), iar indicele de reflexie este cuprins între 0.1 și 0.2; (exemple: sulful nativ, blenda, rutilul, diamantul).

C. Luciul sticlos, caracterizează mineralele transparente cu valori mai mici pentru indicii de refracție ($1.3 < n < 1.9$ și $0 < R < 0.1$). În general mineralele din această categorie au o rețea ionică; (exemple: fluorina, calcitul, cuarțul, corindonul, granații, baritina, etc.).

3.1.4. Transparența

Transparența este dată de raportul dintre radiațiile transmise și cele împrăștiate, rezultate în urma interacțiunii unui cristal cu un fascicul luminos.

Coeficientul de transparență este dependent de natura chimică a mineralului, structura sa și de natura radiației incidente.

În funcție de gradul de transparență, cristalele se împart în:

- Transparente - cristalele de cuarț (cristale de stâncă), calcit (spatul de Islanda), rubin, topaz, diamant, etc..
- Semitransparente - smaragd, blendă, cinabru, etc..
- Opace - pirită, galenă, magnetit, hematit, etc..

Transparența unui mineral depinde de diferența de intensitate a radiației incidente (I_0) și intensitatea luminoasă ieșită din mediu (I):

$$a = I_0 / I$$

a fiind coeficientul de transparență.

Există minerale care nu sunt transparente decât în secțiuni subțiri (muscovitul, biotitul, etc); acestea, când nu sunt trecute în foițe subțiri sunt practic opace.

3.1.5. Luminiscenta.

Unele cristale pot emite în anumite condiții specifice radiații electromagnetice din domeniul vizibil. În funcție de modul de manifestare a fenomenului de luminiscentă deosebim mai multe tipuri:

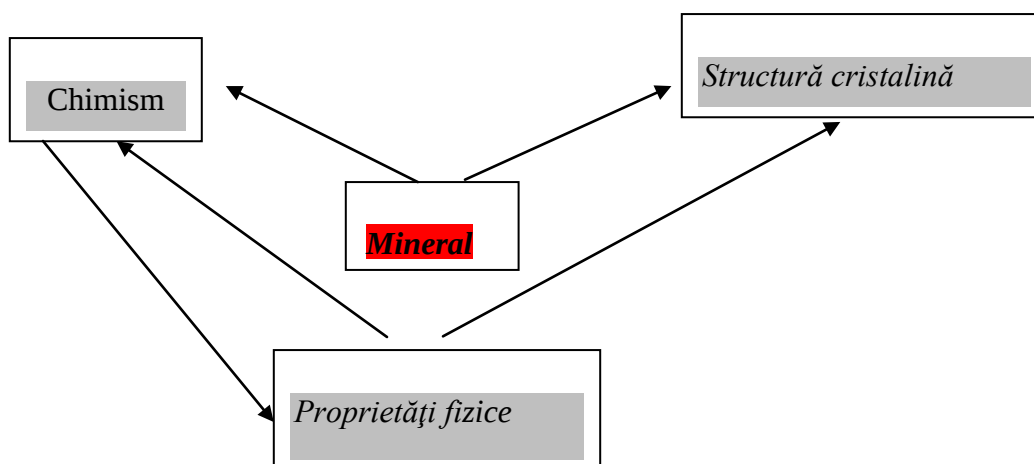
- **Fluorescența** - luminiscenta este produsă instantaneu, la interacțiunea cu radiația luminoasă (ex. diamantul, blenda, gipsul, aragonitul);
- **Fosforescența** - reprezintă fenomenul de transmitere a luminii tardiv și cu micșorarea treptată a intensității (ex. fosfații);

- **Termoluminiscenta** - reprezintă fenomenul de emisie a luminii ca rezultat al creșterii temperaturii mineralului (încălzire) – ex. diamant, corindon, cuarț, apatit, zircon;
- **Chemoluminiscenta** - reprezintă fenomenul de emisie a luminii ca rezultat al unor reacții chimice (realizat în special în prezența elementelor din grupa pamânturilor rare);
- **Triboluminiscenta** - unele minerale emit lumină în urma unui proces de frecare, zdrobire sau în urma altor acțiuni de natura mecanică.

4. Relația chimism - structură - proprietăți fizice

Pentru o înțelegere mai ușoară a cauzelor care generează numeroasele asocieri de elemente din scoarță terestră, precum și a implicațiilor pe care le au condițiile din momentul formării mineralelor, în apariția unor structuri cristaline diferite, vom prezenta două fenomene cu caracter determinant în acest sens - *izomorfismul* și *polimorfismul*. Mai înainte de toate trebuie spus că un mineral poate fi definit prin natura sa chimică (compoziția chimică elementară), prin structura internă (modul de aranjare a particulelor: ioni-atomi-molecule) și prin proprietățile fizice (dintre care cele mai importante sunt caracterele morfologice, optice, precum și cele legate de coeziunea mineralelor), aspecte strâns legate între ele.

Aceste legături pot fi schițate astfel:



Noțiunea de **izomorfism** - desemnează substanțe chimice diferite care pot avea forme cristalografice asemănătoare sau chiar identice. Prin asemănarea formelor cristalografice se are în vedere asemănarea dintre relațiile axiale, a unghiurilor dintre fețe, a elementelor de simetrie, a habitusului, a tipurilor de maclă și chiar dintre proprietățile macroscopice și microscopice. Izomorfismul implică proprietatea de substituție a elementelor constitutive între două substanțe capabile să formeze soluții solide. Două substanțe pot fi considerate izomorfe dacă îndeplinesc următoarele condiții:

- au caracteristici cristalografice similare (identitate între unghiurile fețelor, valori ale constantelor cristalografice similare);
- pot cristaliza simultan în proporții limitate sau în proporții continue variabile, în același edificiu cristalin;
- au compoziții chimice asemănătoare.

Între ionii care se substituie reciproc în cadrul fenomenului de izomorfism există următoarele relații:

- diferența de dimensiune între razele lor să nu depășească 15% din raza ionului cel mai mic;
- între doi ioni cu aceeași sarcină, dar cu raze ionice diferite, este preferat în rețea ionul cu raza cea mai mică;
- dacă ionii au aceeași rază, dar cu sarcini diferite, este preferat în rețea ionul cu sarcina cea mai mare.

Un pas important în înțelegerea acestui fenomen a fost făcut prin introducerea noțiunii de “diadohie” de către Paul Niggli, reluată apoi de Strunz (1937).

“Doi atomi sau ioni sunt numiți elemente diadochy, atunci când sunt capabili să se înlocuiască total unul pe altul în structura mineralului, în poziții identice”. Cel mai clasic exemplu de elemente diadochy sunt Mg^{2+} și Fe^{2+} , în seria izomorfă Forsterit - $Mg_2[SiO_4]$ – Fayalit - $Fe_2[SiO_4]$. Alte exemple sunt seria carbonaților trigonali: Calcit - $CaCO_3$, Magnezit - $MgCO_3$, rodocrozit - $MnCO_3$, siderit - $FeCO_3$, smithsonit - $ZnCO_3$. Mineralele acestei serii posedă o serie de proprietăți foarte asemănătoare, legate de sistem de cristalizare, habitus, clivaj, etc..

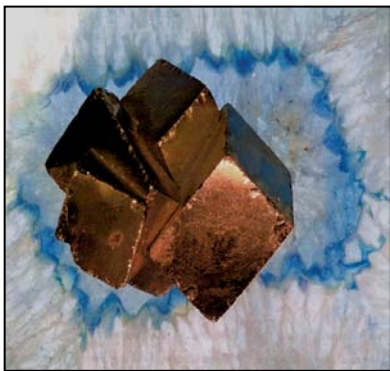
În afara *izomorfismului izovalent* (caracterizat de substituții între elemente având valență similară), întâlnim și un *izomorfism heterovalent* (între elemente cu valențe

diferite). În acest caz suma valențelor pozitive trebuie să fie egală cu suma valențelor negative.

Din punct de vedere al condițiilor care determină apariția izomorfismului sunt de semnalat temperatura și presiunea. Astfel temperatura ridicată favorizează polarizarea particulelor.

Prin **polimorfism** se înțelege *proprietatea unei substanțe de a avea structuri diferite*. Diferențierea de structură atrage după sine de multe ori deosebiri evidente cu privire la proprietățile mineralelor respective. Structura nu este determinată în mod exclusiv de compoziția chimică a mineralului, ci și de modul de aranjare a particulelor (ioni, atomi) în rețea. Structura este prin urmare condiționată atât de chimismul mineralului, cât și de condițiile (presiune, temperatură) care caracterizează momentul formării mineralului. Cel mai clasic exemplu de polimorfism este cel manifestat în cadrul grupei carbonului, reprezentată de două minerale având proprietăți și caracteristici în mod evident diferite - diamantul (cubic) și grafitul (hexagonal). Un alt exemplu îl constituie sulfurul (rombic și monoclinic).

Termenul consacrat pentru polimorfism este “modificație”. În general modificațiile polimorfe sunt considerate specii minerale de sine stătătoare și primesc nume proprii. Fiecare modificație este stabilă într-un domeniu determinat de presiune și temperatură. Modificarea acestor parametri determină instabilitatea mineralului și transformarea sa structurală (care poate fi privită ca o “adaptare”) spre modificația stabilă în noile condiții. Modificațiile se notează cu literele alfabetului grecesc (α, β, γ , etc.); Ex: α **cuart**, β **cuart**; α **sulf**, β **sulf**, etc..



4. GENEZA MINERALELOR

Sistemele minerale reprezintă totalitatea substanțelor minerale în condițiile lor de interacțiune naturală. Ele diferă sub aspectul compoziției, structurii interne și ordinului de mărime. Cele mai importante din punctul de vedere urmărit aici sunt fazele minerale constituite din sisteme omogene din punct de vedere chimic, separate de restul mediului prin suprafețe de discontinuitate. Fazele

minerale pot apărea fragmentate în sisteme individuale – cristale sau granule minerale. Prin dispersarea reciprocă a mai multor faze minerale iau naștere asociațiile de minerale, reprezentate prin roci sau minereuri. Sisteme minerale cu un grad de complexitate din ce în ce mai avansat pot fi considerate complexe magmatice, metamorfice și sedimentare, ansamblul scoarței terestre, globul pământesc, cosmosul.

Mișcarea minerală apare astfel, ca o formă complexă de mișcare a materiei care reflectă o adaptare continuă a acesteia la diferite condiții termodinamice existente în evoluția planetei. Procesul mineralogenetic este o modificare naturală a compozițiilor configurațiilor și pozițiilor relative ale sistemului mineral.

Pentru a înțelege modul de formare a mineralelor trebuie urmăriți:

- procesele fizico-chimice;
- factorii care influențează aceste procese.

Principalele procese fizico-chimice implicate în formarea mineralelor sunt: *cristalizarea, recristalizarea și metasomatoza*.

Cristalizarea este un proces de solidificare prin care materia fluidă, amorfă și cu structură confuză trece în stare cristalină, caracterizată prin structură internă reticulară și forme poliedrice exterioare. Cristalizarea poate avea loc din medii foarte diferite, de exemplu:

1. din topituri complexe de silicați la mineralele rocilor magmatice;
2. din fluide în stare supracritică la mineralele din greisene și pegmatite;
3. din lichide bogate în componenți volatili la mineralele din filoanele hidrotermale;
1. din soluții suprasaturate la mineralele rocilor sedimentare sau hidrotermale tardive;
2. din stări amorfe prin devitrificarea sticlelor vulcanice (cazul transformării calcedoniei în opal).

Recristalizarea este un proces de regrupare și reorganizare progresivă a rețelelor cristaline ale mineralelor. Ea poate afecta atât agregate de minerale diferite, cât și agregate compuse din cristale ale aceleiași specii minerale (de exemplu calcare). În acest din urmă caz, în lipsa contrastului chimic ca element catalizator, acționează starea de potențial cristalografic care se stabilește între fețele neechivalente ale cristalelor adiacente.

Metasomatoza este un proces de transformare al unor minerale în altele, cu modificarea compoziției chimice, în urma unui aport de substanță (neosomă). Transformarea are loc în stare solidă, moleculă cu moleculă, prin intermediul apei interstițiale. După cum lichidul migrează odată cu ionii de-a lungul unei fisuri sau dimpotrivă rămâne stagnant, metasomatoza poate fi de *infiltrație* și respectiv de *difuzie*.

În afara acestor procese esențiale mai pot contribui la formarea mineralelor și o serie de procese fizico-chimice cu importanță limitată:

1. *licuația* (dezamestecul unor fracțiuni imiscibile dintr-o topitură omogenă prin care se separă unele sulfuri de magme bazice);
2. *cristalizarea colectivă* (prin care cristalele mai mari se dezvoltă pe seama unor cristale mai mici, de exemplu porfiroblastele în formațiuni metamorfice);
3. *sublimarea* (cristalizarea direct din starea gazoasă, prin care iau naștere minerale exhalative vulcanice – ex. sulful).

Aceste procese determină modificarea compoziției sistemului mineral prin:

- modificarea concentrației componentilor fără reacții chimice prin exsoluție (eliminarea unor componenți dintr-o fază mixtă) sau solubilizare (preluarea de către fază a unor componenți);
- transformări de fază, care pot fi: solid-solid (recristalizare), solid-lichid (topire și cristalizare), solid-vapori (sublimare);
- reacții chimice dintre substanțele minerale (metasomatoză), determinând creșterea sau micșorarea numărului de faze.

Factorii predominanți care determină compoziția și configurația sistemelor minerale sunt condițiile termo-dinamice: temperatura și presiunea. În funcție de modul în care acționează acești factori la scară planetară, s-au separat trei mari domenii de formare și transformare a mineralelor:

1. domeniul magmatic, caracterizat prin temperaturi foarte ridicate și presiuni mari;
2. domeniul metamorfic, caracterizat prin temperaturi medii și presiuni variabile;
3. domeniul sedimentar, caracterizat prin temperaturi și presiuni reduse.

Energia care determină procesele de formare a mineralelor este de natură internă (endogenă) pentru domeniile magmatic și metamorfic și externă (exogenă) pentru domeniul sedimentar.

În cazul unei compoziții globale date, formarea mineralelor trebuie privită ca un proces de adaptare a materiei în condițiile impuse de mediu, astfel încât să-i asigure o stabilitate maximă. Sensul de desfășurare a procesului este dat de tendințe de asigurare a celei mai mici energii libere în noile condiții; de exemplu, starea cu cea mai mare entropie la creșterea temperaturii sau cu cea mai mare densitate la creșterea presiunii.

Trebuie arătat însă că, în afară de temperatură și presiune, natura mineralelor și asociațiilor minerale rezultate este influențată de o serie de factori particulari cum sunt: vâscozitatea magmelor, pH-ul fluidelor – în domeniul magmatic; raportul dintre presiunea de sarcină (litostatică), presiunea orientată (stress) și presiunea parțială a volatilelor (H_2O , CO_2) – în domeniul metamorfic; potențialul redox, factori fizici (insolație, îngheț), influența organismelor – în domeniul sedimentar.



Autoevaluare/întrebări

- Ce este acela un mineral ?
- Care sunt principalele proprietăți morfologice ?
- Detailați.
- Care sunt principalele proprietăți legate de coeziune ?
- Detailați.
- Care sunt principalele proprietăți optice macroscopice ?
- Detailați.
- Explicați relația chimism-structură-proprietăți fizice.
- Ce știți despre geneza mineralelor ?
- Ce înțelegeți prin cristalizare, recristalizare, metasomatoză ?
- Dați exemple.



Bibliografie (referințe bibliografice)

Ianovici, V., Stiopol, Victoria, Constantinescu, E. – Mineralogie, 827 p.,
Ed. Did. și Ped., București, 1979.

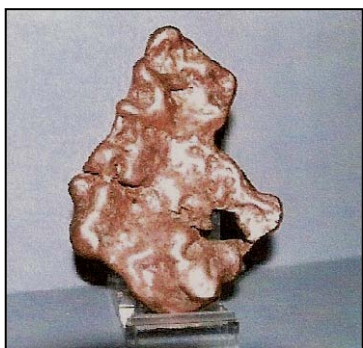
Șeclăman, M., Popescu, V. – Mineralogie pentru ecologi, 157 p, *Editura Ecologică*,
București, 2004.

Șeclăman, M., Marin, Cornelia, Luca, Anca – Introducere în geologie generală, 200 p.,
Editions du Goeland, București, 1999.

Curs nr. 3

Conținut:

- Sistematica mineralelor.
- Elemente native, sulfuri, oxizi și hidroxizi, halogenuri, carbonați, sulfati, fosfați.
- Silicați, zeoliți, grupa silicei.
- Caractere generale.



1. Elemente native (aur)

Caractere generale:

În scoarța terestră se găsesc în stare nativă 33 de elemente chimice care participă la formarea a 80 de specii minerale. Greutatea acestora reprezintă 0.1% din greutatea scoarței terestre. Majoritatea acestor elemente apar în stare solidă formând rețele cristaline diversificate. În general legătura dintre atomi este de tip metalică.

Dintre elementele native deosebim următoarele grupe:

- gazele rare: He, Ne, Ar, Kr, Xe. - atomii lor au în general înveliș electronic stabil. Din această cauză sunt inerte chimic (nu intră în combinații chimice, mai ales cu O^{2-} și H^+ etc.);
- hidrogenul intră singur sau amestecat cu alte gaze în compoziția unor zăcămintele de substanțe minerale utile, iar azotul și oxigenul intră în cantități mari în compoziția atmosferei;
- metalele: Ru, Rh, Pd, Ag, Os, Ir, Pt, Au, Cu, Hg, Zn, Fe, Pb, - formează cu ușurință soluții solide; un izomorfism net este întâlnit și la Ag și Au, în timp ce Cu, sub formă de soluție solidă este rar întâlnit.

Elementele native din grupa metalelor, datorită tipului de legătură interatomică, au o conductivitate electrică și termică bună, șlefuite au o puternică capacitate de reflexie, au greutatea specifice ridicate, sunt foarte maleabile și ductile și au durități reduse.

- Dintre elementele native întâlnite într-o proporție mai mică în natură sunt și semimetalele - As, Sb, Bi. Rareori As și Sb dau compuși izomorfi (compusul intermetalic AsSb - Allemontit);
- Carbonul se găsește în natură sub forma a două modifiții cu structură diferită (diamantul și grafitul);
- Sulfurul este și el foarte des întâlnit în natură el formând numeroase modifiții (αS , βS , γS).

După cum putem observa numărul mare de specii și varietăți minerale din categoria elementelor native (aprox. 80), în raport cu numărul relativ restrâns de elemente este datorat existenței modifițiilor polimorfe și a numeroaselor soluții solide.



2. Sulfuri și sulfosăruri (pirită)

Caractere generale:

Această clasă cuprinde sulfurile, seleniurile, telururile, arseniurile și stibiurile metalice. Mineralele din această categorie au un rol important în compunerea zăcămintelor de minerale utile. Cei mai numeroși sunt compușii sulfurului care, cu excepția hidrogenului sulfurat, se găsesc în stare solidă. Numărul elementelor care formează combinații cu sulfurul este de aproximativ 40, cele mai importante fiind: Mn, Ni, Fe, Co, Cu, Zn, Pb, Mo, Sb, Pt, Hg, Ag.

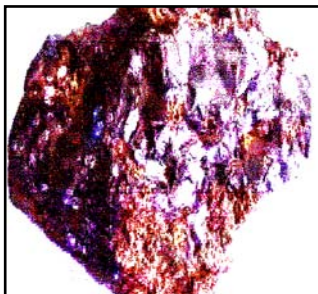
Se consideră că mineralele din această grupă reprezintă aproximativ 0.15% din greutatea scoarței terestre, rolul principal revenind combinațiilor cu fierul.

Structural, sulfurile și compușii asemănători sunt considerați ca având legături ionice. Aceste minerale au o serie de proprietăți caracteristice, luciu metalic precum și o conductibilitate electrică și termică ridicată.

Genetic sulfurile se formează în general în zăcămintele de origine hidrotermală (uneori lichid-magmatică și pneumatolitică), dar se pot forma și în roci sedimentare, de regulă caracteristice pentru mediile reducătoare determinate de H_2S rezultat în urma descompunerii substanțelor organice sau în prezența bacteriilor.

Prin alterare atmosferică sulfurile se transformă în sulfați, hidroxizi, oxizi și carbonați.

Clasificarea sulfurilor se face pe baza proporției A:X, (A+B):X; unde A reprezintă elementele metalice (Cu, Ag, Pb, Zn, Fe...); B reprezintă elementele semimetalice (As, Sb, Bi...), iar X reprezintă elementele nemetalice (S, Se, Te...).



Hematit

3. Oxizi și hidroxizi

Caractere generale:

Această clasă cuprinde cei mai simpli compuși ai metalelor și metaloizilor cu oxigenul și hidroxilul. Există aproximativ 40 de elemente chimice care formează legături cu oxigenul. Oxizii și hidroxizii reprezintă aproximativ 5% din greutatea scoarței terestre. Ponderea cea mai mare o au oxizii și hidroxizii de fier (3.9%), urmați de oxizii și hidroxizii de aluminiu, mangan, titan, etc.. Adâncimea de pătrundere a oxigenului liber în scoarța terestră este determinată de nivelul apelor freatice. Suprafața de alterare a rocilor și zona de oxidare a zăcămintelor reprezintă principalele porțiuni din scoartă în care sunt localizate reacțiile chimice care au ca rezultat formarea unui mare număr de minerale, dintre care o poziție importantă o ocupă oxizii și hidroxizii. În procesul de formare al oxizilor metalici, pe lângă oxigenul din atmosferă un rol important revine apei de ploaie, care se infiltrează împreună cu oxigenul și dioxidul de carbon dizolvate în ea.

Un alt domeniu de răspândire al oxizilor sunt bazinele acvatice, lacustre, mlăștinoase, marine, etc..

Mineralele din grupa oxizilor și hidroxizilor au aproape în totalitate o structură cristalină bazată pe legături ionice (participând ca anioni O^{2-} și OH^-). Datorită razelor ionice apropiate ale anionilor, varietățile structurale ale diverselor minerale din această categorie, sunt determinate în primul rând de dimensiunile cationilor, de sarcinile lor electrice și de posibilitățile lor de polarizare. Datorită caracterelor lor structurale și chimice, oxizii și hidroxizii, au o serie de proprietăți caracteristice: au durități ridicate (6, 7, 8, 9 pe scara lui Mohs), stabilitate chimică ridicată, solubilitate extrem de scăzută. Culoarea mineralelor depinde de particularitățile structurale precum și de natura cationilor metalici conținuți în rețea (compușii elementelor Mg^{2+} și Al^{3+} sunt de obicei incolori sau prezintă colorații allocronatice; compușii elementelor Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{4+} , Cr^{3+} prezintă colorații intense, în

general culori închise - este frecventă culoarea neagră). În general mineralele sunt opace sau translucide și au luciu semimetalic; au proprietăți magnetice remarcabile.



Sare gemă (hallit)

4. Halogenuri

Caractere generale:

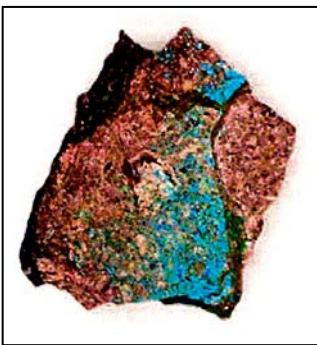
Mineralele din această categorie reprezintă sărurile acizilor HF, HCl, HBr, HI (fluoruri, cloruri, bromuri, ioduri). În afara acestor combinații mai există săruri hidratate și compuși complecși care conțin anionii OH^- și O^{2-} (compuși oxihalogenați). Aceste minerale au legături ionice tipice care determină proprietăți specifice, deosebite net de cele ale mineralelor din clasa sulfurilor.

Elementele care formează mineralele halogenate se află în general în partea stângă a sistemului periodic, în grupele I și II. Compușii halogenați ai metalelor grele au la bază structuri cu legături covalente sau cu legături de tranziție.

Proprietățile mineralelor sunt determinate de particularitățile structurii cristaline pe care o îmbracă acestea.

- Compușii halogenați cu structuri ionice tipice (cationi cu raze ionice mici, raze ionice mari și capacitate mică de polarizare) sunt în general caracterizați de transparență ridicată, lipsa culorii, greutate specifică mică, solubilitate foarte ridicată în apă, indici de refracție mici, luciu sticlos.
- Compușii halogenați cu metale grele au în general greutatea specifică mari, slabe colorații idiocromatice, indici de refracție mari, luciu adamantin, solubilitate în apă mai redusă.

În general F și Cl sunt prezente în roci magmatice, formate în stadiul principal al cristalizării, în timp ce Br și I sunt elemente disperse tipice, ele nu se prezintă în concentrații importante în rocile magmatice. Astăzi 70 - 75%, din cantitatea de clor și de brom și 90% din cantitatea de iod sunt concentrate în apele mărilor și oceanelor. Fluorul se găsește și în scheletul animalelor superioare (în special în smalțul dinților), iar K se găsește de regulă în soluri și în unele roci argiloase.



Azurit și malachit

5. Carbonați

Caractere generale:

În această categorie intră sărurile acidului oxigenat CO_3^{2-} . Se deosebesc minerale anhidre și minerale hidratate. La baza structurii acestor compuși stă anionul CO_3^{2-} , în care atomul de carbon este poziționat în centrul unui triunghi echilateral în virfurile căruia se află atomii de oxigen. Legăturile carbon - oxigen sunt covalente, iar legăturile dintre acest anion complex și cationi sunt de tip ionic.

Clasa carbonaților cuprinde un mare număr de specii minerale foarte răspândite în natură, cel mai frecvent fiind carbonatul de calciu (CaCO_3). Adesea carbonații sunt asociați cu zăcămintele de minereuri metalice. Cele mai des întâlnite combinații ale anionului CO_3^{2-} sunt cu cationii elementelor bivalente cu raze ionice mijlocii și mari (Mg, Fe, Mn, Ca, Sr, Cu, Ba, Zn, Pb), în aceste combinații putând să apară anionii suplimentari OH^- și Cl^- . Cationii monovalenți pot forma carbonați anhidri numai în prezența H^+ , formând astfel minerale acide.

Carbonații nu au durități mari (3 - 5), sunt solubili în apă, sunt incolori sau au culori pale (cu excepția carbonaților de Cu) și produc efervescență cu acizii. Ei pot avea fie origine primară, hidrotermală sau secundară, rezultate în urma alterării și depunerii în bazine marine.



Anhidrit alocromatic

6. Sulfați

Caractere generale

Sulfații reprezintă sărurile anionului SO_4^{2-} , cu cationi de mari dimensiuni: Na, K, Mg, Ca, Sr, Ba. La aceștia se adaugă Cr, Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Zn, Pb. Rețelele pot conține 2, 4, 6, 7, molecule de apă, care înconjoară cationii bivalenți. Numărul de molecule de apă din rețea este controlat de dimensiunea cationului (unii cationi formează atât combinații anhidre cât și combinații hidratate - $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ - gips și CaSO_4 - anhidrit). Cationii alcalini formează compuși

dubli, în asociație cu cationi bivalenți, cu H, cu gruparea NH_4 sau cu cationi trivalenți. Cationii trivalenți Al, Fe formează numai combinații hidratate, cationii bivalenți sunt asociați cu cei monovalenți sau formează compuși individuali. În rețeaua sulfatilor apar o serie de anioni suplimentari, mai frecvent $(\text{OH})^-$ și Cl^- și mai rar CO_3^{2-} , și PO_4^{3-}

Aceste minerale au o serie de proprietăți caracteristice care sunt comune: duritate redusă, birefringență scăzută (raportată la carbonați), izotropie optică care se remarcă la unele specii minerale.

Din punct de vedere genetic, ei se formează în general în domeniul sedimentar și din soluții hidrotermale. Unele minerale au ca proces specific de formare precipitarea chimică. Mai sunt frecvente ocurențele supergene - cruste, eflorescențe, etc..



Apatit

7. Fosfați

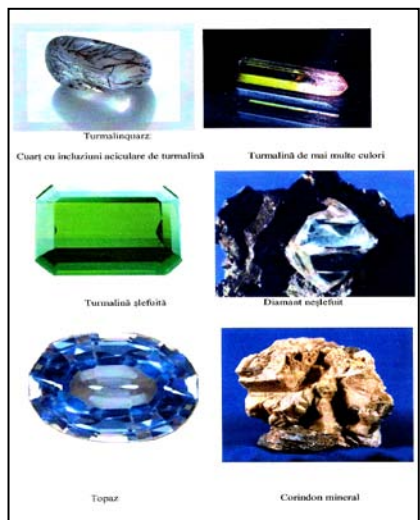
Caractere generale:

În această grupă intră sărurile anionului $(\text{PO}_4)^{3-}$. Acesta are dimensiuni mari și formează compuși stabili cu cationi trivalenți de dimensiuni mari. Acești compuși sunt în general anhidri, iar combinațiile cu cationii de dimensiuni mici sunt reprezentate în general prin minerale hidratate. Elementele bivalente formează în general fosfați în prezența unor anioni suplimentari (OH^- , F^- , O^{2-}). Din punct de vedere al celulei elementare se aseamănă cu sulfatii. În funcție de cationii sau anionii suplimentari din combinații, sunt mai mult sau mai puțin stabili.

