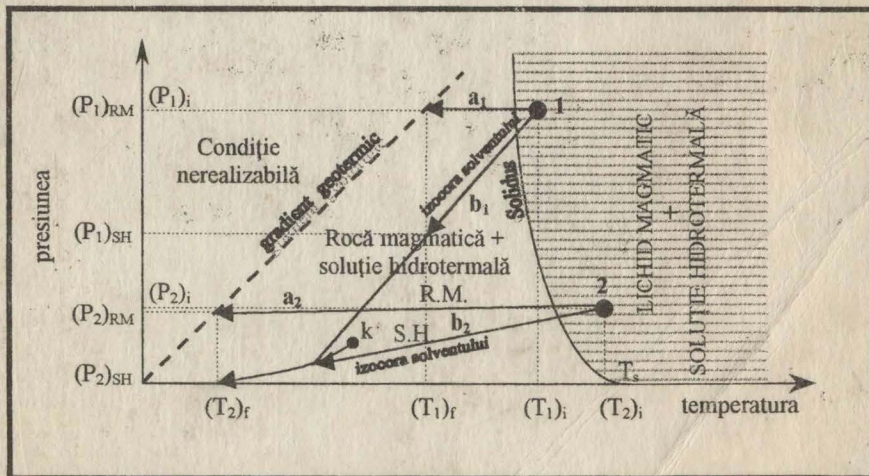


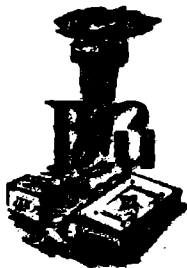
MARIN ȘECLĂMAN
SORIN CONSTANTIN BÂRZOI
ANCA LUCA

PETROLOGIE MAGMATICĂ

SISTEME ȘI PROCESSE MAGMATICE



EDITURA UNIVERSITĂȚII DIN BUCUREȘTI
1999



BIBLIOTECA CENTRALĂ
UNIVERSITARA
București

Cota TV 516350
Inventar C199902643

18-61

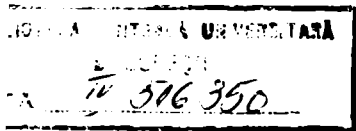
MARIN ȘECLĂMAN

SORIN CONSTANTIN BÂRZOI

ANCA LUCA

PETROLOGIE MAGMATICĂ
SISTEME
ȘI PROCESE MAGMATICE

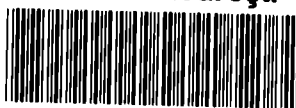
EDITURA UNIVERSITĂȚII DIN BUCUREȘTI
1999



311/99

Referenți științifici: Prof. dr. NICOLAE ANASTASIU
Prof. dr. GIL. C. POPESCU

B.C.U. București



C199902673

© Editura Universității din București
Șos. Panduri, 90-92, București - 76235; Telefon/Fax 410.23.84

ISBN - 973 - 575 - 297 - 2

Cuprins

<i>Prefață</i>	7
1. Sistemele descriptive ale petrologiei magmatice	9
1.1. Simboluri sistemice	11
1.2. Ordonarea sistemelor minerale pe criteriul compozițional	11
1.3. Sisteme minerale de ordinul întâi	12
1.4. Sisteme minerale de ordinul $n \geq 2$	15
1.5. Sisteme petrografice	17
1.5.1. Cele cinci tipuri de sisteme petrografice	17
1.5.2. Structura sistemelor petrografice	18
1.5.3. Specia petrografică. Tipul petrografic	20
1.6. Sisteme magmatice	20
1.6.1. Tipuri fundamentale separate pe criteriul genității	20
1.6.2. Tipuri compoziționale separate pe criteriul chimismului global	21
1.6.3. Roci magmatice	22
1.7. Corpuri magmatice	23
1.7.1. Morfologia corpurilor magmatice	23
1.7.2. Poziția corpurilor magmatice	25
1.7.3. Compoziția corpurilor magmatice	25
1.7.4. Structura corpurilor magmatice	26
1.7.5. Vârsta corpurilor magmatice	27
1.7.6. Asociații de corpuri magmatice. Provinciile magmatice.	28
1.8. Clasificarea rocilor magmatice	28
1.8.1. Clasificarea și nomenclatura rocilor magmatice silicatică	30
1.8.1.1. Clasificarea și nomenclatura rocilor magmatice silicatică pe criteriul proporției minerale	30
1.8.1.1.1. Principalele grupe de silicați. Simboluri caracteristice.	30
1.8.1.1.2. Clasificarea și nomenclatura rocilor magmatice cuarțo-feldspatice, feldspatice și foidice ($M < 90\%$) pe baza proporțiilor Q:A:P:F	31
1.8.1.1.3. Clasificarea și nomenclatura rocilor ultramafice comune pe criteriul mineralogic	39
1.8.1.1.4. Clasificarea și nomenclatura rocilor melilitice pe criteriul proporțiilor minerale	40
1.8.1.2. Clasificarea și nomenclatura rocilor silicatică pe criteriul chimismului global	41
1.8.1.3. Roci magmatice silicatică cu poziție taxonomică incertă	42
1.8.2. Roci magmatice carbonatice	44
1.8.2.1. Clasificarea mineralogică	44
1.8.2.2. Clasificarea chimică	45
1.8.3. Roci magmatice oxidice	45
1.8.4. Roci magmatice sulfurice	45
1.8.5. Roci magmatice cu compoziție minerală complexă	46
1.8.5.1. Kimberlite	46
1.8.5.2. Lamproite	46

2. Magme	49
2.1. Compoziția magmelor	51
2.1.1. Compoziția magmelor silicatice	51
2.1.1.1. Compoziția chimică globală	51
2.1.1.2. Compoziția chimică și structura lichidului magmatic silicatic	52
2.1.1.2.1. Componentii nevolatili	52
2.1.1.2.2. Componentii volatili.	54
2.1.2. Compoziția magmelor nesilicaticे	56
2.2. Proprietățile fizice ale magmelor	57
2.2.1. Temperatura magmelor	57
2.2.1.1. Limitele de variație a temperaturii	57
2.2.1.2. Gradienții termici în corpurile magmatice	60
2.2.2. Presiunea magmelor	64
2.2.3. Densitatea magmelor	66
2.2.3.1. Considerații generale	66
2.2.3.2. Densitatea lichidului magmatic	67
2.2.3.3. Dependența densității lichidului magmatic de temperatură și presiune	69
2.2.3.4. Densitatea globală a magmei	71
2.2.4. Vâscozitatea magmelor	72
3. Procese magmatice	77
3.1. Mișcarea mecanică a magmelor	79
3.1.1. Condiția mișcării mecanice	79
3.1.2. Mișcarea convectivă a magmei	81
3.1.3. Ascensiunea magmelor	82
3.1.3.1. Cauza ascensiunii	83
3.1.3.2. Ascensiunea pe canale verticale deschise în roci mai puțin dense decât magma	85
3.1.3.3. Condiția exploziei vulcanice	86
3.1.3.4. Mecanismele ascensiunii magmelor	87
3.1.3.5. Viteza de ascensiune	90
3.2. Difuzia în lichidul magmatic	91
3.2.1. Autodifuzia și difuzia dirijată	91
3.2.2. Condiția difuziei dirijate	92
3.2.3. Viteza de difuzie	94
3.3. Cristalizarea lichidelor magmatice	99
3.3.1. Teoria echilibrelor de fază în sistemele magmatice	99
3.3.1.1. Simboluri speciale	99
3.3.1.2. Condiția echilibrelor de fază. Variația echilibrelor.	99
3.3.1.3. Puncte de echilibru: Temperatura de echilibru (T_e), presiunea de echilibru (P_e) și concentrația de saturație X_i^{sat}	103
3.3.1.4. Curbe de echilibru monovariante	104
3.3.1.4.1. Linii termobarice. Diagrame T – P	104
3.3.1.4.2. Linii monovariante izobare. Diagrama T – X.	106
3.3.1.4.2.1. Diagrame T – X binare	107

3.3.1.4.2.1.1. Temperatura liquidus (T_L) și temperatura solidus (T_S), la sistemul binar	109
3.3.1.4.2.1.2. Diagrame binare T – X fără eutectic	109
3.3.1.4.2.1.3. Diagrame binare T – X cu faze solide mixte, dar cu miscibilitate limitată	110
3.3.1.4.2.1.4. Diagrame T – X pseudobinare	111
3.3.1.4.2.2. Diagrame T – X ternare.	113
3.3.1.4.2.2.1. Construcția diagramelor ternare	113
3.3.1.4.2.2.2. Evoluția echilibrelor în sisteme ternare, ca urmare a variației temperaturii	115
3.3.1.4.2.2.3. Diagrame T – X pseudoternare	121
3.3.1.4.3. Diagrame T – P – X	122
3.3.2. Ordinea de cristalizare din soluțiile lichid magmatice	124
3.3.3. Cinetica cristalizării lichidelor magmatice	128
3.3.3.1. Forța motrice a cristalizării	128
3.3.3.2. Mecanismele cristalizării	130
3.3.3.3. Viteza de cristalizare	133
3.3.3.3.1. Factorii de control ai vitezei de cristalizare	134
3.3.3.3.2. Variația vitezei de cristalizare în timp	137
3.3.3.3.3. Perturbarea cinetica a ordinii de cristalizare a componentelor	139
3.3.3.3.4. Reflectarea vitezei de cristalizare în structurile petrografice	140
3.3.4. Evoluția compoziției fazelor în timpul cristalizării magmei	147
3.3.5. Diferențierea magmei prin cristalizare	151
3.3.5.1. Esența procesului	151
3.3.5.2. Mecanismele diferențierii prin cristalizare	151
3.4. Licuația magmelor	155
3.4.1. Esența și cauzele licuației	156
3.4.2. Structura sistemelor licuate	157
3.4.3. Licuația în topiturile eusilicatice	158
3.4.4. Licuația magmelor oxido-silicatice	160
3.4.5. Licuația magmelor silicato-sulfurice	161
3.4.6. Licuația magmelor silicato-carbonatice	162
3.4.7. Licuația multiplă (polilicuația)	165
3.5. Amestecul magmelor	166
3.5.1. Esența procesului	166
3.5.2. Amestecul magmelor similare și nonsimilare	168
3.6. Asimilarea magmatică	170
3.6.1. Generalități	170
3.6.2. Asimilarea prin topire	171
3.6.3. Asimilarea subsolidus	174
3.6.4. Factorii cinetici ai asimilării	174
3.6.5. Modificarea cursului cristalizării magmei datorită asimilării	176
3.6.6. Abordarea cantitativă a contaminării magmei	177
3.7. Devolatilizarea	181
3.7.1. Condiția devolatilizării	181
3.7.2. Factorii devolatilizării	182

3.7.3. Viteza devolatilizării	183
3.7.4. Condiția fizică a substanței volatile	184
3.7.5. Compoziția fazei volatile	190
3.7.6. Separarea și evoluția soluției hidrotermale	192
3.7.6.1. Starea apei în lichidul magmatic	192
3.7.6.2. Definiția soluției apoase hidrotermale	192
3.7.6.3. Factorii care controlează solubilitatea substanțelor în apa hidrotermală	193
3.7.6.4. Evoluția termobarică și compozițională posibilă a soluției hidrotermale	196
3.7.6.5. Condițiile transformării de fază a soluției hidrotermale	199
3.7.7. Hidrotermalitele	201
3.7.7.1. Procese de formare	201
3.7.7.2. Clasificarea genetică a hidrotermalitelor	203
3.7.7.3. Roci hidrotermale	204
4. Topirea naturală a rocilor	205
4.1. Ciclul magmatogen și starea petrografică primordială	207
4.2. Cauzele topirii rocilor.	210
4.2.1. Încălzirea izobară	210
4.2.2. Încălzirea prin afundare	211
4.2.3. Depresurizarea	212
4.2.4. Scăderea temperaturii de topire a rocilor greu fuzibile prin metasomatoză și hidratare	213
4.2.5. Topirea rocilor prin impact meteoritic	214
4.3. Anatexia în manta	217
4.3.1. Structura seismică a mantalei terestre	217
4.3.2. Compoziția petrografică a mantalei superioare	219
4.3.3. Cauzele topirii parțiale a pyrolitului în condițiile din manta	223
4.3.4. Tipuri posibile de magmă care pot fi generate în manta	226
4.3.4.1. Tipuri generate din pyrolit	226
4.3.4.2. Tipuri magmatice generate prin topirea eclogitelor	228
4.3.4.3. Tipuri de magme generate pe seama peridotitelor potasice și a celor potasic-carbonatice	229
4.3.4.4. Magme generate pe seama peridotitelor suprahidratate	231
4.4. Topirea rocilor crustale	231
4.4.1. Compoziția petrografică a crustei	231
4.4.2. Topirea rocilor bazice	233
4.4.3. Topirea rocilor acide	235
Referințe bibliografice	239

Prefață

De la an la an, aproape toate universitățile mari ale lumii își actualizează cursurile de petrologie destinate studenților, cu intenția de a surprinde noutățile purtătoare de progres și a elimina alte cunoștințe devenite perimate. Desigur, nu tot ceea ce este vechi este neapărat perimat, după cum nu tot ceea ce este nou este inevitabil exponentul adevărului și progresului. Cel care se angajează să scrie o carte, cu atât mai mult un curs universitar, își asumă riscul unor omisiuni regretabile, de fiecare dată când introduce noutatea, în detrimentul cunoașterii tradiționale. Dar fără risc este puțin probabil că progresul își va face loc.

Prezenta "petrologie magmatică", destinată studenților geologi, este mult distanțată de linia tradițională a cursurilor de acest gen de la noi din țară și chiar din străinătate. Autorii nu și-au propus să ofere tot ceea ce se cunoaște despre magme și despre rocile magmatice, un astfel de țel fiind o utopie, ci să dea studenților acel suport teoretic absolut necesar pentru a înțelege esența magmelor și proceselor magmatice generatoare de roci.

AUTORII

1

~ Sistemele descriptive ale petrologiei magmatice ~

- 1.1. Simboluri sistemice
- 1.2. Ordonarea sistemelor minerale pe criteriul compozițional
- 1.3. Sisteme minerale de ordinul întâi
- 1.4. Sisteme minerale de ordinul $n \geq 2$
- 1.5. Sisteme petrografice
- 1.6. Sisteme magmatice
- 1.7. Corpuri magmatice
- 1.8. Clasificarea rocilor magmatice

1. SISTEMELE DESCRIPTIVE ALE PETROLOGIEI MAGMATICE

1.1. SIMBOLURI SISTEMICE

$ O ^n$	=	sistem omogen de ordinul n;
$ E ^n$	=	sistem eterogen de ordinul n;
C^n	=	component de ordinul n;
$[p^n]$	=	particulă de ordinul n;
N_c	=	numărul componentelor specifici dintr-un sistem omogen de ordinul n;
N_p	=	numărul particulelor omoloage aparținând unui component C_n ;
ϕ	=	fază;
g	=	stare gazoasă;
L	=	stare lichidă;
\bar{s}	=	stare solidă anizotropă;
\dot{s}	=	stare solidă izotropă;
$[]^n$	=	corp mineral de ordinul n.

1.2. ORDONAREA SISTEMELOR MINERALE PE CRITERIUL COMPOZIȚIONAL

Orice sistem macroscopic natural aparținând materiei abiotice reprezintă un sistem mineral. El poate fi delimitat în spațiu printr-o suprafață (zonă) de discontinuitate, dar tot așa de bine poate fi delimitat convențional. În eventualitatea că suprafața de discontinuitate marchează un salt în ceea ce privește compoziția sau structura substanței, atunci sistemul este un corp real, respectiv un corp mineral.

Numărul corpurilor minerale și cu atât mai mult al sistemelor convenționale din care este alcătuită o planetă, teoretic este nelimitat. De aceea, prima grijă pe care o are un cercetător, este să grupeze sistemele într-un număr cât mai mic de categorii, pentru a le putea studia sub aspectele lor esențiale. Într-o categorie ar trebui să intre toate sistemele individuale care au ceva

comun, considerat a fi esențial și specific categoriei date. Acest ceva comun ar trebui să fie dat de anumite proprietăți, pe care cercetătorul le acceptă ca fiind esențiale pentru scopul propus.

În cele ce urmează, se admite că de primă importanță în sistematică și deci fundamentale, sunt următoarele trei proprietăți:

- ordinul compozițional al sistemului;
- genitatea sistemului, proprietate în baza căreia precizăm dacă sistemul, de un anumit ordin compozițional, este omogen sau eterogen,
- starea de agregare a sistemului.

Odată acceptat acest punct de vedere, se poate da următoarea definiție: *Toate sistemele minerale care au același ordin compozițional, aceeași genitate și aceeași stare de agregare, alcătuiesc unul și același sistem mineral fundamental (SMF)*. Astfel definit, într-un anumit SMF intră un număr enorm de sisteme minerale reale sau virtuale, care se pot diviza în alte categorii de alt ordin, în baza altor proprietăți: numărul componentelor specifici, natura componentelor specifici, structura etc.

1.3. SISTEME MINERALE DE ORDINUL ÎNTÂI

Toate sistemele care, compozițional, pot fi definite doar prin intermediul compoziției chimice, sunt denumite sisteme de ordinul I. Componentii specifici ai acestor sisteme sunt denumiți componenți chimici sau componenți de prim ordin, C^1 . Particulele componenților specifici ale componenților chimici sunt atomi, ioni și molecule (particule chimice). Starea de agregare a sistemelor de ordinul I este condiționată de distribuția în spațiu a particulelor chimice respectiv: (a) întâmplătoare (fără restricții de poziție), (b) ordonată (cu restricții de poziție). Sistemele omogene cunoscute în cadrul acestui ordin sunt în număr de patru:

${}^g|O|^1$ = sistem omogen gazos de prim ordin - (gazele omogene, așa cum sunt ele definite de fizică și chimia fizică);

${}^l|O|^1$ = sistem omogen lichid de prim ordin - (substanțele neorganice lichide și omogene);

${}^s|O|^1$ = sistem omogen solid și omogen tip de prim ordin - (mineralele cristaline, adică acele substanțe omogene cu structură cristalină pe care stă baza minerochimiei);

${}^s|O|^1$ = sistem mineral omogen solid și izotrop de prim ordin (substanțele solide cu

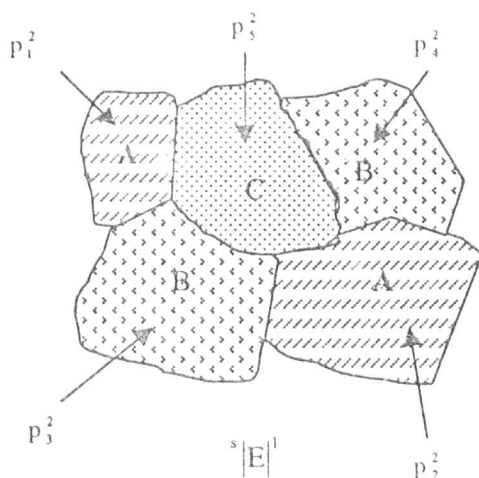


Fig. 1.1. – Sistem eterogen de prim ordin, solid, alcătuit din 3 componente (A, B, C) de ordinul 2 (respectiv din 3 faze solide). Sistemul conține 5 particule componente de ordinul 2. Fiecare particulă $[p]^2$ este un corp omogen de prim ordin, în cazul de față, un cristal. Corpurile p_1^2 și p_2^2 sunt omoloage și aparțin aceluiași component, C_A^2 . La fel, particulele p_3^2 și p_4^2 aparțin componentului C_B^2 . Componentul C_C^2 este reprezentat printr-o singură particulă, p_5^2 .

structură sticloasă. Ele mai sunt definite și ca lichide subrăcite).

Un sistem $|O|^1$ nu are în interiorul său suprafețe de discontinuitate macroscopice, dar el poate fi delimitat de mediu printr-o suprafață de discontinuitate și, în acest caz, este un corp natural omogen de prim ordin.

Corpurile omogene solide și anizotrope, ${}^s|O|^1$, sunt cunoscute sub numele de cristale, în timp ce celelalte corpuri, ${}^l|O|^1$, ${}^s|O|^1$, ${}^s|O|^1$, respectiv corpurile lichide, gazoase și vitroase, nu au nume consacrate. Doar corpurile mici sunt desemnate prin termeni ca: picături lichide, bule gazoase, corpuri sticloase etc.

Alăturarea naturală a două sau mai multor corpuri $|O|^1$, deosebite fie prin compoziție, fie prin starea de agregare, duce la apariția sistemelor minerale eterogene de prim ordin (fig. 1.1. și fig. 1.2.), notate prin simbolul

$|E|^1$. În interiorul sistemelor $|E|^1$ apar suprafețe de discontinuitate. Fiecare corp care intră în alcătuirea unui sistem $|E|^1$ devine particulă componentială a sistemului eterogen, dar, spre deosebire de particulele chimice, prezente și ele în sistem, un astfel de corp este o particulă de

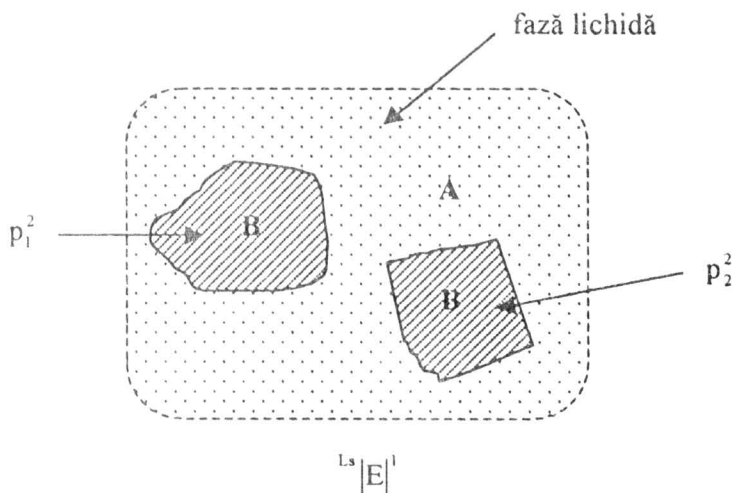


Fig. 1.2. – Sistem eterogen de prim ordin, solid – lichid, alcătuit din 2 componente de ordinul 2, respectiv din două faze: A, B. Componentul A, lichid, este reprezentat printr-un singur corp omogen, pe când componentul B este reprezentat prin două particule omoloage, p_1^2 și p_2^2 .

ordinul 2 și va fi notată cu $[p^2]$. Totalitatea particulelor omoloage (cu aceeași compoziție chimică și cu aceeași structură) din sistemul $|E|^1$ constituie componentul de al doilea ordin, C^2 , al sistemului $|E|^1$. În chimia fizică și în termodinamică, în locul noțiunii C^2 se folosește cuvântul "fază". De aceea, trebuie reținută identitatea:

$$C^2_{|E|^1} \equiv \phi_{|E|^1}$$

Cu alte cuvinte, compoziția unui sistem $|E|^1$ poate fi definită în două feluri:

- a) prin intermediul compoziției chimice, dar în acest caz se poate vorbi doar de un chimism global;
- b) prin intermediul componentelor C^2 , care redau compoziția fizică (numărul, calitatea și proporția fazelor).

După stările de agregare ale fazelor componente, există șase categorii de sisteme minerale eterogene de prim ordin și anume:

- $^{g|E|^1}$ = sistem mineral eterogen de prim ordin, bifazic, gaz-lichid;
- $^{l|E|^1}$ = sistem mineral eterogen de prim ordin, bifazic, lichid-lichid (sistem cu lichide imiscibile);
- $^{ls|E|^1}$ = sistem mineral eterogen de prim ordin, lichid-solid. Poate fi numit asociație minerală, dacă sunt mai multe faze solide;
- $^{sl|E|^1}$ = sistem mineral eterogen de prim ordin, solid-solid. Este asociația minerală eterogenă simplă (asociația minerală cu număr redus de cristale);
- $^{sg|E|^1}$ = sistem mineral eterogen de prim ordin, solid-gaz. Poate fi numit asociație minerală dacă există mai multe faze solide;
- $^{sgl|E|^1}$ = sistem mineral eterogen de prim ordin, cu 3 stări de agregare. Poate fi numit asociație minerală dacă sunt cel puțin două faze solide.

1.4. SISTEME MINERALE DE ORDINUL $N > 2$

Teoretic, sistemele omogene de ordinul 2 se pot obține din corpurile sistemelor $[E]^1$ prin proliferarea la nesfârșit a particulelor omoloage p^2 . De pildă, se pot obține dintr-un corp $[E]^1$ prin

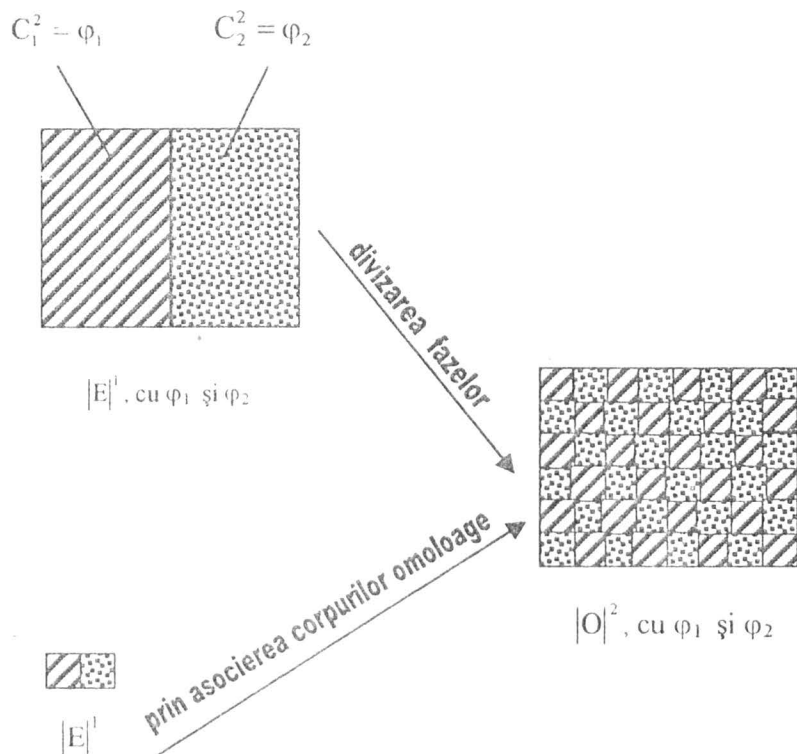


Fig. 1.3. – Modalități de obținere a unui sistem omogen de ordinul 2.

divizarea uneia din faze (sau a tuturor fazelor) astfel încât numărul particulelor omoloage să tindă spre infinit, dar tot așa de bine se pot obține și prin asocierea unui număr foarte mare de corpuri $[E]^1$, cu condiția ca aceste corpuri să fie omoloage (fig. 1.3.). Asociația unui număr enorm de corpuri omoloage $[E]^2$ generează un sistem omogen cu o anumită structură (de alăturare), pe când divizarea uneia din faze și dispersia particulelor divizate în corpul altei faze generează structuri de tip incluziv (fig. 1.4.). Starea de agregare a sistemului omogen cu structură incluzivă depinde de starea de agregare a hadasomei (tabelul nr. 1.1.).

Privit la scara dimensională a unei particule p^2 , sistemul $[O]^2$ apare ca un sistem eterogen. Omogenitatea este pusă în evidență la o scară mult mai mare unde, realmente, se poate remarca numărul enorm al particulelor omoloage p^2 .

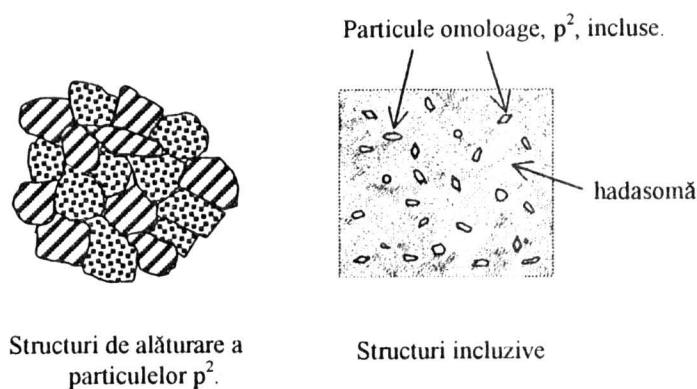


Fig. 1.4. – Structuri fundamentale ale sistemelor $|O|^2$.

Tabelul nr. 1.1. - Stările de agregare ale sistemelor $|O|^2$ funcție de starea hadasomei

SISTEMUL	EXEMPLE
${}^{g^L} E _{N_p \rightarrow \infty}^1 \xrightarrow{\text{hadasoma } L} {}^L O ^2$	- unele magme
${}^{g^L} E _{N_p \rightarrow \infty}^1 \xrightarrow{\text{hadasoma } g} {}^g O ^2$	- norul, ceața
${}^L E _{N_p \rightarrow \infty}^1 \xrightarrow{\text{hadasoma } L} {}^L O ^2$	- emulsiile
${}^{Ls} E _{N_p \rightarrow \infty}^1 \xrightarrow{\text{hadasoma } L} {}^L O ^2$	- o masă lichidă cu suspensii solide (apa tulbură)
${}^{Ls} E _{N_p \rightarrow \infty}^1 \xrightarrow{\text{hadasoma } s} {}^s O ^2$	- rocă omogenă cu incluziuni lichide
${}^s E _{N_p \rightarrow \infty}^1 \xrightarrow{\text{hadasoma } s} {}^s O ^2$	- rocă omogenă
${}^{gs} E _{N_p \rightarrow \infty}^1 \xrightarrow{\text{hadasoma } s} {}^s O ^2$	- rocă omogenă cu incluziuni gazoase
${}^{gs} E _{N_p \rightarrow \infty}^1 \xrightarrow{\text{hadasoma } g} {}^g O ^2$	- praful, fumul
${}^{gls} E _{N_p \rightarrow \infty}^1 \xrightarrow{\text{hadasoma } g} {}^g O ^2$	- praful umed
${}^{gls} E _{N_p \rightarrow \infty}^1 \xrightarrow{\text{hadasoma } L} {}^L O ^2$	- unele magme
${}^{gls} E _{N_p \rightarrow \infty}^1 \xrightarrow{\text{hadasoma } s} {}^s O ^2$	- roci cu incluziuni fluide și gazoase

A se observa că, în sistemul $|O|^2$, avem două categorii de componenți:

a) componenți chimici, nespecifici ordinului, prin intermediul cărora putem defini compoziția chimică globală a sistemului;

b) componenți specifici ordinului, care nu sunt altceva decât fazele sistemului $|E|^1$, din care am derivat mental sistemul $|O|^2$. Prin urmare:

$$\phi_{|E|^1} \equiv C_{|O|^2} \equiv C^2$$

De aceea, noțiunile "fază" și "component" nu au sens dacă nu precizăm ordinul sistemului la care ne referim.

Alăturând un număr restrâns de corpuri omogene de ordinul 2, neomoloage, obținem sisteme eterogene de ordinul 2. Fundamentale sunt următoarele sisteme eterogene: $^{SS}|E|^2$, $^{SL}|E|^2$, $^{SE}|E|^2$, $^{SGL}|E|^2$, $^{LL}|E|^2$, $^{LE}|E|^2$, $^{EL}|E|^2$.

Aplicând raționamentul anterior, ajungem la concluzia că

$$|E|_{N_p}^2 \longrightarrow |O|^3$$

apoi, alăturând două sau mai multe corpuri aparținând sistemelor $|O|^3$, obținem sistemele eterogene $|E|^3$. Prin alăturarea sistemelor omoloage $|E|^3$, teoretic ar trebui să obținem sisteme minerale cu omogenitate de ordinul 4 ș.a.m.d. Totuși, pe Pământ nu se cunosc sisteme minerale cu omogenitate $n > 3$.

1.5. SISTEME PETROGRAFICE

1.5.1. Cele cinci tipuri de sisteme petrografice

Din numeroasele sisteme minerale fundamentale enumerate mai sus, există câteva de a căror esență compozițională și structurală se ocupă petrologia, și anume:

- Toate sistemele $|E|^1$ care apar sub formă de asociații minerale eterogene;
- Sistemul $^S|O|^2$, indiferent de numărul fazelor solide care contribuie la edificarea lui. Acest sistem este definit în petrologie, ROCĂ, iar corpul natural al unei roci este numit LITON;
- Sistemele $^S|E|^2$ se numesc asociații petrografice eterogene (asociații cu un număr redus de lioni omologi);
- Sistemele $^S|O|^3$ sunt denumite asociații petrografice omogene (asociații petrografice cu un număr nelimitat de lioni omologi). Corpul unui sistem $^S|O|^3$ nu are o denumire consacrată, dar ar putea fi numit SUPRALITON (sau liton de al doilea ordin);
- Sistemele $^S|E|^3$ sunt numite asociații supralitonice eterogene (asociații cu un număr redus de supralitoni). Ele ar putea fi considerate și ca asociații petrografice de al doilea ordin.

Dintre toate cele 5 sisteme petrografice fundamentale, cel mai cunoscut este sistemul $^S|O|^2$, respectiv roca. Componentul specific al rocii este mineralul sau faza minerală:

$$C_{roca}^2 \equiv \text{mineral} \equiv \text{fază minerală} \in ^S|O|^1$$

Pentru a fi asigurată omogenitatea de ordinul 2, într-o rocă, este necesar ca mineralul component să fie reprezentat printr-un număr foarte mare de cristale (granule) omoloage

Majoritatea rocilor cunoscute sunt formate cel puțin din două minerale. Aceste roci sunt într-adevăr asociații minerale. Totuși, trebuie subliniat că noțiunile de "rocă" și "asociație minerală" nu sunt identice. Așa cum s-a menționat mai sus, există și asociații minerale eterogene, aparținând ordinului 1. Doar asociațiile minerale omogene, de al doilea ordin, sunt, în același timp și roci. Prin definiție, rocile trebuie neapărat să aibă omogenitate compozițională specifică ordinului.

1.5.2. Structura sistemelor petrografice

Modul de aranjare a particulelor în sistem dă structura sistemului. Structura nu are sens dacă nu se specifică genitatea și ordinul sistemului la care ne referim. Pentru sistemele omogene de prim ordin, structura este dată de modul de aranjare a particulelor chimice. Pentru celelalte sisteme minerale fundamentale, structurile sunt date de modul de aranjare a componentilor specifici, și anume:

1. În sistemele $|E|^1$, structura este dată de aranjarea în spațiu a fazelor care compun sistemul. Fundamentale sunt doar trei posibilități:

- a) aranjare prin alăturare (o fază lângă alta);
- b) aranjare incluzivă (o fază în corpul altei faze);
- c) aranjare mixtă (întrepătrundere reciprocă).

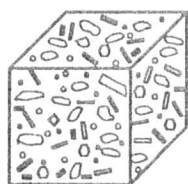
2. În sistemele $|O|^2$, în care intră și rocile, structura este dată tot de modul de aranjare al fazelor, cu condiția să se asigure omogenitatea de ordinul 2 a sistemului. Pentru aceasta este obligatoriu ca cel puțin una din faze să fie divizată într-un număr enorm de corpuri omoloage. Factorii de care depinde aranjamentul spațial al fazelor, adică factorii structurali, sunt foarte mulți și de aceea aranjamentele posibile ale particulelor sunt, probabil, nelimitate. Și aici trebuie introdus un criteriu în baza căruia să decretăm că un anume aranjament este esențial, iar un altul neesențial. În sistemele omogene de ordinul întâi, criteriul cel mai important este acela care ne permite să facem distincția între un aranjament ordonat sau dezordonat al particulelor chimice. Acesta este criteriul pozițional și el trebuie menținut și la sistemele omogene de ordin superior, mai ales la sistemele petrografice omogene. Poziția particulelor una față de alta, eventual poziția față de un sistem de referință comun tuturor particulelor, este criteriul fundamental prin care precizăm tropia sistemului omogen, prima dintre proprietățile structurale ale sistemului omogen. Astfel, trebuie deosebite în primul rând structurile izotrope de cele anizotrope (fig. 1.5.a). Primele se realizează ori de câte ori nu există restricții de poziție ale particulelor; teoretic, ele pot ocupa orice poziție în interiorul corpului omogen, asigurând dezordinea totală. În schimb, structurile anizotrope presupun restricții de poziție a particulelor, dând localizări preferențiale sau orientări preferențiale.

În roci structurile anizotrope sunt date de orientarea preferențială sau de localizarea preferențială a crystalor, pe când structurile izotrope sunt asigurate de localizarea dezordonată

(întâmplătoare) a acestora. În asociațiile omogene de roci, aparținând sistemelor $|O|^3$, tropia este asigurată de poziția litonilor.

Forma și dimensiunea particulelor nu sunt luate prea mult în considerație la descrierea structurilor în sistemele omogene de prim ordin, însă devin foarte importante pentru edificarea structurilor în sistemele de ordin superior. Combinând diferite forme și diferite dimensiuni (absolute, dar mai ales relative), în sistemele petrografice omogene se pot obține numeroase configurații structurale (fig. 1.5.b.). De aceea, pentru sistemele petrografice se pot admite trei factori structurali fundamentali:

- Factorii tropici, în esență poziționali, în baza cărora separăm structurile fundamentale izotrope și anizotrope;



Structură izotropă

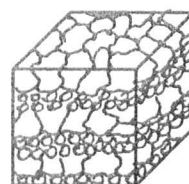
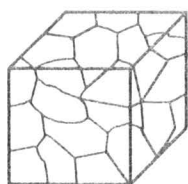
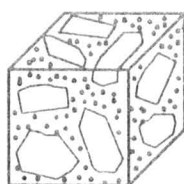
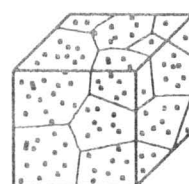
Structură anizotropă
dată de orientarea
particulelorStructură anizotropă
dată de localizare
preferențială

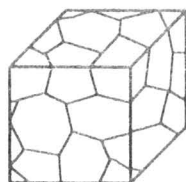
Fig. 1.5.a. – Structuri tropice fundamentale



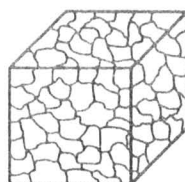
Structură echigranulară

Structură inechigranulară
porfiritică

Structură poikilitică



Structură panidiomorfă



Structură allotriomorfă

Fig. 1.5.b. – Structuri petrografice definite de forma și dimensiunile relative ale cristalelor

- Factorii morfologici, care redau forma particulelor și permit clasificarea morfologică a particulelor componente;
- Factorii dimensionali:
 - a) dimensiunile absolute ale particulelor, prin care putem să exprimăm gradul de fragmentare sau dispersia fazelor;
 - b) dimensiunile relative.

1.5.3. Specia petrografică. Tipul petrografic

Pentru a putea defini o rocă sunt necesare două categorii de informații:

- a) compoziția minerală;
- b) structura petrografică.

Rocile cu aceeași compoziție minerală și cu aceeași structură petrografică reprezintă o specie petrografică.

Combi-națiunile teoretic posibile între minerale și aranjamentele spațiale posibile fiind enorme, fac ca numărul speciilor minerale să fie, practic, nelimitat. Este imposibil să denumim toate aceste specii cu nume proprii și, de altfel, nici nu ar fi de ajutor. Mult mai important este să se cerceteze gradele de asemănare între specii ca, în baza acestor asemănări, să se clasifice speciile într-un număr cât mai mic de tipuri petrografice. Un tip petrografic ar trebui, deci, să cuprindă toate speciile petrografice asemănătoare cu o specie petrografică reală, considerată a fi etalonul petrografic al tipului. Criteriul de asemănare este, desigur, convențional, fiind stabilit prin consens. De aceea, tipurile petrografice, ca și orice sistematică petrografică, nu pot fi decât convenționale și de durată limitată. Ele au, totuși, avantajul de a simplifica limbajul, facilitând astfel comunicarea științifică. În plus, noțiunea de "tip petrografic" a încurajat studierea amănunțită a tuturor "etaloanelor petrografice".

1.6. SISTEME MAGMATICE

1.6.1. Tipuri fundamentale separate pe criteriul genității

Sistemele magmatice (S.M.) sunt sisteme minerale fluide stabile doar la temperaturi înalte. După genitate, ele se divid în patru tipuri fundamentale, fiecare tip aparținând unui sistem mineral fundamental:

Tipul 1- (S.M.)₁ - sisteme magmatice omogene de prim ordin:

$$(S.M.)_1 \in L|O|^1$$

Acestea sunt sisteme magmatice "absolut omogene", deoarece sunt alcătuite dintr-o unică fază fluidă, nedivizată în subcorpuri (particule).

Tipul 2 - (S.M.)_{II} - sisteme omogene de al doilea ordin:

$$(S.M.)_{II} \in L|O|^2$$

Aceste sisteme magmatice conțin cel puțin două faze, una dintre ele fiind lichidă și cu rol de hadasomă, iar celelalte faze (solidă, lichidă sau gazoasă) fiind divizate în numeroase subcorpuri și împrăștiate omogen în hadasomă.

Tipul 3 - (S.M.)_{III} - sisteme eterogene de prim ordin:

$$(S.M.)_{III} \in L|E|^1$$

Sunt sisteme compozite alcătuite din două sau mai multe subcorpuri magmatice cu omogenitate de prim ordin. În cazul cel mai simplu, ele se reduc la coexistența (prin alăturare) a două lichide, diferite prin chimism global, fără o dispersie a unuia în corpul celuilalt.

Tipul 4 - (S.M.)_{IV} - sisteme eterogene de al doilea ordin:

$$(S.M.)_{IV} \in L|E|^2$$

Se obțin prin alăturarea a două sau mai multor magme cu omogenitate de al doilea ordin.

În mod natural, cele patru tipuri de sisteme pot trece unul în celălalt prin diferite procese spontane, astfel încât, teoretic, unul și același sistem magmatic poate căpăta, în timp, toate cele patru ipostaze. Tranziția presupune apariția (sau dispariția) unor faze și/sau reorganizarea spațială a acestora, cu condiția ca pe tot parcursul procesului să fie prezentă o fază lichidă de înaltă temperatură.

1.6.2. Tipuri compoziționale separate pe criteriul chimismului global

Sistemele magmatice fluide, indiferent de faptul că sunt monofazice sau polifazice, pot fi definite și prin intermediul compoziției chimice globale (exprimată prin proporția elementelor chimice, eventual a oxizilor). În baza acestei compoziții au fost propuse variate "tipuri chimice" de magme, pentru abordarea diferitelor probleme de petrologie. Totuși, până în prezent, pot fi considerate cu adevărat majore (fundamentale) doar patru categorii compoziționale:

1. magme silicatică, alcătuite predominant din substanță silicatică;
2. magme carbonatice, alcătuite în esență din topituri carbonatice;
3. magme sulfurice, formate esențial din topituri ale diverselor sulfuri;
4. magme oxidice, formate în esență din topituri ale oxizilor metalici.

În natură tipurile chimice pot apare ca sisteme independente (corpuri magmatice solitare), dar tot așa de bine pot să apară ca subsisteme (părți componente) ale unui unic corp magmatic eterogen.

1.6.3. Rocii magmatice

Sunt denumite roci magmatice toate acele roci care rezultă sau ar putea rezulta direct din sisteme magmatice. Principial există trei mecanisme (proces) de formare a rocilor magmatice.

- 1) prin separarea fazelor solide din sistemul magmatic, dacă acesta din urmă este un sistem $^1|O|^2$ - se presupune că acest sistem are cel puțin două faze componente, una dintre ele neapărat solidă. Rocile formate pe această cale sunt denumite "cumulate";
 - 2) prin cristalizarea fazei lichide. Pe această cale se formează majoritatea rocilor magmatice;
 - 3) prin vitrificarea fazei lichide, adică transformarea fazei lichide în fază sticloasă.
- Cele trei mecanisme pot acționa separat sau simultan.

Prin procesele (2) și (3), sistemul magmatic își pierde fluiditatea caracteristică, devenind mult mai vâscos. Fenomenul este cunoscut sub numele de "consolidare magmatică", iar rocile magmatice generate astfel sunt considerate roci de "consolidare magmatică".

Procesul petrogenetic generator își pune amprenta asupra compoziției minerale și structurii rocii magmatice, după cum urmează:

- lipsa procesului (3) conduce la formarea rocilor magmatice alcătuite exclusiv din faze minerale solide; aceste roci sunt considerate holocristaline;
- acțiunea simultană a proceselor (2) și (3) conduce la formarea unor roci cu faze solide mixte (cristaline și sticloase); ele sunt numite roci hipocristaline,
- acțiunea exclusivă a procesului (3) poate genera fie roci holovitroase, dacă sistemul magmatic inițial era alcătuit exclusiv din fază lichidă, fie roci hipocristaline, dacă sistemul magmatic inițial conținea deja unele faze cristaline.

Sistemul magmatic din care provine o anumită rocă magmatică reprezintă sistemul parental al acelei roci. Între roca magmatică și sistemul său parental poate exista sau nu o identitate în ceea ce privește compoziția chimică globală. Rocile magmatice care moștenesc chimismul global al sistemului parental sunt în exclusivitate rezultatul consolidării magmatice în sistem închis. Acest fenomen se realizează, probabil, destul de rar

Mult mai frecvent petrogeneza magmatică implică diferențierea spațială a fazelor și o evoluție în sistem deschis, ceea ce determină ca, în final din unul și același sistem parental să rezulte mai multe tipuri petrografice, eventual și alte sisteme fluide nemagmatice, cum ar fi, de exemplu, sistemele hidrotermale. Totalitatea tipurilor petrografice rezultate din același sistem magmatic parental sunt denumite roci magmatice "cogenetice" sau "consagvine". Din punct de vedere al compoziției chimice, raportate la compoziția sistemului parental, rocile cogenetice sunt complementare. De regulă, rocile cogenetice se asociază spațial, formând asociații petrografice petrogenetice. Chimismul global al întregii asociații ar putea fi identic cu chimismul magmatic parental, dacă din aceasta din urmă nu s-au separat mase importante de fluide volatile.

În schimb, între compoziția chimică a unei specii petrografice din asociația cogenetică și chimismul magmei parentale, ar putea fi deosebiri izbitoare. Există, evident, și reciproca: una și aceeași specie petrografică poate proveni din sisteme magmatice diferite, în ceea ce privește chimismul global. Rocile similare, provenite din sisteme parentale diferite, sunt denumite roci "convergente".

1.7. CORPURI MAGMATICE

Corpurile naturale alcătuite din magme sau din roci magmatice sunt denumite corpuri magmatice. Între un corp magmatic dat și mediul ambiant există o zonă de discontinuitate închisă, fiind marcată de un salt a cel puțin unuia din parametrii compoziționali-structurali specifici corpului.

Pentru descrierea corpurilor magmatice, în decursul timpului, au fost invocați diverși parametri morfologici, poziționali, compoziționali, structurali și temporali. Fiecare tip de parametru poate fi utilizat drept criteriu de sistematică, iar fiecare clasificare folosește un limbaj propriu. Ca urmare, astăzi suntem în situația de a putea denumi unul și același corp cu termeni diferiți funcție de criteriul invocat și de scopul pe care îl urmărim.

1.7.1. Morfologia corpurilor magmatice

Din punct de vedere al formei, corpurile naturale se pot încadra în una sau alta din cele două categorii:

- a) corpuri cu forme geometrice;
- b) corpuri cu forme negeometrice (neregulate).

La corpurile geometrice există o relație matematică explicită între cele trei mărimi geometrice fundamentale ale corpului: arie, volum și una din dimensiunile liniare (rază, diametru, muchie etc.). Din această categorie fac parte formele sferice, cubice, cilindrice, conice etc. În virtutea acestei corelații matematice, între cele trei mărimi, este suficientă o singură mărime pentru a putea reda dimensiunea absolută a corpului geometric, exprimată în unități de măsură liniare, pătratice sau cubice.

Corpurile magmatice, ca multe alte corpuri naturale, sunt cel mult doar aproximativ geometrice. De aceea, pentru a descrie forma unui corp magmatic, este mai comod să utilizăm metria: tendința corpului de extindere în spațiul tridimensional. În acest scop, se ia ca referință un sistem rectangular triaxial (x, y, z), având originea în centrul de masă al corpului. Extinderea în cele trei direcții este exprimată prin cele trei dimensiuni liniare ale corpului: a, b, c . Funcție de mărimea relativă a celor trei dimensiuni, se obțin formele metrice fundamentale (fig. 1.6.):

- corpuri magmatice izometrice ($a \cong b \cong c$); ca exemple pot servi unele "bombe vulcanice", unele "pillow-lava" etc.;
- corpuri anizometrice bidimensionale (tabulare = stratiforme = planare), adică acelea care se extind preferențial în două dimensiuni; așa-numitele "pânze de lavă", lavele stratiforme, sill-

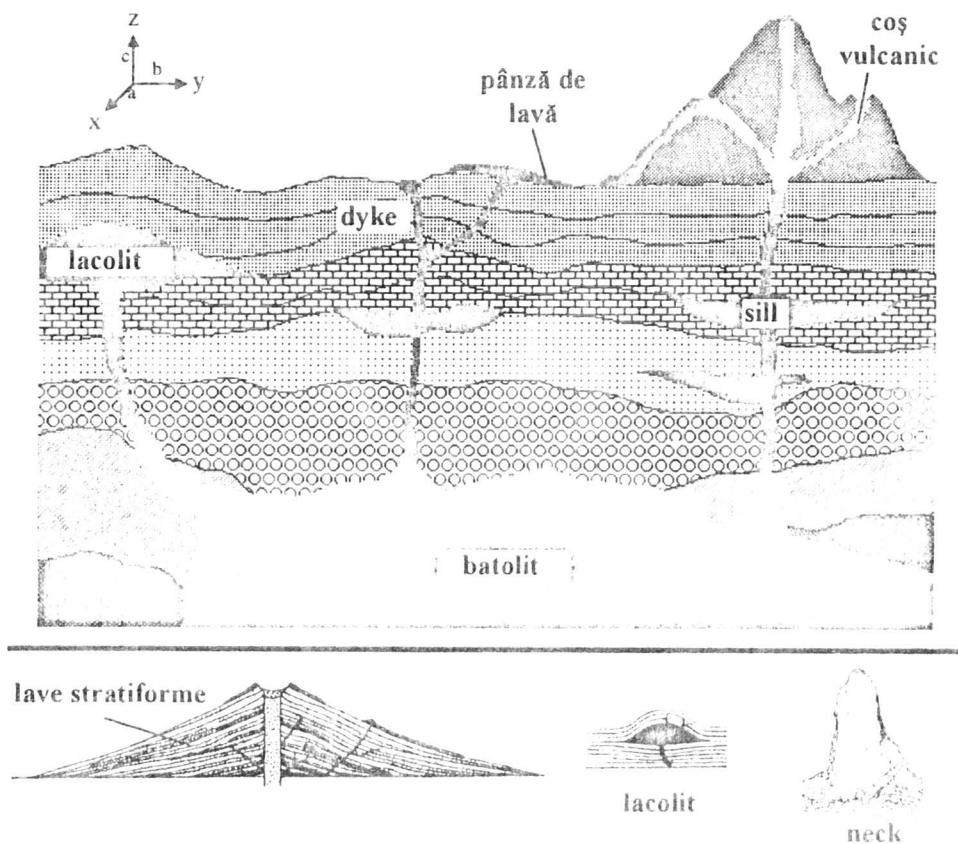


Fig. 1.6. – Câteva forme naturale ale corpurilor magmatice (devenite clasice) și denumirile lor specifice.

urile, dyke-urile etc. aparțin acestei categorii morfometrice;

- corpuri anizometrice unidimensionale, cu tendință de extindere preferențială într-o unică direcție: corpuri magmatice numite neck-uri, coșuri vulcanice, stock-uri etc.;
- corpuri ramificate (fractale) cu tendință de dezvoltare în $2/n$ dimensiuni (unde $1 < n < 2$) sau $3/m$ dimensiuni (cu $2 < m < 3$), respectiv cele cu ramificație în două dimensiuni (tipul frunzei de palmier sau tipul palmat) și cele cu ramificație arborescentă (ramificație în trei dimensiuni).

Pentru calculele utilizate la interpretările geofizice, pentru calculele de rezervă și pentru diverse alte scopuri, formele metrice fundamentale se asimilează formelor geometrice: sfera (cele izometrice), discul (cele planare) și cilindrul (cele unidimensionale)

1.7.2. Poziția corpurilor magmatice

Poziția corpurilor magmatice în spațiul terestru este precizată, de asemenea, printr-un sistem de referință (x, y, z), în așa fel încât axul z să corespundă cu verticala locului, iar x și y să corespundă paralelei și, respectiv, meridianului aceluși loc. În acest caz, poziția corpului magmatic este determinată de latitudine, longitudine și adâncime (sau depărtarea față de centrul Pământului). Funcție de coordonata z, corpurile magmatice pot fi considerate plutonice (adânci) sau vulcanice (de suprafață). Termenii "abisici" și "hipoabisici" au fost utilizați pentru a exprima adâncimi mari sau mai puțin mari. [Termenul de corp "subvulcanic" se utilizează pentru cazul particular al unui corp hipoabisic aflat sub un alt corp vulcanic.]

Pozițiile corpurilor magmatice de mari dimensiuni, mai ales dacă acestea au devenit modele petrologice, sunt redată prin repere geografice: corpul de la Skaergaard (Groenlanda), corpul de la Ditrău (România) etc.

Pentru corpurile neizometrice, pe lângă poziționarea geodezică, se utilizează și poziția unghiulară: poziția planului sau a axului de extindere a corpului față de reperele geodezice. În plus, este foarte des utilizată în geologie poziția unghiulară relativă a corpului magmatic față de poziția altui corp anizometric vecin, luată ca reper. Din acest punct de vedere, corpurile magmatice anizometrice sunt considerate fie concordante, fie discordante. În baza acestui criteriu se poate face, de pildă, distincție între sill (corp tabular concordant) și dyke (corp tabular discordant), deși, din alte puncte de vedere, cele două tipuri de corpuri ar putea fi identice.

Tot în baza poziției unghiulare se pot defini "orientarea preferențială" și "aliniamentul" corpurilor magmatice. Orientarea preferențială este un termen care se referă la poziția concordantă (sau aproape concordantă) a unui mare număr de corpuri magmatice (ea se mai numește și poziție unghiulară ordonată). Aliniamentul (sau aranjamentul liniar) este distribuția în spațiu a cel puțin trei corpuri, astfel încât centrele lor de masă să se plaseze pe aceeași direcție (linia aliniamentului).

1.7.3. Compoziția corpurilor magmatice

Esența compozițională a unui corp magmatic, principial, poate fi redată în două moduri: prin chimismul global și prin tipurile petrografice care intră în alcătuirea corpului. Din acest punct de vedere, trebuie făcută distincția între corpurile magmatice omogene sau monosomatice (formate dintr-un singur sistem magmatic, eventual dintr-un unic tip petrografic) și cele eterogene sau polisomatice (formate din două sau mai multe tipuri de magme, eventual din două sau mai multe tipuri petrografice).

Corpurile monosomatice pot fi caracterizate la fel de bine prin chimismul global ca și prin tipul petrografic. De aceea ele pot fi clasificate, de pildă, în corpuri magmatice bazice,

acide, alcaline etc., după cum tot așa de bine ar putea fi clasificate în corpuri gabroice, granitice etc., după denumirea tipului petrografic constituent. La corpurile polisomatice chimismul global devine inoperant în sistematică, deoarece compoziția acestor corpuri magmatice poate fi redată corect doar prin intermediul componentelor petrografici. Funcție de natura tipurilor petrografice, de proporția acestora sau de valoarea petrologică pe care o acordăm unuia din tipuri, corpurile magmatice polisomatice pot fi clasificate în numeroase moduri.

1.7.4. Structura corpurilor magmatice

La corpurile magmatice polisomatice structura este definită de modul de aranjare a subcorpurilor constituente. În corpurile magmatice complet solidificate, structura este dată de modul de aranjare a subcorpurilor petrografice. Teoretic, aceste structuri pot fi nelimitate, însă, dintre toate acestea, doar câteva au atras atenția petrologilor în mod deosebit:

- structuri stratificate, remarcate la corpurile plutonice de mari dimensiuni, alcătuite din liti tabulari cu orientare paralelă;
- structuri incluzive, specifice corpurilor magmatice care conțin numeroase corpuri litice cu dimensiuni relativ mici, numite "enclave" - în literatura franceză - sau "xenolite" - în cea anglo-saxonă;
- structuri zonale, exprimate fie prin zonalitate compozițională, fie structurală; în acest caz, de la marginea corpului spre interior se remarcă o variație simetrică a compoziției petrografice (în cazul corpurilor polisomatice), eventual o variație a structurii (în cazul corpurilor monosomatice) (fig. 1.7.).

Desigur, într-un polisom magmatic pot exista și structuri complexe date de un aranjament complicat al constituenților petrografici, care nu sunt desemnate prin termeni speciali.

Corpurile magmatice solidificate sunt, de regulă, fisurate. Poziția, forma, și densitatea fisurilor pot varia enorm de la un corp la altul. Datorită acestora, corpul magmatic se fragmentează în numeroase subcorpuri, deseori poliedrice, uneori cu forme spectaculoase, cum sunt cele prismatice (în formă de coloană). Mai rar apar și fisuri sferice care divizează corpul magmatic în numeroase corpuri rotunde (globulare, elipsoidale etc.). Prin urmare, datorită fisurației, orice corp magmatic, chiar și cel omogen din punct de vedere petrografic, poate fi divizat în numeroase subcorpuri mai mici. Prin forma, dimensiunea și aranjamentul acestor subcorpuri, în corpul magmatic se realizează o structură de altă natură decât cea compozițională, care ar putea fi numită structură de fisurație.

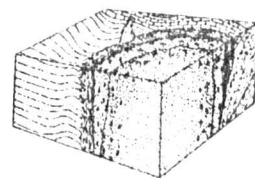


Fig. 1.7. – Structură zonală a unui corp magmatic.

1.7.5. Vârsta corpurilor magmatice

În evoluția sa, un corp magmatic trece prin două etape majore:

- i. Etapa evoluției suprasolidus și corespunde evoluției magmatice propriu-zise când se desfășoară procesele magmatice specifice: cristalizare, diferențiere magmatică etc. În această etapă, în corpul magmatic este mereu prezentă topitura magmatică.
- ii. Etapa evoluției subsolidus, care începe în momentul dispariției lichidului magmatic, prin cristalizare sau prin vitrificare.

În prima etapă corpul magmatic este relativ mobil, în sensul că își poate schimba cu ușurință poziția, dar mai ales coordonata adâncimii. Tot în această etapă el interacționează intens cu mediul ambiant, prin schimb de substanță și energie calorică. În cea de-a doua etapă corpul magmatic este mult mai puțin mobil și mai puțin activ față de mediul înconjurător. De aceea, prima etapă de evoluție ar putea fi numită "activă", iar cea de-a doua, "pasivă" (corpurile magmatice "pasive" ar putea fi considerate corpuri fosile).

Timpu cât durează etapa activă a unui corp magmatic depinde de mai mulți factori, dar decisivi sunt: masa corpului, suprafața specifică (raportul dintre aria totală și volum), contrastul termic dintre corp și mediul ambiant, precum și conductivitatea termică a mediului. În principiu, corpurile de mari dimensiuni, aflate la adâncimi mari (așa cum sunt batolitele), au o etapă activă foarte lungă, putând ajunge la ordinul milioanei de ani. În schimb, corpurile mici pot avea o etapă activă foarte scurtă (de ordinul anilor, zilelor sau orelor).

Din punct de vedere geologic, vârsta unui corp mineral fosil măsoară intervalul de timp de la formarea acelu corp până în prezent. Pentru un corp magmatic, vârsta în ani (N_{ani}) ar trebui să fie:

$$N_{\text{ani}} = \Delta t_1 + \Delta t_2 \quad ,$$

unde Δt_1 este etapa evoluției active, iar Δt_2 etapa evoluției pasive (fosile). Totuși, raportat la timpul geologic, se consideră că $\Delta t_1 \cong 0$ și, deci,

$$N_{\text{ani}} \cong \Delta t_2$$

[Stratigrafic se consideră că vârsta corpului magmatic ar fi una și aceeași cu ceea ce se numește "vârsta punerii în loc" a corpului magmatic. Termenul "punere în loc", foarte des folosit în geologie, poate provoca, însă, confuzii și ar trebui evitat. În primul rând, nu toate sistemele magmatice își părăsesc locul de formare, unele dintre acestea evoluând în situ. În al doilea rând, există sisteme magmatice care, în etapa activă, se pun în loc de mai multe ori, venind spre suprafață în etape, prin intruziuni succesive.]

Debutul etapei pasive este estimat prin diverse procedee, radiogene sau stratigrafice. Se consideră că vârsta este precis stabilită dacă rezultatele diferitelor procedee coincid.

1.7.6. Asociații de corpuri magmatice. Provinciile magmatice.

Rareori corpurile magmatice sunt izolate. De regulă ele apar grupate într-un spațiu geologic definit, formând asociații de corpuri.

Se pot asocia:

- a) corpuri magmatice omogene și omoloage;
- b) corpuri omogene + corpuri eterogene (polisomatice);
- c) corpuri eterogene (polisomatice).

Corpurile magmatice dintr-o anumită asociație, cu vârste geologice asemănătoare, sunt, în general, considerate “cogenetice”, adică își datoresc apariția aceluiași proces magmatogen. Spațiul geologic care cuprinde una sau mai multe asociații de corpuri magmatice cogenetice constituie o **provincie magmatică**. Denumirea unei provincii este redată prin repere geografice (de exemplu: provincie atlantică, provincie banatică etc.), prin vârstele geologice (de exemplu: provincie neogenă, provincie caledoniană etc.) sau prin repere tectonice (de exemplu: provincie laramică, provincie variscă etc.).

Dacă provincia are o mare extindere în spațiul geologic, eventual o mare extindere în timp, ea poate fi împărțită convențional în subprovincii. De exemplu, provincia magmatică neogenă din Carpați, poate fi divizată în subprovincii, cum ar fi cea a Carpaților Orientali, cea a Munților Apuseni etc.

A se reține că “provincia magmatică” este un concept care admite ca premiză obligatorie cogenitatea corpurilor din asociație. De aceea, nu toate corpurile magmatice care se găsesc într-un spațiu geologic dat aparțin neapărat aceleiași provincii. Este posibil ca, în același spațiu geologic să coexiste două sau mai multe provincii magmatice heterocrone. Astfel, în același spațiu poate coexista o provincie neogenă alături de o alta mezozoică.