Mineralele din această grupă prezintă fenomenul de izomorfism heterovalent, anionul $(\text{PO}_4)^{3-}$ poate fi substituit de către anionii $(\text{SO}_4)^{2-}$ și $(\text{SiO}_4)^{4-}$ astfel:



Din punct de vedere genetic, marea majoritate a compușilor din această categorie, sunt legați de procese exogene, mai rar de fazele finale ale proceselor magmatice.



8. Silicați

Caractere generale:

În clasa silicaților intră o treime din numărul mineralelor din natură, ei reprezentând 75% din greutatea scoarței terestre (12% ocupând diferitele forme mineralogice de silice). Silicații apar în toate tipurile de roci (magmatice, metamorfice și sedimentare). Majoritatea sunt constituenți minerali ai rocilor și zăcămintelor de substanțe minerale utile (metalifere sau nemetalifere). Unii dintre ei reprezintă pietre prețioase sau semiprețioase (turmalina, topazul, smaragdul, aquamarinul, etc.). Cu toate că numărul elementelor care intră în compoziția silicaților nu este foarte mare, există o mare diversitate de combinații, de la structuri foarte simple până la structuri deosebit de complexe.

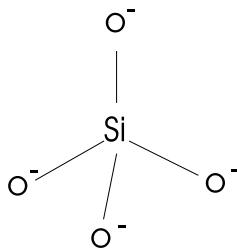


Fig. 44 - Anionul complex $[\text{SiO}_4]^{4-}$

La baza structurii silicaților stă gruparea $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Acest anion complex este format dintr-un ion de siliciu înconjurat de patru ioni de oxigen dispuși în colțurile unui tetraedru. O caracteristică structurală a silicaților este posibilitatea de asociere a acestor grupări tetraedrice în diverse moduri, funcție de care a fost realizată clasificarea mineralelor din această clasă, după cum urmează:

1. **NEZOSILICAȚI** - silicați cu grupări tetraedrice izolate (silicați insulari).
Legatura dintre anionii $[\text{SiO}_4]^{4-}$ nu se realizează prin intermediul ionilor de oxigen, ci cu ajutorul cationilor metalici;
2. **SOROSILICAȚI** - silicați cu 2 grupări de SiO_4 ;
3. **NEZO-SOROSILICAȚI** - structură mixtă între nezo și sorosilicați;
4. **CICLOSILICAȚI** - silicați cu grupări inelare de 3, 4 sau 6 tetraedri de SiO_4 ;

5. **INOSILICAȚI** - silicați cu tetraedrii de SiO_4 legați în formă de lanțuri (simple sau duble);
6. **FILOSILICAȚI** - silicați formați din tetraedrii care au în comun câte 3 ioni de oxigen, determinând astfel rețele plane infinite alcătuite din ochiuri hexagonale;
7. **TECTOSILICAȚI** - silicați formați din rețele tridimensionale de tetraedrii SiO_4 .

Legătura dintre grupările anionice $[\text{SiO}_4]^{4-}$ se face totdeauna prin intermediul oxigenului și numai prin intermediul colțurilor, nu prin muchii sau fețe. La unele specii minerale aluminiul poate substitui parțial siliciul din gruparea tetraedrică.

Pentru exprimarea compoziției diverselor tipuri structurale de silicați, se folosesc următoarele simboluri:

W - cationi cu raze ionice mari care au coordonare egală sau mai mare de 6 - (Ca^{2+} , Na^+ , K^+);

X - cationi bivalenți cu raze ionice medii care au coordonare egală cu 6 - (Mg^{2+} , Fe^{2+});

Y - cationi trivalenți și tetravalenți cu raze ionice medii, care au coordonare 6 - (Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+});

Z - cationi cu raze ionice mici care au coordonare 4, elementul principal este Si^{4+} , ce poate fi înlocuit parțial cu Al^{3+} sau B^{3+} .



Zeolit prelucrat

9. Grupa Zeoliților

Formula teoretică a zeoliților este: $\text{W}_m\text{Z}_r\text{O}_{2r}\text{sH}_2\text{O}$.

În această categorie intră alumosilicați hidratați de Ca, Na, (Ba, Sr, K), foarte rar de Mg și Mn. Ei au o serie de proprietăți generale specifice. Structura lor cristalină este formată din rețele tridimensionale de tetraedrii de aluminiu, siliciu și oxigen, golurile din aceste rețele sunt reprezentate de canale. Acest schelet conține molecule de apă slab legate, care pot fi eliminate ușor prin încălzire ușoară, fără a distruge rețeaua cristalină. Apa eliminată poate fi la fel de ușor absorbită sau poate fi înlocuită cu

molecule de hidrogen sulfurat, alcool etilic, amoniac. “Apa zeolitică” se deosebește de apa de cristalizare, tocmai prin faptul că se elimină treptat, în urma încălzirii și nu în salturi.

O caracteristică foarte importantă este ușurința cu care are loc schimbul între cationii mineralelor și cationii soluțiilor cu care acestea vin în contact. Eliminarea unora dintre ei nu duce la modificarea structurii cristaline; din acest motiv ei sunt folosiți pentru dedurizarea apei.

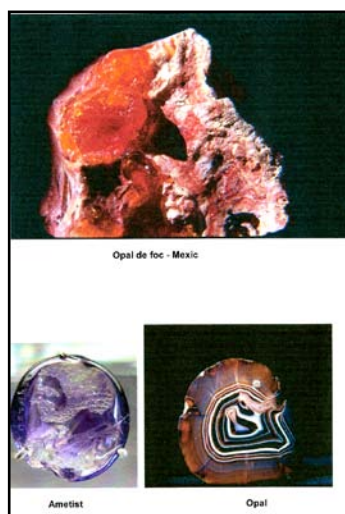
Spre deosebire de feldspați, în cazul zeoliților, spațiile libere nu sunt în întregime ocupate de cationi.

În general zeoliții au duritate mică, greutatea specifică mică, indici mici de refracție, majoritatea umflându-se la încălzire.

Zeoliții se formează în procese endogene, la presiuni joase, în ultimele faze ale proceselor hidrotermale (de temperatură scăzută). Ei apar asociați cu calcitul, calcedonia, cuarțul, hidrargilitul, etc.. În general sunt întâlniți în rocile endogene, afectate hidrotermal, în bazalte, în scorii vulcanice, în pegmatite și chiar în soluri.

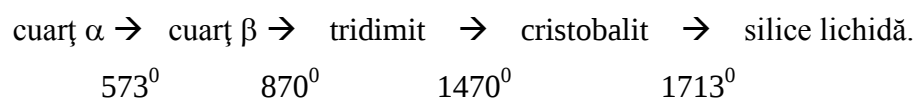
În funcție de morfologie și de structură, zeoliții se împart în trei mari grupe:

1. grupa natrolitului;
2. grupa heulanditului;
3. grupa zeoliților.



10. Grupa mineralelor SiO_2 (silicei)

Bioxidul de siliciu se întâlnește în natură sub forma mai multor minerale: cuarț, tridimit, cristobalit, calcedonie, opal, etc.. Cel mai frecvent este cuarțul. Formele cristalizate prezintă fenomenul de enantiotropism:



Seria de transformări este reversibilă. În afară de mineralele menționate există și o varietate criptocristalină, cu structură fibroasă - calcedonia.

NOTĂ: La sfârșitul acestei părți de mineralogie se cuvine să aducem câteva lămuriri. Evident, așa cum arată cele prezentate mai sus, nu am tratat temele ca pe un adevărat compendiu de mineralogie. Am ținut neapărat ca studenții care vor studia aceste cursuri să ia cunoștință cu principalele caracteristici ale mineralelor (pentru a le putea recunoaște) și cu o mică parte, dar foarte importantă din marea lume (sistematică) a principalelor grupe sau serii mineralogice. Acestea le vor fi categoric de folosință în toate studiile pe care le vor întocmi la terminarea acestei facultăți și nu numai.



Autoevaluare/întrebări

1. Care sunt în mare caracterele generale ale elementelor native ? Dați câteva exemple.
2. Care sunt în mare caracterele generale ale sulfurilor și sulfosărilor? Dați câteva exemple.
3. Care sunt în mare caracterele generale ale oxizilor și hidroxizilor ? Dați câteva exemple.
4. Care sunt în mare caracterele generale ale halogenurilor? Dați câteva exemple.
5. Care sunt în mare caracterele generale ale carbonaților ? Dați câteva exemple.
6. Care sunt în mare caracterele generale ale sulfatilor ? Dați câteva exemple.
7. Care sunt în mare caracterele generale ale fosfaților ? Dați câteva exemple.
8. Care sunt în mare caracterele generale ale silicaților ? Câte grupe de silicați există (enumerați). Dați câteva exemple.
9. Care sunt în mare caracterele generale ale zeoliților ? Dați câteva exemple.
10. Care sunt în mare caracterele generale ale grupei silicei ? Dați câteva exemple.



Referințe bibliografice

Ianovici, V., Stiopol, Victoria, Constantinescu, E. – Mineralogie, 827 p., *Ed. Did. și Ped.*, București, 1979.

Șeclăman, M., Popescu, V. – Mineralogie pentru ecologi, 157 p, *Editura Ecologică*, București, 2004.

Șeclăman, M., Marin, Cornelia, Luca, Anca – Introducere în geologie generală, 200 p., *Editions du Goeland*, București, 1999.

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

Curs nr. 4

Obiectivele lecției:

- Primele noțiuni de petrografie magmatică
- Compoziția și structura globului terestru
- Tipuri de roci magmatice

Conținut:

- Compoziția chimică și mineralogică a globului terestru
- Proprietățile generale ale rocilor
- Clasificarea generală a rocilor magmatice



1. COMPOZIȚIA ȘI STRUCTURA GLOBULUI TERESTRU

Globul terestru are o formă aproape sferică, ușor turtită în direcția axei de rotație. În mod cu totul general s-a vorbit despre legătura dintre procesele care se desfășoară în litosferă și cele care au loc în interiorul globului (în zonele mai profunde).

Date asupra interiorului Pamântului provin din:

a) Studiul meteoriților:

- sideritici (compuși din Fe, Ni și carburi);
- siderolitici (Fe, Ni, silicați Fe, Mg);
- litosideritici (compoziție bazaltică);
- chondritici (formați din sferule minerale);
- sticloși (pietroși).

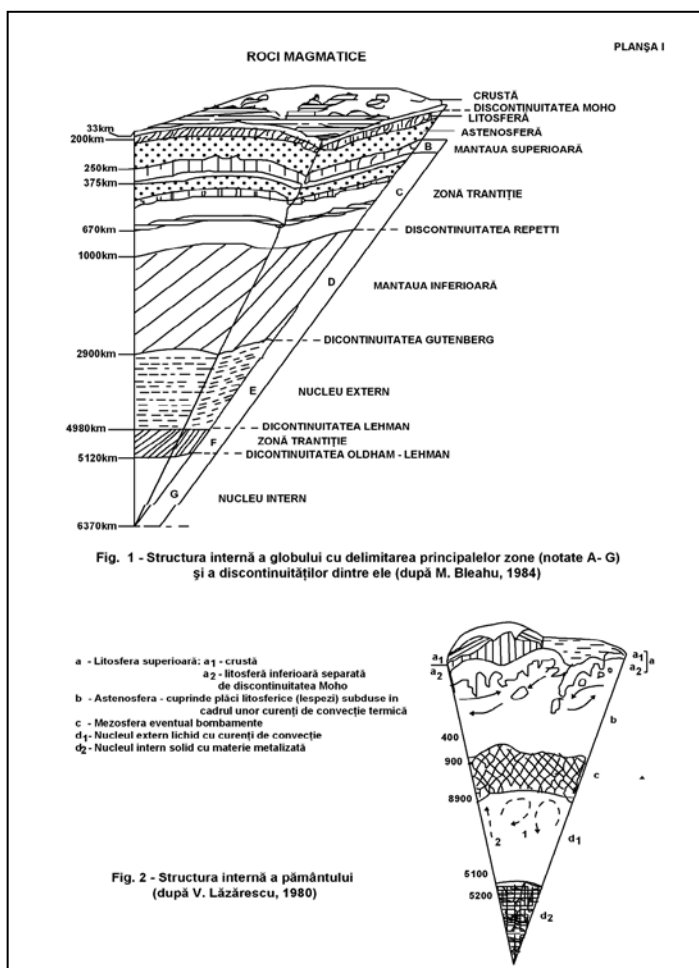
b) Studiul undelor seismice longitudinale (prime) = P și transversale (secunde) = S, la anumite adâncimi, prezintă schimbări bruște sau gradate de viteză, punând în evidență discontinuitățile seismice sau zonele de mare gradient vertical de viteză. Cele mai importante sunt: Conrad (15 - 20 km), Mohorovicici (Moho), (30 - 60 km), Wiechert - Gutenberg (2900 km) și Lehman (5100 - 5200 km).

c) Studiul poziției hipocentrelor cutremurelor și al proceselor din aceste focare, cercetarea câmpului geomagnetic, gravimetric, geotermic, studiul de laborator al unor modele ale Pământului.

Pentru adâncimi moderate se folosesc:

- datele cartării de teren (după care se fac secțiuni geologice până la câteva mii de metri);
- observații în minele adânci (3500 m - Kimberly - Africa de Sud);
- foraje de exploatare (peste 10.000 m - peninsula Kola);
- seismologia de explozie (cu sursă controlată).

Imaginea pe care o avem astăzi asupra globului în ansamblu, este statică, evidențiind o structură în păaturi concentrice. Pentru pătura superioară a globului există o imagine dinamică, de modificare în timp a parametrilor, ceea ce evidențiază o mișcare, o deplasare a unor mase (**fig. 1 – planșa I**).



Pe baza datelor geologice și geofizice, începând cu geologul englez Richard Dixon Oldham, continuând cu geograful croat Andrei Mohorovicici (1909), Bruno Gutenberg (USA - 1913), W.C. Repetti (1928), Inga Lehmann (1936 - Danemarca), Keith Edward Bullen (1942), s-a obținut schema generală a structurii interne a globului cu delimitarea principalelor 7 zone (A - G) și a discontinuităților dintre ele.

Față de împărțirea clasică a geosferelor interne în crustă (Sial), mantaua superioară (Sima) și

inferioară (Crofesima, Nifesima) și nucleu (NiFe), astăzi se deosebesc (**fig. 1- planșa I**):

- litosfera;
- astenosfera;
- mezosfera;
- nucleu.

a.1. **Litosfera superioară** (crusta sau scoarța terestră) are în bază discontinuitatea Moho și este formată din:

- pătura sedimentară - 10 - 20 km în avanfose;
 - 5 - 6 km sub oceane;
 - absența pe scuturi sau dorsale midoceanice.
- pătura granitică sau granulitică (tipică pentru crusta continentală și absența sub oceane);
- pătura bazaltică / gabbroidă - 10 - 15 km sub continente și 5 - 6 km sub oceane.

Între pătura tipic continentală (10 - 20 km) și oceanică (6 - 8 km) există și crusta intermediară suboceanică (12 - 20 km), cu pătura granitică subțiată, discontinuă în mări interne (ex. Marea Neagră).

a. **Litosfera inferioară** (mantaua extrem superioară, solidă) 30 - 50 km. Ea este alcătuită din roci ultrabazice (peridotite) eventual bazice (eclogite), în care pătrund faliile profunde (ex. falia Peceneaga - Camena din Dobrogea). Între manta și crustă, limita Moho poate fi o zonă de tranziție de câțiva km cu structură și grosime variabile în spațiu și timp.

b. **Astenosfera** (geosfera fără rezistență similară rocilor la limita solid/lichid) începe la 80 - 150 km. Ea este sediul unor curenți de convecție termică (de câțiva cm/an), de ridicare (2) și divergenți (1) - (**fig. 2 - planșa I**) sub coamele medio-oceanice, sau la coborâre cu lespezi litosferice subduse, pe cale de asimilare (sub marginile continentale active), conform teoriei expansiunii oceanului. După R.W. Bemmelen, astenosfera prezintă ridicări diapire care sunt centre de diastrofism/orogeneză în litosferă prin alunecări gravitaționale divergente pe flancul geotumorilor astfel generate.

c. **Mezosfera** (mantaua inferioară) între 900 și 2500 km, are materie solidă cu densitate - 5 - 6 g/cm³.

d. **Nucleul** - este separat de discontinuitatea seismică Lehman (5100 - 5200 km) într-o zonă externă (probabil lichidă pentru că nu permite trecerea undelor seismice S și cu circuite de convecție - după J. Vine, 1963) și o zonă internă - centrală, solidă, formată ipotetic din Fe, Ni, carburi sau alte elemente cu rețea cristalină densificată, metalizată. După W. Ramsay, nucleul este format dintr-o materie nediferențiată chimic, cu învelișurile electronice distruse de presiunea care se ridică spre 3-7 Mbari.



2. COMPOZIȚIA CHIMICĂ ȘI MINERALOGICĂ A GLOBULUI

Aceasta este dedusă dintr-o sumă de date geologice și geofizice (ex: informații furnizate de seisme - vitezele de deplasare ale undelor seismice, viteze care sunt dependente de natura materialului străbătut), precum și din studiul meteoritoilor.

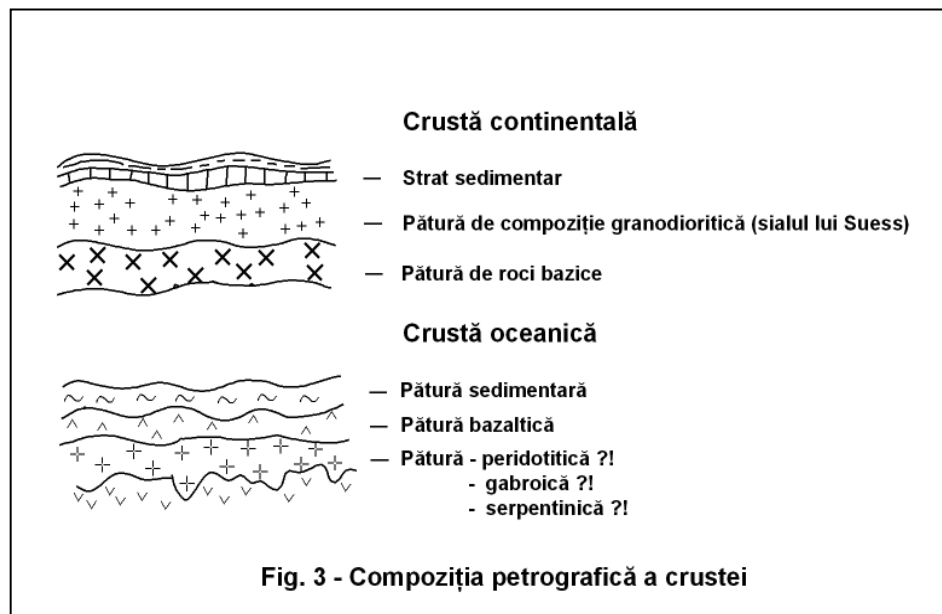
Aceștia provin dintr-o zonă situată între Jupiter și Marte, reflectând compoziția unei planete ipotetice cu structură concentrică, din familia Soarelui și care a avut o zestre chimică similară, dacă nu identică cu cea a Pământului.

Meteorii se împart în:

- sideritici (aliaj Ni, Fe);
- siderolitici (aliaj Ni, Fe, + silicați);
- aerolitici (litici) - silicați de Fe și Mg;

1. meteoriti chondritici (80% din cei care cad pe Pământ sunt formați în esență din olivină, piroxeni, oligist, troilit, Ni, Fe având o structură petrografică specifică, necunoscută în rocile terestre.
2. meteoriti achondritici (formați în esență din piroxen și plagioclaz) sunt foarte asemănători cu rocile terestre (gabbrouri).

În general, în globul terestru, cele mai abundente elemente chimice sunt Fe, O, Mg, Si (peste 90%). La acestea se mai adaugă Ca, Al, Ni, Na și mai mult sau mai puțin S care se regăsesc în diverse minerale ca elemente majore. Compoziția mineralogică și petrografică a crustei pune mai puține probleme, întrucât dispunem de multe date directe. (**fig. 3**). Astfel:



a). crusta continentală este alcătuită din câteva strate:

- un strat sedimentar cu o compoziție minerală și chimică cunoscută din date directe;
- o pătură de compoziție granodioritică (Sialul lui Suess) cu o compoziție de asemenea cunoscută;
- o pătură de roci presupuse bazice cu o compoziție mai puțin cunoscută.

b). crusta oceanică:

- o pătură sedimentară cu o compoziție minerală și chimică dedusă din date directe;
- o pătură bazaltică, de asemenea cu o compoziție minerală și chimică dedusă din date directe;
- o pătură gabbro-sepentinică cu o compoziție minerală și chimică dedusă din date directe

Spre deosebire de crustă, compoziția mantalei (B) este dedusă în cea mai mare parte din date indirecte, dar cu un grad de precizie relativ ridicat. Astăzi se acceptă că mantaua superioară este formată dintr-un agregat care cuprinde olivină magnezină, piroxeni, granați în proporții diferite alcătuind roci peridotitice, mai rar eclogitice. În zonele mai profunde ale mantalei, chimismul global practic se conservă, dar, datorită presiunii foarte mari, mineralele trec la o structură mai compactă, cu coordinare superioară. Cele mai importante sunt transformările olivinei și piroxenului:

olivina → y spinel (ringwoodit) → b spinel;

piroxenul → granat (mineral numit majorit).

Până la 1500 km, (limita manta superioară\ manta inferioară), tendința de compactizare se accentuează și silicații îmbracă structuri tot mai compacte asemănătoare ilmenitului, perowschitului, corindonului etc..

Mantaua inferioară (D) – silicații sunt instabili și se descompun în oxizi fundamentali (SiO_2 , MgO , FeO etc.) cu structuri foarte dense

După Clark și Ringwood (1967) acești oxizi alcătuiesc o unică fază solidă, mixtă, fază imposibilă la presiuni mici. Datorită acestui fapt, din punct de vedere mineralogic, mantaua inferioară este destul de omogenă.

La limita manta/nucleu, din cauza presiunii foarte mari există un material foarte dens, cu punct de topire mai coborât și conductibilitate electrică relativ mare. Datele indirecte sugerează că limita manta/nucleu corespunde unei mari discontinuități chimice, deoarece în nucleu proporția de siliciu scade sub 30%, pe când de metale, Fe, Ni sunt mai mari de 75%.



3. PROPRIETĂȚI GENERALE ALE ROCILOR

ROCILE sunt sisteme naturale alcătuite din faze minerale solide de regulă cristaline, fiind reprezentate prin indivizi cristalini (granule). Neînsemnate sub aspect “cantitativ”, în spațiu intergranular apare frecvent și o fază fluidă (faza gazoasă și/sau respectiv faza lichidă).

Fazele solide sunt de fapt mineralele constitutive ale rocilor care pot fi pure (monocomponente) sau mixte (policomponente). Fazele pure sunt rare, ca de exemplu cuarțul, calcitul etc.. Cele mixte sunt mult mai frecvente, ca de exemplu feldspatul plagioclaz (alcătuit din albit și anortit), feldspatul alcalin (alcătuit din feldspat sodic și feldspat potasic) etc..

În funcție de faza solidă există roci:

- monominerale, ex: marmura calcitică, cuarțitul, piroxenitul;
- biminerale;
- triminerale, etc..

Rocile predominante sunt poliminerale și ele pot fi considerate sisteme minerale etereogene.



Riolit (cuart porfiric)

4. CLASIFICAREA GENETICĂ A ROCILOR

În decursul timpului au fost propuse diverse criterii de clasificare. De subliniat că una este clasificarea rocilor și o alta este clasificarea corpurilor petrografice. Prima dintre ele este problema petrologilor, iar cea de a doua este de domeniul geologiei structurale.

Rocile pot fi clasificate după criteriile genezei, compoziției (chimică sau mineralogică), structură/textură petrografică. Corpurile petrografice pot fi clasificate după forme, dimensiuni, poziția față de suprafața crustei etc.. De aici provin termeni precum „neck”, „strat”, „sill”, „dyke”, „facolit”, „abisic”, „hiperabisic”, „stratovulcan” etc..

SISTEMATICA ROCILOR MAGMATICE

Se cunosc peste 1000 de denumiri de roci magmatice, dar multe dintre ele sunt sinonime. Numarul real al varietăților petrografice este de câteva sute. Gruparea acestor roci în clase, familii etc., se poate face în mai multe moduri, funcție de criteriile care se iau în considerație. În ceea ce ne privește, ne vom rezuma doar la câteva dintre ele, în scopul înțelegerii facile a principalelor familii de roci care vor fi descrise ulterior.

4.1. Familii de roci magmatice

Clasificarea rocilor magmatice a suscitat interes nu numai din partea geologilor, ci și din partea altor cercetători cu domenii relativ apropiate (chimiști, fizicieni). În general, după criteriul structural și al formei de zăcământ, este comod și în același timp practic (conform subcomisiei de sistematică a rocilor magmatice - IUGS, 1972) să separăm:

- I. Roci plutonice (faneritice), consolidate relativ lent (în zeci poate chiar sute de milioane de ani), la adâncimi mari și foarte mari.
- II. Roci vulcanice (afanitice), consolidate relativ rapid, la suprafață sau în apropierea ei, cu structuri hipocristaline sau vitroase, după caz.

Din rațiuni pur practice, criteriul mineralogic a fost considerat cel mai aproape de adevăr. Conform acestui criteriu, se iau în considerare proporțiile mineralelor felsice (L) și / sau mafice (M).

Comisia internațională de sistematică a rocilor magmatice (IUGS) a convenit ca definirea și clasificarea rocilor plutonice să fie făcută exclusiv pe criterii mineralogice, adică pe compoziția mineralogică reală (modală) exprimată în procente volumetrice. Esențiale pentru clasificare, sunt următoarele grupe de minerale:

Q - cuarț, tridimit, cristobalit;	Minerale	leucocrate
A -feldspați alcalini;		
P -feldspați plagioclazi;		
F -feldspatoizi sau foide;		
Ol -olivine;	Minerale	melanocrate
Px - piroxeni;		
Amf -amfiboli;		
Mi -mice (biotit, flogopit);		

Rocile care au $M > 90\%$ constituie familia rocilor ultramafice (ultramafite). Toate celelalte familii de roci în care $M < 90\%$, se clasifică în funcție de L, făcându-se abstracție de M. Aceste proporții au fost reprezentate grafic în triunghiuri echilaterale, echivalente (știindu-se incompatibilitatea grupului silicei - Q cu cel al foidelor - F). În final a rezultat clasificarea lui Streckeisen, 1972 - **fig. 3a**.

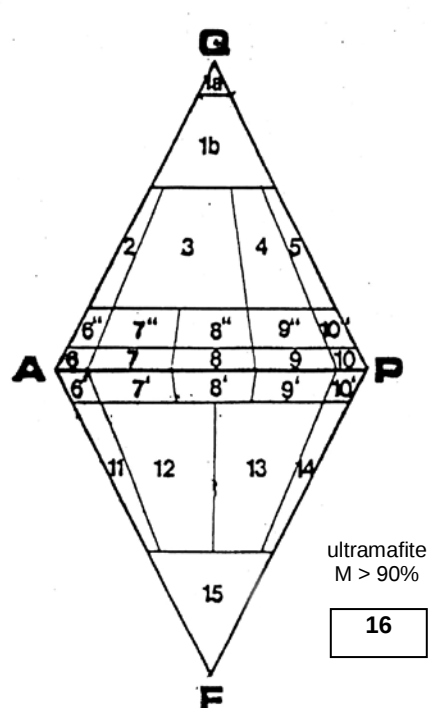
Pentru rocile efuzive (afanitice), prezența sticlei și a microlitelor, face uneori imposibilă aprecierea cantitativă sau semicantitativă a principalelor grupe de minerale, enumerate mai sus. De aceea, pentru aceste tipuri de roci, încă nu s-a căzut de acord asupra unui criteriu unic de sistematizare. Mulți petrografi le-au clasificat pe bază de chimism, adică pe baza compoziției mineralogice normate. Din rațiuni practice, rocile vulcanice au fost clasificate tot pe criteriu mineralogic. Clasificarea a fost propusă de același Streckeisen (**fig. 3a**). Este adevărat că, la unele roci cu grad de cristalizare scăzut, nu se mai poate folosi compoziția mineralogică reală, însă se poate utiliza compoziția mineralogică normată (dedusă din chimism).

Fiecărui câmp din cele două triunghiuri echivalente, îi corespunde o familie de roci plutonice și o alta de roci vulcanice, echivalente. Prin urmare, fiecare tip de rocă plutonică de adâncime are un corespondent la suprafață, o anumită rocă vulcanică. Aceste roci sunt identice numai din punct de vedere al compoziției mineralogice, nu și din cel de formare și prin urmare, structural sau textural. Spre exemplu, unui granit din căsuța **3**, îi corespunde la suprafață un riolit, tot din căsuța **3**, dar din triunghiul echivalent rocilor vulcanice, ș.a.m.d.. Singura deosebire între cele două romburi sunt căsuțele **1a** și respectiv **1b**, care în cazul rocilor vulcanice nu are echivalent. Prin urmare, în triunghiul rocilor efuzive apare numai căsuța **1**.

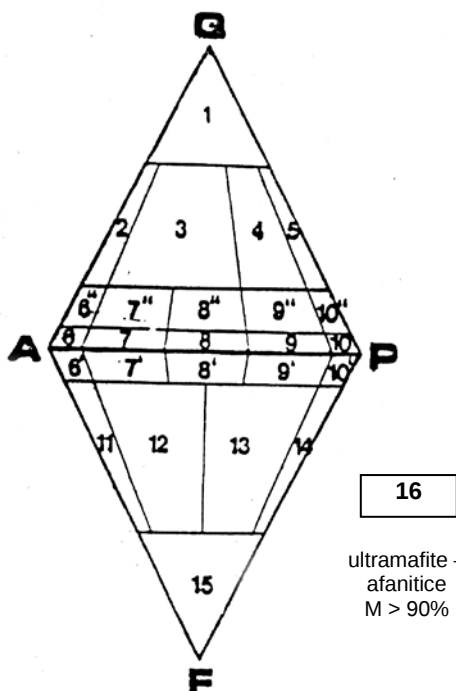
Pe suprafața globului terestru se întâlnesc trei tipuri distincte de roci: **magmatice, sedimentare și metamorfice**. Ele diferă între ele prin modul de formare (geneză), modul de ocurență, compoziție chimică și mineralogică, aspecte structurale și texturale, etc..

În ceea ce ne privește, pentru această parte ne vom ocupa numai de rocile magmatice.

Fig. 3a. Clasificarea generală și nomenclatura rocilor vulcanice - Streckeisen (după recomandarea I.U.G.S., Subcom. Sys. Ing. R., 1972)



- 1a. cuarțolite
- 1b. granitoide bogate în cuarț
2. granite alcali-feldspatice
3. granite
4. granodiorite
5. tonalite
- 6". sienite alcali-feldspatice
- 6'. sienite alcalifeldspatice cu foide
- 7". sienite cuarțifere
- 7'. sienite cu foide
- 8". monzonite cuarțifere
- 8'. monzonite cu foide
- 9". Monzodiorite și monzogabbrouri cuarțifere
- 9'. monzodiorite și monzo-gabbrouri cu foide
- 10". anortozite, gabbrouri și diorite cuarțifere
- 10'. anortozite, gabbrouri și diorite cu foide
6. sienite alcali-feldspatice
7. sienite
8. monzonite
9. monzodiorite și monzogabbrouri
10. anortozite, gabbrouri și diorite
11. sienite foidice
12. monzosienite foidice
13. monzodiorite și monzogabbrouri foidice
14. diorite și gabbrouri foidice
15. foidolite



1. nu se cunosc
2. riolite alcali-feldspatice
3. riolite
4. dacite
5. plagio-dacite
- 6". trahite alcaline cu foide
- 6'. trahite alcaline cuarțifere
- 7". trahite cuarțifere
- 7'. trahite cu foide
- 8". latite cuarțifere
- 8'. latite cu foide
- 9". latibazalte cuarțifere
- 9'. latibazalte și latiandezite cu foide
- 10". bazalte și andezite cuarțifere
- 10'. bazalte și andezite cuarțifere cu foide
6. trahite alcaline
7. trahite
8. latite
9. latibazalte și latiandezite (M>40% - M<40%)
10. bazalte și andezite (M>40% - M<40%)
11. fonolite
12. tefrifonolite
13. fonotefrite
14. tefrite
15. foidite afanitice



Autoevaluare (întrebări)

1. De unde provin date privind structura internă a Pământului ?
2. Descrieți pe scurt structura internă a Pământului ?
3. De unde poate fi dedusă compoziția chimică și mineralogică a Pământului?
4. De câte feluri sunt meteoriții ? Câteva detalii.
5. Definiți roca.
6. Care sunt principalele proprietăți ale rocilor?
7. Câte tipuri de roci magmatice cunoașteți?
8. Care este criteriul cel mai practic de clasificare a rocilor magmatice?
9. Ce îi corespunde unei roci plutonice de adâncime, la suprafață?
10. Care sunt asemănările și care sunt deosebirile între ele?



Referințe bibliografice

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

Popescu V., Tevi G. –2000 - Petrografie (curs), editia a III a, revizuită și adăugită, *Editura Ecologică*, București.

Popescu, V., – 2004 - Geologie generală, *Editura Pământul*, Pitești.

Popescu, V., – 2009, Petrografie, parte electronică.

Rădulescu D. - 1981 - Petrologie magmatică și metamorfică, *Editura didactică și pedagogică*, București.

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

Curs nr. 5

Obiectivele lecției:

- Magme
- Procese magmatice

Conținut:

- Compoziția și proprietățile magmelor
- Consolidarea magmelor
- Diferențierea magmelor



1. Proprietățile și compoziția magmelor

Atât scoarța cât și partea superioară a mantalei sunt sediul formării de mase silicatice fierbinți, mobile, alcătuind soluții, de regulă sisteme heterogene, cu o participare variabilă a componentelor cristalizate - MAGME. Magma în sine reprezintă o topitură de silicați.

1.1. Compoziția magmelor



Într-o magmă eterogenă pot coexista trei faze:

- fază lichidă (dominantă);
- fază solidă (cristale aparținând diverselor specii minerale);
- fază gazoasă (uneori).

Faza lichidă: este de regulă o topitură de silicați și ea este aceea care imprimă magmei proprietăți specifice. În linii mari, topitura are o compoziție ionică, având cationi (Ca^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , etc.) și anioni de tipul $[\text{SiO}_4]^{4-}$ și $[\text{AlO}_4]^{3-}$. Tetraedrii anionici se leagă probabil unii de alții prin colțurile de oxigen, formând rețele uni-, bi-, tridimensionale, mult mai neregulate decât cele din silicații cristalini. Aceste fenomene de asociere (polimerizare) sunt influențate de temperatură și de felul cationilor. Exprimați sub

formă de oxizi, componenții majori ai topiturii de silicați sunt: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO , Na_2O , K_2O . Componentul SiO_2 (silicea) este cel mai important, oscilând între cca. 38-70 % din greutatea totală a magmei. Magmele bogate în SiO_2 (>65 %) sunt numite *acide*, cele sărace în SiO_2 (<41 %) sunt numite *bazice*, iar cele cu SiO_2 cuprins între 41 și 65 %, *intermediare* sau *neutre*.

Faza gazoasă (volatilă): topitura de silicați poate conține, în stare dizolvată, diverse substanțe volatile (adică acele substanțe care la temperaturile înalte ale magmelor și la presiuni mici se găsesc în stare gazoasă) : H_2O , CO_2 , HCl , HF , SO_2 , H_2S , H_2BO_3 , etc..

Faza gazoasă, prezentă uneori în magmă, se datorește separării din topitură a substanțelor volatile. Cauzele acestei separări sunt numeroase, dar două dintre ele par a fi cele mai eficiente: micșorarea presiunii și micșorarea cantității relative a topiturii, ca urmare a cristalizării.

Sub aspectul aportului și implicațiilor petrogenetice, H_2O are rolul cel mai important. Conținutul maxim de apă în magmă este de aproximativ 10% din greutate. Aceasta înseamnă 60% din volumul topiturii (volumul molar al apei este mult mai mare decât volumul molar al componenților nevolatili).

Variațiile de temperatură și presiune contribuie la individualizarea unei faze gazoase în cadrul sistemului complex, care este magma. De aceea, putem considera că simpla prezența a substanțelor volatile în topitura de silicați, nu presupune neapărat și existența unei faze gazoase.

1.2. Vâscozitatea

Aceasta este foarte importantă, pentru că de ea depinde viteza de deplasare și viteza de cristalizare a magmei. Astfel viteza de curgere a magmei este invers proporțională cu vâscozitatea.

Empiric, s-a stabilit că la magme vâscozitatea crește odată cu creșterea SiO_2 și pierderea de fază gazoasă. Creșterea de SiO_2 duce la creșterea capacității de polimerizare a $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Același rol îl joacă și $[\text{AlO}_4]^{3-}$.

Alți factori care influențează vâscozitatea sunt temperatura, presiunea și conținutul în apă. Astfel vâscozitatea scade odată cu temperatura și presiunea.

De asemenea η scade sensibil cu conținutul în apă, deoarece prezența apei împiedică procesul de polimerizare a $[\text{SiO}_4]^{4-}$ respectiv $[\text{AlO}_4]^{3-}$.

1.3. Temperatura

Temperatura poate fi determinată prin:

- a. măsurători directe cu termometre speciale, efectuată pe lavele din vulcani (procedeul este foarte periculos).
- b. determinarea TT (temperatura de topire): în plus, determinarea experimentală a temperaturii de topire a rocilor magmatice este de asemenea periculos. În contact cu aerul, lavele se oxidează, ducând la o creștere a temperaturii față de valoarea la care magma vine din profunzime.

În general se admite că, în adâncime, la presiuni mari, datorită conținutului mai mare de apă (și alte volatile), temperatura magmei poate coborî foarte mult. Cel mai bun exemplu este magma granitică în prezența apei. Lava descrește temperatura până la 600°C ; magma gabbroică, tot în prezența apei, descrește până la 650°C .

Răcirile foarte rapide (probabil doar în cazul lavelor), consolidează. Lichidul neomagmatic sub formă de sticlă se numește vitrificare. Răcirile lente transformă lichidul magmatic în cristale, proces numit consolidare prin cristalizare sau simplu „cristalizare magmatică”.

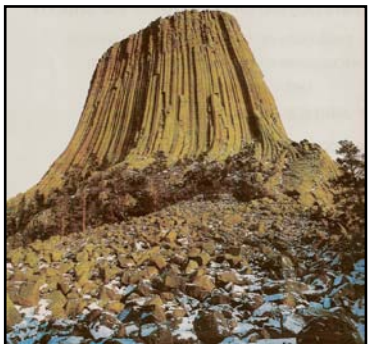
Temperaturile maxime ale magmei din zonele adânci, nu se cunosc. Probabil că ele nu depășesc decât în mod excepțional temperaturile liquidus ale rocilor magmatice obișnuite - (*Temperatura liquidus este temperatura minimă la care dispare, prin topire, ultima fază solidă din rocă*).

Ex: temperaturile liquidus ale peridotitelor și bazaltelor (fără apă) sunt de aproximativ 1700° - 1900°C . Acestea ar putea fi cele mai înalte temperaturi posibile în magmele terestre.



2. PROCESE MAGMATICE

Totalitatea transformărilor fizice și chimice suferite de magmă constituie *procese magmatice*. Cele mai importante sunt consolidarea (cristalizarea) magmei și diferențierea magmatică.



2.1. CONSOLIDAREA MAGMELOR

Consolidarea este procesul prin care faza lichidă trece în faza solidă (cristalină sau amorfă, necristalizată), cauza principală fiind răcirea magmei. Consolidarea prin cristalizare este un proces complicat, care derivă din natura policomponentă, în regimul unei răciri lente. Componentii minerali cristalizează cel mai adesea succesiv și pe un interval termic larg, uneori de câteva sute de grade. Succesiunea cristalizării mineralelor diferă de la caz la caz, fiind dependentă de temperaturile de topire ale componentilor în stare pură și de proporțiile acestora în topitură.

Prin consolidarea integrală a magmei, rezultă o masă solidă (formată numai din cristale sau din cristale și sticlă), care reprezintă *roca magmatică*. În paralel cu ea, prin consolidare, din topitura magmatică se separă, aproape întotdeauna, o fază fluidă, formată predominant din substanțe volatile dizolvate în magmă. Această fază este principalul agent care intervine în evoluția ulterioară a sistemului magmatic.

Cauza și tendința cristalizării.

Așa cum am arătat mai sus, cristalizarea este procesul de trecere a fazei lichide în faza cristalină (solidă). Cele mai frecvente cauze sunt:

- **răcirea** sistemului magmatic;
- **pierderea** (parțială) a fazei volatile.

Consolidarea magmelor se poate realiza în două forme:

- apariția de cristale → roci plutonice (structură holocristalină);
- apariția sticlei → sticle vulcanice.

În principiu, cristalizarea este inversul fenomenului de anatexie (topire parțială). El se desfășoară pe un interval termic ΔT și respectiv baric ΔP , a cărui mărime depinde de compoziția magmei. În acest interval, o fază solidă coexistă cu o fază lichidă, procesul evoluând spre creșterea treptată a fazei solide (invers față de anatexie). În mod esențial, într-un sistem închis, cristalizarea ar trebui să reproducă etapele anatexiei, dar în sens invers. Există însă unele abateri, care derivă din două situații (împrejurări):

1. viteza procesului direct - în sensul creșterii temperaturii - este mult mai rapidă decât viteza procesului invers ($V_{pd} > V_{pi}$). De aici rezultă că metastabilă de mare

amplitudine este greu de realizat, pe când suprarăcirea se realizează cu ușurință. Ex: în cazul magmelor relativ vâscoase, la răcirea rapidă, există posibilitatea conservării stării topite, ca stare metastabilă, până la temperaturi normale. Dimpotrivă, supraîncălzirea fazelor solide și conservarea lor ca faze metastabile în domeniul de stabilitate a topiturilor, nu se realizează nici la cele mai rapide încălziri. Consecința acestei asimetrii cinetice este că procesul de cristalizare poate continua chiar și în domeniul subsolidus (adică sub condițiile indicate de curba solidus) putând să apară faze solide metastabile efectiv noi: sticla vulcanică, tridimit, cristobalit, leucit pseudocubic, adică faze care n-au existat în roca inițială supusă anatexiei;

2. a doua situație provine din condiția geologică a magmei. În deplasarea spre locul de consolidare, magma se poate contamina. În plus, este posibilă separarea fazei solide de cea lichidă și prin urmare etapele cristalizării nu pot fi aceleași cu cele ale anatexiei.

Cunoașterea în detaliu a procesului (etapelor) de cristalizare nu este posibilă. Totuși, din observațiile directe și experimente se pot detașa câteva tendințe generale:

a. în magmele bazice la presiune joasă, primele minerale care cristalizează sunt: olivina, spinelii, plagioclazii calcici, feldspații alcalini, feldspatoizii, plagioclazii acizi, cuarțul, miclele (ultimele);

b. toate mineralele mixte (olivina, piroxenii, plagioclazii) își schimbă chimismul ca urmare a interacțiunii dintre cristale și topitură. În cazul cristalizării rapide, apar fazele de cristale zonate;

c. unele minerale care cristalizează în stadiile inițiale devin instabile în fazele târzii, reacționând cu magma și ducând la formarea unor minerale noi, ca de exemplu:

- olivina trece în piroxeni (reacții de incongruență, cu degajare de căldură);
- leucitul trece în feldspat potasic (reacții de incongruență, cu degajare de căldură);
- piroxenii trec în hornblende;
- hornblendele trec în biotit.

d. mineralele hidroxilite (bogate în volatile) cristalizează în etapele finale ale procesului, ca urmare a creșterii presiunii parțiale a substanțelor volatile.

Viteza de cristalizare - V_c

Viteza de cristalizare (V_c) este masa cristalină formată într-un cm^3 de lichid în unitatea de timp și are ca unitate de măsură $[\text{g}/\text{cm}^3\text{s}]$. Ea este controlată de doi factori:

1. viteza de formare a germenilor cristalini. V_{fgc} reprezintă numărul de germeni format într-un cm^3 de lichid într-o secundă (**v_{fgc}**).
2. viteza de creștere a cristalelor = **v_{cc}** . Ea reprezintă viteza de creștere a volumului cristalelor.

Ambele viteze sunt dependente de gradul de subrăcire a topiturii. Creșterea gradului de subrăcire determină creșterea **v_{fgc}** și a **v_{cc}** . Creșterea vâscozității duce la scăderea **v_{fgc}** și a **v_{cc}** . **V_{fgc}** și **v_{cc}** ating maximum la anumite valori pentru ΔT , ele diferind de la un mineral la altul. Prin urmare, viteza de cristalizare este o funcție extrem de variabilă, deoarece și viteza de răcire a magmei este condiționată de:

- gradientii termici la contactul magmă / mediu ambiant;
- masa corpului;
- conductivitatea termică a mediului și a magmei;
- mărimea efectelor calorice care însoțesc cristalizarea, factori greu de apreciat în condiții geologice date.



2.2. DIFERENȚIEREA MAGMELOR

Diferențierea magmelor reprezintă procesul prin care, dintr-o magmă inițială rezultă fie mai multe magme de compoziții diferite, fie mai multe roci cu niște compoziții diferite. Mecanismele de diferențierea a magmelor, cu implicații petrogenetice sunt în număr mai mare. Totuși, două dintre ele sunt mai eficiente.

1. Licuația magmelor.

Licuația este un proces care afectează numai faza lichidă a magmei și constă în separarea (segregarea) a două lichide dintr-un singur lichid omogen, ca urmare a variațiilor de temperatură și/sau chimism. Prin urmare, dintr-un lichid (bi- sau policomponent) inițial omogen, prin variații termice sau barice rezultă două sau mai multe lichide, cu chimism și densități diferite, care dau minerale și roci diferite. Acest proces de dezamestec al lichidului

omogen se numește *licuație*. Datorită diferențelor de densitate, aceste lichide se supraetajază, sau dacă apar în cantități mai mici, ele tind să se strângă sub formă de sfere.

Licuația trebuie înțeleasă ca fiind un proces care începe prin formarea de simple picături cu compoziție deosebită într-o magmă omogenă, care se dezvoltă, producând o emulsie, ajungându-se să se formeze magme separate.

Topiturile de silicați “uscate” (fără H_2O) ale rocilor naturale care conțin alcalii, probabil nu manifestă licuație la temperaturi obișnuite, magmatice. La topiturile “umede” (cu H_2O , CO_2), licuația acționează în unele intervale chimice și termice limitate.

Magmele cu sulfuri metalice sunt cele mai predispuse la procesul de licuație. Prin licuație, topiturile de sulfuri se separă relativ ușor de topitura de silicați și este posibil ca masele de sulfuri, care însoțesc gabbrourele și ultramafitele să se fi format pe această cale.

2. Diferențierea prin cristalizare.

Diferențierea prin cristalizare este calea cea mai eficientă de proliferare a magmelor secundare. Corpurile magmatice pot sta în intervalul de cristalizare sute și mii de ani, timp în care are loc o separare a fazei solide de cea lichidă (Darwin a intuit-o la mijlocul secolului trecut). Mecanismul cel mai posibil, sugerat de Darwin, este separarea gravitațională și respectiv flotarea mineralelor felsice, adică a celor leucocrate (**fig. 20 – planșa V**).

Ex: din topituri bazaltice, cristalele de olivină cad cu câțiva cm/min, viteză suficientă pentru a contribui la formarea corpurilor de dunit, în timp îndelungat, în părțile centrale ale masivelor gabbroice.

O altă posibilă cale de separare (concentrată) a cristalelor în magmă este prin intermediul curenților turbulenți. În acest mod s-ar putea forma cuiburile de cristale melanocrate cu forme neregulate, desemnate sub termenul de șlire (**fig. 21 – planșa V**). Un exemplu îl pot constitui șlirele de magnetit din gabbrouri, șlirele de cromit, illmenit din anortozite.

O a treia cale de separare a cristalelor ar putea fi filtrarea sub presiune. În urma presiunii tectonice, faza lichidă se elimină prin “stoarcere”, (**fig. 22**).

Mulți petrologi consideră că, din magmele bazaltice, datorită diferențierii prin cristalizare, pot rezulta foarte multe tipuri fundamentale de roci magmatice, ca de exemplu dunit, peridotite, piroxenite, granite, diorite, sienite, riolite, trahite, andezite etc..

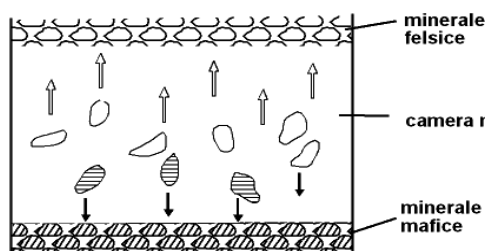


Fig. 20 - Separarea gravitațională și flotarea mineralelor felsice
(V. Popescu, 1993)

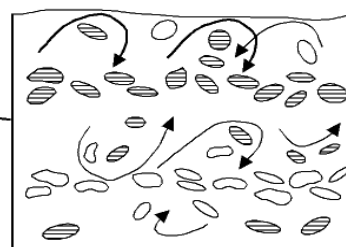


Fig. 21 - Mișcarea mineralelor sub acțiunea curenților turbulenți
(V. Popescu, 1993)

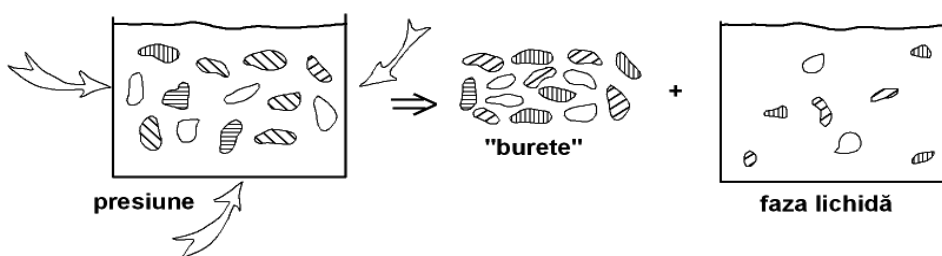
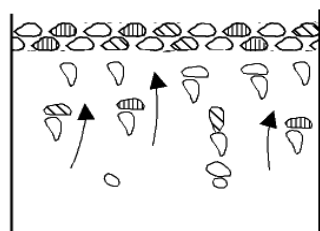
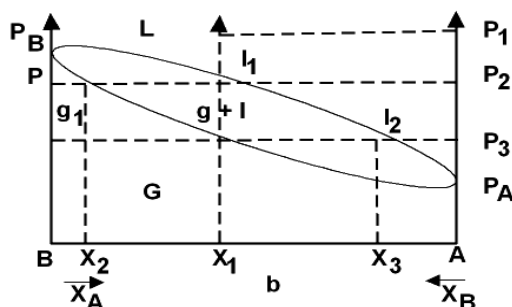


Fig. 22 - Filtrarea sub presiune în camera magmatică



a



b

Fig. 23 - a) Migrarea ascensională a componentelor volatili spre partea superioară a camerei magmatice.

b) Schema de evaporare izotermă a unui lichid binar format dintr-un component A greu volatil și un component B ușor volatil ca urmare a scăderii presiunii.

P_A, P_B = presiuni de evaporare a componentelor A, B în stare pură

L = faza lichidă

G = faza gazoasă

X_A = component A, compoziție X

3. Diferențierea prin transfer în stare gazoasă.

Deși nu este extrem de eficient și important, acest proces se numără printre mecanismele de diferențiere magmatică. Procesul se desfășoară la adâncimi mici, adică acolo unde condițiile de presiune permit separarea și migrarea ascensională a

compușilor volatili. Aceștia migrează spre partea superioară a camerei magmatice, antrenând cu ei și alți compuși ai sistemului, pe care îi concentrează în partea superioară. Acest fenomen se explică astfel: solubilitatea gazelor este direct proporțională cu presiunea. De aici se deduce că magmele umede, în drumul lor ascensional la suprafață, datorită scăderii presiunii, eliberează o parte din compușii volatili. Mecanismul este ilustrat schematic în diagrama din **figura 23 a,b – planșa V**, care reprezintă schema de evaporare izotermă a unui lichid binar, format dintr-un component A greu volatil și un component B ușor volatil, ca urmare a scăderii presiunii. La P_1 , sistemul binar cu compoziția x_1 este complet lichid. La P_2 , se separă faza gazoasă $= g_1$, de compoziție x_2 . Masa gazoasă este și ea mixtă, dar spre deosebire de l_1 (lichidul) din care se separă, este mai bogată în componentul ușor volatil. Lichidul își schimbă treptat compoziția, datorită sărăcirii în componentul B. La P_3 , faza lichidă capătă compoziția x_3 , iar faza gazoasă capătă compoziția x_1 . La P_2 , faza gazoasă este infimă. La P_3 , faza lichidă dispare (lichidul fiind complet evaporat).

Din acest model simplu se pot trage două concluzii:

1. la temperatură constantă, evaporarea unui lichid policomponent se face pe un interval de presiune (interval baric). Acest interval baric, se mărește odată cu creșterea numărului compușilor și cu diferența $P_B - P_A$, unde P_B = presiunea de vaporizare izotermă a compușilor ușor volatili, iar P_A = presiunea de vaporizare izotermă a compușilor greu volatili;
2. faza gazoasă nu este formată exclusiv din compuși ușor volatili (H_2O , CO_2 , H_2S , HCl , HF). Ea conține și compuși greu volatili (K_2O , Na_2O , Al_2O_3 , MgO).

După opinia unor autori, aceste “gaze” se acumulează în părțile superioare ale camerelor magmatice, antrenând compușii greu volatili ai magmelor. Se realizează astfel un transfer de substanță în stare gazoasă, care poate genera o diferențiere magmatică.

2.3. Procese postmagmatice

După *consolidare*, în sistemul magmatic rămân două părți cu proprietăți fizice net deosebite: a) partea solidă, reprezentată prin rocile magmatice; b) partea fluidă formată în principal din apă și celelalte substanțe volatile. Prin răcirea treptată, cele două părți suferă transformări specifice, denumite *procese postmagmatice*. Dacă apa se găsește în condiții

supracritice, transformările se numesc pneumatolitice, iar dacă apa se află sub punctul critic, transformările se numesc hidrotermale. Este de adăugat că punctul critic al apei pure este definit de temperatura $T = 334^{\circ}\text{C}$ și presiunea 218 atm. Aceste valori cresc dacă apa conține și alți componenți în stare dizolvată. La sistemele închise, procesele postmagmatice constau mai ales într-o continuă reacție chimică între roca solidă și substanțele volatile. Din aceste reacții, consecință este înlocuirea mineralelor magmatice primare cu altele secundare (carbonați, sulfati etc.). Acest proces poartă denumirea de autometamorfism.

La sistemele deschise, fluidele substanțelor volatile părăsesc camera magmatică, pătrunzând pe fracturi și prin sistemele de pori ale rocilor înconjurătoare, ajungând uneori până la suprafața scoarței. Aceste fluide sunt de cele mai multe ori soluții apoase, cu numeroși componenți, aduși din magmă sau asimilați din rocile înconjurătoare și pe care pot să-I depună în diverse condiții geologice. Precipitățile care au loc în condițiile apei supracritice se numesc depuneri-pegmatit – pneumatolitice, iar cele care au loc în domeniul subcritic al apei se numesc depuneri hidrotermale.



Autoevaluare (întrebări)

1. Ce înțelegeți prin magmă?
2. Câte faze cuprinde o magmă? Detaiați.
3. Ce înțelegeți prin procese magmatice?
4. Ce știți despre consolidarea magmelor?
5. Care sunt cele mai eficiente mecanisme de diferențiere a magmelor?
6. Explicați diferențierea prin cristalizare.
7. Explicați diferențierea prin transfer în stare gazoasă.
8. Ce știți despre procesele postmagmatice?



Referințe bibliografice

Popescu, V., – 2004 - Geologie generală, *Editura Pământul*, Pitești.

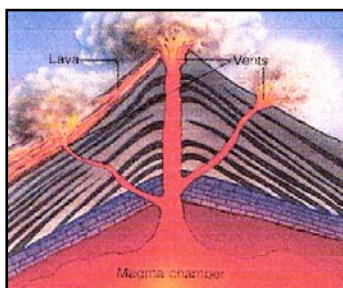
Popescu, V., – 2009, Petrografie, parte electronică.