1.8. CLASIFICAREA ROCILOR MAGMATICE

Convenții taxonomice

Tendința modernă este de a clasifica rocile magmatice pe baza compoziției și structurii petrografice a acestora. Sistematele bazate pe alte criterii (cum ar fi vârsta rocilor, condiția geologică a corpurilor petrografice, concepțiile genetice ale cercetătorilor etc.), precum și numeroasele denumiri derivate din aceste sistemate, ar trebui abandonate. În esență, se urmărește ca, din cele peste 1000 de denumiri petrografice, să se păstreze doar acelea care evocă – sau ar putea evoca – o anumită compoziție sau/și o anumită structură. Cum rocile sunt sisteme minerale cu omogenitate de al doilea ordin, compoziția lor poate fi redată atât prin intermediul componenților chimici, cât și prin intermediul celor minerali. În primul caz, se vorbește de o compoziție chimică, iar în al doilea, de o compoziție minerală (modală)

Dacă ne propunem să clasificăm rocile pe baze compoziționale, principial se poate accepta un sistem de clasificare paralelă, respectiv una mineralogică și alta chimică. Totuși, este de preferat clasificarea mineralogică, deoarece sunt numeroase roci practic izochimice, dar cu compoziții minerale evident diferite. Numai în cazuri excepționale ar trebui să apelăm la clasificarea chimică și anume, când rocile conțin proporții apreciable de faze minerale amorfe (ca de exemplu sticla) sau atunci când, din punct de vedere tehnic, determinarea compoziției minerale este foarte dificilă sau imposibilă.

Mineralogic, rocile se pot deosebi între ele fie prin calitatea mineralelor, fie prin proporția acestora. Prin urmare, pe baze mineralogice, avem la dispoziție două modalități de a diferenția rocile unele de altele:

- a. Prin intermediul calității mineralelor și, în acest caz, vom separa grupe (tipuri) de roci calitativ distincte, o grupă (sau un tip) conținând toate rocile formate din aceleași minerale, indiferent de proporția lor;
- b. Prin intermediul proporțiilor minerale, iar în acest caz apar grupe (tipuri) petrografice cu nuanță cantitativă și semicalitativă, deoarece într-o grupă (sau tip petrografic) vor intra toate rocile care conțin anumite minerale într-o anumită proporție, aleasă convențional.

Sistematicile moderne preferă clasificarea rocilor magmatice pe baza proporției mineralelor componente. De aceea, mineralele formatoare de roci magmatice, acceptate ca derivând direct din magme, desemnate prin termenul genetic de **minerale primare**, sunt divizate în două grupe: principale (cu proporții mari) și subordonate (cu proporții mici). Evident, pentru a le distinge, este nevoie de un consens colectiv în fixarea unei anumite limite cantitative (procentuale). Deosebirea dintre cele două grupe are, totuși, un temei obiectiv. Așa cum deja am subliniat în paragrafele anterioare, o specie petrografică este definită complet numai dacă se cunosc compoziția și structura specifică. Dar structura unei roci este impusă, practic, doar de mineralele dominante, ale căror cristale intră în atingere reciprocă. Mineralele subordonate, reprezentate cel mai adesea prin cristale izolate unele de altele, nu contribuie, de regulă, la edificarea structurilor petrografice specifice.

Pe baza mineralelor principale, rocile magmatice cunoscute până în prezent (sau cele acceptate ca putând deriva direct din magme) se pot grupa în patru categorii mari:

1. Roci magmatice silicaticice - alcătuite în principal sau exclusiv din silicați;
2. Roci magmatice carbonatice - cele care conțin carbonați, ca minerale principale;
3. Roci magmatice oxidice - conțin oxizi metalici, ca minerale principale;
4. Roci magmatice sulfurice - conțin sulfuri, ca minerale principale.

Este posibil ca, în viitor, să se demonstreze existența și a altor categorii compoziționale de roci magmatice, formate din alte minerale decât cele indicate mai sus. Mult timp nu s-au cunoscut decât rocile magmatice silicaticice, ele fiind incomparabil mai răspândite decât toate celelalte luate la un loc. Acesta este motivul pentru care rocile silicaticice, în raport cu celelalte categorii, au o sistematică și o nomenclatură mult mai elaborată.

1.8.1. Clasificarea și nomenclatura rocilor magmatice silicatică

1.8.1.1. Clasificarea și nomenclatura rocilor magmatice silicatică pe criteriul proporției minerale

1.8.1.1.1. Principalele grupe de silicați. Simboluri caracteristice.

În prezent se admite că, în rocile magmatice, pot să apară, ca minerale principale, următoarele grupe de silicați:

- **Grupul Q** – minerale din grupul SiO_2 (α -cuarț, β -cuarț, coesit etc.);
- **Grupul A** – feldspați alcalini (potasici, sodici, sodo-potasici);
- **Grupul P** – feldspați plagioclazi ($\text{An} > 5\%$);
- **Grupul F** – feldspatoizi = foide (nefelin, leucit, kalsilit etc.);
- **Grupul M** – silicați mafici = feromagnezieni (olivine, piroxeni, amfiboli, mice feromagneziene)
- **Grupul Mt** – melilite.

În rocile magmatice, aceste grupe se pot asocia, iar fiecare asociație definește o categorie (grupă) mineralogică de roci magmatice. Asociațiile naturale mai frecvent întâlnite sunt următoarele:

Q + A ± M Q + A + P ± M Q + P ± M	→ GRUPA ROCILOR CUARȚO-FELDSPATICE
A + P ± M A ± M P ± M	→ GRUPA ROCILOR FELDSPATICE
F + A ± M F + P ± M F + A + P ± M F ± M	→ GRUPA ROCILOR FOIDICE
M ± P (cu M ≥ 90 %)	→ GRUPA ROCILOR ULTRAMAFICE
Mt + M Mt + F ± M	→ GRUPA ROCILOR MELILITICE

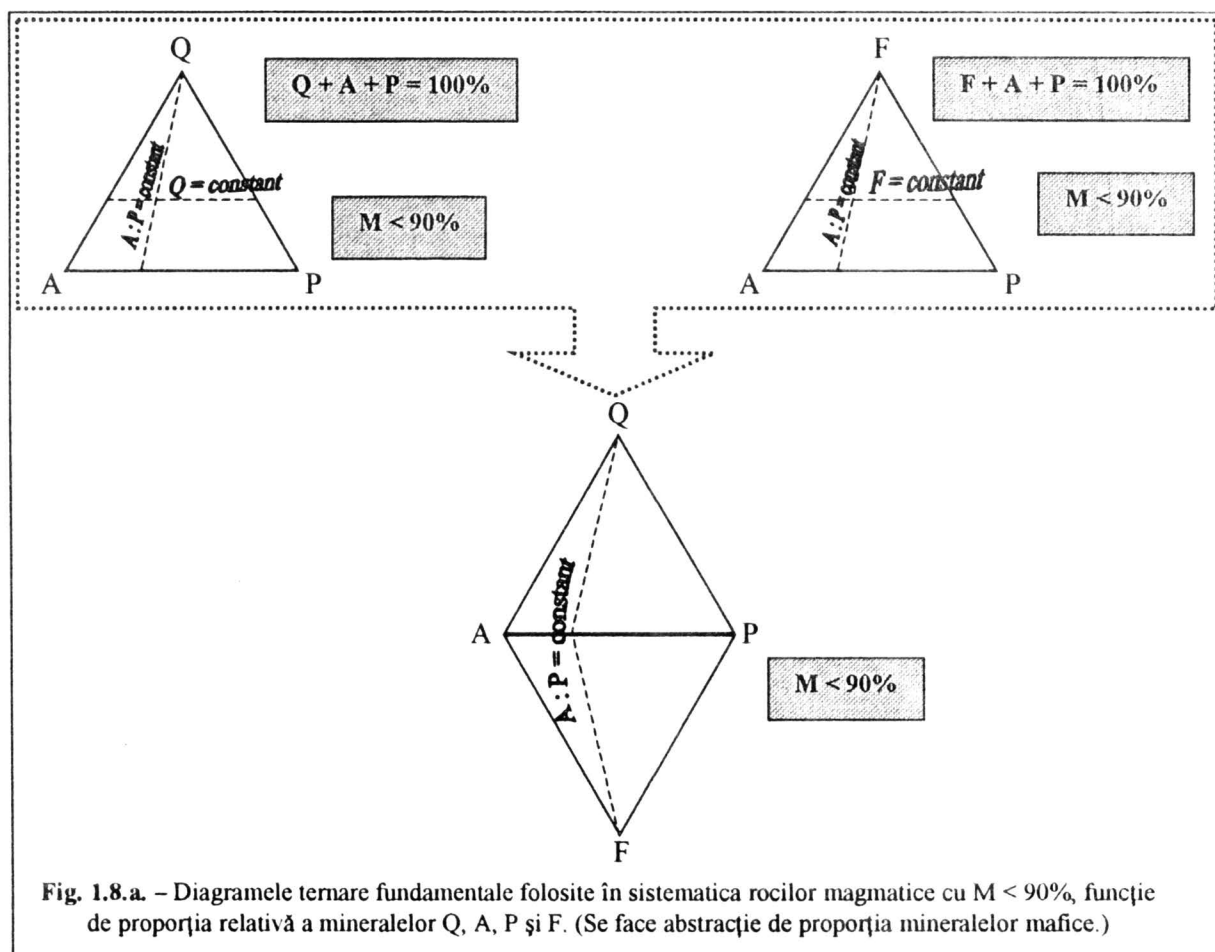
După câte se poate remarca, grupul Q nu se asociază natural nici cu grupul F și nici cu grupul Mt, fiind incompatibile chimic.

În cadrul fiecărei asociații pot exista două sau mai multe tipuri petrografice, iar denumirea tipului este condiționată nu numai de proporția mineralelor principale, dar și de structura petrografică. Potrivit recomandărilor Comisiei Internaționale de Sistematică a Rocilor, afiliată Congreselor Geologice Internaționale (I.U.G.S.), în adoptarea nomenclaturii tipului

petrografic trebuie să se țină seama dacă structura rocilor este faneritică sau afanitică. Din punct de vedere al sistematicii petrografice, rocile faneritice sunt echivalente cu rocile magmatice plutonice (pentru că, de regulă, apar în corpuri magmatice plutonice), iar cele afanitice sunt echivalente cu cele vulcanice (pentru că se găsesc, de regulă, în corpurile vulcanice).

1.8.1.1.2. Clasificarea și nomenclatura rocilor magmatice cuarțo-feldspatice, feldspatice și foidice ($M < 90\%$) pe baza proporțiilor $Q:A:P:F$

Utilizând două diagrame ternare, de tip baricentric, reprezentate prin două triunghiuri echilaterale cu bază comună (figura 1.8.a.), se pot indica toate proporțiile posibile între grupele Q, A, P, F (făcându-se abstracție de grupul M). Într-o astfel de diagramă, Streckeisen (1967) separă mai multe tipuri petrografice, folosind proporții convenționale.



A. Denumirile tipurilor petrografice plutonice, separate pe principiul proporțiilor $Q : A : P : F$, sunt redată în figurile 1.8.b. și 1.9. Referitor la nomenclatura utilizată în figura 1.8.b., se fac următoarele precizări:

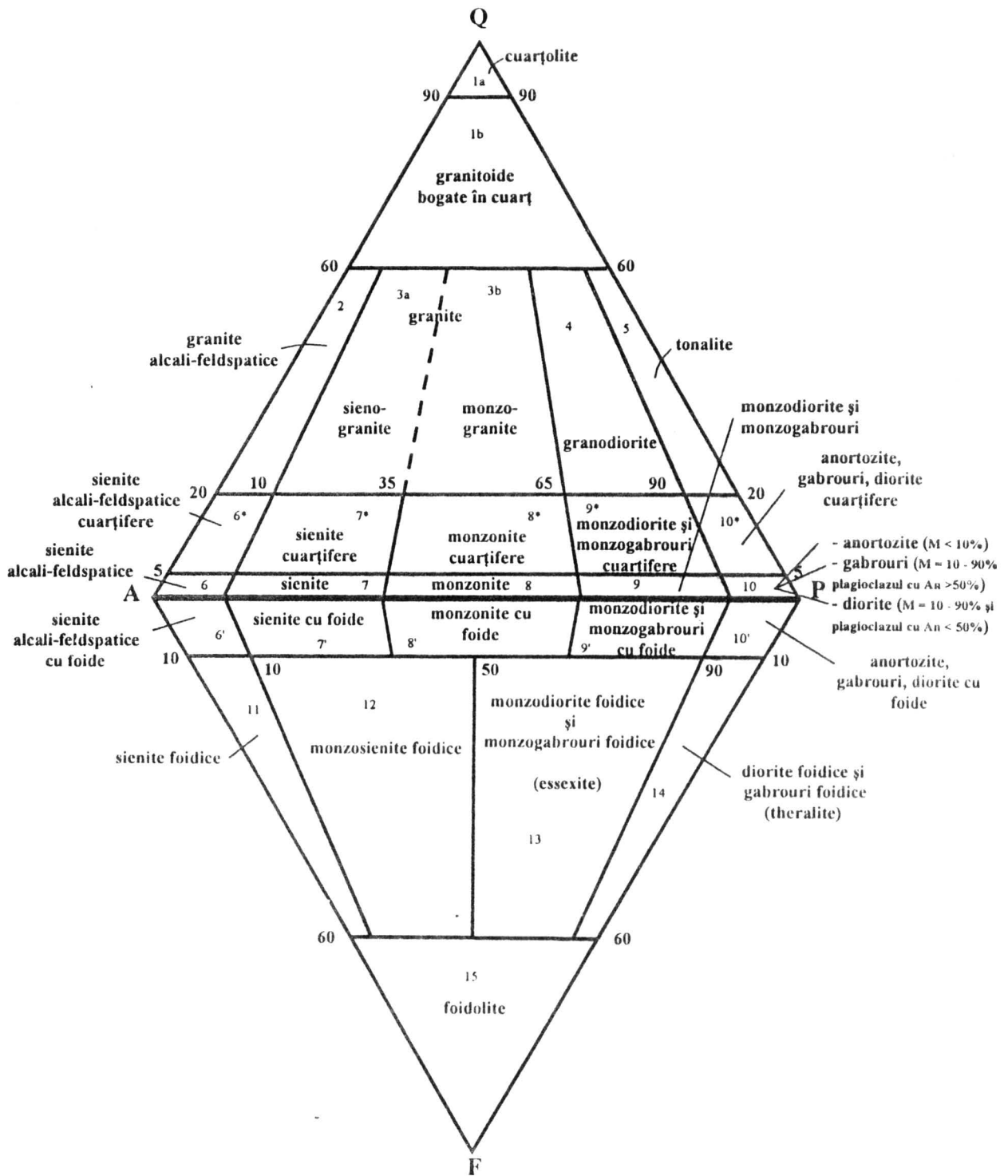


Fig. 1.8.b. - Clasificarea și nomenclatura rocilor faneritice (plutonice), utilizând diagrama QAPF, conform recomandărilor IUGS (1996). - Explicații suplimentare în text

Termenul general pentru câmpul 2 este **granit alcali-feldspatic**. Termenul **granit alcalin** se referă doar la acele roci care conțin amfiboli și/sau piroxeni sodici. Pentru un granit alcali-feldspatic deschis la culoare ($M \leq 10\%$), poate fi folosit termenul de **alaskit**.

Termenul **granit** a fost folosit în mai multe sensuri. Etimologic, termenul "granit" provine de la cuvântul latin "*granum*" = *granul*, și caracterizează aspectul granular al rocii. În literatura anglo-saxonă termenul se referă la subdomeniul 3a, în timp ce subdomeniul 3b conține termeni ca **adamelit** și **monzonit cuarțifer**. În literatura europeană, **granitul** acoperă ambele domenii. Streckeisen (1976) recomandă ca termenul **adamelit** să nu mai fie folosit, întrucât are mai multe înțelesuri și, mai mult, nu apare în masivul Adamello, iar termenul **monzonit cuarțifer** să fie reținut pentru rocile din domeniul 8*.

Rocile cu cea mai largă reprezentare din câmpul 4 sunt **granodioritele** care conțin, de

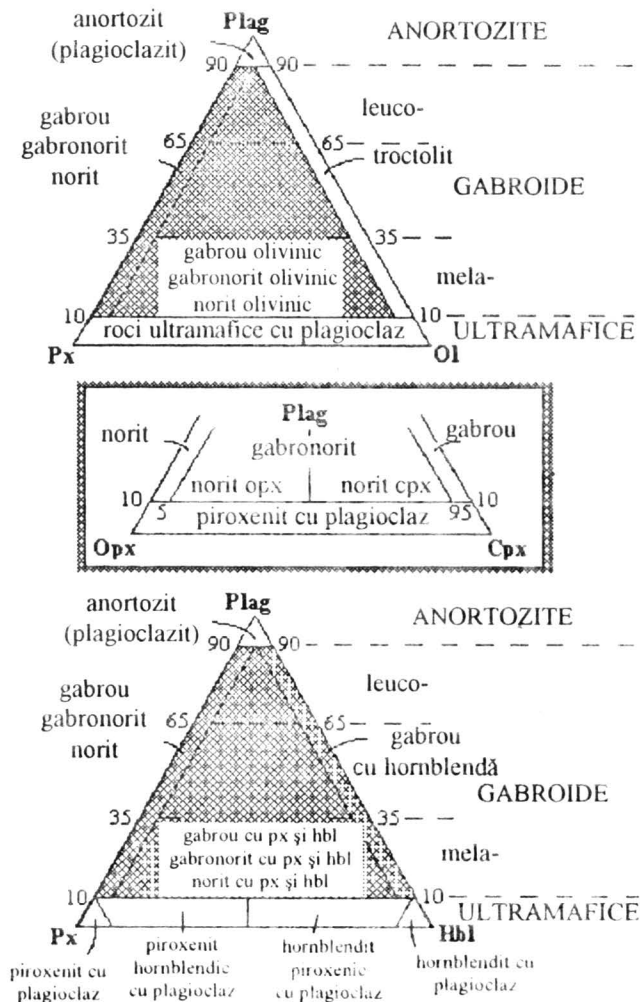


Fig. 1.9. – Clasificarea și nomenclatura rocilor gabroice bazată pe proporțiile de plagioclaz (plag), piroxen (Px), olivină (Ol), ortopiroxen (Opx), clinopiroxen (Cpx) și hornblendă (Hbl) (după Streckeisen, 1976). Rocile care cad în zonele hașurate din diagramele ternare pot fi subdivizate, mai departe, pe baza diagramei din interiorul dreptunghiului hașurat.

obicei, oligoclaz și, mai rar, andezin. Conținutul mediu de An în plagioclaz ar trebui să fie mai mic de 50%, în scopul diferențierii granodioritelor obișnuite de granogabrouri, în care conținutul de An în plagioclaz este mai mare de 50%.

Termenul **tonalit** se folosește în sens larg, pentru orice rocă ce se proiectează în câmpul 5, indiferent dacă hornblenda este prezentă sau nu. Dacă tonalitul are un conținut mic de minerale mafice ($M \leq 10\%$), se pot folosi termenii: trondhjemit și plagiogranit.

Câmpurile 6 și 7 (6*, 6', 7*, 7') conțin, ca rădăcină, numele de **sienit alcali-feldspatic** și, respectiv, **sienit**. [Termenul "sienit" provine de la localitatea Siena – Assuan, din Egipt.]

Câmpurile 8, 8* și 8' au ca rădăcină numele de **monzonit** (denumirea este dată de muntele Monzoni din Tirol).

Monzodioritele și monzogabrourele (câmpurile 9, 9* și 9') sunt separate pe baza compoziției medii a plagioclazului: dacă conținutul de An este mai mic de 50 %, roca este un monzodiorit, iar dacă conținutul de An este mai mare de 50 %, roca este un monzogabrou.

Cele trei denumiri rădăcină din câmpurile 10, 10* și 10', respectiv: **diorit**, **gabrou** și **anortozit** sunt separate conform compoziției medii a plagioclazului și indexului de culoare (dacă M este mai mic de 10 %, roca este un anortozit; dacă An este mai mic de 50 %, roca este un diorit; dacă An este mai mare de 50 %, roca este un gabrou. Dacă este necesar, se vor folosi pentru gabrouri cu granulometrie medie, termenii dolerit sau diabaz, în loc de microgabrou. Rocile gabroice din domeniul 10 pot fi divizate, în funcție de conținuturile relative ale ortopiroxenului, clinopiroxenului, olivinei și hornblendei (fig. 1.9.). [Termenul "gabrou" provine de la cuvântul latin *gabrous* = *strălucitor*, referindu-se la strălucirea rocii în spărtură proaspătă; termenul "anortozit" este un cuvânt de origine greacă, *anorthosite* = *puternic*, referindu-se la rezistența mare, a rocii, la compresiune.]

Sienitul foidic este numele rădăcină pentru tipul petrografic din câmpul 11, dar în funcție de foidul dominant poate fi denumit sienit nefelinic, sienit sodalitic etc. Această remarcă se aplică totodată și la câmpurile 12 - 15.

Numele **monzodiorit foidic** din câmpul 12 poate fi înlocuit cu sinonimul plagiosienit foidic.

Cele două nume rădăcină din câmpul 13, **monzodiorit foidic** și **monzogabrou foidic**, sunt separate pe baza compoziției medii a plagioclazilor, ca și pentru rocile din domeniul 9; dacă An este mai mic de 50 %, roca este un monzodiorit foidic; dacă An este mai mare de 50 %, atunci roca este un monzogabrou foidic. Pentru monzodioritele nefelinice și monzogabrourele nefelinice poate fi folosit sinonimul "essexite" (termenul provine de la regiunea Essex, USA).

Cele două nume rădăcină din câmpul 14, **diorit foidic** și **gabrou foidic**, sunt separate pe baza compoziției medii a plagioclazilor. Dacă conținutul în An este mai mic de 50 %, roca este un diorit foidic, iar dacă este mai mare de 50 %, roca este un gabrou foidic. Se mai folosesc ca sinonimi termenii: theralit, pentru gabroul nefelinic și teschenit, pentru gabroul analcimic

Câmpul 15 conține roci în care mineralele felsice foidice sunt în proporție mai mare de 60%. Ele sunt denumite prin termenul **foidolite** și se disting de echivalentele lor vulcanice,

denumite foidite. Roca din acest câmp poate fi, de asemenea, denumită după cel mai abundent foid (exemplu: nefelinolit).

Așa cum se observă, în diagrama QAPF, un tip petrografic este separat exclusiv pe baza proporției Q:A:P:F. Mineralul mafic este, în general, ignorat (excepții fac tipurile care se proiectează în câmpul 10). Celelalte tipuri acceptă teoretic o oscilație extrem de mare a indicelui de culoare (= proporția de mafice), de la 0% până la 90%. Este indiscutabil că o specie petrografică ce are $M < 5\%$ se deosebește frapant, prin culoare, de alta, cu $M > 50\%$, chiar dacă au același raport Q:A:P:F. Cu alte cuvinte, în unul și același tip petrografic trebuie să acceptăm posibilitatea separării unor varietăți petrografice, deosebite prin indicii de culoare, respectiv varietăți leucocrate (sărace în M), mezocrate și melanocrate (bogate în M), ca de exemplu: sienit leucocrat, sienit mezocrat etc. Unele din aceste varietăți poartă denumiri speciale, ca de exemplu: alaskit (granit alcali-feldspatic leucocrat), trondjemit (tonalit leucocrat) etc., dar cele mai multe nu au denumiri proprii. Pentru fiecare tip în parte, limitele dintre varietățile de culoare sunt convenționale.

De asemenea, se acceptă că, în unul și același tip, pot intra diverse varietăți structurale. Astfel pot fi: varietăți pegmatitice (pegmatite granitice, pegmatite sienitice, pegmatite dioritice etc.) – adică roci formate din cristale foarte mari; varietăți microgranulare (microgranite, microsienite etc.); varietăți porfirice etc.

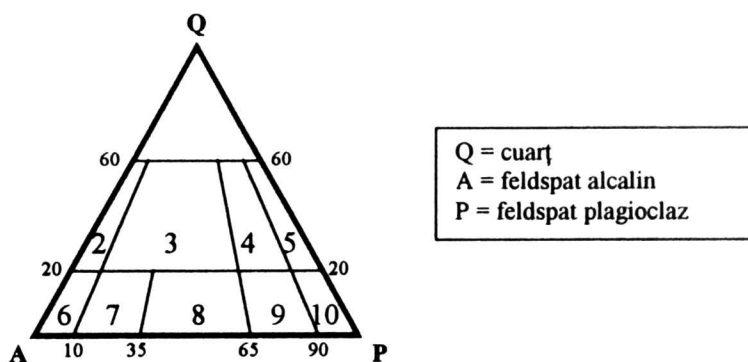
Aplitele sunt varietăți microgranulare leucocate (aplite granitice, aplice sienitice etc.).

B. Terminologia rocilor faneritice cuarțo-feldspatice și feldspatice charnochitice.

Această clasificare este folosită doar dacă rocile conțin hipersten (sau fayalit + cuarț) în asociație cu pertite, mezopertite sau antipertite.

Deși rocile charnochitice prezintă transformări metamorfice, ca deformări și recristalizări, ele au fost incluse în schema de clasificare a rocilor magmatice ca “roci cu aspect magmatic”

Clasificarea se bazează pe diagrama ternară QAP (jumătatea de sus a dublei diagrame QAPF) și prezintă o nomenclatură particularizată rocilor charnochitice (vezi fig. 1.10).



- 2 → granite alcali-feldspatice hiperstenice (charnochite alcali feldspatice);
- 3 → granite hiperstenice (charnochite);
- 4 → granodiorite hiperstenice (charnoenderbite);
- 5 → tonalite hiperstenice;
- 6 → sienite alcali-feldspatice hiperstenice;
- 7 → sienite hiperstenice;
- 8 → monzonite hiperstenice;
- 9 → monzonorite (monzodiorite hiperstenice sau jotunite);
- 10 → norite (diorite hiperstenice)

Fig. 1.10.. – Clasificarea rocilor charnochitice (după Streckeisen, 1974).

Deoarece charnochitele conțin feldspați pertitizați, se pune problema proiecției pertitelor în triunghiul QAP. Woolley (1996) a recomandat următorul mod de proiectare a feldspaților pertitici:

- Pertitul (componentul major este feldspatul potasic) se consideră feldspat alcalin și se proiectează pe latura AP în apropierea colțului A;
- Mezopertitul (cantitatea de feldspat sodic este aproximativ egală cu cea de feldspat potasic) se consideră tot feldspat alcalin și se proiectează ca și pertitul;
- Antipertitul (componentul major este andezinul și are un conținut minor de feldspat potasic) se consideră, în esență, feldspat plagioclaz și se proiectează pe latura AP, în apropierea vârfului P.

C. Denumirile rocilor vulcanice sunt redată în figura 1.11., cu unele precizări în figura 1.12. (conform recomandărilor I.U.G.S. - 1996). De reținut că această clasificare este folosită doar pentru acele roci afanitice holocristaline la care se poate determina compoziția mineralogică modală. Referitor la denumirile adoptate, se fac următoarele precizări:

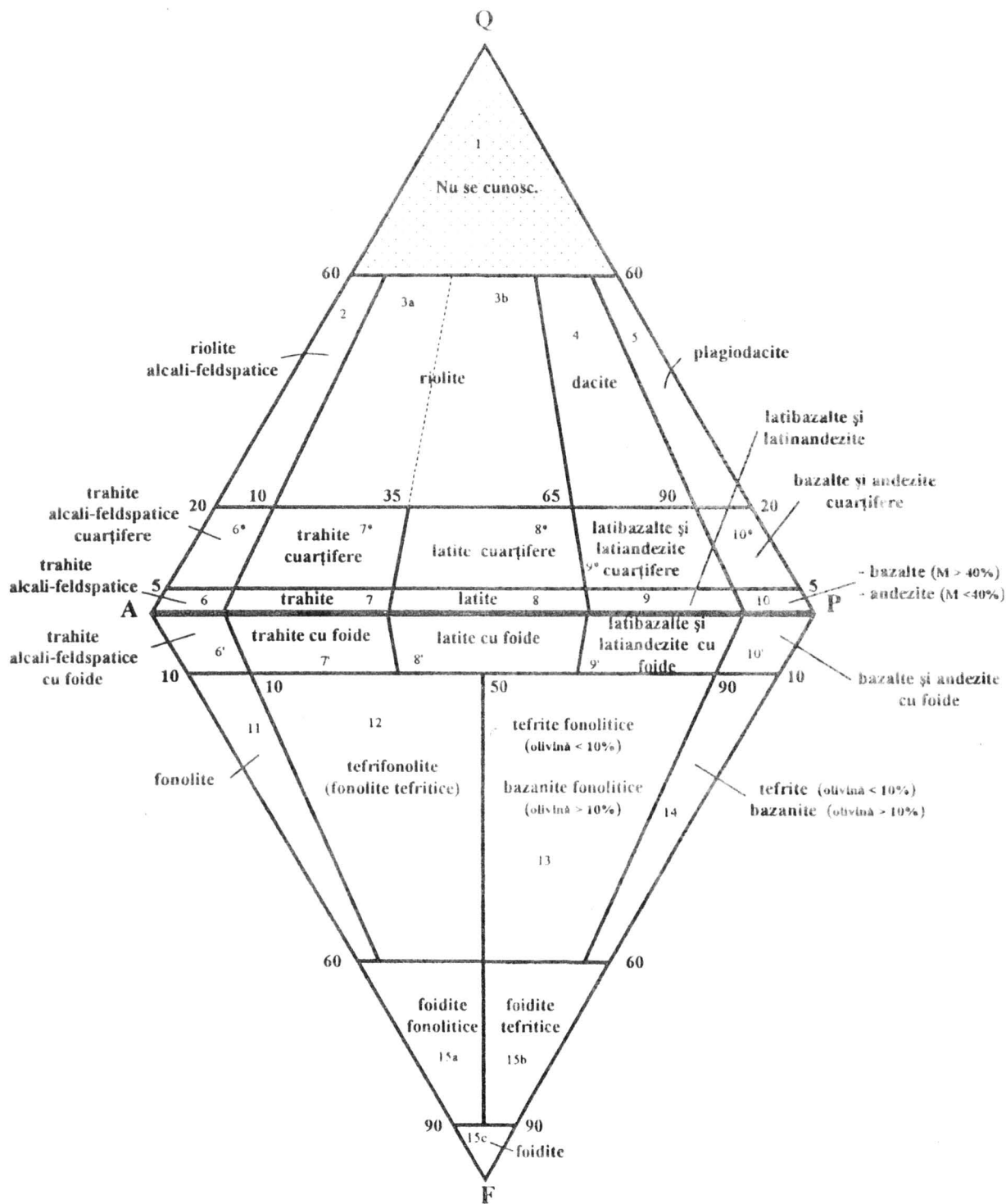


Fig. 1.11. - Clasificarea și nomenclatura rocilor afanitice (vulcanice) utilizând diagrama QAPF, conform recomandărilor IUGS (1996). - Explicații suplimentare în text.

Tipul petrografic din câmpul 2 este numit **riolit alcali-feldspatic**. Când roca conține amfiboli și/sau piroxeni alcalini, se folosește termenul de **riolit alcalin** (= riolit peralcalin). Numele de riolit poate fi înlocuit cu sinonimul **liparit**.

Ca și granitele, **riolitele** (liparitele) acoperă ambele câmpuri 3a și 3b. Termenul **riodacit**, care a fost folosit ambiguu pentru roci din câmpurile 3b și 4, poate fi folosit pentru roci de tranziție între riolit și dacit. [Termenul riolit provine din limba greacă: *rys* = a curge și *litos* = piatră.]

Rocile din câmpurile 4 și 5 sunt desemnate, în sens larg, prin numele **dacit**. Rocilor vulcanice din câmpul 5 le-au fost atribuite alte denumiri ca: **plagiodacit** și **andezit cuarțifer**. [Termenul "dacit" provine de la vechea Dacie, unde roca era exploatată de romani la Ilva, în Carpații Orientali; locul tipic este, însă, la Roșia Poieni, în Munții Apuseni.]

Pentru câmpurile 6,7,8 (6*,7*,8* și 6',7',8') sunt folosite denumirile de **trahite alcali-feldspatice**, **trahite** sau **latite**. Trahitele care conțin amfiboli și/sau piroxeni alcalini se denumesc trahite alcaline (= trahite peralcaline). [Termenul "trahit" provine de la cuvântul grecesc *trachis* = fum, referindu-se la culoarea cenușie a rocii.]

Termenii utilizați pentru câmpurile 9 și 10 (9*, 9' și 10*, 10') sunt **bazalt** și **andezit**.

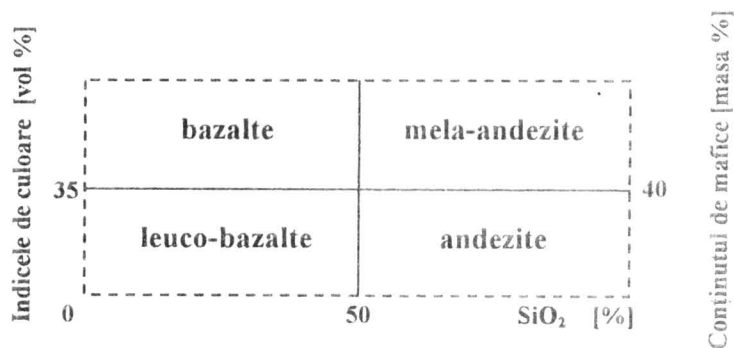


Fig. 1.12. – Clasificarea bazaltelor și andezitelor folosind indicele de culoare și conținutul în SiO₂ (după Streckeisen, 1978).

Deosebirea între bazalt și andezit se face folosind indexul de culoare, după cum este arătat în figura 1.12. [Termenul "bazalt" are origine egipteană: *basaltes* - piatră neagră.]

Numele **fonolit**, atribuit rocilor care se proiectează în câmpul 11, este folosit în sensul dat de Rosenbach, pentru roci constând predominant din: feldspat alcalin + orice feldspatoid ± minerale mafice. Natura foidelor predominante se adaugă la numele rădăcină (exemplu: fonolit leucitic). Fonolitele care conțin nefelin și/sau haüyn, ca principale foide, sunt denumite simplu "fonolite". [Denumirea de "fonolit" provine din limba greacă (*phone* = sunet și *litos* + piatră), referindu-se la sunetul caracteristic pe care-l fac aceste roci, prin lovire.]

Rocile specifice câmpului 12 apar foarte rar și sunt denumite **fonolite tefritice**

Câmpul 13 conține **bazanite fonolitice** și **tefrite fonolitice**, care se deosebesc doar pe baza conținutului de olivină normativă. Dacă olivina normativă este mai mare de 10%, roca este denumită bazanit fonolitic, iar pentru olivină normativă mai mică de 10%, este denumită tefrit fonolitic.

Câmpul 14 definește **bazanitele** și **tefritele**, care sunt separate între ele pe baza conținutului de olivină normativă. Dacă olivina normativă este >10 %, atunci roca se numește bazanit, iar dacă este < 10 %, atunci este un tefrit. După natura foidelor dominante pot fi: bazanit nefelinic, tefrit leucitic etc.

În câmpul 15 se proiectează **foiditele**, care, în funcție de conținutul în A, P și F, se împart în trei: (15a) – **foidite fonolitice**, (15b) – **foidite tefritice** sau **foidite bazanitice** (separate conform conținutului de olivină ca și în câmpul 14) și (15c) – **foidite**. Foiditele pot fi denumite după numele feldspatoidului predominant (nefelinit, leucitit etc.).

1.8.1.1.3. Clasificarea și nomenclatura rocilor ultramafice comune, pe criteriul mineralogic

Cu ajutorul criteriului mineralogic se pot sistematiza precis doar rocile ultramafice faneritice (ultramafitele), luându-se ca reper proporția mineralelor mafice: olivină, ortopiroxen, clinopiroxen, hornblendă, biotit și într-o mai mică măsură, proporția de granat și spinel. IUGS recomandă folosirea a două diagrame (Streckeisen, 1973 și 1976), una pentru rocile care conțin în principal olivină, ortopiroxen și clinopiroxen, și alta pentru roci ce conțin hornblendă, piroxeni și olivină (fig. 1.13).

Peridotitele sunt subdivizate în **dunite** (sau olivinite, dacă

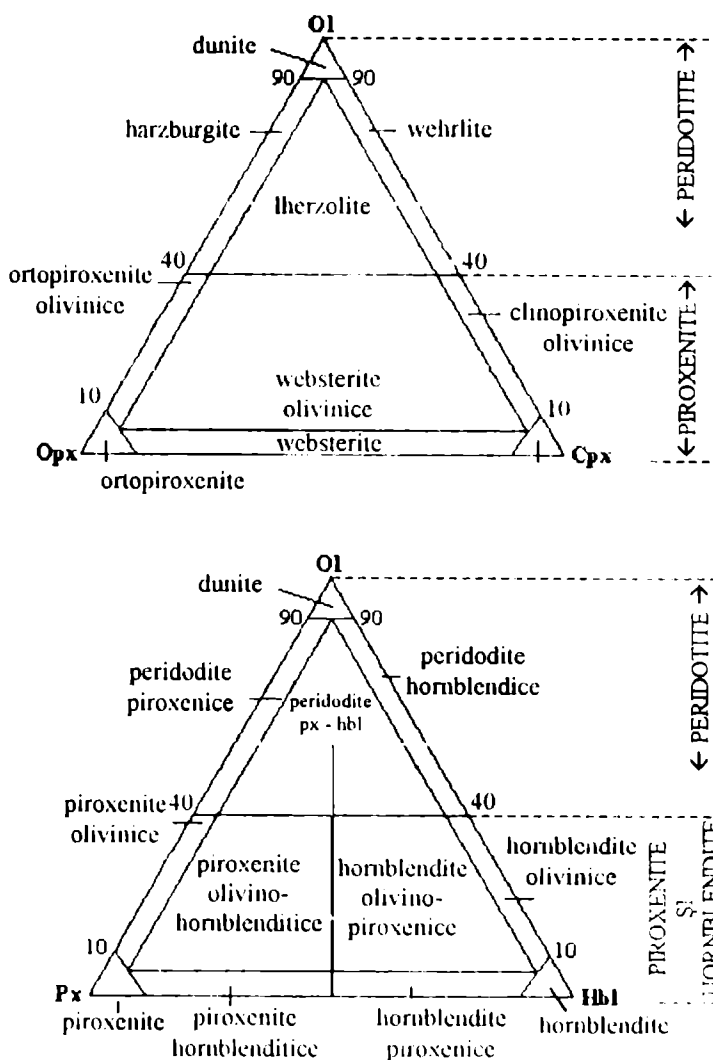


Fig. 1.13. – Clasificarea și nomenclatura rocilor ultramafice bazată pe proporțiile de olivină (Ol), ortopiroxen (Opx), clinopiroxen (Cpx), piroxen (Px) și hornblendă (Hbl) (după Streckeisen, 1973)

1.8.1.2. Clasificarea și nomenclatura rocilor silicaticice pe criteriul chimismului global

În decursul timpului, au fost propuse numeroase scheme de clasificare chimică a rocilor. În ultimul timp, mai des utilizate sunt diagramele carteziene binare care folosesc ca bază de

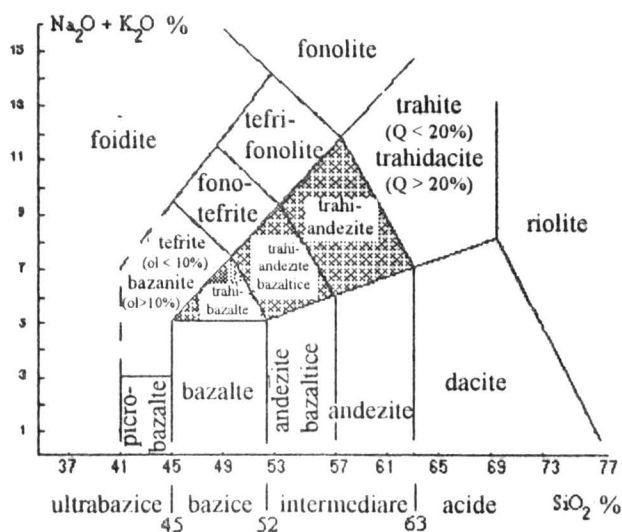


Fig. 1.16. – Clasificarea chimică și nomenclatura rocilor vulcanice folosind clasificarea TAS (după Le Bas et al., 1989 și IUGS, 1996). [Q = cuarț; ol = olivină]

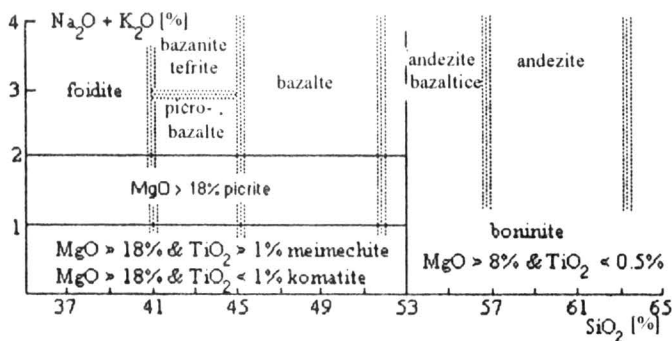


Fig. 1.17. – Clasificarea și nomenclatura rocilor vulcanice bogate în Mg (picrite, komatite, meimechite și boninite) folosind TAS și procentele de greutate ale MgO și TiO₂ (după Wooley et al., 1996). Linii hașurate indică localizarea câmpurilor TAS.

sistematică conținutul total de alcalii și de silice, cunoscute cu numele de diagrame TAS (total alkali-silica). Cu ajutorul acestor diagrame se separă principalele tipuri petrochimice (IUGS, 1996). Clasificarea este ușor de utilizat, fiind necesare doar valorile procentuale ale oxizilor Na₂O, K₂O și SiO₂. Cea mai generală clasificare este redată în figura 1.16

Uneori sunt necesare și calcule adiționale, pentru a preciza compoziția normativă (norma CIPW). Rocile cu conținut foarte ridicat de Mg (picrite, comatiite etc.) sunt delimitate chimic în figura 1.17. Dacă rocile sunt mai sărace în elemente fero-magneziene, atunci se poate utiliza exclusiv diagrama din figura 1.16.

Pentru delimitarea mai precisă a diferitelor tipuri petrochimice sunt recomandate și alte diagrame carteziane binare, ca de exemplu, diagrama $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (fig. 1.18.) sau diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}$ (fig. 1.19.).

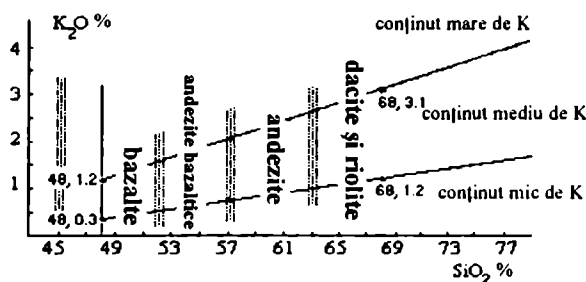


Fig. 1.18. – Clasificarea bazaltelor (cu $\text{SiO}_2 > 48\%$), andezitelor bazaltice, andezitelor, dacitelor și riolitelor funcție de conținutul în potasiu (după recomandările IUGS, 1996).

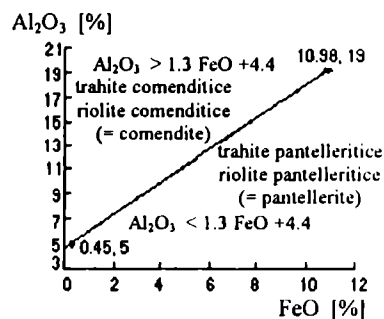


Fig. 1.19. – Separarea trahitelor și riolitelor în tipuri comenditice și pantelleritice folosind conținutul de Al_2O_3 și conținutul de fier din FeO (după Macdonald, 1974).

Chimismul global este utilizat și pentru nuanțarea deosebirii diferitelor roci vulcanice ultramafice (ultramafitite), respectiv acele roci vulcanice cu un conținut de minerale mafice mai mare de 90%. Așa cum rezultă din figura 1.17., deosebirea dintre boninite și rocile picritice poate fi doar parțial făcută cu ajutorul diagramei TAS. Astfel, pentru departajare mai trebuie considerat și conținutul de TiO_2 după cum urmează:

Boninit – $\text{SiO}_2 > 53\%$, $\text{Mg} > 8\%$ și $\text{TiO}_2 < 0,5\%$

Roci picritice – $\text{SiO}_2 < 53\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 2,0\%$ și $\text{MgO} > 18\%$.

Acestea sunt divizate în :

Picrit – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 1\%$

Komatiit – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1\%$ și $\text{TiO}_2 < 1\%$

Meimechit – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1\%$ și $\text{TiO}_2 > 1\%$.

1.8.1.3. Roci magmatice silicatică cu poziție taxonomică incertă

Clasificarea și nomenclatura rocilor lamprofirice

Lamprofirele sunt roci magmatice mezocratice până la melanocratice, care apar, de obicei, în corpuri hipoabisale, cu structură panidiomoră și prezintă o abundență de fenocristale mafice, de mică și/sau amfibol, cu sau fără piroxen, cu sau fără olivină, situate într-o mezostază din aceleași minerale, având feldspat (de obicei alcalin) doar în masa fundamentală.

Lamprofirele reprezintă un complex de roci care au similarități mineralogice cu unele kimberlite și lamproite. Lamprofirele sunt dificil de clasificat, atât pe baza proporțiilor modale (sistemul QAPF), cât și prin diagrame compoziționale (TAS).

Termenul "lamprofir" a fost introdus de von Gumbel în 1874 pentru un grup de roci negre, ce conțin fenocristale de mică brună și hornblendă, dar fără fenocristale de feldspat. Termenul a fost apoi folosit de Rosenbuch (1877) pentru a reprezenta o largă varietate de roci din corpuri hipoabisale, conținând fenocristale feromagneziene (minette, kersantit, camptonit și vogesite). Astfel, termenul "lamprofir" a fost folosit pentru orice rocă mafică cu fenocristale, care a fost dificil de clasificat. Middlemost (1986) și Rock (1986, 1991) au extins definiția incluzând și kimberlitele, lamproitele și fiecare rocă care conține feldspat și fenocristale de leucit.

Tabelul 1.3. – Compoziția mineralogică comparativă a kimberlitelor, lamproitelor, minetelor și lamprofirelor ultramafice (după Mitchell, 1995).

		KIMBERLITE	ORANGEITE	LAMPROITE	MINETTE	LAMPROFIRE
olivină	macrocristale	frecvent	frecvent	rar	nu	rar
	fenocristale	frecvent	frecvent	frecvent	rar	frecvent
mică	macrocristale	frecvent	frecvent (flogopit)	frecvent (flogopit)	frecvent	frecvent
	fenocristale	frecvent (flogopit)	nu	frecvent (Ti-flogopit)	frecvent (flogopit)	frecvent (flogopit)
	mezostază	frecvent (flogopit) - kinoshitalit -	frecvent tetraferiflogopit	frecvent (Ti-tetraferiflogopit)	frecvent (Al-biotit)	frecvent (Al-biotit)
spinel		abundent (cromit magnezian - ulvospinel magnezian)	rar (cromit magnezian - Ti-magnetit)	rar (cromit magnezian - Ti-magnetit)	frecvent (cromit magnezian - Ti-magnetit)	frecvent (cromit magnezian - Ti-magnetit)
monticelit		frecvent	nu	nu	nu	frecvent
diopsid		nu	frecvent (sărac în Ti)	frecvent (sărac în Ti)	frecvent (bogat în Ti)	frecvent (bogat în Ti)
perovskit		frecvent	rar	rar	nu	frecvent
apatit		frecvent	abundent	frecvent	frecvent	frecvent
calcit		abundent	frecvent	nu	frecvent	frecvent
sanidină		nu	rar (în masa fundamentală)	frecvent (fenocristale și mezostază)	abundent (în mezostază)	nu
K-richterit		nu	rar (în masa fundamentală)	frecvent (fenocristale și mezostază)	nu	nu
Ba-titanit		foarte rar	frecvent	frecvent	nu	nu
Zr-silicat		foarte rar	frecvent	frecvent	foarte rar	nu
Mn-ilmenit		rar	frecvent	foarte rar	frecvent	rar
leucit		nu	frecvent pseudomorfoze	frecvent (fenocristale)	nu	nu

Clasificările lamprofirelor sunt nesatisfăcătoare din punct de vedere genetic, deoarece includ roci cu genază diferită. În consecință, este dificil de stabilit o definiție succintă pentru diverse grupuri de roci poligenetice. Mitchell (1995) a sugerat ca rocile care pot căpăta termenul de "lamprofir" să fie caracterizate de prezența fenocristalelor de mică și/sau amfibol, împreună

cu clinopiroxeni și/sau melilit, într-o masă fundamentală care poate să conțină unul sau mai multe din următoarele minerale: plagioclaz, feldspat alcalin, feldspatoizi, carbonați, monticelit, melilit, mică, amfibol, piroxen, perovskit, oxizi de Fe – Ti și sticlă. În grupul lamprofirelor intră diverse roci ca: minette, aillikite și alnoite etc. Deși aceste roci lamprofirice nu pot fi clasificate la fel de precis ca rocile faneritice comune, pe criteriul mineralogic, totuși, pentru a le deosebi de lamproite, kimberlite și orangeite, se pot aplica cu succes criteriile compoziționale (mineralogice) redată în tabelul 1.3.

1.8.2. Roci magmatice carbonatice

Sunt considerate roci magmatice carbonatice sau carbonatite acelea care conțin mai mult de 50% carbonați.

1.8.2.1. Clasificarea mineralogică

Din punct de vedere mineralogic, se disting următoarele tipuri de carbonatite:

- Carbonatite calcitice – în care principalul carbonat este calcitul. Dacă roca are o granulație mare, poate fi denumită sovit, iar dacă este mediu-granulară până la fin-granulară se numește alvikit.
- Carbonatite dolomitice – în care principalul carbonat este dolomitul. Acestea mai pot fi denumite beforsite.
- Ferocarbonatite – în care carbonatul este bogat în fier.
- Carbonatite sodice – rocă alcătuită în special din carbonați de sodiu, de potasiu și de calciu. Până în prezent, această rocă neobișnuită s-a găsit doar în vulcanul Oldoinyo Lengai, din Tanzania.

Rocile magmatice silicatică cu un conținut mai mic de 10% în carbonat pot fi desemnate prin termeni ca “purtătoare de carbonat”, ca de exemplu: ijolite purtătoare de calcit, peridotite purtătoare de dolomit etc. Rocile magmatice silicatică cu un conținut de 10% - 50% minerale carbonatice pot fi numite roci silicato-carbonatice, de exemplu: ijolite carbonatice etc.

1.8.2.2. Clasificarea chimică

Dacă carbonații sunt prea fini granulari pentru a fi determinați sau dacă carbonații sunt soluții solide complexe de Ca-Mg-Fe, atunci carbonatitele pot fi sistematizate cu ajutorul clasificării chimice din figura 1.20.

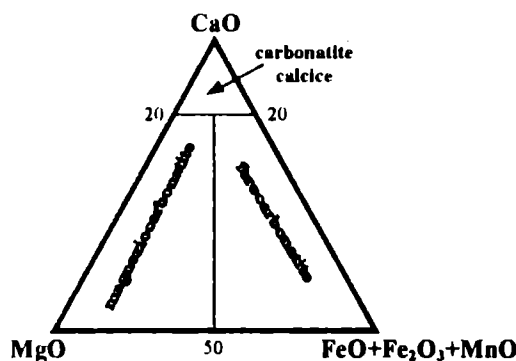


Fig. 1.20. – Clasificarea chimică a carbonatitelor (după Woolley și Kempe, 1989).

1.8.3. Roci magmatice oxidice

Rocile magmatice care conțin peste 30% oxizi metalici, dar sărace în silicați, sunt considerate oxidice. În aceste roci, oxizii metalici se asociază frecvent cu apatitul. De aceea, funcție de mineralul dominant, rocile oxidice pot fi clasificate în tipuri mineralogice: magnetitice, ilmenitice, magnetito-apatitice etc. Și aici pot fi separate numeroase varietăți structurale, după forma și dimensiunea cristalelor.

1.8.4. Roci magmatice sulfurice

Aici intră toate rocile magmatice alcătuite predominant din sulfuri, în special sulfurile de Fe, Ni, Cu. Pe criteriul mineralogic, ele ar putea fi clasificate în roci pirotinice, roci pentlanditice etc., funcție de sulfura dominantă. În mod obișnuit, aceste sisteme minerale predominant sulfurice, sunt denumite “minereuri” sau “mineralizații de sulfuri”. Totuși, ori de câte ori astfel de sisteme apar ca agregate policristaline, cu omogenitate de ordinul II, ele trebuie considerate roci. Ca urmare, în cadrul fiecărui tip mineralogic de rocă sulfurică, se pot separa varietăți structurale: microcristaline, macrocristaline, echigranulare, inechigranulare etc.

1.8.5. Roci magmatice cu compoziție minerală complexă

Sunt roci care conțin ca minerale principale silicați, oxizi, carbonați, sulfuri etc. Mai reprezentative sunt rocile kimberlitice și lamproitele.

1.8.5.1. Kimberlite

În anul 1985 Smith a prezentat o clasificare a kimberlitelor în două grupuri. Kimberlitele din grupul I corespund rocilor arheotipice din Africa de Sud, Kimberly, pentru care s-a folosit încă din 1914 (Wagner) termenul de “kimberlite bazaltice”. Kimberlitele din grupul II corespund kimberlitelor micacee sau lamprofirice (Africa de Sud).

Studii recente (Mitchell et. al., 1995) au demonstrat că există diferențe din punct de vedere petrogenetic și mineralogic între cele două grupuri kimberlitice.

Grupul I este definit de rocile potasice ultrabazice bogate în volatili (predominant CO₂). Aceste roci prezintă o structură inechigranulară, dată de prezența unor macrocristale (dimensiuni cuprinse între 0.5 – 10mm) sau a unor megacristale (1 – 20cm) prinse într-o matrice fin-granulară. Macrocristalele și megacristalele sunt reprezentate prin cristale anhedrale de olivină, ilmenit magnezian, pirop, diopsid, flogopit, enstatit, cromit sărac în Ti, și uneori diamant. Macrocristalele de olivină sunt caracteristice și reprezintă componentul dominant în toate kimberlitele, exceptând cele fracționate. Matricea fin granulară conține o a doua generație de olivină primară, cu cristale fie euhedrale, fie anhedrale. Tot în matrice, alături de olivină, mai apar unul sau mai multe din următoarele minerale primare: monticelit, flogopit, perovskit, spinel (ulvospinel magnezian – magneziocromit – ulvospinel – magnetit), apatit, carbonat și serpentină. Numeroase kimberlite conțin, ca minerale accesorii, sulfuri nichelifere și rutil.

Grupul II al kimberlitelor (numite și orangeite) este definit de rocile peralcaline ultrapotasice bogate în volatili (dominant H₂O), caracterizate structural prin macrocristale și microfenocristale de flogopit, prinse într-o masă fundamentală micacee, a cărei compoziție variază de la flogopit la “tetra feriflogopit”. Cristalele de olivină apar uneori rotunjite, alteori euhedrale. Fazele minerale primare caracteristice, din masa fundamentală, includ diopsid (de obicei zonat), spineli (cu o compoziție ce variază de la cromit magnezian la magnetit titanifer), perovskit bogat în Sr, apatit, monazit, rutil cu Nb și ilmenit cu Mn.

1.8.5.2. Lamproite

Lamproitele au ridicat întotdeauna probleme în ceea ce privește clasificarea și nomenclatura lor. Descoperirea recentă a unei varietăți de lamproit cu diamant a făcut posibilă creșterea interesului față de aceste roci și examinarea detaliată a lor. Din această revizuire a rezultat reîncadrarea la lamproite a unor roci primate, în prealabil, ca kimberlite. Prezența

leucitului, similaritatea unor lamproite olivinice cu kimberlitele și prezența unor caracteristici lamprofirice, au condus la o localizare greșită în taxonomia petrologică. Problema a fost, în continuare, exacerbată de unele caracteristici geochemice și anume, prezența a numeroase minerale neobișnuite, cum ar fi titații și silicații de K-Ba, silicații de K-Zr.

Mitchell și Bergman (1991) definesc lamproitele în baza unor criterii mineralogice și geochemice astfel:

- a. Lamproitele sunt caracterizate de prezența unor minerale sau asociații de minerale (în cantități variabile de 5 – 90%), cele mai semnificative fiind:
 - titanit (2 – 10% TiO_2), asociat cu fenocristale de flogopit sărac în aluminiu (5 – 12% Al_2O_3);
 - titanit (5 – 10% TiO_2), asociat cu tetraferiflogopit într-o masă fundamentală poikilitică;
 - titanit (3 – 5% TiO_2), asociat cu richterit potasic (4 – 6% K_2O);
 - olivină forsteritică;
 - diopsid sărac în aluminiu (< 1% Al_2O_3) și în sodiu (< 1% Na_2O);
 - leucit nonstoichiometric, bogat în fier (1 – 4% Fe_2O_3);
 - sanidină bogată în Fe (1 – 5% Fe_2O_3).
- b. Pentru ca roca să fie numită lamproit, nu este necesar să apară toate fazele de la punctul (a). Oricare din mineralele de mai sus poate să fie dominant și astfel, împreună cu două sau trei alte minerale majore prezente, pot determina denumirea petrografică.
- c. Fazele minerale nesilicaticice care apar frecvent în lamproite sunt: apatit, perovskit, ilmenit, magneziocromit, magneziocromit cu Ti, magnetit magneziano-titanifer etc.
- d. În lamproite pot fi prezente și alte minerale ca: plagioclaz primar, melilit, monticelit, kalsilit, nefelin, feldspat alcalin bogat în Na, sodalit, nosean, hăüyn, melanit etc.
- e. Principalele caracteristici chimice ale lamproitelor sunt:
 - $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} > 3$, ultrapotasic;
 - raportul molar $\text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 > 6.8$;
 - raportul molar $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, peralcalin;
 - $\text{FeO} < 10\%$, $\text{CaO} < 10\%$, $\text{TiO}_2 = 1 - 7\%$;
 - peste 5000 ppm Ba; peste 500 ppm Zr; peste 1000 ppm Sr; peste 200 ppm La.

Mitchell și Bergman (1991) subdivizează lamproitele pe baza proporțiilor flogopitului, richteritului, olivinei, diopsidului, sanidinei și leucitului, ca de exemplu:

- lamproit diopsido-leucito-flogopitic;
- lamproit diopsido-sanidino-flogopitic;
- lamproit diopsido-madupitic;

- lamproit diopsido-leucitic;
- lamproit leucito-richteritic;
- lamproit diopsido-leucito-richterito-madupitic;
- lamproit leucito-flogopitic;
- lamproit hialo-olivinio-diopsido-flogopitic;
- lamproit olivino-diopsidic-richteritic-madupitic;
- lamproit hialo-enstatito-flogopitic;
- lamproit enstatito-sanidino-flogopitic.

De notat că termenul “madupitic” arată că rocile conțin o masă fundamentală de flogopit poikilitic, contrar lamproitelor comune, în care flogopitul apare ca simple fenocristale.

2

~ Magme ~

- 2.1. Compoziția magmelor
 - 2.1.1. Compoziția magmelor silicatiche
 - 2.1.2. Compoziția magmelor nesilicatiche
- 2.2. Proprietățile fizice ale magmelor
 - 2.2.1. Temperatura magmelor
 - 2.2.2. Presiunea magmelor
 - 2.2.3. Densitatea magmelor
 - 2.2.4. Vâscozitatea magmelor

2. MAGME

2.1. COMPOZIȚIA MAGMELOR

2.1.1. Compoziția magmelor silicatice

2.1.1.1. Compoziția chimică globală

Magmele silicatice sunt cele mai răspândite în natură și cel mai bine studiate, în raport cu magmele carbonatice sau cu cele sulfurice. Compoziția lor chimică globală se apropie de compoziția unui amestec de silicați și este redată cel mai adesea sub formă de oxizi: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O etc. Proporția oxizilor variază de la caz la caz, ceea ce justifică tendința cercetătorilor de a grupa diversele magme în "tipuri" chimice. În decursul timpului au fost propuse numeroase scheme de clasificare a magmelor pe criteriul chimismului global, dar cele mai utilizate sunt acelea care iau în considerație proporțiile oxizilor SiO_2 , Al_2O_3 și suma ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$).

Mult timp s-a considerat că oxidul SiO_2 exprimă componenta acidă a magmei, pe când ceilalți oxizi, componenta bazică. De aceea, una dintre cele mai uzuale clasificări se bazează pe proporția silicei, pentru a separa tipuri de magme acide, neutre și bazice. Valorile proporțiilor de greutate ale SiO_2 , care delimitează aceste tipuri, sunt convenționale. De pildă, se consideră ca fiind acide magmele cu peste 63% SiO_2 și bazice cele cu conținut de SiO_2 sub 52%. Având în vedere că magmele silicatice au un conținut de silice care poate oscila între 37% și 77%, în cadrul tipurilor chimice acide și bazice se pot separa subtipuri ca: "acid" și "ultraacid" sau "bazic" și "ultrabazic".

Proporția relativă a oxidului Al_2O_3 conduce la separarea altor tipuri chimice. În acest caz este important raportul: $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. La cele mai multe magme, raportul este subunitar și acestea sunt considerate magme normale. În schimb, cele cu raport supraunitar sunt considerate magme aluminosilicatice.

În mod similar, proporția relativă a oxizilor alcalini este luată în considerare pentru a separa magmele alcaline (oxizii alcalini depășesc Al_2O_3) de cele normale.

Compoziția chimică globală a magmelor, pe care o folosim în sistematică, nu rezultă din analiza directă a magmelor, ci din analiza produselor de consolidare a magmelor - rocile magmatice. De aceea, la foarte mulți autori, denumirile chimice ale magmelor sunt înlocuite cu denumiri petrografice, ca de exemplu: magme bazaltice (în loc de magme bazice), magme

andezitice (în loc de magme neutre), magme riolitice (în loc de magme acide) etc. La fel, varietățile magmelor sunt înlocuite cu denumiri ale varietăților petrografice: magme tholeitice (magmale bazice cu bazicitate mai scăzută), magme shoshonitice (magmale bazice alcaline relativ bogate în potasiu) etc.

2.1.1.2. Compoziția chimică și structura lichidului magmatic silicatic

Fluiditatea magmei este dată, în primul rând, de faza magmatică lichidă. Așa cum am precizat mai sus, doar magmale cu omogenitate de prim ordin sunt formate exclusiv din fază lichidă și numai în acest caz special există o identitate între compoziția globală a magmei și compoziția lichidului magmatic. În majoritatea covârșitoare a cazurilor, magmale conțin atât faze cristaline, cât și faze "gazoase", care se deosebesc compozițional de lichidul magmatic. De aceea, compoziția lichidului magmatic, dar mai ales structura acestuia la nivel atomic, merită o examinare separată.