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

Curs nr. 6

Conținut:

- Migrarea magmelor
- Asimilarea magmatică
- Originea magmelor
- Anatexia
- Condițiile geologice ale formării magmelor primare



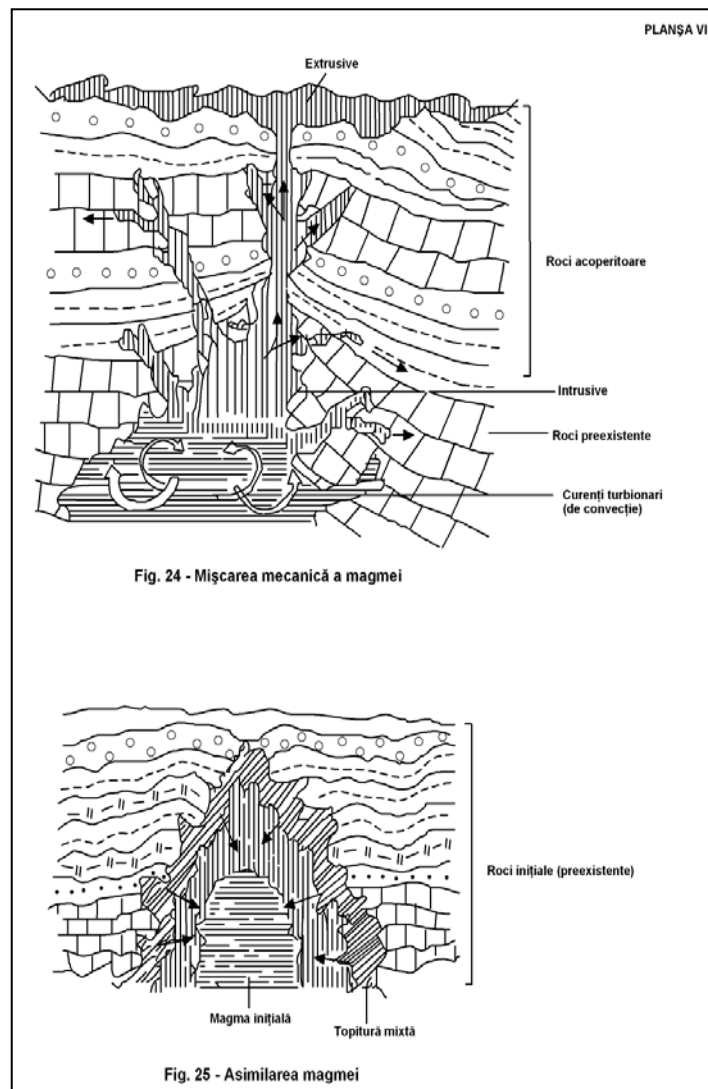
1. MIGRAREA MAGMELOR

În stadiile inițiale de formare ale magmelor (prin anatexie – topire parțială), faza lichidă este mult subordonată fazei solide. Faza lichidă este ca o peliculă intergranulară, legată prin aderență de granulele fazei solide. Abia când se depășește o anumită proporție (raport), începe fenomenul de segregare a magmelor (topiturii). În acest proces, un rol foarte important îl joacă diferențierea gravitațională (duce la segragarea pe verticală a topiturii față de partea solidă care se numește “restit” anatectic).

Dacă în timpul acestei diferențieri gravitaționale, centrul de greutate al corpului magmatic rămâne pe loc, mișcarea mecanică se localizează exclusiv în interiorul camerei magmatice, fiind o mișcare relativă a fazelor constituente.

Dacă centrul de greutate se deplasează, se realizează o intruziune (dacă ea se realizează în spațiile deja ocupate cu rocile solide) sau extruziune, dacă masa magmatică iese la suprafață (**fig. 24 – planșa VI**). Forța motrice a deplasării o constituie diferența dintre densitatea medie a magmei și densitatea medie a rocilor ambiante. Magma tinde să migreze la suprafață pentru a restabili echilibrul gravitațional. Forța motrice a ascensiunii dispare numai acolo unde magma întâlnește mediul cu densitate mai mică decât propria sa densitate.

Se cunosc cazuri când o magmă bazaltică a parcurs 100 km pe verticală, într-un interval de timp relativ scurt. Când forța motrice a ascensiunii este mai mică decât forța de frecare (de rezistență), deplasarea nu se mai produce.



În zonele adânci din manta și scoarță, unde presiunile se comportă hidrostatic, aceasta este singura cauză care determină mișcarea pe verticală a magmelor. Cauza ultimă a mișcării mecanice spre suprafață rămâne diferența densităților.

Nu este exclus ca, la scară mare, rocile din jurul corpului magmatic să sufere o deformare plastică, “curgând” invers față de sensul de mișcare a magmei, pentru compensarea maselor. Mecanismul mai eficient este dezlipirea rocilor din acoperiș și afundarea lor spre bazinul magmatic, fenomen cunoscut sub denumirea de “stopping”.

2. ASIMILAREA MAGMATICĂ

Asimilarea este procesul de dizolvare în lichidul magmatic a substanței din mediul cu care magma vine în contact. În mod curent, acest mediu îl reprezintă rocile înconjurătoare. Acestea suferă o topire parțială sau totală. Topitura rezultată intra în compoziția magmei inițiale, căreia îi schimbă chimismul (**fig. 25 – planșa VI**), proces numit și contaminare chimică.

Pentru asimilare prin topire, sunt necesare două condiții:

1. temperatura solidus a rocii să fie mai mică decât temperatura magmei. Acest lucru este îndeplinit în cazul în care avem de-a face cu magme “alohtone” (migrate), unde există un dezechilibru termic între magmă și mediul înconjurător;
2. temperatura magmei să fie superioară propriei sale temperaturi solidus. Este absolut necesar acest lucru, pentru că topirea rocilor înconjurătoare este un proces endoterm (cu consum de energie calorică).

Pornind de la ultima condiție, se pot trage câteva concluzii:

- magmele aflate la temperatura solidus nu pot asimila prin topire, pentru că orice asimilare cât de mică, determină deplasarea temperaturii sistemului magmatic în domeniul solidus;
- cantitatea de rocă asimilată este direct proporțională cu masa magmei și cu diferența $\Delta T = T_{\text{magma}} - T_{\text{solidus}}$. Astfel magmele bazaltice, supraîncălzite, asimilează ușor roci granitice și roci sedimentare alcătuite din cuarț, minerale argiloase, carbonați, dar nu pot asimila peridotite.

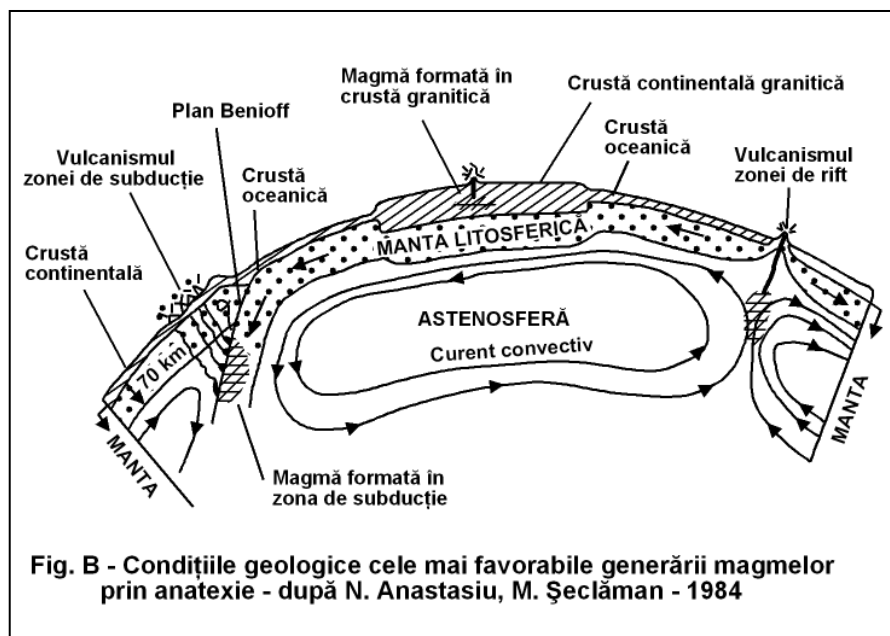
În schimb magmele granitice, situate foarte aproape de temperatura minimă posibilă a magmelor, asimilează foarte greu rocile cu care vin în contact.

Tot o asimilare este considerat și procesul de dizolvare în topitura magmatică a diverselor fluide (exemplu asimilarea apei din rocile “umedă” determinând micșorarea temperaturii solidus, implicând o creștere a capacității de asimilare a magmei).

3. ORIGINEA MAGMELOR

Cercetătorii au admis că magmele rezultă prin topirea parțială (rareori totală) a rocilor preexistente, în condiții geologice speciale. Procesul de topire parțială a rocilor se numește *anatexie*. Condițiile geologice care favorizează topirea (anatexia) rocilor solide sunt mai multe, dar cele mai frecvente sunt următoarele două:

1. afundarea rocilor la mari adâncimi, prin fenomenul geologic de *subducție*;
2. ascensiunea adiabatică a maselor de roci solide din zonele relativ adânci ale mantalei terestre spre suprafață. În felul acesta, rocile solide *fierbinți* ale mantalei trec de la presiuni mari (unde este stabilă starea solidă), la presiuni mai mici, unde este stabilă starea de topitură parțială. Fenomenul este posibil numai dacă masa solidă a mantalei este antrenată într-un curent convectiv, având loc pe ramura ascendentă a curentului de convecție. Alte cauze ale anatexiei, cum ar fi fricțiunile tectonice, dezintegrarea substanțelor radioactive, creșterea presiunii vaporilor de apă în sistemele solide deja "*fierbinți*", sunt de asemenea posibile, dar apar cu o mai mică frecvență în natură. Condițiile geologice cele mai favorabile generării magmelor sunt schematizate în **fig. B**.



Prin fenomenul de topire, se produce o scădere relativ mare a densității sistemului și prin urmare, formarea magmelor în mantaua și crusta terestră conduce frecvent la apariția unui dezechilibru gravitațional. În virtutea acestui fapt, masele magmatice tind să se

deplaseze spre suprafață, străpungând rocile crustei (fenomen numit *intruziune magmatică* – vezi capitolul urmator) sau ieșind până la suprafață, în condiții subaerene sau subvulcanice (fenomen numit *vulcanic* sau *efuziune* ori *extruziune magmatică*). Magmele ieșite la suprafață se numesc *lave*. Mecanismul și viteza ascensiunii magmelor diferă de la o condiție geologică la alta și de proprietățile magmelor. În principiu, se poate totuși spune că ascensiunea este mai rapidă la magmele cu vâscozitate mică (cele bazice) și în zonele afectate de fracturi puternice, cu mare extindere pe verticală.

4. ANATEXIA

Dacă o rocă poliminerală este adusă în domeniul T – P plasat între curbele solidus și liquidus, are loc un proces de topire parțială (anatexie).

Calitatea și proporția fazei topite este funcție, pe de o parte, de compoziția minerală a rocii afectată de anatexie, iar pe de altă parte, de gradul de anatexie (gradul de topire). Din aceeași rocă inițială, de exemplu dintr-un peridotit, funcție de gradul de topire, pot rezulta topituri magmatice acide (la grad scăzut de anatexie), neutre, respectiv andezitice (la un grad ceva mai avansat de topire) sau bazaltice (la un grad și mai avansat de topire parțială).

Din numeroase anatexii experimentale, executate pe diverse roci magmatice, sedimentare și metamorfice, s-a ajuns la concluzia că majoritatea rocilor care conțin SiO₂, alcalii, oxizi de aluminiu, formează în primul stadiu, o topitură granitică (cu chimism identic cu cel al granitelor alcali-feldspatice), rezultând în stadiile următoare, o compoziție din ce în ce mai bazică.

Indiferent de natura rocii, compoziția fazei lichide evoluează spre o bazicitate din ce în ce mai mare, pe măsură ce crește gradul de anatexie.

4. CONDIȚIILE GEOLOGICE ALE FORMĂRII MAGMELOR PRIMARE

Conform teoriei tectonicii globale, există trei zone de formare (generare) a magmelor:

- zona de rift (**fig. 28**);
- zona de subducție (planul Benioff) – **fig. 41**.
- zonele fierbinți din interiorul plăcilor tectonice (hotspot) -**fig. 36**.

Se admite existența unui cuplu de curenți de convecție ascendenți sub rift și descendenți sub zonele de subducție (**fig. B**). Prin urmare formarea magmelor în zonele de rift este determinată de depresurizarea rocilor din manta, ca urmare a ascensiunii, iar în zonele de subducție, de afundare a maselor de roci crustale și încălzirea acestora până la temperaturi de topire parțială.

Zonele de rift

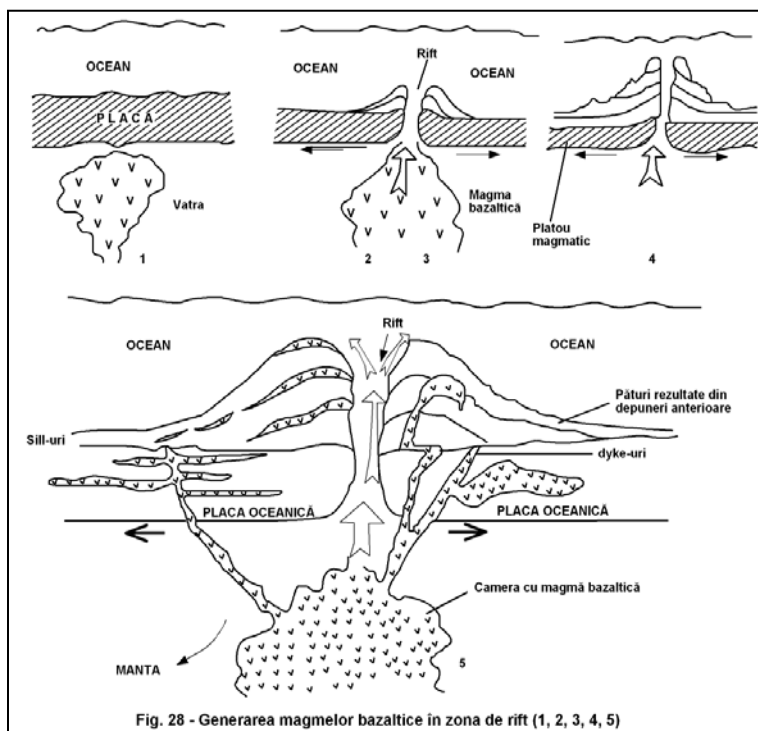


Fig. 28 - Generarea magmelor bazaltice în zona de rift (1, 2, 3, 4, 5)

MAGME BAZALTICE

Dacă se admite, formarea magmei bazaltice prin anatexie, roca inițială supusă topirii parțiale, trebuie să fie mai bazaltică decât bazaltul. Se admite totodată că roca inițială poate fi un pirolit (peridotit relativ bogat în Al + Na - adică, din punct de vedere chimic, trei părți peridotit + o parte bazalt).

La o adâncime de 100 km pirolitul este solid, fiind sub curba solidus. Prin ridicarea adiabatică (mișcarea corpului pe verticală este mai mare ca viteză de răcire a acestuia), se ajunge la adâncimea h_1 de 60 km, când pirolitul se topește parțial. La $h_2 = 45$ km, se individualizează o fază lichidă L_1 , cu o compoziție bazaltică (ceva mai acidă decât pirolitul) și un solid mai bazic. Prin urmare, adâncimea de generare a magmelor bazaltice

este adâncimea la care pirolitul (antrenat pe ramura ascendentă a curentului convectiv) se topește parțial sub zona de rift.

În esență, procesul constă în:

1. formarea unei topituri magmatice și acumularea ei într-o vatră, undeva sub crusta (fig. 28.1);

2. diferențierea și consolidarea, concomitent cu extruziunea, a unei părți din magma care va genere roci intruzive cumulate precum și injectarea magmei în dyke-uri cu compoziție variată datorită proceselor de diferențiere (fig. 28.5).

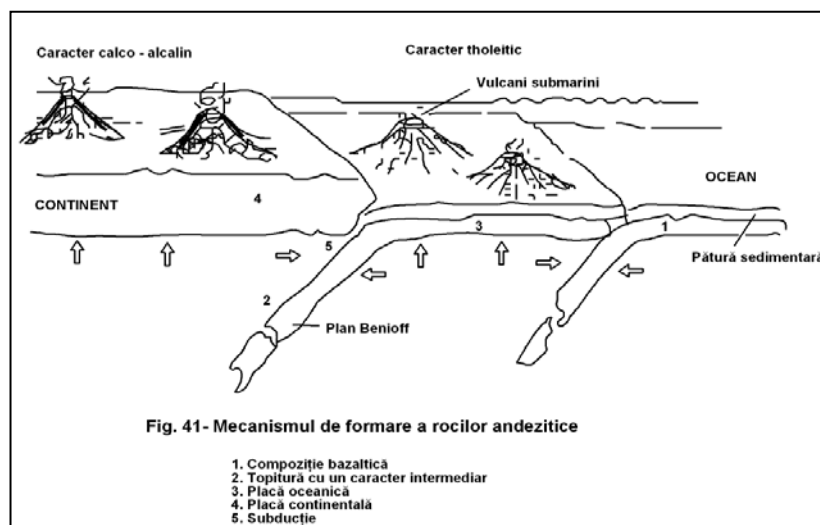
3. formarea unei falii normale datorită mișcării divergente a plăcilor, care sparg acoperișul subțire și casant al vetrei (fig. 28.2);

4. ieșirea pe fisuri a lavei care, deși fluidă, curge doar pe o mică distanță din cauza răcirii rapide determinată de temperatura coborâtă a apei oceanice (fig. 28.3);

5. acumularea și consolidarea curgerilor care edifică “munții”, care sunt apoi purtați lateral și încorporați pereților văii de rift, sau direct platoului somital (fig. 28.4);

După Bowen (1947), “magma bazaltică (primară) a pătruns sub formă de dyke-uri de mari dimensiuni și s-a revărsat la suprafață sub formă de curgeri mari. El se referă în schimb la bazaltele din zona de platou și nu la cele din zona riftului.

Zona de subducție (palnul Benioff)



1. În zonele de subducție sunt generate, în principal, magme neutre (andezitice). Ele au două interpretări:

a. anatexia crustei oceanice (bazice) subduse;

b. anatexia, la grad mai redus de topire parțială, a peridotitului fertil (pirolitic) situat în „pana de manta”, de deasupra planului Benioff.

În primul caz, topirea se datorează încălzirii rocilor bazice din crusta subdusă. În al doilea caz, topirea pirolitului se datorează scăderii temperaturii solidus, ca urmare a pătrunderii apei degajată din rocile metamorfice bazice și ultrabazice (roci clorit-epidotice, amfibolice, serpentinitice etc.), care-și continuă metamorfismul prograd, simultan cu afundarea.

2. Magmele granitice (riolitice), dacitice etc., pot de asemenea să apară, în cantități subordonate, fie prin diferențiere, fie prin topirea parțială a diverselor roci antrenate în subducție. NU și PLUTONII GRANITICI Precambrieni, chiar dacă aceștia se găsesc în catenele orogenice andine.

Zonele de subducție sunt cele în care are loc afundarea crustei oceanice, sau mai precis a litosferei unei plăci care suportă un ocean.

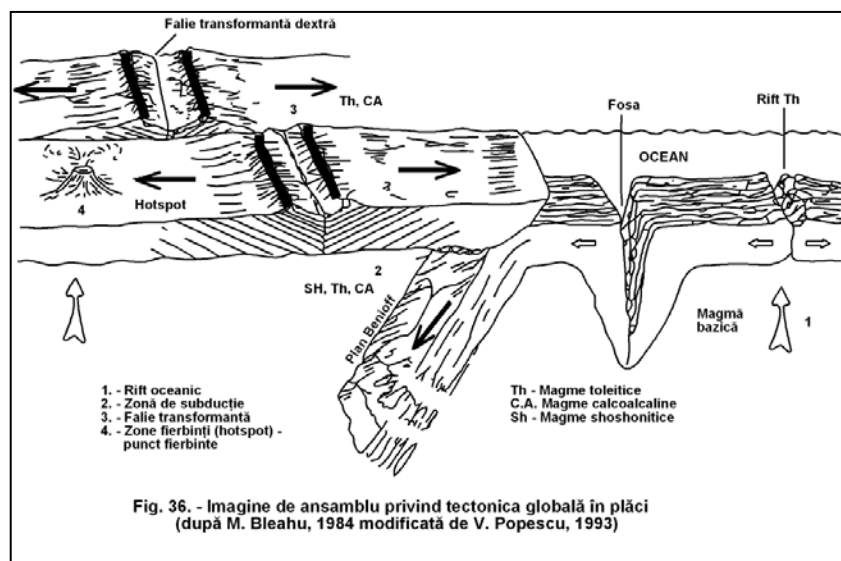
Împreună cu seismicitatea, procesele magmatice ocupă primul loc în dinamica zonelor de subducție. Ele reprezintă veriga finală a unui ciclu petrogenetic care cuprinde următoarele etape:

1. formarea crustei oceanice în zonele de acrețiune;
2. metamorfismul parțial al produselor magmatice în serpentinite, șisturi verzi și amfibolite;
3. transportul lateral al crustei astfel constituită și subducerea ei în zonele de convergență a plăcilor;
4. metamorfozarea parțială în faciesul șisturilor albastre și transformarea crustei subduse în cuarț-eclogite;
5. topirea parțială a cuarț-eclogitelor, a andezitelor și formarea unei magme care generează rocile calco-alkaline și tholeitelor de arc insular;
6. punerea în loc a batholitelor în condiții de temperatură înaltă la baza sistemelor de arcuri insulare sau continentale.

Prin urmare, prin subducție, pătrund la mare adâncime (100 - 250 km) roci specifice crustei oceanice: bazalte, spilite, serpentinite marine, etc.. În general, aceste roci conțin minerale hidratate (sunt deci roci “umede”), care prin descompunere la adâncimi mari, pun în libertate apa.

Mecanismul generării magmelor în interiorul plăcilor (fig. 36)

Apariția de magme în interiorul plăcilor este asociată existenței “zonelor fierbinți” (hotspot-uri). În zona acestor puncte, izolat sau periodic, au loc mișcări diapirice ale masei din manta (cauza este probabil dezechilibrul gravitațional provocat de modificarea locală și temporală a densităților). Ascensiunea poate provoca fuziunea (topirea) parțială a magmei, formând magme bazaltice.



CONCLUZII: Principala problemă a originii magmelor are un dublu aspect. Astfel trebuie ținută seama de:



- ocurența mondială a magmei bazaltice primare cu compoziție ușor variabilă (bazaltul olivinic alcalin trece în tholeit) și totuși extrem de uniformă în spațiu și timp;
- ocurența magmei granitice primare numai în zonele

continentale.

Oricum, cele trei puncte discutate mai sus au o caracteristică comună: generarea magmei este legată de mișcarea pe verticală a maselor de roci. Există ipoteze și pentru alte mecanisme. Un exemplu în acest sens este dezintegrarea radioactivă cu degajare de căldură (proces exo- și endoterm), cantitate considerabilă, suficientă pentru o autotopire (procesul poate dura 10 - 100 mil. ani). Acest proces poate avea loc numai în cazul izolării termice totale a rocilor. El este un proces de autofuziune, poate apărea în decursul timpului geologic în părțile centrale ale masivelor granitoidice din structurile continentale.



Autoevaluare (întrebări)

1. Explicați fenomenul de migrare a magmelor.
2. Ce înțelegeți prin extruziune? Dar intruziune?
3. Cum puteți defini asimilarea magmatică? Detalii.
4. Care sunt condițiile necesare asimilării magmatice?
5. Care sunt condițiile geologice care favorizează anatexia?
6. Care sunt condițiile geologice cele mai favorabile generării magmelor? Explicați.
7. Definiți și explicați pe scurt anatexia.
8. Care sunt cele trei condiții geologice de formare a magmelor primare?
9. Cum sunt generate magmele în zonele de rift? Explicați.
10. Cum sunt generate magmele în zonele de subducție? Explicați.
11. Cum sunt generate magmele în zonele din interiorul plăcilor (hotspot)? Explicați.



Bibliografie selectivă

Popescu, V., – 2004 - Geologie generală, *Editura Pământul*, Pitești.

Popescu, V., – 2009 - Geologie generală, parte electronică.

Popescu, V., – 2009, Petrografie, parte electronică.

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

Curs nr. 7

Obiectivul lecției:

- Corpuri magmatice plutonice și vulcanice

Conținut:

- Corpuri plutonice
- Corpuri vulcanice



A). CORPURI PLUTONICE

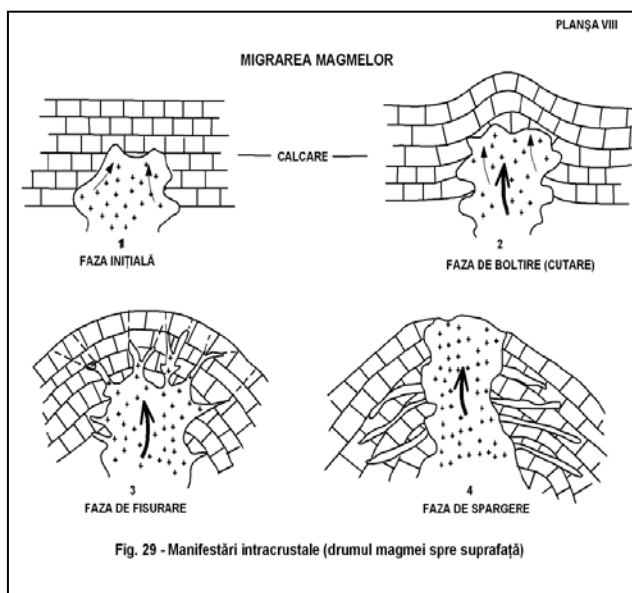
Acestea sunt mase magmatice consolidate sub suprafața crustei. Ele se mai numesc și corpuri abisice (de adâncime). Cele mai apropiate de suprafață sunt numite „hipoabisice”, eventual „subvulcanice” (dacă sunt sub un aparat vulcanic). Corpurile plutonice se mai numesc și „intruzive” deoarece există dovada pătrunderii magmei într-un fond de roci solide.

În condiții plutonice contrastul termic dintre magmă și rocile înconjurătoare este cu atât mai mic, cu cât adâncimea este mai mare. De aceea, corpurile plutonice se răcesc relativ lent și în consecință, magmele se consolidează exclusiv prin cristalizare (vitrifierea este imposibilă). Cu cât răcirea este mai lentă, cu atât granulația cristalelor este mai mare (la corpurile plutonice pot fi întâlnite chiar și structuri giganto-cristaline).

Forma corpurilor plutonice este foarte variabilă, deoarece depinde atât de proprietățile mediului în care are loc întinderea, cât și de mecanismul introducerii. În **figura 29** este prezentată doar una din modalitățile prin care se pot modifica formele corpurilor magmatice, ca urmare a intruziunii în zona superficială a litosferei. În această zonă, cu un comportament casant, forța motrice a magmei poate genera nu doar boltiri, ci și tracturi, pe care se pot insinua magmele, apărând dyke-uri, sill-uri, apofize etc..

De reținut că, în corpurile plutonice de mari dimensiuni, datorită răcirii lente (care poate dura sute de mii de ani), diferențierea prin cristalizare fracționată este foarte activă, apărând roci cumulate, în paralel cu fracții fluide mai acide. Dacă magma inițială conținea apă, atunci, în stadiile finale diferențierii, apar topituri magmatice saturate în apă (care, prin cristalizare lentă pot genera corpuri pegmatitice), sau fluide hidrotermale. Aceste tipuri de fluide pot pătrunde pe fracturile din jurul plutonului și pot circula la distanțe mari față de

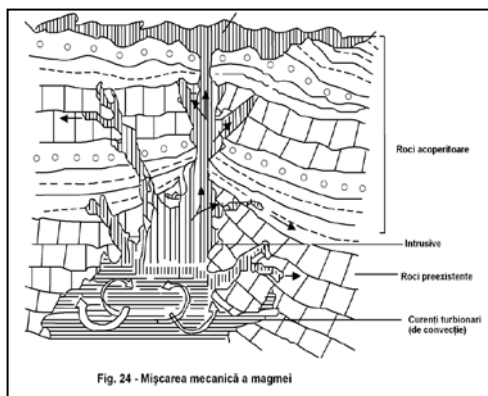
camera magmatică. Fluidele consolidate pe astfel de fracturi sunt denumite „filoane magmatice”, eventual „filoane hidrotermale”.



Manifestări intracrustale (INTRUZIUNI) - fig. 24

În zonele adânci, pierderea căldurii se produce foarte lent (în milioane de ani), fapt care dă posibilitatea cristalizării în bune condiții.

Cristalizarea este controlată de cantitatea de căldură (Q), presiunea litostatică (P_{lit}). La acestea se poate adăuga după caz și influența stressului (presiunea orientată).



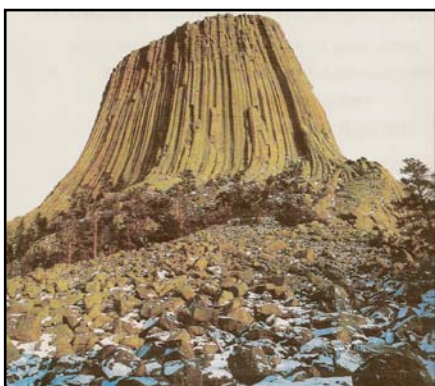
În cazul 1 din **fig. 29** magma folosește un spațiu format prin fisurare, prin urmare acțiunea ei poate fi considerată calmă.

În cazul 2 din **fig. 29**, litosfera este supusă unor acțiuni mecanice și chimice puternice, pentru a putea crea loc de ascensiune a magmei. Acțiunile mecanice constau în boltirea acoperișului, fracturarea acestuia (cazul 3), distrugerea lui în măsură mai mare sau mai mică.

Fracturarea poate avea loc și lateral, permițând injectarea magmelor (**fig. 29**). Migrarea prin injectare poate fi foarte eficientă, mase de magmă pot fi transferate în noi camere magmatice. Toate aceste forme de migrare pot duce la separarea principalelor forme de zăcămint ale rocilor magmatice (cazul 4).

Pentru descrierea condițiilor în care evoluează magma se folosesc termenii:

- plutonic: domeniul adâncimilor foarte mari; aici nu exista indicații despre un transport al magmei;
- intruziv: există evidența unui transport al maselor magmatice, al introducerii (intruderii) lor într-un fond de roci preexistent, în rocile gazdă;
- subvulcanic: domeniu localizat în apropierea suprafeței, în cadrul căruia se găsesc corpuri magmatice, eventual în legătură cu aparatele vulcanice.



B). CORPURI VULCANICE

Fenomenul apariției la suprafață a marmelor se numește „extruziune” sau „vulcanism”. Magma poate să ajungă la suprafața crustei, fie pe canale de tip „monoaxial”, fie pe canale de tip „planar”, respectiv pe tracturi. În plan orizontal fenomenul vulcanic poate deci să apară ca fiind localizat în jurul unui centru (vulcanism central), eventual în lungul unei linii (vulcanism linear) - **fig. 24**.

Vulcanismul de tip central poate fi exploziv sau nu. Dacă este puternic exploziv, se generează o formă de relief negativă (crater de tip Maar), iar dacă este o extruziune liniștită sau relativ liniștită, atunci lava consolidată va realiza o formă de relief pozitivă, de regulă conică (forma clasică a vulcanului). Pot fi însă și extruziuni mixte, mai ales în cazul lavelor andezitice. În acest caz, etapele explozive distrug parțial corpul vulcanic preexistent, generând roci piroclastice, pe când etapele liniștite reclădesc corpul vulcanic. În final

rezultă un corp vulcanic stratificat (strato-vulcan), constând dintr-o alternanță de pături piroclastice în alternanță cu alve consolidate.

Efuziunile de tip linear sunt în general liniștite, fiind specifice magmelor bazaltice. Într-o arie dată pot exista mai multe linii de erupție, paralele sau secante, generând așa numitele „pânze de lave” (în limbajul geologic mai vechi, cuvântul „pânză” denumea aria corpurilor geologice cu extindere bidimensională).

Spre deosebire de magmele plutonice, magmele vin în contact cu hidrosfera și atmosfera terestră relativ reci. Acest contact termic le asigură o răcire foarte rapidă și de aceea apar frecvent roci cu structuri vitroase și hipocristaline. În plus, depresurizarea rapidă cauzează exsolvarea substanțelor volatile sub formă de gaze fierbinți. Același proces de degazeificare rapidă generează roci cu texturi poroase (veziculare, scoriacee etc.).



Autoevaluare (întrebări)

1. Ce sunt corpurile magmatice plutonice ?
2. Cum se pot modifica formele corpurilor magmatice ?
3. Ce sunt intruziunile ?
4. Explicați cele 4 faze ale manifestărilor intracrustale ?
5. Ce sunt corpurile vulcanice ?
6. Ce înțelegeți prin vulcanism central ? Dar prin cel linear ?
7. Cum se manifestă cele două tipuri de vulcanism ?
8. Cum se manifestă magmele care vin în contact cu hidrosfera și atmosfera terestră ?



Bibliografie selectivă

Popescu, V., – 2004 - Geologie generală, *Editura Pământul*, Pitești.

Popescu, V., – 2009 - Geologie generală, parte electronică.

Popescu, V., – 2009, Petrografie, parte electronică.

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

Curs nr. 8

Obiectivul lecției:

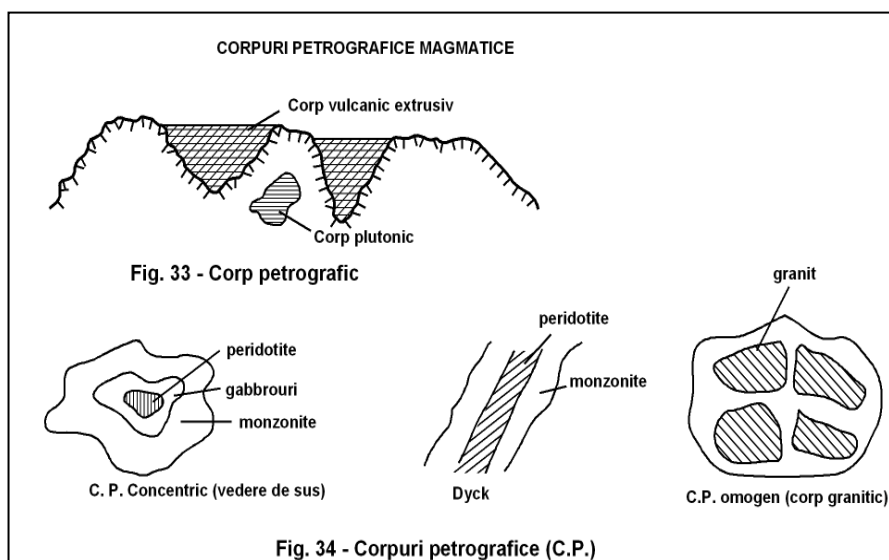
- Corpuri petrografice magmatice

Conținut:

- Definiții
- Provincie petrografică magmatică
- Formele de zăcământ ale corpurilor petrografice magmatice



CORP PETROGRAFIC = spațiul geologic ocupat de anumite tipuri petrografice (fig. 33).



Un corp petrografic este definit prin:

- conținut litologic;
- locație (repere geografice);
- vârstă.

ex. corpul sienitic de la DITRĂU de vârstă Triasică.

Corpurile petrografice pot fi:

- omogene (ex. corp „granitic”, alcătuit doar din rocă granitică).
- neomogene sau heterogene (ex. corp „granitoidic”, alcătuit din granite, granodiorite, tonalite)

Prin asocierea corpurilor omogene rezultă corpuri petrografice compozite sau complexe. Ele sunt definite, indicându-se tipul de rocă dominant. Exemplu corpul „granitic” de Tismana, în care, în afara granitului dominant, se găsesc și corpuri dioritice, tonalitice etc..

În **fig. 34 - planșa IX** sunt reprezentate tipuri de corpuri petrografice.

Suma corpurilor petrografice care sunt puse în loc în aceeași etapă geologică și într-un context geotectonic dat, reprezintă o **provincie magmatică**.

Într-o provincie magmatică dată sunt incluse, de obicei, nu doar corpurile magmatice propriu zise, ci și rocile (sau asociațiile de minerale) cauzate de magmatismul provinciei, cum ar fi rocile metamorfice și mineralizațiile din aureolele de contact, hidrotermalele asociate etc.. Pe teritoriul României s-au delimitat mai multe provincii magmatice, dar cele mai bine conturate sunt provincia banatică, provincia neogenă etc..

Nu vom încerca o descriere amănunțită a numeroaselor provincii magmatice de pe teritoriul țării noastre. Vom sublinia însă faptul că acestea există și ne vom rezuma a da câteva exemple semnificative:



a) ***Provincia banatică (sfârșitul Cretacicului)*** este prezentă în Banat, M-ții Poiana Ruscă și M-ții Apuseni, fiind asociată orogenezei laramice. Ea este formată din corpuri hipabisale. La Poieni (M-ții Apuseni) a fost descrisă pentru prima oară în lume roca **DACIT**. El aparține acestei provincii predominant granodioritică, cu frecvente fenomene de contact.

b) ***Provincia neogenă*** cuprinde toate corpurile vulcanice și hipabisale de vârstă **neogenă** din Carpați (ex. Lanțul vulcanic din Carpații Orientali - Oaș-Gutâi-Țibleș, Călimani-Gurghiu-Harghita).

FORMELE DE ZĂCĂMÂNT ALE CORPURILOR MAGMATICE

Pentru acest lucru se utilizează 2 noțiuni: corp petrografic și corp magmatic. Nu există o similitudine între corpul petrografic magmatic și corpul magmatic.

Corpul magmatic = spațiul geologic ocupat de magmă;

Corpul petrografic = spațiul geologic ocupat de un anumit tip petrografic de origine magmatică. Nu există de asemenea o congruență din punct de vedere al formelor de zăcământ.

Copul petrografic poate să aibă:

- suprafețe de discontinuitate interne: - plane (de fisuri);
- sferice.

Suprafețele de discontinuitate internă, plane, sunt de origine endogenetică și sunt reprezentate prin fisuri de răcire sau fisuri tectonice. Prin fisurare se obțin subcorpuri, uneori cu forme regulate (**fig. 35 - planșa X**):

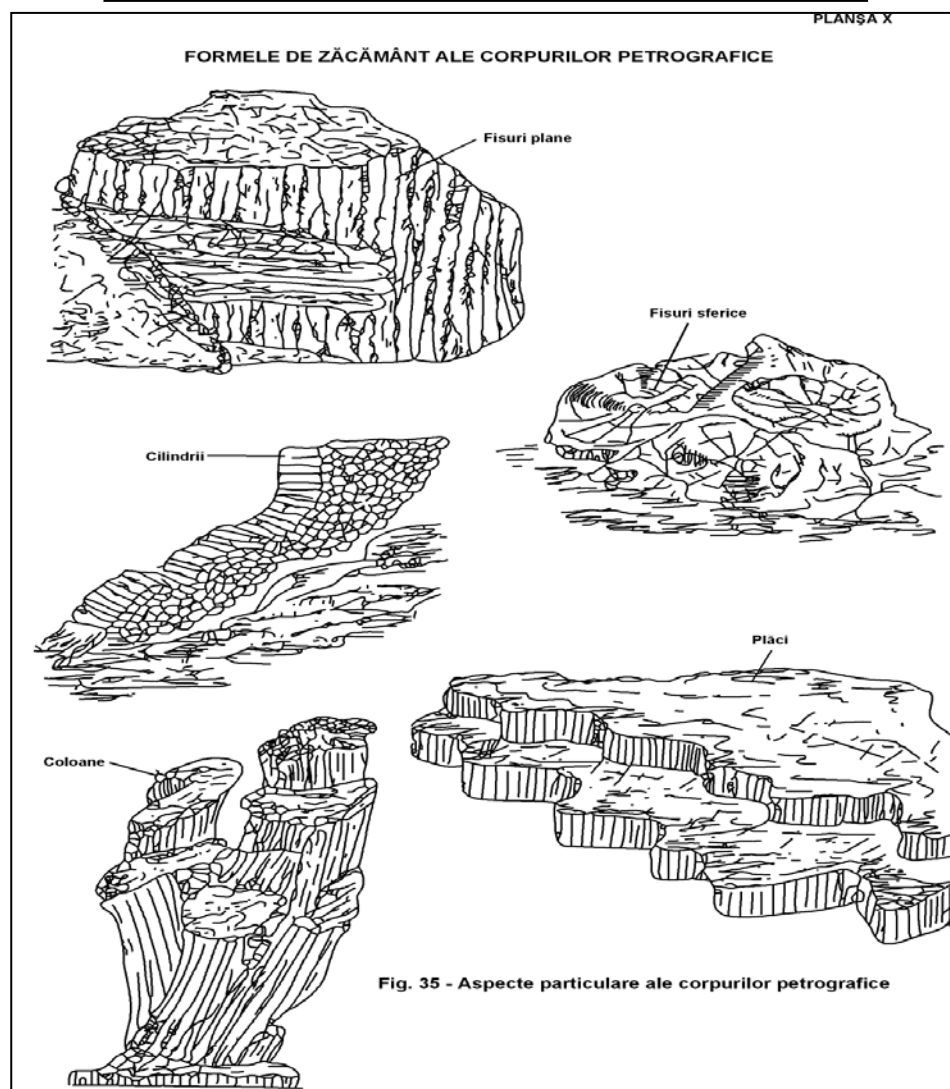
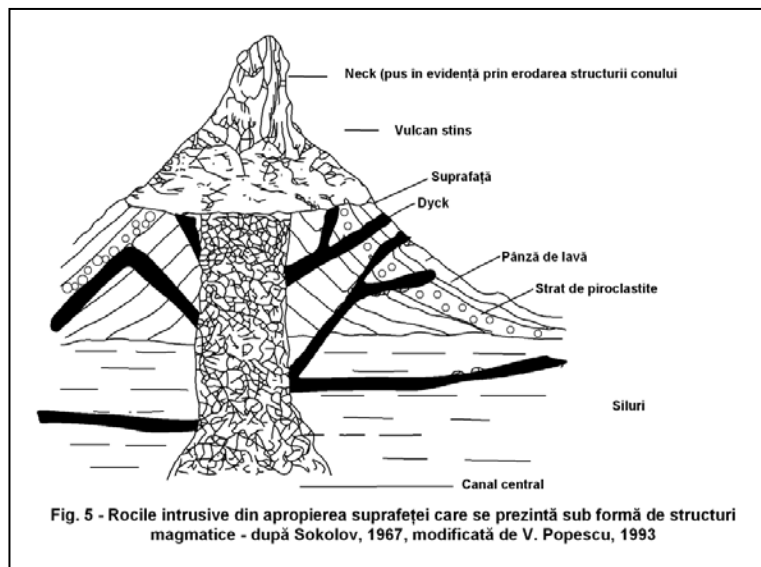
- coloane;
- cilindrii;
- elipsoizi;
- cuburi.

Corpurile de roci magmatice sunt de fapt corpuri magmatice, deoarece ele moștenesc forma și dimensiunile corpurilor de magmă din care au provenit. După adâncimea la care s-au format, corpurile magmatice se clasifică în:

1. PLUTONICE (abisale) = formate la mare adâncime: ex. batholit.
2. PLUTONICE HIPABISALE = formate la mică adâncime: ex. lacolit, filon, dyck, sill.
3. VULCANICE = formate la suprafață: ex. pânda de lave, neckul (stâlp vulcanic - **fig. 5. Aparatul vulcanic (vulcanul)** este un corp magmatic heterogen, adesea compus din numeroase corpuri omogene, formate nu numai din lave, ci și din magme hipoabisale.

Prin mișcări tectonice și procese de eroziune, numeroase corpuri au ajuns la suprafață, putând fi studiate ușor. Altele sunt studiate prin foraje sau metode geofizice indirecte.

ex. granitul de Pricopan, granitul de Cerna, gabbroul de Iuți, bazaltul de Racoș, andezitul de Igriș (cu diferite vârste geologice).





Autoevaluare (întrebări)

1. Ce înțelegeți prin corp petrografic ?
2. Prin ce este definit un corp petrografic ?
3. Clasificați corpurile petrografice.
4. Ce reprezintă o provincie petrografică magmatică ?
5. Care sunt principalele forme de zăcământ ale corpurilor petrografice ?
6. Cum se clasifică corpurile petrografice magmatice după adâncime ?
7. Ce înțelegeți prin aparat vulcanic sau vulcan ?



Bibliografie selectivă

Popescu, V., – 2004 - Geologie generală, *Editura Pământul*, Pitești.

Popescu, V., – 2009 - Geologie generală, parte electronică.

Popescu, V., – 2009, Petrografie, parte electronică.

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

Curs nr. 9

Obiectivul lecției:

- Roci magmatice

Conținut:

- Caracteristici mineralogice
- Minerale primare
- Minerale secundare
- Caracteristici structurale și texturale



1. Caracteristici mineralogice

Considerații generale

Rocile magmatice sunt formate din faze minerale solide, cristaline și amorfe (sticle vulcanice). Este bine de precizat, distincția care există între mineralele primare ale rocilor magmatice (care rezultă direct din magmă) și cele secundare (care se formează pe seama primelor, ca urmare a transformărilor în domeniul subsolidus). Unele minerale primare au o importanță deosebită în edificarea rocii magmatice și sunt numite **minerale principale**. Există de asemenea, minerale primare care apar frecvent în roci, dar în proporții foarte mici, ne semnificative pentru definirea și sistematica rocilor, numite **minerale accesorii**. Ele pot sau nu să apară, prin urmare pot sau nu să fie determinante pentru roca respectivă. Mai pot apare **minerale accidentale**.

De subliniat că unul și același mineral poate să apară când primar, când secundar. De exemplu, feldspatul potasic, cuarțul, muscovitul pot cristaliza direct din magmă, dar se pot forma și secundar.

De asemenea, există minerale primare [apatit (Ap), zircon (Zr), spineli (Sp), sfen (Sf)] care sunt minerale accesorii în granite (γ), riolite (ρ), andezite (α), dar pot deveni principale în roci nefelinice, dunite, hornblendite.

Pentru rezolvarea problemelor de sistematică, mineralele primare deschise la culoare sunt numite **leucocrate** (= felsice), iar minerale primare închise la culoare sunt

numite **melanocrate (mafice)**. Denumirea mafic provine de la cei doi componenți principali din compoziția chimică a mineralelor, adică Mg și Fe, elemente care imprimă acestora culoare (î închisă).

În cadrul mineralelor leucocrate, se disting patru grupe principale, după cum urmează: grupa silicei sau a **cuarțului (Q)**, grupa **feldspaților alcalini (A)**, grupa **feldspaților plagioclazi (P)** și respectiv grupa **feldspatoizilor (F)**. În același timp, din grupa mineralelor melanocrate fac parte: grupa **olivinelor (Ol)**, grupa **piroxenilor (Px)**, grupa **amfibolilor (Amf)**, grupa **micelor** (numai **biotitul**, **flogopitul**), grupa mineralelor accesorii reprezentate prin **spinelii (Sp)**, **zircon (Zr)**, **rutil (Ru)**, **sfen (Sf)**, **apatit (Ap)**, **magnetit (Mgn)** și respectiv grupa **melilitelor** și a **calcitului primar**.



2. Minerale primare (principale)

MINERALELE PRIMARE LEUCOCRATE:

1). **Minerale din grupa silicei (SiO_2)**: aici intră mai mulți polimorfi ai silicei, stabili în diferite de T-P - α , β cuarț, tridimit, cristobalit.

La presiune înaltă, forma stabilă a silicei este coesitul, cu densitatea mai mare decât a cuarțului. Această formă poate cristaliza direct din topiturile magmatice, dar la adâncimi care depășesc 40-50 km.

2). **Feldspații alcalini (A):**

Feldspații alcalini potasici (Ortoza), au formula generală KAlSi_3O_8 . Aceștia cristalizează în cadrul a două sisteme, după cum urmează:

- monoclinic: - sanidină (de temperatură mare)
- ortoază (de temperatură mare) KAlSi_3O_8
- triclinic: - microclin (de temperatură mică).

Feldspați alcalini sodici (Ab): albit (monoalbit), $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$.

Feldspați alcalini micști ($\text{F}_{\text{Na,K}}$): anortoză $(\text{Na,K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$.

3). **Feldspații plagioclazi (P)** reprezintă un amestec miscibil între doi termeni extremi, albit (Ab) cu formula chimică $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ și respectiv anortit (An) cu formula

chimică $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Funcție de proporția unuia sau altuia (dintre cei doi termeni), feldspatii plagioclazi pot fi: acizi (cu anortit < 30%) și albit - oligoclaz, neutrii (andezin) și bazici cu An > 50% (labrador, bitownit, anortit).

4). Feldspatoizii sau foidele (F). Sunt minerale asemănătoare chimic cu feldspatii alcalini, deosebindu-se prin conținutul mai redus în silice, motiv pentru care sunt considerate a fi nesaturate (deficitari) în silice. De aceea ele sunt incompatibile cu mineralele din grupul Q. Cele mai importante foide primare sunt leucitul (KAlSi_2O_6) și nefelinul (NaAlSiO_4). Mult mai rar apar feldspatoizii mai complecși chimic, de exemplu noseanul și haüyul. În condițiile rocilor plutonice, nefelinul devine frecvent instabil, pe seama lui formându-se feldspatoizii secundari, respectiv sodalitul ($\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot 2\text{NaCl}$) și cancrinitul ($\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$).

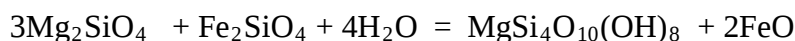
MINERALE PRIMARE MELANOCRATE (M)



Piroxeni

Dintre acestea, foarte importante sunt următoarele:

1. Olivinele: seria forsterit - fayalit (Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4) care se pot substitui în orice proporție. În corpurile, în prezența apei, acestea trec ușor în serpentină, prin diferite reacții:



Fo

Fa

Serpentină

2. Piroxenii rombici: seria enstatit - bronzit – hypersten, realizată prin amestecul izomorf între enstatit ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) și ferosilit ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$).

3. Piroxenii monoclinici sunt faze minerale mixte, unde termenii extremi principali sunt:

$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - diopsid (Di)

$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ - hedenbergit (He)

$\text{NaFe}^3\text{Si}_2\text{O}_6$ - egirin = acmit (Eg)

$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ - jadeit (Jd)

La toți aceștia este posibilă înlocuirea Si^{4+} cu Ti^{4+} și formarea de piroxeni titaniferi. Piroxenul bogat în Di și He, este numit augit, iar cei bogați în Na, piroxeni alcalini.

4. **Amfiboli**. În rocile magmatice, amfibolii primari fac parte din grupul mare al hornblendelor, minerale cu un chimism foarte complex. După culoarea lor, vizibilă doar la microscop, petrologii deosebesc:

- hornblendă verde (comună), amfibol calcic și hidroxilat;
- hornblenda brună, numită și hornblenda oxidată, deoarece grupul (OH) este înlocuit cu oxigen;
- hornblenda albastră, numită și hornblenda alcalină, deoarece calciu este sodiu (arfvedsonit, crosit, riebeckit).

Formarea este condiționată de existența în magme a unor presiuni mari a vaporilor de apă. Scăderea presiunii vaporilor de apă duce la formarea piroxenilor și oxizilor.

5. **Micele**: dintre mice, doar biotitul se formează frecvent ca mineral primar. Muscovitul apare mult mai rar.

Micele, la fel ca și hornblendele comune, pot să cristalizeze direct din magmă doar dacă aceasta conține apă, la presiune înaltă. De aceea, micele care au cristalizat la presiuni mari, tind să se descompună dacă magma ascensionează și ajunge la presiuni mici. De exemplu, pe seama biotitului, la presiuni joase, pot să apară alte faze minerale, cum ar fi:

a) biotitul magnezian (flogopitul) + magmă $\longrightarrow$ olivină magneziană + leucit + apă, dacă magma este deficitară în silice;

b) biotit + magmă $\longrightarrow$ piroxeni rombici + feldspat potasic + apă, dacă magma este suprasaturată în silice.

6. Convențional, în categoria mineralelor mafice sunt incluse și **mineralele accesorii**: magnetit, cromit, spineli, sfen, zircon, apatit, perowskit, etc..

Întâmplător pot fi găsite diverse alte minerale: cordierit, topaz, granați, epidot, pirită, pirotină, corindon, carbonați, staurolit, wollastonit.



3. MINERALE SECUNDARE

În condiții postmagmatice, pe seama mineralelor primare, se pot forma minerale secundare. Ele sunt foarte importante pentru înțelegerea evoluției subsolidus ale rocilor.

Speciile minerale, care se formează secundar cu mare frecvență, fac parte din grupurile de silicați hidroxilați, pe primul loc fiind filosilicații (clorite, serpentinite, muscovit secundar, minerale argiloase, talc etc.).

Pe locul secund sunt amfibolii secundari (actinot, uralit), mineralele din grupul epidotului, zeoliții etc.. Toate aceste minerale sunt urmarea reacției dintre silicații primari anhidri și apa magmatogenă. Totuși, dacă fluidul magmatic conține și CO₂, acest din urmă component agresează silicații care conțin Ca, Mg, Fe și formează carbonați: calcit, magnezit etc..

4. CONSIDERAȚII

Numărul speciilor care contribuie la alcătuirea rocilor magmatice este foarte mic față de numărul mineralelor cunoscute. Numărul lor este redus deoarece și numărul elementelor chimice, care au un rol important în alcătuirea rocilor magmatice, este mic.

Circa 60% din minerale îl reprezintă feldspații. Urmează cuarțul, piroxenii, amfibolii, miclele și foarte puțin din celelalte grupe. Modul ideal de desfășurare a proceselor de cristalizare în magme ar conduce la un număr redus de asociații minerale. În realitate, așa cum s-a văzut, consolidarea magmelor este un proces complex și diversificat. Există numeroase posibilități de natură calitativă și cantitativă în ceea ce privește asocierea naturală a mineralelor magmatice. De aici se poate deduce și marea varietate a speciilor petrografice din acest domeniu.

Pentru cele două tipuri de roci distincte, plutonice și vulcanice, există trăsături mineralogice foarte bine delimitate. Iată, în cele ce urmează câteva dintre acestea:

Pentru rocile plutonice:

1. frecvența relativ mare a mineralelor hidroxiolate (hornblendă, biotit);
2. lipsa modificărilor de înaltă temperatură a mineralelor primare: sanidină, β cuarț, pigeonit etc.;
3. lipsa mineralelor de presiune scăzută: leucit, cristobalit, tridimit, augitul subcalcic, leucit-cuarț, olivină-cuarț;

4. CARACTERISTICI STRUCTURALE (TEXTURALE)

Rocile magmatice se deosebesc între ele, pe lângă compoziția chimică și minerală, și prin diverse configurații, care rezultă din modul de aranjare a substanței în rocă. Acest lucru este evident începând de la aranjarea atomilor sau moleculelor și terminând cu aranjarea cristalelor și grupărilor de cristale. Aceste configurații sunt desemnate prin termenii de structură și textură.

Termenii structurali exprimă gradul de cristalizare a rocii magmatice, dimensiunile și formele cristalelor, iar termenii texturali redau multiplele configurații determinate de aranjamentul spațial al constituienților minerali. Atât termenii de structură, cât și cei de textură sunt numeroși, însă cei mai des utilizați în descrierea rocilor magmatice sunt cei prezentați în cele ce urmează.



Rocile plutonice au câteva trăsături structurale specifice.

1. structuri exclusiv *holocristaline* și *faneritice* care se datoresc ritmului lent de răcire a magmei. Structurile faneritice, funcție de dimensiunile și formele granulelor minerale sunt de o mare diversitate: echigranulare, inechigranulare, allotriomorfe, hipidiomorfe, ofitice etc.;
2. prezența relativ mare a structurilor de *concreștere (dezamestec)* de tipul structurilor *grafice* și *mirmekitelor*, care sunt prezente numai în cadrul rocilor plutonice;
3. larga dezvoltare a structurilor de *dezamestec* la feldspații alcalini (ex.: *pertite*);
4. lipsa structurilor poroase;
5. lipsa (sau slaba dezvoltare) a *zonalității* în cristalele aparținând mineralelor mixte (plagioclazi, piroxeni);
6. nu există un corespondent plutonic al structurilor veziculare, deși și în cadrul acestora există cavități (goluri) libere. Un exemplu îl constituie chiar granitele, care prezintă cavități diseminate, căptușite cu cristale. Această situație este echivalentă cu structura *miarolitică*, specifică numai rocilor plutonice.