Într-un lichid magmatic pot exista două categorii de componenți chimici: nevolatili (nevolatili) și volatili.

2.1.1.2.1. Componenții nevolatili

Componenții nevolatili sunt considerați acei componenți care intră în alcătuirea silicaților anhidrii (feldspați, olivine, piroxeni etc.). În forma cea mai simplă, ei pot fi exprimați sub formă ionică O^{2-} , Si^{4+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} , K^{+} etc. În realitate, specițiile chimice sunt altele, deoarece, în lichidul magmatic, ionii de oxigen manifestă o puternică tendință de aranjare (coordinare) în jurul cationilor, formând speciații ionice (= complexe ionice). Din acest punct de vedere, cationii din lichidul magmatic au fost împărțiți în două categorii (Bottinga și Weill, 1972):

- a) cationi formatori de rețea,
- b) cationi modificali de rețea.

Cationii formatori de rețea coordonează tetraedric ionii de oxigen. În această categorie intră Si^{4+} , Al^{3+} și Fe^{3+} și ei formează anioni cu configurație tetraedrică: $[SiO_4]^{4-}$, $[AlO_4]^{5-}$ și $[FeO_4]^{5-}$. Toți acești cationi tetraedrici, dar mai ales cationii $[SiO_4]^{4-}$, se pot polimeriza, unindu-se prin colțuri, punându-și în comun un atom de oxigen. Atomii comuni de oxigen, adică atomii care asigură legătura între tetraedrii vicinali, au fost numiți oxigeni "puntați" (de la punte de legătură) și vor fi notați prin simbolul O_p .

Cationii modificali de rețea sunt toți ceilalți cationi bivalenți și monovalenți. În jurul acestor cationi, ionii de oxigen se coordonează în așa fel, încât alcătuiesc o organizare poliedrică

diferită de cea tetraedrică. Cel mai frecvent apare coordonarea octaedrică (realizată prin dispunerea în jurul cationului a șase atomi de oxigen în colțurile unui octaedru). Atomii de oxigen astfel coordinați, pot să aparțină, în același timp, și unui tetraedru vecin (fig. 2.1.).

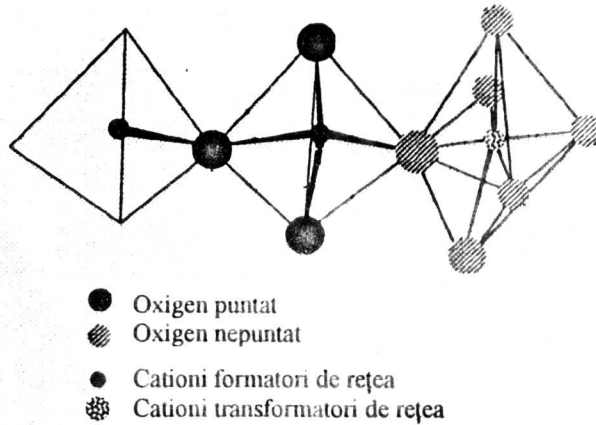


Fig. 2.1. – Coordonarea tetraedrică și octaedrică a oxigenului de către cationii formatori de rețea și cei transformatori de rețea, după B.O. Mysen (1991).

Atomii de oxigen care participă la coordonarea octaedrică, indiferent de faptul că aparțin sau nu unui tetraedru vicinal sunt numiți oxigeni "nepunțați" (O_{NP}). Gradul de polimerizare depinde de proporția oxigenilor punțați, fiind dat de raportul:

$$K = \frac{O_{NP}}{O_P}$$

Prin polimerizarea tetraedrilor se formează anioni mai complecși (complecși anionici politetraedrici), fiind cu atât mai mari cu cât raportul K este mai mic. Valoarea lui K , pentru cele mai multe lichide magmatice, oscilează între 0 și 1, dar poate avea și valori mai mari. Este evident că, pe măsură ce crește proporția cationilor transformatori de rețea, scade și gradul de polimerizare, și invers. Cu alte cuvinte, raportul K descrește cu aciditatea lichidului magmatic. O topitură de cuarț are $K = 0$, pe când o topitură de olivină are $K \gg 1$. A se vedea, de asemenea, că proporția de Al^{3+} , precum și raportul $Fe^{3+} / \Sigma Fe$, influențează gradul de polimerizare. Raportul $Fe^{3+} / \Sigma Fe$ (care dă gradul de oxidare al fierului), depinde de presiunea parțială a oxigenului în magmă. Prezența ionilor de H^+ poate, de asemenea, împiedica polimerizarea, neutralizând colțurile tetraedrilor ca urmare a înlocuirii ionului de oxigen cu grupul $(OH)^-$. În cazul extrem, în locul tetraedrului $[SiO_4]^+$, se formează $Si(OH)_4$, grupare neutră, care nu mai permite polimerizarea.

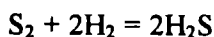
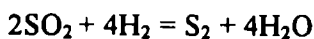
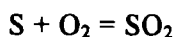
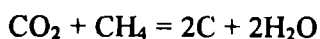
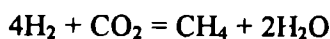
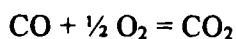
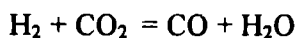
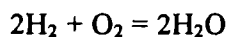
În sfârșit, trebuie remarcat că relația dintre gradul de polimerizare și chimismul lichidului silicatic este valabilă doar în condiții izoterme. La chimism constant, gradul de polimerizare este sensibil influențat de temperatură. În apropierea temperaturii de topire a silicaturii, structura lichidului este foarte apropiată de structura silicaturii cristaline. De pildă, lichidul unui tectosilicat are încă o structură similară cu cea a tectosilicaturii solide, cu $K \cong 0$. Pe măsură, însă, ce crește temperatura și ne apropiem de temperatura de vaporizare, gradul de polimerizare scade treptat, datorită agitației termice. În final toate legăturile dintre ioni tind să fie distruse ($K \rightarrow +\infty$).

2.1.1.2.2. Componentii volatili.

De multe ori lichidul magmatic conține, în stare dizolvată, o seamă de componente volatili. Aceștia sunt substanțe care, în stare pură, la temperatura magmei, ar trebui să se comporte ca niște gaze (foarte rarefiate la presiuni mici). Principalele substanțe volatile apar sub forma a diverse speciații, aparținând sistemului O - H - C - S - Cl. Speciațiile posibile sunt numeroase, dintre care enumerăm:

- Speciații neutre chimic: O_2 , H_2 , Cl_2 , H_2O , CO_2 , CO , H_2S , CH_4 , HCl , SO , SO_2 etc.
- Speciații ionice: O^{2-} , H^+ , $(OH)^-$, $(SO_4)^{2-}$, Cl^- etc.

Numeroase reacții leagă speciațiile între ele, cum ar fi:



Pentru fiecare reacție de acest gen există anumite condiții de echilibru care, teoretic, pot fi calculate. Numai în condițiile de echilibru coexistă toate speciațiile din partea stângă a reacțiilor cu cele din partea dreaptă. Cum condițiile de echilibru diferă de la o reacție la alta, rezultă că într-un lichid magmatic nu pot coexista toate speciațiile posibile ale unui sistem chimic dat. [Deși limitat, numărul speciațiilor volatile în unele lichide magmatice poate fi, totuși, destul de mare. Astfel, în lăvele vulcanului Kilauea au fost depistate numeroase speciații: H_2O , CO_2 , SO_2 , CO , H_2 , S_2 , O_2 , H_2S , CH_4 , Cl_2 , SO_3 etc. (Nordlie, 1971)]. Diversitatea speciațiilor, în acest caz, este datorată, în bună parte, variației rapide a factorilor de echilibru, principalii factori

fiind: temperatura (T), presiunea totală pe fluidul magmatic (P_{fluid}) și activitățile specițiilor (a_i). Într-o soluție fluidă, activitatea unei specii chimice este controlată de concentrația X_i a acesteia:

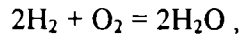
$$a_i = X_i \gamma_i \quad ,$$

unde γ_i este coeficientul de activitate al speciției. În eventualitatea că substanțele volatile sunt individualizate ca faze gazoase, atunci, în locul activității, poate fi utilizată fugacitatea speciției gazoase (f_i), iar în locul concentrației poate fi utilizată presiunea parțială a acesteia:

$$f_i = \gamma_i p_i \quad ,$$

unde p_i este presiunea parțială a speciei volatile.

La volatilele foarte diluate, $\gamma_i = 1$ și se poate spune, în acest caz, că echilibrul este controlat de concentrația speciției. Însă, la cazul general (unde $\gamma_i \neq 1$) echilibrul este controlat de activitatea (a_i), respectiv fugacitatea (f_i) speciei volatile. Așadar, pentru o reacție oarecare, ajunsă la echilibru, ca de exemplu:



constanta de echilibru a reacției poate fi scrisă, fie:

$$K = \frac{a_{\text{H}_2\text{O}}^2}{a_{\text{O}_2} \cdot a_{\text{H}_2}^2}$$

fie:

$$K = \frac{f_{\text{H}_2\text{O}}^2}{f_{\text{O}_2} \cdot f_{\text{H}_2}^2}$$

Constanta de echilibru (K) și energia liberă a reacției (ΔG^0) sunt legate prin relația:

$$\ln K = \frac{\Delta G^0}{RT} \quad ,$$

unde R este constanta universală a gazelor, iar T este temperatura absolută.

Deoarece ΔG^0 este controlată de temperatură și presiune, rezultă clar că activitățile (respectiv concentrațiile) de echilibru, ca și fugacitățile (respectiv presiunile parțiale) de echilibru sunt dependente de presiune și temperatură. Cu alte cuvinte, speciția unei anumite substanțe volatile dizolvată în lichidul magmatic este dependentă, printre altele, și de condiția fizică a lichidului magmatic. De exemplu, cea mai răspândită substanță volatilă în magme, și anume, apa, la presiuni relativ mici, apare în lichidul magmatic preferențial sub formă de speciții (OH^-) și H^+ , pe când la presiuni mari, apare preferențial sub forma speciției neutre H_2O (molecule nedisociate). Specițiile sulfului, în prezența H_2O , sunt clar dependente de temperatură: la temperaturi înalte predomină SO_2 , iar la temperaturi joase H_2S . Factorii fizici pot, de asemenea, regla proporțiile dintre specițiile neutre. De pildă, raportul HF / HCl scade cu temperatura.

Prezența substanțelor volatile influențează mult proprietățile lichidului magmatic. Deja am arătat mai sus că prezența apei influențează gradul de polimerizare al tetraedrilor $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Tot astfel, fugacitatea oxigenului reglează proporția de Fe^{3+} și, implicit, proporția de $[\text{FeO}_4]^{5-}$. Influența substanțelor volatile asupra vâscozității, temperaturii de cristalizare și altor proprietăți ale lichidului magmatic vor fi comentate în paragrafele următoare.

2.1.2. Compoziția magmelor nesilicaticice

Toate magmele naturale cu un conținut de SiO_2 sub 30% sunt considerate magme nesilicaticice. Până în prezent, se acceptă existența a trei tipuri de magme nesilicaticice.

A. *Magme carbonatice*. Sunt acele magme în care proporția molară de CO_2 depășește proporția de SiO_2 . Compoziția chimică globală a acestor magme, ca și speciațiile chimice, nu sunt prea bine cunoscute, deoarece lichidele carbonatice sunt stabile doar la presiuni mari. Luând ca reper carbonatitele, roci presupuse a fi produsul de consolidare al acestor magme, se poate afirma că, în linii mari, compoziția chimică globală a magmelor carbonatice se apropie de compoziția unui amestec de calcit + magnezit + nefelin + biotit. Exprimată sub formă de oxizi, relativ în ordinea abundenței, o magmă carbonatică se reduce, în esență, la următoarea compoziție: CO_2 , CaO , MgO , Na_2O , SiO_2 , FeO , H_2O , K_2O . La presiuni mici, carbonații nu se pot topi, prin încălzire, deoarece ei se descompun în oxizi înainte de a se ajunge la punctul de topire. La presiuni înalte, calcitul trece în aragonit, iar acesta din urmă, se poate topi congruent. Aceeași topire congruentă o au și carbonații de Mg și Na.

Carbonatul Na_2CO_3 , în prezența apei, se topește congruent, la circa 850°C , chiar și în condițiile unei presiuni de 1 kbar (Koster și Wyllie, 1996). Lichidele cu compoziția CaCO_3 , MgCO_3 și Na_2CO_3 sunt miscibile la presiuni înalte, formând un lichid carbonatic policomponent și de aceea se poate presupune că, la presiuni înalte, raportul $\text{CO}_2 : (\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ ar putea fi stoichiometric. La presiuni relativ joase, datorită instabilității carbonatice, în condițiile termice ale magmelor, componenta CO_2 se separă ca fază independentă, urmând o evoluție proprie.

B. *Magme sulfurice*. Magmele sulfurice, deși sunt cunoscute înaintea celor carbonatice, sunt mult mai puțin studiate sub aspectul proporțiilor compoziționale. Se știe că sulfurile de fier și nichel în condițiile de stabilitate ale magmelor bazice, la mare presiune, se găsesc în stare de topitură. Într-o condiție puternic reducătoare, de pildă într-o atmosferă de H_2S , diverse alte sulfuri (în special cele de plumb și bismut) se pot topi (congruent chiar și la temperaturi de $400 - 500^\circ\text{C}$). De aceea, teoretic, topiturile naturale cu compoziție sulfurică ar putea fi mult mai răspândite decât se crede. Pentru acele magme sulfurice despre care se crede că sunt într-adevăr naturale, ca de pildă cele care au însoțit erupția vulcanului Kilauea din 1963, (Skinner și Peck, 1969) dau următoarea compoziție: Fe = 61%; Cu = 4%; S = 31 %; O = 4%, ceea ce ar

corespunde unui amestec de pirotină, calcopirită și magnetit. În alte situații, magmele sulfurice, legate natural de magmele silicice, conțin proporții ridicate de Fe, Ni și Cu.

C. *Magme oxidice*. Specificul acestor magme este chimismul global, care se apropie foarte mult de compoziția magnetitului sau a unui amestec de magnetit + hematit ± apatit. Pentru așa numitele magme "jacupirangitice", Bergstol (1972) a propus următoarea compoziție: magnetit = 37%, apatit = 24%, piroxeni = 25%. În eventualitatea că și acestea din urmă pot fi într-adevăr considerate magme oxidice, compoziția globală a magmelor oxidice ar putea fi redată prin intermediul următorilor oxizi fundamentali: FeO, Fe₂O₃, CaO, P₂O₅, SiO₂, MgO, TiO₂, Cr₂O₃. Totuși, specițiile reale ale componentilor chimici, în magmele oxidice, nu sunt încă cunoscute.

2.2. PROPRIETĂȚILE FIZICE ALE MAGMELOR

2.2.1. Temperatura magmelor

2.2.1.1. Limitele de variație a temperaturii

Din observațiile efectuate asupra magmelor ieșite la suprafața Pământului, prin erupții vulcanice, dar mai ales din numeroasele experiențe referitoare la topiturile sintetice cu compoziții similare magmelor naturale, s-a ajuns la concluzia că temperaturile magmelor pot varia în limitele a câtorva sute de grade, funcție de presiune și compoziția chimică globală. La presiune dată și chimism dat, temperatura minimă la care lichidul magmatic poate să supraviețuiască în echilibru cu fazele cristaline este denumită temperatură "solidus" (T_S). La temperaturi $T > T_S$ este stabil sistemul magmatic, iar la temperaturi $T < T_S$ este stabil sistemul petrografic magmatogen, cele două sisteme având chimism global identic.

Așa cum deja s-a precizat anterior, în sistemul magmatic pot coexista la echilibru maxim trei categorii de faze:

- ◆ Faza lichidă, L, cu volumul V_L și entropia S_L .
- ◆ Faza fluidă volatilă, F, cu volumul V_F și entropia S_F (care, la presiuni mici, este o fază gazoasă).
- ◆ Fazele cristaline solide, s_i , aparținând diferitelor specii minerale, cu volumele V_{s_i} și entropiile S_{s_i} .

Volumul total al sistemului magmatic va fi:

$$V_M = V_L + V_F + \sum V_{s_i} \quad ,$$

iar entropia totală a aceluiași sistem va fi:

$$S_M = S_L + S_F + \sum S_{s_i}$$

Pe de altă parte, sistemul petrografic este format cel mult din două categorii de faze:

- Fazele minerale solide, s_i , care alcătuiesc roca magmatică propriu-zisă, cu volumele V_{s_i} și entropiile S_{s_i} ;
- Faza volatilă, F, cu volumul V_F și entropia S_F , aceasta localizându-se fie între cristalele rocii magmatice, fie ca incluziuni fluide în cristale, fie în golurile supragranulare din roca magmatică.

Volumul global al sistemului petrografic este:

$$V_P = \sum V_{s_i} + V_F ,$$

iar entropia globală este:

$$S_P = \sum S_{s_i} + S_F$$

Pentru orice sistem magmatic dat, definit printr-un anumit chimism global, temperatura solidus, T_S , se schimbă cu presiunea, conform ecuației Clapeyron:

$$\frac{dT_S}{dP} = \frac{V_M - V_P}{S_M - S_P} = \frac{\Delta V}{\Delta S} >_< 0 .$$

Dacă diferențele ΔV și ΔS au același semn, temperatura T_S crește cu presiunea, iar dacă cele două diferențe au semne contrare, temperatura T_S scade cu presiunea.

Entropia S_M este întotdeauna mai mare decât entropia S_P datorită prezenței lichidului magmatic, cu grad de dezordine mai avansat decât fazele cristaline izochimice. Deci diferența $\Delta S = S_M - S_P$ nu poate fi decât pozitivă. În schimb diferența $\Delta V = V_M - V_P$ poate fi uneori pozitivă, alteori negativă sau chiar nulă. Dacă $\Delta V = 0$, atunci temperatura solidus nu este influențată de presiune.

Pentru sistemele magmatice silicatiche, diferența $V_M - V_P$ este sigur pozitivă, dacă în sistemul magmatic lipsesc substanțele volatile, în special apa. În aceste sisteme "uscate", datorită densității mai mici a lichidului magmatic, se asigură inegalitatea:

$$V_P < V_L + \sum V_{s_i}$$

Ca urmare, în sistemele magmatice "uscate" (lipsite de volatile), temperatura solidus crește cu presiunea, creșterea liniară, pentru cea mai mare parte din magmele silicatiche, fiind de ordinul a 2-10 grade/kbar, funcție de chimismul magmei.

La aceeași presiune, temperatura solidus a magmelor "uscate" este dependentă de chimism, adică: pe măsură ce crește aciditatea magmei, scade temperatura T_S , astfel că, la magmele acide, temperaturile

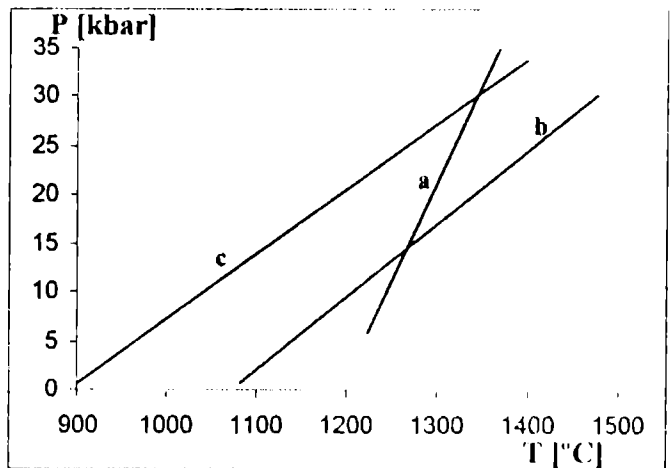


Fig. 2.2. – Temperaturile T_s , funcție de P, a câtorva magme uscate (după D. Green, A. Ringwood, 1968).

- magme bazice;
- magmă tholeitică;
- magmă riodacitică

solidus sunt cu aproximativ 200°C mai mici decât la magmele bazice (fig. 2.2.).

Spre deosebire de magmele "uscate", magmele "umed", adică acelea care conțin substanțe volatile, au un volum total (V_M) mai mic decât volumul (V_P) al sistemului petrografic. Cauza rezidă în faptul că substanțele volatile se pot dizolva în lichidul magmatic, micșorându-și astfel enorm volumele molare. De pildă, un mol de apă gazoasă, la presiunea de 1 atm, are un volum $V_{H_2O} = RT \approx 100T \text{ cm}^3$ (unde T = temperatura în grade K a magmei), fiind, deci, de ordinul a 10^5 cm^3 . În schimb, prin dizolvarea sa integrală în magmă, își reduce volumul molar sub 30 cm^3 . Spre deosebire de lichidul magmatic, cele mai multe minerale magmatice, care constituie esența sistemului petrografic, practic, nu pot solubiliza fazele volatile. De aceea, la aceeași cantitate de substanțe volatile, se asigură inegalitatea:

$$V_F^P \gg V_F^M,$$

unde V_F^P = volumul substanțelor volatile în sistemul petrografic, iar V_F^M = volumul aceluiași substanțe în sistemul magmatic. Ca urmare a acestui contrast de volum, impus de volatile, bilanțul global de volum, $V_M - V_P$, este negativ. Consecința imediată este că, la magmele saturate în substanțe volatile, temperatura solidus scade cu presiunea, scăderea fiind cu atât mai mare cu cât volumele molare ale substanțelor volatile (nedizolvate) vor fi mai mari, ceea ce se asigură la presiuni mici. De aceea, la presiuni mici, sub 1 kbar, scăderea temperaturii (T_s) cu presiunea este extraordinar de puternică, depășind 100 grade/kbar. Dar, pe măsura creșterii presiunii, volumele gazelor se comprimă foarte rapid și de aceea variația dT_s/dP se atenuază gradat, până se anulează. Anularea se obține la acea presiune la care volumul "gazului" comprimat, în stare liberă, este practic egal cu volumul gazului în stare dizolvată (în lichidul magmatic). La presiuni mai înalte, ca urmare a comprimării foarte mari a fluidului volatil, diferența $V_M - V_P$ tinde să capete valori pozitive, astfel că T_s tinde să crească cu presiunea.

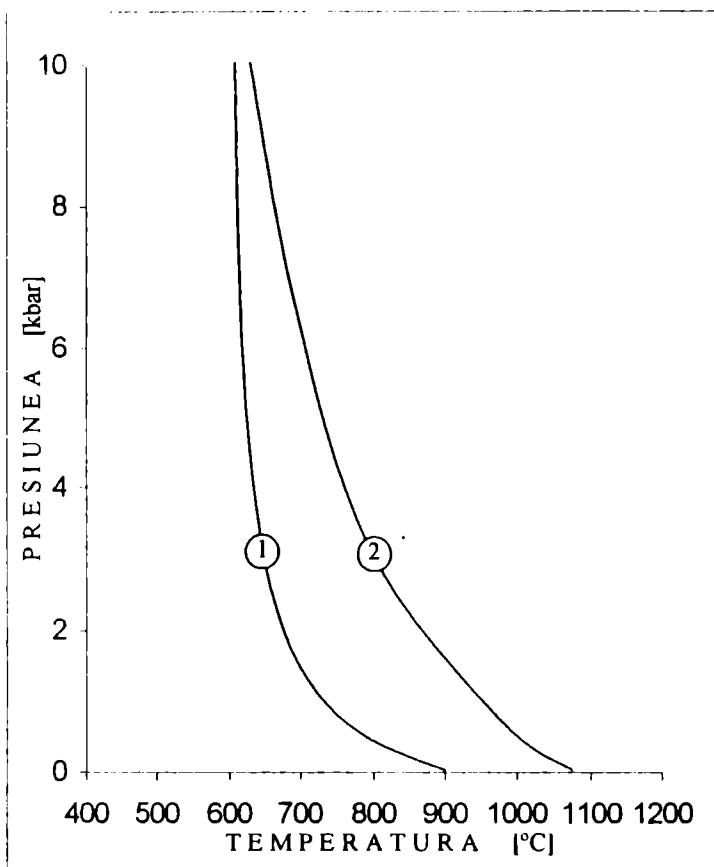


Fig. 2.3. - Variația T_s cu presiunea a două tipuri de magme umede (saturate în apă): (1) Magmă acidă; (2) Magmă bazică.

Această variație a temperaturii solidus cu presiunea a fost verificată experimental pe mai multe tipuri de magme umede, două dintre acestea fiind prezentate în figura 2.3.

Așa cum rezultă din aceste date experimentale, atât magmele acide, cât și cele bazice, pot atinge temperaturi destul de scăzute, de circa 640 - 660°C, dar numai la presiuni care depășesc 10 kbar (ceea ce ar corespunde unor adâncimi de cel puțin 25 - 30 km).

Temperatura maximă la care lichidul magmatic poate coexista în echilibru cu fazele minerale cristaline este numită "temperatura liquidus" (T_L). Această temperatură este cu circa 100 - 250°C mai mare decât temperatura solidus. Variația dT_L / dP este asemănătoare cu variația temperaturii solidus, fiind crescătoare la magmele uscate și descrescătoare la magmele umede.

Magmele care au temperaturi mai mari decât T_L , numite și "magma supraliquidus", sunt lipsite de faze cristaline, pe când magmele "subliquidus" conțin faze cristaline în echilibru cu lichidul magmatic. Temperaturile maxime înregistrate pe diverse magme naturale, din diferite zone cu vulcanism activ, sunt de circa 1200°C, fiind sub temperaturile T_L ale acestor magme. Este, deci, foarte probabil că cele mai multe magme nu au atins, în decursul evoluției lor, temperaturi supraliquidus.

2.2.1.2. Gradienții termici în corpurile magmatice

În câmpul gravitațional al planetei, orice corp magmatic natural are o extindere tridimensională. Este, deci, de așteptat ca cel puțin într-o anumită etapă a evoluției sistemului magmatic, temperatura să varieze de la un punct la altul în spațiul sistemului. Dacă cele trei axe de referință ale spațiului sunt x , y și z și orientăm axa z paralel cu vectorul accelerației gravitaționale (verticala locului), atunci planul xy definește planul orizontal din corpul magmatic (sau așa numita suprafață echipotențială), iar extinderea pe direcția z dă adâncimea (respectiv înălțimea) coloanei magmatice. Variația temperaturii pe cele trei direcții poate fi scrisă sub formă de derivate parțiale:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_{y,z}, \quad \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_{x,z}, \quad \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{x,y}$$

Primele două derivate parțiale exprimă gradienții termici orizontali (mărima variației temperaturii în planul orizontal), iar cea de a treia derivată exprimă gradientul termic vertical. Una din problemele importante ale petrologiei este să explice dacă într-o cameră magmatică există sau nu astfel de gradienți termici, pentru că prezența lor poate deveni cauza a mai multor procese magmatice. În paragraful de față nu ne propunem să examinăm consecințele prezenței gradienților termici, acest aspect fiind examinat în capitolul care abordează procesele magmatice. Ceea ce ne propunem aici este doar să subliniem că în câmpul gravitațional terestru gradienții

termici verticali sunt inevitabili, pe când gradientii orizontali sunt provocați de cauze mai mult sau mai puțin conjuncturale și deci, cel puțin teoretic, nu sunt inevitabili.

Starea cea mai simplă posibilă a unui corp magmatic omogen compozițional este aceea de echilibru hidrostatic. Echilibrul hidrostatic cere ca atât densitatea, cât și presiunea să fie constante pe oricare din suprafețele orizontale (echipotențiale) din interiorul corpului magmatic. Știindu-se că, în magma omogenă compozițional, densitatea este controlată de P și T , rezultă că în echilibrul hidrostatic suprafața orizontală este nu numai izobară, dar și izotermă. Cu alte cuvinte, în corpurile magmatice aflate în echilibru hidrostatic nu există gradienti termici orizontali, adică:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_{z,y} = 0 \text{ și } \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_{x,z} = 0 .$$

În schimb, există obligatoriu o variație pe verticală a temperaturii, determinată de variația pe verticală a presiunii hidrostatice. Corelația dintre temperatură și presiune în sistemele izolate termic (sisteme adiabatice sau izoentropice) este dată de ecuația:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_s = \frac{\alpha T}{\rho C_p} ,$$

unde ρ = densitatea sistemului omogen, α = coeficientul de dilatare termică, iar C_p = căldura specifică izobară a sistemului.

În condițiile echilibrului hidrostatic, variația presiunii este determinată doar de variația adâncimii, și anume:

$$\partial P = \rho g \partial z ,$$

de unde rezultă:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{x,y,s} = \frac{\alpha T g}{C_p}$$

Variația pe verticală a temperaturii, determinată exclusiv de variația presiunii, este numită gradient termic adiabetic. Înlocuindu-se valorile α și C_p specifice magmelor, se ajunge la concluzia că, în corpurile magmatice, gradientii adiabatice sunt de ordinul a sutimilor de grad / km, fiind deci incomparabil mai mici decât gradientii geotermici staționari cunoscuți în litosferă (care sunt de ordinul zecilor de grad / km). Având valori atât de mici, gradientii termici adiabatice din camerele magmatice sunt, practic, ignorați. Mai mult decât atât, fiind consecința directă a stării de echilibru în câmpul gravitațional, gradientii adiabatice nu pot să inițieze un proces.

Orice alt gradient termic vertical, deosebit de cel adiabetic, devine cauză a perturbării echilibrului hidrostatic. Aproape totdeauna când apar astfel de gradienti verticali, apar corelat și gradienti termici orizontali. Cauzele posibile ale acestui dezechilibru termic sunt numeroase, însă doar cea mai frecventă va fi comentată în cele ce urmează.

Formarea gradientilor termici prin răcire neuniformă

Un corp magmatic se poate răci numai dacă temperatura sa este mai mare decât temperatura mediului înconjurător. Contrastul termic este, în general, corelat cu adâncimea la care se află corpul magmatic față de suprafața litosferică. Cu excepția suprafeței terestre, unde

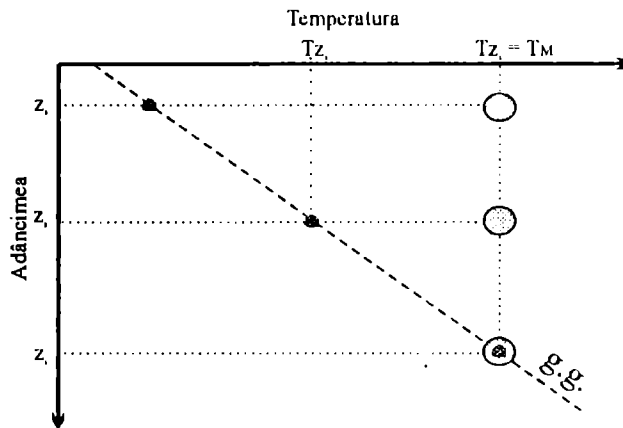


Fig. 2.4. - Contrastul termic dintre magmă și mediu funcție de adâncime.

- condiția magmei
- condiția mediului
- T_Z = temperatura de gradient
- T_M = temperatura magmei

temperatura mediului este impusă de climă (fiind, oricum, sub 100°C), temperatura mediului, în adâncime, este dată de gradientul geotermic vertical al locului, crescând, deci, cu adâncimea. De aceea se poate spune, fără a greși, că, la scara litosferei terestre, contrastul termic dintre magmă și mediu scade cu adâncimea (fig. 2.4.).

Cazul limită, când magma și mediul au aceeași temperatură, corespunde chiar adâncimilor de formare a magmei. Corpurile aflate în celelalte situații sunt alohtone (deplasate de la adâncimea de formare) și numai acestea sunt efectiv supuse răcirii, în timp, ca urmare a transferului de căldură spre mediul mai rece. Transferul se face prin conducție, caz universal, dar și prin alte mecanisme, în caz particular. Rămânând doar la transferul prin conducție și acceptând cazul cel mai simplu că magma și mediul au o difuzivitate termică egală, rezultă că la suprafața de separație dintre magmă și mediu, în primul moment al răcirii, se va realiza o temperatură medie:

$$T_c = \frac{T_M + T_Z}{2}$$

unde T_c = temperatura la suprafața de contact (Carslaw și Jager, 1959). Deci, chiar dacă inițial temperatura în corpul magmatic ar fi fost omogenă, ca urmare a răcirii, lângă suprafața de contact apar temperaturi mai mici decât în centru. Admițând, pentru simplificare, că sistemul magmatic este un corp magmatic cilindric, cu axul vertical, izotermele generate prin răcire vor apărea în secțiunile orizontale ca niște cercuri concentrice. Temperatura maximă va fi în centru și,

în primul moment al răcirii, este chiar temperatura inițială a magmei omogene. La distanța $R/2$ față de centru (unde R = raza cercului) va trece izoterma $(T_C + T_M)/2$ ș.a.m.d. Cu alte cuvinte, se poate calcula destul de precis valoarea oricărei izoterme, dacă ne sunt date valorile T_M și T_C , precum și distanța față de centrul corpului magmatic, în planul orizontal, cu condiția ca transferul de căldură în magma omogenă să se efectueze doar prin conductanță. Gradientul termic orizontal în lungul razei R , se poate, deci, calcula astfel:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_{z,y} = \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_{z,x} = \frac{T_M - T_C}{R} = \frac{T_M - \left(\frac{T_M - T_C}{2}\right)}{R}$$

sau

$$\left(\frac{\partial T}{\partial R}\right)_z = \frac{T_M - T_C}{R} = \frac{T_M - \left(\frac{T_M - T_C}{2}\right)}{R}$$

Cu alte cuvinte, gradientii termici orizontali, inițiați de răcire, sunt cu atât mai puternici, cu cât contrastul dintre corp și mediu este mai mare și cu cât raza corpului (în secțiune orizontală) este mai mică.

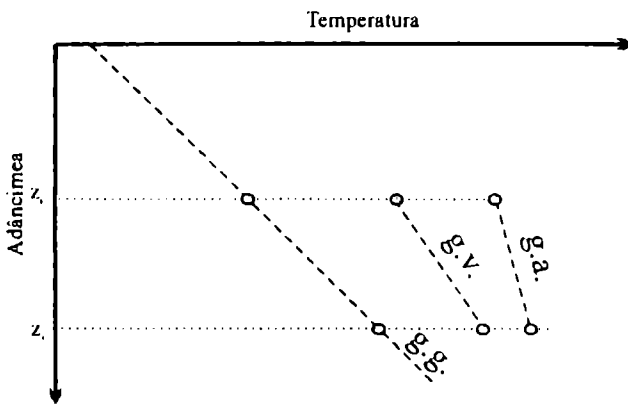


Fig. 2.5. – Schematizarea gradientilor termici verticali. [g.g. = gradient geotermic; g.a. = gradient adiabatic în corpul magmatic înainte de răcire; g.v. = gradient geotermic vertical ca urmare a răcirii, la distanța $(R - n)$ față de centru ($0 < n \leq R$); z_2, z_1 coordonatele verticale ale coloanei magmatice.]

O consecință imediată a acestei relații este următoarea: dacă corpul magmatic are o extindere verticală, între coordonatele z_1 și z_2 (fig. 2.5.), atunci în coloana cilindrică apar, ca urmare a răcirii, inclusiv gradienti termici verticali, deosebiți de cei adiabatici.

În concluzie, trebuie să reținem că, înaintea răcirii integrale, în interiorul oricărui corp magmatic există gradienti termici atât orizontali, cât și verticali. Acești gradienti creează dezechilibre atât mecanice, cât

și chimice, inițiindu-se procese care tind să restabilească echilibrul termic inițial. Pe măsură ce răcirea se accentuează, temperatura din centrul corpului scade, iar cea a mediului tinde să crească. În final, gradientii termici se atenuează până la dispariție. De aceea, gradientii termici astfel generați sunt efemeri, spre deosebire de cei adiabatici, care sunt pereni.

2.2.2. Presiunea magmelor

Când abordăm presiunea care se exercită într-o magmă (sau de către o magmă), este necesar să se facă distincție între: (a) magmele lipsite de faze volatile și (b) magmele cu faze volatile. În magmele fără faze volatile, presiunea este controlată exclusiv de adâncimea (h) și de densitatea medie ($\bar{\rho}$) a coloanei verticale în punctul considerat:

$$P = \bar{\rho} gh$$

Rezultă de aici că, la o densitate $\bar{\rho} \approx 2.5 \text{ g/cm}^3$, presiunea crește cu 0.25 bar/m ($1 \text{ bar} = 10^5 \text{ Pa} \approx 1 \text{ atm}$). La corpurile magmatice abisale există un "acoperiș" de roci solide și, în acest caz, presiunea într-un anumit punct din interiorul corpului magmatic se calculează ținându-se cont de eterogenitatea coloanei acoperitoare:

$$P_h = \bar{\rho}_R g \Delta z_1 + \bar{\rho}_M g \Delta z_2$$

unde: $\bar{\rho}_R$ = densitatea medie a "acoperișului" de roci în coloana verticală Δz_1 , de la magma până la suprafața Pământului, iar $\bar{\rho}_M$ = densitatea medie a magmei pe coloana verticală, de adâncimea h până la "acoperiș". La corpurile magmatice subacvatice se ține cont de densitatea coloanei de apă, iar la cele subaeriene aflate în repaus, practic nu se ține cont decât de densitatea medie a magmei (se neglijează densitatea aerului).

Presiunea din magma aflată în repaus este, fără îndoială, izotropă, nedepinzând de direcție, ci numai de adâncime, ceea ce rezultă din caracterul fluid al magmei. În schimb, roci solide din vecinătatea corpului magmatic, cel puțin până la o adâncime de 5-7 km, au o anumită elasticitate și, de aceea, presiunea este anizotropă, în sensul că presiunile exercitate pe direcția verticală sunt diferite de cele exercitate pe direcția orizontală. Presiunea pe direcția verticală este controlată de adâncime și poate fi calculată ca și când ar fi o presiune hidrostatică

$$P_{\text{vert}} = \bar{\rho}_R gh$$

Această componentă verticală a presiunii este denumită, în general, presiune litostatică. În schimb, presiunea pe direcția orizontală, este

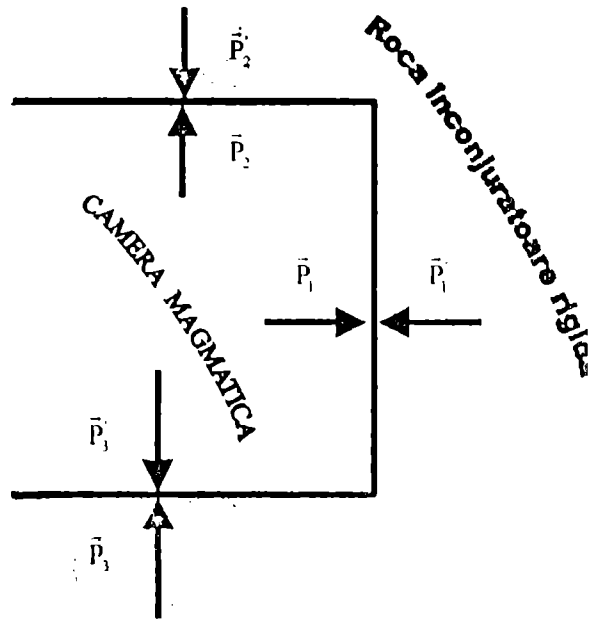


Fig. 2.6. – Distribuția presiunilor pe pereții unei camere magmatice.

$\bar{P}_2 = \bar{P}_2$ - presiunile verticale pe acoperiș

$\bar{P}_3 = \bar{P}_3$ - presiunile verticale pe culcuș

$\bar{P}_1 \neq \bar{P}_1$ - presiunile orizontale pe pereții orizont.

$$P_{\text{orizont}} = P_{\text{vert}} \frac{\epsilon}{1 - \epsilon},$$

unde ϵ = coeficientul Poisson, care este o măsură a elasticității corpurilor solide. Majoritatea rocilor au coeficientul ϵ sub 0.4 și se micșorează în general cu adâncimea de îngropare a rocii, tinzând spre zero în jurul adâncimii de 10km (de la această adâncime în jos, chiar și în roci, presiunea tinde să devină izotropă, de tip hidrostatic). Cu alte cuvinte, la adâncimi $h < 10$ km, presiunea în roci este mai mică pe orizontală decât pe verticală. Trebuie, deci, să tragem concluzia că la aceste adâncimi presiunea exercitată de magmă pe pereții verticali ai camerei magmatice este mai mare decât cea exercitată în sens invers, dinspre roca gazdă spre camera magmatică (fig. 2.6.). Numai pe pereții orizontali presiunile de ambele părți sunt egale.

Diferența dintre presiunea internă și cea externă pe pereții verticali este una din cauzele tendinței de migrare a substanței magmatice, pe orizontală, către rocile solide înconjurătoare, mai ales pe cale difuzivă.

În magmele polifazice în care una din faze este volatilă, în afara presiunii izotrope controlată de adâncime, există și o presiune proprie a fazei fluide volatile, P_f . La temperaturi mari și presiuni hidrostatice mici, faza volatilă are comportament de gaz ideal și, în acest caz, presiunea în corpul fazei volatile este dependentă, în primul rând, de temperatură, volum și de masa substanței volatile, conform ecuației de stare a gazelor perfecte:

$$P_f = \frac{nRT}{v}$$

La fluidele supraceutice, cu densități mai mari, presiunile se pot estima prin diferite ecuații empirice. Astfel, Bottinga și Richet (1981) propun, pentru presiuni înalte ale fluidelor bogate în apă, o ecuație de forma:

$$P = \frac{RT}{(V - b)} - \frac{a}{[(V + b)T^{\frac{1}{2}}]},$$

unde a și b sunt numere empirice care corectează volumul molar V . Indiferent de ecuație, cert este că, la volum constant, presiunea crește cu temperatura și cu numărul de moli. De aceea, presiunea pe fluid poate varia independent de presiunea hidrostatică, P_h . Aparent, într-o "bulă" gazoasă din magmă ar putea exista oricare din situațiile:

$$P_f > P_h \text{ sau } P_f < P_h$$

Totuși, dacă în corpul gazos (să zicem de formă sferică) ar exista o presiune mai mică decât în lichidul magmatic înconjurător, consecința imediată ar fi presarea gazului și micșorarea volumului sferei până la echilibrarea presiunii. De aceea, în mod real, nu pot să fie decât două situații:

$$P_f \geq P_h$$

În situația că $P_f > P_h$ suprapresiunea fluidului se transmite magmei, astfel încât întreaga magmă capătă o presiune mai mare decât presiunea hidrostatică. De aceea, într-o magmă care

conține faze volatile individualizate sub formă de corpuri independente (de exemplu: bule gazoase), presiunea magmei, P_M , va fi:

$$P_M = P_h + \Delta P_f,$$

unde ΔP_f este suprapresiunea generată de faza fluidă. Când suprapresiunea capătă valori mari, astfel încât:

$$\Delta P_f > P_h,$$

se realizează condiția optimă de explozie magmatică (sau de ridicare a acoperișului magmatic). Pentru estimarea valorii ΔP_f este însă necesară cunoașterea nu numai a presiunii, P_f , în fiecare corp fluid în parte, dar și proporția fazei fluide în magma considerată.

2.2.3. Densitatea magmelor

2.2.3.1. Considerații generale

Densitatea, ρ , a unei substanțe este dată de raportul:

$$\rho = \frac{m}{V},$$

fiind, deci, masa unității de volum și se exprimă, cel mai adesea în g/cm^3

La masă constantă, densitatea și volumul sunt în raport invers proporțional și, de aceea, proprietățile care privesc densitatea unui sistem sunt considerate, în același timp și proprietăți volumetrice. Se subînțelege, deci, că orice considerație care se face asupra volumului specific (volumul unității de masă) se referă inclusiv la densitate. Uneori, din motive practice, este comod să folosim ca volum specific volumul unui gram de substanță (cm^3/g), dar de cele mai multe ori este mai util să utilizăm volumul molar (cm^3/mol), eventual volumul atomic ($\text{cm}^3/\text{atom gram}$). Aici trebuie făcută, totuși, o precizare:

a). Dacă sistemul este o fază mixtă, α , policomponentă, atunci putem vorbi nu numai de volumul molar al componentelor, dar și de volumul molar al fazei, V^α , care este dat de relația:

$$V^\alpha = \sum V_i^\alpha X_i^\alpha,$$

unde V_i^α = volumul parțial molar al componentului i din faza α , iar X_i^α = proporția componentului în fază.

b). Dacă sistemul are o omogenitate de ordinul al doilea și este format din mai multe faze α , fiecare fază fiind în proporția Z^α , atunci putem vorbi inclusiv de un volum molar al sistemului chimic (vezi Nicholls, 1990):

$$V^\alpha = \sum V_i^\alpha Z^\alpha.$$

Cu alte cuvinte, dacă sistemul are o omogenitate de al doilea ordin, trebuie făcută o distincție clară între trei categorii de volume molare și, respectiv, între trei categorii de densități:

densitatea componentelor chimici, densitatea fazelor, densitatea globală a sistemului. Numai în cazul particular, când faza este monocomponentă, există o identitate $V_i = V^a$, dar dacă faza este mixtă atunci $V_i \neq V^a$ (unde V_i = volumul parțial al componentului i).

Așa cum s-a menționat anterior, magmele pot avea două ordine de omogenitate:

a. Magme monofazice, cu omogenitate de prim ordin, fiind alcătuite doar din lichid magmatic sau topitură magmatică (L);

b. Magme polifazice, cu omogenitate de al doilea ordin, cu trei compoziții posibile:

- 1) topitura (L) + faza volatilă (f);
- 2) L + f + faza solidă ($s_1 + s_2 + \dots + s_n$);
- 3) L + s_n .

De aici rezultă că nu putem vorbi de o densitate abstractă a magmelor, ci trebuie făcută o distincție foarte precisă între densitatea lichidului magmatic (ρ_L), pe de o parte, și densitatea globală a magmei (ρ_M), pe de altă parte. În cazul magmelor monofazice avem:

$$\rho_M = \rho_L,$$

pe când în cazul magmelor polifazice, în care fiecare fază are proporția X_i , densitatea magmei este:

$$\rho_M = X_L \rho_L + X_f \rho_f + X_{s_1} \rho_{s_1} + X_{s_2} \rho_{s_2} + \dots + X_{s_n} \rho_{s_n} = X_L \rho_L + X_f \rho_f + \sum X_{s_i} \rho_{s_i}$$

În unele probleme, cum ar fi separarea gravitațională a fazelor din magmă, este foarte important să cunoaștem densitatea lichidului magmatic și a celorlalte faze individuale, pe când în alte probleme, cum ar fi ascensiunea magmelor, ne interesează în mod special densitatea globală a magmei.

2.2.3.2. Densitatea lichidului magmatic

Lichidul magmatic, fiind o fază mixtă, are o densitate care depinde de: compoziție, temperatură și presiune. La temperatură și presiune constante, ar trebui să se respecte relația:

$$V_L = \sum \bar{V}_i X_i,$$

unde \bar{V}_i = volumul parțial molar al componentului i dizolvat în lichid, iar X_i = concentrația molară a acestuia.

Admițând că lichidul magmatic este un amestec de oxizi, atunci volumul V_L se obține din însumarea volumelor oxizilor care definesc lichidul. Lange și Carmichael (1987) dau următoarele volume molare ale principalilor oxizi din lichidele magmatice, la 1673 K și 1 bar:

Tabelul nr. 2.1. – Volumele molare și densitățile principalilor oxizi din lichidele magmatice ($T=1673^{\circ}\text{C}$ și $P=1\text{bar}$)

COMPONENTUL	VOLUMUL MOLAR (cm^3 / mol)	MASA MOLARĂ (g / mol)	DENSITATEA g / cm^3
SiO_2	26.90	60.085	2.23
TiO_2	23.16	79.879	3.45
Al_2O_3	37.11	101.961	2.75
Fe_2O_3	42.13	159.692	3.79
KAlSi_3O_8	122.18	278.332	2.28
KFeSi_3O_8	124.69	307.190	2.46
FeO	13.65	71.846	5.26
MgO	11.45	40.304	3.52
CaO	16.571	56.077	3.38
Na_2O	28.78	61.979	2.15
K_2O	45.84	94.196	2.05
H_2O	20.00	18.015	0.90
CO_2	33.00	44.010	1.33

Dependența liniară a densității lichidului magmatic față de compoziție, presupune ca volumele molare ale componentelor să nu se schimbe cu concentrația componentelor. Pentru majoritatea componentelor majori ai lichidelor magmatice, volumele molare par să fie într-adevăr neinfluențate de concentrația acestora. Excepție o fac oxizii TiO_2 și Fe_2O_3 . Astfel, la aceeași temperatură (1673 K) și $P = 1\text{ atm}$, în topitura silicatică sodică, $\bar{V}_{\text{TiO}_2} = 28.02\text{ cm}^3 / \text{mol}$, pe când în topitura calcică, $\bar{V}_{\text{TiO}_2} = 23.16\text{ cm}^3 / \text{mol}$. Această diferență se datorește faptului că Ti^{4+} poate coordina 4, 5 sau 6 atomi de oxigen, funcție de ceilalți cationi din lichidul magmatic, ceea ce se răsfrânge asupra volumelor \bar{V}_{TiO_2} . În mod similar, $\bar{V}_{\text{Fe}_2\text{O}_3}$ este dependent de compoziția lichidului magmatic pentru că el poate coordina oxigenii fie tetraedric, fie octaedric. În plus, concentrația ionilor de oxigen poate modifica raportul $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}^{2+}$.

Efectul componentelor volatili (H_2O și CO_2) asupra densității lichidului magmatic este deosebit de mare datorită densităților mici ai acestor componente, în contrast cu densitatea celorlalți componente nevolatili. De aceea, mai mulți petrologi s-au străduit să determine cât mai exact volumele parțial molare ale H_2O și CO_2 dizolvate în diferite lichide magmatice, la diferite condiții T, P . (tabelele nr. 2.2. și nr. 2.3.)

Tabelul nr. 2.2. - Volumul parțial molar al apei în diferite lichide silicatică (după Lange și Carmichael)

Compoziția lichidului silicatic	$\bar{V}_{\text{H}_2\text{O}}$ (cm^3 / mol)	Domeniul presiunii (kbar)	Domeniul termic ($^{\circ}\text{C}$)
$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	17 - 22	3 - 8	1000
$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$	~ 22	1 - 8	1000
KAlSi_3O_8	~ 25	1 - 7	900 - 1340
Silicat de Ca și Al	~ 16	1 - 5	1180
$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	~ 17	20	1240

Tabelul nr. 2.3. - Volumul parțial molar al CO₂ în diferite lichide silicatică (după Lange și Carmichael)

Compoziția lichidului silicatic	\bar{V}_{CO_2} (cm ³ / mol)	Domeniul presiunii (kbar)	Domeniul termic (°C)
NaAlSi ₃ O ₈	34.4	10-30	1460-1620
NaAlSi ₂ O ₆	33.8	10-30	1460-1620
NaAlSiO ₄	32.9	10-30	1460-1620
Andezite	33.9	15-30	1450-1650
Tholeite	32.7	15-30	1450-1650
Tholeite	33.0	15-30	1450-1650
Melilite olivinice	29.3	15-30	1450-1650

În ciuda faptului că atât H₂O, cât și CO₂ se pot dizolva în lichidul silicatic sub forma mai multor speciații și, în ciuda faptului că aceste substanțe volatile au, în stare pură, o variație enormă a volumului cu temperatura și presiunea, volumul molar al celor două substanțe în topitura silicatică este extrem de puțin variabil. Astfel, se poate considera că \bar{V}_{H_2O} oscilează în jurul valorii de 20 cm³ / mol, fiind destul de apropiat de volumul molar al apei lichide în stare pură. Tot astfel, \bar{V}_{CO_2} oscilează în jurul valorii de 33 cm³ / mol. De aceea, cunoscând procentul H₂O și CO₂ în lichidul magmatic, putem calcula relativ ușor efectul acestor două volatile asupra densității lichidului. De pildă, acceptând că $\bar{V}_{H_2O} = 20$ cm³ / mol, o creștere cu 3% H₂O (procente greutate) sau 9.93% H₂O (procente molare) duce la o scădere a densității lichidului magmatic cu 5.3%.

2.2.3.3. Dependența densității lichidului magmatic de temperatură și presiune

Relația dintre temperatură, presiune și densitatea lichidului magmatic este cel mai bine exprimată prin intermediul coeficientului de dilatare, α , și al celui de compresibilitate, β . Expansiunea termică (dilatarea) izobară a unui volum molar a unui component oarecare, I, este:

$$\alpha_i = \left(\frac{d\bar{V}_i}{dT} \right)_p \quad [\text{cm}^3 / \text{grad mol}] \quad ,$$

iar compresibilitatea izotermă:

$$\beta = - \left(\frac{d\bar{V}_i}{dP} \right)_p \quad [\text{cm}^3 / \text{bar mol}]$$

Cei doi coeficienți ai principalilor oxizi nevolatili sunt redați în tabelul nr. 2.4.

Tabelul nr. 2.4. - Volumul parțial molar, compresibilitatea și expansiunea termică a oxizilor din topitura magmatică (după Large și Carnichael)

OXIZII	V_i cm^3 / mol	α_i $10^{-3} \text{ cm}^3 / \text{mol} \cdot \text{K}$	β_i $10^{-4} \text{ cm}^3 / \text{mol} \cdot \text{bar}$
SiO ₂	26.90 ± 0.06	0.00 ± 0.50	-1.89 ± 0.02
TiO ₂	23.16 ± 0.26	7.24 ± 0.46	-2.31 ± 0.06
Al ₂ O ₃	37.11 ± 0.18	2.62 ± 0.17	-2.26 ± 0.09
Fe ₂ O ₃	42.23 ± 0.28	9.09 ± 3.49	-2.53 ± 0.09
FeO	13.65 ± 0.15	2.92 ± 1.62	-0.45 ± 0.03
MgO	11.45 ± 0.13	2.62 ± 0.61	0.27 ± 0.07
CaO	16.57 ± 0.09	2.92 ± 0.58	0.34 ± 0.05
Na ₂ O	28.78 ± 0.10	7.41 ± 0.58	-2.40 ± 0.05
K ₂ O	45.84 ± 0.17	11.91 ± 0.89	-6.75 ± 0.14
Li ₂ O	16.85 ± 0.15	5.25 ± 0.81	-1.02 ± 0.06
Na ₂ O-Al ₂ O ₃	-----	-----	10.18 ± 0.50

Cu excepția silicei, ceilalți oxizi au coeficienți de dilatare suficient de mari pentru a atrage după sine o scădere sensibilă a densității lichidelor cu temperatura. Astfel, pentru o topitură de compoziția unui andezit, în intervalul termic cuprins între 1000°C și 1400°C densitatea scade de la 2.40 g / cm³ la 2.36 g / cm³, iar pentru o topitură tholeitică, în același interval termic, scade de la 2.71 g / cm³ la circa 2.63 g / cm³.

Coeficienții β_i par să fie relativ mici față de coeficienții α_i . Totuși, ei se bucură de un interes mult mai mare, deoarece variațiile de presiune, exprimate în bari, pe care le poate suferi o magmă, sunt de sute ori mai mari decât variațiile termice, exprimate în grade. Cu alte cuvinte, efectul presiunii asupra densității poate fi mai mare decât cel al temperaturii. De mare interes este observația că, la presiuni mici, compresibilitatea componentului în stare lichidă este mai mare decât cea a componentului în stare solidă.

Dacă această diferență ar rămâne valabilă pentru orice presiune, ar însemna că, pe măsură ce crește presiunea, contrastul de densitate dintre lichid și solid să se micșoreze, devenind zero la o anumită presiune, P_k , după care raportul de densități să se inverseze (fig. 2.7.).

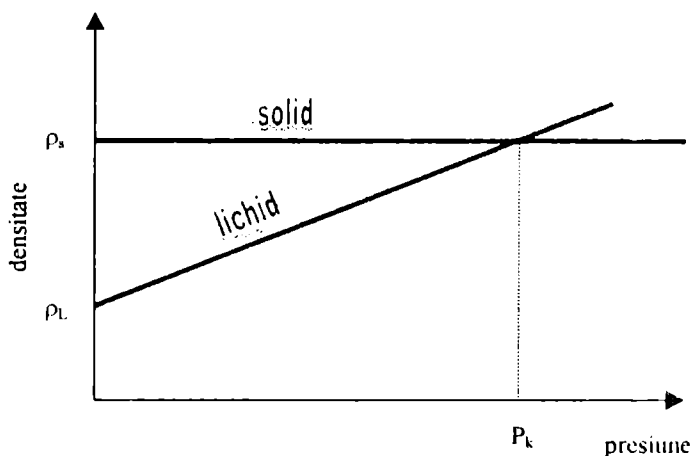


Fig. 2.7. - Densitatea funcție de presiune (admițând că $\beta_l / \beta_s = \text{constant}$) a unei substanțe aflată în două stări (lichidă și solidă).

Această eventualitate pare să fie confirmată de unele date experimentale întreprinse de Stopler et. al. (1981), care a urmărit variația densității lichidului bazaltic începând de la presiunea de 1 atm până la 30 kbar, comparativ cu unele minerale solide (fig. 2.8.).

În raport cu piroxenii și olivina, creșterea densității lichidului bazaltic este mult mai rapidă, ceea ce permite să se estimeze că, la circa 50 - 60 kbar diferența de densitate dintre topitura magmatică bazaltică și roca solidă echivalentă este, practic, anulată.

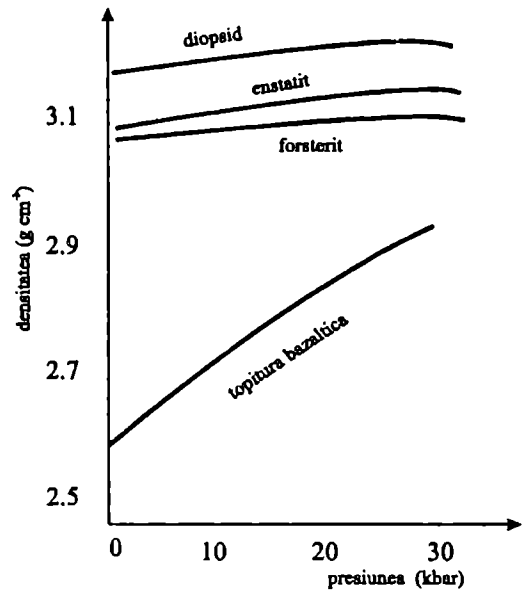


Fig. 2.8. – Variația densității topiturii bazaltice și a câtorva minerale mafice funcție de presiune (după Stopler et. al., 1981).

2.2.3.4. Densitatea globală a magmei

La magmele polifazice densitatea globală a magmei (ρ_M) este controlată de densitatea fazelor componente: faza lichid-magmatică, fazele solide (cristaline) aflate în suspensie, precum și fazele volatile apărute în procesul de devolatilizare. Densitatea mineralelor solide este, în general, bine cunoscută, fiind puțin influențată de temperatură și presiune. În schimb, densitatea gazelor volatile este puternic influențată atât de presiune, cât și de temperatură. La presiuni foarte mici, sub 1kbar, fluidul volatil se comportă ca un gaz ideal și are volumul molar:

$$V = \frac{RT}{P}$$

Fiind același pentru orice fluid, indiferent de compoziție, el este de mii de ori mai mare decât volumul molar al componenților nevolatili. De aceea, un mic procent de greutate de faze volatile într-o magmă determină o scădere drastică a densității magmei.

La presiuni mari, volumul molar se micșorează și este estimat cu ajutorul unor ecuații empirice mai complicate. Cu ajutorul acestor ecuații se pot construi grafice cu izocore ale diferitelor substanțe volatile pe intervale oricât de largi de temperatură și presiune, specifice fiecărei substanțe volatile (vezi fig. 3.79.). Densitățile pot fi astfel citite direct pe grafic, fără să mai fie nevoie de calcule. Ceea ce trebuie reținut este faptul că substanța volatilă, separată ca fază independentă, la presiuni mici și medii (de până la 10 kbar), are un volum molar mult mai mare decât în stare dizolvată. De aceea, trecerea magmei monofazice în magmă polifazică, prin

reacția de devolatilizare (*lichid magmatic* \rightarrow *lichid magmatic* + *fază volatilă* sau ${}^L[O] \rightarrow {}^L[O]^2$) este însoțită de creșterea considerabilă a volumului molar al sistemului magmatic (cu condiția ca faza volatilă să rămână în sistemul magmatic sub forma unei "spume" magmatice).

2.2.4. Vâscozitatea magmelor

Vâscozitatea este una din proprietățile care influențează considerabil mobilitatea magmelor, viteza de veziculare (formare a veziculelor), de nucleere și de creștere a cristalelor etc., punându-și, în final, amprenta asupra structurii rocilor magmatice.

Vâscozitatea reflectă rezistența internă pe care o opune substanța la curgere, dacă asupra ei acționează un stress de forfecare. În fluidele omogene această rezistență este cauzată în ultimă instanță de coeziunea moleculară sau ionică, dar în magme ea este complicată de prezența cristalelor (faza solidă) și de bulele gazoase.

Unele fluide, cum ar fi aerul și apa, curg chiar sub influența unui stress de forfecare infinit de mic, acestea fiind fluidele Newtoniene. Aici relația dintre stress-ul de forfecare și viteza de deformare este liniară (fig. 2.9.). Doar câteva magme, aflate la temperaturi extrem de mari, se comportă ca fluide Newtoniene. Cele mai multe se comportă ca niște substanțe pseudoplastice (substanțe non-Newtoniene) sau ca substanțe de tip Bingham, acestea din urmă fiind acelea la care dependența dintre stress-ul de forfecare și viteza de deformare se evidențiază abia după depășirea unei tensiuni de cedare, σ_c , (fig. 2.9.).

Cantitativ, vâscozitatea se definește ca un raport între stress-ul de forfecare și viteza de deformare:

$$\nu = \frac{\sigma}{\frac{d\omega}{dt}}$$

Deformarea, ω , poate fi concretizată în diferite moduri. De pildă, dacă substanța care se deformează are forma inițială de cub, intensitatea deformării poate fi exprimată prin unghiul α de

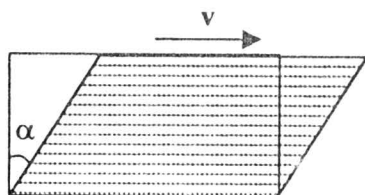


Fig. 2.10. – Deformarea unui cub de referință printr-o curgere de forfecare.

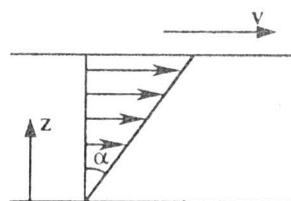


Fig. 2.11. – Curgerea de forfecare între plane paralele.

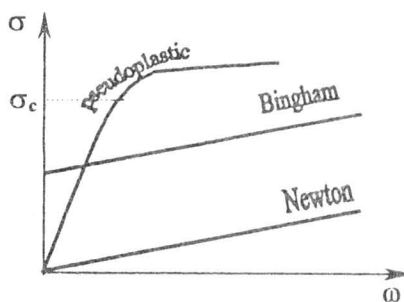


Fig. 2.9. – Relația $\sigma - \omega$ la tipurile fundamentale de fluide.

înclinare a uneia dintre fețele cubului, ca rezultat al forței de forfecare dispusă paralel cu o altă față perpendiculară pe prima (fig. 2.10.). În acest caz, viteza de deformare poate fi exprimată prin $d\alpha/dt = d\omega/dt$. Pentru fluide nu este practic să se măsoare viteza $d\omega/dt$; este cu mult mai folositor să se măsoare gradientul vertical al vitezelor, $d\omega/dz$, indus de stress-ul de forfecare aplicat pe una din cele două plăci paralele, între care se găsește fluidul (fig. 2.11.). Viteza de deplasare, în direcția stress-ului de forfecare a unei păături de lichid, paralelă cu placa, este $v = dx/dt$, iar gradientul vertical de viteză, dv/dz , este măsura unghiului α . De aceea, vâscozitatea fluidului poate fi scrisă ca:

$$\nu = \frac{\sigma}{\frac{dv}{dz}}$$

Aceasta este valabilă doar pentru fluidele Newtoniene, însă este utilă pentru a concretiza unitățile de măsură ale vâscozității, căci stress-ul este exprimat în N/m^2 ($1 N \cdot m^{-2} = 10 \text{ dyne cm}^{-2}$), iar viteza de deformare, fiind exprimată în gradientul dv/dz , are ca unitate $1/s = s^{-1}$. Unitatea de măsură a vâscozității poate fi $s/cm^2 = 1 Pa \cdot s$, iar $10^{-1} Pa \cdot s = 1 \text{ poise}$, aceasta din urmă fiind unitatea de măsură consacrată a vâscozității. În unele probleme de petrologie este, însă, mai comod să exprimăm forța în $g \cdot cm \cdot s^{-2}$, iar în acest caz, vâscozitatea va fi exprimată în $g/s \cdot cm$. Astfel $1 N \cdot s/m^2 = 1 \text{ decapoise} = 10 g/s \cdot cm$.

Magmele naturale, de regulă, au o comportare reologică pseudoplastică datorită prezenței cristalelor disperse, a bulelor gazoase etc. și, deci, vâscozitatea lor descrește cu creșterea vitezei de deformare. Determinările vâscozității efectuate direct pe unele lave tholeitice (din insulele Hawaii), precum și pe lava vulcanului Etna, confirmă comportamentul pseudoplastic al acestora; mai mult chiar, ele par să aibă și unele similitudini cu substanțele de tip Bingham, căci multe lave curg abia după ce se depășește un anumit stress de forfecare. Nu toți factorii care controlează vâscozitatea acestor magme naturale sunt bine studiați și de aceea este greu să se dea o formulă pentru determinarea vâscozității oricărei magme concrete. Dintre acești factori care controlează într-un fel sau altul vâscozitatea magmelor, de certă importanță sunt: temperatura, presiunea, conținutul de substanțe volatile dizolvate, compoziția chimică a topiturii, proporția fazei solide în magmă și proporția de bule gazoase.

Temperatura și vâscozitatea, pentru multe lichide, sunt legate prin ecuația lui Arhenius:

$$\nu = A_{\nu} e^{\frac{E_{\nu}}{RT}},$$

unde E_{σ} este energia de activare per mol (fiind aproximativ egală cu energia de sublimare), A_{σ} și R sunt constante, iar T este temperatura absolută. Descrerea exponențială a vâscozității cu temperatura, prevăzută de ecuația lui Arrhenius, a fost verificată experimental pe topiturile de silicați și este ilustrată în figura 2.12.

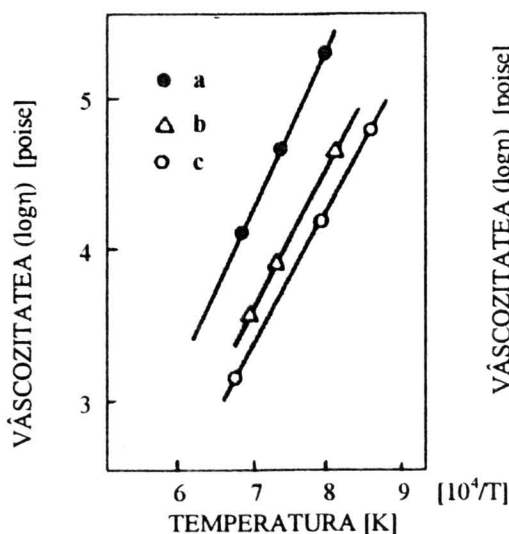


Fig. 2.12. – Dependența vâscozității de temperatură (după E.S.Persikov).
 [(a) sistemul nefelin sientit – H_2O , cu $X_{H_2O} = 1.65\%$;
 (b) sistemul nefelin sientit – H_2O , cu $X_{H_2O} = 5.2\%$;
 (c) sistemul granit – H_2O , cu $X_{H_2O} = 5.2\%$.]

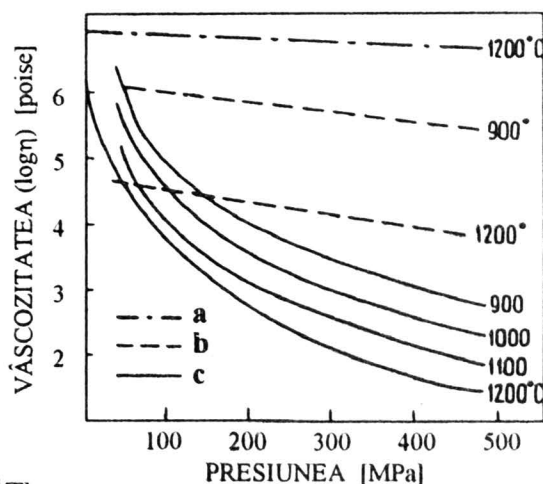


Fig. 2.13. – Variația vâscozității cu presiunea (după E.S. Persikov)
 [(a) $P_{H_2O} = 0$; (b) $P_{H_2O} < P_{totală}$;
 (c) $P_{H_2O} = P_{totală} \cdot P_{H_2O}$]

Presiunea. Mai multe experimente efectuate la temperaturi supraliquidus pe topituri sintetice, la presiuni înalte, au arătat o scădere a vâscozității cu presiunea (fig. 2.13.). În plus, s-a putut constata că viteza de scădere a vâscozității cu presiunea diferă de la o topitură la alta; de pildă, este mai mare la magma andezitică decât la cea bazaltică.

Conținutul de volatile. Apa dizolvată în topiturile magmatice determină scăderea vâscozității, împiedicând polimerizarea tetraedrilor $[SiO_4]$, prin distrugerea legăturilor Si-O-Si.

La temperatură constantă, o creștere a conținutului de apă determină o micșorare accentuată a vâscozității și, de asemenea, o descrescere a energiei de activare, E_{σ} , a curgerii vâscoase. Valoarea energiei (E_{σ}) pentru un obsidian, cu mai puțin de 0.1 procente de apă, este de 122 kcal/mol –foarte apropiată de cea a lichidului anhidru de SiO_2 pur, egală cu 123 kcal/mol. Prin creșterea conținutului de apă, E_{σ} scade până la 43 kcal/mol la obsidianul cu 4.3 %, după care pare a se menține constantă.

Diversele valori ale vâscozității magmei acide saturate în apă, funcție de temperatură și conținutul de apă, sunt arătate în figura 2.14. De remarcă însă că, efectul apei asupra vâscozității este mult mai puternic la magmele acide decât la cele bazice, pentru că la magmele acide apa rupe mai multe legături Si-O.

Compoziția magmei este, de asemenea, un factor de control al vâscozității. Este de mult cunoscut că magmele bazice curg mai ușor decât cele acide, chiar la aceeași temperatură și cu același

conținut de substanțe volatile. Conținutul de silice contribuie la vâscozitatea magmei deoarece legăturile Si-O sunt cele mai tari legături cation - anion din magmă. Chiar la temperaturi supraliquidus magma mai păstrează legături de tip reticular, care se opun curgerii. Evident, în primul rând există legături Si-O, formând unități structurale de tipul $[\text{SiO}_4]^{4-}$ (monomer), $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$ (dimer), $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$ (lanț), $[\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-}$ (foi) și unități tridimensionale, cum ar fi $[\text{Si}_4\text{O}_8]^0$ sau $[\text{Si}_3\text{AlO}_8]^{1-}$. Gradul de polimerizare crește cu aciditatea magmei (la $T = \text{constant}$), influențând astfel direct vâscozitatea. Magma bogată în alcalii (peralcaline), cu conținut relativ ridicat de Na^+ și K^+ , au o vâscozitate relativ mică, căci acești cationi împiedică polimerizarea tetraedrilor SiO_4 . Același efect îl au concentrațiile relativ mari ale cationilor Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} etc. în magmele bazice. Unii componenți minori, cum ar fi P_2O_5 , au totuși efect contrar asupra vâscozității, influențând pozitiv asupra polimerizării tetraedrilor SiO_4 .

Prezența cristalelor suspendate în magmă determină o creștere a vâscozității, conform relației:

$$\nu = \nu^0 (1 - r\phi)^{-2.5} ,$$

în care: ν este vâscozitatea efectivă a lichidului; ϕ este volumul relativ în fracția solidă suspendată; ν^0 este vâscozitatea lichidului fără suspensii; r este o constantă adimensională, aproximativ egală cu 1.67. Nu totdeauna, însă, vâscozitatea calculată pe baza ecuației de mai sus concordă cu cea reală, diferențele fiind cu atât mai accentuate cu cât dimensiunile cristalelor dispersate sunt mai mari

Bulele gazoase prezente în magmă influențează, de asemenea, vâscozitatea. Aici este importantă nu numai proporția bulelor (gradul de veziculare), dar și distribuția și dimensiunea medie a acestora în faza fluidă, diminuând astfel vâscozitatea globală a magmei.

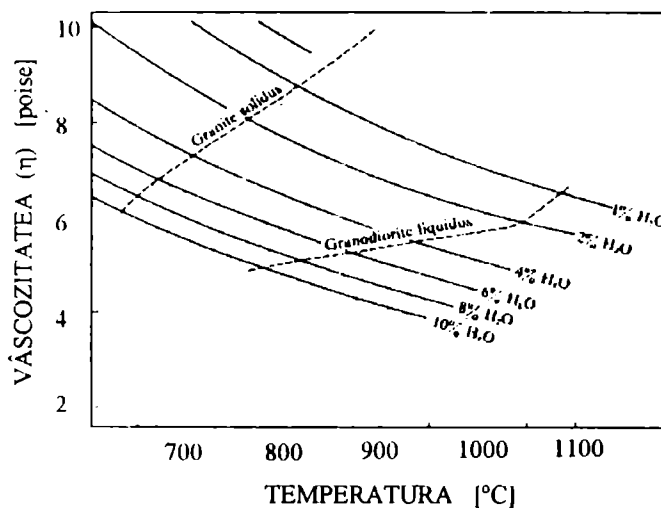


Fig. 2.14. - Vâscozitatea magmei acide saturate în apă funcție de temperatură.
(după H.R. Shaw, 1965)

3

~ Procese magmatice ~

- 3.1. Mișcarea mecanică a magmelor
- 3.2. Difuzia în lichidul magmatic
- 3.3. Cristalizarea lichidelor magmatice
- 3.4. Licuația magmelor
- 3.5. Amestecul magmelor
- 3.6. Asimilarea magmatică
- 3.7. Devolatilizarea

3. PROCESE MAGMATICE

3.1. MIȘCAREA MECANICĂ A MAGMELOR

3.1.1. Condiția mișcării mecanice

Deplasarea masei magmatice dintr-un loc în altul, pe o direcție oarecare, este posibilă numai dacă pe acea direcție există un gradient de potențial mecanic. Potențialul mecanic (ϕ) are caracteristicile unei energii libere, fiind o parte din energia liberă a unității de masă (Ramberg, 1955). Sensul mișcării mecanice este dinspre punctele cu potențiale mecanice mai mari spre cele cu potențiale mecanice mai mici, iar tendința generală a mișcării este de a micșora energia liberă a sistemului și de anulare a diferențelor de potențial.

În câmpul gravitațional, potențialul mecanic al unui sistem mineral fluid de masă m și volum V este:

$$\phi = \frac{PV}{m} + \frac{V(\rho_2 - \rho_1)gz}{m}$$

unde P = presiunea, ρ_2 = densitatea mediului vicinal, ρ_1 = densitatea sistemului fluid, g = accelerația gravitațională, z = poziția în câmpul gravitațional al centrului de masă al sistemului, raportată la centrul planetei (înălțimea la care se află sistemul).

Pe un interval de înălțime Δz , de ordinul de mărime al înălțimii unui corp magmatic, putem considera că g = constant, de unde rezultă că singurele variabile care pot modifica potențialul mecanic sunt P , V și z . Pe o direcție oarecare din spațiul gravitațional, variația totală a potențialului mecanic este, deci, următoarea:

$$d\phi = \bar{V}dP + Pd\bar{V} + \bar{V}(\rho_2 - \rho_1)g dz$$

unde \bar{V} = volumul unității de masă (volum specific).

În planul orizontal, pe o direcție oarecare, y , gradientii de potențial sunt dați exclusiv de variația presiunii și volumului specific pe aceea direcție:

$$\left(\frac{d\phi}{dy}\right)_z = \bar{V}\left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)_{z,V} + P\left(\frac{\partial \bar{V}}{\partial y}\right)_{z,P}$$

La volum specific constant:

$$\left(\frac{d\phi}{dy}\right)_z = \bar{V} \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)_{z, \bar{V}},$$

ceea ce înseamnă că potențialul mecanic crește pe direcția orizontală y , în sensul în care crește presiunea și, deci, fluidul tinde să se deplaseze dinspre punctele cu presiune mai mare spre cele cu presiune mai mică. Fenomenul acesta este foarte bine cunoscut în cazul deplasării fluidelor în plan orizontal în condiții izoterme.

La presiune constantă:

$$\left(\frac{d\phi}{dy}\right)_z = P \left(\frac{\partial \bar{V}}{\partial y}\right)_{z, P}$$

Rezultă deci, că, în condițiile izobare, potențialul mecanic crește în sensul în care crește volumul specific al fluidului. În sistemele fluide omogene compozițional, indiferent de ordinul omogenității, creșterea izobară a volumului specific (scăderea densității) este cauzată de creșterea temperaturii. Cu alte cuvinte, gradientii orizontali ai densității sunt cauzati exclusiv de gradientii termici, dacă compoziția fluidului rămâne constantă și omogenă. De aceea, dacă în planul orizontal există gradienti termici, la presiune constantă, masa fluidului tinde să se miște dinspre punctele cu temperatură mai ridicată spre cele cu temperatură mai scăzută. Tendința deplasării este direct proporțională cu coeficientul de dilatare termică al fluidului.

Deplasarea pe verticală a fluidului magmatic este posibilă numai dacă pe verticala locului apar gradienti de potențial mecanic, aceștia din urmă putând fi determinați de diferența de densitate între punctul considerat și punctele vecine pe aceeași verticală ($\rho_2 - \rho_1$) sau de variațiile pe verticală a presiunii nehidrostatice (P'):

$$\left(\frac{d\phi}{dz}\right) = (\rho_2 - \rho_1)g + \bar{V} \left(\frac{\partial P'}{\partial z}\right)_{\bar{V}}$$

[Subliniem încă o dată diferența dintre presiunea hidrostatică, P_h și cea nehidrostatică, P' . Presiunea magmei, P , este o sumă a celor două tipuri de presiuni: $P = P_h + P'$. În orice magmă presiunea hidrostatică este funcție de adâncime și este firesc să existe gradienti verticali ai presiunii hidrostatice. Dacă în camera magmatică există doar gradienti ai presiunii hidrostatice, aceștia nu influențează potențialul mecanic. Numai presiunea nehidrostatică, P' , cauzată de presiunea volatilelor, poate genera, pe verticală, gradienti de potențial mecanic.]

3.1.2. Mișcarea convectivă a magmei

În orice corp magmatic, de dimensiuni relativ mari, se poate instala o mișcare convectivă cu circuit închis (fig. 3.1.).

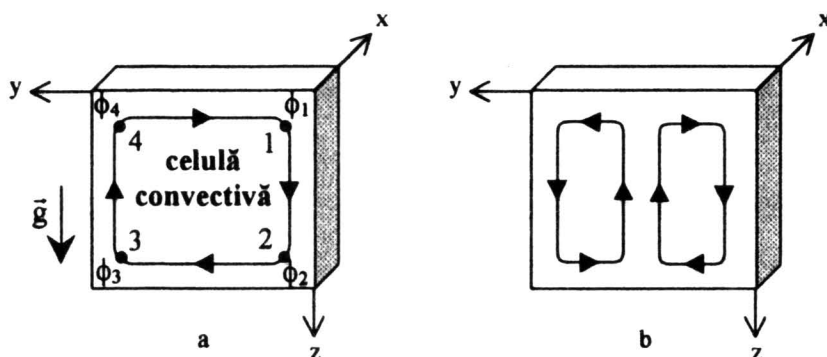


Fig. 3.1. – Mișcarea de convecție într-o cameră magmatică: (a) celula convectivă cu două ramuri verticale și două orizontale. [$z_2 - z_1$ = amplitudinea pe verticală a celulei; $\phi_1, \phi_2, \phi_3, \phi_4$ = potențialele mecanice la coordonatele z_1 și z_2 ($\phi_1 > \phi_2$ și $\phi_3 > \phi_4$)]; (b) Pereche de două celule convective.

Convecția este o mișcare a masei magmatice indusă de perturbațiile de densitate, iar aceasta din urmă, la rândul ei, fiind cauzată de instalarea unor gradienti termici verticali. Gradientii termici verticali perturbă echilibrul hidrostatic, dacă temperaturile cresc cu adâncimea după un gradient termic diferit de cel adiabatic. La temperaturi mai ridicate, fluidul magmatic suferă o dilatare suplimentară față de cea cerută de echilibrul hidrostatic, crescând astfel potențialul mecanic. Se realizează un dezechilibru gravitațional care face ca masa mai caldă să se miște în sus, iar cea mai rece în jos. Singura formă de mișcare care poate asigura mișcarea simultană a celor două mase de sensuri opuse, este mișcarea de tip convectiv, în circuitul oferit de una sau mai multe celule convective. Într-o celulă convectivă, așa cum se vede în figura de mai sus, există patru ramuri: două orizontale și două verticale. Cele din urmă constituie propriu-zis forța motrică a convecției, deoarece parcurg cele mai mari diferențe de potențial mecanic (respectiv între ϕ_3 și ϕ_4 pe ramura ascendentă și între ϕ_1 și ϕ_2 pe ramura descendentă). Tendința curentului convectiv este de a readuce fluidul la starea de echilibru gravitațional, adică de a rearanja stratele de fluid în așa fel ca cele cu densitate mai mică să fie în orice punct peste stratele cu densitate mai mare. De aceea, dacă factorul perturbator se menține pe o durată mai mare decât perioada convecției (timpul necesar unui circuit complet), atunci mișcarea convectivă poate să dureze mai mult decât o singură perioadă.

În magma omogenă, viteza mișcării convective, v , este controlată de gradientul pe verticală al potențialului mecanic, de vâscozitatea globală a magmei (ν) și de dimensiunile liniare (L) ale magmei:

$$v = \left(\frac{d\phi}{dz} \right) \cdot L \cdot \frac{1}{\nu}$$

Cum gradientii verticali ai potențialului mecanic sunt cauzăți de gradientii termici verticali, se mai poate spune că, într-o cameră magmatică oarecare, cu dimensiunea constantă, viteza convecției va fi:

$$v = \alpha \left(\frac{dT}{dz} \right) \cdot L \cdot \frac{1}{\nu} ,$$

unde α este coeficientul de dilatare termică al fluidului. De aceea, se poate spune că viteza curentului convectiv este direct proporțională cu gradientul termic vertical.

Așa cum s-a arătat într-un paragraf anterior, gradientii termici verticali se instalează pe timpul răcirii camerei magmatice și se mențin atâta timp cât durează răcirea. Cum durata răcirii este, în general, direct proporțională cu dimensiunea camerei magmatice, se poate spune cu certitudine că toate camerele magmatice de dimensiuni mari, de ordinul a minimum zecilor de metri, au intrat într-o mișcare convectivă pe tot timpul răcirii.

Efectele mișcării convective asupra sistemului magmatic sunt numeroase și, la momentul potrivit, unele dintre acestea vor fi luate în discuție mai în detaliu. Precizăm doar că mișcarea pe ramura ascendentă poate fi o cauză a devolatilizării parțiale, iar convecția, în ansamblul ei, se opune tendinței de diferențiere gravitațională a cristalelor în camerele magmatice.

3.1.3. Ascensiunea magmelor

Exceptând magmele formate prin impact meteoritic, toate magmele care au ajuns la suprafața planetei s-au format la mari adâncimi, uneori de peste 100 km. De la locul de formare și până la suprafață, ele au străpuns orizonturile solide ale crustei și mantalei terestre, proces denumit "intruziune magmatică". Magmele aflate chiar la locul de formare, prin procesele de topire, sunt considerate "autohtone", pe când cele deplasate de la locul original sunt considerate "alohtone". Magmele "intrusive" sunt magmele alohtone care n-au ajuns încă la suprafața litosferei, pe când "lavele" sunt magme alohtone ajunse la suprafață. Locul unde magma ajunge la suprafață este, îndeobște, numit "vulcan", iar procesul în sine de ieșire la suprafață a lavei, este cunoscut ca "erupție vulcanică". Erupția poate fi subaeriană sau subacvatică, iar după forma de manifestare, poate fi explozivă sau lentă. Lavele provenite prin erupții lente pot fi antrenate în curgeri gravitaționale,

supunându-se legilor generale ale curgerii oricărui fluid. Curgerea lavelor, precum și celelalte fenomene care însoțesc erupția vulcanică, nu vor fi abordate aici, dat fiind faptul că ele constituie un obiect special de studiu al Vulcanologiei, disciplină desprinsă de mai multe decenii din sânul Petrologiei. În acest paragraf ne propunem să abordăm doar trei aspecte: cauza ascensiunii, mecanismul și viteza ascensiunii.

3.1.3.1. Cauza ascensiunii

Cauza cea mai generală a ascensiunii magmatice este tendința magmei de a obține stările cu potențiale mecanice cât mai mici. Cu alte cuvinte, o magmă ascensionează numai dacă, pe parcursul ascensiunii, ea își micșorează energia mecanică. La volum constant și în lipsa fazelor volatile, singura cauză a ascensiunii este diferența de densitate dintre magmă și mediul ambiant, ascensiunea fiind posibilă doar dacă densitatea, ρ_1 , a magmei este mai mică decât densitatea mediului, ρ_2 . Forța motrică a ascensiunii, F_a , în acest caz, este o forță pur arhimedică, fiind proporțională cu volumul magmei, V_M :

$$F_a = V_M(\rho_2 - \rho_1)g$$

Admițând că forma corpului magmatic este o sferă cu raza r , avem:

$$dF_a = 4\pi r^2(\rho_2 - \rho_1)g \quad ,$$

ceea ce înseamnă că forța de ascensiune crește cu pătratul razei corpului magmatic și devine nulă când $\rho_2 - \rho_1 = 0$.

Pământul se află în echilibru gravitațional numai dacă în orice loc densitatea materiei crește cu adâncimea și într-o astfel de stare, planeta poate fi concepută ca fiind formată dintr-o infinitate de orizonturi paralele din ce în ce mai dense, pe măsură ce ne deplasăm spre interior. Când unul din aceste orizonturi suferă o transformare astfel încât densitatea lui să scadă sub densitatea orizontului imediat superior, se realizează așa numita "inversiune barotropă". Urmarea imediată este generarea forței ascensionale a materiei în acel orizont. Formarea magmelor în orizonturile profunde prin topirea materiei solide preexistente, generează, indiscutabil, astfel de inversii barotropice, dat fiind faptul că densitatea lichidelor magmatice este mai mică decât densitatea rocilor solide din care provin. În consecință, magma tinde să-și părăsească orizontul în care s-a format și să ocupe o poziție la un nivel superior, cerută de echilibrul gravitațional (fig. 3.2.).

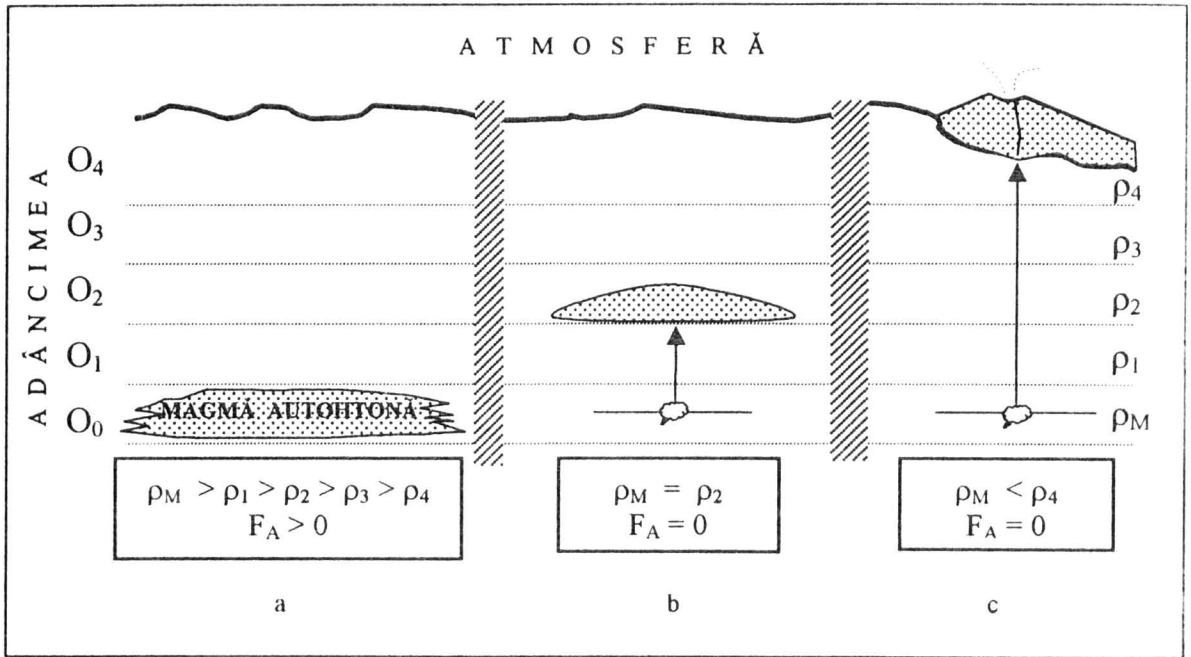


Fig. 3.2. – Înălțimea maxim posibilă de ascensiune a magmelor, impusă de forța ascensională, F_A . (O_0 = orizontul în care s-a generat magma; O_1, O_2, O_3, O_4 = orizonturi superioare, cu densitățile corespunzătoare $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4$; ρ_M = densitatea magmei).

- stare de dezechilibru gravitațional;
- corp intrusiv echilibrat gravitațional;
- lavă echilibrată gravitațional.

Teoretic, forței ascensionale i se opune o altă forță pe care o putem denumi forță de rezistență la deplasare (F_r). În momentul de față, nu cunoaștem precis natura forței F_r , dar este aproape sigur că ea depinde de proprietățile reologice ale mediului, prin care se realizează ascensiunea magmei, și de intensitatea interacțiunii coezive dintre magmă și mediu. Dacă F_r are o natură pur coezivă – cazul cel mai simplu cu puțință – atunci această forță trebuie să fie controlată de suprafața corpului printr-o relație de forma:

$$F_r = f_r A$$

unde f_r este forța coezivă pe unitatea de interfață dintre mediu și corpul magmatic. Pentru un corp magmatic sferic, variația cu suprafața (interfața) a forței de rezistență va fi:

$$dF_r = 8\pi r$$

Cu alte cuvinte, atât F_A , cât și F_r cresc cu raza (dimensiunea) corpului magmatic, numai că prima crește mai repede. Consecința este că sub anumite dimensiuni, corpul magmatic are $F_A < F_r$ și, deci, nu poate ascensiona.

3.1.3.2. Ascensiunea pe canale verticale deschise în roci mai puțin dense decât magma

Forța arhimedică permite ascensiunea magmelor doar până la orizonturi unde se asigură egalitatea $\rho_2 = \rho_1$. La acest orizont, magma se poate acumula, formând un bazin magmatic alohton.

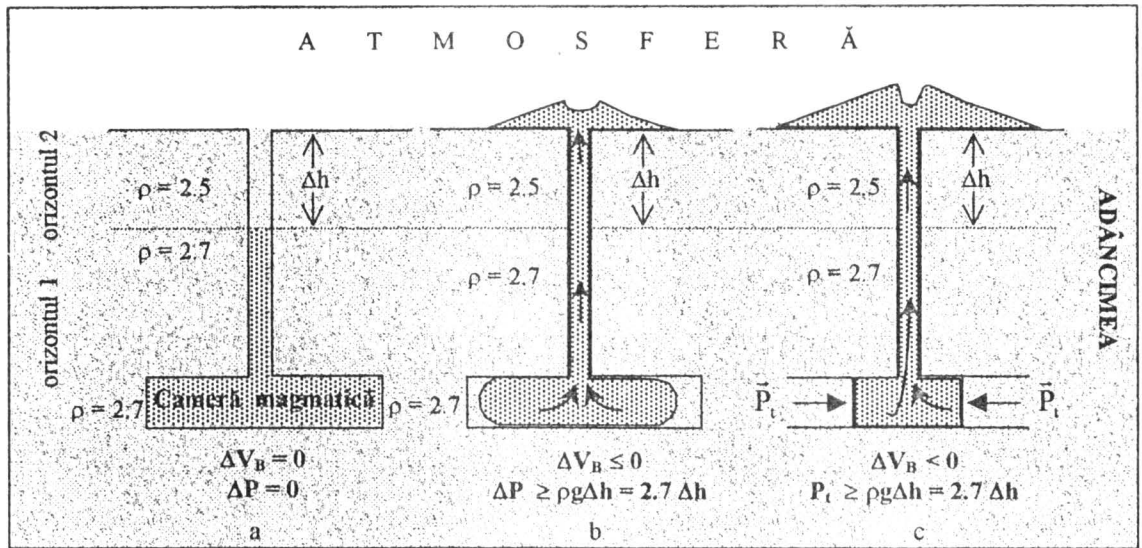


Fig. 3.3. – Ascensiunea magmei pe canale deschise, în orizonturile casante ale crustei:

- ascensiunea maxim posibilă în cazul lipsei de suprapresiune – cazul echilibrului hidrostatic;
- ascensiunea provocată de existența unei suprapresiuni ΔP mai mare decât presiunea de coloană $\rho g \Delta h$;
- ascensiunea determinată de contracția bazinului magmatic, prin deplasarea convergentă a pereților laterali.

$\Delta V_B = V_{\text{final}} - V_{\text{inițial}}$ = variația de volum a bazinului magmatic;

P_t = presiunea tectonică exercitată pe pereții mobili ai camerei magmatice;

ΔP = suprapresiunea exercitată de fazele volatile.

În orizonturile cele mai superioare ale crustei terestre, unde rocile se comportă casant, forța de ascensiune a magmei sau alte cauze tectonice, pot cauza ruperea rocilor astfel încât să formeze în acoperișul bazinului magmatic fracturi deschise până la suprafața crustei. Pe astfel de fracturi deschise magmele se insinuează și, uneori, ascensionează până la suprafață, chiar dacă rocile din acoperiș au densitate mai mică. Numeroasele corpuri magmatice tabulare verticale (dyke-uri), ca și multe coșuri vulcanice, întâlnite în diferite contexte geologice, confirmă această posibilitate. Este limpede că în astfel de situații, forța ascensională nu mai este de natură arhimedică. Pe o fractură verticală cu pereți rigizi, deschisă până la suprafață, o magmă lipsită de suprapresiune nu se poate ridica mai sus decât îi permite echilibrul hidrostatic (fig. 3.3.a). Singurele forțe, care pot întreține ascensiunea, sunt suprapresiunile exercitate de fluidele volatile și presiunile tectonice. Presiunea

tectonică este legată de mișcarea blocurilor rigide și are efect numai dacă rezultatul final este comprimarea camerei magmatice (fig. 3.3.b.). Probabil că acest caz se produce foarte rar. Mult mai frecvent ascensiunea pe canale deschise este cauzată de procesele de devolatilizare în bazinele magmatice, care generează suprapresiuni suficiente de mari pentru a învinge presiunea de coloană, care se exercită pe canalul de ascensiune (fig. 3.3.c.).

3.1.3.3. Condiția exploziei vulcanice

Deseori, magmele care ajung în orizonturile superioare ale litosferei, explodează. Explozia înseamnă o creștere rapidă de volum a sistemului magmatic prin ruperea pereților și depărtarea fragmentelor spre exterior. Explozia înseamnă, în același timp, și o deplasare foarte rapidă spre suprafață a unei părți din masa magmatică.

Fenomenul exploziv este posibil numai dacă în sistemul magmatic are loc o creștere a energiei mecanice dincolo de o anumită limită, ca urmare a suprapresiunii, ΔP , generată de substanțele volatile. Energia de explozie este produsul dintre volumul magmei și suprapresiune:

$$\Delta E = V_M \Delta P$$

Suprapresiunea, ΔP , acționează radial în camera magmatică (fig. 3.4.), iar acestea se opune presiunea, P_c , a mediului exterior.

Presiunea radială din camera magmatică determină apariția în roca înconjurătoare a unei tensiuni de tragere, σ_θ , paralelă la suprafața peretelui. Valoarea acestei tensiuni este determinată de suprapresiune și presiunea externă:

$$\sigma_\theta = \frac{\Delta P}{2} - \frac{3}{2} P_c$$

(Tensiunea σ_θ , în cazul unei camere sferice, este cunoscută sub numele de "tensiune de cerc"). Când tensiunea, σ_θ , depășește rezistența la rupere (rupere prin tragere) a mediului, are loc explozia. Suprapresiunea, ΔP^0 , la care se obține egalitatea:

$$\sigma_\theta = R_t$$

(unde R_t = rezistența la rupere prin tragere a mediului), definește suprapresiunea de explozie. Deci:

$$\Delta P^0 = 2R_t + 3P_c$$

Deoarece în acoperișul camerei magmatice $P_c = \rho gh$, rezultă că adâncimea maximă la care se poate produce o explozie magmatică este:

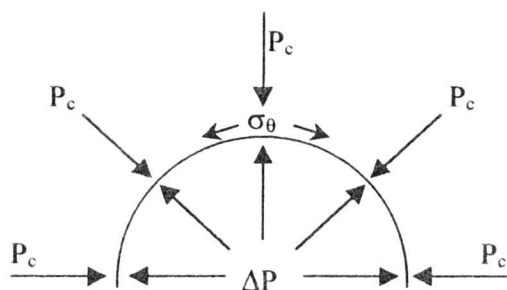


Fig. 3.4. – Schema distribuției presiunilor în și înafara camerei magmatice, cu suprapresiunea ΔP . σ_θ = tensiunea de "cerc"

$$h_{\max} = \frac{\Delta P^{\circ} - 2R_t}{3\rho g}$$

Prin urmare, adâncimea maximă la care este posibilă explozia este controlată de trei factori independenți: (ΔP° , R_t , ρ). Aceasta explică de ce una și aceeași magmă poate exploda la adâncimi diferite. Dacă rezistența la rupere și densitatea rocilor sunt considerate constante, atunci se poate spune că adâncimea de explozie crește liniar cu suprapresiunea (fig. 3.5.).

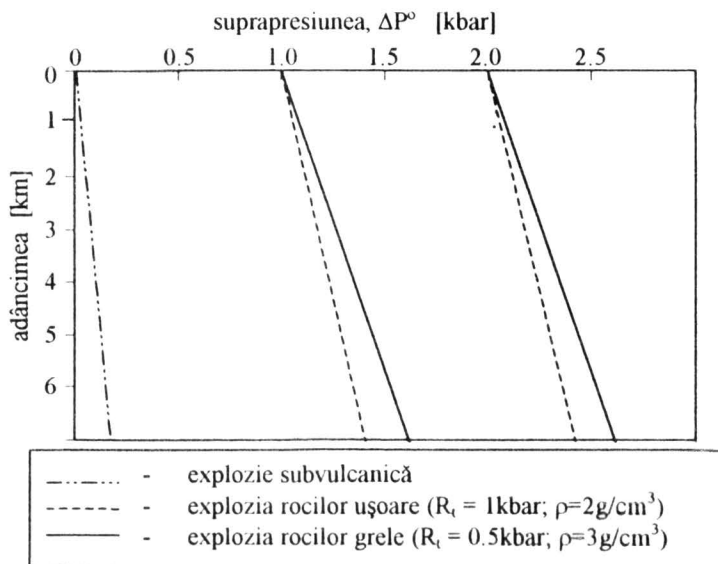


Fig. 3.5. – Corelația dintre adâncimea maximă de explozie și suprapresiunea din camera magmatică.

3.1.3.4. Mecanismele ascensiunii magmelor

Explozia magmatică și ridicarea magmelor pe fracturi deschise (falii) sunt mecanisme de ascensiune doar în orizonturile cele mai superficiale ale litosferei. La adâncimi de peste 10 km, nu se mai poate vorbi de fracturi deschise și, probabil, nici de explozii, mai întâi pentru faptul că rocile au, mai degrabă, un comportament plastic decât casant și, în al doilea rând, pentru faptul că presiunile mediului, crescând considerabil cu adâncimea, împiedică ruperea prin explozie.

Din punct de vedere reologic, orizonturile profunde ale crustei terestre și, mai ales, ale mantalei, se comportă ca niște materiale pseudoplastice (în cel mai rău caz, ca niște materiale Bingham). De aceea, la stress-uri de forfecare de lungă durată, ele curg ca niște fluide cu foarte mare vâscozitate (coeficienții de vâscozitate ai rocilor din orizonturile profunde depășesc 10^{10} Pa·s, fiind, probabil, de mii de ori mai mari decât cei ai magmelor foarte vâscoase).

Prin urmare, la adâncimi mari de zeci și sute de km, un corp magmatic apare față de mediul

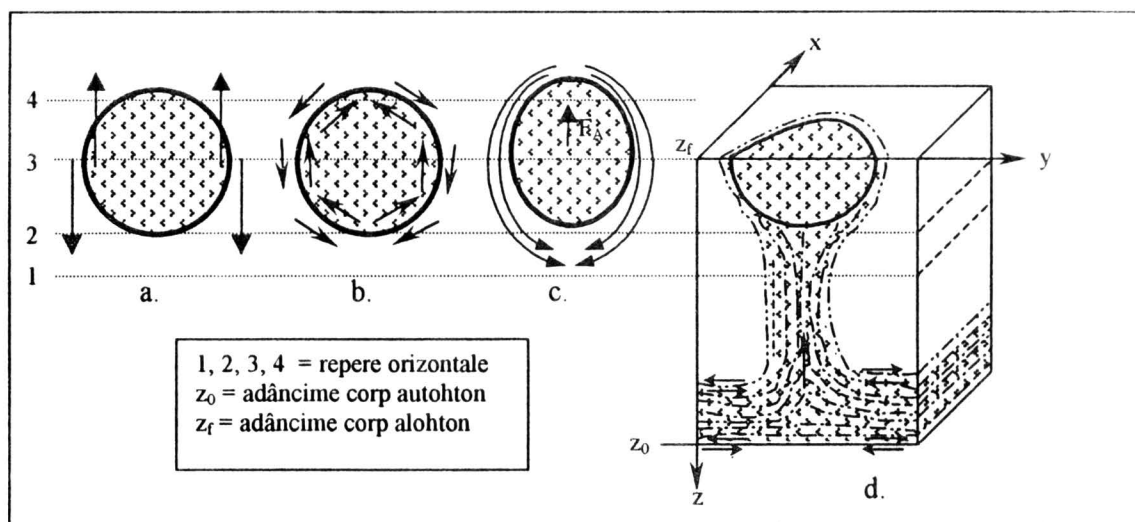


Fig. 3.6. – Ascensiunea magmelor mediată de curgerea plastică a rocilor perimagmatice.

- a. distribuția forțelor în magmă și în roca perimagmatică;
- b. distribuția stress-ului de forfecare;
- c. distribuția liniilor de curenți în roca perimagmatică;
- d. șistozitatea remanentă a rocii perimagmatice generată de intruzie:
 z_0 = adâncimea de generare

înconjurător ca un corp fluid într-un mediu, de asemenea, fluid, dar mai vâscos și nu ca un corp fluid într-un mediu rigid. Forțele arhimedice de ascensiune, F_a , i se opune o forță egală și de sens contrar care acționează în materia mediului perimagmatic. Pe pereții verticali ai corpului magmatic cele două forțe generează forțe de forfecare care obligă magma să “curgă” în sus, iar roca mediului în jos (fig. 3.6.).

Curgerea periplutonice a rocilor, pe suprafețe mai mult sau mai puțin paralele cu pereții camerei magmatice, perturbă structura rocilor plutonice. Cel mai probabil, rocile străpunse de intruziune devin șistoase, chiar dacă inițial au fost izotrope. Suprafețele de șistozitate materializează suprafețele de curgere ale rocilor perimagmatice și se pot conserva în timp geologic. Zona de roci șistoase, generată prin ascensiunea magmei, apare ca o coloană verticală, care se extinde între corpul magmatic alohton și orizontul de origine (fig. 3.6.d.).

Un alt mecanism posibil este prin prăbușirea tavanului corpurilor magmatice (fenomen descris sub numele de stopping). Acest mecanism este posibil numai dacă forța de rezistență la rupere (prin tragere) a rocilor din tavan este depășită de forța de cădere (egală cu F_a , dar de sens contrar):

$$F_t < F_c$$

De aceea, prăbușirea devine posibilă doar acolo unde rocile periplutonice se pot rupe ușor (au suprafețe mici de rupere, dar mase mari sau au fost deja fracturate prin procese tectonice

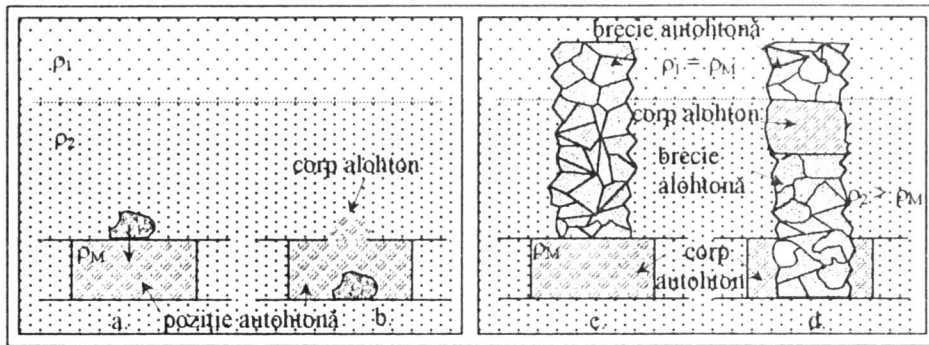


Fig. 3.7. – Ascensiunea magmei prin prăbușirea tavanului.

- poziția blocului înainte de cădere;
- poziția blocului după cădere;
- poziția brechiei tectonice față de magmă, înaintea prăbușirii.
- poziția de echilibru a magmei, pe fractură, după ascensiunea prin stopping.

anterioare). Blocul căzut din tavan, fiind mai dens decât magma, cade până la fundul camerei magmatice, iar magma îi ia locul (fig. 3.7.a. și b.). Dacă deasupra camerei magmatice se află o fractură materializată printr-o coloană de brechie tectonică cu numeroase blocuri mai dense decât magma, acestea se desprind și cad, dând posibilitatea magmei să ascensioneze treptat pe fractură (fig. 3.7.c. și d.). Viteza de cădere a blocurilor este condiționată de mărimea și forma acestora. Blocurile mari și rotunjite cad mai repede decât cele mici și cu forme complicate și, de aceea, fragmentele foarte mici și tabulare pot rămâne mult timp în magmă sub formă de xenolite (enclave). De aceea, prezența xenolitelor cu densitate mai mare decât a magmei este una din dovezile care confirmă posibilitatea ascensiunii magmei prin prăbușirea tavanului.

Dacă o magmă ascensionează prin stopping pe distanțe mari, normal ar fi ca sub corpul magmatic să existe o coloană de brechie alohtonă care să se extindă până la orizontul de origine a

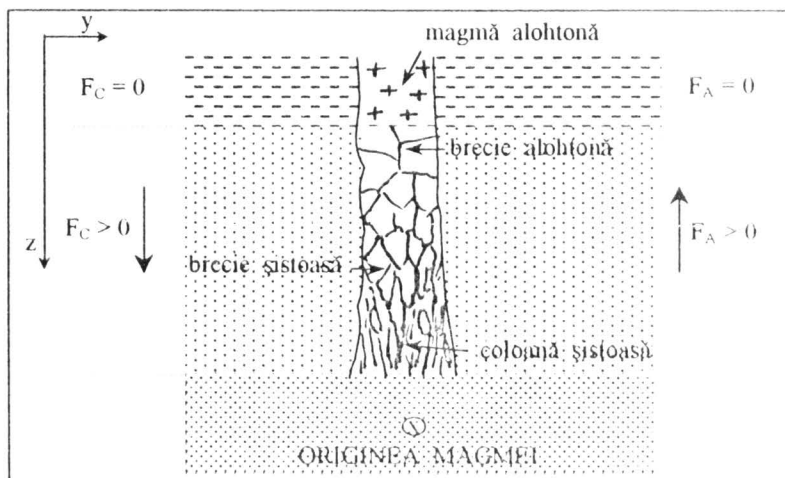


Fig. 3.8. – Structura unei coloane de ascensiune gravitațională, în eventualitatea că se trece de la mecanismul de ascensiune plastic la cel casant

magmei (fig. 3.7.d.). Spațiile libere dintre aceste blocuri ar trebui să fie ocupate de magmă și, de aceea, în final, brechia alohtonă va avea un ciment magmatic. Este posibil ca în multe situații ascensiunea prin stopping să fie precedată de o ascensiune prin curgere plastică a rocilor perimagmatice. O intruziune, care pornește din manta, de la peste o sută de km și ajunge în orizonturile casante ale unei cruste continentale, sigur trece succesiv de la un mecanism de ascensiune la altul, printr-o tranziție care ar putea fi gradată. De aceea, coloana de brechie alohtonă, pe verticală, ar putea trece treptat în adâncime, la o coloană de roci șistoase (fig. 3.8.). Este posibil ca unele din sistemele minerale cu omogenitate de ordinul 3, numite migmatite, să se formeze pe această cale.

3.1.3.5. Viteza de ascensiune

Din date indirecte de observație, rezultă că magmele au ascensionat cu viteze extrem de diferite de la câțiva cm / an și terminând cu viteze care depășesc zeci de m/s. Sunt mai multe metode prin care s-ar putea determina viteza de ascensiune. Una dintre acestea ia în considerare viteza de cădere a corpurilor solide în mediul lichidului magmatic cu densitate cunoscută. Se pleacă de la premiza că un corp care, în condiții statice, ar cădea cu viteza v_c , ar putea să-și anuleze căderea dacă fluidul magmatic se deplasează în sens opus cu o viteză egală. Viteza de cădere a corpurilor solide mici, cum ar fi cristalele sau xenolitele de mici dimensiuni, se supune, în linii mari, legii de cădere a lui Stokes:

$$v_c = \frac{2gr^2(\rho_c - \rho_l)}{9\eta},$$

unde r = raza corpului (considerat sferic), ρ_c = densitatea corpului, ρ_l = densitatea lichidului magmatic, η = vâscozitatea lichidului magmatic, eventual a magmei, dacă corpul este mai mare decât dimensiunea medie a cristalelor.

Dacă un corp cu densitatea $\rho_c > \rho_l$ este adus spre suprafață de către o magmă aflată în ascensiune, înseamnă că viteza de ascensiune a magmei, v_a , este mai mare decât viteza de cădere a corpului, v_c . Cunoscând densitățile și vâscozitatea, se pot calcula vitezele de cădere pentru orice dimensiune a corpurilor relativ dense. Viteza de cădere a celui mai mare dintre corpurile (cel mai mare cristal sau cel mai mare xenolit) arată viteza de ascensiune minim posibilă, adică

$$(v_a)_{\min} = (v_c)_{\max}$$

3.2. DIFUZIA ÎN LICHIDUL MAGMATIC

3.2.1. Autodifuzia și difuzia dirijată

Toate lichidele magmatice naturale sunt soluții policomponente. Într-un paragraf anterior s-a menționat că fiecare component chimic este reprezentat prin particule specifice, ioni s-au molecule. În orice lichid, dar mai ales în lichidele de temperatură înaltă, se admite că aceste particule se află într-o mișcare continuă. Mișcarea componentilor chimici, prin intermediul particulelor individuale, este denumită difuzie, în sens larg. Totuși, trebuie făcută o distincție clară între autodifuzie și difuzia dirijată (sau difuzia în sens restrâns). Autodifuzia desemnează mișcarea absolut dezordonată a particulelor chimice, specifică oricărui lichid și oricărui gaz, indiferent dacă este monocomponent sau policomponent (fig. 3.9.a.). Prin autodifuzie, concentrațiile componentilor în stările policomponente nu se modifică, iar viteza de mișcare a particulelor este direct proporțională cu temperatura. În procesul de autodifuzie este implicat orice component, inclusiv componentii izotopici, cu condiția ca temperatura să fie peste 0°K .

Difuzia dirijată se realizează exclusiv în soluții. Ea presupune deplasarea unui anumit component din soluția dată, într-o direcție definită și într-un anumit sens. Deplasarea este, evident statistică, pentru că fiecare particulă componentială, privită separat, este implicată în mișcarea dezordonată a particulelor din lichid și numai tendința generală a deplasării acesteia trădează direcția și sensul de mișcare (fig. 3.9.b.).

Spre deosebire de curgerea mecanică a fluidului (sau curgerea în masă), difuzia dirijată a

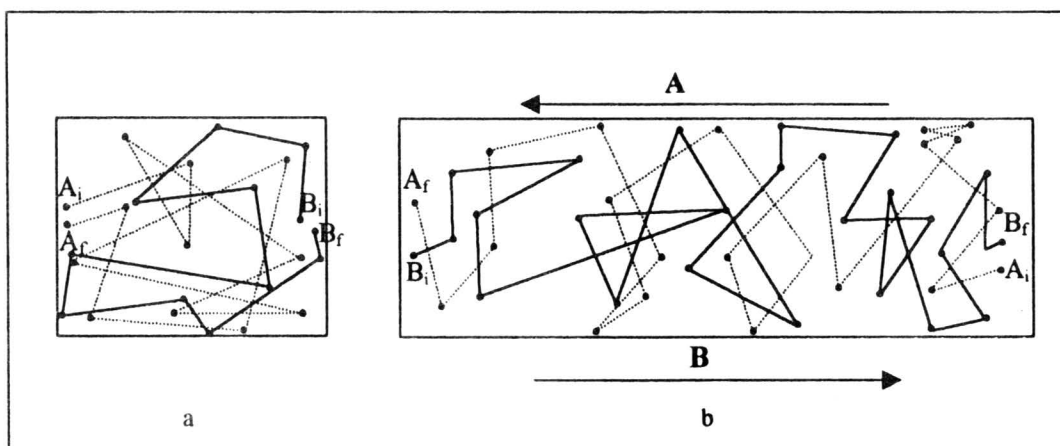


Fig. 3.9. – Schema de principiu a distincției dintre autodifuzie (a) și difuzia dirijată (b). Punctele reprezintă pozițiile succesive ale particulelor A și B la diferite intervale de timp, iar linia frântă, care leagă aceste puncte, redă întregul drum parcurs de particule, de la pozițiile inițiale (A_i , B_i) până la pozițiile finale (A_f , B_f). Săgețile indică direcția, sensul și contrastul deplasării, prin difuzie, a particulelor A și B.

unui component nu determină schimbarea pozițională a lichidului. Ea se poate desfășura la fel de bine atât în fluide statice, cât și în cele aflate în mișcare. Această caracteristică se datorează faptului că difuzia dirijată a unui component, într-un anumit sens, este cuplată cu mișcarea difuzivă în contrasens a altui component. De aceea, într-un volum dat, numărul particulelor rămâne constant pe tot timpul difuziei dirijate, modificându-se doar proporția componentelor.

3.2.2. Condiția difuziei dirijate

În cele ce urmează vom examina exclusiv difuzia dirijată, iar pentru simplificarea limbajului, o vom denumi simplu "difuzie".

Condiția absolut necesară declanșării unei difuzii este ca în soluția dată să existe un gradient de potențial chimic cel puțin pentru unul din componentii soluției. Aceasta presupune ca potențialul chimic al unui component, μ_i , să aibă valori diferite în puncte diferite. Dacă punctele (z_1 și z_2) la care ne referim se află pe coordonata spațială z , atunci gradientul de potențial este dat de raportul:

$$\text{grad.}\mu_i = \frac{\mu_1 - \mu_2}{z_1 - z_2} = \frac{\Delta\mu_i}{\Delta z} ,$$

unde μ_1 și μ_2 sunt potențialele chimice ale componentului în punctele z_1 și z_2 , iar Δz este distanța dintre aceste puncte (mărime pozitivă). Gradientul, în funcție de sensul la care ne referim, poate fi negativ sau pozitiv. Tendința difuziei este de a deplasa componentii spre punctele cu potențiale mai mici (adică cu energii libere mai mici); altfel spus, difuzia unui component se realizează numai în sensul negativ al gradientului de potențial. Acest gradient reprezintă forța motrică a difuziei, F_D , având semn negativ.

La temperatură și presiune constantă,

$$\mu_i = \mu_i^\circ + RT \ln a_i ,$$

unde μ_i° = potențialul chimic al componentului în stare pură, iar a_i = activitatea acestuia în soluție

Deci, în condiții izoterm-izobare, avem:

$$\Delta\mu_i = RT \ln a_i$$

și deci:

$$F_D = \frac{RT(\ln a_1 - \ln a_2)}{z_1 - z_2}$$

Pentru componentii foarte diluați, se poate exprima: $a_i = X_i$ și numai în acest caz special se poate spune că $\Delta\mu_i = \Delta X_i$ și:

$$F_D = \frac{RT(\ln X_1 - \ln X_2)}{\Delta z}$$

Este important să se rețină că diferențele de concentrație ale componentului în soluția dată nu dau în orice circumstanță și diferențe de potențial chimic. Aceasta este urmarea faptului că potențialul chimic este influențat și de alți factori, deosebit de importanți fiind temperatura, presiunea și gravitația. Tendința generală a difuziei este de a anula diferențele de potențial chimic de la un punct la altul și nu neapărat de a anula concentrațiile. Dimpotrivă, în lichidele magmatice, unde temperatura și presiunea diferă de la un punct la altul, difuzia unui component anulează gradientii de potențial înainte de anularea gradientilor de concentrație. În soluțiile lichide este, deci, perfect posibil ca un component oarecare să difuzeze chiar de la zonele cu concentrații mai mici spre zonele cu concentrații mai mari. Cu alte cuvinte, sensul difuziei nu poate fi prevăzut decât dacă ni se precizează condiția difuziei. Iată câteva din situațiile posibile:

1. Dacă în lichidul magmatic avem:

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = \frac{\Delta P}{\Delta z} = 0 \quad \text{și} \quad a_i = X_i \quad ,$$

atunci pe direcția z , difuzia se realizează dinspre punctele cu concentrații mai mari spre cele cu concentrații mai mici.

2. Dacă în lichidul magmatic avem:

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} \neq 0 \quad , \quad \frac{\Delta P}{\Delta z} = 0 \quad , \quad a_i = X_i \quad \text{și} \quad \frac{\Delta X_i}{\Delta z} = 0 \quad ,$$

atunci, în planul orizontal, unde se manifestă gradientul termic staționar, difuzia tinde să deplaseze componenții cu entropii (entropii parțial molare) mai mici spre temperaturi mai mari și invers. De pildă, dacă în lichidul magmatic se găsește dizolvat un component volatil (cu entropie mai mare decât componenții nevolatili), în prezența unui gradient termic, substanța volatilă tinde să difuzeze și să se concentreze spre zonele cu temperaturi mai mari, iar în sens invers vor difuza componenții nevolatili (vezi figurile 3.12. și 3.13).

3. Dacă în lichidul magmatic avem:

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = 0 \quad , \quad \frac{\Delta P}{\Delta z} \neq 0 \quad , \quad a_i = X_i \quad \text{și} \quad \frac{\Delta X_i}{\Delta z} = 0 \quad ,$$

atunci componenții cu volume parțiale mai mari vor tinde să difuzeze spre zonele cu presiune mai mică, iar substanțele nevolatili în sens invers.

4. Dacă într-o coloană de lichid magmatic, cu mare extindere pe verticală, avem o temperatură constantă și:

$$\Delta P = \rho g \Delta h \quad , \quad \text{iar} \quad \text{grad} X_i = 0 \quad ,$$

atunci componenții cu densitate mai mică tind să se deplaseze spre zonele mai înalte ale coloanei, și invers

În condițiile 2, 3 și 4, tendința difuziei este de a crea gradienti de concentrație (și nu de a-i anula) până la un prag de echilibru când difuzia va înceta.

Gradientul de concentrație compatibil cu echilibrul, pentru fiecare din aceste condiții în parte, se numește gradient de echilibru al concentrației și-l vom nota:

$$\text{grad}.X_i^E$$

La condiția (1),

$$\text{grad}.\mu_i = 0 \quad \text{și} \quad \text{grad}.X_i^E = 0$$

La condițiile (2), (3), (4),

$$\text{grad}.\mu_i = 0 \quad \text{și} \quad \text{grad}.X_i^E \neq 0$$

Evident, dacă schimbăm condițiile, se schimbă automat și concentrațiile de echilibru.

3.2.3. Viteza de difuzie

Numărul de moli de substanță, eventual numărul de particule care, prin difuzie, traversează o arie de $i \text{ cm}^2$ în unitatea de timp, definește viteza de difuzie, v_D . Aceasta este direct proporțională cu forța motrică a difuziei:

$$(v_D)_i = -D_i F_D = -D_i \frac{\Delta\mu_i}{\Delta z},$$

(semnul "-" este pus pentru a da valoare pozitivă vitezei, având în vedere că forța motrică este negativă). Coeficientul de proporționalitate, D_i , este numit "coeficient de difuzie", fiind măsura mobilității particulelor. De reținut că mărimea v_D nu exprimă distanța pe care o parcurge componentul în unitatea de timp, ci cantitatea de masă care trece printr-o unitate de suprafață în unitatea de timp. Totuși, prin intermediul coeficientului D_i , care este măsura mobilității particulelor, putem calcula distanța pătratică medie, $\Delta\bar{z}$, pe care o parcurg particulele în direcția difuziei, în intervalul de timp Δt , și anume:

$$\Delta\bar{z}^2 = 2D_i \Delta t$$

Deci pentru coeficientul D_i , pot fi date două definiții:

$$D_i = -\frac{v_D}{F_D} \quad \text{și} \quad D_i = \frac{\Delta\bar{z}^2}{2\Delta t}$$

Din prima definiție rezultă că D_i exprimă numărul de moli care traversează unitatea de suprafață în unitatea de timp (la o forță motrică egală cu unitatea), iar din a doua definiție rezultă că D_i exprimă distanța pătratică medie pe care o parcurg particulele în unitatea de timp. Unitatea de

măsură pentru D_i este cm^2/s , care rezultă din ultima definiție. (Aici, prin simbolul cm^2 , nu se înțelege o arie pătratică cu latura de 1 cm, ci pur și simplu pătratul distanței medii – exprimată în cm – pe care o parcurg particulele în direcția difuziei, într-o secundă. De aceea, dacă, de exemplu $D_i = 10^{-9} \text{ cm}^2/\text{s}$, deducem că în 10^9 secunde particulele parcurg o distanță medie, $\Delta \bar{z} = \sqrt{9} = 3 \text{ cm}$.)

Încă de la începutul secolului al XX-lea s-a ajuns la concluzia că viteza de difuzie a unor particule este influențată de temperatură, raza particulei și de vâscozitatea mediului în care are loc difuzia, ceea ce este exprimat prin ecuația Stokes-Einstein:

$$D = \frac{kT}{6\pi \cdot r \cdot \eta} ,$$

unde k = constanta lui Boltzman, T = temperatura absolută, r = raza particulei, η = vâscozitatea mediului.

Ulterior s-a precizat că și alți factori influențează coeficienții D_i , ca de exemplu presiunea totală, compoziția mediului de difuzie, structura particulei care difuzează (mai ales în cazul particulelor complexe polimerizabile), sarcina electrică a particulelor, forma particulelor (pentru că în mod cert particulele multor speciații chimice sunt departe de a fi sferice) etc. Este puțin probabil că, în viitorul apropiat, se vor elabora ecuații universal valabile pentru calcularea coeficienților D_i ai diferitelor speciații. Tocmai de aceea se face apel la experiment, tatonându-se metode și condiții cât mai diverse. Primele experimente cu privire la difuzia în magme au fost efectuate pe sticle și pe zguri. Abia după anul 1970 s-au abordat, experimental, difuziile direct pe topituri, pornindu-se de la

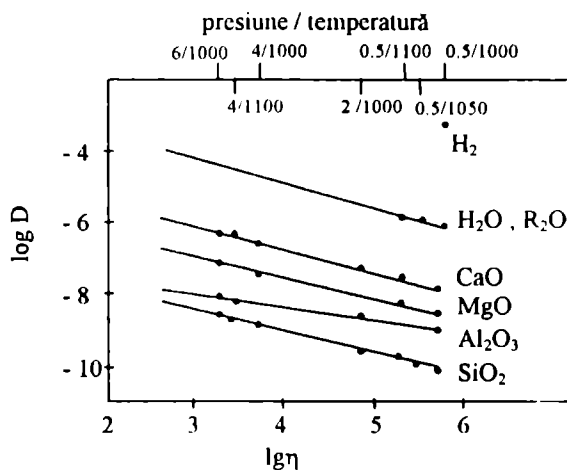


Fig. 3.10. – Relația între difuzia unor componente și vâscozitatea topiturii. (date experimentale – după A.S. Cheklmir and M.B. Epelbaum, 1991)

cele simple (monominerale) și terminând cu cele complicate, respectiv topiturile rocilor (granitelor, bazaltelor etc.). Datorită acestor experimente cunoaștem astăzi coeficienții de difuzie pentru cei mai importanți componente chimici ai topiturilor magmatice. Deși acești coeficienți au valabilitate doar

pentru cazuri concrete (vezi tabelele 3.1., 3.2., 3.3., 3.4., 3.5. și figurile 3.10., 3.11.), putem, totuși, sesiza o regulă generală subliniată de Chekhmir și Epelbaum (1991), și anume: într-o topitură dată și în condiții fizice date, cel mai greu difuzează cationii formatori de rețea (Si, Al), iar cel mai ușor cationii monovalenți (alcalini) și substanțele volatile (mai ales apa).