Rocile vulcanice au de asemenea structuri specifice. Ele au trăsături aparte:

1. structura *afanitică* care le deosebește de rocile plutonice. Fenocristalele rocilor vulcanice, atunci când există, aparțin, în general, stadiilor timpurii ale cristalizării magmatice;
2. frecvența structurilor *hialine* și *hipocristaline*, datorate răcirii rapide a magmelor;
3. foarte multe roci vulcanice sunt ciuruite de cavități sferoidale sau tabulare, formate prin degajarea bășicuțelor de vapori de apă și gaze (datorată scăderii presiunii la suprafață sau în apropierea ei). Aceasta este structura *veziculară*, întâlnită numai la rocile vulcanice.

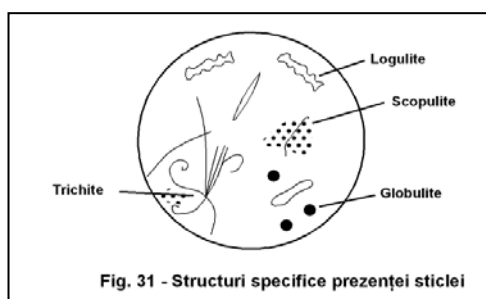
4. *zonalități* puternice la plagioclazi, hornblende, piroxeni, datorate repartiției unor componenți chimici într-un mod cu totul aparte;

5. frecvență mare a structurilor *porfirice*, datorate cristalizării discontinue, în etape. Fenocristalele corespund etapei de cristalizare din adâncime, iar masa fundamentală, cristalizării la suprafață;

6. prezența texturilor *fluidale*, determinate de curgerea lavelor în condiții de suprafață, ca de exemplu:

ex. textura *trahitică* la trahite, fonolite;

textura *pilotaxitică* a bazaltelor;



7. prezența structurilor vitroase (hialine sau sticloase). Rocile vulcanice cu astfel de structuri, poartă nume speciale ca de exemplu „perlit”, „obsidian” etc..

În sticlă se pot distinge uneori începuturi de cristalizare, forme descrise sub numele de baculite, trichite, globulite etc., ori fisurații, datorate procesului de răcire (**fig. 31**).



Autoevaluare (întrebări)

1. Care sunt principalele faze minerale solide din rocile magmatice ?
2. Ce sunt mineralele primare și de câte feluri sunt ele ?
3. Clasificați mineralele primare leucocrate.
4. Clasificați mineralele primare melanocrate.
5. Ce sunt mineralele secundare ? Dați exemple.
6. Ce este caracteristic din punct de vedere mineralogic la rocile plutonice ?
7. Care sunt principalele caracteristici structurale la rocile plutonice ? Detaiați.
8. Care sunt structurile specifice rocilor vulcanice ? Detaiați.



Bibliografie selectivă

Popescu, V., – 2004 - Geologie generală, *Editura Pământul*, Pitești.

Popescu, V., – 2009 - Geologie generală, parte electronică.

Popescu, V., – 2009, Petrografie, parte electronică.

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

Curs nr. 10

Obiectivul lecției:

- Roci magmatice vulcanice

Conținut:

- Mod de ocurență
- Compoziție chimică și mineralogică
- Aspecte structurale și texturale



3.1. ROCI MAGMATICE

Ele reprezintă o categorie de roci foarte răspândită în crusta terestră. Din punct de vedere al ocurenței, ele se împart în:

- roci **vulcanice** (efuzive) - formate în apropierea sau la suprafața crustei;
- roci **plutonice** (intruzive sau abisale) - formate în părțile profunde ale scoarței terestre.

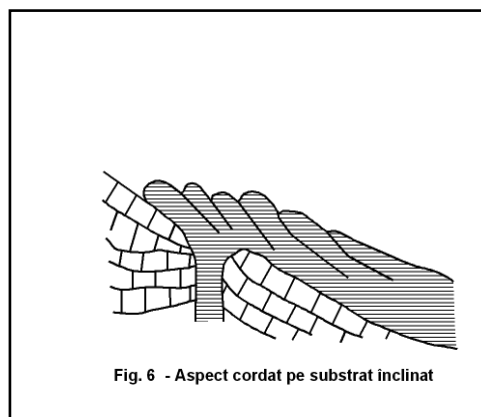
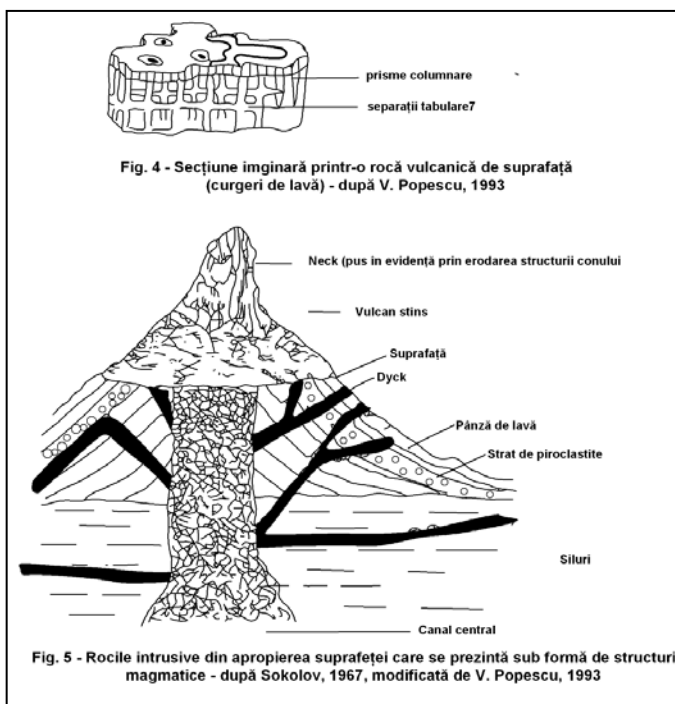
Intermediare, ca poziție, sunt rocile subvulcanice (= hipoabisale)



1. MODUL DE OCURENȚĂ

Rocile vulcanice se găsesc la suprafața Pământului sub formă de curgeri externe. Curgerile de lavă au de obicei suprafețe scoriacee, în blocuri sau cordate (**fig. 6**). Dedesubt urmează un strat roșu oxidat, apoi separații columnare perpendiculare pe suprafața de răcire sau suprafețe tabulare paralele cu suprafața de răcire sau cu direcția de curgere, în special în zonele situate în apropierea suprafeței (**fig. 4**).

Rocile subvulcanice din apropierea suprafeței se pot prezenta sub formă de nekuri verticale, mai mult sau mai puțin cilindrice. Acestea reprezintă magmele care s-au solidificat în coșurile vulcanilor și care au fost ulterior erodați. Ele se mai pot prezenta sub formă de corpuri (mase) tabulare: dyke-uri și silluri (**fig. 5**).



2. COMPOZIȚIA CHIMICĂ ȘI MINERALOGICĂ

Oxigenul este elementul predominant. De aici rezultă că, compoziția chimică a unei roci vulcanice poate fi estimată prin prezența unor oxizi. Cel mai important dintre aceștia este SiO_2 (35 - 75% din greutate).

Funcție de proporția lui, rocile magmatice pot fi clasificate în:

- roci magmatice acide $\rightarrow \text{SiO}_2 > 60\%$;
- roci magmatice intermediare $\rightarrow \text{SiO}_2 = 52 - 66\%$, după Murby 1928;
- roci magmatice bazice $\rightarrow \text{SiO}_2 = 45 - 52\%$, după Wells 1939;
- roci magmatice ultrabazice $\rightarrow \text{SiO}_2 < 54\%$.

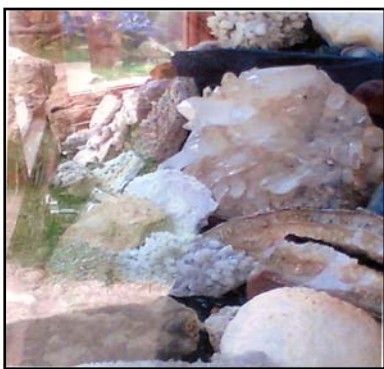
Alți oxizi mai importanți:

- Al_2O_3 (12 - 18%) - poate ajunge până la proporția de 20% în lavele alcaline;
- Oxizi de Fe, Mg, Ca - (20 - 30%);
- Na_2O - 2,5 - 4% - (8% în rocile foarte alcaline) – fonolite;
- K_2O - 0,5 - 1% - în lavele bazice;
 - 4% - riolite;
 - 5% - trahite, fonolite.

Mai sunt prezenți sub formă de oxizi sau faze solide.

- TiO_2 , MnO , H_2O , P_2O_5 , CO_2 ;
- SiO_2 cristalină;
- silicați și alumosilicați de Ca, Mg, Fe, Na, K;
- oxizi de Fe, Ti;
- sticlă (topitură de silicați răcită până la starea de vâscozitate extremă).

Dacă se neglijează mineralele rare și accesorii, principalele minerale ale rocilor vulcanice sunt: minerale primare leucocrate (cuarț, feldspat alcalin, feldspat plagioclaz) + minerale primare melanocrate sau mafice (olivină, piroxeni, amfiboli, biotit) + minerale felsice + oxizi de Fe, Ti.



Cuarț, Q:

- cuarț comun;
- tridimit, cristobalit (mai puțin frecvente);

Feldspați alcalini, A:

- feldspați potasici F_K : KAlSi_3O_8 ;
- feldspați sodici F_{Na} : $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$;
- feldspați calcici F_{Ca} : $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

Feldspați plagioclazi, P:

- seria albit $\rightarrow$ anortit ($\text{Ab} \rightarrow \text{An}$):
 - albit;
 - oligoclaz;
 - andezin;
 - labrador;
 - bitownit;
 - anortit.

Feldspatoizi, F:

- sodalit;
- leucit;
- nefelin;
- nosean;
- hauyn.

Piroxeni, Px.:

- clinopiroxeni
- ortopiroxeni

Amfiboli, Amf.:

- hornblenda comună;
- riebeckit (hornblenda alcalină);
- hornblenda sodică.

Mice:

- biotit;
- ± flogopit.

Olivine:

- fayalit - forsterit.

Oxizi :

- hematit;
- illmenit;
- magnetit;
- rutil.

3. STRUCTURA ȘI TEXTURA ROCILOR MAGMATICE VULCANICE

Structura rocilor vulcanice și în general structura rocilor magmatice este acea proprietate care desemnează gradul de cristalizare precum și dimensiunile absolute și relative ale cristalelor sau din roci. Deși structurile rocilor magmatice sunt într-o gamă extrem de variată, în cele ce urmează ne vom referi strict numai la prezentarea celor mai importante structuri. Termenii structurali care desemnează gradul de cristalizare sunt:

- structuri **holocristaline** (roci complet cristalizate);
- structuri **hipocristaline** (sticlă + cristale);
- structuri **hialine** (sticloase, vitroase);

Primul tip de structură este caracteristic numai rocilor plutonice sau abisale. Din punct de vedere al dimensiunilor absolute, tipurile de structuri sunt **faneritice**.

Ultimile două structuri sunt în funcție de gradul de cristalizare și sunt caracteristice numai rocilor vulcanice.

- structuri **afanitice** (după dimensiunile absolute ale cristalelor - $\varnothing < 0,02 \text{ mm}$) – specifică exclusiv numai rocilor vulcanice.

Cu alte cuvinte, toate rocile vulcanice și numai ele au această structură afanitică (acest lucru incumbă că, dacă din punct de vedere al gradului de cristalizare, o rocă are structură hypocristalină sau hialină, automat această rocă este vulcanică și prin urmare are o structură afanitică).

- structuri **inechigranulare** (funcție de dimensiunile relative ale cristalelor) pot fi:
 1. **porfirică** (amestec de cristale de dimensiuni mari – fenocristale sau hadacristale legate între ele printr-o pastă (masă fundamentală) alături de care există cristale de dimensiuni mici); la structura holocristalină, cristalele care apar alături de fenocristale sunt mult mai mici decât acestea.
 2. **poikilitică** (cristale mari = fenocristale sau hadacristale în care se găsesc incluse cristale de compoziții mineralogice diferite); structura poikilitică este destul de greu de văzut macroscopic, în schimb ea este totdeauna evidentă în secțiuni subțiri, la microscop.
 3. **ofitică** (hadacristal de Px, Hb; incluziuni de P- feldspat plagioclaz).
- structurile **sferulitice** – cristale fibroase de feldspați ± cuarț dispuse radial în jurul unor nuclei - **fig. 7**;
- structuri **perlitice** (sticle riolitice bogate în apă - roci sticloase cu fisuri fine, curbate, câteodată concentrice).
- structuri **veziculare** (mici cavități sferoidale sau tabulare, rezultate în urma degazeificării bruște). Sunt specifice numai rocilor vulcanice (**fig.8**)

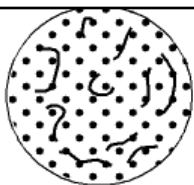


Fig. 7 - Structură sferulitică (microscop)



Fig. 8 - Structură veziculară (microscop)

Textura

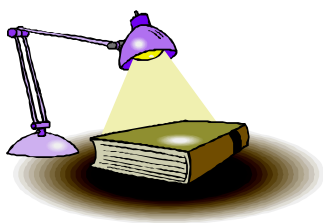
În general textura unei roci magmatice desemnează modul de aranjare în spațiu a cristalelor sau mineralelor, atunci când ele există. Cele mai comune texturi pentru rocile vulcanice sunt reprezentate de:

- textura scoriacee (piatra ponce – caz particular când volumul spațiilor goale supra volumul solidului este mai mare ca 1);
- textura trahitică (textura în șlire);
- textura vacuolară.
- textura orientată (destul de rară, dar întâlnită la aceste tipuri de roci).
- textura compactă (caracteristică ambelor tipuri de roci plutonice și vulcanice, când nu există spații goale).
- textura masivă – nu există nici un fel de orientare a cristalelor în rocă.



Autoevaluare (întrebări)

1. De câte feluri sunt rocile magmatice ?
2. Care este modul de ocurență a rocilor magmatice ?
3. Care este în general compoziția chimică a rocilor vulcanice ?
4. Care sunt principalele grupe de minerale din rocile vulcanice ?
5. Care sunt termenii structurali (grad de cristalizare) la rocile vulcanice ?
6. Enumerați și descrieți câteva structuri caracteristice rocilor vulcanice.
7. Enumerați și descrieți câteva texturi caracteristice rocilor vulcanice.



Bibliografie selectivă

Popescu, V., – 2004 - Geologie generală, *Editura Pământul*, Pitești.

Popescu, V., – 2009 - Geologie generală, parte electronică.

Popescu, V., – 2009, Petrografie, parte electronică.

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

Curs nr. 11

Obiectivul lecției:

- Roci magmatice plutonice

Conținut:

- Mod de ocurență
- Compoziție chimică și mineralogică
- Aspecte structurale și texturale



ROCI PLUTONICE (caracteristici)

1. OCURENȚĂ (forme de zăcământ):

Rocile plutonice sunt roci magmatice în cadrul cărora cristalizarea s-a produs în condiții de răcire lentă, comparativ cu ritmul de răcire al rocilor vulcanice. Fenomenul de cristalizare lentă s-a produs la adâncimi care variaza de la câteva sute de metrii peste 20 km. Alături de adâncime, forma și dimensiunile corpului magmatic la care se adaugă temperatura rocii gazdă sunt elemente care controlează viteza de răcire și implicit cea de cristalizare.

Ascensiunea magmei este influențată de decompresie și de forța ascensională proprie.

În mod firesc, decompresia are loc datorită creării unor fisuri. Magma are o mișcare relativ calmă, de umplere a acestor goluri, astfel rezultate. În cazul în care magma folosește forța ascensională proprie, ea trebuie să acționeze mecanic și chimic pentru a-și crea spațiul necesar. Acțiunea mecanică poate duce la boltirea, fracturarea și chiar distrugerea acoperișului, într-o măsură mai mare sau mai mică. Această acțiune poate avea loc și lateral, prin injectarea materialului magmatic în spațiul adiacent.

Forma naturală a corpurilor magmatice mai poartă și numele, „mai vechi”, de „formă de zăcământ”. Aceste forme pot fi diverse, unele dintre ele fiind desemnate prin termeni specifici, clasici fiind următorii:

1. **Silluri** - corpuri tabulare, concordante cu structura majoră. Sillurile mari au de obicei o compoziție bazică.
2. **Lacolitele** - corpuri stratiforme cu baza plată și acoperiș sub formă de dom. Majoritatea sunt reprezentate prin roci acide și mai rar bazice (**fig. 9**).
3. **Facolitele** - sunt mase lenticulare curbate, injectate de-a lungul și concordant cu boltirile și adânciturile stratelor cutate (**fig. 10**).
4. **Lopolitele** - sunt corpuri neregulate sau lenticulare cu suprafața superioară concavă și cea inferioară convexă. Au dimensiuni gigantice ($V = 50.000 \text{ km}^3$) și sunt constituite din roci bazice (**fig. 11**).
5. **Dyke-urile** - majoritatea iau naștere prin injectarea magmei într-o fractură. În mod excepțional ating câțiva km grosime și sute de km lungime (**fig. 5**).
6. **Dyke-urile inelare** - se formează prin pătrunderea unor magme pe fracturi majore de formă conică sau cilindrică. Contactele sunt aproape verticale. Ele se formează în urma prăbușirii blocului central și injectarea magmei în lungul suprafeței cilindrice (**fig. 12**).
7. **Stockuri** - corpuri intrusive mari, cu pereți verticali. Conturul este de regulă elipsoidal sau circular. Ele se înrădăcinează la adâncimi foarte mari (**fig. 13**).
8. **Batholite** - corpuri intrusive mari cu pereții foarte înclinați, fără fundament vizibil (practic, nu se poate stabili unde se înrădăcinează aceștia). Partea superioară are o formă de dom. Ele sunt dispuse paralel cu axa zonei orogene în care sunt localizate. Bolta poate prezenta apofize și protuberanțe (**fig. 14**). Problema punerii în loc a batholitelor este un caz aparte. În nici un caz, acestea nu se formează prin injecție ci mai degrabă prin mecanismul de stoping (Daly R. -1993) sau prin degradarea acoperișului, magma infiltrându-se ascensional. Fragmente din acoperiș cad și se scufundă fiind asimilate lent. Astfel își face loc spre suprafață magma.

FORME DE ZĂCĂMÂNT ALE ROCILOR MAGMATICE

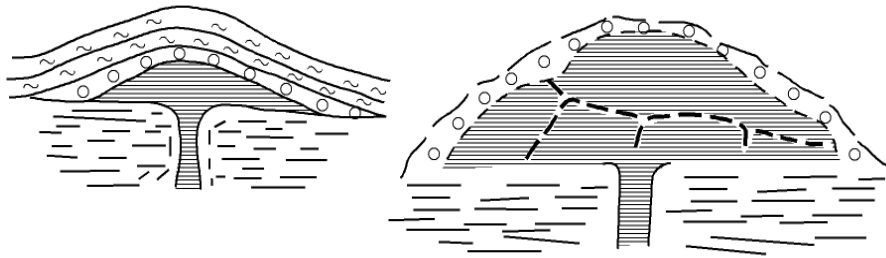


Fig. 9 - Lacolite

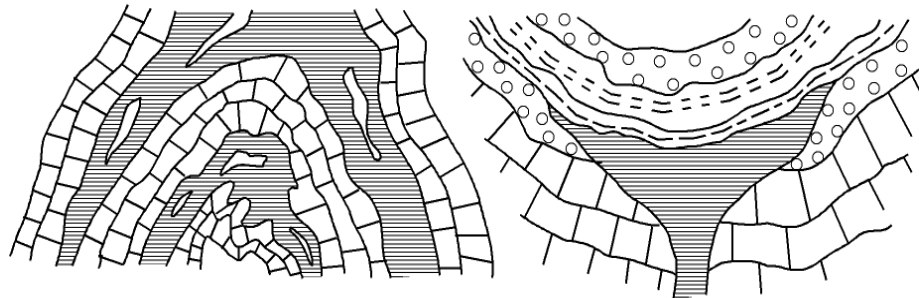


Fig. 10 - Facolite

Fig. 11 - Lopolit
fenomen de stopping (Daly R. 1993)

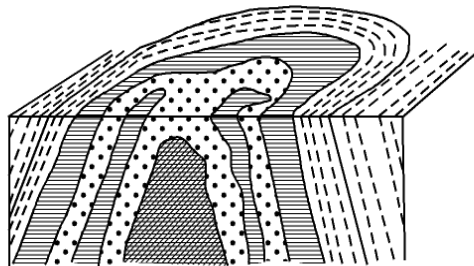


Fig. 12 - Dyke inelar

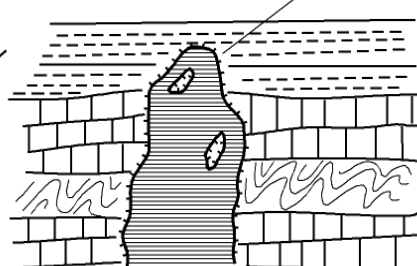


Fig. 13 - Stockuri

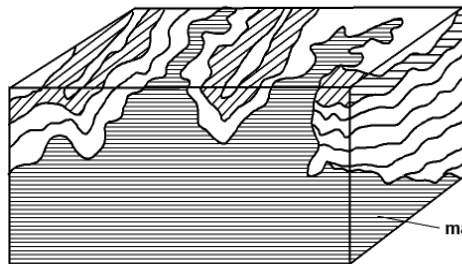
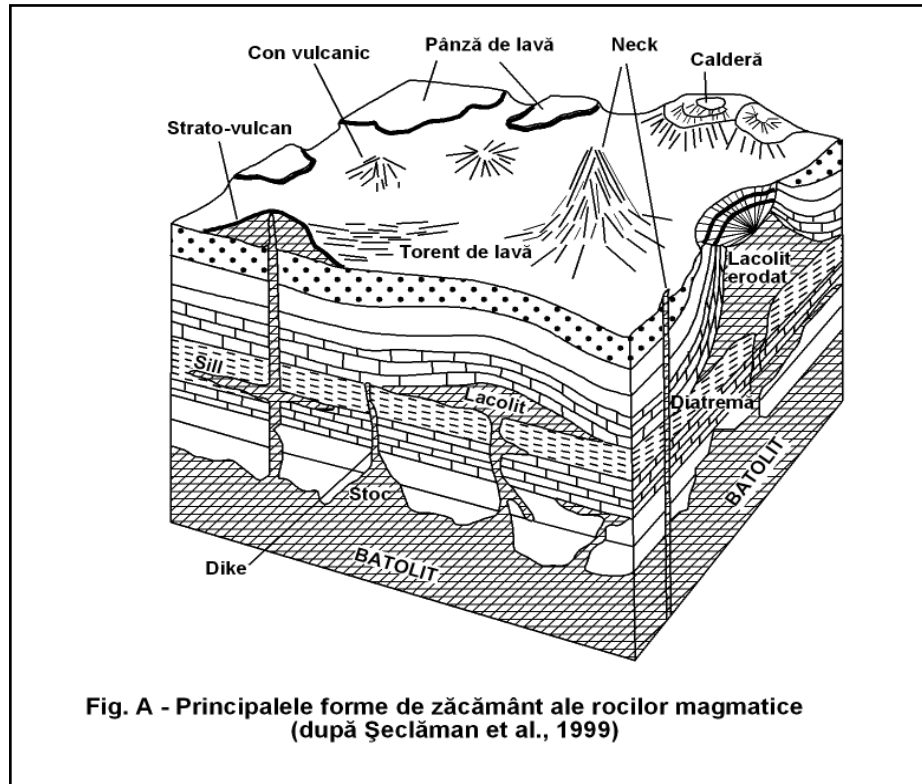


Fig. 14 - Batolit

magma

Pentru toate cele prezentate mai sus precum și pentru mai buna înțelegere a fenomenelor care se petrec undeva în adâncime, în scoarța terestră până la nivelul mantalei, vă prezentăm **fig. A:**



2. COMPOZIȚIA CHIMICĂ ȘI MINERALOGICĂ

În general, compoziția chimică și mineralogică este asemănătoare cu cea a rocilor vulcanice.

- În rocile plutonice nu există sticlă.

Din punct de vedere mineralogic, pot fi menționate câteva deosebiri:

- a. Feldspații alcalini micști sunt frecvent pertitizați, formând concreșteri:

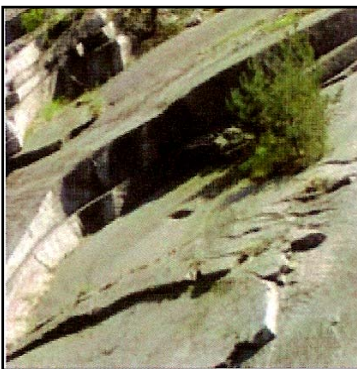
Microclin - Albit (Mi - Ab);

Ortoclaz – Albit.

- b. Leucitul nu se cunoaște în rocile plutonice.

- c. Hornblenda și miclele sunt mai frecvente în rocile plutonice, fiind prezent chiar și muscovitul.

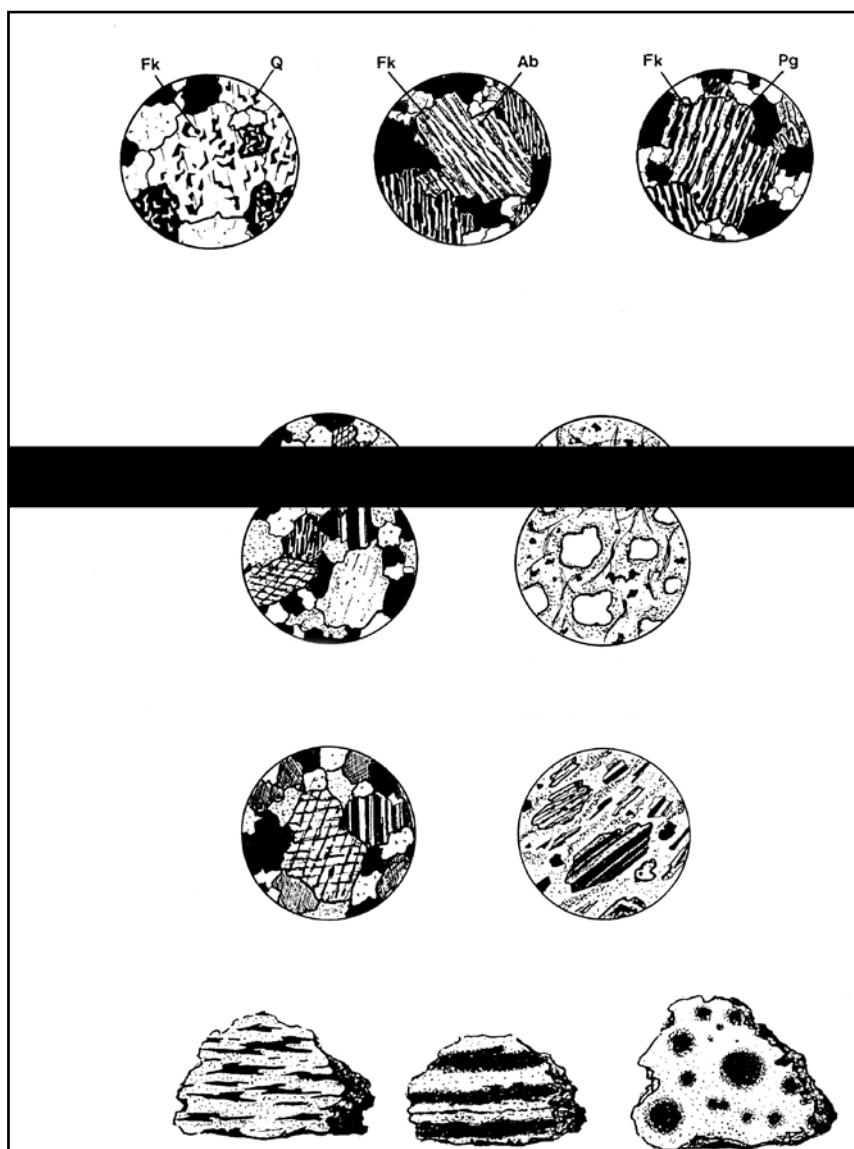
Răcirea rapidă în condiții vulcanice, duce la formarea fazelor metastabile: sticlă, tridimit, augit subcalciic plus asociații minerale cum sunt leucit-cuarț, olivină-cuarț. Acestea lipsesc în cazul rocilor plutonice.