Tabelul nr. 3.1. - Coeficienții de difuzie ai unor componenți în topitura albit - apă ($P_{tot} = 0.5$ kbar, $T = 1000^\circ\text{C}$ - 1100°C , $X_{\text{H}_2\text{O}} = 1.7\%$, procente de greutate) - (după A.S. Chekhmir și M.B. Epelbaum, 1991)

Componentul	Mineralul dizolvat în topitură	Coeficienții de difuzie D_i (cm^2/s)	
		1000°C	1100°C
SiO ₂	Cuarț	8.7×10^{-11}	2.7×10^{-10}
SiO ₂	Anortit	2.5×10^{-11}	4.4×10^{-10}
SiO ₂	Nefelin	1.3×10^{-9}	4.1×10^{-9}
Al ₂ O ₃	Cordierit	1.1×10^{-9}	---
Al ₂ O ₃	Anortit	2.5×10^{-11}	4.4×10^{-10}
CaO	Anortit	2.5×10^{-11}	4.4×10^{-10}
CaO	Wollastonit	1.3×10^{-8}	2.0×10^{-8}
MgO	Enstatit	2.5×10^{-9}	5.0×10^{-8}
MgO	Cordierit	1.0×10^{-8}	---
FeO	Fayalit	6.8×10^{-9}	2.0×10^{-8}
Na ⁺ - K ⁺	Ab _L - Or _L	6.0×10^{-7}	1.7×10^{-6}
Na ₂ O	Nefelin	1.3×10^{-9}	4.1×10^{-9}
P ₂ O ₅	Apatit	3.4×10^{-11}	5.3×10^{-11}
WO ₃	Scheelit	5.3×10^{-11}	1.8×10^{-10}
MoO ₂	Molibdenit	2.5×10^{-10}	3.6×10^{-9}
TiO ₂	Sfen	1.4×10^{-10}	8.0×10^{-10}
Fe ₂ O ₃	Hematit	2.2×10^{-10}	5.3×10^{-10}
SnO ₂	Casiterit	4.4×10^{-9}	1.3×10^{-8}
Cu ₂ O	Cuprit	6.1×10^{-8}	---
H ₂ O	H ₂ O	9.1×10^{-7}	1.6×10^{-6}
H ₂	H ₂	8.0×10^{-4}	---

Tabelul nr. 3.2. - Coeficienții de difuzie ai unor componenți în topitura albit - apă ($P_{tot} = 2$ kbar, $X_{\text{H}_2\text{O}} = 3.8\%$, procente de greutate, $T = 1000^\circ\text{C}$) - (după A.S. Chekhmir și M.B. Epelbaum, 1991)

Componentul	Mineralul dizolvat în topitură	Coeficienții de difuzie D_i (cm^2/s)
SiO ₂	Cuarț	3.4×10^{-10}
SiO ₂	Anortit	4.1×10^{-10}
Al ₂ O ₃	Anortit	2.4×10^{-9}
CaO	Anortit	8.5×10^{-8}

Tabelul nr. 3.3. – Coeficienții de difuzie ai unor componenți în topitura albit – apă ($P_{tot} = 4$ kbar, $T = 1000^{\circ}\text{C} - 1100^{\circ}\text{C}$, $X_{\text{H}_2\text{O}} = 6.5\%$, procente de greutate) - (după A.S. Chekhmir și M.B. Epelbaum, 1991)

Componentul	Mineralul dizolvat în topitură	Coeficienții de difuzie D_i (cm^2/s)	
		1000°C	1100°C
SiO ₂	Cuarț	2.8×10^{-9}	---
SiO ₂	Anortit	2.5×10^{-9}	4.4×10^{-9}
SiO ₂	Nefelin	6.4×10^{-9}	8.6×10^{-9}
Al ₂ O ₃	Nefelin	6.4×10^{-9}	8.6×10^{-9}
Al ₂ O ₃	Anortit	6.5×10^{-9}	9.5×10^{-9}
CaO	Anortit	4.0×10^{-7}	5.1×10^{-7}
MgO	Enstatit	7.0×10^{-8}	9.5×10^{-8}
Na ₂ O	Nefelin	6.4×10^{-9}	8.6×10^{-9}

Tabelul nr. 3.4. - Coeficienții de difuzie ai unor componenți în topitura albit – apă ($P_{tot} = 6$ kbar, $X_{\text{H}_2\text{O}} = 8.5\%$, procente de greutate, $T = 1000^{\circ}\text{C}$) - (după A.S. Chekhmir și M.B. Epelbaum, 1991)

Componentul	Mineralul dizolvat în topitură	Coeficienții de difuzie D_i (cm^2/s)
SiO ₂	Anortit	3.4×10^{-9}
Al ₂ O ₃	Anortit	9.5×10^{-9}
CaO	Anortit	9.1×10^{-7}
MgO	Enstatit	1.1×10^{-7}

Difuzia apei în topiturile magmatice a constituit obiectul mai multor cercetări experimentale (vezi fig. 3.12. și fig. 3.13). Printre altele, s-a constatat că $D_{\text{H}_2\text{O}}$ este dependentă de concentrația

Tabel nr. 3.5. - Coeficienții de difuzie ai SiO₂ în topitura albit - apă la 1000°C și la diferite presiuni și conținuturi în apă.

Componentul	Presiunea totală	Conținut în apă	Coeficient de difuzie
SiO ₂	1 atm	0	4.1×10^{-12}
SiO ₂	0.5 kbar	1.7	8.7×10^{-11}
SiO ₂	2.0 kbar	3.8	3.4×10^{-10}
SiO ₂	4.0 kbar	6.5	2.8×10^{-9}
SiO ₂	6.0 kbar	8.5	3.4×10^{-9}

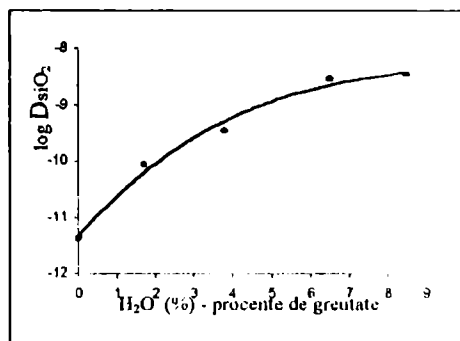


Fig. 3.11. – Difuzivitatea SiO₂ în topitura albit - apă la 1000°C (după A.S. Chekhmir and M.B. Epelbaum, 1991)

apei în topitură. Astfel, în intervalul termic cuprins între 750 – 850 °C și presiuni 100 – 2000 bari, în topitura de obsidian (echivalentul topiturii riolitice), $D_{\text{H}_2\text{O}} \cong 10^{-9}$, la conținuturi foarte mici de apă

și $D_{H_2O} \cong 10^{-7}$, pentru conținuturi de 6% H_2O (procente greutate). Această creștere exponențială a coeficientului D_{H_2O} cu proporția de apă este pusă pe seama schimbării speciațiilor. Astfel, la conținuturi mici, apa dizolvată se află predominant sub formă de $(OH)^-$, adică speciație ionică, pe când la conținuturi ridicate, ea se află predominant ca molecule H_2O (speciație neutră). Speciația ionică, fiind legată mai ales de siliciu ca $Si(OH)_4$, difuzează mai încet decât moleculele de apă, slab legate de ceilalți cationi. Ca și pentru alte substanțe, difuzia apei este influențată de temperatură, dar într-o măsură mai redusă. După Shaw (1974), relația D_{H_2O} și temperatură este mai evidentă la concentrații mici ale apei, fiind de forma:

$$D_{H_2O} = 1.5 \cdot 10^{-8} \exp(-11.250/RT)$$

Referitor la difuzia celorlalte substanțe volatile, datele experimentale sunt mai puține. După toate probabilitățile, CO_2 difuzează în majoritatea magmelor sub formă de $(CO_2)^2$ iar coeficientul său de difuzie este influențat de temperatură, conform relației.

$$D_{CO_2} = 3.5 \cdot \exp(-46.6/RT)$$

De reținut însă că, la $T = \text{constant}$, D_{CO_2} este vădit influențat de proporția H_2O , în sens crescător

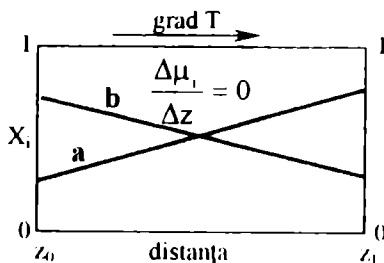


Fig. 3.13. - Repartiția de echilibru a componentilor unei soluții lichide în condițiile existenței unui gradient termic staționar, pe direcția z , între punctele z_0 și z_1 .
a. - Componenti cu entropii parțial molare relativ mari;
b. - Componenti cu entropii parțial molare relativ mici.

Difuzia oxigenului în topituri predominant bazaltice, la temperaturi cuprinse între 1060-1450 °C, oscilează între valori $D_O = 4 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$ până la $D_O = 10^{-7} \text{ cm}^2/\text{s}$ (Dunn, 1982)

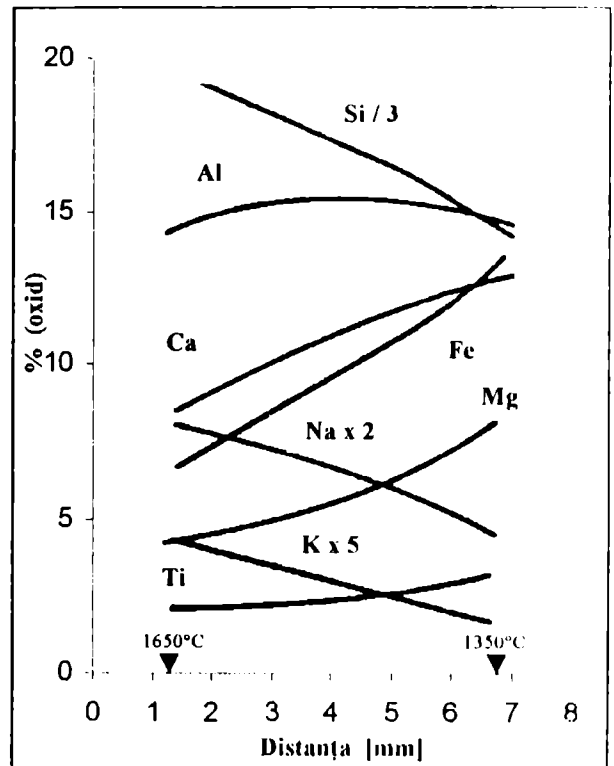


Fig. 3.12. - Repartiția de echilibru a elementelor, obținută experimental în 264 de ore, în lichidul unui bazalt de rift oceanic (mid-ocean ridge basalt), într-un spațiu cu gradient geotermic staționar de $\sim 60^\circ\text{C}/\text{mm}$ (după Watson și Baker, 1991)

3.3. CRISTALIZAREA LICHIDELOR MAGMATICE

3.3.1. Teoria echilibrelor de fază în sistemele magmatice

3.3.1.1. Simboluri speciale

L	- lichid
s	- solid cristalin
G^L	- energia liberă a fazei lichide
G^S	- energia liberă a fazei solide (cristaline)
i	- componentul luat în considerație
j	- ceilalți componenți din fază
μ_i	- energia liberă molară a componentului i (potențialul chimic)
μ_i^L	- potențialul chimic al componentului i în fază lichidă
μ_i^S	- potențialul chimic al componentului i în fază solidă (cristalină)
C	- compoziția chimică globală
C^L	- compoziția chimică globală a lichidului
C^S	- compoziția chimică globală a solidului cristalin
X_i	- concentrația componentului i (cu valori posibile $0 \leq X_i \leq 1$)
X_i^L	- concentrația componentului i în fază lichidă
X_i^S	- concentrația componentului i în fază solidă
S_i^L	- entropia componentului i în fază lichidă
S_i^S	- entropia componentului i în fază solidă
V_i^L	- volumul componentului i în fază lichidă
V_i^S	- volumul componentului i în fază solidă
a_i	- activitatea componentului i
γ_i	- coeficientul de activitate al componentului i
i^S	- componentul i în faza solidă
i^L	- componentul i în faza lichidă
ΔS_i	= $S_i^L - S_i^S$
ΔV_i	= $V_i^L - V_i^S$

3.3.1.2. Condiția echilibrelor de fază. Variația echilibrelor.

Datorită răcirii sau a altor cauze, pe care le vom examina ulterior, lichidul magmatic se solidifică rezultând, de cele mai multe ori, faze minerale cristaline. În corpurile magmatice de mari dimensiuni, timpul necesar cristalizării complete poate fi de sute de mii de ani, interval în care faza lichidă coexistă cu diferite faze solide, numite în mod curent minerale magmatice. Puține dintre

aceste faze cristaline sunt monocomponente (sau practic monocomponente), cum ar fi cuarțul. Cele mai numeroase sunt soluții solide (cristalosoluții) bicomponente sau policomponente, cunoscute, în general, sub numele de minerale magmatice mixte. O parte din mineralele mixte sunt cristalosoluții parțiale, adică sunt faze mixte cu miscibilitate limitată a componentilor. Așa sunt, de exemplu, feldspații magmatici la presiuni mari ale vaporilor de apă, unii piroxeni etc. Altele sunt soluții solide totale: olivinele fero-magneziene, feldspații plagioclazi, piroxenii fero-magnezieni etc. Cu alte cuvinte, dacă magma nu a fost de la început polifazică, cel puțin în intervalul de timp cât durează cristalizarea, ea devine cert un sistem polifazic. Tendința generală a sistemului magmatic este de a stabili un echilibru între faze, iar abaterea de la echilibru se manifestă ca o reacție chimică a fazelor prin transferul componentilor chimici de la o fază la alta. Abaterile se pot realiza pe mai multe căi și pentru fiecare tip de abatere este implicat un anumit fel de reacție. Înțelegerea echilibrelor de fază este, așadar imperios necesară, dacă vrem să înțelegem direct direcțiile și sensurile posibile ale cristalizării magmatice.

Prima problemă care se pune este cunoașterea condiției de echilibru, iar a doua, la fel de importantă, este să știm câte feluri de echilibre pot fi între faze. Răspunsul la a doua problemă este condiționat de rezolvarea, în prealabil, a altei probleme: Câte faze pot fi în echilibru, dacă ne este cunoscută compoziția globală a sistemului ?

Din punct de vedere cinetic, echilibrul între faza lichidă și cea solidă poate fi definit ca o stare a sistemului în care cantitatea de substanță care trece din lichid spre solid este identică cu cea care trece în sens invers. Echilibrul chimic nu înseamnă, deci, lipsa mișcării la nivel atomic, ci doar o anulare de sensuri ale mișcării. Această imagine cinetică a echilibrului, deși este sugestivă, nu are totuși, utilitatea practică pe care ne-o oferă imaginea termodinamică. Din punct de vedere termodinamic, echilibrul dintre faza lichidă și oricare altă fază solidă este realizat numai atunci când, pentru orice component din sistem, se poate scrie egalitatea:

$$\mu_i^L = \mu_i^S$$

Dacă $\mu_i^L > \mu_i^S$, componentul tinde să cristalizeze, iar dacă $\mu_i^L < \mu_i^S$, procesul decurge invers și el este numit fie topire, fie dizolvare. Cunoscând că temperatura, presiunea și concentrațiile X_i ale componentilor determină potențialele chimice, putem prevedea cum anume ar trebui modificate aceste variabile pentru ca procesul de cristalizare să se poată, într-adevăr, realiza.

Cât privește numărul de faze aflate în echilibru, la această problemă ne răspunde regula fazelor:

$$f = c + n - w$$

unde f = numărul fazelor aflate în echilibru, c = numărul componentilor, n = numărul factorilor fizici care pot influența potențialele chimice, iar w = varianța (gradele de libertate ale sistemului). Aici trebuie făcute câteva precizări: *Componentii la care se referă regula fazelor nu sunt elementele chimice prezente în lichidul magmatic, ci combinații ale acestora, stabile chimic în condițiile*

magmatice. Uneori pot fi reprezentați prin oxizi: SiO_2 , CaO , MgO , K_2O , Li_2O etc. Dar de cele mai multe ori sunt silicați cu compoziție stoichiometrică. În această ultimă categorie intră toate mineralele pe care le considerăm monocomponente, precum și toți termenii extremi ai tuturor mineralelor mixte care se pot topi congruent. [Topirea congruentă presupune concordanță totală între chimismul componentului în stare solidă și cel în stare de topitură.] Principalii componenți ai lichidelor silicaticice sunt:

- silicea: SiO_2
- componenții feldspatici: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, KAlSi_3O_8 , $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
- componenții feldspatoidici: NaAlSiO_4 , KAlSiO_4 , KAlSi_2O_6
- componenții piroxenici: MgSiO_3 , FeSiO_3 , $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$, $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$
- componenții olivinici: Mg_2SiO_4 , Fe_2SiO_4 .

Dacă topitura este formată doar din albit ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) sau numai din forsterit (Mg_2SiO_4), pentru regula fazelor, sistemul este monocomponent, în ciuda faptului că aici sunt prezente mai multe elemente chimice. Confuzia între numărul elementelor chimice și numărul componenților termodinamici poate duce la nedorite erori de interpretare a echilibrelor de faze.

După numărul componenților, sistemul magmatic poate fi mono-, bi-, tricomponent etc. Un sistem bicomponent (A,B) poate fi, de exemplu, reprezentat prin sistemele: $\text{SiO}_2 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ etc. și el poate fi denumit după numele mineralogic acordat componenților: sistemul cuarț – albit, anortit – diopsid, albit – anortit etc. Ca sisteme tricomponente (A,B,C) pot fi toate, ca de exemplu $\text{SiO}_2 - \text{KAlSiO}_4 - \text{NaAlSiO}_4$ etc.

Cifra n din regula fazelor este, în general, admisă ca fiind cel mult $n = 2$, pentru că singurii factori fizici care pot influența major echilibrul de fază, sunt temperatura și presiunea. Dacă unul din acești factori rămâne constant, atunci $n = 1$. Funcție de natura factorului fizic constant, echilibrele de fază pot fi: (a) izoterme, (b) izobare. Dacă ambii factori sunt constanți, atunci $n = 0$, ceea ce înseamnă că echilibrele de fază nu pot fi influențate de factori fizici, ci de alți factori, nefizici. Care ar putea fi acești alți factori? Evident, nu pot fi decât concentrațiile componenților, care se pot modifica independent una de cealaltă. Numărul maxim al acestor factori compoziționali este $c-1$.

Varianța sistemului, w, prevăzută în regula fazelor, este extrem de importantă. Ea este un număr care arată câte anume din toate cele $2 + (c - 1)$ variabile se pot modifica independent una de alta, fără ca numărul f al fazelor aflate în echilibru să se perturbe. Numărul w (numărul gradelor de libertate) are două extreme posibile, ceea ce poate fi dedus din însăși regula fazelor:

$$w = c + n - f$$

Cum sistemul trebuie să aibă cel puțin o fază ($f \geq 1$), rezultă că

$$0 \leq w \leq c + n - 1$$

Cu alte cuvinte, varianța maximă crește gradat cu numărul componenților.

Funcție de valorile gradelor de libertate, echilibrele de fază pot fi:

- Echilibre invariante, când se atinge numărul maxim posibil de faze aflate în echilibru: $f = c + n$. Aici nici unul din factori nu poate varia independent.
- Echilibre monovariante, cu $f = c + n - 1$.
- Echilibre bivariante, cu $f = c + n - 2$. Aici se atinge numărul minim posibil de faze la sistemele monocomponente ($f = 1$)
- Echilibre trivariante, cu $f = c + n - 3$. Aici se atinge numărul minim posibil de faze ($f = 1$) la sistemele bicomponente.
- Echilibre polivariante (cu $w \geq 4$). Sunt posibile doar la sistemele cu $c \geq 3$.

Un sistem magmatic este, de cele mai multe ori, policomponent și, deci, varianța lui poate oscila de la $w = 0$ până la $w = c + n - 1$. Un sistem pentacomponent, de exemplu, are, în condiția invariantă, numărul maxim posibil de 7 faze în echilibru, cel mai probabil 6 faze solide (6 minerale) și o fază lichidă. În această situație, orice schimbare oricât de mică a T , P sau X_i determină dispariția uneia din faze. În schimb, în condițiile de maximă varianță ($w = 6$), sistemul este reprezentat printr-o unică fază care cuprinde toți componenții. Această fază nu poate fi decât lichidă sau o fază de vapori. În această stare se pot schimba independent una de alta 6 variabile (T , P și $c - n$ concentrații), fără ca unica fază a sistemului să dispară. Este clar că, în condiții izobare, echilibrele invariante (populate de faze solide) trebuie să existe la cele mai joase temperaturi ale sistemului magmatic, pe când echilibrele polivariante (cu maximă varianță), trebuie să existe la temperaturi înalte. Temperatura maximă la care dispare orice fază solidă, pentru a rămâne o unică fază lichidă, se numește temperatură liquidus (T_L), pe când temperatura condiției invariante, se numește solidus (T_S). Între T_S și T_L sistemul magmatic parcurge toate tipurile de echilibru, separate pe criteriul varianței. Această regulă nu are, însă, valabilitate decât în condiții izobare. În condiții izoterme, sistemul poate, de asemenea, să evolueze de la starea de echilibru monofazic la starea invariantă (de echilibru polifazic), dar, de data această, prin variațiile de presiune. Foarte ușor se pot prevedea aceste evoluții posibile ale fazelor dacă vom utiliza diagrame ale echilibrelor de fază. Petrologia modernă utilizează mult astfel de diagrame. Ele exprimă într-o formă condensată o cantitate apreciabilă de informații, dar pentru a le citi, este necesar să cunoaștem principiile fundamentale ale echilibrelor care stau la baza construcției diagramelor. În paragrafele care urmează, vom trece în revistă tocmai aceste elemente de bază care ne permit citirea corectă și rapidă a diagramelor de fază, fie construite pe cale experimentală, fie pe baze teoretice.

3.3.1.3. Puncte de echilibru: Temperatura de echilibru (T_e), presiunea de echilibru (P_e) și concentrația de saturație X_i^{sat}

a. La $P = \text{constant}$ și $X_i = \text{constant}$, singurul factor de care depinde echilibrul este T . Potențialele chimice ale componentului i în cele două faze sunt legate de T prin relațiile:

$$\left(\frac{\partial \mu_i^L}{\partial T}\right)_{P, X_i} = -S_i^L \quad \text{și} \quad \left(\frac{\partial \mu_i^S}{\partial T}\right)_{P, X_i} = -S_i^S$$

Prin urmare, condiția de echilibru se realizează la o singură temperatură, $T_e = \text{temperatura de echilibru}$. Pentru orice altă temperatură, $T \neq T_e$, echilibrul este perturbat, adică $\mu_i^L \neq \mu_i^S$ (fig. 3.14). La $T > T_e$ devine stabilă faza lichidă, pentru că entropia lichidului este mai mare decât cea a solidului.

b. La $X_i = \text{constant}$ și $T = \text{constant}$, echilibrul depinde doar de presiune. Potențialele chimice și presiunea stau în relațiile:

$$\left(\frac{\partial \mu_i^L}{\partial P}\right)_{T, X_i} = V_i^L \quad \text{și} \quad \left(\frac{\partial \mu_i^S}{\partial P}\right)_{T, X_i} = V_i^S$$

Potențialele chimice sunt egale numai la o anumită presiune, P_e (presiunea de echilibru). Pentru orice altă presiune $P \neq P_e$, echilibrul este perturbat (fig. 3.15). La presiuni mai mari decât P_e ,

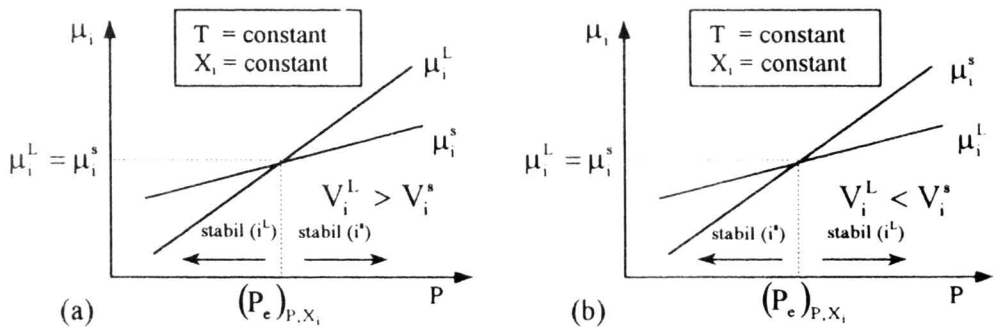


Fig. 3.15. - Variația μ_i cu presiunea: (a) - cazul când $V_i^L > V_i^S$, (b) - cazul când $V_i^L < V_i^S$.

devine stabilă faza cu volume molare mai mici.

c. În condiții izoterme și izobare, singurul factor care poate modifica potențialele chimice, μ_i , este concentrația componentului X_i . Conform definiției potențialului chimic, avem:

$$\mu_i^L = (\mu_i^0)^L + RT \ln X_i^L + RT \ln \gamma_i^L$$

$$\mu_i^S = (\mu_i^0)^S + RT \ln X_i^S + RT \ln \gamma_i^S$$

Aici $(\mu_i^\circ)^L$ și $(\mu_i^\circ)^s$ sunt potențialele chimice ale componentului i în stare pură, dar în cele două stări de agregare (L și s). Presupunând că, atât soluția lichidă, cât și cristalosoluția se comportă ideal ($\gamma_i^L = \gamma_i^s = 1$), putem scrie condiția de echilibru astfel:

$$(\mu_i^\circ)^L + RT \ln X_i^L = (\mu_i^\circ)^s + RT \ln X_i^s$$

Concentrația X_i^L , la care se realizează echilibrul, este numită concentrație de saturație a componentului i în lichid și va fi notată cu simbolul $(X_i^L)_{\text{sat}}$. Dacă $X_i^L > (X_i^L)_{\text{sat}}$, atunci avem o stare de suprasaturație a componentului i în stare lichidă. În consecință, componentul i tinde să cristalizeze. Dimpotrivă, dacă componentul i este subsaturat în lichid, atunci el tinde să treacă din faza solidă în cea lichidă (se topește sau se dizolvă în topitură).

3.3.1.4. Curbe de echilibru monovariante

În cazul că doar unul din cei trei factori de care depinde echilibrul rămâne constant, atunci sistemul L – s este reglat simultan de doi factori variabili. Condiția de echilibru poate fi modificată în așa fel încât, dacă unul din factori se schimbă independent, celălalt factor devine obligatoriu variabilă dependentă de primul. Perechile posibile de variabile sunt:

- P – T ($X_i = \text{constant}$) = echilibru monovariant termo-baric
- T – X_i (P = constant) = echilibru monovariant izobar
- P – X_i (T = constant) = echilibru monovariant izoterm.

3.3.1.4.1. Linii termobarice. Diagrame T – P

Să presupunem că am obținut echilibrul între lichid și solid la o anumită concentrație de saturație, la presiunea P_i și T_i (fig. 3.16.). Punctul 1 din figura 3.16. redă grafic condiția de echilibru

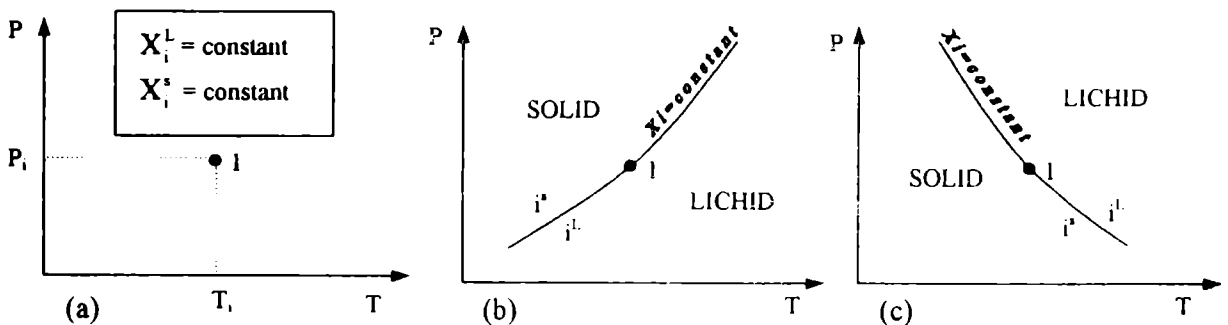


Fig. 3.16. – Condițiile T, P de echilibru monovariant între lichid (L) și solid (s):

- (a) – Coordonatele unei condiții de echilibru invariant în diagrama T – P.
- (b) – Linia monovariantă când $\Delta V > 0$.
- (c) – Linia monovariantă când $\Delta V < 0$.

termobaric. Se poate demonstra că, pe diagrama $T - P$ se găsesc o infinitate de puncte de echilibru, de o parte și de alta a punctului 1, care se înșiră în lungul unei linii (fig. 3.16.). Această linie este numită linia monovariantă de echilibru. Panta liniei este dată de ecuația Clausius – Clapeyron:

$$\left(\frac{dP}{dT}\right)_{\Delta\mu_i=0} = \frac{S_i^L - S_i^s}{V_i^L - V_i^s} = \frac{\Delta S_i}{\Delta V_i}$$

sau:

$$\left(\frac{dT}{dP}\right)_{\Delta\mu_i=0} = \frac{\Delta V_i}{\Delta S_i}$$

Diferența ΔS_i este totdeauna pozitivă deoarece lichidul este fază mai dezordonată la nivel atomic; pe când diferența $V_i^L - V_i^s$ poate fi nu numai pozitivă, dar și negativă. De aceea, panta liniei monovariante de echilibru din diagrama $T - P$ poate fi:

- pozitivă (temperatura de echilibru crește cu presiunea), când $\Delta V > 0$;
- negativă (temperatura de echilibru scade cu presiunea), când $\Delta V < 0$;
- nulă (temperatura de echilibru nu se schimbă), când $\Delta V = 0$.

Subliniem în mod deosebit că linia monovariantă de echilibru din diagrama $T - P$ este valabilă doar pentru o anumită concentrație X_i^L (și respectiv X_i^s). De aceea ea este, în același timp, o izopleată (linie cu compoziție constantă). În unele cazuri, faza lichidă este izochimică cu cea solidă ($C_L = C_s$), ca de pildă în cazul sistemelor monocomponente. În aceste cazuri se subînțelege că $X_i^L = X_i^s = 1$. Pentru magme însă, nu trebuie niciodată să pierdem din vedere că liniile monovariante sunt neapărat și izopleate și deci, ele au valabilitate doar pentru anumite concentrații ale componentului.

Linia monovariantă separă câmpul $T - P$ în două domenii termobarice:

- I. domeniul de stabilitate al fazei solide, cu componentul i integral în fază solidă;
- II. domeniul de stabilitate al fazei lichide, cu componentul i integral în fază lichidă.

Depărtarea de linia monovariantă spre domeniul solid se poate face prin modificarea exclusivă a temperaturii, exclusivă a presiunii sau a ambelor. Indiferent pe ce cale obținem această depărtare, lichidul trebuie să cristalizeze.

3.3.1.4.2. Linii monovariante izobare. Diagrama $T - X$.

Să admitem, din nou, că echilibrul L - s s-a obținut la o anumită temperatură, T_1 , o anumită

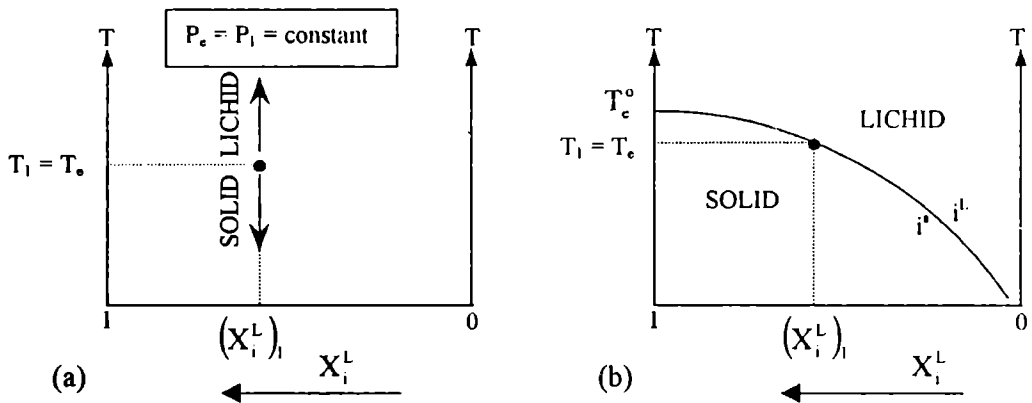


Fig. 3.17. – Dependența temperaturii de echilibru (T_e) de concentrație (X_i^L).

concentrație, $(X_i^L)_1$, și o anumită presiune, P_1 . Să prezentăm această condiție invariantă de echilibru într-un sistem de coordonate temperatură – concentrație (fig. 3.17.a). Schimbând simultan T și X_i se poate găsi și aici o infinitate de puncte înșirate în lungul unei linii monovariante de echilibru, care reprezintă variația temperaturii de echilibru determinată de modificarea concentrației X_i^L (și invers).

La presiune constantă, relația dintre temperatura de echilibru și concentrația X_i^L este următoarea:

$$\left(\frac{dT}{d \ln X_i^L} \right)_{\Delta G=0} = \frac{RT}{S_i^L - S_i^s}$$

Temperatura maximă de echilibru se obține când $X_i^L = 1$ și scade cu logaritmul concentrației, tinzând spre 0°K când $X_i^L \rightarrow 0$ (fig. 3.17.b). În eventualitatea că soluția lichidă (și cristalosoluția) se comportă ideal, temperatura de echilibru și concentrația X_i^L stau în următoarea relație:

$$T_e = T^0 + \frac{RT^0 \ln X_i^L}{\Delta S}$$

unde T_e = temperatura de echilibru la concentrația X_i^L , iar T^0 este temperatura de echilibru a componentului i în stare pură ($X_i^L = X_i^s = 1$). Pe baza acestei relații se poate calcula temperatura de echilibru la orice concentrație X_i^L , dacă se cunosc T^0 și ΔS .

3.3.1.4.2.1. Diagrame $T - X$ binare

În lichidele bicomponente, variația concentrației unui component într-un sens, atrage după sine variația concentrației în celălalt sens a celuilalt component. Pentru exemplificare vom lua cazul lichidului cu doi componenți, A și B, unde:

$$X_A^L + X_B^L = 1 \text{ și deci } X_A^L = 1 - X_B^L$$

Admițând că solidele A^s și B^s sunt substanțe pure, cristalizarea componentului A atrage după sine o scădere a concentrației X_A^L și o creștere corespunzătoare a concentrației X_B^L . Deci,

$$\Delta X_A^L = -\Delta X_B^L$$

Să urmărim acum, pe aceeași diagramă $T - X$, temperaturile de echilibru $L - s$ ale celor doi

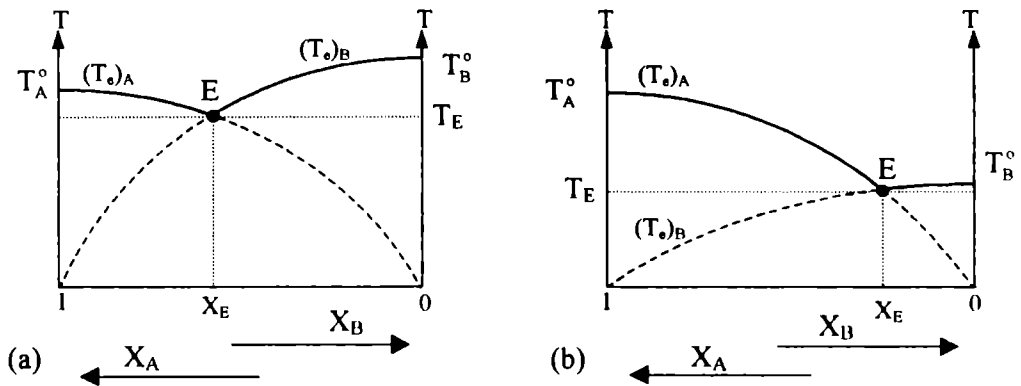


Fig. 3.18. - Dependenta temperaturii de echilibru (T_e) de concentrație (X_i^L).

componenți, funcție de concentrație, respectiv $(T_e)_B$ funcție de X_B^L și $(T_e)_A$ funcție de X_A^L (fig. 3.18.)

Cele două curbe se intersectează într-un punct E, numit și punct eutectic, definit de T_E și X_E . Este singurul punct la care cele două temperaturi de echilibru $(T_e)_A$ și $(T_e)_B$ corespund la aceeași concentrație X_i (adică, la aceeași concentrație X_A^L sau la aceeași concentrație X_B^L). Raportul:

$$\frac{X_B^L}{X_A^L} \leq 1 \text{ sau } \frac{X_B^L}{X_A^L} > 1$$

este numit raportul eutectic, iar concentrația X_A^L specifică eutecticului este numită concentrație eutectică (X_E). [Atenție! Raportul eutectic poate fi supraunitar, pe când concentrația X_E nu poate fi

decât subunitară.] Dacă lichidul este o soluție ideală, raportul eutectic este funcție de diferența $\Delta T^\circ = T_A^\circ - T_B^\circ$ și anume:

- dacă $\Delta T^\circ = 0$, raportul eutectic = 1 (adică $X_B^L = X_A^L$);
- dacă $\Delta T^\circ > 0$, raportul eutectic este supraunitar (adică $X_B^L > X_A^L$) și tinde spre 1 pe măsură ce $\Delta T^\circ \rightarrow \infty$;
- dacă $\Delta T^\circ < 0$, raportul eutectic este subunitar și tinde spre 0 pe măsură ce $\Delta T^\circ \rightarrow -\infty$.

[Regula generală este: eutecticul se deplasează pe axa componențială AB spre componentul cu temperatura T_i° cea mai mică.]

3.3.1.4.2.1.1. Temperatura liquidus (T_L) și temperatura solidus (T_S), la sistemul binar

Să urmărim acum evoluția temperaturii de echilibru a unuia din componenți, în același sistem bicomponent, antrenat într-un proces de cristalizare, admițând că pe tot timpul cristalizării se menține echilibrul L – s. Să presupunem că unul din componenți, să zicem B, a atins echilibrul monovariant la concentrația X_1 și temperatura $T_1 > T_E$. În aceste condiții termice, concentrația componentului B este mai mică decât concentrația sa de saturajie și, deci, tot componentul B trebuie să rămână în fază lichidă (fig. 3.19.). Cristalizarea componentului A atrage după sine diluarea sa continuă în lichid și, deci, scăderea treptată a temperaturii de echilibru. Simultan are loc creșterea concentrației componentului B, astfel încât condiția $T - X_i$ a sistemului se deplasează dinspre punctul 1 (fig.3.19.) către punctul eutectic.

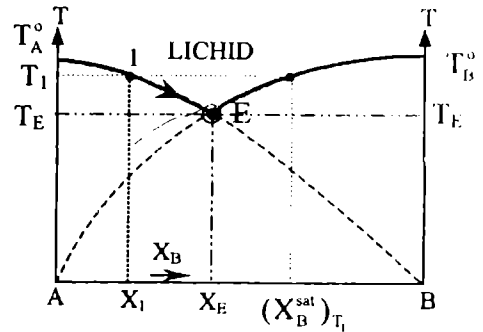


Fig. 3.19. – Evoluția temperaturii de cristalizare în sistemul bicomponent (cu $X_B^s = X_A^s = 1$).

Odată ajuns la eutectic, se atinge temperatura de cristalizare (sau concentrația de saturajie) inclusiv a componentului B. Cristalizarea simultană a ambilor componenți face imposibilă modificarea în continuare a raportului X_B^L / X_A^L . Acest raport va rămâne egal cu raportul eutectic până se finalizează cristalizarea (dispare faza lichidă). De aceea, cristalizarea la eutectic este un proces izoterm. Este ușor de văzut că, dacă schimbăm concentrațiile inițiale, se schimbă automat temperaturile de echilibru inițiale, dar cea finală va fi totdeauna temperatura eutectică, indiferent dacă primul care cristalizează este componentul A sau B. Prin urmare, oricare din cei doi componenți au, teoretic, două etape de cristalizare:

1. etapa monovariantă, cu o variație continuă a temperaturii și concentrației X_1^L , care se desfășoară pe un interval termic $\Delta T = T_1 - T_E$, căruia îi corespunde variația de concentrație $\Delta X = X_1 - X_E$. Mărimile ΔT și ΔX sunt în raport direct proporțional.
2. etapa invariantă (sau etapa eutectică), în care temperatura de cristalizare, T_c și concentrațiile de saturație, X_i , rămân invariabile ($T_c = T_E$ și $X_i = X_E$).

Temperatura maximă a cristalizării, corespunzătoare unui chimism inițial dat (respectiv T_1), este numită temperatură liquidus (T_L). Temperatura minimă, respectiv T_E , se numește temperatură solidus (T_s). Intervalul $\Delta T = T_1 - T_E$ se numește interval termic al cristalizării. În cazul excepțional când lichidul supraîncălzit are concentrația X_E , atunci $T_1 = T_E$ (intervalul termic $\Delta T = 0$).

3.3.1.4.2.1.2. Diagrame binare T – X fără eutectic

Funcție de miscibilitatea componentilor A și B în fază solidă, se disting două tipuri de diagrame T – X:

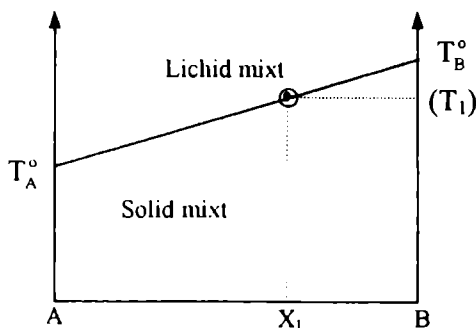


Fig. 3.20. – Diagramă binară T – X pentru cazul când componentii A, B sunt complet miscibili, având aceeași compoziție ca cea a lichidului mixt cu care se află în echilibru.

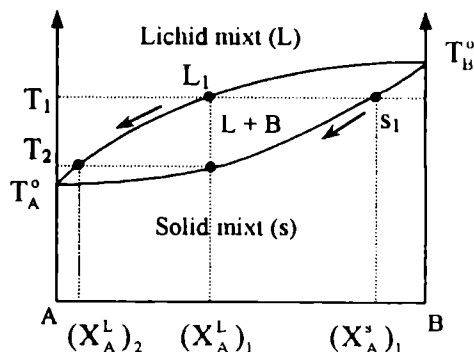


Fig. 3.21. – Diagramă binară T – X pentru cazul când cei doi componentii solizi sunt complet miscibili, formând o cristalosoluție cu chimism diferit de cel al fazei lichide cu care se află în echilibru. Aici se admite că $X_A^L > X_A^s$.

- a) când A și B sunt complet miscibili, astfel încât, la orice temperatură de echilibru $X_1^s = X_1^L$, atunci apare cea mai simplă diagramă T – X (fig. 3.20.). Pentru o compoziție inițială, X_1 , există o singură temperatură de echilibru L – s și anume T_1 . Dacă scădem temperatura sub T_1 , întreg lichidul cristalizează fără să-și modifice chimismul inițial, iar dacă se ridică temperatura peste T_1 , întregul solid mixt se topește fără să-și schimbe chimismul inițial. În acest caz, sistemul se comportă ca și când ar fi invariant.
- b) când A și B în stare solidă sunt complet miscibili, dar au o compoziție diferită de cea a lichidului mixt cu care sunt în echilibru, adică: $X_1^L \neq X_1^s$ (de pildă $X_A^L > X_A^s$). În acest caz,

diagrama $T - X$ are două curbe care converg în punctele ce desemnează temperaturile T_A^o și T_B^o (fig. 3.21.).

Una din curbe (cea de temperatură mai înaltă) arată compoziția lichidului mixt și se numește curbă liquidus, iar cealaltă curbă, care arată compoziția fazei solide, se numește curbă solidus. La o anumită temperatură, T_1 , lichidul (L_1) are compoziția definită de $(X_A^L)_1$, iar solidul (s_1) are compoziția $(X_A^s)_1$. Ca regulă generală, solidul mai bogat în componentul greu fuzibil are temperatura T_i^o mai mare. Deoarece $X_A^s < X_A^L$, înseamnă că separarea din lichid a solidului mixt, prin cristalizare, schimbă compoziția lichidului. Ca reacție la această modificare, solidul își schimbă și el compoziția în același sens cu lichidul. De pildă, dacă lichidul se îmbogățește în componentul A, atunci și solidul se va îmbogăți în A (vezi fig. 3.21.). Când solidul va căpăta compoziția lichidului inițial, ceea ce se obține la temperatura T_2 , atunci cristalizarea încetează (pentru că identitatea compozițională este posibilă numai dacă toată faza lichidă a trecut în fază cristalină mixtă). Intervalul termic $\Delta T = T_1 - T_2$, este intervalul termic de cristalizare al lichidului cu compoziția inițială definită de $(X_A^L)_1$. În acest interval termic au loc două procese continue:

b.1) schimbarea continuă a compoziției fazelor, cu valorile:

$$\Delta X_A^s = (X_A^L)_1 - (X_A^s)_1$$

$$\Delta X_A^L = (X_A^L)_2 - (X_A^L)_1$$

b.2) schimbarea continuă a proporției fazelor L și s.

Astfel, proporția lichidului, definită de $m_L/m_L + m_s$, scade de la valoarea maximă (1), la temperatura T_1 și ajunge 0 la temperatura finală T_2 . În paralel, proporția fazei solide ($m_s/m_L + m_s$) variază de 0 (la T_1) până la 1, la temperatura finală T_2 .

La sistemele binare de acest fel nu se poate vorbi de punct eutectic. De aceea, aici, atât temperatura maximă a cristalizării (liquidus), cât și cea minimă (solidus), depind de compoziția inițială a lichidului binar, respectiv de concentrațiile celor doi componenți.

3.3.1.4.2.1.3. Diagrame binare $T - X$ cu faze solide mixte, dar cu miscibilitate limitată

Diagramele $T - X$, în acest caz, au un punct eutectic și două perechi de curbe de echilibru: două curbe liquidus și două solidus (fig. 3.22.).

În figura 3.22. prin A' și B' sunt desemnate cele două cristalosoluții parțiale, prima fiind relativ bogată în componentul A, iar cea de a doua în componentul B. Cu

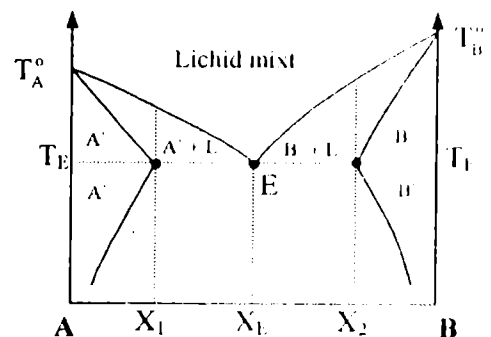


Fig. 3.22. - Diagrama binară $T - X$ pentru cazul când cei doi componenți au miscibilitate limitată

ajutorul a două izoplete, X_1 , respectiv X_2 , se împarte toată compoziția teoretic posibilă a sistemului binar în trei domenii:

- domeniul compozițional relativ bogat în componentul A (cuprins între A și X_1);
- domeniul compozițional relativ bogat în componentul B (cuprins între B și X_2);
- domeniul compozițional intermediar

Cristalizarea monovariantă decurge diferit, funcție de domeniul compozițional, și anume:

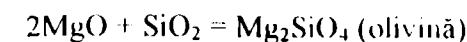
- dacă lichidul inițial are o compoziție corespunzătoare domeniilor 1 sau 2, atunci cristalizarea decurge ca în figura 3.21. Temperaturile liquidus și solidus sunt dependente de chimismul inițial. Produsul final al cristalizării va fi, funcție de domeniul compozițional, fie cristalosoluția parțială A' , fie cristalosoluția B' . Compozițiile acestor cristalosoluții finale coincid cu compoziția lichidului inițial;
- dacă lichidul inițial are o compoziție corespunzătoare domeniului intermediar, atunci finalul cristalizării va fi totdeauna la eutecticul E, unde vor cristaliza două faze cristaline (A' și B'), cu compoziții riguros determinate, și anume: faza cristalină B' va avea compoziția X_2 , iar faza A' va avea compoziția X_1 . Sub temperatura eutectică, T_E , faza lichidă dispare și rămân stabile doar cele două solide A' și B' . De regulă, pe măsură ce se răcește sistemul, compozițiile fazelor A' și B' se schimbă continuu, ca urmare a schimbului reciproc de componenți: componentul A din faza B' tinde să treacă în faza A' , și invers. În final, prin scăderea temperaturii, cele două faze solide mixte tind să se purifice.

3.3.1.4.2.1.4. Diagrame T – X pseudobinare

Uneori, între cei doi componenți A, B ai sistemului binar apar reacții chimice, având ca rezultat formarea unui compus cu compoziție stoichiometrică. Dacă acel compus este stabil în intervalul termic al echilibrelor de fază, atunci acel compus are statut de component termodinamic. În acest caz, în diagrama T – X, apar două categorii de componenți.

- Componenți elementari, respectiv A și B;
- Componenți complecși (compuși), respectiv A_aB_b , unde a și b sunt coeficienți stoichiometrici (Evident, pot exista mai mulți componenți complecși, deosebindu-se unii de alții prin valoarea coeficienților a și b)

Exemplu: În sistemul MgO – SiO₂, la temperaturi specifice magmelor, pot să apară următoarele două reacții:



În acest sistem olivina și piroxenul sunt considerați componenți complecși, iar oxizii MgO și SiO₂ componenți elementari.

La rândul lor, componenții complecși, se împart în două categorii

- componenți cu topire congruentă

Exemplu: $(Mg_2SiO_4)_{solid} = (Mg_2SiO_4)_{lichid}$

La aceștia, coeficienții stoichiometrici a și b ai compusului rămân aceiași atât în stare solidă, cât și în stare lichidă (topitura are aceeași compoziție cu cea a solidului);

- componenți cu topire incongruentă

Exemplu: $(Mg_2Si_2O_6)_{solid} = (Mg_2SiO_4)_{solid} + SiO_2 (lichid)$

Un astfel de component, prin topire, dă un compus solid și un lichid, cu o compoziție diferită de cea a compusului inițial.

Sistemele A – B capabile să formeze componenți complecși, conduc la apariția diagramelor T – X pseudobinare (fig. 3.23.).

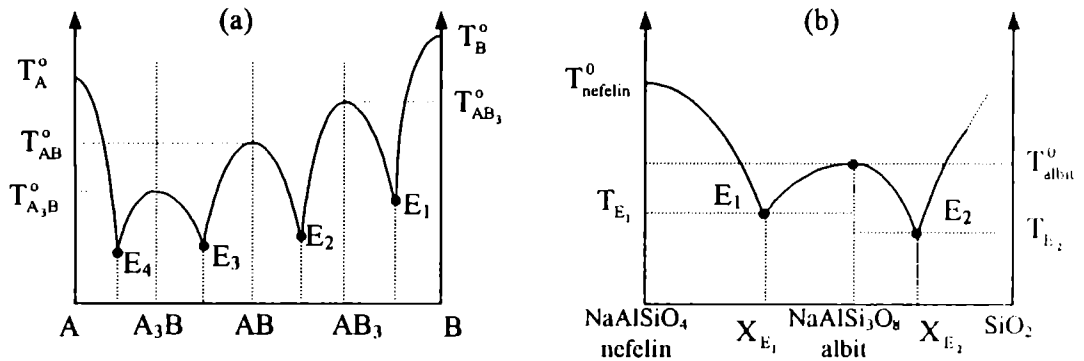


Fig. 3.23. – Diagrame T – X pseudobinare, ai căror componenți au topire congruentă.

(a) – Caz ipotetic, cu trei componenți complecși: A_3B , AB , AB_3 .

(b) – Modelul sistemului nefelin-silice. [Se admite aici că între componenți nu există miscibilitate în stare solidă.]

Dacă componenții complecși au topire congruentă, atunci diagrama aparent binară A – B devine, practic, o alăturare de două sau mai multe diagrame autentice binare. Dacă însă, componentul complex are topire incongruentă, atunci diagrama pseudobinară are aspectul din figura 3.24.

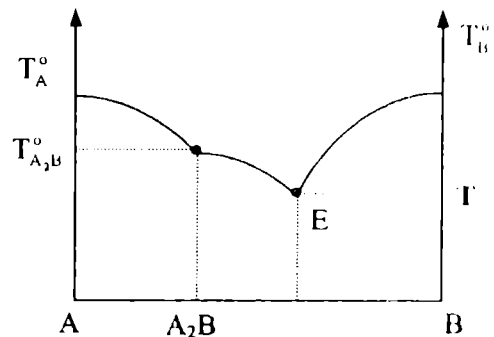


Fig. 3.24. – Diagrama pseudobinară cu topire incongruentă.

3.3.1.4.2.2. Diagrame $T - X$ ternare.

3.3.1.4.2.2.1. Construcția diagramelor ternare

Pentru a descrie echilibrul lichid – solid într-un sistem cu trei componente (A,B,C), avem nevoie de patru variabile: X_A , X_B , X_C , T , iar pentru reprezentarea tuturor celor patru variabile se

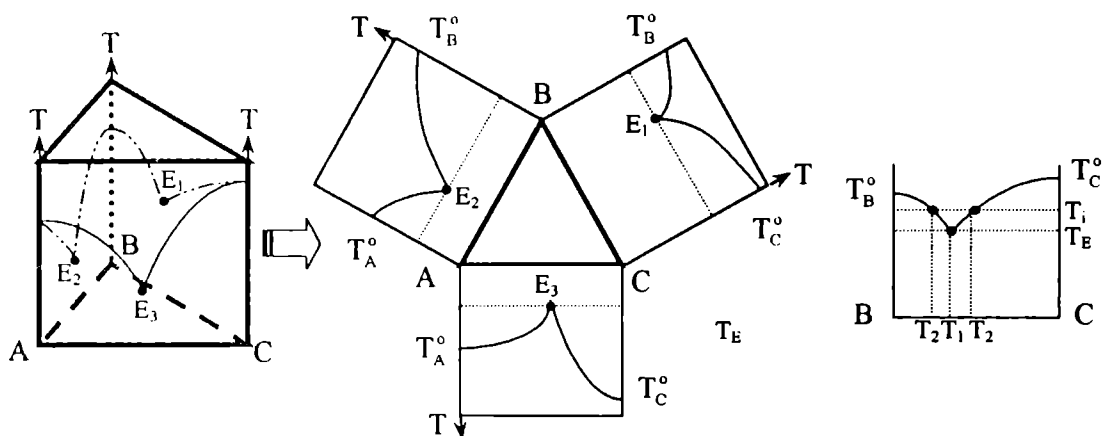


Fig. 3.25. – Diagrame $T - X$ ternare: (a) Prismă desenată în perspectivă; (b) Prismă cu laturile desfășurate în planul ABC; (c) Proiecția temperaturii pe latura triunghiului ABC.

folosește o prismă dreaptă, având ca bază un triunghi echilateral (fig. 3.25.).

În triunghiul bazei putem reprezenta perfect compoziția ternară, iar pe muchiile prisme valorile temperaturii (fig. 3.25.a.). Fiecare față a prisme este, în acest caz, o diagramă binară $T - X$. Desenul în perspectivă al acestei prisme deformează foarte mult datele cantitative. De aceea, reprezentarea în perspectivă trebuie înlocuită cu una în plan. Mai întâi vom desfășura prisma în planul triunghiului ABC (fig. 3.25.b.), pentru a vizualiza mai bine cele trei diagrame binare de pe fețele prisme. Apoi proiectăm valorile termice ale diagramelor binare pe laturile triunghiului după modelul din figura 3.25.c. În final se obține un triunghi care depozitează două categorii de informații: compoziționale și termice.

Prin urmare, orice punct de pe laturile sau din interiorul triunghiului echilateral desemnează, în același timp, o anumită compoziție și o anumită temperatură. Pentru a ne orienta mai ușor asupra valorilor termice din triunghi, din loc în loc putem trasa izoterme reprezentate ca în figura 3.26.a. Foarte importante sunt temperaturile eutectice. Dacă acestea există în toate cele trei diagrame binare, atunci ele se proiectează pe cele trei laturi prin trei puncte E_1 , E_2 , E_3 , așa cum se vede în figura 3.26.a. Este ușor de văzut că, dacă într-un sistem binar cu eutecticul E_i , adăugăm un al treilea component în lichid, atunci concentrațiile celor doi componenți scad, iar temperaturile de echilibru, inclusiv temperatura punctului E_i , vor scădea corespunzător, conform relației dintre T_e și

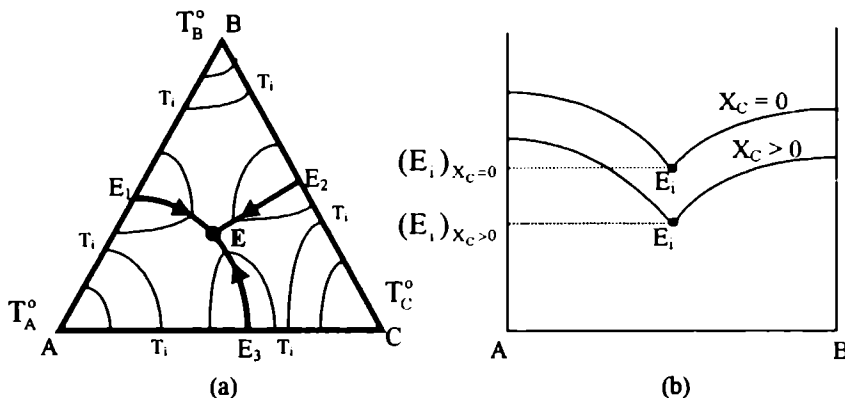


Fig. 3.26. – (a) Proiecția punctelor eutectice într-o diagramă ternară. [liniile subțiri = izoterme reper; liniile cu săgeată = linii cotectice indicând sensul scăderii lui T_E]; (b) Scăderea eutecticului în sistemul A – B, ca urmare a adausului de component C.

concentrație. Această scădere a temperaturilor punctelor E_1 , E_2 , E_3 ca urmare a diluției, este marcată în triunghiul echilateral prin linii. Ele intersectează izotermele la valori din ce în ce mai mici, pe măsură ce ne depărtăm de laturile triunghiului, spre interiorul acestuia. Aceste linii se numesc cotectice. Dacă există trei linii cotectice, ca în figura 3.26.b., atunci, cu siguranță ele se intersectează într-un punct E, care reprezintă eutecticul ternar al sistemului. Cele două capete ale unei linii cotectice corespund la două temperaturi diferite. Temperatura maximă este în capătul eutecticului binar, iar cea minimă în capătul eutecticului ternar. De aceea, eutecticul ternar este punctul cu cea mai joasă temperatură a sistemului.

În eventualitatea că doi din cei trei componenți formează o fază mixtă, cu miscibilitate totală, atunci una din liniile cotectice dispare. Implicit dispare și eutecticul ternar (fig. 3.27.).

Cele două linii cotectice se unesc într-una singură, cu sensul de micșorare a temperaturii dinspre eutecticul binar cu temperatură ridicată, spre cel cu temperatură mai scăzută.

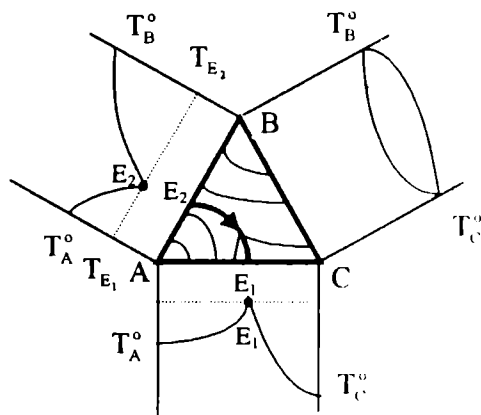


Fig. 3.27. – Diagrama ternară T - X în cazul că doi dintre componenți (respectiv B, C) formează o cristalosoluție totală.

Este posibil ca în sistemul ternar să rămână un singur eutectic binar; atunci în triunghiul echilateral apare o singură linie cotectică ce se îndreaptă dinspre eutectical binar spre colțul opus al

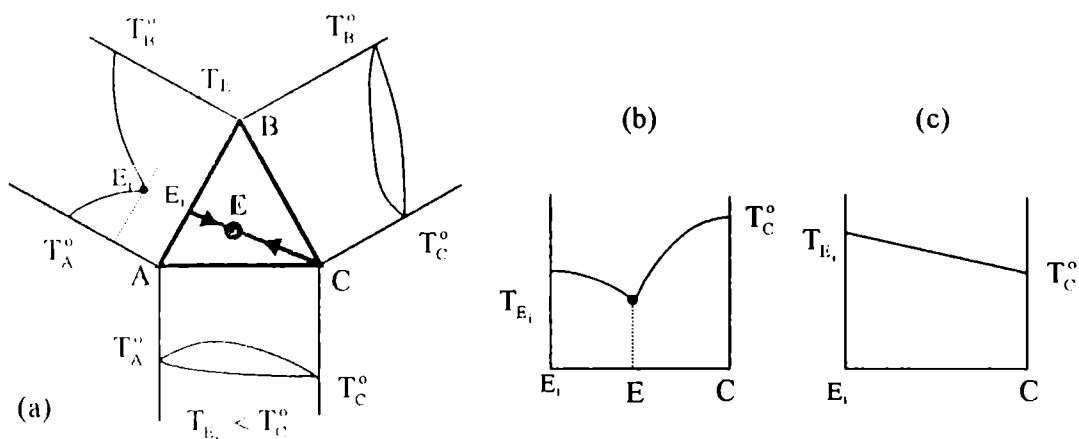


Fig. 3.28. – (a) Diagrama ternară $T - X$ cu un singur eutectic binar; (b) Dacă $T_{E_i} < T_C^o$, atunci temperaturile relative de echilibru sunt plasate în lungul liniei cotectice $E_i - C$; (c) Dacă $T_{E_i} > T_C^o$, atunci eutectical sistemului ternar dispare, astfel încât temperatura minimă a sistemului ternar este plasată în punctul C.

triunghiului (fig. 3.28.). Pe această linie temperatura scade dinspre E_i spre interiorul triunghiului, până la un punct E, după care începe să crească din nou spre colțul opus al triunghiului. În acest caz, punctul E este considerat eutectical sistemul ternar. În situațiile excepționale, când $T_{E_i} > T_C^o$, eutectical sistemului ternar dispare, așa încât temperatura minimă a sistemului ternar este plasată chiar în colțul C (fig. 3.28.).

3.3.1.4.2.2. Evoluția echilibrelor în sisteme ternare, ca urmare a variației temperaturii

A. Să urmărim diagrama ternară din figura 3.29., cu componenți imiscibili (sau doar parțial miscibili) în stare cristalină. Cele trei domenii (I, II, III), delimitate de liniile cotectice, arată toate compozițiile teoretic posibile ale lichidului care permit coexistența, în echilibru, a fazei lichide cu o unică fază solidă. Echilibrele care se stabilesc în aceste faze sunt bivariante, iar fazele specifice fiecărui domeniu sunt:

- în primul domeniu: $L + A^s$;
- în al doilea domeniu: $L + B^s$;
- în al treilea domeniu: $L + C^s$.

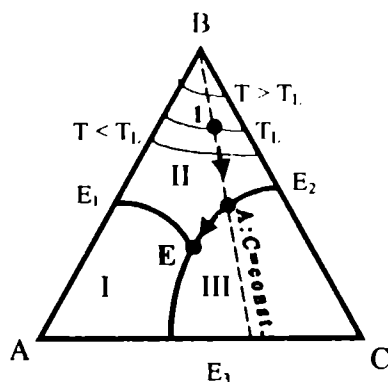


Fig. 3.29. – Echilibrul de fază în sistemul ternar cu componente A, B, C imiscibile în stare solidă E_1, E_2, E_3 = eutectice binare; E = eutectic ternar.

Liniile cotectice desemnează condițiile de echilibru monovariant. Ele arată ce compoziție ar trebui să aibă lichidul pentru a exista la echilibru trei faze: un lichid mixt și cele două faze solide ale eutecticului binar. Fazele posibile sunt:

- pe linia cotectică $E_1 - E$: $L + A^s + B^s$;
- pe linia cotectică $E_2 - E$: $L + B^s + C^s$;
- pe linia cotectică $E_3 - E$: $L + C^s + A^s$.

La punctul eutectic E (eutecticul sistemului ternar) se realizează condiția invariantă, unde sunt 4 faze în echilibru: $L + A^s + B^s + C^s$.

Pentru o compoziție dată, echilibrul se modifică dacă în sistem are loc o variație a temperaturii, ceea ce implică: (a) schimbarea compoziției lichidului; (b) schimbarea proporțiilor dintre faze; (c) schimbarea calității fazelor, dacă variațiile de compoziție ale lichidului depășesc un anumit prag. Pentru a urmări în mod concret o evoluție a unui sistem tricomponent oarecare, ar trebui să cunoaștem două lucruri, absolut necesare:

- compoziția chimică globală a sistemului;
- evoluția compoziției lichidului în domeniul bivariant, dacă solidul cristalizează (sau invers, se topește).

Fie compoziția chimică globală cea desemnată prin cifra 1 în triunghiul din figura 3.29. La temperaturi supraliquidus ($T > T_L$), sistemul cu această compoziție este complet lichid, chimismul lichidului fiind insensibil la modificarea temperaturii. La temperatura $T = T_L$, începe cristalizarea solidului B^s . Aici proporția solidului este infimă, astfel încât se poate spune că, compoziția fazei lichide în echilibru cu solidul B^s , rămâne tot în punctul 1. Dacă micșorăm temperatura, concentrația X_B^L se micșorează și, deci, compoziția chimică a lichidului se schimbă. Observăm, pe de altă parte, că ceilalți doi componente (respectiv A și C) nu participă la cristalizare. De aceea, raportul concentrațiilor acestora în lichid rămâne constant:

$$\frac{X_A^l}{X_C^l} = \text{constant.}$$

Linia care trece prin punctul 1 și vârful B al triunghiului este tocmai izopleta acestui raport. În consecință, pe măsură ce sistemul se răcește, compoziția lichidului trebuie să se deplaseze pe izopleta $A : C = \text{constant}$, până la intersecția cotecticului $E - E_2$, unde începe cristalizarea componentului C. Continuând răcirea, lichidul își modifică direcția și sensul de evoluție, în lungul liniei cotectice, către eutecticul ternar, E, unde începe cristalizarea inclusiv a componentului A. Aici se ajunge la temperatura solidus, adică la cea mai mică temperatură la care lichidul poate să rămână în echilibru cu fazele cristaline. Cristalizarea la punctul E este, evident, izotermă și pe tot timpul cristalizării lichidul își menține mereu aceeași compoziție, specifică punctului eutectic. Sub temperatura eutectică, sistemul este format integral din faze solide: $A^s + B^s + C^s$. Chimismul global al acestui sistem solid trebuie să corespundă chimismului global al lichidului inițial. Deci proporția fazelor din sistemul solid subsolidus este definită de chimismul global.

Evident, problema se poate pune și invers: să urmărim evoluția sistemului la încălzire, începând cu temperatura $T_1 < T_E = T_s$ și terminând cu $T_2 > T_L$. În acest caz, până la $T = T_E$, sistemul rămâne solid, având cele trei faze solide ($A^s + B^s + C^s$) în proporția desemnată de cifra 1. La $T = T_E$ apare prima topitură cu compoziția specifică punctului E, datorită topirii parțiale a tuturor celor trei faze solide. Temperatura nu poate fi ridicată în continuare decât după topirea integrală a componentului A. Apoi se continuă topirea simultană a componentilor B și C, iar lichidul își schimbă compoziția în lungul eutecticului $E - E_2$, până la intersecția cu izopleta $A : C = \text{constant}$ a punctului 1. Aici se termină topirea componentului C. La creșterea, în continuare a temperaturii, singura fază care mai continuă topirea este B, iar compoziția lichidului se îndreaptă, pe izopleta către punctul 1. La temperatura $T = T_L$ (specifică punctului 1), are loc topirea integrală, iar lichidul capătă compoziția globală a sistemului inițial.

B. Evoluția stării de echilibru în diagrama ternară T - X cu doi componenți total miscibili în stare solidă

Fie sistemul tricomponent A - B - C, cu componenții A, B total miscibil în stare solidă. Pentru a urmări echilibrele de fază la diferite temperaturi, sunt necesare următoarele date:

- poziția izotermelor în triunghiul ternar ABC (fig. 3.30.a.);
- compoziția globală a sistemului inițial, exprimată prin proporția celor trei componenți: $X_A + X_B + X_C$ (fig. 3.30.b.);
- izopletele binare specifice compoziției inițiale ($X_A : X_B = \text{constant}$; $X_A : X_C = \text{constant}$; $X_B : X_C = \text{constant}$; fig. 3.30.c.);
- configurația diagramei binare a componenților miscibili A, B pe care se precizează două izoplete: (a) izopleta $X_A : X_B$ specifică punctului F; (b) raportul $X_A : X_B$ în lichidul mixt final (punctul F').

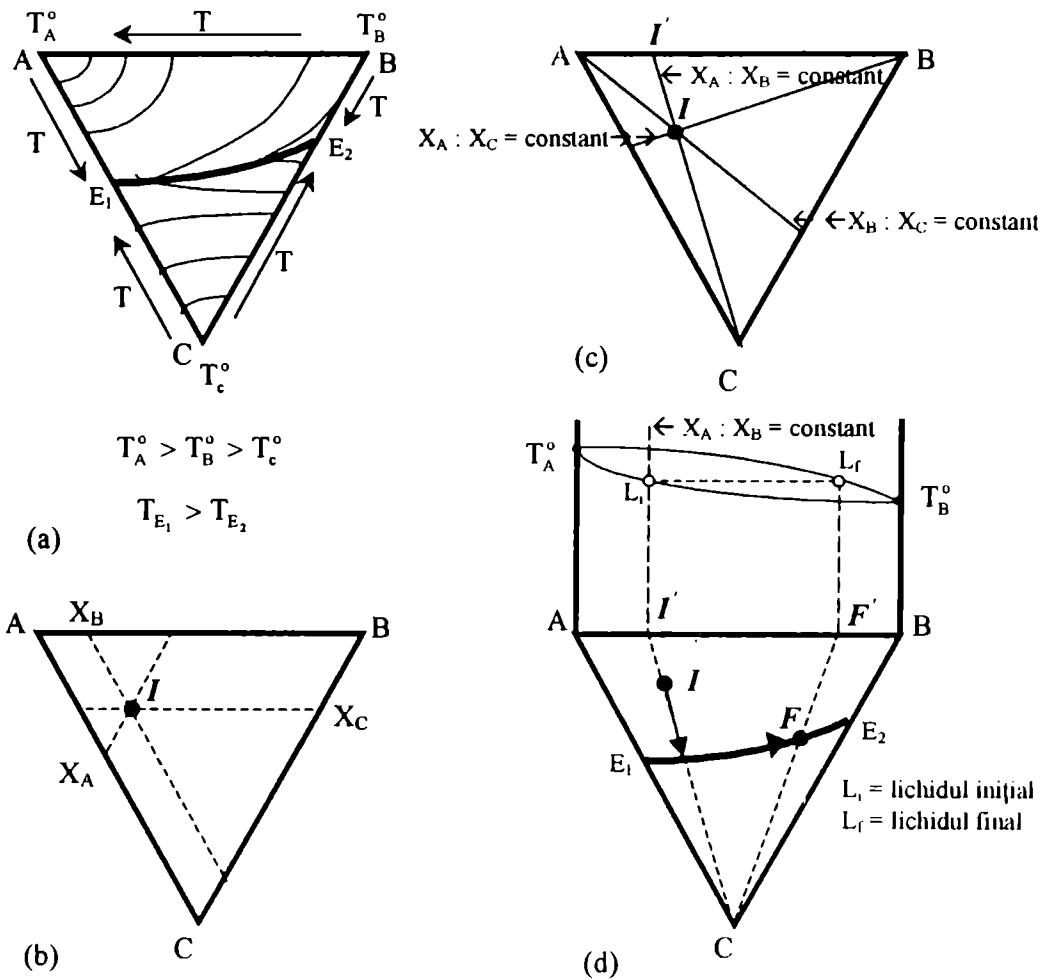


Fig. 3.30. – Evoluția stării de echilibru în diagrama ternară $T - X$, cu doi componenți total miscibili în stare solidă.
 (a) – poziția izotermelor în triunghiul ABC;
 (b) – compoziția globală a sistemului inițial;
 (c) – izoplețele binare specifice compoziției inițiale;
 (d) – digrama binară a componentilor miscibili A și B.

Fie compoziția globală a sistemului cea redată de punctul I din figura 3.30 b.

La temperatura $T > T_L$ există o singură fază lichidă, având compoziția globală a sistemului. La $T = T_L$ începe cristalizarea fazei mixte (A, B). Pentru a cunoaște compoziția acestei faze mixte, este necesară izopleța A:B dusă prin punctul I' (dreapta care unește colțul C al triunghiului cu punctul I). Punctul I', de pe latura A:B a triunghiului, arată raportul componentelor A și B în lichidul inițial. Se ridică apoi izopleța I' și în diagrama binară A - B, valabilă pentru concentrația X_C specifică punctului I. [Atragem atenția că temperaturile de topire ale componentelor A și B scad pe măsură ce crește concentrația componentului C.] În diagrama binară A - B (vezi fig. 3.30.d)

marcăm pe curba liquidus compoziția lichidului final în punctul L_f . Proiectăm acest punct pe latura AB în punctul F' și trasăm izopleta A·B a acestui punct în triunghiul ABC. Intersecția acestei izoplete cu linia cotectică în punctul F marchează condiția finală (compoziția și temperatura) a lichidului ternar la echilibru cu faza mixtă (A,B) și faza solidă monocomponentă, C. Punctele I și F arată, deci, condiția inițială și, respectiv, cea finală a lichidului. De la I la F se parcurg două etape:

- Etapa evoluției bivariante, pe izocora inițială A:B, până la intersecția cu linia cotectică. Acum sunt în echilibru doar două faze: L și $(A,B)_{\text{solid}}$.
- Etapa evoluției monovariante, pe cotectic, până la punctul final F. Acum sunt în echilibru 3 faze: $L + (A,B)_{\text{solid}} + C_{\text{solid}}$.

La punctul F se atinge temperatura solidus, T_s . Sub T_s faza lichidă dispăre, rămânând doar cele două faze solide, în proporția indicată de punctul I.

În eventualitatea că punctul ce desemnează condiția inițială este în domeniul componentului C, pe aceeași izopleță A:B din exemplul precedent, atunci în decursul răcirii avem:

- etapa evoluției pe izocora A:B până la linia cotectică, având în echilibru faza solidă C și lichidul tricomponent;
- etapa evoluției pe linia cotectică, cu 3 faze la echilibru, până în punctul F'.

C. Evoluția echilibrului în sistemul ternar cu cei trei componenți total miscibili în stare solidă.

Datele necesare sunt prezentate în figura 3.31.

Fie chimismul global definit de punctul I din fig. 3.31.c. La temperatura $T > T_{L_1}$, tot sistemul este lichid (în echilibru trivariant) cu compoziția L_1 egală cu cea a sistemului global. La $T = T_{L_1}$, cristalizează o fază solidă, s_1 , mixtă, tricomponentă. Diagramele binare de fază ne arată că în solidul mixt intră cu precădere componentul A, cel mai greu fuzibil. De aceea, la $T = T_{L_1}$, solidul s_1 este mai bogat în componentul A decât lichidul cu care se află în echilibru. Pe măsură ce scade temperatura, compoziția solidului tricomponent tinde să se apropie de compoziția globală, pe când compoziția lichidului se îndepărtează, ca urmare a îmbogățirii sale în ceilalți doi componenți mai ușor fuzibili. În final, solidul capătă compoziția lichidului inițial, iar lichidul dispăre. Izoterma la care dispăre ultima cantitate de lichid (respectiv L_f), desemnează temperatura solidus (T_s) a compoziției date [Evident, într-un astfel de sistem, temperatura T_s este dependentă de compoziția globală.]

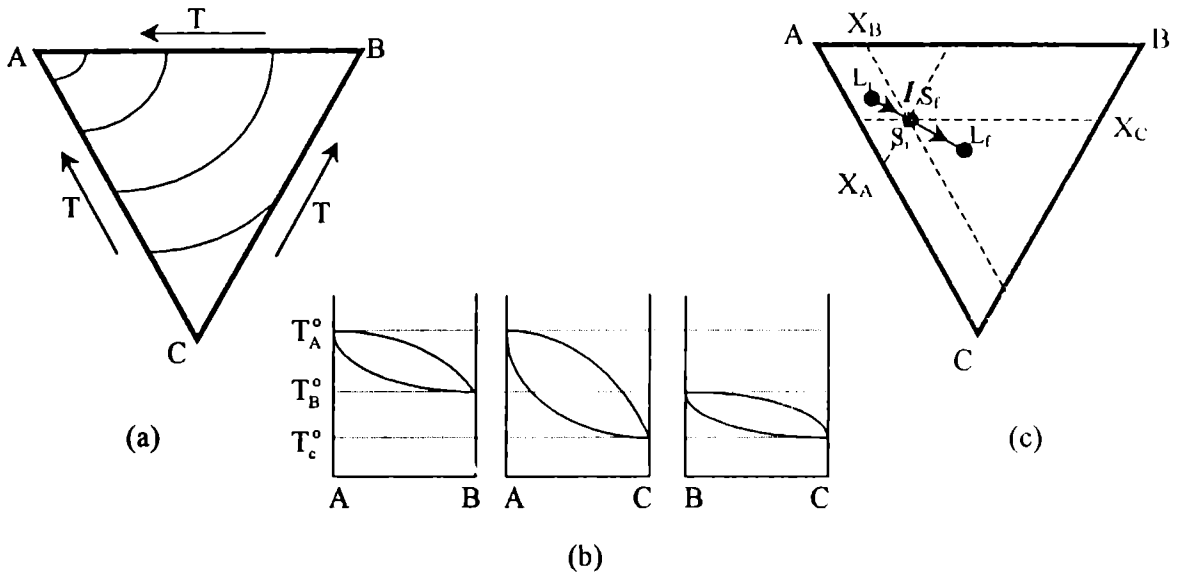


Fig. 3.31. – Datele sistemului ternar.

- (a) – Poziția izotermelor în diagrama ternară, în ipoteza că $T_A^0 > T_B^0 > T_C^0$. În această diagramă nu există linii cotectice.
- (b) – Temperaturile relative ale celor trei echilibre binare: A – B , A – C , B – C.
- (c) – Compoziția globală a sistemului, definită de punctul I și evoluția chimismului celor două faze mixte. [S_i = solidul inițial; S_f = solidul final; L_i = lichidul inițial; L_f = lichidul final.]

În intervalul termic $T_L - T_s$ sistemul este bivariant, având în echilibru două faze mixte. Sub temperatura T_s sistemul devine din nou trivariant, pentru că va fi monofazic (o singură fază solidă mixtă).

3.3.1.4.2.2.3. Diagrame T – X pseudoternare

Uneori, în sistemul tricomponent sunt posibile reacții chimice între cei 3 componenți, formându-se compuși stabili, capabili să se topească congruent. Un astfel de compus stabil, cu topire congruentă, devine, practic, un component termodinamic, așa încât sistemul rămâne doar aparent tricomponent. În realitate el va avea două categorii de componenți: (a) componenți elementari (cei cu formula chimică cea mai simplă); (b) componenți complecși (cei rezultați din reacția componenților elementari). Dacă A, B și C sunt cei trei componenți elementari, atunci toate substanțele cu formula $A_aB_bC_c$ sunt componenți termodinamici complecși - aici prin simbolurile a,

b, c sunt redați coeficienții stoichiometrici -). De pildă, în sistemul ternar $\text{SiO}_2 - \text{CaO} - \text{MgO}$, cei trei oxizi pot fi considerați componenți elementari, pe când compușii Ca_2SiO_4 , CaSiO_3 , $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, Mg_2SiO_4 , MgSiO_3 etc. sunt considerați componenți complecși. În figura 3.32. este prezentată o

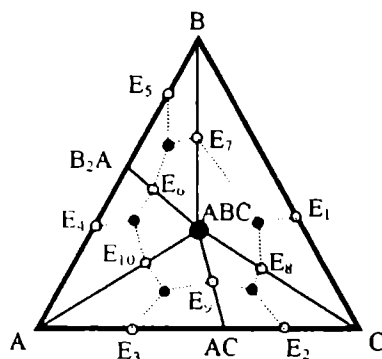


Fig. 3.32. – Diagramă pseudoternară.
[ABC, AB_2 , AC = componenți complecși
A, B, C = componenți elementari.]

diagramă pseudoternară cu trei componenți elementari și alți trei componenți complecși. În realitate, sistemul încetează să mai fie ternar. Din punctul de vedere al regulii fazelor, nu mai este o singură diagramă ternară, ci cinci diagrame ternare, numai că sunt toate alipite pentru a se putea exprima mai ușor chimismul global. Cele 5 diagrame ternare sunt:

- diagrama A – ABC – B_2A ,
- diagrama B_2 – ABC – B;
- diagrama B – ABC – C;
- diagrama AC – ABC – C,
- diagrama A – ABC – AC.

În oricare din aceste diagrame ternare, compoziția globală a sistemului nu mai poate fi redată prin raportul componenților reali ai diagramei, ci numai prin raportul componenților elementari. De aceea, dacă nu ne interesează raportul componenților elementari (A:B:C), ci numai raportul componenților reali ai diagramei, este preferabil ca fiecare triunghi să se reconstruiască sub forma unui triunghi echilateral. De acest lucru trebuie să se țină cont ori de câte ori se urmărește bilanțul de masă al fazelor în echilibru.

3.3.1.4.3. Diagrame $T - P - X$

Diagramele $T - P - X$ sunt considerate diagrame de echilibru $T - P$ pe care sunt trasate izopletele concentrațiilor de saturație ale componentilor în faza lichidă. Izopleta unui component apare în diagrama $T - P$ ca o linie, reprezentând condițiile P, T la care componentul obține concentrația de saturație. Avantajul enorm al diagramelor $T - P - X$ este că ele permit reprezentarea în plan a echilibrelor de fază pentru sistemele multicomponente, cu condiția ca chimismul global al sistemului să rămână constant.

Evident, cea mai simplă diagramă $T - P - X$ este a unui sistem bicomponent. Fie sistemul

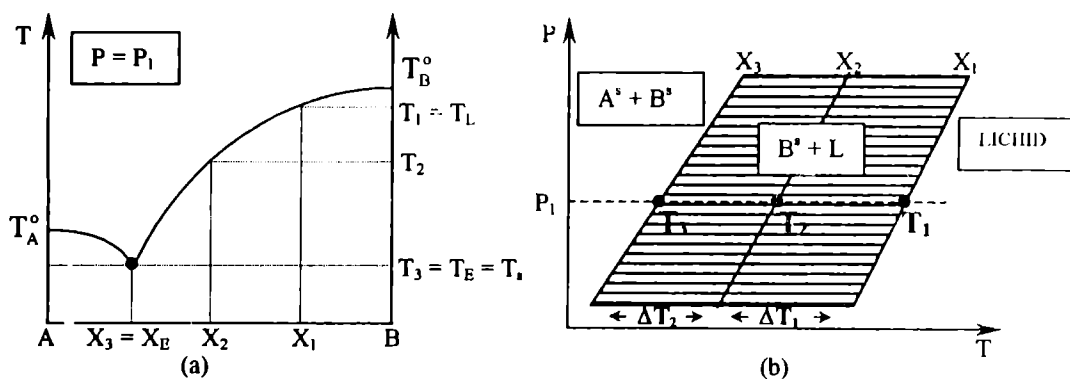


Fig. 3.33. - Construirea unei diagrame $T - P - X$ a unui sistem binar (A,B), cu compoziția globală X_1 . (a) Diagrama $T - X$, la presiunea $P = P_1$; (b) Diagrama $T - P - X$, cu izopletele X_1, X_2, X_3 , în ipoteza că $\partial T / \partial P > 0$.

binar A,B cu diagrama $T - X$ ca în figura 3.33.a.

La o compoziție globală dată de X_1 , în condiții izobare, pentru orice temperatură cuprinsă între $T_1 = T_L$ și $T_3 = T_E$ există o anumită concentrație de echilibru a componentului B. De pildă, la T_1, T_2 și T_3 concentrațiile de saturație ale componentului B în lichid sunt X_1, X_2 și X_3 . Să transpunem temperaturile T_1, T_2, T_3 într-o diagramă $T - P$, la izobara P_1 (fig. 3.33.b.) și să trasăm, apoi, variația acestor temperaturi cu presiunea, păstrând constante concentrațiile de echilibru, folosind ecuația Clausius - Clapeyron:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial P} \right)_{X_i} = \frac{\bar{V}_i^l - \bar{V}_i^s}{\bar{S}_i^l - \bar{S}_i^s}$$

Se obțin astfel 3 izoplete care sunt, de fapt, liniile monovariante de echilibru, corespunzătoare celor 3 concentrații de saturație arbitrar alese.

Se subînțelege că, pentru orice temperatură, la $P = P_1$, cuprinsă în intervalul $T_1 = T_L$ și $T_3 = T_E$, se poate trasa câte o izopletă. Numărul izopetelor teoretic posibile fiind infinit, practic, la sistemele binare este suficient să se traseze doar izopletele temperaturilor maxime (T_1) și a celor minime (T_E).

Să construim, în continuare, diagrama $T - P - X$ a unui sistem ternar (A, B, C) cu compoziția globală X_1 (fig. 3.34.).

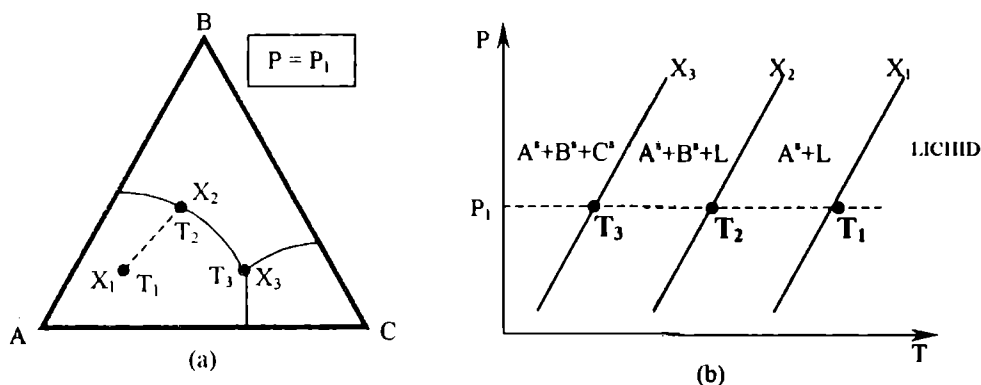


Fig. 3.34. – Construirea unei diagrame $T - P - X$ a sistemului ternar A, B, C cu compoziția globală X_1 . (a) Diagrama $T - X$, la presiunea $P = P_1$; (b) Diagrama $T - P - X$, cu trei izoplete reper (X_1, X_2, X_3).

Pentru această compoziție, echilibrele de fază solid – lichid pot evolua doar în intervalul termic cuprins între $T_1 = T_L$ și $T_3 = T_E = T_s$. La temperatura T_1 lichidul este în echilibru cu faza solidă A^s numai dacă lichidul are compoziția X_1 . La T_2 lichidul are compoziția X_2 , iar la T_3 , compoziția X_3 . Transpunând și în acest caz cele 3 temperaturi de echilibru într-o diagramă $T - P$, la $P = P_1$, apoi la diferite presiuni, păstrând concentrațiile de echilibru constante, vom obține diagrama $T - P - X$ a sistemului ternar A, B, C definit de compoziția globală X_1 . Izopleta X_2 desemnează temperatura maximă la care se poate obține concentrația de saturatie pentru componentul B, în sistemul ternar dat, definit de compoziția globală X_1 . Această linie monovariantă împarte domeniul $T - P$ al echilibrelor de fază în două subdomenii termice:

- subdomeniul de temperatură mai înaltă, cu o singură fază solidă în echilibru cu L;
- subdomeniul de joasă temperatură, cu două faze solide în echilibru cu L.

[Se subînțelege că în fiecare subdomeniu termic pot fi trasate numeroase izoplete funcție de scopul urmărit, fiecare izopletă desemnând compoziția lichidului care se află la echilibru cu fazele solide.]

Așa cum se poate observa, diferența esențială între diagrama $T - P - X$ a unui sistem binar față de cea a sistemului ternar, este că în sistemul binar există doar un singur interval termic (cuprins între T_s și T_L), pe când în cel ternar, cu componenți imiscibili în stare solidă, există două astfel de intervale. La sistemele policomponente cu $c > 3$, numărul maxim posibil al acestor subintervale termice este mai mare. Pentru orice sistem numărul de subintervale termice este:

$$n = f - 1,$$

unde f este numărul maxim posibil de faze solide în acest sistem.

Este foarte important să se rețină că linia care separă două subintervale termice vecine desemnează concentrația de saturație a unui component, la diverse temperaturi și presiuni. Variația acestei concentrații cu temperatura și presiunea este, de cele mai multe ori, diferită de la un component la altul. Consecința este că, în multe sisteme reale policomponente, liniile de saturație a componentilor nu sunt paralele și, deci, se pot intersecta la anumite presiuni, specifice sistemului dat (fig. 3.35.)

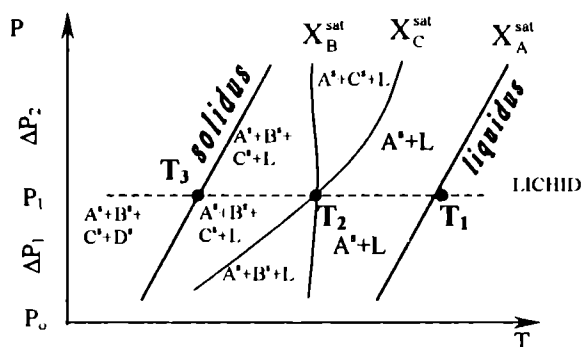


Fig. 3.35. – Intersecția liniilor de saturație în diagrama T-P-X a sistemului A,B,C,D.

Presiunile la care se intersectează două dintre aceste linii de saturație devin presiuni reper pentru sistemul dat, deoarece de o parte și de alta a acestei presiuni se schimbă ordinea termică a echilibrelor de fază. Presiunile intersecțiilor permit, astfel, divizarea câmpului T – P de stabilitate al fazelor în subdomenii barice (intervale barice), fiecare interval baric având propria sa succesiune termică a echilibrelor de fază.

3.3.2. Ordinea de cristalizare din soluțiile lichid magmatice

În magmele naturale multicomponente, de regulă componentii minerali cristalizează succesiv. Excepția o reprezintă acele cazuri, extrem de rare, când compoziția magmei coincide cu compoziția eutectică a sistemului, ceea ce determină cristalizarea simultană a tuturor componentilor.

Cristalizarea se petrece ori de câte ori sistemul magmatic își schimbă condiția, în așa fel încât acesta să se apropie din ce în ce mai mult de condiția subsolidus. Trei mecanisme mai importante pot asigura o astfel de evoluție:

- micșorarea mai mult sau mai puțin izobară a temperaturii (fig. 3.36.a.);

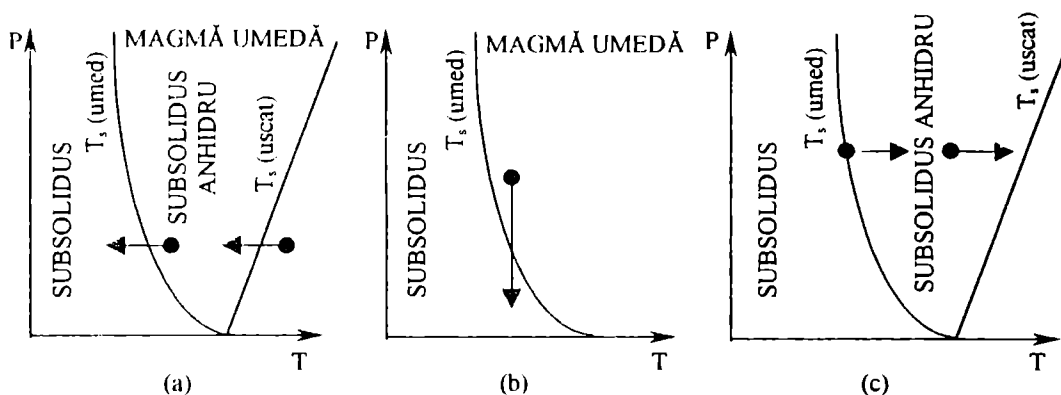


Fig. 3.36. – Cauze posibile ale cristalizării: (a) răcire izobară; (b) depresurizare prin ascensiune a magmei umede; (c) pierderea componentului volatil, în condiții izobar-izoterme.

- depresurizarea, mai mult sau mai puțin adiabatică, a magmelor bogate în componenți volatili (fig. 3.36.b.);
- pierderea substanțelor volatile, ceea ce se poate realiza, de exemplu, prin ruperea acoperișului magmatic. Trecerea de la condiția "umedă" la cea "uscată" face să crească temperatura solidus a lichidului magmatic. Ca urmare, condiția magmatică inițială a sistemului poate deveni condiție subsolidus prin simpla pierdere a volatilelor, fără ca temperatura și presiunea să sufere modificări esențiale (fig. 3.36.c.).

Temperaturile solidus, ca și curbele de saturație ale componenților, se pot modifica și ca urmare a adaosului sau a pierderii unui component nevolatil, însă aceste modificări sunt mult mai puțin dramatice decât cele provocate de fluide.

Pentru unul și același sistem magmatic, definit compozițional, ordinea de cristalizare diferă funcție de cauza cristalizării, pe de o parte, iar pe altă parte, de intervalul baric în care are loc cristalizarea. Un exemplu edificator pentru ilustrarea dependenței dintre ordinea de cristalizare și condiția cristalizării ni-l oferă magmele

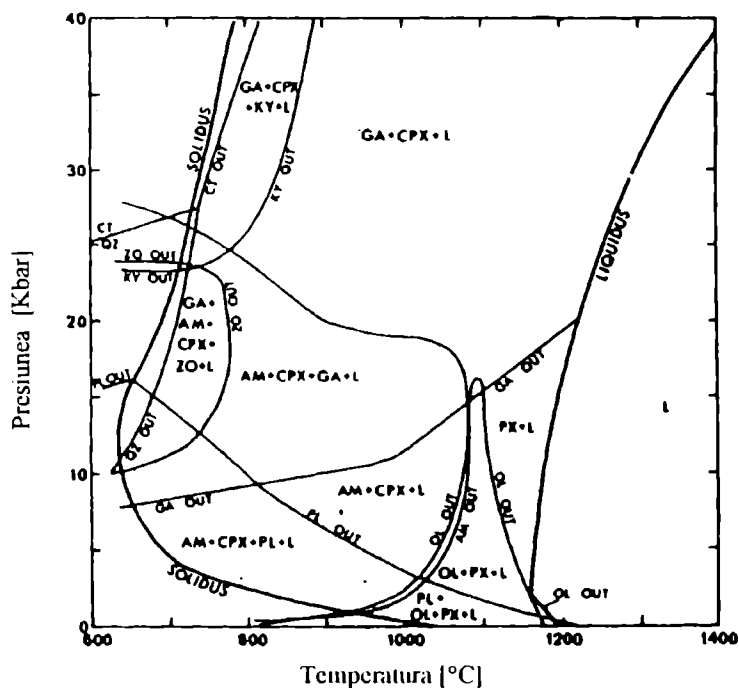


Fig. 3.37. – Diagramă T - P - X reprezentând echilibrurile de fază în sistemul tholeitic umed (după Green, 1982). [Abrevieri: AM=amfibol, CPX=clinopiroxen, GA=granat, OL=olivină, PL=plagioclaz, PX=piroxen, QZ=cuarț, ZO=zoizit, L=lichid.]

tholeitice, unele dintre cele mai bine studiate experimental. Vom lua ca bază de discuție datele lui Green (1982). În figurile 3.37 și 3.38. sunt arătate, în diagrame T – P – X, echilibrele de fază în sistemul tholeitic umed și, respectiv, cel uscat, deduse pe cale experimentală, pe intervalul baric de la 1 atm până la 40 kbar. Să urmărim, de pildă, cum ar trebui să fie ordinea de cristalizare într-o magmă tholeitică umedă, care are inițial o temperatură de 1000°C și o presiune de 20 kbar, ceea ce s-ar putea realiza la circa 60 km adâncime.

În condiția inițială, magma este trifazică, fiind formată din lichid magmatic, granat și clinopiroxen ($ga + cpx + L$). Presupunând că magma ascensionează adiabetic până la suprafață, cristalizarea va urma următoarea ordine:

- la circa 18 kbar începe cristalizarea amfibolului (am);
- a circa 10 kbar se resoarbe granatul (devine instabil) și dispare din sistem;
- la circa 4.5 kbar începe să cristalizeze plagioclazul;
- la circa 4 kbar începe să cristalizeze olivina;
- la circa 3 kbar se resoarbe amfibolul (devine instabil) și dispare;
- la circa 1 kbar se intră în domeniul subsolidus și vom avea ca produs de cristalizare final asociația: plagioclaz, olivină, piroxen.

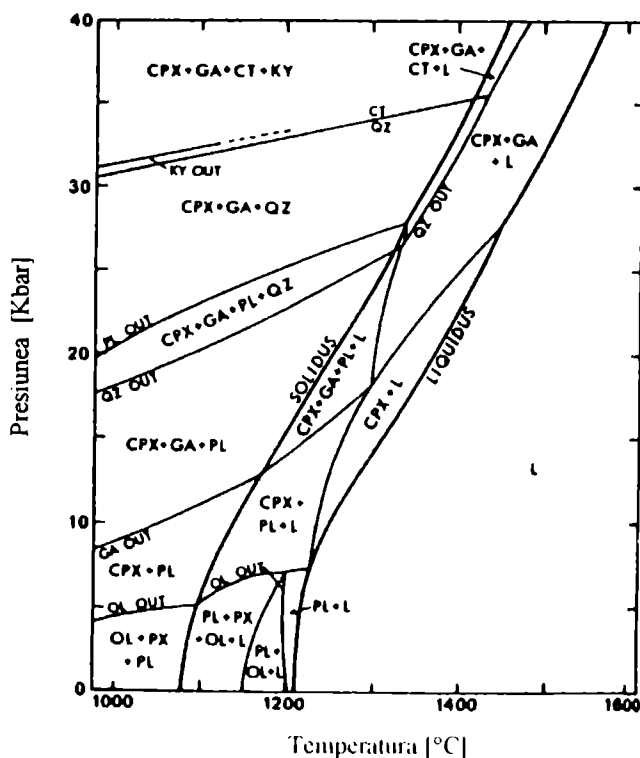


Fig. 3.38. – Diagrama T – P – X reprezentând echilibrele de fază în sistemul tholeitic uscat (după Green, 1982). [Abrevieri: AM=amfibol, CPX=clinopiroxen, GA=granat, OL=olivină, PL=plagioclaz, PX=piroxen, QZ=cuarț, ZO=zoizit, L=lichid.]

Aceeași magmă, aflată în condiția inițială definită de $T = 1250^{\circ}\text{C}$ și $P = 1 \text{ atm.}$ (o lavă revărsată) la suprafața Pământului, prin răcire, va avea următoarea succesiune de cristalizare:

- la circa 1200°C începe să cristalizeze plagioclazul;
- la circa 1180°C începe să cristalizeze olivina și clinopiroxenul;
- la circa 1050°C se atinge condiția solidus, unde ar trebui să se termine cristalizarea, având ca produs de cristalizare final asociația: plagioclaz, olivină, piroxen.

Deși produsele de cristalizare, în cele două exemple, sunt relativ aceleași, ele se deosebesc enorm în ceea ce privește succesiunea de cristalizare, deoarece în cazul cristalizării cauzată de depresurizare au fost implicate două faze de presiune mare sau relativ mare (granatul și amfibolul) care, pe parcursul cristalizării au dispărut. Numai în cazul fericit că cele două faze s-au păstrat ca relice, ne putem da seama rapid că evoluția cristalizării a fost impusă de depresurizare și nu de răcire.

Să urmărim acum efectul posibil al deshidratării magmei tholeitice, aflată la 1000°C și 20 kbar. Inițial ea este o magmă cu granat și piroxen, dar prin pierderea totală a apei, temperatura solidus a magmei se mută la circa 1250°C . În același timp, curba de saturație a plagioclazului (respectiv a albitului) se ridică până la presiuni de peste 20 kbar, iar curba de saturație a amfibolului se deplasează spre temperaturi mai mici. În consecință, devolatilizarea magmei determină cristalizarea în continuare a granatului și piroxenului, apoi se adaugă cristalizarea plagioclazului și cuarțului. Ca rezultat final va fi apariția unei asociații complet solide, de mare presiune, formată din granat, clinopiroxen, plagioclaz acid și cuarț.

Cât privește cristalizarea magmei tholeitice anhidre, este suficient să examinăm diagrama de fază din figura 3.38, pentru a observa că ordinea de cristalizare diferă enorm de la un interval baric la altul, dacă cristalizarea este cauzată de răcire.

Multe decenii s-a crezut că în magmele naturale cristalizarea se desfășoară după o anumită regulă, cu largă valabilitate, excepțiile fiind puține. Astăzi, însă, știm foarte bine că excepțiile constituie regula. O anumită ordine de cristalizare, într-un sistem magmatic dat, este expresia unei anumite cauze și unei anumite condiții barice de cristalizare și tocmai de aceea ordinea de cristalizare, pe care adesea o putem "citi" cu ușurință la microscop, este unul dintre cele mai facile criterii de apreciere a evoluției magmei.

3.3.3. Cinetica cristalizării lichidelor magmatice

3.3.3.1. Forța motrică a cristalizării

Cinetica cristalizării studiază etapele, mecanismele și viteza procesului de trecere de la starea lichidă la cea cristalină. Un postulat fundamental al cineticii este acela că, procesul de cristalizare este imposibil dacă, în condițiile date, lichidul magmatic nu are o energie liberă mai mare decât starea cristalină. Starea unui astfel de lichid este considerată metastabilă și, deci, numai un lichid metastabil poate cristaliza. Prin cristalizare sistemul își micșorează energia liberă cu valoarea:

$$\Delta G = G^s - G^l < 0$$

Valoarea ΔG este numită energie liberă de cristalizare, iar opusul ei este numită forță motrică a procesului de cristalizare. Dacă ne referim la un anumit component, atunci forța motrică a cristalizării este:

$$F_i = -\Delta G_i = -(G_i^s - G_i^l)$$

Forța motrică, F_i , este măsura gradului de metastabilitate a componentului în stare lichidă și este direct proporțională cu abaterea (Δ) de la condiția de echilibru. La lichidele magmatice, abaterea, Δ , se poate realiza prin variațiile de temperatură, presiune sau de concentrații. Ca urmare, pot fi trei tipuri de abateri:

a. Abaterea termică (ΔT), respectiv abaterea de la condiția termică de echilibru, în condiții izobare:

$$\Delta T = T_e - T_c \quad ,$$

unde T_e este temperatura de echilibru la P și X_i constante, iar T_c este temperatură reală a cristalizării. Evident, $T_e > T_c$. Această abatere termică este numită subrăcire. Suprarăcirea înseamnă că în intervalul termic ΔT , lichidul nu cristalizează și supraviețuiește ca lichid metastabil sau lichid suprarăcit. Temperatura T_c , la care se produce într-adevăr cristalizarea, este considerată temperatură cinetică de cristalizare, pentru a se deosebi de temperatura T_e , de echilibru. Dacă temperatura T_e este o constantă a sistemului (la presiunea dată și concentrația dată), temperatura T_c este o variabilă, care depinde de viteza de răcire a sistemului. Cu cât răcirea este mai rapidă, cu atât este mai mare abaterea termică față de T_e .

b. Abaterea barică (ΔP). Este abaterea de la presiunea de echilibru,

$$\Delta P = P_c - P_e \quad ,$$

unde P_c este presiunea reală a cristalizării. Și aici, în intervalul baric ΔP , lichidul este metastabil și se

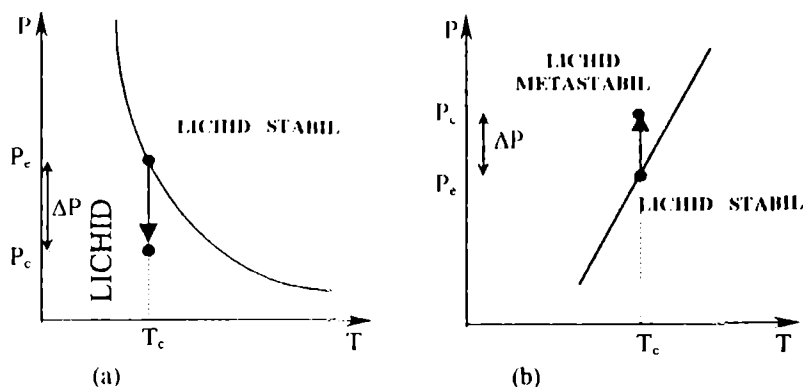


Fig. 3.39. - Posibilități de abatere izotermă de la presiunile de echilibru, P_e .

(a) - abatere prin depresurizare (mecanism natural posibil);

(b) - abatere prin suprapresurizare (mecanism natural puțin probabil).

conservă până la presiunea P_c , unde începe cristalizarea. Teoretic, abaterile izoterme ΔP se pot obține la orice sistem ale căror presiuni de echilibru variază cu temperatura (liniile monovariante din diagramele $T - P$ sau $T - P - X$ au pante pozitive sau negative). Totuși, în natură, cele mai probabile abateri se obțin prin depresurizare, fiind specifice lichidelor hidratate, ale căror linii monovariante pot avea pante negative (fig. 3.39.).

c. Suprasaturarea în condiții izobar - izoterme. Este o abatere de la concentrația de saturație a componentului:

$$\Delta X_i = X_i - X_i^{sat} \quad ,$$

unde, X_i este concentrația de suprasaturație la care are loc cristalizarea componentului i . În lichidele apoase, o astfel de abatere este ușor realizabilă, în condiții izobar - izoterme, prin evaporarea solventului, respectiv a apei, sau prin consumarea apei într-o reacție de hidratare. La lichidele magmatice, o modificare izobară și izotermă a concentrației unui component este ceva mai rară. Totuși și aici este posibilă, mai ales la lichidele magmatice bogate în componenți volatili, care, prin devolatilizare izotermă și izobară, pot pierde selectiv anumiți componenți. Cristalizarea selectivă și succesivă în anumite condiții izobar - izoterme este, de asemenea, o cauză posibilă a abaterii de la concentrația de echilibru a anumitor componenți.

Funcție de mecanismul prin care se realizează abaterea de la condiția de echilibru, relațiile dintre forța motrică a cristalizării unui component și abaterea Δ sunt următoarele:

$$(F_i)_{P, X_i} = (S_i^l - S_i^s) \cdot \Delta T$$

$$(F_i)_{T, X_i} = (V_i^l - V_i^s) \cdot \Delta P$$

$$(F_i)_{T,P} = N_i RT \ln \left(\frac{X_i}{X_i^{\text{sat}}} \right) ,$$

unde N_i este numărul de moli ai componentului i .

3.3.3.2. Mecanismele cristalizării

Într-un lichid omogen, cristalizarea implică două procese: (a) nucleerea (sau germinarea cristalelor) și (b) creșterea propriu-zisă a cristalelor. Dacă ne referim la un anumit cristal, cele două procese sunt, evident, succesive, pentru că germinarea cristalului precede creșterea acestuia. Însă, dacă ne referim la întregul lichid magmatic, atunci ambele procese se pot desfășura simultan: în timp ce unele cristale sunt deja formate și cresc, altele sunt în faza de germinare, iar altele nici măcar nu au germinat. Este, deci, puțin probabil ca toate cristalele care apar în timpul procesului de cristalizare să fie izocrone și, de aceea, nu este de loc obligatoriu ca procesul de germinare să precedă pe cel de creștere. Procesul de creștere a unui cristal este relativ mai ușor de înțeles, deoarece creșterea înseamnă adăugarea de substanță pe suprafețele deja existente ale cristalului, eventual pe muchiile sau colțurile acestuia. Vom vedea, mai jos, că funcție de viteza de cristalizare și de alți factori, prin creștere se pot obține fie cristale compacte și cu forme cristalografice, fie cristale cu forme aberante. Indiferent, însă, de formele realizate, creșterea unui cristal înseamnă, în ultimă instanță, mărirea volumului acestuia sau a masei acestuia, prin transferul substanței din lichid către cristal.

Ceva mai greu de înțeles este germinarea sau nucleerea corpului cristalin în masa lichidului omogen. Conform teoriei cineticii, primii germeni cristalini apar spontan (de la sine), ca urmare a mișcării aleatorii a particulelor din fluid. În orice lichid metastabil în care există o mișcare dezordonată a particulelor se pot realiza, în spații minuscule, abateri efemere de la configurația microscopică normală a fluidului, numite fluctuații. Un germen cristalin este o fluctuație stabilă, având o structură proprie cristalelor. De reținut, însă, că nu toate fluctuațiile din lichidul metastabil devin germeni cristalini. Din numărul imens al microcristalelor generate prin fluctuații, doar câteva, și anume cele care depășesc o anumită dimensiune critică, sunt stabile și evoluează, prin creștere spre cristale tridimensionale propriu-zise. Toate celelalte dispar de la sine, fiind instabile.

Dimensiunea critică a germenului cristalin este impusă de faptul că, simultan cu fluctuația, apar două efecte energetice contrare ca sens. Unul este micșorarea energiei libere a sistemului, deoarece fluctuația face ca în spațiul considerat să se treacă de la starea metastabilă a lichidului la starea cristalină. În volumul fluctuației, micșorarea este egală cu

$$V_i (G_i^c - G_i^l) = V_i \cdot \Delta G_i < 0 ,$$

unde V_f este volumul fluctuației, iar ΔG_i este variația energiei libere în unitatea de volum. Cel de-al doilea efect este datorat apariției suprafeței de discontinuitate între fluctuația cristalină și lichid. Astfel apare o energie superficială (E_s) pozitivă, de această dată egală cu produsul dintre suprafața fluctuației (A_f) și tensiunea superficială (σ) la interfața lichid - fluctuație:

$$E_s = \sigma A_f$$

Variația totală a energiei libere, impusă de fluctuație, va fi egală cu suma algebrică a celor două componente energetice:

$$\Delta G_{\text{total}} = V_f \cdot \Delta G_i + \sigma A_f \geq 0 \text{ sau } \Delta G_{\text{total}} = V_f \cdot \Delta G_i + \sigma A_f < 0$$

A se observa că ambele componente energetice depind de dimensiunea fluctuației. De exemplu, presupunând că fluctuația cristalină are formă de cub cu muchia a , atunci:

$$\Delta G_{\text{total}} = a^3 \cdot \Delta G_i + 6\sigma a^2 \geq 0 \text{ sau } \Delta G_{\text{total}} = a^3 \cdot \Delta G_i + 6\sigma a^2 < 0$$

Dimensiunea critică, respectiv muchia critică, a_k , a cubului este considerată acea dimensiune la care $\Delta G_{\text{total}} = 0$ și se poate deduce ușor că:

$$a_k = -\frac{2\sigma}{\Delta G_i} \text{ sau } a_k = \frac{\sigma}{F_i},$$

unde F_i este forța motrică a cristalizării fluctuației raportată la unitatea de volum [Aici semnul minus se pune deoarece ΔG_i este negativ.]

Din această relație se vede imediat că dimensiunea critică a germenului scade pe măsură ce crește forța motrică și este infinit de mare la condiția de echilibru, unde $F_i = 0$ (fig. 3.40). Cu alte

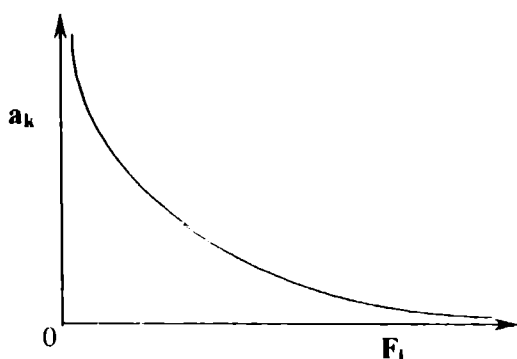


Fig. 3.40. - Relația între dimensiunea critică a germenului (a_k) și forța motrică a cristalizării unui component, F_i .

cuvinte, la condiția de echilibru germinarea este imposibilă. Ea este posibilă doar în lichidele metastabile

Se știe din observații directe că germinarea fazelor solide în mediile fluide este mult ușurată dacă germenii au posibilitatea fixării pe un suport cristalin deja preexistent. În acest caz, fluctuația beneficiază de structura cristalină existentă, fluctuația fiind un fel de prelungire locală și spontană a cristalului spre mediul fluid, edificată însă din particulele

fluidului. De cele mai multe ori, germenul se fixează evident orientat pe suportul cristalin, în sensul că unele plane sau șiruri reticulare din germen sunt paralele cu alte plane sau șiruri de suport. Aceasta este așa numita germinare epitaxială (fig. 3.41). Ea se realizează cu mare ușurință în cazul în care suportul preexistent și faza cristalină neformată au structura reticulară asemănătoare

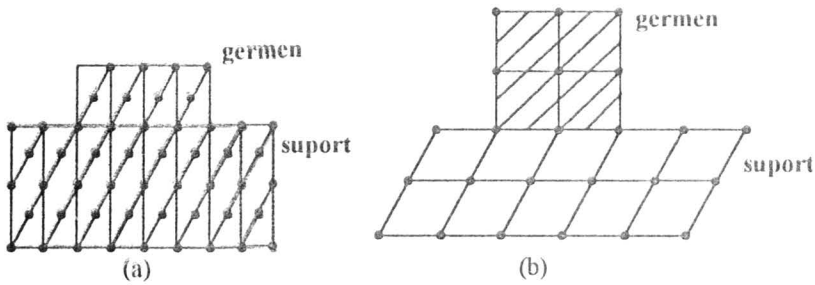


Fig. 3.41. - (a) Germinare epitaxială (tip izomorf); (b) germinare epitaxială neizomorfă (heteromorfă).

De pildă, foarte ușor germinează epitaxial albitul pe feldspatul potasic triclinic (și invers) sau amfibolul pe piroxen. Cazul limită, când suportul îl constituie cristale aparținând însăși fazei care urmează să cristalizeze, este adesea invocată în mineralogia experimentală ori de câte ori fluctuațiile spontane nu izbutesc să realizeze germeni critici (mai ales în apropierea condițiilor de echilibru).

Este posibilă și germinarea neorientată. Totuși, și în acest caz se remarcă adesea că germenii preferă anumite fețe ale suportului și, în special, pe acelea care le oferă cât de cât o similitudine reticulară.

Fără îndoială că germinarea pe suporturi este controlată de tensiunea superficială.

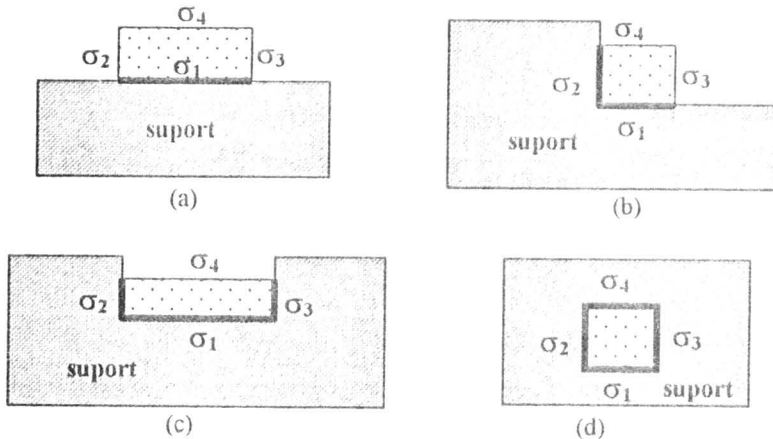


Fig. 3.42. - Diverse posibilități de germinare pe suporturi:

- (a) - cu o singură suprafață de contact;
- (b) - cu două suprafețe;
- (c) - cu trei suprafețe;
- (d) - cu patru suprafețe.

Micșorarea apreciabilă a tensiunii superficiale și chiar anularea ei, în condițiile orientării reticulare a fluctuației față de suport, diminuează corespunzător raza critică a germenilor. De aceea, cu cât suportul este mai apropiat fizico-chimic de faza neformată, cu atât este mai probabilă germinarea

orientată pe suport. Dacă suportul nu are defecte reticulare și are suprafețe cristalografice perfect plane (caz limită, practic inexistent), germele nu-și poate pune în comun decât o singură interfață cu suportul (fig. 3.42.a.) și, deci, nu-și poate micșora decât o singură componentă a tensiunii. Înșă, dacă suportul are defecte (fig. 3.42.b, c, d), germele poate să-și pună în comun două sau mai multe interfețe, micșorându-se corespunzător și alte componente ale tensiunii.

Ținând seama de numeroasele defecte pe care le au cristalele naturale, germinările de tip b, c și d sunt, probabil, foarte răspândite în magme.

3.3.3.3. Viteza de cristalizare

Viteza de cristalizare, v , este o mărime care poate fi definită în mai multe feluri, funcție de scop sau funcție de mecanismul cristalizării. La modul cel mai general, ea ar putea fi definită ca fiind variația masei cristaline într-un volum dat și un timp dat, în decursul procesului de cristalizare:

$$v = \frac{1}{V} \frac{\Delta m}{\Delta t} ,$$

unde Δt este timpul în care se face transferul de masă, Δm , dinspre lichid spre faza cristalină. Dacă avem în vedere că o parte din transfer se face prin mecanismul fluctuației, iar o altă parte prin mecanismul creșterii, atunci putem vorbi fie de o viteză de germinare, respectiv de nucleere (v_N), fie de o viteză de creștere (v_C). Admițând apoi, că ambele mecanisme acționează simultan, atunci:

$$v = v_N + v_C$$

Aici v_N arată cantitatea, Δm_1 , de substanță care trece în germeni, prin fluctuație, în unitatea de volum și de timp, pe când v_C arată cantitatea, Δm_2 , de substanță care se depune pe suprafața nucleelor în aceeași unitate de timp și de volum. Teoretic este posibil ca una din cele două componente ale vitezei să fie nulă sau ambele să fie nule, după cum urmează:

- Dacă $v_N = 0$, atunci $v = v_C$. Aceasta înseamnă că germinarea este inhibată, iar cristalizarea se realizează exclusiv fie prin creșterea unor germeni formați cândva într-o etapă anterioară, fie prin creșterea unor cristale preexistente (restitute cristaline sau cristale asimilate din rocile înconjurătoare).
- Dacă $v_C = 0$, atunci $v = v_N$. Aceasta înseamnă că tot procesul de cristalizare constă într-o dezvoltare explozivă a nucleelor, cu o viteză atât de mare, încât tot volumul să se ocupe numai cu germeni cristalini, extrem de mici.
- Dacă $v_N = 0$ și $v_C = 0$, atunci viteza de cristalizare devine nulă. La condiția de echilibru, viteza de cristalizare este într-adevăr nulă, dar nu despre această condiție este vorba, ci

despre acele condiții cu totul speciale când lichidul metastabil nu mai poate cristaliza din cauza unei frâne oarecare. Spunem, în acest caz, că procesul de cristalizare este inhibat.

Din motive practice, pentru exprimarea vitezelor v_N și v_C nu se ia în considerație variația masei în unitatea de timp. Este mai practic să se exprime v_N ca fiind numărul de germeni cristalini care apar într-un cm^3 timp de o secundă:

$$v_N = \frac{N}{\text{cm}^3 \cdot \text{s}},$$

unde N = numărul de germeni.

Tot astfel, este mai practic să exprimăm viteza de creștere prin:

$$v_C = \frac{\Delta l}{\Delta t},$$

unde Δl este deplasarea unei fețe paralel cu ea însăși. Acest mod de definiție a vitezei de creștere are avantajul că ne permite urmărirea vitezelor de creștere a cristalelor în orice direcție, pe normalele la fețe, ceea ce este foarte important, având în vedere creșterea anizotropă a cristalelor. Creșterea diferită în direcții diferite este, de fapt, principala cauză a diversității morfologice a cristalelor.

3.3.3.3.1. Factorii de control ai vitezei de cristalizare

Viteza de cristalizare a unui component (indiferent dacă este vorba de v_N sau v_C) este controlată de doi factori. Primul îl constituie forța motrică a cristalizării, F_i , iar viteza v și F_i sunt în raport direct proporțional. Cel de-al doilea factor joacă rol de frână a cristalizării și ține de mediul din jurul germenului sau al cristalului. El constă în rezistența pe care o opune mediul la difuzia particulelor din lichid spre cristal. Macroscopic această rezistență este reflectată în mărimea pe care o numim vâscozitate a lichidului magmatic. Cu cât vâscozitatea este mai mare, cu atât difuzia și implicit, cristalizarea va fi mai înceată. Dacă pe măsura abaterii de la condiția de echilibru are loc o creștere a vâscozității, atunci în mod cert, vâscozitatea se va opune efectului cinetic exercitat de forța F_i asupra cristalizării. Creșterea vâscozității ca urmare a abaterii Δ , poate fi exprimată prin raportul ν/ν° , unde ν este vâscozitatea lichidului metastabil în condiția în care are loc cristalizarea, iar ν° este vâscozitatea lichidului stabil, la condiția de echilibru.

Efectul combinat al factorilor F_i și ν/ν° asupra vitezei de cristalizare duce la formula

$$v = k \frac{F_i}{(\nu/\nu^\circ)^n}$$

unde k este un coeficient numeric de conversie a unităților de măsură, iar n = un număr rațional cu valori $n > 1$, dependente de natura lichidului

Esențială pentru înțelegerea cristalizării este observația că, atât forța motrică a cristalizării, cât și factorul de frână, cresc simultan cu abaterea de la condiția de echilibru. Numai că F_i crește conform ecuației unei drepte, pe când factorul de frână crește exponențial (fig. 3.43.).

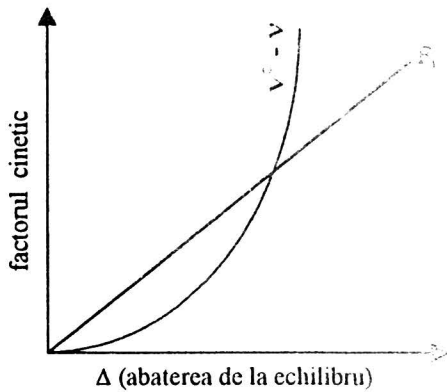


Fig. 3.43. - Variația factorilor cinetici ai cristalizării cu abaterea de la condiția de echilibru în lichidele vâscoase.

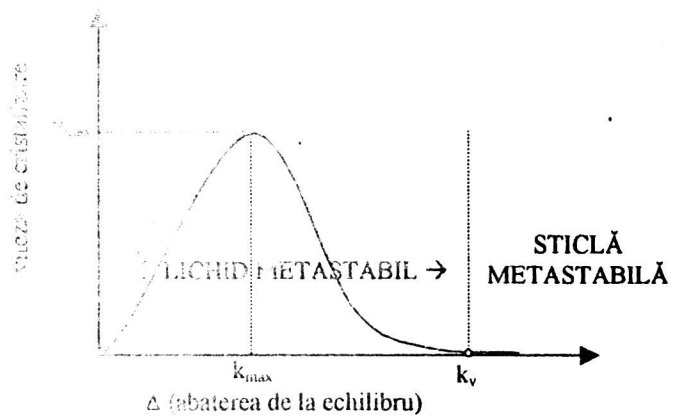


Fig. 3.44. - Viteza de cristalizare funcție de abaterea de la condiția de echilibru, în lichidele vâscoase.