Structura

Pentru rocile plutonice sunt caracteristice o pleiadă întreaga de structuri, mai frecvente fiind:

- structura holocristalină (complet cristalizată) datorită răcirii lente;
- structura echigranulară (relativ grosieră), datorită răcirii lente;



Tipuri de structuri și texturi la rocile plutonice văzute la microscop

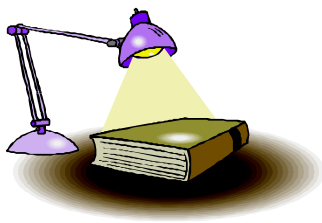
- structura gabbroidă (allotriomorf granulară) - structura rocilor bazice;
- structura granitoidă (hipidiomorf granulară) - structura rocilor acide, adică mica (muscovitul), hornblenda, feldspatul alcalin, feldspatul plagioclaz au contururi subidiomorfe - subhedrale;
- structuri grafice caracteristice: concreșteri de cuarț + feldspat alcalin;
- structuri mirmekitice (cuarț + feldspat plagioclaz drept gazdă);
- structuri pertitice frecvente (albit + feldspat potasic drept gazdă);
- textură în benzi (gnaisică);
- nu există structuri veziculare. Pot exista goluri cu structură druzitică sau miarolitică la granite, adică goluri, căptușite cu cristale. Golurile sunt atribuite contracției magmei și nu degazeificării rapide. Aceste goluri ar putea proveni prin segregarea în cantități mici a unor gaze, spre sfârșitul cristalizării.

Textura rocilor plutonice desemnează și ea modul de aranjare în spațiu al cristalelor. Sunt frecvente texturile compacte (din punct de vedere al modului de umplere a spațiilor în rocă), texturile masive sau ușor orientate (din punct de vedere al orientării cristalelor în rocă). Nu există la rocile plutonice texturi vacuolare sau scoriacee, acestea fiind apanajul numai rocilor vulcanice și subvulcanice.

Autoevaluare (întrebări)



1. Ce înțelegeți prin ocurența rocilor plutonice ?
2. De cine este influențată ascensiunea magmei ? Dați detalii.
3. Prezentați pe scurt și cu desene principalele forme de zăcământ ale rocilor plutonice.
4. Prezentați prin desen principala schemă cu formele de zăcământ ale rocilor plutonice.
5. Ce știți despre compoziția chimică și mineralogică a rocilor plutonice ?
6. Care sunt structurile caracteristice rocilor plutonice ?
7. Care sunt texturile caracteristice rocilor plutonice ?



Bibliografie selectivă

Popescu, V., – 2004 - Geologie generală, *Editura Pământul*, Pitești.

Popescu, V., – 2009 - Geologie generală, parte electronică.

Popescu, V., – 2009, Petrografie, parte electronică.

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

Curs nr. 12

Obiectivul lecției:

- Sistematica rocilor magmatice

Conținut:

- Noțiuni introductive
- Clasificarea chimică
- Clasificarea mineralogică și structurală



1. NOȚIUNI INTRODUCTIVE

În istoria petrologiei, sunt înregistrate numeroase încercări de geologi, geochimiști, chimiști și chiar fizicieni. Fiecare dintre acestea au avut la bază anumite criterii, mai mult sau mai puțin motivate, dar de cele mai multe ori, multe dintre ele nu corespund exigențelor petrologiei moderne.

Condițiile fundamentale pe care trebuie să le îndeplinească o clasificare petrogenetică sunt:

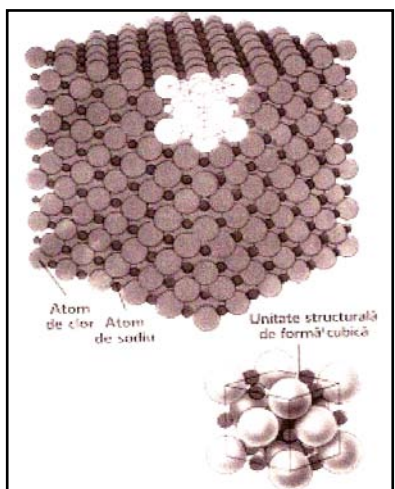
- o cât mai mare corespondență cu situațiile din natură, respectiv o cât mai fidelă oglindire a acestora;
- o structură cât mai simplă, dar elastică pentru a putea reflecta gama largă de varietăți din natură;
- fundamentarea pe elemente cât mai ușor observabile și cu care să se poată lucra cât mai ușor;

În general, elementele de ordin geologic (ocurență, geneză) corespund parțial acestor cerințe. În schimb, elementele de ordin compozițional și structural corespund integral cerințelor de mai sus.

Astfel, compoziția mineralogică, eventual și cea chimică devin criterii esențiale în sistematica modernă.

Clasificările mai vechi, bazate pe alte criterii, chiar dacă s-au bucurat cândva de o largă circulație, trebuie abandonate. Așa de pildă trebuie abandonată clasificarea rocilor

vulcanice pe criteriul vârstei geologice, care făcea distincție între rocile „paleotipice” (mai vechi decât Paleogenul) și rocile „neotipice” (mai noi), deoarece în virtutea acestei clasificări, una și aceeași rocă ar fi trebuit să aibă două denumiri, de exemplu: riolit (porfire cuarțifere), trahit (porfire), bazalt (diabaz sau melafir) etc..



2. CLASIFICAREA CHIMICĂ

Rezultatul analizei chimice a unei roci, se prezintă în mod obișnuit, sub formă de oxizi. Rocile magmatice sunt alcătuite dintr-un număr redus de oxizi: SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O . Proporția lor oscilează de la o rocă la alta, în limite nu prea largi. Oxidul cu ponderea cea mai mare este SiO_2 pentru că rocile magmatice sunt alcătuite predominant din silicați. În

mod firesc, s-a încercat o clasificare după conținutul în SiO_2 :

- *acide* (cu multă silice);
- *neutre, bazice* (cu silice puțină);
- *ultrabazice* (cu silice foarte puțină).

Conținutul ridicat de silice, se exprimă mineralogic prin cuarț. De aceea, rocile acide sunt cuarțoase, iar cele bazice și ultrabazice sunt lipsite de cuarț, apărând în schimb mineralele nesaturate în silice, anume feldspatoizii și olivinele.

În proporții mai reduse apar Na_2O și K_2O . Ei sunt foarte importanți pentru că condiționează apariția unor minerale specifice: amfibolii sodici, piroxenii sodici, feldspatoizii și chiar plagioclazul. Din acest punct de vedere, există o altă clasificare a rocilor magmatice:

- roci *alcaline* (Na_2O , $\text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$) : - sodice = atlantice;
- potasice = mediteraneene.

- roci *calcoalcaline* (pacifice) unde Na_2O , $\text{K}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3$. Din punct de vedere mineralogic, acestea sunt lipsite de minerale alcaline, în schimb au plagioclaz.

Oxizii de Fe și Mg sunt foarte importanți pentru că ei controlează cantitatea de minerale mafice. La fel de importanți sunt și CaO , H_2O , Fe_2O_3 .

Clasificări chimice au fost foarte multe. Dintre toate, o accepție largă o are clasificarea petrografului Niggli, care are la bază grupări de oxizi = parametrii chimici. Metoda de obținere a acestor parametrii este următoarea:

a) din procentele de greutate ale oxizilor se obține numărul de molecule gram pentru fiecare oxid în parte, care revine la 100g rocă (se împarte procentul de greutate la greutatea moleculară a oxidului);

b) moleculele de FeO, MgO, MnO se adună și se notează cu Fm;

c) moleculele de CaO, BaO, SrO se adună și se notează cu C;

d) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = \text{Alk}$;

e) numărul moleculelor de Al_2O_3 se simbolizează cu Al;

f) $\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2$ se notează cu Si;

g) se recalculează proporțiile Fm, C, Alk, Al în așa fel încât suma lor să fie 100, iar proporțiile procentuale ale acestora se scriu cu litere mici:

$$\mathbf{fm + c + alk + al = 100}$$

Numărul de molecule Si se recalculează și el în procente, raportat la unul din parametrii al, fm, c, alk, și se notează cu litere mici:

$$\text{Si} = (\text{si al}) / \text{Al} = (\text{si fm}) / \text{Fm} = (\text{si c}) / \text{C} = (\text{si alc}) / \text{Alk}$$

Pe baza acestor parametrii, rocile se clasifică astfel:

$\text{alk} > \text{al} \longrightarrow$ roci *alcaline*;

$\text{alk} < \text{al} \longrightarrow$ roci *calcoalcaline* (normale);

$\text{si} > \text{al} + \text{fm} + \text{c} + \text{alk} \longrightarrow$ roci suprasaturate în silice (*acide*);

$\text{si} = \text{al} + \text{fm} + \text{c} + \text{alk}$, adică toată silicea este consumată pentru formarea mineralelor saturate în silice $\longrightarrow$ roci saturate în silice (*neutre*);

$\text{si} < \text{al} + \text{fm} + \text{c} + \text{alk}$, silicea nu este suficientă pentru saturarea mineralelor = minerale nesaturate în silice (feldspatoizi, olivine, spineli), din care $\longrightarrow$ roci nesaturate în silice (*bazice*).

În afară de parametrii lui Niggli, au mai fost imaginate o serie de sisteme, care pornesc de la compoziția chimică a rocii, ca de exemplu sistemul normativ, cunoscut și ca sistemul CIPW.



3. CLASIFICAREA MINERALOGICĂ ȘI STRUCTURALĂ

Această clasificare este preferată pentru că o rocă este fundamental definită când se cunoaște:

- ce minerale și în ce proporție se găsesc în agregat;
- care este structura agregatului.

Din acest punct de vedere se consideră că, cu adevărat, o clasificare naturală fiind recomandată de “Comisia internațională de sistematică a rocilor” (IUGS), la propunerea geologului elvețian Streckeisen (1967).

Funcție de structură, rocile au fost împărțite în:

- **faneritice** (roci plutonice);
- **afanitice** (roci efuzive).

Aceste grupe structurale corespund celor două forme majore de zăcămint ale rocilor magmatice: roci plutonice (abisale, holocristaline) și roci vulcanice, consolidate la suprafață. Fiecare din aceste două grupe se împart în familii (tipuri), după proporția mineralelor primare. Rocile cu M (minerale mafice) > 90%, sunt denumite **ultramafice** și se clasifică după natura și proporția mineralelor mafice făcându-se abstracție de componenții leucocrați (deschiși la culaore și cu greutate specifică mică).

Dimpotrivă, dacă $M < 90\%$, rocile se clasifică funcție de mineralele L (leucocrate, adică Q, A, P, F), făcându-se abstracție de cele mafice.

În acest caz, proporția unui mineral leucocrat se raportează nu la întregul volum de rocă, ci la volumul care revine mineralelor salice, astfel ca:

$$Q + A + P + F = 100\%$$

Streckeisen (1967) a elaborat o clasificare mineralogică cantitativă, după modelul clasificării anterioare a lui Johannsen. Clasificarea propusă de el, constituie o rezolvare mult mai naturală și mai simplă, bazată exact pe elementele prevăzute mai sus.

Avându-se în vedere că mineralele din grupul Q nu pot să coexiste cu cele din grupul F (feldspatoizi), într-o rocă pot coexista cel mult 3 din cele 4 grupe mari de L. De aceea, pentru clasificare, s-au folosit două triunghiuri echilaterale, cu baza comună A, P și două vârfuri Q și F în opoziție. În aceste triunghiuri sunt separate 15 câmpuri, care corespund la 15 familii (grupe petrografice) fundamentale de roci magmatice, în afara

familiei ultramafice notată cu 16. Denumirea familiilor propusa de IUGS este ilustrată în mod mai sintetic în **fig. 32 - planșa IX.**



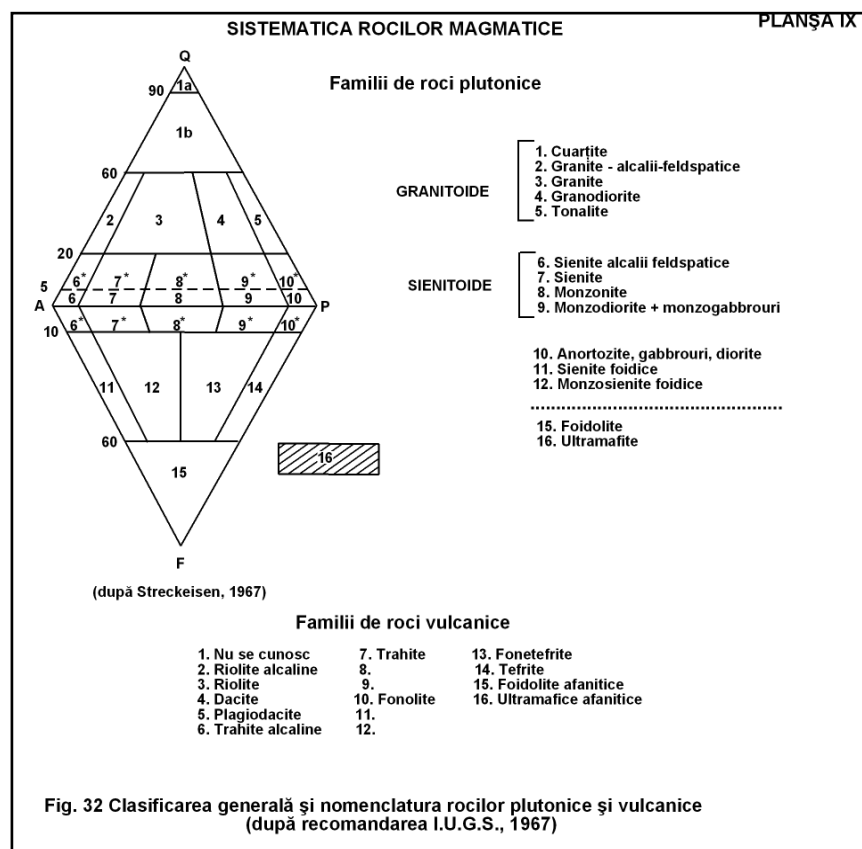
A. Familii de roci plutonice (faneritice);

B. Familii de roci vulcanice (afanitice).

Sistematica rocilor vulcanice este analogă cu cea a rocilor plutonice. Excepție face doar căsuța 1a (la rocile plutonice ea corespunde cuarțolitelor). Cu alte cuvinte, în domeniul vulcanic, nu există roci formate preponderent numai din cuarț și prin urmare nici o denumire specifică acestora. Trebuie de remarcat însă că, sistematica rocilor vulcanice ridică probleme specifice, uneori foarte dificile. Dificultatea principală provine din imposibilitatea determinării exacte a compoziției mineralogice, ca urmare a prezenței sticlei și a microcristalelor. De aceea, pentru rocile plutonice este folosită compoziția mineralogică reală, iar pentru rocile vulcanice se folosește compoziția mineralogică normată. Aceasta din urmă, se bazează pe analiza chimică completă a rocii vulcanice, exprimată prin cumulul de oxizi prezenți în chimismul rocii respective. Pe baza acestora, se imaginează un complex de reacții chimice, care să ducă în final la formarea de silicați, până la consumul total al oxizilor.

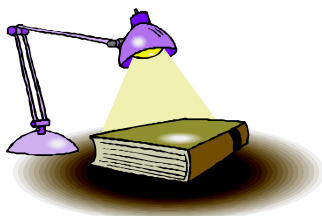
Asupra clasificării lui Streckeisen, sunt necesare două observații:

- clasificarea este mineralogică-descriptivă, și nu genetică. Poziția grupelor de roci în schema de clasificare nu reflectă în nici un fel interdependențele de natură genetică ale acestora, relațiile lor în ceea ce privește ocurențele etc.;
- nomenclatura rocilor corespunde în mare măsură termenilor petrografici tradiționali. Printre aceștia, se enumeră termenul „dacit” care desemnează o rocă vulcanică specifică, descrisă pentru prima oară în lume în vulcanismul neogen din Munții Apuseni, pe la mijlocul secolului XIX, nume provenit de la Dacia.



Autoevaluare (întrebări)

1. Ce condiții fundamentale trebuie să îndeplinească o clasificare petrogenetică ?
2. Ce compoziții devin esențiale pentru o sistematică modernă ?
3. Cum este realizată clasificarea chimică ?
4. Cum se clasifică rocile magmatice după procentul de Na_2O și K_2O ?
5. Ce știți despre parametrii Niggli ?
6. Prin ce este fundamental definită o rocă ?
7. Cum se clasifică rocile magmatice funcție de structură ?
8. Ce înțelegeți prin ultramafile ?
9. Ce știți despre familiile de roci plutonice ?
10. Ce știți despre familiile de roci vulcanice ?
11. Crea sunt observațiile asupra clasificării lui Streckeisen ?



Bibliografie selectivă

Popescu, V., – 2004 - Geologie generală, *Editura Pământul*, Pitești.

Popescu, V., – 2009 - Geologie generală, parte electronică.

Popescu, V., – 2009, Petrografie, parte electronică.

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

Curs nr. 13

Obiectivul lecției:

- Asociațiile naturale de roci magmatice

Conținut:

- Asociații de roci din regiuni de divergență și convergență a plăcilor
- Regiuni de expansiune din domeniul oceanic
- Regiuni de expansiune din domeniul continental
- Asociații de roci din regiuni de subducție și coliziune a plăcilor



ASOCIAȚII NATURALE DE ROCI MAGMATICE

Asociația naturală este totalitatea rocilor magmatice din aceeași provincie și se presupune că ele sunt **consangvine**, adică derivă din aceeași sursă. Prin sursă comună se înțelege fie același protolit magmatogen, fie același corp magmatic din care au derivat, prin diferențiere sau asimilare, toate celelalte roci ale provinciei.

La nivelul globului terestru, provinciile magmatice pot fi amplasate astfel:

- provincii situate la marginea plăcilor;
- provincii situate la interiorul plăcilor.

Primele pot fi situate atât la marginile divergente, cât și la marginile convergente. Cele de a doua categorie, sunt amplasate atât pe plăci oceanice, cât și pe plăci continentale, fiind corelate cu așa zisele „zone fierbinți”.



Bazalte

1. ASOCIAȚIILE DE ROCI DIN REGIUNILE DE DIVERGENȚĂ ALE PLĂCILOR

În regiunile de rift oceanic asociațiile de roci care iau naștere sunt esențialmente bazaltice, cu o participare modestă a diferențiatelor cu un caracter acid și intermediar.

Pe baza compoziției mineralogice normate CIPW, tipurile de bazalte pot fi sistematizate în:

- a) bazalt cu cuarț și hypersten, numite și tholeite;
- b) bazalt cu hypersten și olivină, respectiv bazalte propriu zise;
- c) bazalt cu olivină, numite și oceanite;
- d) bazalt cu nefelin, numite și bazalte alcaline.

De reținut că aceasta este o clasificare chimică și că atât cuarțul cât și nefelinul sunt minerale normative, nu neapărat reale.



2. REGIUNILE DE EXPANSIUNE DIN DOMENIUL OCEANIC

Aici sunt eliberate magme bazice tholeitice. În rifturile active sunt cunoscute și magme cu un caracter alcalin. Natura tholeitică arată că aceste magme au fost generate la adâncimi reduse în manta. Totalitatea rocilor bazaltice și a rocilor peridotitice formează asociațiile ofiolitice.

Ofiolitul este o asociație de roci cu un caracter bazic și ultrabazic, de natură efuzivă și intrusivă. Rocile care se asociază sunt:

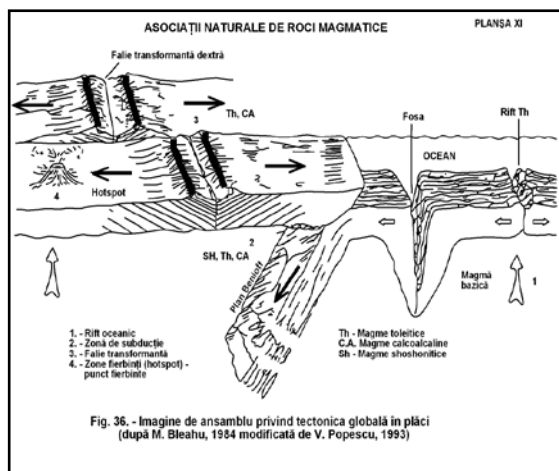
- peridotite, în diferite stadii de serpentinizare;
- gabbrouri cu diopsid sau cu ortopiroxen (=gabbrouri noritice);
- bazalte, mai mult sau mai puțin transformate; cele cu grad avansat de transformare subsolidus, au fost descrise ca „spilite”;

De cele mai multe ori, acestora li se adaugă o pătură de roci sedimentare argiloase și silicioase, de mare adâncime. Caracterul chimic general este parțial ultrabazic și bazic, tholeitic (**fig. 36 - planșa XI**).

Asociațiile ofiolitice se găsesc în afara oceanelor, respectiv în zonele orogenice, unde se află în poziții alohtone. Un exemplu concludent este complexul ofiolitic din Cipru (Mv. Trodos), Grecia continentală (Vourinos); regiunile orogene mezozoice din America de Nord și partea vestică a Pacificului.

Alcătuirea și structura **asociațiilor ofiolitice** se dovedesc asemănătoare cu cele ale litosferei oceanice actuale. De aici afirmația că asociațiile ofiolitice reprezintă fragmente

vechi de cruste oceanice, scoase la zi prin procesele de cutare, care le-au afectat pe acestea, în ultimele momente ale coliziunii și închiderii bazinelor oceanice. În istoria lor se pot distinge (**fig. 38**).



În acest context, o parte din rocile care constituie fundurile oceanice vor deveni asociații ofiolitice în momentul închiderii bazinelor oceanice în care se găsesc.

Asociațiile ofiolitice pot deveni interesante prin apariția unor concentrații de minerale utile generate prin diferențiere gravitațională în partea inferioară sau ca urmare a circulației de soluții hidrotermale în litosfera oceanică (de regulă în partea superioară a coloanei).

În România ele apar în sudul și estul M-ților Apuseni (M-ții Mureșului, Trascău). Ele nu au extremitatea inferioară și superioară a coloanei.

Asociația peridotit - serpentinitică

Această asociație este alcătuită din dunite și peridotite, majoritatea serpentinizate. Ea apare în aceleași condiții ca asociațiile ofiolitice, fiind interpretată ca extremitatea inferioară a unei asociații ofiolitice, posibil chiar fragmente din mantaua superioară.

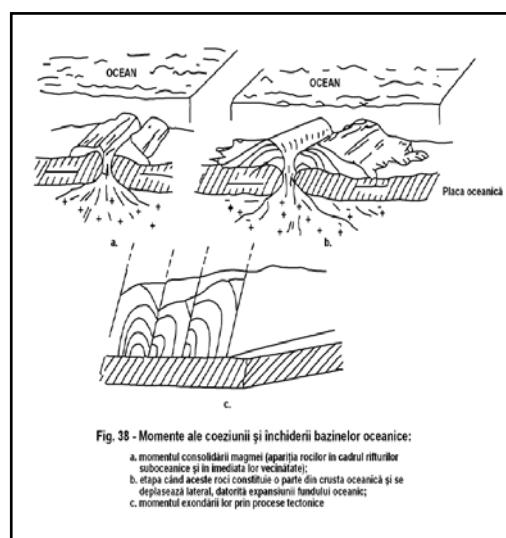
ex. M-ții Alpi, Dinari, Urali, Appalași.

Aceste asociații sunt uneori interesante pentru cromit, magnetit, platină.

a) momentul consolidării magmelor (apariția rocilor) în cadrul riftului suboceanic și în imediata lui vecinătate;

b) etapa când aceste roci au constituit parte din crusta oceanică și s-au deplasat lateral datorită expansiunii fundului oceanic;

c) momentul exondării lor prin procese tectonice.



Asociația spilitică

Spilitele sunt roci bazice efuzive caracterizate prin asociația albit - oligoclaz + clorit + calcit. Ele sunt în fond bazalte cu albit, prin urmare bazalte albitizate.



3. REGIUNILE DE EXPANSIUNE DIN DOMENIUL CONTINENTAL

În mod paradoxal sunt mai puțin cunoscute decât cele din domeniul oceanic. Procesele de expansiune sunt rămase într-un stadiu incipient, încă departe de etapa de instalare a unui regim propriu-zis de expansiune. Practic, ne aflăm în situația unor procese de fracturare a litosferei și numai în puține cazuri de formare de litosferă nouă (expansiune ss.).

Regiunea care conferă cel mai bine aceste lucruri, este riftul est-african. Asociațiile de roci născute în astfel de zone apar în două situații:

1. asociații de roci apărute acolo unde s-a produs fracturarea litosferei și s-au format cel mult mari fose;
2. asociații de roci apărute în regiunile unde s-a format litosferă nouă.

Cele două situații se deosebesc din punct de vedere al manifestărilor vulcanice precum și al produselor.

Asociațiile din fose au un caracter alcalin, puternic alcalin și au luat naștere prin activitate de tip central, în timp ce asociațiile de roci din litosfera nouă au căpătat un caracter tholeitic și au luat naștere prin activitatea de tip fisural.

Asociațiile de roci bazice alcaline din fosele continentale

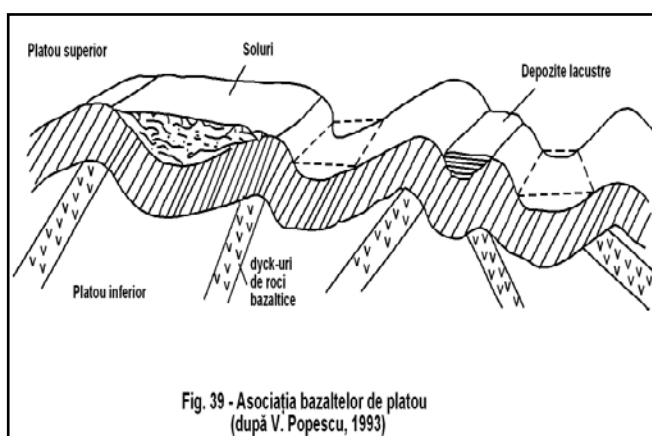
Modelul pentru aceste asociații îl reprezintă **Riftul Est African**.

Caracterul chimic este alcalin și extrem de alcalin în care domină roci mafice. Nu sunt excluse roci neutre și chiar acide. Rocile sunt de natură vulcanică. Vulcanismul este de tip central și mixt, rocile cuprinzând întreaga gamă de la bazalt la riolit. Distribuția rocilor este controlată de tectonică. Fosele au luat naștere după faza bazaltelor de platou (fisurare) și îndepărtarea celor două blocuri. În fapt, riftul Est African, este dezvoltat pe o direcția N-S. El reprezintă un mare sistem de dizlocații însoțite de prăbușiri ale litosferei, care au dus la formarea de fose cu lățimi de 8 - 10 km. Riftul are o lungime de aproximativ 5000 km și se continuă în Nord până în Siria (Asia Mica).

Asociația bazaltelor de platou

Această asociație este caracteristică zonelor unde procesul de expansiune a atins, probabil, stadii mai avansate. Un model în acest sens îl constituie Islanda. Aici, asociația de roci este alcătuită numai din bazalte și foarte rar roci andezitice. Caracterul chimic este tholeitic și foarte rar alcalin. Procesul de diferențiere pare să fi fost absent.

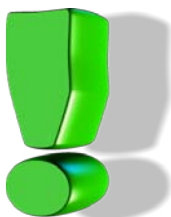
Rocile formează stive groase. În extremitatea inferioară apar dyck-uri tot cu un caracter bazaltic. Între curgerile de lave se găsesc soluri și depozite cu un caracter lacustru (prin urmare punerea în loc s-a făcut subaerian). Stivele de curgeri determină forme morfologice de platou (**fig. 39**).



Asociațiile bazaltelor de platou sunt interpretate ca fiind generate prin vulcanism fisural, în regiuni unde litosfera a fost fisurată în întregime, permițând ascensiunea magmelor din manta. Acolo unde nu a avut loc o ascensiune, curgerile de bazalte s-au păstrat integral până astăzi. Acolo

unde cele două blocuri continentale au început să se îndepărteze, a apărut o depresiune (rift) care a fost inundată de ocean. Platoul de bazalte (β) inițial a fost dizlocat, remaniat, bazaltele devenind coaste ale noului bazin (ex. Coastele Est și Vest ale Groelandei și Islanda).

Nu sunt cunoscute concentrații de minerale. În România nu există astfel de asociații de roci.



4. ASOCIAȚII DE ROCI DIN REGIUNILE DE SUBDUCTIE SI COLIZIUNE A PLĂCILOR

În aceste zone iau naștere magme nealcaline. Manifestările au loc atât la suprafață (regiuni vulcanice cu asociații andezitice) cât și în profunzime (asociații de roci granitice). Manifestările andezitice apar atunci când plăcile care se află la fund sunt alcătuite din crustă

oceanică. Manifestările granitice apar în prezența blocurilor continentale, aflate în procesul de subducție.

Între cele două aspecte, de suprafață (manifestări andezitice) și de profunzime (manifestări granitice) există o diferență de timp: fenomenele intrusive sunt mai timpurii și deci, funcție de desfășurarea orogenezei, sunt considerate sinorogene; cele extrusive sunt mai târzii și prin urmare sunt considerate ca subsecvente (tardeorogene) față de orogeneză. Nu se exclude posibilitatea ca cele două manifestări să aibă loc în momente sensibil apropiate, sau chiar în cadrul aceleași etape, deci simultan.

1. Asociația andezitică

Ea este constituită din roci vulcanice (andezite, dacite, riolite, trahite, bazalte) atât

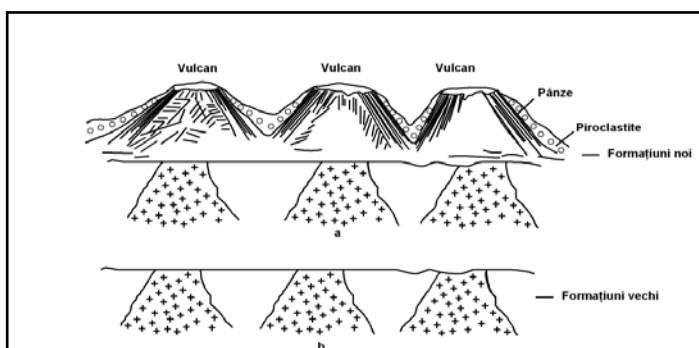


Fig. 40 - Asociații andezitice - dezvoltare liniară (a); dezvoltare punctuală (b)

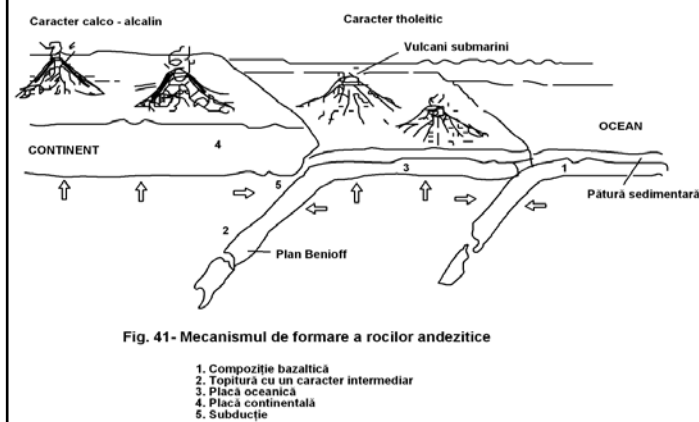


Fig. 41 - Mecanismul de formare a rocilor andezitice

1. Compoziție bazaltică
2. Topitură cu un caracter intermediar
3. Placă oceanică
4. Placă continentală
5. Subducție

ca roci masive, cât și ca roci fragmentare (piroclastite). Aceste manifestări vulcanice pot fi însoțite de manifestări hipabisale (corespondente celor vulcanice - ex. dioritul microgranular). Rocile sunt rezultatul unei activități vulcanice tip central cu un caracter mixt. Apariția lor se face sub formă de pânza de lavă, neck, dyck, lacolit, strat (de piroclastite). Asociația apare întotdeauna cu un caracter alcalin, în cea mai mare parte a cazurilor calco-alkalin.

Asociațiile andezitice apar în litosferă în moduri variate, controlate de vârsta lor și prin

urmare de eroziunea cărora le-au fost supuse. Manifestările tinere (terțiare) și recente-actuale, constituie regiuni cu o dezvoltare liniară (L = sute de Km, l = zeci de Km - **fig. 40**), paralele cu lanțurile de munți de cutare (regiunile orogene) sau cu zonele de subducție active. În cazul formațiunilor mai vechi, eroziunea a putut îndepărta pânzele de lave,

stratele de piroclastite, scoțând la zi roci hipoabisale, care nu au decât o dezvoltare punctuală (**fig. 40**).

Rocile andezitice sunt foarte sensibile la factori exogeni și endogeni. De aceea, procesele de alterare și metamorfism sunt foarte frecvente și cu atât mai pregnante, cu cât formațiunile sunt mai vechi. De aici, diferențierea care se face între manifestările terțiare (noi) - neovulcanite și preterțiare (vechi) - paleovulcanite (corespondentele porfir cuarțifer - riolit, porfirit - andezinit, melafir - bazalt, diabaz - dolerit).

Asociațiile andezitice apar de cele mai multe ori pe un fundament (litosferă) continental și foarte rar fundament oceanic (lanțuri de insule cu un caracter tholeitic). Cele două cazuri reprezintă situația afundării unei plăci oceanice sub alta sau sub una continentală - vestul oceanului Pacific (**fig. 41**).

Prin urmare, magmele care au generat asociațiile andezitice s-au format prin topirea crustelor oceanice (compoziție bazică + sedimente) rezultând o topitură cu un caracter intermediar.

În cadrul asociațiilor andezinitice, se constată numeroase variații petrografice și chimice, de la o regiune la alta și chiar în cadrul aceleași regiuni. Acest lucru se poate explica satisfăcător prin:

- variația largă a sedimentelor în diverse zone ale plăcii;
- grosimea și natura crustei de magmă în ascensiune;
- viteza de afundare a crustei;
- adâncimea de topire a crustei subduse.

Principalele lanțuri andezitice, actuale și recente se găsesc în imediata apropiere a zonelor de subducție active. Iată câteva exemple: regiunea circumpacifică, vestul Oceanului Indian etc..

Lanțuri andezitice (Neogene, Paleogene) se găsesc și în regiunile cu evoluție practic încheiată (lipirea blocurilor continentale), cum ar fi Lanțul Carpatic, Munții Caucaz, vestul lanțului Himalaian. Asociațiile mai vechi sunt mult mai rare și mai puțin semnificative.

Conform teoriei tectonicii în plăci, existența unui lanț vulcanic andezitic presupune, în mod logic existența în imediata apropiere a unei margini de placă sub care s-a produs afundarea unei cruste oceanice.

Din punct de vedere al substanțelor minerale utile, apar: filoane și impregnații de oxizi, sulfuri simple și complexe, aur, argint împreună cu gangă de cuarț, calcit, sulfați.

În România, cel mai elocvent exemplu îl constituie lanțul vulcanic din Carpații Orientali care cuprinde M-ții Oaș, Gutâi, Țibleș, Bârgău, Călimani, Gurghiu, Harghita, cât și zona munților Apuseni (Metaliferi).

2. Asociațiile granitice sunt cele mai răspândite asociații ale magmatismului plutonic sau hipabisal. Acestea sunt caracterizate prin:

a) din punct de vedere petrografic, predomină granitele la care se mai adaugă toate celelalte specii petrografice de mare adâncime și anume granodiorite, diorite, tonalite, monzonite, gabbrouri, sienite;

b) caracterul chimic este fie nealcalin, fie totdeauna calco-alkalin și este asemănător cu cel al asociațiilor andezitice;

c) asociațiile granitice apar în zone orogene de vârstă diferită. Prezența la suprafață se datorește fenomenului de eroziune (zonele orogene vechi). În zonele foarte tinere, probabil nu au fost scoase încă la zi. Ele constituie zone alungite, paralele cu lanțurile de munți de cutare (de cele mai multe ori în regiunile formațiunilor metamorfice, dar adesea și în formațiuni sedimentare). Lungimea este mai mare de 1000 Km, iar lățimea mai mare de 100 Km. Atunci când apar în cadrul scuturilor sau platformelor, asociațiile granitice reprezintă fragmente din regiuni orogene mai vechi, prinse în cadrul blocurilor continentale, prin sudarea sau coliziunea a două plăci;

d) forma de zăcământ tipică pentru asociațiile granitice este batholitul (simplu sau compus din numeroase corpuri puse în loc în momente diferite, dar sudate între ele). Asociațiile granitice mai de suprafață apar sub formă de lacolite;

e) studiul sistemelor de fisuri de contracție este o chestiune de mare interes pentru asociațiile de granite. În timpul răcirii maselor de magme, iau naștere două sisteme de fisuri:

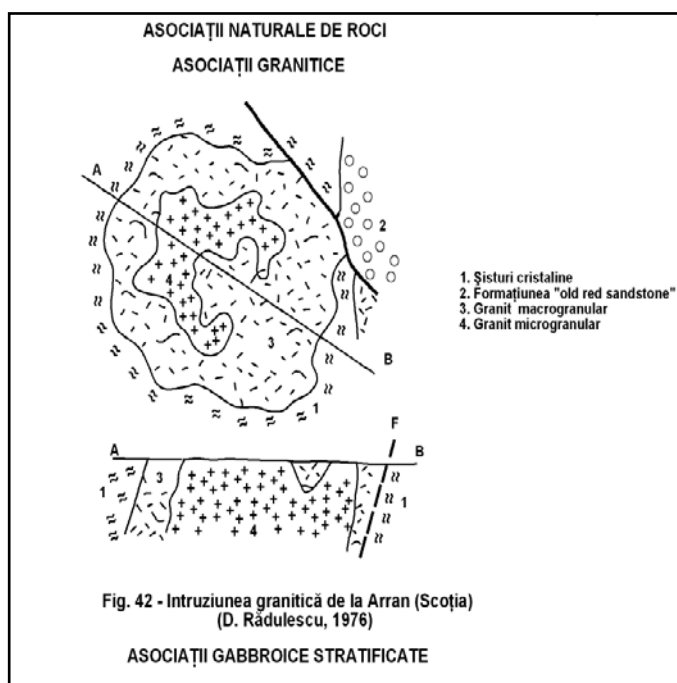
- unul paralel cu suprafața de pierdere a căldurii constituit din plane paralele între ele, care determină o descuamare, cojire a corpului;

- unul “radiar”, constituit din plane perpendiculare pe acesta.

Ambele sisteme sunt dezvoltate în partea periferică a corpurilor. Studiul fisurilor îngăduie înțelegerea formei corpului de rocă precum și a dezvoltării lui în profunzime.

f) Compoziția mineralogică. În ciuda unei alcătuirii simple (Q,A,P + M), granitele se pot prezenta sub diverse aspecte mineralogice. Compoziția mineralogică dezvăluie de fapt, aspecte particulare ale procesului de consolidare.

Semnificație genetică au în mod special prezența microclinului sau ortozei, dezamestecurilor pertitice, concreșterilor grafice, albitului, mineralelor mafice (Bi, Ho). La acestea se adaugă varietățile structurale, macro- și microgranulare, pertitice, porfirice, mirmehitice.



Asociațiile granitice sunt foarte răspândite pe suprafața scoarței terestre. Ele apar în lanțurile orogene de toate vârstele: regiunea circumpacifică și lanțul alpino-himalaian.

ex.: Masivul Arran (Scoția) - sub formă de stock (**fig. 42**);

ex.: Batholitul din M-ții Sierra Nevada; M-ții Cascadelor (S.U.A.).

Ambele tipuri de granite sunt generate de aceeași magmă. Granitul

microgranular constituie o intruziune ulterioară;

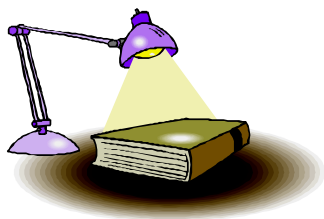
g) asociații granitice care au luat naștere prin consolidarea intracrustală a magmelor generate prin subducție. Ele pot fi privite, deci, ca un corespondent al asociațiilor andezitice, în adâncime. După timpul de punere în loc se disting: asociații granitice pre-, sin- și tardeorogene. Pe lângă asociațiile granitice cu geneză magmatică, se acceptă astăzi și granite provenite prin procese metamorfice de temperatură scăzută;

h) sunt cunoscute substanțe minerale utile cu un caracter filonian, de temperatură mare (pneumatolitice - casiterit) cât și de temperatură mică (hidrotermal). În România ele apar în vestul Carpaților Meridionali, M-ții Apuseni - asociații granitice foarte vechi. Există și asociații granitice din ciclul alpin (mai noi), cu arie de răspândire mai redusă.



Autoevaluare (întrebări)

1. Ce înțelegeți prin asociații naturale de roci ?
2. Care sunt asociațiile de roci din regiunile de divergență ale plăcilor ?
3. Care sunt asociațiile de roci din regiunile de expansiune din domeniul oceanic ?
Exemplificați.
4. Care sunt asociațiile de roci din regiunile de expansiune din domeniul continental ?
Exemplificați.
5. Descrieți asociațiile de roci bazice din fosele continentale.
6. Descrieți asociațiile bazaltelor de platou.
7. Ce asociații cunoașteți în regiunile de subducție și coliziune a plăcilor ?
8. Descrieți asociațiile andezitice.
9. Descrieți asociațiile granitice.



Bibliografie selectivă

Popescu, V., – 2004 - Geologie generală, *Editura Pământul*, Pitești.

Popescu, V., – 2009 - Geologie generală, parte electronică.

Popescu, V., – 2009, Petrografie, parte electronică.

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

Curs nr. 14

Obiectivul lecției:

- Asociațiile naturale de roci magmatice

Conținut:

- Asociații de roci generate în zone fierbinți
- Asociații născute pe litosfera oceanică
- Produse ale zonelor fierbinți în cadrul litosferei continentale
- Asociații de roci magmatice cu poziție tectonostructurală neclarificată



1. ASOCIAȚII DE ROCI GENERATE DE ZONE FIERBINȚI

Principalul model este partea centrală a Bazinului Pacific și este reprezentat de cele trei șiruri de insule și munți vulcanici submarini care au centre de activitate actuală în Hawaii, Sala y Gomez și Mc Donald (submarin). Pe lângă aceste puncte fierbinți din litosfera oceanică, mai există puncte fierbinți și în litosfera continentală.

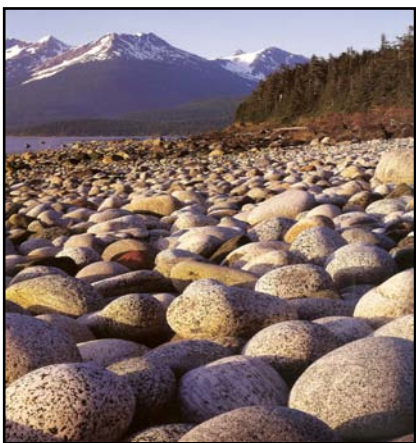
2. ASOCIAȚII NĂSCUTE PE LITOSFERA OCEANICĂ

Cea mai renumită este zona oceanului Pacific. Asociația este prin esență bazaltică. Roca de baza este un bazalt $\pm$ olivină. Din magma corespunzătoare acesteia au existat trei tendințe de diferențiere:

- îmbogățire în minerale mafice, rezultând bazalte cu olivine:
 - oceanite (foarte bogate în olivine);
 - ankaramite (foarte bogate în augit);
- îmbogățire în SiO_2 - andezite, trahite;
- îmbogățire în alcalii: tefrite (bazalte cu nefelin) $\pm$ fonolite $\pm$ dolerite.

Rocile au fost puse în loc prin aparate de tip central. Ele constituie serii tholeitice consolidate din magme a căror proveniență este în manta. Iată câteva exemple:

- Oc. Atlantic: insulele Sf. Elena, Tristan de Cunha, Ascension, Gough, Bouvet - sunt produse ale punctelor fierbinți care se găsesc chiar pe traseul riftului. Ele sunt alcătuite din toată seria de roci bazice la acide, bogate în nefelin și leucit.
- Islanda - pe lângă produsele tholeitice ale riftului, apar și roci alcaline generate de un vulcanism de tip central, încă activ. Zona fierbinte se găsește chiar pe rift.
- Două exemple de roci mai vechi se găsesc în bazinul oceanic Indian: cordiliera Ninetyeast (munții vulcanici submarini de natură bazaltică) și lanțul de munți submarini și insulele vulcanice Chango-Laccadive cu un caracter bazaltic.



2. PRODUSE ALE ZONEI FIERBINȚI DIN CADRUL

LITOSFEREI CONTINENTALE

Modelul este reprezentat de seria bazalte-andezite-dacite cu un cracter calco-alcalin din regiunea Parcului National Yellowstone (vestul S.U.A.). Această categorie de roci face parte din punctele fierbinți care se deplasează odată cu placa litosferică. Aici, în acest parc, activitatea vulcanică s-a încheiat, dar există o intensă activitate postvulcanică.

Se cunosc și zone unde vulcanismul este încă activ. Un exemplu îl constituie Insulele Canare, Insulele Capului Verde, (bazalte, trahite, fonolite). Un alt exemplu îl constituie platoul Deccan (India) unde se găsesc bazalte $\pm$ olivine, depuse în condiții subaerene care constituie o stivă de circa 2000 m grosime. În interiorul acestor plăci se găsesc resturi de mici aparate de tip central. Acest platou este considerat ca fiind rezultatul punctelor fierbinți care au generat și insulele Chagos-Laccadive (în momentul când India a trecut pe deasupra acestui punct).

În Europa, între valea Rinului și valea Oderului există un șir de corpuri de roci extrusive și intrusive, de dimensiuni mici cu roci de tipul bazaltelor plagioclazice, cu nefelin, melilit, cu olivină și tefrite, bazanite, fonolite, nefelinite. Se presupune existența unei zone fierbinți în regiunea văii Rinului.

În Africa există zona Bazinului Ciad, predominant bazaltic și de asemenea Tibesti în Asia etc..



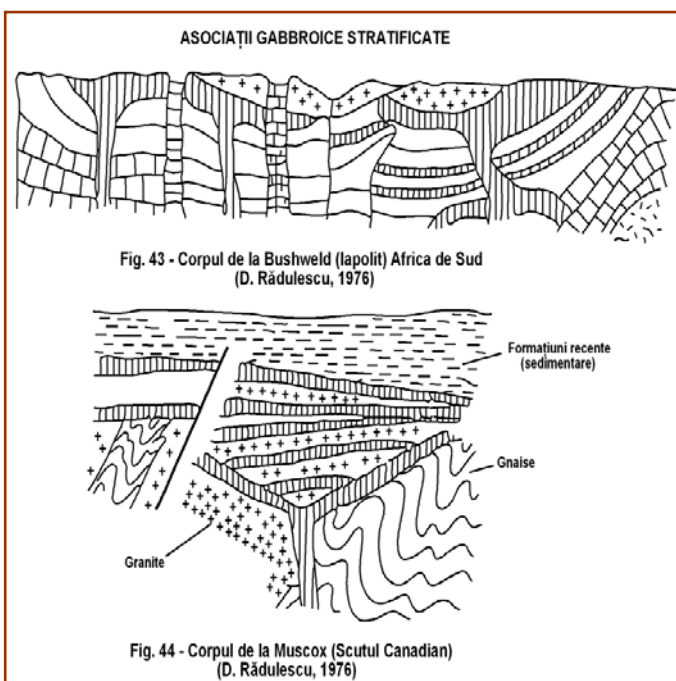
4. ASOCIAȚII DE ROCI MAGMATICE CU POZIȚIE TECTOSTRUCTURALĂ NECLARIFICATĂ

Există situații în care modelul tectonicii globale nu corespunde, condițiile tectostructurale neputând fi precizate. Pentru aceste situații, se poate presupune că:

- există o cunoaștere incompletă asupra acestora;
- ele au luat naștere în alte condiții decât cele cerute de tectonică globală (acest lucru este perfect posibil pentru că este vorba de asociații de vârstă cambriană).

1. Asociații gabbroice stratificate:

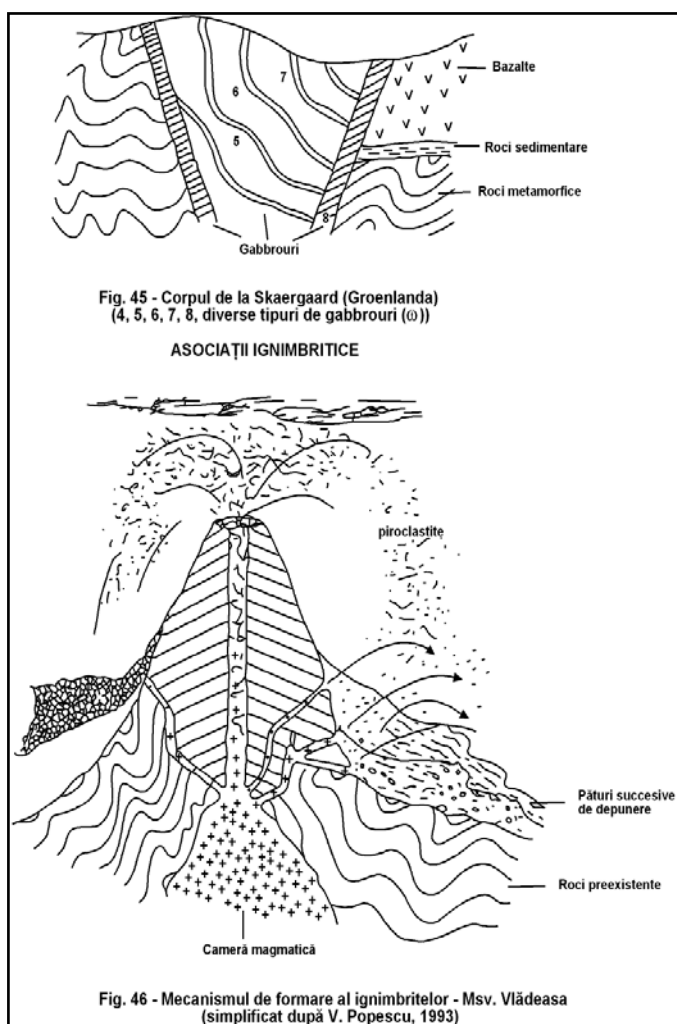
a. Din punct de vedere petrografic ele sunt alcătuite din gabbrouri, norite la care se adaugă peridotite, harzburgite, anortozite, diorite, formând pături orizontale care dau aspectul de stratificație, în cadrul unor lopolite de mari dimensiuni. Succesiunea rocilor este în esență peridotit - gabbrou + anortozit - gabbrou granofiric. Ele au luat naștere în urma unor procese de diferențiere - cu acumulare gravitațională și prin flotare a cristalelor - într-o magmă bazică cu un caracter tholeitic. Aceste procese au dus la formarea unor strate compacte de magnetit, illmenit, cromit. Ele se găsesc în formațiuni foarte vechi, din scuturi.



a. Corpul de la Bushveld (Africa de Sud). Se găsește în formațiuni metamorfice ale cratonului Kaapvaal. El constituie un mare lopolit - 450/250 Km (**fig.43**), în baza căruia au fost detectate canale de alimentare, prin care magma era injectată. Stratificatia este evidentă, atât la nivel petrografic cât și mineralogic, chimic. El cuprinde 5 orizonturi principale în care există 10 nivele de

magnetit compact. Asociația are un caracter tholeitic. În acest caz este vorba de un magnetism intraplaca.

c. Corpul de la Muscox (Scutul Canadian - **fig.44**). Acest corp este tot un lopolit care aflurează pe 100/10 Km. El este prezent sub un acoperiș de formațiuni mai recente. Asociația petrografică este reprezentată de gabbrouri, peridotite, dunite, piroxenite, picrite (300-400 m grosime, însumând în total circa 2000 m în zona cu dezvoltare maximă). În acestea se găsesc numeroase nivele de magnetit, cromit, illmenit. Ea este intrusă în gnaise și granite mai vechi. Asociația are un caracter tholeitic și reprezintă un magnetism intraplacă.



d. Corpul de la Skaergaard (Groenlanda - **fig.45**). Vârsta sa este eocenă. Magma a traversat fundamentul cristalin și sedimentele cretacice. Ulterior punerii în loc au fost intruse numeroase dyck-uri de roci bazice. Structura sa stratificată a luat naștere prin cristalizare fracționată, urmată de acumularea pe cale gravitațională și prin intermediul curenților de convecție. În România nu există astfel de asociații.

2. Asociațiile de sienite cu nefelin

Din punct de vedere petrografic, ele cuprind sienite nefelinice în foarte multe tipuri mineralogice și structurale (ijolite, nefelinite, foiaite). Magmele au avut un caracter alcalin, puternic sodic. Foarte caracteristic este aspectul inelar al ariei de aflorare (se pot distinge uneori 10 inele concentrice). O

asemenea formă de aflorare corespunde unor forme de zăcământ de tipul dyck-uri inelare, pânze conice. Ele apar în Scuturile Scandinave, Siberian, S-W African, Brazilian.

Masivul Hibin (Peninsula Kola) este constituit din 10 inele - sienite, foiaite) care prezintă concentrații de “pământuri rare”. Alte corpuri asemănătoare: Ivigtut (Groelandă) și Grabenul Oslo. Magmele acestor asociații provin din manta, magmatismul specific fiind cel de interplacă.

Masivul Ditrău este situat în Carpații Orientali, fiind constituit din sienite cu nefelin, granite alcalino-feldspatice, roci foiaitice, essexite, foide. Condițiile de formare și chiar petrografia sunt încă în discuție, sau dacă vreți, incerte.

3. Asociațiile anortozitice (roci alcătuite din feldspați plagioclazi). Pe lângă acestea mai pot apare gabbrouri. Ele sunt corpuri de dimensiuni mici, cu vârste foarte mari, intruse în formațiunile metamorfice ale scuturilor precambriene. Anortozitele și gabbrourele formează magme bazice cu acumulare gravitațională și flotare a cristalelor. Magmele provin din manta și au un caracter tholeitic. De ele nu sunt legate substanțe minerale utile.

ex. Adirondack, Nain, Nichikaman - Scutul Canadian;
Groenlanda de SV.

4. Asociații de carbonatite și roci mafice alcaline

Carbonatite = roci alcătuite numai din carbonați (CaCO_3 , dolomit, ankerit).

ex. vulcanii din Marele Rift Est African. Acestea au produs lave constituite din Na_2CO_3 . Alături de carbonați, se mai asociază sienite nefelinice, piroxenite care constituie partea cea mai mare a corpurilor. Ele apar în scuturi precambriene și au diametre mici. Au o structură inelară foarte slab exprimată. Magmele provin din manta și au un caracter alcalin. Au sau nu “pământuri rare”.

ex. Alno (Suedia), Magnet-Cave (SUA), vulcanul Oldainyo Lengai (Africa de Est).

5. Asociații ignimbritice

Ignimbrite = roci vulcanice fragmentare, coerente sau necoerente care au luat naștere prin emisiunea fisurală a unor lave extrem de bogate în componenți gazoși. Bulele erau așa de numeroase, încât ajungeau să formeze un “fond” în care materia magmatică apărea numai ca particule de mici dimensiuni. Astfel de magme erau niște emulsii, “spume”. După depunerea pe sol, particulele din partea superioară a păturii formate se

aplatizau și se sudau între ele datorită greutateii părții superioare a acesteia. Roca formată era coerentă, cu particulele de sticlă aplatizate. Fiecare emisiune, dădea naștere la astfel de secvențe. Cantitatea mare de materie emisă făcea ca relieful inițial să fie “îngropat” și să ia naștere forme morfologice de platou (**fig.46**).

Astfel de asociații au fost descrise în regiuni cu vulcanism vechi și nou. Poziția lor tectono-structurală nu este cunoscută. Nu există substanțe minerale utile. În România, zona munților Vlădeasa (M-ții Apuseni) este un exemplu elocvent.

6. Asociații lamprofirice:

Lamprofire = roci închise la culoare, formate predominant din feldspați (feldspați alcalini și plagioclazi) și subordonat mafice. Ele se prezintă în majoritatea cazurilor alterate. Aceste asociații apar numai în dyck-uri și filoane de dimensiuni mici, pe un fond de roci metamorfice. Ele iau naștere din magme formate în manta. În România, zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali și Meridionali este recunoscută pentru asemenea fenomene.



Autoevaluare (întrebări)

1. Care sunt asociațiile de roci din zonele fierbinți ?
2. Care sunt asociațiile de roci născute pe litosfera oceanică ?
3. Care sunt produsele zonelor fierbinți din cadrul litosferei continentale ?
4. Care sunt asociațiile de roci magmatice cu poziție tectostrucurală neclara.
5. Descrieți asociațiile gabbroice stratificate.
6. Descrieți asociațiile de sienite cu nefelin.
7. Descrieți asociațiile anortozitice.
8. Descrieți asociațiile de carbonatite și roci mafice alcaline.
9. Descrieți asociațiile ignimbrice.
10. Descrieți asociațiile lamprofirice.



Bibliografie selectivă

Popescu, V., – 2004 - Geologie generală, *Editura Pământul*, Pitești.

Popescu, V., – 2009 - Geologie generală, parte electronică.

Popescu, V., – 2009, Petrografie, parte electronică.

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

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.