Consecința este că viteza de cristalizare crește, la început, cu abaterea de la condiția de echilibru, până atinge un maxim (v_{max}), apoi scade și tinde spre zero (fig. 3.44.). Însă, teoretic, valoarea zero nu se poate atinge niciodată, pentru că forța motrică a cristalizării este prezentă și mereu crescătoare. Totuși, se poate vorbi de o viteză de cristalizare practic 0, dacă procesul decurge extrem de lent. Condiția limită (k_v), la care factorul de frână aduce viteza de cristalizare foarte aproape de viteza zero, este considerată condiție de vitrificare a lichidului. Dincolo de k_v (la abateri de la echilibru mai mari decât k_v), lichidul devine o fază sticloasă, care păstrează dezordinea moleculară proprie lichidelor, dar în același timp se comportă ca o fază solidă. Dacă abaterea de la echilibru este asigurată de suprarăcirii, atunci condiția k_v este reprezentată printr-o anumită temperatură, T_v , respectiv temperatura de vitrificare. La aceste temperaturi, vâscozitatea lichidelor silicice este de circa 10^{13} poise și, deci, difuzia este extrem de lentă. În condiția termică cuprinsă între T_c și T_v lichidul silicatic este metastabil, fiind numit în mod obișnuit lichid suprarăcit. Valorile T_v sunt funcție de natura lichidelor; de exemplu, la $P = 1$ atm,

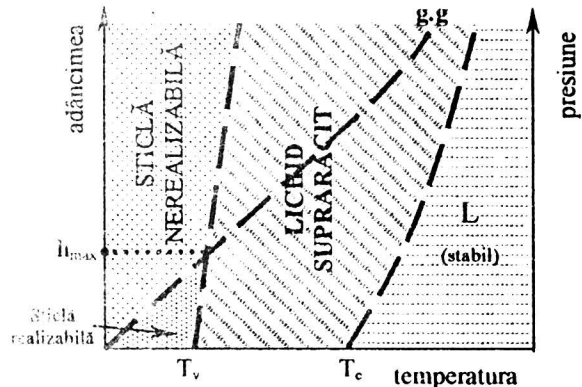


Fig. 3.45 - Condițiile de adâncime care pot asigura suprarăcirea până la temperaturi $T = T_v$. (h_{max} = adâncimea maximă până la care se pot obține sticle prin suprarăcire).

pentru lichidul SiO_2 , temperatura T_e este de 1720°C , iar $T_v \cong 1350^\circ\text{C}$, ceea ce înseamnă că pentru obținerea sticlei de silice este necesară o suprarăcire minimă de aproximativ 400 de grade. Pentru $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$, în aceleași condiții barice, $T_e \cong 870^\circ\text{C}$, iar $T_v \cong 600^\circ\text{C}$ și, deci, vitrificarea acestor substanțe presupune o suprarăcire de minim 270 de grade. Probabil că majoritatea lichidelor silicice pot deveni sticle la suprarăcirii de ordinul a $300 \div 400$ de grade. Astfel de suprarăcirii nu pot fi însă asigurate la orice adâncime. Pentru fiecare tip de lichid magmatic există anumite adâncimi dincolo de care vitrificarea este imposibilă. Dacă mediul ambiant nu asigură o temperatură mai mică decât T_v , suprarăcirea nu poate atinge condiția vitrificării. Acest fapt este ilustrat în figura 3.4. Tocmai de aceea, sticlele naturale de natură magmatică, apar cu precădere la suprafața planetei deoarece aici se realizează cele mai mari contraste termice între lichidul magmatic și mediul ambiant.

Dar chiar și la adâncimi $h < h_{\max}$, vitrificarea poate fi ocolită, deoarece, pentru atingerea suprarăcirii până la $T = T_v$, este necesară o viteză de răcire foarte mare. Astfel de viteze de răcire presupun nu numai contraste termice mari, ci și suprafețe specifice foarte mari. De aceea corpuri magmatice mici sau cele puternic aplatizate cu suprafețe specifice mari, se pot vitrifica relativ ușor în condiții de mici adâncimi, pe când corpurile de mari dimensiuni mai greu.

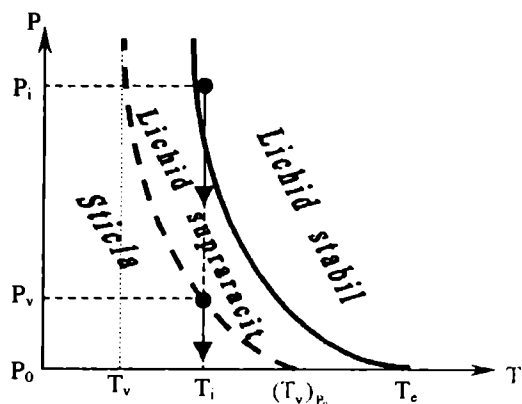


Fig. 3.46. – O condiție ipotetică de vitrificare a lichidului magmatic saturat în apă, prin depresurizare izotermă. [P_v = presiunea de vitrificare; P_i , T_i = condiția inițială a lichidului magmatic; $(T_v)_{P_0}$ = temperatura de vitrificare la presiunea P_0 ; T_e = temperatura de echilibru la P_0 ; T_v = temperatura de vitrificare la presiuni $P > P_i$.]

izotermă și prin pierderea rapidă a apei, ele ajung la suprafață ca lichide suprarăcite anhidre, în raport cu temperatura T_e , specifică presiunilor mici. Presupunând că magma, în condițiile de suprafață, are o temperatură $T_v > 650^\circ\text{C}$, atunci depresurizarea rapidă a acesteia ar putea genera faze sticloase, dacă presiunea scade sub o anumită limită (fig. 3.46). Această limită ar putea fi numită presiune de vitrificare. Cristalizarea lichidelor magmatice în condiții izoterme și izobare

Teoretic, nu numai suprarăcirile dar și depresurizările pot genera faze sticloase. Acest lucru este posibil și la magmele saturate în apă, ale căror temperaturi de echilibru scad vertiginos cu presiunea. Depresurizarea izotermă determină, în mod cert, o creștere a vâscozității ca urmare a pierderii volativilor, iar creșterea maximă posibilă este egală cu diferența dintre vâscozitate lichidului anhidru și a celui hidratat. Unele magme saturate în apă pot atinge temperaturi de echilibru de circa 650°C la presiuni de peste 10 kbar. Prin ieșire rapidă la suprafață, mai mult sau mai puțin

cauzate exclusiv sau precumpănitor de creșterea suprasaturației componentilor, este un fenomen mult mai rar decât cel provocat de suprarăcirii și chiar decât cel provocat de depresurizării. Însă, în eventualitatea că acest fenomen are totuși loc, trebuie remarcat că forța motrică a cristalizării rămâne practic, unicul factor care reglează viteza de cristalizare, deoarece vâscozitatea nu este sensibil influențată de gradul de suprasaturație al componentilor. Viteza de cristalizare, în acest caz, va crește în continuu cu gradul de suprasaturație, fără să intervină un factor de frână.

3.3.3.3.2. Variația vitezei de cristalizare în timp

Din mai multe cauze, viteza de cristalizare a unui component mineral poate să varieze în timp. O viteză de cristalizare constantă ($dv/dt = 0$) este doar un caz limită ce s-ar putea obține doar la cristalizarea lichidelor monocomponente, la o temperatură fixă, o presiune fixă și o concentrație fixă. Chiar la lichidele monocomponente, variația continuă a condiției fizice determină în mod corespunzător o variație a vitezei de cristalizare. Pentru lichidele policomponente, variația în timp a vitezei de cristalizare a unui component este o regulă generală. Motivul este că, din momentul declanșării cristalizării unui component dintr-o soluție suprasaturată, concentrația aceluia component în soluția lichidă se micșorează – ceea ce tinde să apropie sistemul de starea de echilibru, la care viteza de cristalizare să fie zero.

Să luăm ca exemplu cazul cristalizării componentului B dintr-un lichid bicomponent, cu

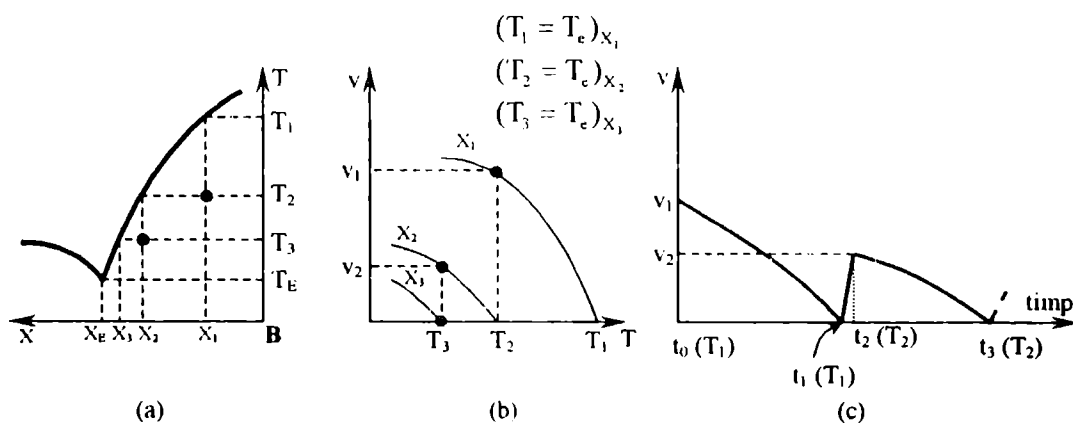


Fig. 3.47. – Variația în timp a vitezei de cristalizare a componentului B dintr-un lichid bicomponent, cu componenți imiscibili în stare solidă, linițându-se două trepte de suprarăcire izobară.

- (a) – Evoluția izobară T – X a lichidului, în decursul cristalizării componentului B.
 (b) – Viteza de cristalizare funcție de gradul de suprarăcire, la două concentrații de echilibru: X_1 (pentru temperatura de echilibru T_1) și X_2 (pentru temperatura de echilibru T_2).
 (c) – Viteza de cristalizare funcție de timp, în ipoteza că sistemul rămâne pe treapta termică de suprarăcire până la restabilirea totală a concentrației de echilibru.

componenți imiscibili în stare solidă, ca urmare a scăderii izobare a temperaturii. În figura 3.47 a este reprezentată condiția cinetică a cristalizării componentului B din lichidul bicomponent. Prin T_1 este redată condiția de echilibru dintre B^s și lichid la o concentrație a componentului B egală cu X_1 . Prin T_2 este reprezentată condiția termică a lichidului suprarăcit (metastabil), la care se declanșează cristalizarea componentului B, cu viteza inițială v_1 (fig. 3.47.b.). Cristalizarea componentului B la T_2 , deplasează concentrația acestuia de la X_1 la X_2 . Dar la T_2 și X_2 este o altă condiție de echilibru, unde viteza de cristalizare a lui B devine nulă. De aceea, pe tot parcursul cristalizării izoterme la $T = T_2$, viteza de cristalizare se modifică, trecând de la $v = v_1$ la $v = 0$. Pentru a fi posibilă cristalizarea în continuare la $X_B = X_2$, este necesară o nouă treaptă de suprarăcire, prin trecerea rapidă de la T_2 la T_3 .

Cristalizarea componentului B din lichidul cu concentrația X_2 , la temperatura T_3 , împinge din nou sistemul spre o nouă concentrație de echilibru, respectiv X_3 , și din nou se va anula viteza de creștere. De aceea, pentru continuarea cristalizării, sunt necesare noi trepte de suprarăcire până la cristalizarea componentului din lichid. Evident, pentru anularea vitezei de cristalizare la o anumită treaptă de suprarăcire, este necesar ca sistemul să rămână în condiția termică a treptei un timp suficient de îndelungat. Astfel, viteza de cristalizare, deși tinde să se micșoreze, nu ajunge încă la valoarea zero înainte de a se trece la o nouă treaptă de suprarăcire. Imaginea generală a unei diagrame viteză – timp rămâne similară cu cea din figura 3.47.c. Pe o astfel de diagramă pot exista două categorii de pante:

- a. pante negative, corespunzătoare diminuării vitezelor în timp ($dv/dt < 0$), care corespund micșorării izoterme a concentrațiilor;
- b. pante pozitive ($dv/dt > 0$), care corespund salturilor bruște de temperatură, respectiv abaterilor bruște de la condițiile de echilibru.

Amplitudinea variațiilor de viteză în timp, respectiv diferența maximă, $\Delta v_{\max} = v_{\max} - v_{\min}$ de pe diagrama viteză – timp, este dată de amplitudinea variațiilor de la condiția de echilibru. De aceea, funcție de viteza de variație a condițiilor fizice și de amplitudinea acestora, viteza de cristalizare a unui anumit component în lichidul magmatic poate să se modifice în timp, mai mult sau mai puțin violent.

3.3.3.3.3. Perturbarea cinetica a ordinii de cristalizare a componentelor

Să presupunem că, la presiunea P_1 , ordinea de cristalizare a două minerale A^s , B^s dintr-un lichid magmatic policomponent este cea redată în figura 3.48.

Prin T_1 și T_2 sunt redade temperaturile maxime de echilibru $A^s - L$ și $B^s - L$. Să presupunem că sistemul trece brusc de la temperatura inițială T_0 (unde nu pot exista faze solide), la temperatura T_3 unde pot exista, în echilibru cu faza lichidă, cele două minerale. Prin trecerea bruscă de la T_0 la T_3 , se obține un sistem monofazic alcătuit dintr-un lichid suprarăcit, metastabil. Din acest lichid metastabil, ambele minerale pot să cristalizeze, însă ordinea de cristalizare a acestora nu mai este condiționată de succesiunea echilibrelor termice, ci este controlată doar de vitezele relative de nucleere ale celor două minerale, în condiția termică T_3 .

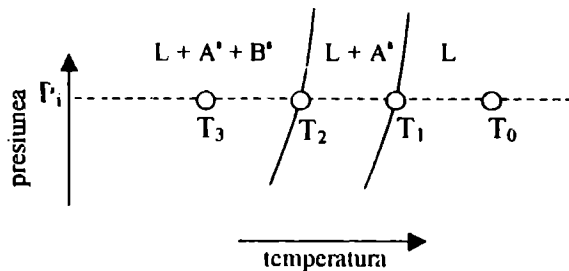


Fig. 3.48. – Succesiunea de echilibru a cristalizării în condiții izobare a mineralelor A^s , B^s dintr-o magmă policomponentă.

Posibilitățile teoretice sunt următoarele:

a. viteza de nucleere a mineralelor A și B crește continuu cu gradul de suprarăcire, față de temperaturile T_1 și T_2 (fig. 3.49 a.). În acest caz ambele minerale vor cristaliza simultan, dar

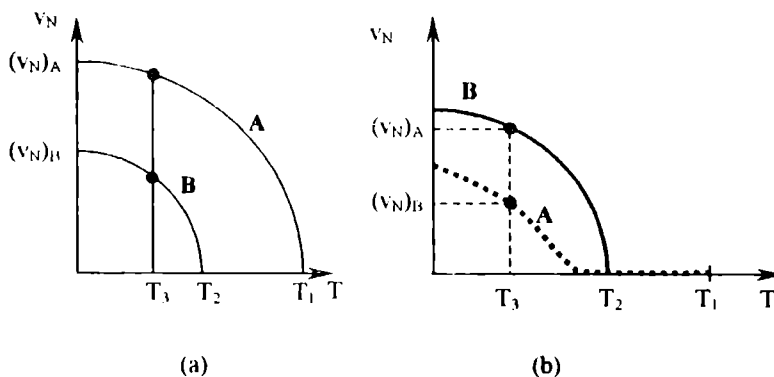


Fig. 3.49. – Viteza de nucleere a mineralelor A și B dintr-un lichid mixt funcție de gradul de suprarăcire, față de temperaturile de echilibru. [T_1 , T_2 temperaturile de echilibru a componentelor A și B la presiunea $P = P_1$ (vezi fig. 3.48)]

(d) Nucleere crescătoare continuu cu gradul de suprarăcire (nucleere neinhibată);
(e) Nucleere a mineralului A pe suportul mineral al lui B.

cu viteze de nucleere diferite, respectiv $(v_N)_A$ și $(v_N)_B$.

b. mineralul A, deși este de temperatură mai înaltă, nu poate, totuși, să cristalizeze până la temperatura T_2 , datorită dificultăților de germinare. De exemplu, este posibil ca mineralul A

să aibă o structură reticulară mai complexă, care nu poate fi formată printr-o fluctuație spontană. Însă el va putea să nucleeze dacă va folosi ca suport cristalele deja formate ale mineralului B. În acest caz, viteza de nucleere a mineralului A este 0 pe tot intervalul termic cuprins între T_1 și T_2 și capătă valori finite doar la temperaturi $T < T_2$ (fig. 3.49.b). De aceea, ori de câte ori se realizează astfel de cazuri, ordinea de cristalizare este inversată.

Inversia ordinii de cristalizare determinată de răcirii rapide și de mare amplitudine, dar mai ales cele generate de depresurizările rapide de mare amplitudine, sunt, probabil, destul de frecvente în natură. După cum vom vedea în continuare, ele constituie cea mai probabilă cauză a structurilor orbiculare.

3.3.3.4. Reflectarea vitezei de cristalizare în structurile petrografice

Viteza de cristalizare este cel mai important factor care reglează structura rocilor magmatice.

Înainte, însă, de a aborda acest aspect, este necesar să notăm că într-o rocă magmatică neafectată de reacții minerale subsolidus, pot exista trei categorii genetice de cristale: relict

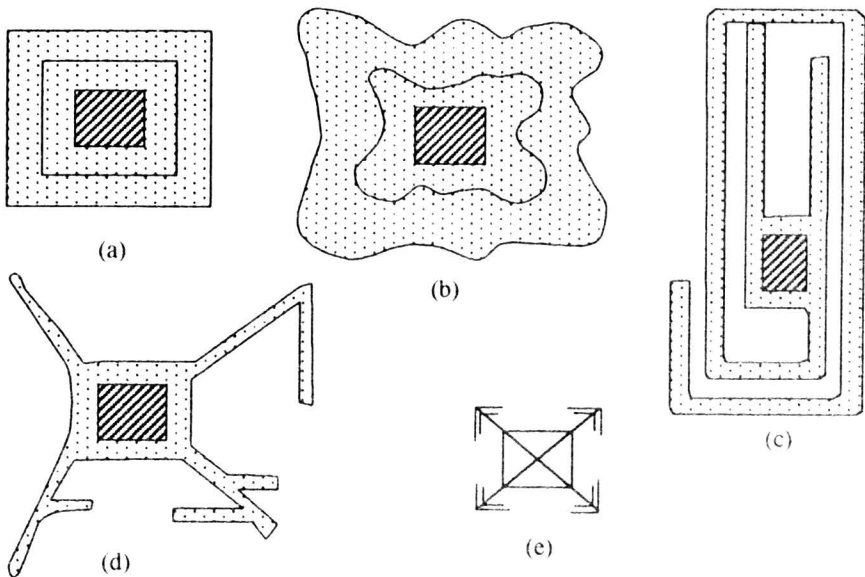


Fig. 3.50. – Tipuri de forme determinate de viteza de creștere:

(a) – formă cristalografică determinată de o creștere euhedrală;

(b) – formă oarecare (xenomorfă), determinată de o creștere anhedrală;

(c), (d), (e) - forme scheletice, determinate de viteze de creștere accentuat anizotrope

premagmatice (ca de exemplu restite anatectice), cristale străine (xenocristale) – ajunse în magmă prin contaminare și, în sfârșit, cristale ortomagmatice (neoformate) – rezultate direct din lichidul magmatic. Restitele anatectice, de obicei, devin cel mai adesea nuclee de creștere și, astfel, ele se învăluie, în decursul cristalizării cu un strat de supracreștere. Xenocristalele pot fi și ele folosite ca

suport pentru supracreșteri, dar, de multe ori, ele se dizolvă în magmă și dispar. Indiscutabil că masa solidă a majorității rocilor magmatice este dominată de cristalele ortomagmatice și, deci, ele sunt acelea care imprimă nota dominantă a structurii petrografice.

În cele ce urmează, se va face abstracție de restite și xenolite. Astfel, se admite, ca o primă premisă, că toate cristalele pe care le observăm într-un eșantion provin din fluctuații supracritice. Conform acestei premise, numărul cristalelor din unitatea de volum a unei roci este egal cu numărul nucleelor. A doua premisă este că formele cristalelor dintr-o rocă magmatică sunt date exclusiv de viteza de cristalizare și nu de alte cauze, cum ar fi deformarea prin frecare, reacția chimică dintre cristal și mediu etc. Conform celei de-a doua premise, o viteză de creștere egală pe direcții cristalografice echivalente (o creștere euhedrală) conduce la o dezvoltare poliedrică a cristalelor. Dimpotrivă, dacă această cerință nu se realizează (creștere anhedrală), cristalele au forme oarecare (anhedrale) și chiar formă de tip scheletic (fig. 3.50.).

În baza celor două premise se poate face afirmația că diversitatea structurilor petrografice, observate la rocile magmatice, este urmarea diferitelor valori sau diferitelor raporturi pe care le au cele două componente ale vitezei de cristalizare (v_N și v_C). Dăm mai jos câteva exemple:

Structura sticloasă (holovitroasă) este expresia inhibării totale a cristalizării, de cele mai multe ori ca urmare a suprarăcirii foarte rapide a lichidelor magmatice. În acest caz,

$$v_N = v_C = 0$$

Structura echigranulară este urmarea unei viteze de creștere egală pentru toate cristalele:

$$v_C^1 = v_C^2 = \dots = v_C^n \text{ și } v_N > 0$$

unde n = numărul cristalelor. Diferențele structurale determinate de dimensiunile absolute, exprimate prin termeni ca "microgranular", "macrogranular" etc., se datoresc diferitelor viteze de nucleere. Dimensiunea absolută a granulelor echidimensionale și viteza de nucleere sunt în raport invers proporțional.

Structura porfirică alcătuită exclusiv din cristale omoloage (aparțin aceluiași mineral),

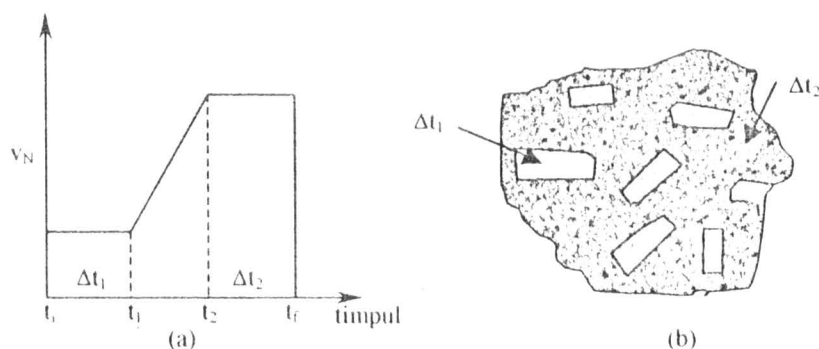


Fig. 3.51. – Explicația structurii porfirice de ordinul I.

(a) – Variația vitezei v_N în timp. Δt_1 = intervalul de creștere a fenocristalelor,

Δt_2 = intervalul de creștere a cristalului din masa fundamentală.

(b) – Schița structurii porfirice de ordinul I

se datorește unei modificări rapide (prin salt) a vitezei v_N , de la viteze relativ mici, la viteze relativ mari (fig. 3.51.).

Ordinul structurii porfirice corespunde numărului de salturi al vitezei v_N (fig. 3.52.)

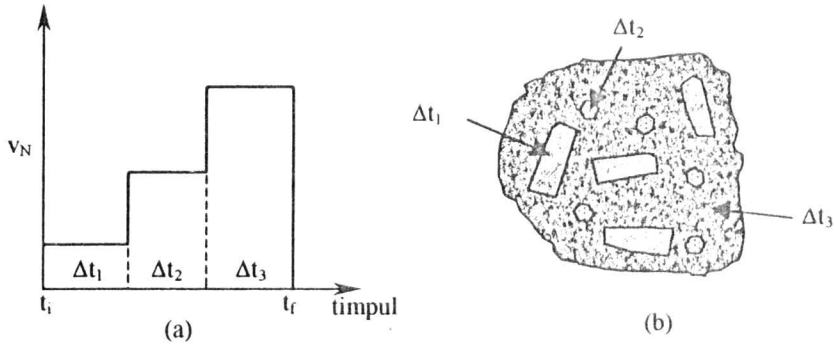


Fig. 3.52.—Explicația structurii porfirice de ordinul II.
(a) – Variația vitezei v_N în timp.
(b) – Schița structurii porfirice de ordinul II.

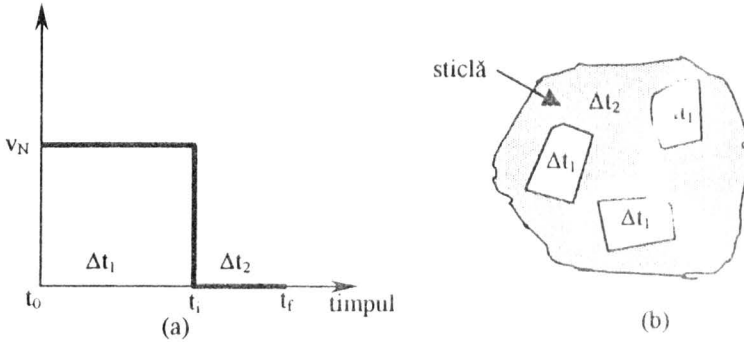


Fig. 3.53. – Explicația structurii vitrofirice.
(a) – Modul cel mai propriu de evoluție a vitezelor de nucleere pentru apariția structurii vitrofirice.
(b) – Schița structurii vitrofirice.

Structura vitrofirică este un caz particular al structurii porfirice (masa fundamentală a rocii este sticlă) și ea se datorește unei variații prin salt a vitezei de nucleere de la valori $v_N > 0$ la valori $v_N = 0$ (fig. 3.53.).

Structura poikilitică presupune existența a cel puțin două minerale, unul jucând rol de gazdă (hadasomă), iar celălalt rol de incluziune (fig.3.54.). Cristalizarea, mai întâi a incluziunilor, apoi a hadasomei este o cauză posibilă a unei structurii poikilitice. Dar, în numeroase cazuri, au cauze cinetice. Ele se pot forma chiar și în situația cristalizării simultane a gazdei și a incluziunilor, dacă se respectă două condiții cinetice:

$$(v_N)_{\text{incluziune}} > (v_N)_{\text{gazdă}}$$

$$(v_C)_{\text{incluziune}} < (v_C)_{\text{gazdă}}$$

Dacă raporturile de viteză necesare pentru edificarea unei structuri poikilitice se inversează în timp, atunci mineralul gazdă devine incluziune și invers. Astfel de inversiuni repetate pot genera

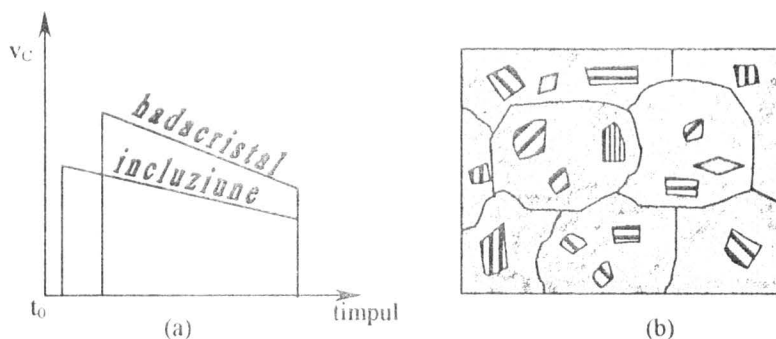


Fig. 3.54. - Explicația structurii poikilitice.

(a) - Raportul de viteze cel mai adecvat pentru formarea structurii poikilitice.

(b) - Schița structurii poikilitice.

structuri simplectitice, numite în general concreșteri.

Zonalitatea cristalelor mixte, așa cum este semnalată la numeroase cristale de plagioclaz și piroxen, se datorește în cea mai mare parte unei creșteri de viteză relativ mari. O creștere foarte lentă generează cristale mixte omogene, nu numai pentru feldspați plagioclazi și piroxeni, ci și pentru orice alt mineral cu miscibilitate totală a componentilor în stare solidă, chiar dacă, în decursul cristalizării, chimismul global al cristalului s-a schimbat foarte mult. Adaptarea continuă a chimismului global al cristalului la condiția fizică este facilitată de difuzia componentilor în cristal. De aceea, apariția sau nu a zonalității este condiționată de raportul care se stabilește între viteza de difuzie, v_D , a componentilor în stare solidă și de viteza de creștere a cristalului, prin adausul de componenți. Zonalitatea apare doar în cazul când v_c este mult mai mare decât v_D .

Structura orbiculară, întâlnită la unele roci magmatice, presupune existența a cel puțin două minerale A și B, care sunt dispuse în cel puțin trei zone concentrice, cu succesiunea A - B - A sau B - A - B. În interiorul unei zone, cristalele A, respectiv B, pot avea o dispoziție radiară sau oarecare (fig. 3 55).

Cristalizarea magmatică ar putea

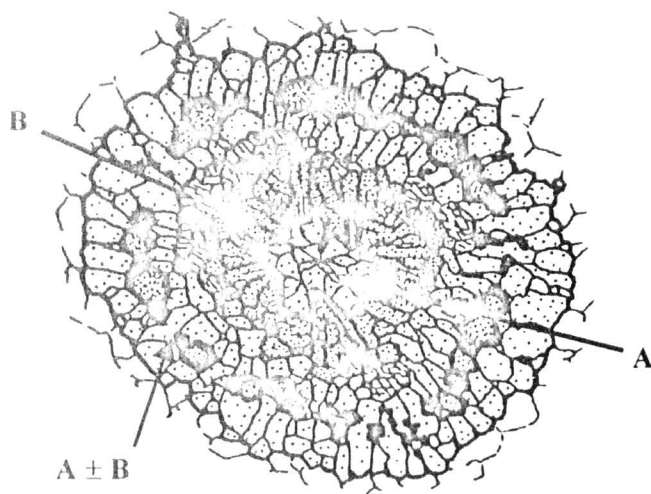


Fig. 3.55. - Schița unei structuri orbiculare. [A = mineral felsic (feldspat plagioclaz); B = mineral mafic (amfibol)]

conduce la formarea unei structuri orbiculare în următoarele circumstanțe:

- să existe o dificultate de nucleere a mineralelor care participă la aranjamentul orbicular, combinată cu o schimbare bruscă a condiției de cristalizare;
- să existe o inversiune a ordinii normale de cristalizare a mineralelor, ca urmare a unei suprarăcirii foarte puternice.

Să exemplificăm cele două posibilități, admitând că A este feldspat plagioclaz, iar B amfibol. Să admitem că, la răcirea izobară ($P_1 \sim 3$ kbar), ordinea firească de cristalizare este mai întâi a

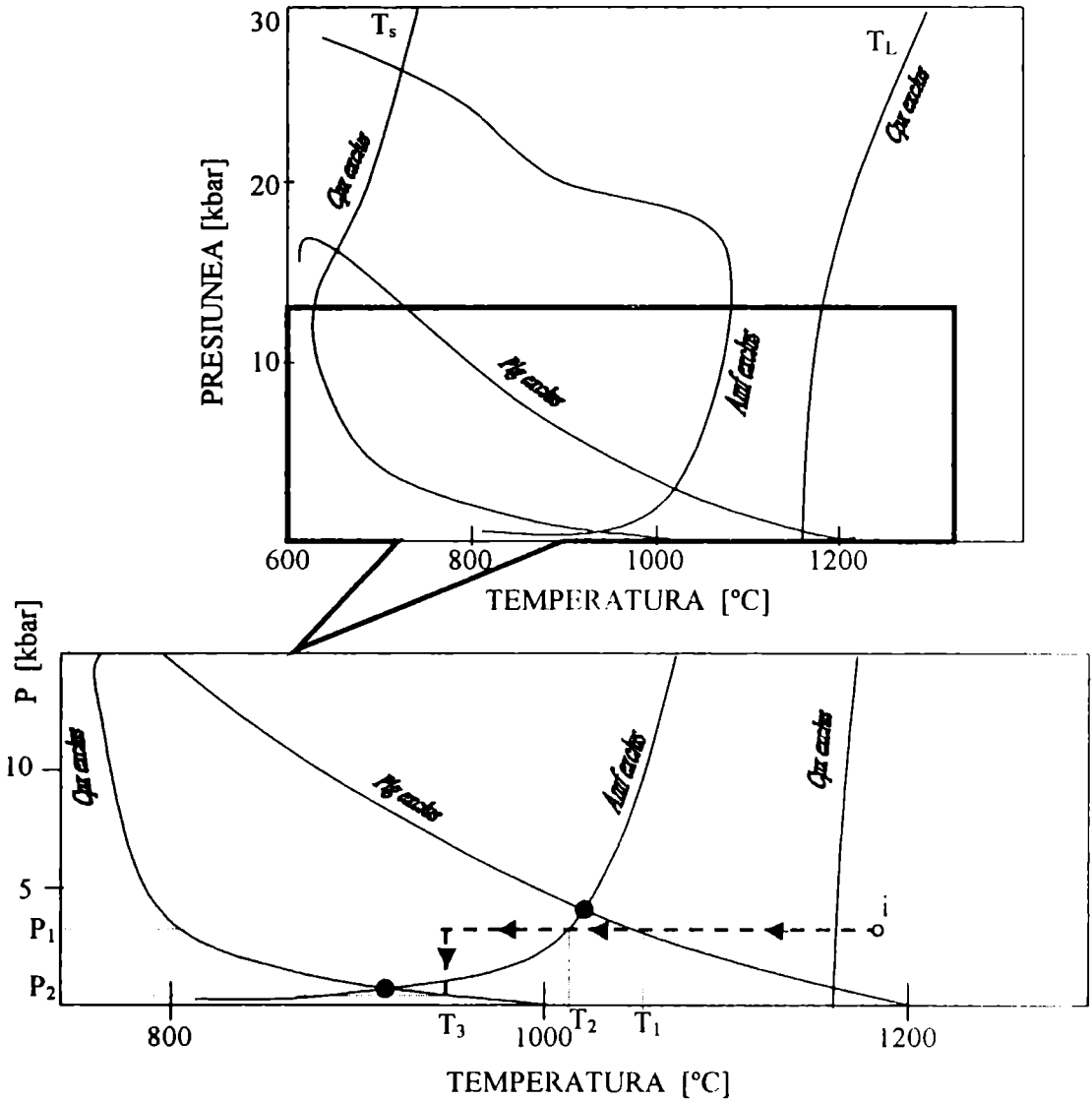


Fig. 3.56. – Diagrama de cristalizare a sistemului Cpx - Amf - Pl, dintr-un lichid magmatic cu 5% H_2O (după Hall A., 1996, cu adăugiri).

[T_L = curba liquidus; T_s = curba solidus; Cpx = clinopiroxen, Amf = amfibol, Pl = feldspat plagioclaz]

plagioclazului și apoi a amfibolului (fig. 3.56.) și, atât feldspatul plagioclaz cât și amfibolul, nu pot germina spontan din lichid fără un suport de nucleere. Este nevoie de o interfață oferită fie de xenocristale provenite din rocile înconjurătoare, fie de bule de gaz, rezultate prin degazarea lichidului magmatic:

a. În eventualitatea că există dificultăți de nucleere, feldspatul plagioclaz va germina

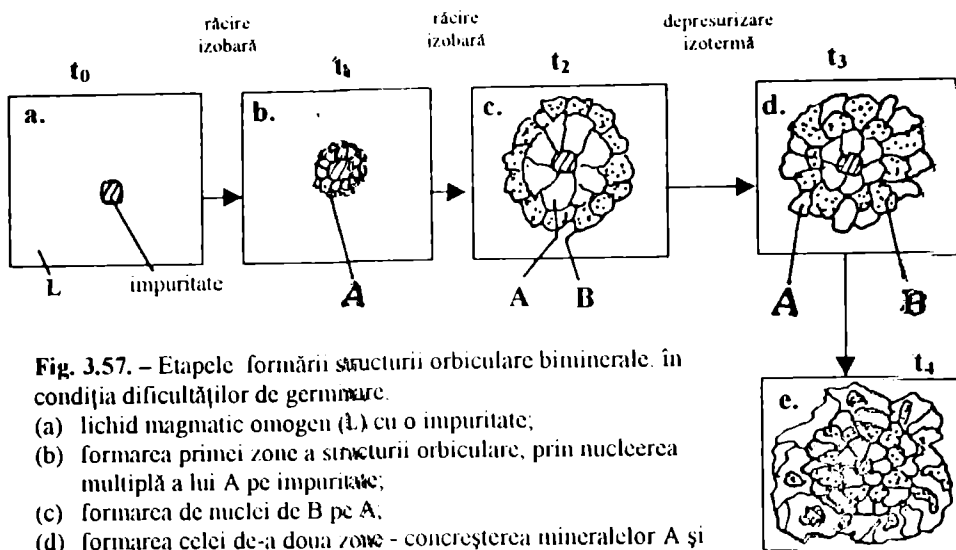


Fig. 3.57. – Etapele formării structurii orbiculare biminerale, în condiția dificultăților de germinare.

- (a) lichid magmatic omogen (L) cu o impuritate;
- (b) formarea primei zone a structurii orbiculare, prin nucleerea multiplă a lui A pe impuritate;
- (c) formarea de nuclei de B pe A;
- (d) formarea celei de-a doua zone - concreșterea mineralelor A și B: structură simplectitică;
- (e) formarea celei de-a treia zone: structură parțial poikilitică.

neomogen, cu un număr mare de nuclei, în jurul unei impurități preexistente sau apărute întâmplător în lichidul magmatic (fig. 3.57. a și b). În momentul în care s-a atins temperatura T_2 de cristalizare a amfibolului (vezi fig. 3.56.), acesta nuclează pe suportul deja existent al cristalelor de feldspat plagioclaz (fig. 3.57.c), urmând o etapă de cristalizare simultană a celor două minerale. Acum se formează cea de-a doua zonă biminerală (fig. 3.57.d). Creșterea acestei zone este întreruptă de o depresurizare bruscă, mai mult sau mai puțin izotermă (T_3), când se iese din câmpul de stabilitate al amfibolului, dar nu și din cel al feldspatului plagioclaz (vezi fig. 3.56.). Sub presiunea P_2 , amfibolul are tendința de a se resorbi. Feldspatul plagioclaz, crescând în continuare, are posibilitatea să includă cristalele de amfiboli, împiedicând astfel resorbția totală a acestora. Creșterea cristalelor de feldspat plagioclaz continuă până se atinge temperatura T_4 , formându-se cea de-a treia zonă concentrică (fig. 3.57.e.).

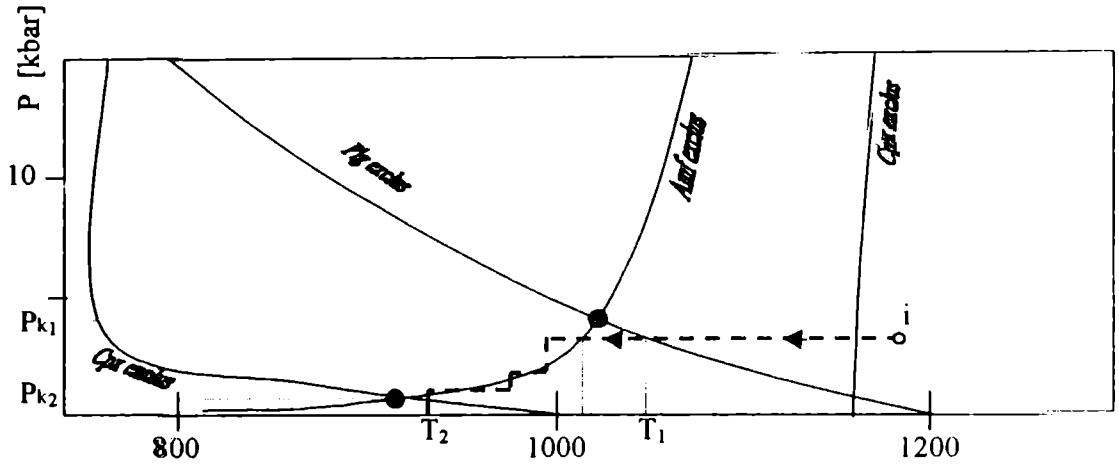


Fig. 3.58. – Etapele de formare a structurii orbiculare în trei trepte de depresurizare.

În eventualitatea că există mai multe păături concentrice, ele ar putea fi explicate printr-o succesiune de răciri și depresurizări cu traversarea repetată a curbei de saturare a amfibolului (fig. 3.58.).

b. Să urmărim acum posibilitatea formării structurii orbiculare cauzată de inversiunea ordinii

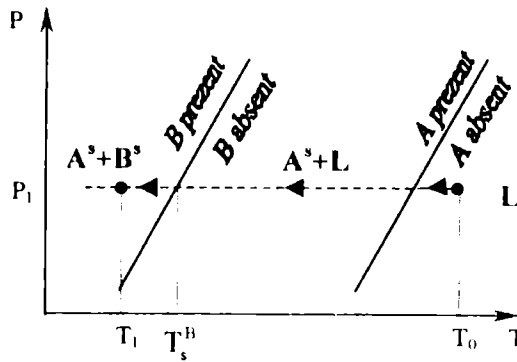


Fig. 3.59. – Ordinea de cristalizare a mineralelor A și B în condițiile răcirii izobare

de cristalizare prin suprarăcirii puternice.

Fie două minerale A și B, contrastante la culoare, a căror ordine de cristalizare în condiții de răcire izobară este cea din figura 3.59.

În ipoteza că sistemul este răcit brusc, izobar, de la $T_0 > T_1$ la temperatura T_1 și că mineralul A are dificultăți de nucleere, în condițiile (T_1, P_1) primul mineral care va nucleea va fi B (fig. 3.60.a.).

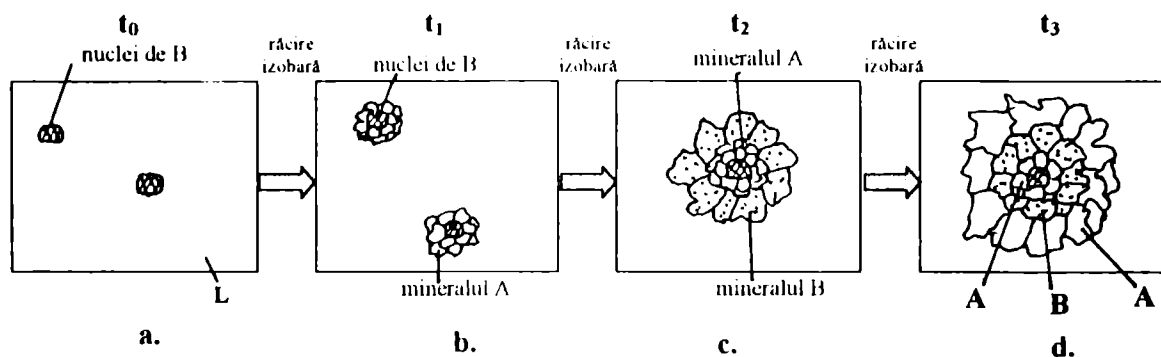


Fig. 3.60. – Etapele formării structurii orbiculare, datorită inversiunii ordinii de cristalizare.

- (a) - nucleerea mineralului B în condițiile $P_1 - T_1$; v_N^B mică;
- (b) - germinarea mineralului A (v_N^A mare) pe suportul mineralului B; formarea primei zone a structurii orbiculare;
- (c) - formarea celei de-a doua zone a structurii orbiculare (predominând mineralul B);
- (d) - formarea celei de-a treia zone a structurii orbiculare (predominând mineralul A).

Așa cum s-a arătat în paragraful 3.3.3.3., în condițiile (T_1, P_1) se vor forma puțini nuclei B, datorită treptei mici de suprarăcire $\Delta T_B = T_s - T_1$. Mineralul A va germina imediat pe suportul oferit de nucleii de mineral B (fig. 3.60.b.). Treapta de suprarăcire ΔT_A fiind mare, va determina o creștere rapidă a nucleelor de A, care vor inhiba creșterea mineralului B. Creșterea rapidă a lui A în jurul nucleelor de B are două consecințe: pe de o parte generează cuiburi, practic, monominerale, prefigurând prima zonă a structurii orbiculare, pe de altă parte, determină scăderea rapidă a concentrației lui A în lichid, până la pragul de saturație, anulând creșterea acestuia. În schimb, concentrația în lichid a lui B crește, accelerând cristalizarea acestuia în jurul primei zone (fig. 3.60.c.). La suprarăcirii repetate se formează, astfel, o structură orbiculară polizonată (fig. 3.60.d.).

3.3.4. Evoluția compoziției fazelor în timpul cristalizării magmei

În perioada de timp cât durează procesul de cristalizare, în sistemul magmatic, faza lichidă coexistă cu una sau mai multe faze solide.

Teoretic, atât faza lichidă, cât și fazele solide, conțin în corpul lor toate categoriile de elemente chimice ale sistemului magmatic. Altfel spus, orice element chimic prezent în sistemul magmatic inițial se regăsește în oricare din fazele coexistente. Deosebirea compozițională dintre faze nu este, deci, de natură calitativă, ci numai cantitativă, în sensul că proporția elementelor chimice diferă de la o fază la alta. Pentru o anumită fază, sunt considerați majori acei componenți care dau esența compozițională a fazei și apar în proporții de ordinul procentelor. Ceilalți

componenți sunt considerați minori, eventual, componenți urmă (elemente urmă), dacă proporția lor este sub sutimile de procente. Evident, distincția dintre elementul major și cel minor are sens doar atunci când ne referim la o anumită fază, eventual la un anumit grup de faze (cum ar fi grupul de faze feldspatice, grupul de faze mafice etc.). Ceea ce este minor într-o fază, poate deveni component major în alte faze. De pildă, plumbul este element major în galenă (fază sulfurică), în schimb el este element urmă în feldspați (faze silicatică). În multe situații, elementele urmă substituie izomorf componenții majori ai fazelor și, astfel, se realizează o anumită "preferință" a unor elemente urmă pentru anumite faze (tabelul nr. 3.6.). De pildă, elementul Ge apare, de preferință, în fazele silicatică ca substituent izomorf al siliciului, în schimb nu are "preferință" pentru apatit. Totuși, de aici nu trebuie trasă concluzia că în apatit lipsește cu desăvârșire elementul Ge.

Tabelul nr. 3.6. - Elementele urmă în câteva din fazele solide posibile în sistemele magmatice (după Hall, 1996).

Faza minerală solidă	Elementele urmă
Feldspați	Ba, Eu, Pb, Rb, Sr, Ge
Olivine	Co, Cr, Mn, Ni, Ge
Clinopiroxeni	Ce, La, Mn, Co, Cr, Ni, Se, V, Ge
Mice	Ba, Cs, Rb, Co, Cr, Li, Mn, Sc, V, Zn, Ge
Apatit	Ce, La, Mn, Sr, Th, U, Y, As, S, V
Zircon	Ce, Hf, La, Lu, Th, Y, Yb, P

Unul și același element urmă se regăsește în toate fazele coexistente și spunem că are o distribuție preferențială numai dacă concentrația elementului urmă este mult mai mare într-una din faze decât în altele. În eventualitatea că printre fazele sistemului se află și o soluție apoasă (supracritică) și dacă unele elemente minore tind să se concentreze în faza apoasă, atunci ele pot fi considerate elemente hidrofile. Pentru sistemele magmatice, sunt considerate hidrofile următoarele elemente: Au, Be, Cl, Li, Mo, Nb, Sn, adică acele elemente care, în final, se concentrează în soluția hidrotermală; numai la temperaturi subsolidus ele intră în componența diferitelor faze solide

În condiții fizice date, când magma a atins un anumit grad de cristalizare, componentul chimic, i , tinde să se distribuie în toate fazele sistemului, în așa fel ca activitățile aceluia component să fie identice în toate fazele:

$$a_i^1 = a_i^2 = \dots = a_i^n = a_i^f$$

La echilibru, repartitia unui component în două faze oarecare este

$$\frac{a_i^1}{a_i^2} = \frac{\gamma_i^1 X_i^1}{\gamma_i^2 X_i^2}$$

Raportul concentrațiilor componentului în fazele 1 și 2 dă coeficientul de distribuție al componentului în cele două faze:

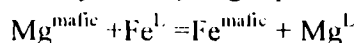
$$\Delta_i = \frac{X_i^1}{X_i^2}$$

Dacă faza 1 este lichidul magmatic, iar faza 2 este o fază solidă, s_i , rezultată din cristalizarea acestuia, atunci raportul $\Delta_i = \frac{X_i^L}{X_i^s}$ este măsura fracționării componentului (i) în lichidul magmatic.

Dacă raportul Δ_i este supraunitar, atunci el semnalează tendința componentului de a rămâne în faza lichidă; și invers, dacă raportul este subunitar. Noțiunile de “compenți competenți” și “incompenți” au menirea de a sublinia cele două tendințe ale compenților.

Pentru fiecare condiție fizică în parte, orice component prezent în lichidul magmatic major sau minor are propria sa fracționare. De aceea, la un chimism global dat, schimbarea condiției fizice atrage după sine nu numai modificarea proporției fazelor, dar și modificarea compoziției chimice a acestora. Schimbarea compoziției chimice a fazei lichide se face, în principal, prin două tipuri de reacții, și anume: reacții continui (1), reacții discontinui (2).

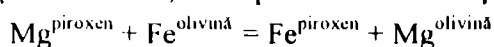
1) – Reacțiile continui sunt reacțiile de schimb compențial între lichid și celelalte faze mixte. Cu puține excepții (cum ar fi cuarțul), fazele minerale solide ale sistemelor magmatice sunt cristalosoluții care permit schimbul a cel puțin două elemente majore. Așa sunt feldspații, feldspatoizii, olivinele, piroxenii, hornblendele etc. De pildă, mineralele mafice au posibilitatea de a schimba cu lichidul magmatic elementele majore Fe și Mg, printr-o reacție de forma:



Pentru o astfel de reacție, constanta de echilibru va fi:

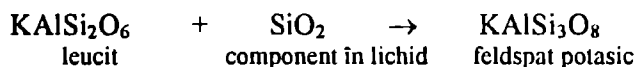
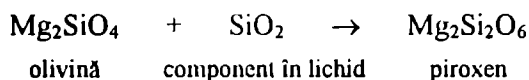
$$k = \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{mafic}} \cdot X_{\text{Mg}}^L}{X_{\text{Fe}}^L \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{mafic}}}$$

Într-un mod similar, se pot schimba elemente Fe și Mg între două faze minerale mafice, respectiv între două cristalosoluții coexistente, ca de pildă între olivină și piroxenul coexistent.

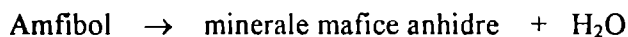
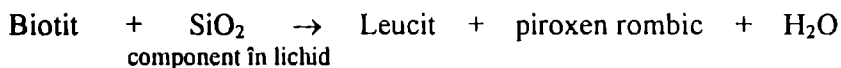


La astfel de reacții de schimb participă toți compenții posibili ai soluțiilor minerale, indiferent dacă sunt majori sau minori și chiar compenții izotopici. Fiecare reacție are propria ei constantă de echilibru, dependentă de temperatură și presiune. De aceea, coeficienții de repartiție ai compenților comuni în fazele mixte coexistente pot fi utilizați ca geotermometre și geobarometre.

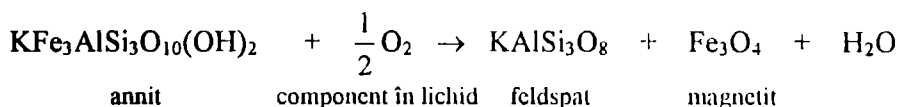
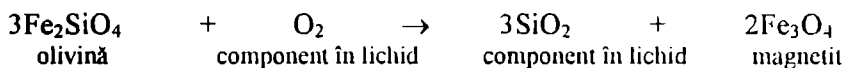
2) – Cel de-al doilea tip de reacție este cea a transferului de masă. Ea se manifestă ca o reacție chimică propriu-zisă între faza solidă și cea lichidă, având ca rezultat apariția unei noi faze minerale solide. Spre deosebire de reacțiile de schimb compențial, care sunt continui, reacțiile de transfer sunt discontinui și se realizează doar atunci când concentrația (activitatea) anumitor compenți depășește anumite praguri limită. Foarte cunoscute sunt reacțiile de adaptare a olivinei magneziene și leucitului, la creșterea conținutului de SiO_2 în lichidul magmatic, ca urmare a cristalizării continui, prin răcirea sistemului



Micșorarea concentrației H_2O în lichidul magmatic (ca urmare a unui proces de devolatilizare), până la un anumit prag, poate conduce la reacția de descompunere a mineralelor hidroxilate, ca de exemplu:



La fel, creșterea activității (fugacității) oxigenului, până la un anumit prag, poate fi cauza unor reacții de oxidare, ca de exemplu:



Pragurile de concentrație ale SiO_2 , H_2O și O_2 , pentru diferite reacții, sunt dependente de temperatură și presiune și, de aceea, o reacție de transfer, de genul celor exemplificate mai sus, poate fi, de asemenea, utilizată în geotermobarometrie. În plus, astfel de reacții arată, prin ele însele, dacă compoziția lichidului magmatic a atins sau nu anumite limite de concentrații, în condiții fizice cunoscute.

Prin cele două tipuri de reacții, compoziția lichidului magmatic se schimbă, dacă procesul de cristalizare evoluează. Reacțiile de transfer, deși sunt de mare diversitate, nu au, totuși, universalitatea reacțiilor de schimb componential. Acesta este motivul pentru care, în numeroase cazuri, se poate prevedea sensul evoluției chimice a lichidului magmatic, dacă ne sunt cunoscute doar mineralele principale care pot să cristalizeze din acest lichid și ordinea de cristalizare a acestora.

Ordinea de cristalizare o putem "citi" pe diagrama T-P a echilibrelor de fază specifice fiecărei magme, iar sensul evoluției chimice a lichidului magmatic se deduce automat, dacă ne sunt cunoscute compozițiile mineralelor și, mai ales, coeficienții de distribuție ai elementelor între lichid și diversele minerale solide. De pildă, se știe că raportul (Mg/Fe) este mai mare în mineralele mafice decât în lichidul magmatic coexistent. De aceea se poate prevedea că, dacă în lichidul magmatic

cristalizează simultan mineralul mafic și plagioclazul, atunci lichidul magmatic se va îmbogăți în Fe și Na și va sărăci în Mg și Ca.

3.3.5. Diferențierea magmei prin cristalizare

3.3.5.1. Esența procesului

Diferențierea prin cristalizare este acel proces care conduce la schimbarea chimismului global al magmei, în timpul și ca urmare a cristalizării. Magma inițială, numită și primitivă (primară) poate, în urma acestui proces, să genereze o serie de alte magme, cu compoziție chimică globală mai mult sau mai puțin diferită de compoziția primitivei. Acest fapt este posibil numai dacă, în decursul cristalizării, fracția (partea) cristalină a magmei se separă de fracția lichidă, în așa fel încât reacția chimică dintre cele două fracții să fie complet împiedicată. Procesul mai este numit și “cristalizare fracționată” sau “fracționare a cristalelor”.

În masele magmatice de mari dimensiuni, cristalizarea se poate desfășura în zeci de mii de ani. Într-un timp așa de îndelungat magma poate, realmente, să-și piardă omogenitatea de al doilea ordin, prin separarea fazelor, generându-se un sistem magmatic eterogen, alcătuit din două componente majore:

- a. O componentă solidă, sau predominant solidă, numită “cumulat cristalin”, care rezultă prin aglomerarea fazelor cristaline, în anumite spații ale corpului magmatic. Dacă acest “cumulat” are o omogenitate de ordinul 2, atunci el este o “rocă magmatică cumulată”.
- b. O componentă lichidă, sau predominant lichidă, constituind așa numita “magma secundară”.

Magma secundară, la rândul ei, poate să intre din nou într-un proces de cristalizare, de lungă durată și, în acest caz, ea se poate diferenția în continuare, generând o altă magma secundară și un alt cumulat. Prin repetarea procesului, se poate ajunge ca dintr-o magma unică primitivă să rezulte numeroase magme secundare cogenetice (= cosangvine), dar și numeroase roci cumulate, de asemenea cogenetice.

3.3.5.2. Mecanismele diferențierii prin cristalizare

Au fost propuse mai multe mecanisme capabile să diferențieze spațial fracția solidă de lichidul magmatic. din care:

- i. diferențierea gravitațională a cristalelor;
- ii. diferențierea prin curgere;
- iii. filtrarea lichidului prin presiune;
- iv. nucleerea selectivă a mineralelor;
- v. deplasarea cristalelor cu ajutorul fazelor volatile.

i. Diferențierea gravitațională a cristalelor. Este mecanismul cel mai des invocat și are ca premiză constatarea că densitatea mineralelor magmatice, de regulă, este diferită de cea a lichidului magmatic cu care se află în echilibru chimic. Mineralele felsice (cuarț, feldspați, feldspatoizi) au densități cuprinse între 2.5 și 2.9 g/cm³, în timp ce mineralele feromagnezice au densități peste 3.0g/cm³, crescând cu proporția Fe/Mg. Leucitul, cu densitatea 2.5g/cm³, precum și alți feldspatoizi (analcimul, sodalitul), au o densitate mai mică decât a lichidelor magmatice bazice și, deci, în mod cert ele au o tendință de a flota spre partea superioară a corpurilor magmatice, formând cumulate foidice. Roca numită "italit", alcătuită predominant din cristale de leucit, ar putea să se fi format pe această cale. Sedimentarea (căderea) cristalelor mai dense decât lichidul este, probabil, mai frecventă decât flotarea, mai ales pentru faptul că mineralele relativ dense (olivinele, granații, piroxenii, numeroase minerale accesorii) sunt deseori prezente printre primele, în ce privește ordinea de cristalizare. Dacă, la un moment dat, mai multe din aceste minerale, relativ grele, cristalizează simultan, probabil că nu toate vor cădea cu aceeași viteză. Potrivit ecuației lui Stokes, ar trebui să fie o anumită ordine în ceea ce privește viteza de cădere a cristalelor, funcție de densitate și dimensiunea corpurilor cristaline (tabelul nr. 3.7.). Adăugând la acest fapt și ordinea de cristalizare, se poate bănui că fracția cumulată gravitațional ar trebui să aibă o anumită stratificație și o anumită variație a granulației pe verticală, în fiecare strat în parte.

Tabelul nr. 3.7. - Viteza de cădere a cristalelor într-un lichid bazic cu densitatea 2.58g/cm³ și vâscozitatea de 3000 poise (după Wager și Brown).

MINERALUL	Raza cristalelor	Viteza de sedimentare	
		m/an	cm/oră
plagioclaz (2.68g/cm ³)	0.5	6	0.06
	1.0	23	0.3
	2.0	92	1.0
	4	368	4.2
Augit (3.28/cm ³)	0.5	40	0.5
	1.0	160	1.8
	2.0	640	7.3
Olivină (3.70/cm ³)	0.5	64	0.7
	1.0	256	2.9
	2.0	1024	11.7
Magnetit (4.92/cm ³)	0.25	3	0.03
	0.5	134	1.5
	1.0	535	6.1

Pe globul terestru, au fost descrise câteva corpuri magmatice bazice cu structuri stratificate, unele dintre acestea devenind celebre, ca de exemplu corpul intrusiv de la Skaergaard (Groenlanda). Mulți petrologi acceptă posibilitatea ca astfel de corpuri să fi rezultat prin diferențiere gravitațională. În numeroase alte corpuri, mai ales în cele granitice, nu se remarcă o structură stratificată. Vitezele de sedimentare a cristalelor în magmele granitice sunt mult mai mici decât în cele bazice, datorită vâscozității. Presupunând o vâscozitate de 10^6 poise și o densitate a magmei acide de 2.3g/cm^3 , cristalele de cuarț, feldspat, biotit și hornblendă, de 1 mm diametru, ar trebui să se sedimenteze cu o viteză de abia 0.1m/an (Anthony Hall, 1996). La viteze atât de mici, diferențierea gravitațională a cristalelor poate fi anulată ușor de mișcarea convectivă, cu atât mai mult de mișcarea turbulentă care poate însoți ascensiunea magmei.

ii. Diferențierea prin curgere. Dacă un fluid cu suspensii cristaline curge printr-o conductă, atunci particulele solide tind să migreze spre spațiile cu viteză de curgere mai mare, adică spre punctele mai îndepărtate de pereți. Dacă, de exemplu, în lungul unei fracturi curge o magmă bazică, având în suspensie cristale de olivină și piroxenii, atunci aceste cristale se vor concentra spre partea centrală a fracturii, mai departe de pereți. Acest mecanism a fost invocat pentru a explica prezența unor roci ultramafice (picritele) în unele sill-uri, fiind concentrate spre partea centrală a acestora, și nu spre bază, cum ar fi fost de așteptat prin diferențierea gravitațională.

iii. Filtrarea prin presiune. Este procesul de separare a lichidului magmatic aflat în spațiile intercrystaline. Acest mecanism intră în funcțiune, probabil, extrem de rar și numai în cazuri excepționale când, datorită presiunilor vectoriale, porozitatea tinde să se micșoreze. Separarea lichidului rezidual din spațiile intergranulare, în cazul că are totuși loc, este mai de grabă urmarea suprapresiunilor generate de fazele volatile, decât de presiunile orientate (Anderson et. al., 1984).

iv. Nucleerea selectivă. Procesul poate deveni important în magmele suprarăcite, pe fracturi, unde primii nuclei cristalini se vor fixa mai mult sau mai puțin orientat pe pereții fracturii. Sill-urile și dyke-urile în care au fost remarcate dispoziții orientate ale cristalelor mafice față de pereții corpului magmatic, ar fi o dovadă a unei astfel de posibilități. Lichidul din centrul corpului va fi, în acest caz, diferit compozițional de bordurile solide, fără să fie implicată o mișcare mecanică a cristalelor.

v. Deplasarea cristalelor cu ajutorul fazelor volatile. Dacă în sistemul magmatic coexistă trei categorii de faze (lichidă, solidă și o fază volatilă), atunci faza volatilă poate să se individualizeze ca

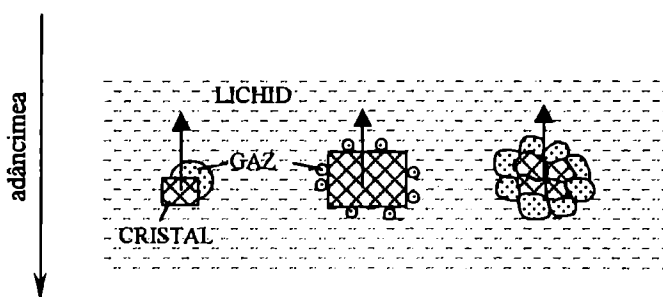


Fig. 3.61. – Aderarea fazelor gazoase pe cristale sau pe agregatele policristaline.

vezicule (bule) aderente pe cristale (fig. 3.61.). Se realizează astfel o modificare a densității globale a sistemului cristal-gaz, favorizând flotarea cristalelor spre suprafață. De fapt, acest mecanism este un caz particular al diferențierii gravitaționale. Este evident că acest mecanism are efect invers față de sedimentarea gravitațională și, deci, o poate anula. Procesul ar putea fi deosebit de eficient în cazul depresurizărilor rapide ale magmelor umede care ascensionează spre suprafață. El ar putea explica menținerea în magmă, într-un timp îndelungat, a cristalelor de mari dimensiuni, relativ dense, precum și a unor noduli peridotitici semnalati în numeroasele lave bazaltice.

3.4. LICUAȚIA MAGMELOR

3.41. Esența și cauzele licuației

Licuația este procesul de dezamestec al unui lichid mixt omogen, L_0 , în două sau mai multe lichide diferite, L_1, L_2, \dots, L_n . Soluția lichidă inițială, L_0 , este numită lichid primar sau primitiv, pe când soluțiile L_1, L_2, \dots, L_n – faze licuate sau fracții licuate. Componentii chimici ai soluției primitive se regăsesc în toate fracțiunile licuate, dar cu concentrații diferite:

$$X_i^{L_0} \neq X_i^{L_1} \neq \dots \neq X_i^{L_n}$$

Pentru o compoziție chimică globală constantă, coeficientul de distribuție al componentului i în fazele licuate, respectiv

$$K_D = \frac{X_i^{L_1}}{X_i^{L_n}} < > 1$$

este puternic influențat de temperatură și într-o mică măsură și de presiune. În condiții izobare, contrastul compozițional dintre fazele licuate L_1 și L_n se micșorează continuu, pe măsură ce crește temperatura, astfel încât, la o anumită temperatură T_k , numită și temperatură critică a sistemului licuabil, contrastul compozițional dintre faze dispare. Cu alte cuvinte, la $T \geq T_k$, pentru orice component al lichidului primitiv, avem $K_D = 1$. La $T > T_k$ lichidul primitiv nu permite dezamestecul, sau altfel spus, toți componentii sistemului sunt total miscibili în stare lichidă. De aici se deduce prima cauză a licuației: *răcirea lichidului primitiv*.

Este valabilă și reciproca: *dacă la $T < T_k$ există în echilibru două sau mai multe faze lichide contrastante chimic, atunci, prin creșterea temperaturii, acestea se vor amesteca tinzând să formeze un singur lichid omogen*.

În figura 3.62., este redată o diagramă $T - X$ a unui sistem binar lichid cu componentii A și B licuabili. Domeniul compozițional și termic în care este posibilă licuația, pe scurt, domeniul de licuație sau lacuna de miscibilitate, este conturat în diagrama $T - X$ printr-o curbă sub formă de clopot.

Lichidul primitiv, L_0 , aflat la $T = T_3 > T_k$, rămâne omogen până la temperatura T_1 , când se despică în două lichide: L_1 și L_2 definite de compozițiile

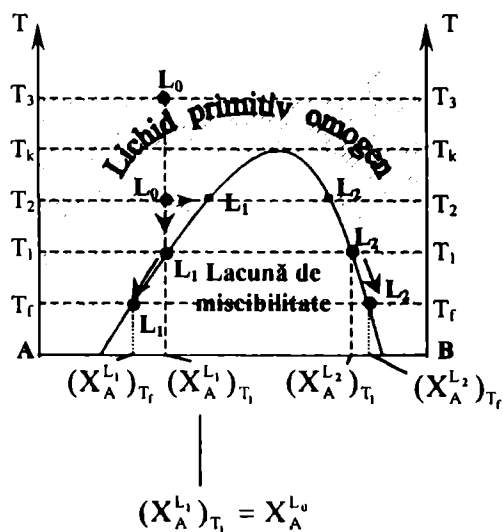


Fig. 3.62. – Dezamestecul lichidului binar, L_0 , cu compoziția inițială determinată de

$$X_A^{L_0}$$

$(X_A^{L_1})_{T_1}$ și $(X_A^{L_2})_{T_1}$. Prin scăderea temperaturii, până la T_f , lichidul L_1 tinde să se îmbogățească în componentul A, iar lichidul L_2 , în componentul B, accentuându-se astfel contrastul compozițional dintre lichide. Invers, cele două lichide L_1 și L_2 prezente la T_f , prin încălzire, se apropie compozițional, contopindu-se într-un singur lichid omogen la T_1 .

Cea de-a doua cauză a licuației este modificarea concentrației componentilor în lichidul primitiv, L_0 , aflat la o temperatură $T < T_k$. De pildă, dacă în lichidul L_0 , aflat la $T = T_2$, are loc o creștere a concentrației componentului B, atunci compoziția globală a lichidului poate atinge domeniul compozițional al licuației, producându-se dezamestecul izoterm, cu formarea lichidelor L_1 și L_2 . Teoretic există două posibilități de creștere a concentrației componentului B și anume: (1) prin contaminare, respectiv asimilare; (2) prin cristalizarea componentului A. Schimbarea concentrației ca urmare a cristalizării unuia din componenți în lichidul primitiv este o cauză extrem de eficientă și universală, deoarece poate acționa în toate sistemele magmatice naturale. Prin cristalizarea unuia dintre componenți, un lichid omogen se poate dezamesteca chiar și în trei sau mai multe lichide, dacă

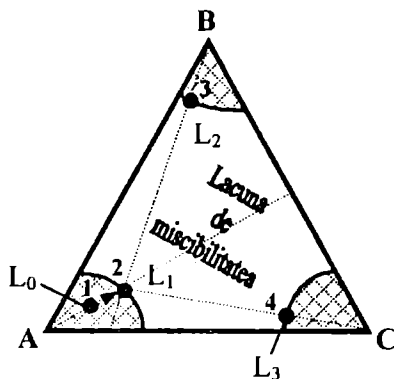


Fig. 3.63. – Sistemul licuabil A – B – C, cu cei trei componenți parțial miscibili. Lichidul omogen L_0 , prin cristalizarea componentului A, își schimbă compoziția din punctul 1 în punctul 2, unde se dezamestecă în cele 3 lichide, L_1 , L_2 și L_3 .

în sistem există mai mulți de doi componenți imiscibili. Să urmărim această posibilitate în sistemul ternar ABC, unde cei trei componenți sunt doar parțial miscibili în stare lichidă (fig. 3.63.).

În acest sistem sunt posibile trei faze lichide, funcție de chimismul global și anume: (1) faza A', soluție relativ bogată în A; (2) faza B', soluție relativ bogată în B; (3) faza C', soluție relativ bogată în C. Să presupunem că lichidul primar omogen L_0 , aparține fazei lichide A', având compoziția în punctul 1. Prin cristalizarea componentului A, lichidul A' se îmbogățește relativ în componenții C și B până se atinge limita miscibilității, în punctul L_1 . Aici lichidul omogen A' se despică în trei faze lichide: L_1 cu compoziția punctului 2, L_2 cu compoziția punctului 3 și L_3 cu compoziția punctului 4. Proporția lichidelor L_1 , L_2 și L_3 nu depinde de temperatură, ci de gradul cristalizării componentului A (proporția lichidului L_1 scade, în folosul lichidelor L_2 și L_3 , pe măsură ce crește gradul de cristalizare al lui A).

3.4.2. Structura sistemelor licuate

Cinetica apariției unui lichid nou în corpul altui lichid este asemănătoare cineticii cristalizării, pe care am comentat-o mai sus. Noua fază lichidă "nuclează" prin fluctuații spontane, apărând, la început, sub formă de corpuri minuscule, cu forme mai mult sau mai puțin sferice, numite în general "picături". Și aici se poate vorbi de o viteză de nucleere, v_N , care exprimă numărul de "picături" care se formează în corpul lichidului L_0 , timp de o secundă, într-un cm^3 . La fel se poate vorbi de o viteză de creștere a "picăturilor", v_c (viteza de creștere a razei picăturii). La o viteză mare de nucleere, în corpul lichidului primitiv se formează un număr enorm de picături, aparținând unei faze L_n . Se realizează astfel un sistem licuat cu omogenitate de al doilea ordin și cu o structură emulsionară izotropă (fig. 3.64.b.).

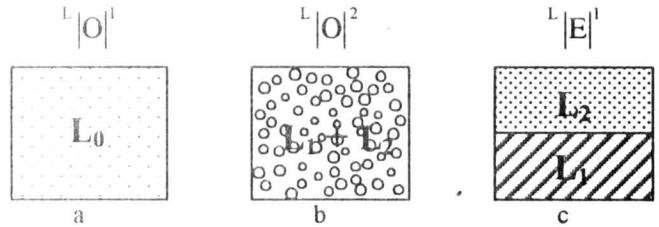


Fig. 3.64. – Structurile fundamentale ale sistemelor licuate:

- lichid omogen (L_0) înainte de licuație;
- sistem licuat cu structură emulsionară;
- sistem licuat stratificat.

Compozițiile diferite ale fracțiunilor licuate determină o deosebire în ceea ce privește densitățile acestora. De aceea, în condiții statice de lungă durată, lichidele tind să se separe gravitațional, cu tendința de formare a unui sistem eterogen stratificat (fig. 3.64.c.). Trecerea de la structura emulsionară la cea stratificată este deseori împiedicată de vâscozitatea lichidelor, care se opune căderii (sau ridicării) picăturilor. Ca urmare, deși instabile gravitațional, structurile emulsionare pot supraviețui un timp îndelungat.

Structura sistemelor licuate ar putea fi perfect conservată în cazul unei suprarăcirii foarte puternice, sub temperatura de vitrificare, când fazele lichide devin corpuri sticloase. Cristalizarea lichidelor poate afecta mai mult sau mai puțin profund structura sistemului licuat. În principiu, structura stratificată nu este afectată major de cristalizare, deoarece corpurile lichide devin corpuri petrografice stratificate. Cât privește structurile emulsionare, acestea se conservă sau nu funcție de ordinea de cristalizare a fracțiunilor licuate, precum și de viteza de cristalizare a componentilor din aceste fracțiuni.

În eventualitatea că lichidul gazdă (hadasomă) cristalizează înaintea

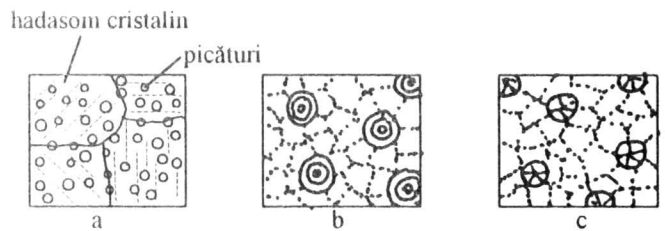


Fig. 3.65. – Structuri licuate conservate în structurile petrografice: (a) structuri poikilitice mimetice după structurile emulsionare; (b) structuri orbiculare generate prin cristalizarea concentrică a mineralelor, în corpurile sferice ale unuia din lichidele licuate; (c) structuri sferulitice mimetice pe o structură licuată emulsionară.

picăturilor, frecvent picăturile sunt incluse în cristalele hadasomei formând structuri poikilitice (fig. 3.65.a.).

Răcirile rapide ar putea să transforme picăturile în sticle, conducând la structuri hipocristaline poikilitice. Chiar și o cristalizare simultană a fracțiunilor licuate ar putea conserva structura emulsionară. Fiecare picătură lichidă devine un sistem autonom, în spațiul căruia vor cristaliza anumite minerale, într-o anumită ordine, diferită de cele care se află în spațiul vicinal al picăturii. Ordinea de cristalizare ar putea, astfel, să fie reflectată într-o dispoziție concentrică a mineralelor (fig. 3.65.b.). Tot astfel, o “picătură” de lichid ar putea să fie înlocuită de un sferulit, prin creșterea radiară a cristalelor germinate pe pereții picăturii (fig. 3.65.c.). Desigur, există și alte structuri petrografice care ar putea fi considerate mimetice pe structurile sistemelor licuate, cum ar fi unele structuri “nodulare” sau “concreționare”, prezente în roci magmatice în esență silicatică, dar cu noduli de oxizi, carbonați sau sulfuri. Studiul atent al acestor structuri petrografice a fost cea mai importantă dovadă a existenței licuației printre procesele magmatice. Prin studiul mineralogic comparativ al acestor structuri petrografice mimetice s-a oferit posibilitatea clasificării sistemelor magmatice licuabile în câteva grupe.

- i. sisteme eusilicatică - acele sisteme lichide esențial silicatică care, prin licuație, generează tot lichide silicatică;
- ii. sisteme oxido-silicatică - lichide naturale care, prin licuație, generează o fază lichidă predominant silicatică și o alta predominant oxidică;
- iii. sisteme silicato-sulfurice - lichide naturale care generează un lichid predominant silicatic și un altul predominant sulfuric;
- iv. sisteme silicato-carbonatice - lichide naturale care, prin licuație, generează topituri carbonatice și silicatică;
- v. sisteme complexe - magme naturale care, prin licuație, pot genera mai mult de două fracțiuni lichide contrastante compozițional.

Unii petrologi consideră că devolatilizarea magmelor silicatică este tot un proces de licuație. Totuși, substanțele volatile, separate ca faze independente, au caracteristici de faze lichide doar la presiuni relativ mari, pe când la presiuni joase ele se manifestă ca faze gazoase. De aceea devolatilizarea va fi comentată într-un capitol separat.

3.4.3. Licuația în topiturile eusilicatică

Licuația a fost remarcată în mai multe topituri silicatică artificiale. De exemplu, în lichidele binare, aparținând sistemelor $\text{SiO}_2 - \text{CaO}$, $\text{SiO}_2 - \text{FeO}$, licuația a fost semnalată cu multe decenii în

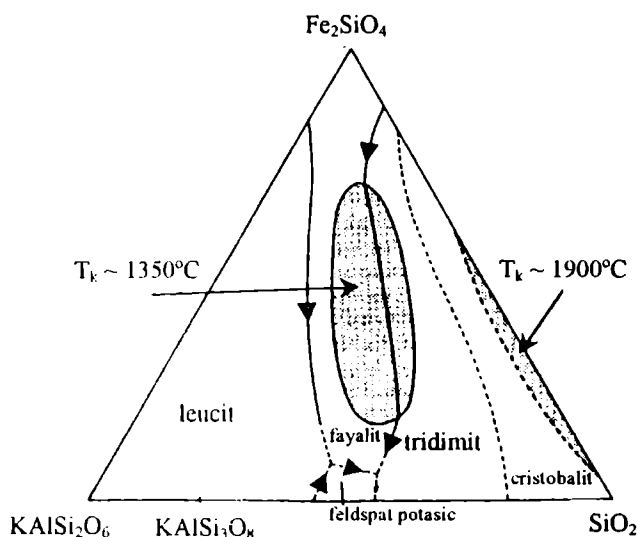


Fig. 3.66. – Domeniile de licuație ale sistemului $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{SiO}_4 - \text{KAlSi}_2\text{O}_6$ (simplificat după Roeder, 1951)

urmă. Apoi ea a fost remarcată și în lichide silicatică mai complexe, ca de exemplu, în lichidul sistemului $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{SiO}_4 - \text{KAlSi}_2\text{O}_6$ (fig. 3.66.).

Domeniile de licuație ale tuturor sistemelor silicatică se restrâng sau dispar, dacă în sistem se adaugă mici cantități de aluminiu sau alcalii. Dimpotrivă, adaosul de fosfor și titan în sistemul ternar $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{SiO}_4 - \text{KAlSi}_2\text{O}_6$ contribuie la lărgirea domeniului de imiscibilitate.

Numeroase topituri silicatică aparținând sistemului $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ nu prezintă fenomenul de licuație. Cum acești oxizi se regăsesc în majoritatea magmelor în proporții relativ mari, este aproape sigur că în cele mai multe magme silicatică naturale licuația nu a avut loc. Totuși, dezamestecul natural al unor magme silicatică pare să fie dovedit de mai multe observații. Astfel, în cristalele de olivină ale câtorva bazalte de pe glob (de pildă, în bazaltele vulcanului Fuji din Japonia) au fost întâlnite două tipuri de incluziuni sticloase, unele foarte bogate în SiO_2 (76%), altele foarte sărace (30,4%). Incluziunile sticloase bogate în silice au un conținut relativ mare de Al_2O_3 și alcalii, în comparație cu incluziunile bazice în care s-au concentrat mari cantități de TiO_2 , FeO și CaO . Cel mai probabil, la origine, aceste incluziuni sticloase au fost picături lichide imiscibile captate de olivină în timpul cristalizării. Trebuie să admitem deci, ca o ipoteză foarte plauzibilă, existența unui lichid magmatic primar, cu un conținut apreciabil de Fe și Ti, care a suferit o licuație chiar în timpul cristalizării olivinei. Lichidul mai acid, rezultat prin licuație, se apropie destul de mult de chimismul global al unei magme riodacitice, însă lichidul mai bazic, prin conținutul său exagerat de titan și fier,

nu are corespondent în magmele silicatiche obișnuite. Unele sticle vulcanice cu eterogenități compoziționale foarte clare vin și ele în sprijinul existenței fenomenului de licuație. Licuația a fost, de asemenea invocată pentru a explica unele structuri ale rocilor silicatiche cum ar fi cele "nodulare", constând din prezența unor noduli relativ sferici cu o anumită compoziție silicatică, într-o matrice de o altă compoziție mineralogică. Numeroase structuri sferulitice, variolitice, ocelare, globulare etc. ar putea fi explicate și ca fiind structuri mimetice pe sisteme licuate. Cu toate acestea, trebuie subliniat că magmele naturale acide, neutre și bazice nu manifestă fenomenul de licuație, în condiții supraliquidus. Probabil că licuația devine posibilă doar în acele lichide reziduale din ultimele stadii ale cristalizării, mai ales în situația când lichidul rezidual se îmbogățește puternic în fier și titan.

3.4.4. Licuația magmelor oxido-silicatiche

În sistemul $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{FeO} - \text{SiO}_2$ a fost demonstrat experimental că, la o fugacitate mare a oxigenului, există un domeniu de licuație foarte larg (fig. 3.67.). În acest sistem, la o fugacitate mare a oxigenului ($f_{\text{O}_2} = 10^{-0.7}$ bar) există două tipuri de lichide imiscibile: unul foarte bogat în oxid de fier (cu maximum 20% silicat), iar celălalt, silicatic, cu cel mult 20% FeO. Pe măsură ce scade fugacitatea oxigenului, se restrânge și domeniul de licuație a fugacității. De aceea, se poate prevedea că o cauză posibilă a licuației topiturilor feroase în magmele silicatiche, este creșterea fugacității oxigenului.

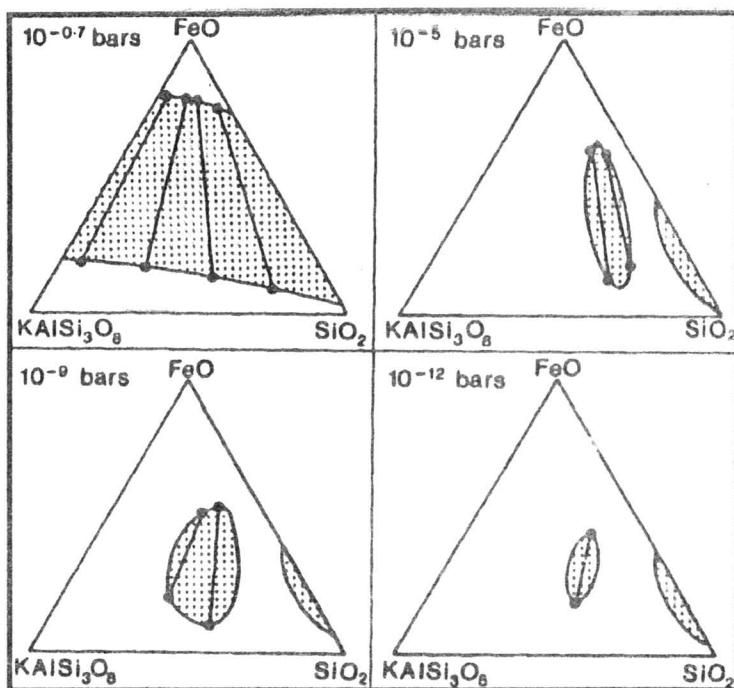


Fig. 3.67. - Domeniul de licuație în sistemul $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{FeO} - \text{SiO}_2$, la diferite fugacități ale oxigenului (după Naslund, 1976).

Existența unor magme naturale bogate în fier este confirmată de mai multe observații. Au fost semnalate curgeri de lave alcătuite, practic, din magnetit și hematit, cu cantități reduse de apatit și silice (exemplu: lavele vulcanului El Laco din Chile). Marele depozit de fier de la Kiruna (Suedia) poate fi, de asemenea, la origine o lavă ferică, separată prin licuație dintr-o magmă silicatică. Unii autori consideră că sticlele magnetitice bogate în apatit din corpul magmatic stratificat de la

Bushveld ar fi putut să apară mai de grabă prin licuație, decât prin diferențierea gravitațională. Au fost, de asemenea, descrise corpuri intruzive (dyke-uri) foarte bogate în magnetit și apatit în nordul Canadei și în Norvegia, care au fost interpretate ca provenind din topituri oxidice. Aceeași origine a fost atribuită și altor corpuri (dyke-uri, sill-uri etc.) din diverse zone ale lumii, alcătuite predominant din oxizi de Fe și Ti, frecvent asociați cu apatitul (Kolker, 1982).

3.4.5. Licuația magmelor silicato-sulfurice

Așa cum s-a precizat într-un paragraf anterior, sulful poate fi prezent în magmele silicatică în toate cele cinci stări de oxidare ale sale ($2-$, 0 , $2+$, $4+$, $6+$), funcție de fugacitatea oxigenului. În starea redusă de oxidare, sulful se leagă în special cu metalele Fe, Cu, Ni, formând compuși stabili, fuzibili la temperaturile magmatice. Miscibilitatea topiturilor sulfurice cu topiturile de silicați este, totuși, limitată. De aceea, ori de câte ori există magme cu sulf, există și posibilitatea separării, prin licuație, a unor magme sulfurice, în condiții reducătoare. De fapt, din practica siderurgică, se știe de mult timp că topiturile silicatică sunt imiscibile cu cele sulfurice. În condiții naturale, magmele sulfurice au fost observate la erupția vulcanului Kilanea din 1963. Au fost descrise, de asemenea, și roci bazaltice cu incluziuni sulfurice (în esență sulfuri de Fe, Ni, Cu) provenite cert din cristalizarea unor picături de lichide sulfurice.

Solubilitatea sulfurilor în topiturile silicatică crește cu temperatura și conținutul de FeO, dar scade cu presiunea, cu conținutul de SiO_2 și cu fugacitatea oxigenului. Ca urmare, orice magmă silicatică cu un conținut de sulf de peste 0.038%, în condiții reducătoare, poate genera, prin licuație, o topitură sulfurică, dacă se află într-un proces de răcire sau dacă, în evoluția sa, se îmbogățește gradat în silice. Aceste două tendințe de evoluție sunt specifice mai ales corpurilor magmatice bazice și, de aceea, mulți petrologi cred că cele mai multe acumulări sulfurice existente în marile corpuri bazice stratificate (Skaergaard, Sudbury, Bushveld) sunt, de fapt, consolidări ale magmelor sulfurice. Densitatea magmelor sulfurice este mult mai mare decât cea a topiturilor silicatică și, de aceea, este de așteptat ca diferențierea gravitațională a topiturilor licuate în sistemele sulfuri-silicați să fie foarte eficace. Aceasta ar explica raritatea incluziunilor sulfurice în mineralele silicatică, în comparație cu incluziunile sticloase. Densitatea mare a magmelor sulfurice este, de asemenea, o cauză serioasă care se opune ascensiunii spre suprafață a acestora, căci tendința lor de deplasare în litosferă este de sus în jos, adică inversă față de tendința magmelor silicatică.

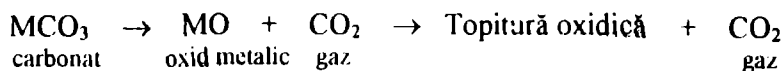
Dacă sulful se află în starea de oxidare zerovalentă (S^0), atunci, prin licuație, poate rezulta o masă lichidă de sulf nativ, ceea ce a fost semnalat, ca apariție foarte rară, în unii vulcani actuali. Raritatea acestei topituri este urmarea faptului că sulful poate exista într-o astfel de stare de oxidare numai în condiții cu totul speciale, cu șanse foarte rare de realizare. Ceva mai frecvent, se poate

realiza o stare de oxidare superioară. Sulfurii S^{2+} și S^{4+} formează cu oxigenul compuși volatili și, deci nu se poate vorbi de o licuație propriu-zisă a sulfului, în aceste stări de oxidare. În schimb, sulfurii S^{6+} generează sulfati, iar dintre aceștia, $CaSO_4$ se poate dizolva congruent în magmă la presiuni de câțiva kbar (Ducea et. al., 1996, Carroll și Rutherford, 1985).

Referitor, însă, la licuația topiturilor sulfatice sunt, totuși, prea puține date experimentale pentru a se trage concluzii de mai largă generalitate. Reținem totuși că, teoretic, este posibilă formarea prin licuație a unei magme sulfurice și că, prin cristalizarea acesteia, ar putea rezulta roci sulfatice, în special anhidritice.

3.4.6. Licuația magmelor silicato-carbonatice

Prin creșterea temperaturii, la presiunea atmosferică, toți carbonații cunoscuți se descompun în oxizi înainte de a se topi și abia oxizii metalici rezultați din disociere se topesc. De pildă, carbonații MCO_3 (cu M = metal bivalent), la încălzire, trec prin două procese succesive:



Astfel, calcitul se descompune mai întâi în CaO și CO_2 , apoi urmează topitura oxidului CaO . De aceea, la presiuni mici, nu există topituri carbonatice propriu-zise, ci numai topituri oxidice, în care substanța volatilă CO_2 se dizolvă în cantități foarte mici. Temperatura solidus a topiturii metalice scade vertiginos cu creșterea presiunii CO_2 . Invers, temperatura de disociere a carbonatului crește cu presiunea CO_2 . La o anumită presiune, P_M , cele două temperaturi coincid, iar la $P > P_M$, temperaturile se inversează (fig. 3.68.). Valorile presiunii P_M sunt de minim 5 kbar și depind nu numai de natura carbonaților, dar și de contextul mineral în care se găsește faza carbonatică. La presiuni $P > P_M$, carbonații se topesc congruent și în aceste condiții barice se poate, într-adevăr, vorbi de magme carbonatice.

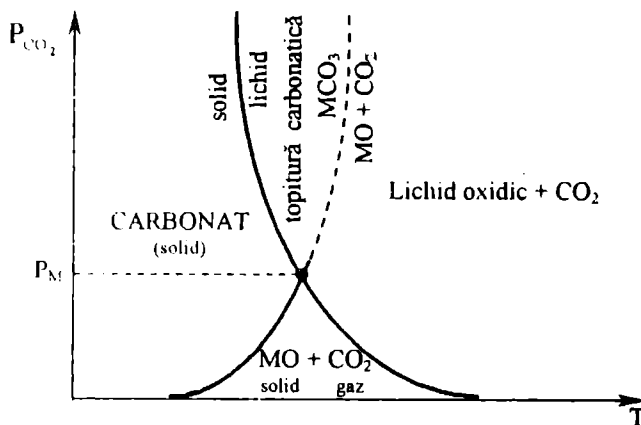


Fig. 3.68. – Reprezentarea schematică a domeniului $T - P$ de stabilitate a topiturilor carbonatice, pe modelul unui carbonat cu formula MCO_3 , unde $M = Ca, Mg$.

Teoretic, un lichid carbonatic se poate obține pe două căi: (1) topirea unui carbonat preexistent, (2) reacția dintre CO_2 și oxizii CaO sau MgO din lichidele magmelor silicatice. Deoarece toate magmele naturale conțin CO_2 , este logic să admitem că, la presiuni mari, în magmele

naturale, ar trebui să existe și topituri carbonatice. Problema care se pune este: în ce măsură aceste topituri carbonatice se pot amesteca cu cele silicaticе.

Toate experiențele întreprinse până în prezent demonstrează că între topiturile silicaticе și cele carbonatice există o imiscibilitate foarte accentuată. Destul de elocvent este sistemul $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Na}_2\text{CO}_3$, în prezența unui exces de CO_2 , studiat experimental de Koster van Gross și Wyllie (1996), care arată o mare lacună de miscibilitate între topitura carbonatică și cea feldspatică (fig. 3.69). În acest sistem licuația se manifestă, practic, pe tot intervalul termic de stabilitate al lichidului, iar cele două lichide coexistente sunt clar asimetrice în ceea ce privește compoziția. Astfel, în intervalul termic 900 – 1000°C, lichidul silicatic acceptă 20 – 25% carbonat, pe când lichidul carbonatic acceptă cel mult 5% silicat. Imiscibilitatea între topitura silicatică și cea carbonatică a fost verificată inclusiv pe sisteme silicaticе mai complicate. De exemplu, Freeston și Hamrilton (1980) au confirmat experimental existența unei mari lacune de miscibilitate între topiturile de nefelinite și fonolite, pe de o parte și cele carbonatice, pe de altă parte. Contrastul chimic dintre cele două lichide coexistente este scos în evidență nu numai prin conținutul în silice și CO_2 , dar și prin proporția celorlalți cationi, cum ar fi, de exemplu, proporția CaO și NaO în cele două lichide (fig. 3.70).

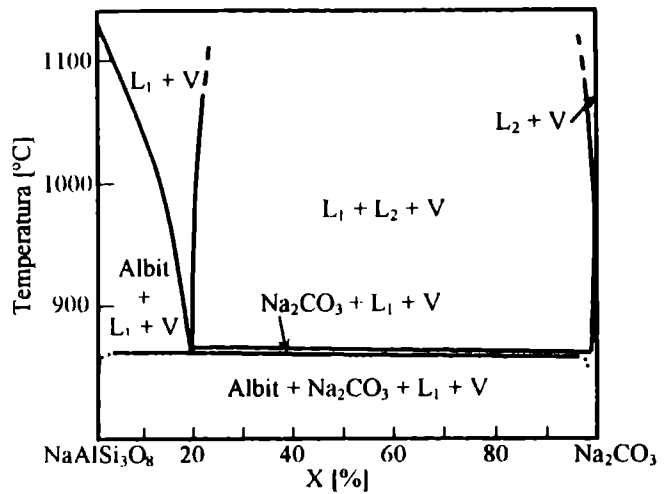


Fig. 3.69. – Sistemul $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Na}_2\text{CO}_3$ (după Koster van Gross și Wyllie, 1996)

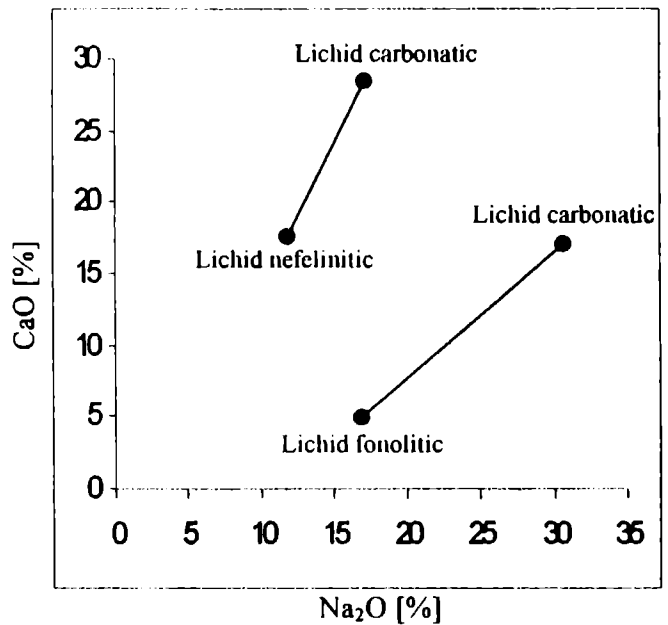


Fig. 3.70. – Distribuția Na_2O și CaO în lichidele coexistente, dedusă experimental, în sistemele carbonat – nefelinit și carbonat – fonolit (după Freeston și Hamilton, 1980).

Topirea congruentă a carbonaților la presiuni mari dovedește că, în aceste condiții barice, cea mai mare parte din conținutul CO_2 prezent în magmele silicaticе se găsește în topituri carbonatice, și nu ca fază independentă. La conținuturi mici de CO_2 corespund conținuturi mici de topituri silicaticе

și, cel mai probabil, aceste conținuturi sunt în afara domeniului de licuație, pentru majoritatea magmelor silicatic primare. Totuși, dacă în aceste magne de înaltă presiune are loc o cristalizare a mineralelor silicatic, atunci proporția lichidului carbonatic crește și se ajunge, astfel, inevitabil la limita miscibilității, când se produce licuația, cu separarea lichidului carbonatic de cel silicatic. De aceea, cristalizarea magmei silicatic este cauza cea mai importantă a formării magmelor carbonatice, prin licuație, dar numai cu condiția obligatorie ca procesul de cristalizare să fie la presiuni mari. La presiuni mici, cristalizarea silicaților determină pur și simplu creșterea proporției de CO_2 și separarea acestuia ca fază volatilă.

Teoretic, toate magmele silicatic ar trebui să dea naștere, în stadiile finale ale cristalizării, la magme carbonatice, prin licuație. Așa cum rezultă din figura 3.70., există clar o corelație geochimică între magma primitivă și cea carbonatică derivată din aceasta. De pildă, o magmă fonolitică foarte bogată în Na_2O , generează o magmă carbonatică de asemenea bogată în Na_2O . De aceea există o posibilitate teoretică de a se stabili originea oricărei magme carbonatice, în eventualitatea că aceasta este generată prin licuație.

Există mai multe observații directe care confirmă formarea prin licuație a magmelor carbonatice. Erupția vulcanului Oldoinyo Lengai (Tanzania) din 1993 a adus la suprafață lave bazaltice alcaline de mare presiune cu nefelin, granat și piroxen, care conțin incluziuni rotunjite de carbonați (Dawson et. al., 1994) în rocile plutonice alcaline, mai ales în sienitele nefelinice, se întâlnesc frecvent cuiburi sferice (oculi) de carbonați sau incluziuni carbonatice în cristalele silicaților, ceea ce ar putea confirma existența unor picături de lichide carbonatice separate prin licuație.

Densitatea topiturilor carbonatice este sensibil mai mică decât a magmelor silicatic și, de aceea, există o puternică tendință de separare gravitațională a fracțiunilor licuate. Cum licuația are loc la adâncimi mari, de cele mai multe ori depășind 30 km, este de așteptat ca licuația declanșată de cristalizare să decurgă lent, fiind astfel timp suficient pentru o diferențiere gravitațională, mai mult sau mai puțin accentuată, a fragmentelor. Elivarea până la suprafață a unor magme carbonatice rezultate pe această cale este posibilă din punct de vedere fizic, dar puțin probabilă, deoarece prin scăderea presiunii carbonații se decompun în oxizi metalici și CO_2 . Acesta este motivul pentru care nu au fost semnalate până în prezent lave carbonatice, așa cum sunt cele oxidice sau cele sulfurice.

Consolidarea la mare adâncime a magmelor carbonatice generează roci alcătuite dominant din carbonați, numite cu termenul general de carbonatite. Desigur, nu toate carbonatitele existente în natură provin din magme carbonatice licuate. Unele dintre ele, probabil masele cele mai mari de carbonatite, ar putea proveni din magme carbonatice apărute direct prin topirea rocilor carbonatice preexistente, fie ale crustei, fie ale mantalei. Desebirea dintre o magmă carbonatică primară și o alta licuată ar trebui să se reflecte în primul rând, în contextul geologic, deoarece magmele licuate ar trebui să se asocieze cu corpuri magmatice silicatic.

3.4.7. Licuația multiplă (polilicuația)

Licuația multiplă presupune procesul de despicare a unei topituri omogene cel puțin în trei faze lichide contrastante compozițional. Teoretic, procesul este perfect posibil, putându-se manifesta, de exemplu, în acele magme silicice bazice care conțin CO_2 și S^{2-} . Cristalizarea avansată a silicaților din aceste magme generează, în final, un lichid rezidual relativ bogat în CO_2 și S^{2-} , care se poate fracționa în trei lichide: silicatic, sulfuric și carbonatic.

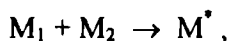
Principial, orice magmă policomponentă ar putea conduce la o licuație multiplă, în ultimele stadii ale cristalizării. Totuși, până în prezent, nu există prea multe date de observație, nici pe sistemele petrografice naturale și nici pe sistemele artificiale, care să permită o discuție mai amplă asupra acestui fenomen.

3.5. AMESTECUL MAGMELOR

3.5.1. Esența procesului

Mai mulți petrologi sunt de părere că magmele, aparținând unor sisteme diferite, se pot amesteca dând magme hibride (Oldenburg et. al, 1989; Sparrks et. al, 1980). Pentru aceasta ar trebui îndeplinite două condiții: (1) magmele să ajungă în contact nemijlocit una cu cealaltă; (2) magmele să fie miscibile.

Formal, se poate face distincție între o magmă locală, M_1 (autohtonă) și o alta străină, M_2 (alohtonă), iar procesul de amestec s-ar putea reda în schema:



unde M^* este magma hibridă, omogenă compozițional.

Amestecul magmatic are o importanță reală numai dacă M_1 și M_2 se deosebesc prin compoziția chimică globală, reflectată în concentrațiile diferite a cel puțin unuia din componenți. În magma hibridă, concentrația unui component oarecare este controlată, pe de o parte, de concentrațiile acestui component cele două magme, iar pe de altă parte, de masele m_{M_1} și m_{M_2} ale celor două magme:

$$X_i^{M^*} = \frac{X_i^{M_1} m_{M_1} + X_i^{M_2} m_{M_2}}{m_{M_1} + m_{M_2}}$$

De aceea, dacă ne sunt cunoscute concentrațiile componentului în magmele M_1 , M_2 , M^* , se poate deduce ușor raportul dintre masele magmelor care s-au amestecat (fig. 3.71).

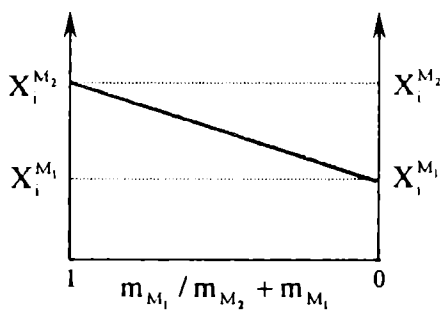


Fig. 3.71. – Corelația dintre concentrațiile componentului i în magma hibridă și raportul dintre masele magmelor inițiale M_1 și M_2 .

Există dovezi rezonabile în sprijinul ipotezei că magme diferite compozițional pot

Din acest punct de vedere, amestecul magmelor este similar cu procesul de asimilare magmatică, motiv pentru care unii petrologi consideră că amestecul magmelor este doar un caz particular al asimilării, respectiv magma autohtonă asimilează magma alohtonă (sau invers).

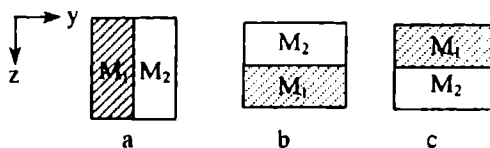


Fig. 3.72. – Aranjamentele spațiale ale magmelor M_1 și M_2 în rezervorul magmatic, înainte de asimilare.

veni în contact nemijlocit una cu cealaltă. De pildă, în mai multe zone vulcanice de pe glob s-a remarcat că, pe același coș vulcanic sau pe aceeași fractură, au circulat mai multe tipuri de magme, la intervale de timp relativ scurte. De altfel, acolo unde există corpuri magmatice cu rol de rezervor sau "cuptor magmatic", formate prin intruziune, există teoretic și posibilitatea umplerii succesive a acestor rezervoare cu magme, mai mult sau mai puțin diferite compozițional. Într-un astfel de cuptor, magmele M_1 și M_2 , înainte de omogenizare, se pot plasa una lângă alta, eventual una peste alta (fig. 3.72).

În eventualitatea că M_1 și M_2 au densități diferite, respectiv $\rho_1 > \rho_2$, aranjamentul stratificat este singurul stabil gravitațional, pe când celelalte aranjamente sunt instabile. Tendința de trecere de la aranjamentele instabile, la aranjamentul stabil, este inevitabilă atâta timp cât magmele nu se omogenizează prin difuzia componentelor. Dacă masele M_1 și M_2 sunt suficient de mari, omogenizarea prin difuzie ar putea necesita un timp extrem de lung, poate de ordinul miilor și

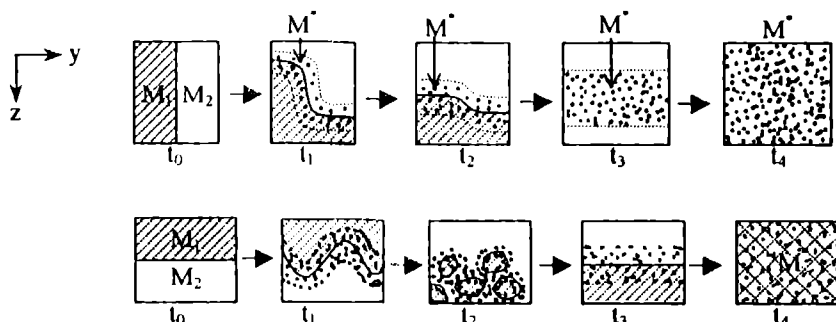


Fig. 3.73. - Diferite configurații efemere prin care trece sistemul magmatic pornindu-se de la aranjamente instabile gravitațional (la timpul t_0) și ajungând, în final (la t_3), la aranjamentul stabil gravitațional.

[suprafața punctată = zona hibridă]

zecilor de mii de ani. De aceea, înaintea omogenizării totale este de așteptat ca, în rezervorul magmatic, să aibă loc un proces de rearanjare spațială a maselor magmatice, dacă acestea au o poziție inițială inadecvată echilibrului gravitațional. Tranziția de la aranjamentul inițial instabil la cel final, stabil, nu se face instantaneu, ci pe un interval de timp, când sistemul magmatic trece printr-o succesiune de alte aranjamente efemere care dau configurația cinetică (de mișcare) a sistemului (fig. 3.73.). În tot acest interval de timp, la interfața dintre magmele M_1 și M_2 au loc reacții de schimb componential, prin difuzie, cu tendința de

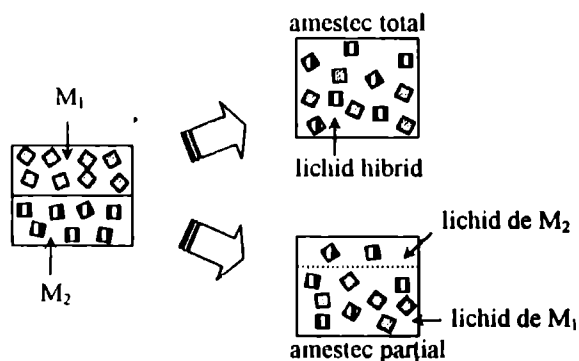


Fig. 3.74. - Diferite modalități de amestec a magmelor M_1 și M_2 parțial cristalizate, aflate inițial într-un aranjament stabil gravitațional.

omogenizare a concentrațiilor. Astfel, de o parte și de alta a interfeței M_1 / M_2 se dezvoltă treptat o zonă hibridă, grosimea acesteia crescând în timp.

Este posibil ca, pe parcursul modificării aranjamentelor, magmele să se solidifice prin cristalizare totală sau prin vitrificare. În acest caz oricare din configurația cinetică efemeră poate fi "înghețată" și să supraviețuiască mult timp. De altfel, cele mai convingătoare dovezi asupra procesului natural de amestec al magmelor, provin din observații asupra unor astfel de configurații "înghețate".

Unii petrologi atrag atenția asupra faptului că amestecul magmatic este greu realizabil, dacă nu complet împiedicat, în eventualitatea că magmele se plasează de la început în rezervorul magmatic, într-un aranjament stabil gravitațional (Hall, 1996). Aceasta ar putea fi adevărat dacă magmele suprapuse s-ar găsi în condiția supraliquidus, când sunt lipsite de faze cristaline. De regulă, magmele conțin numeroase cristale aparținând diferitelor specii minerale. În acest caz, amestecul magmelor M_1 și M_2 poate fi într-adevăr realizat, total sau parțial. Se poate vorbi de un amestec total atunci când simultan cu omogenizarea componentelor în fazele lichide are loc și amestecul mecanic al cristalelor aparținând celor două magme (fig. 3.74.).

Tot așa de bine se poate realiza și un amestec parțial, determinat doar de amestecul mecanic al cristalelor (fiind cauzat, de exemplu, de căderea gravitațională a cristalelor din lichidul superior în cel inferior). Trecând dintr-un mediu lichid în altul, cristalele uneia dintre magme pot intra în reacție cu lichidul celeilalte magme. Existența în aceeași magmă a două tipuri de cristale aparținând aceleiași specii minerale (cum ar fi cristale zonate de plagioclaz alături de altele nezonate sau cristale corodate de piroxeni alături de altele necorodate etc.) sunt considerate de unii petrologi ca dovadă în sprijinul ipotezei că magma care oferă astfel de situații este hibridă. [Astfel de argumente trebuie, totuși, folosite cu prudență, deoarece populațiile diferite de cristale mineralogice omologe se pot datora și altor cauze.]

3.5.2. Amestecul magmelor similare și nonsimilare

Sunt considerate similare acele magme destul de asemănătoare compozițional, dar nu identice, cum ar fi două magme bazice care se deosebesc între ele, de exemplu, prin conținutul de potasiu sau de calciu. Un rezervor magmatic, aflat în zonele superioare ale litosferei, care se alimentează ritmic cu același tip de magmă dintr-o sursă mai profundă, poate deveni sediul unui amestec de magme similare: *magma nou venită se poate amesteca cu magma mai veche, mai mult sau mai puțin diferențiată*. În acest caz, amestecul magmatic diminuează efectul diferențierii.

Sunt considerate nonsimilare acele magme care se deosebesc net unele de altele, atât prin compoziție, cât și prin origine. De exemplu, o magmă bazică formată în manta este nesimilară cu o

magmă acidă generată în crustă. Prin amestecul acestor două extreme se poate obține o serie continuă de magme intermediare, de la cele bazice la cele acide. O magmă neutră (andezitică), de exemplu, se poate obține prin amestecul în proporții relativ egale a unei magme acide cu alta bazică. Un exemplu clasic al unui posibil amestec de acest gen îl constituie seria continuă de roci magmatice riolit-dacit-andezit-bazalt din Yellowstone Park, Wyoming.

După cum se poate remarca, o magmă hibridă nu se poate deosebi cu ușurință de cele care rezultă prin diferențiere sau prin asimilarea clasică a rocilor. Fără examinarea atentă a fenocristalelor și a contextului geologic în care se găsește magma, este foarte greu, dacă nu chiar imposibil, să se depisteze existența procesului de amestec, pe criterii exclusiv chimice. Probabil că multe serii continui de roci magmatice descrise în mai multe zone de pe glob, atribuite amestecului, au, în realitate, alte cauze.

3.6. ASIMILAREA MAGMATICĂ

3.6.1. Generalități

Magma care părăsește locul de origine este rareori în echilibru chimic cu rocile înconjurătoare. Prin reacția dintre magmă și aceste roci, magma își schimbă compoziția, incorporând o parte din constituenții rocii vecine. Reacția se poate desfășura la pereții camerei magmatice sau înăuntrul camerei, dacă aceasta conține fragmente ale rocii înconjurătoare sub formă de xenolite (enclave).

Pot fi recunoscute mai multe tipuri de reacții care sunt capabile să schimbe compoziția magmei, dar principial diferite sunt doar două:

- a. reacția care implică topirea parțială sau totală a rocii;
- b. reacții care nu presupun topirea rocii înconjurătoare.

În primul caz, topitura rezultată din roca înconjurătoare se amestecă cu fracția lichidă a magmei. Se produce astfel o dizolvare (prin topire) a rocii solide de către magmă.

În cel de-al doilea caz, o parte din componenții chimici ai rocii ambientale trec în magma, prin difuzie, fără ca roca să se topească. Complementar, o parte din componenții magmei pot trece în roca înconjurătoare, tot prin difuzie, modificând metasomatic roca.

Prin asimilare magmatică unii autori (Daly, 1933; Grout, 1941) înțeleg doar acel tip de reacții care implică topirea de către magmă a rocii înconjurătoare, pe când alții (Shand, 1943; Carmichael et. al, 1974) înțeleg prin asimilare orice tip de reacție dintre magmă și mediul ambiant, capabil să schimbe compoziția magmei. Dacă preluăm termenul cu această ultimă semnificație, atunci este necesar să se facă, totuși, distincție între cele două tipuri de asimilări și anume:

- a. cea care implică topirea rocii asimilate și care presupune ridicarea temperaturii rocii până la valori cel puțin egale cu T_s^R (temperatura solidus a rocii);
- b. cel de-al doilea tip ar putea fi numit asimilare subsolidus, desfășurându-se la temperaturi $T < T_s^R$

Prin asimilare, în magmă se poate produce modificare unor parametri, dintre care cei mai importanți sunt:

- masa magmatică
- volumul magmei
- chimismul magmei.

De regulă, în petrologie se pune accent pe efectul chimic al asimilării, considerându-se că masa și volumul magmei nu suferă modificări importante. Astfel Carmichael et. al (1974) afirmă că, deși fuziunea rocilor este posibilă în anumite condiții, nu poate conduce, totuși, la o creștere semnificativă a masei și volumului fazei topite. Aceasta se datorează faptului că magma, cu o

căldură specifică de circa 0.25 cal/g·grad, ar putea lichefia numai o cantitate mică de rocă, dat fiind faptul că rocile au, în general, o căldură de topire de circa 75 cal/g. În acest caz, căldura de topire ar trebui furnizată nu atât de răcirea magmei, cât de precipitarea din magmă a unei cantități de minerale cristaline echivalente termic.

3.6.2. Asimilarea prin topire

Topirea rocilor înconjurătoare solicită o energie termică necesară încălzirii rocii de la starea termică inițială, T^R , până la temperatura sa de topire, T_s^R (temperatura solidus), la care se adaugă efectul caloric endoterm al fuziunii, respectiv entalpia de topire a rocii. Această energie este dată de relația:

$$Q^R = m^R C^R (T_s^R - T^R) + \Delta H^R m^R ,$$

unde m^R este masa rocii topite, C^R este căldura specifică a rocii, iar ΔH^R este entalpia de topire a unității de masă.

Căldura de topire, Q^R , în cazul asimilării, este preluată integral de la magmă. Cantitatea maximă de căldură, Q^M , pe care magma ar putea s-o furnizeze, reprezintă rezerva calorică a asimilării:

$$Q^M = m^M C^M (T^M - T_s^M) + \Delta H^L m^L ,$$

unde m^M = masa corpului magmatic; m^L = masa fazei lichide (topiturii) din magmă; C^M = căldura specifică medie a magmei; ΔH^L = entalpia de cristalizare a unității de masă lichid-magmatică; T^M = temperatura reală a magmei în momentul venirii în contact cu roca supusă asimilării; T_s^M = temperatura solidus a magmei în noile condiții ale asimilării.

Temperatura, T^M , poate fi teoretic mai mare sau mai mică decât temperatura liquidus a magmei, T_L^M . Dacă $T^M > T_L^M$, atunci diferența $T^M - T_L^M$ ar putea fi măsura gradului de supraîncălzire a magmei. În aceste cazuri (probabil destul de rare în natură), masele m^M și m^L sunt identice la orice grad de supraîncălzire. Totuși, în cazurile cele mai frecvente, temperatura magmei este sub T_L^M și, în astfel de situații $m^L < m^M$. Proporția masei lichide, m^L / m^M , scade pe măsură ce ne apropiem de T_s^M , însă variația exactă a acestei proporții cu temperatura nu poate fi precizată decât experimental pentru fiecare caz concret în parte.

Admițând cazul limită că întreaga căldură Q^M este consumată exclusiv în procesul de asimilare, putem obține cantitatea maximă de rocă ce ar putea fi asimilată prin topire:

$$m_{\max}^R = \frac{m^M C^M (T^M - T_s^M) + \Delta H^I m^I}{C^R (T_s^R - T^R) + \Delta H^R}$$

Masa maxim posibilă de rocă asimilabilă, calculată astfel, dă capacitatea de asimilare a magmei. Acestei mase îi corespunde un volum de rocă, $V_{\max}^R = m_{\max}^R / \rho^R$ și, deci, capacitatea de asimilare poate fi definită și prin volumul maxim posibil de rocă topită în procesul de asimilare.

Pentru o magmă concretă, cu o compoziție dată și stare termică bine definită, capacitatea de asimilare depinde, evident, de temperatura solidus a rocilor expuse asimilării. Din acest punct de vedere se poate face distincție între cele două categorii de roci:

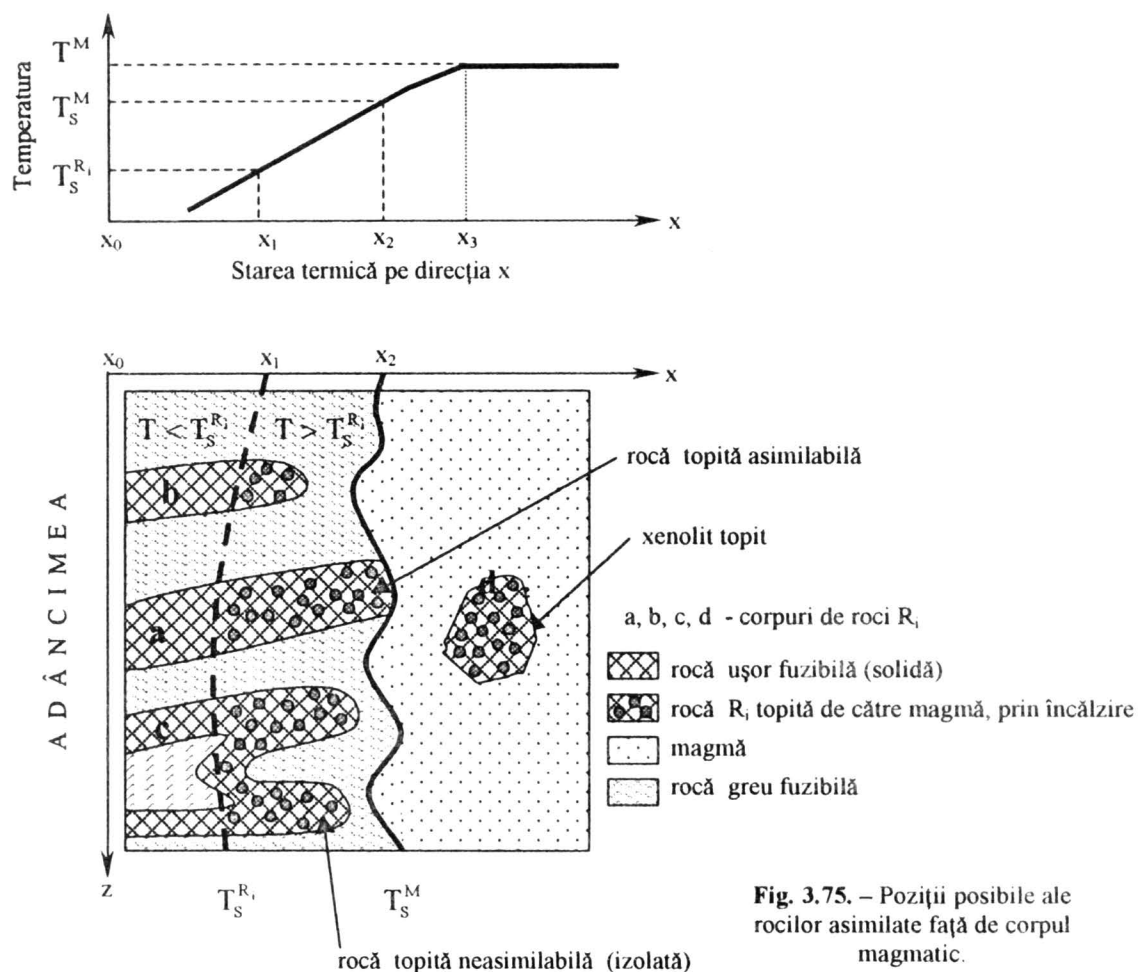
$$1^\circ - \text{roci cu } T_s^R > T^M,$$

$$2^\circ - \text{roci cu } T_s^R < T^M$$

În primul caz, asimilarea prin topire este aparent imposibilă, dar trebuie avut în vedere că, în contact cu magma, roca încetează să mai fie sistem izolat. În interacțiune cu componenții magmei, ea poate să-și micșoreze temperatura solidus, uneori cu mult sub aceea pe care ar fi avut-o în stare izolată. Numai în cazul particular, când componenții minerali ai rocii sunt în echilibru chimic cu topitura magmatică la temperatura dată, T^M , se poate, într-adevăr, prevedea că asimilarea este imposibilă. Pentru acest caz particular, fazele cristaline din magmă coincid calitativ cu fazele minerale care compun roca asimilată. De pildă, o magmă aflată la 1500°C, care conține cristale de olivină și piroxenii în echilibru cu topitura, nu poate asimila, prin topire, un peridotit piroxenic, format exclusiv din aceeași olivină și același piroxen. În schimb, ea poate asimila, să zicem, un silicolit, chiar dacă temperatura solidus a acestuia este de peste 1600°C. În acest ultim exemplu, silicea cristalină, în interacțiune cu topitura, olivina și piroxenul, formează un sistem complex al cărui punct de topire poate să fie sub 1500°C.

Rocile care au o temperatură de fuziune mai mică decât temperatura magmei pot fi topite de către magmă, fără excepții, cu condiția ca rezerva calorică să nu fie epuizată în alte categorii de procese. Gradul de topire al acestor roci este dependent, printre altele, de temperatura lor solidus (T_s^R), fiind de așteptat ca gradul de topire să fie cu atât mai avansat, cu cât temperatura solidus este mai mică. De pildă, rocile acide, cum ar fi granitele purtătoare de miche și gnaisele cuarțo-feldspatice micacee, aflate la adâncimi mari au temperaturi solidus mai mici decât temperaturile medii ale magmelor bazaltice. De aceea, în adâncime o magmă bazică topește cu siguranță o astfel de rocă acidă, gradul de topire fiind condiționat de rezerva calorică a magmei bazice.

Este important de subliniat că, în condiții geologice reale, nu toate rocile topite (parțial sau total) în vecinătatea unui corp magmatic (prin folosirea rezervei calorice Q^M) se pot amesteca cu



magma, chiar dacă amestecul, din punct de vedere fizico-chimic este, teoretic, posibil. Aceasta se datorează faptului că unele corpuri petrografice topite sunt izolate de magmă prin intermediul unor ecrane de roci greu fuzibile (cu $T_S^R > T^M$). Un exemplu ipotetic este schițat în figura 3.75. Aici, din cele patru corpuri petrografice care se topesc (înăuntrul sau în afara corpului magmatic), doar corpurile (a) și (d) au legătură nemijlocită cu magma și se pot amesteca cu aceasta, prin topire, rezultând o magmă hibridă. În schimb, corpurile (c) și (b), deși se topesc generând o magmă anatectică, nu se pot amesteca cu magma mai veche, fiind izolate de aceasta prin pereți greu fuzibili. Un corp magmatic, deci, poate să genereze alte corpuri magmatice satelite, prin fuziunea unor corpuri petrografice care rămân izolate și își urmează propria evoluție magmatică.

3.6.3. Asimilarea subsolidus

Rocile care vin în contact nemijlocit cu magma pot, uneori, transfera în magmă o parte din componenții proprii, fără a se topi. Transferul se realizează cel mai adesea prin difuzie, condiția transferului fiind ca potențialul chimic al componentului transferat să fie mai mic în magmă decât în roca adiacentă. În sens invers, dinspre magmă spre roca solidă, are loc un contra-curent difuzional care determină transformarea metasomatică a rocii. De aceea, amploarea procesului de asimilare magmatică, prin acest mecanism, este adesea trădată de amploarea fenomenului metasomatic în zona de contact.

În difuzie sunt implicați atât componenții greu volatili, cât și cei ușor volatili și, deci, magma poate în principal asimila ambele tipuri de componenți în proporții care, evident, variază de la caz la caz. Cantitatea maximă asimilabilă a unui component este proporțională cu diferența:

$$\Delta X = X_i^{\text{sat}} - X_i,$$

în care X_i^{sat} este concentrația de saturație a componentului în magmă, în condițiile fizice date, iar X_i este concentrația reală a componentului în aceleași condiții. Se subînțelege că, dacă pentru un anumit component avem $\Delta X = 0$, asimilarea prin difuzie a celui component este imposibilă, chiar dacă el se află din abundență în roca înconjurătoare. Cu alte cuvinte, magma nu poate asimila, prin transfer din rocile înconjurătoare, nici unul din componenții care deja există în stare de saturație.

Printre componenții ușor volatili asimilați de magmă se enumeră H_2O și CO_2 . Aceștia, fie că se găsesc în faze fluide independente (ocupând porii sau alte cavități din roci), fie că rezultă prin reacții metamorfice prograde, determinate de creșterea temperaturii rocilor la contactul cu magma. Astfel, rocile care conțin mice, amfiboli și alte minerale hidratate, prin încălzire, pot intra în reacții de deshidratare, eliminând apa de rețea. În mod similar, rocile care conțin carbonați pot intra în reacții de decarbonizare, eliberând CO_2 . Cei doi componenți, H_2O și CO_2 , odată eliberați, pot migra spre magmă și se pot dizolva în ea, până se ajunge la pragul de saturație al acestor componenți în lichidul magmatic.

3.6.4. Factorii cinetici ai asimilării

Datele referitoare la rezerva calorică a unei magme și temperaturile solidus ale rocilor cu care magma vine în contact nemijlocit, sunt suficiente pentru a preciza limitele maxime ale asimilării magmatice. Totuși, rareori se întâmplă ca o magmă să ajungă la limita maxim posibilă a asimilării și aceasta datorită mai multor factori, care încetinesc viteza asimilării. Cu cât viteza de

asimilare este mai mică, cu atât este mai mare diferența dintre gradul real de asimilare și gradul maximal. Enumerăm mai jos câțiva dintre factorii cinetici care pot frâna asimilarea:

a. Vâscozitatea topiturii magmatice.

Acest factor reglează viteza de difuzie a componentilor dinspre contaminant spre magma contaminată. Vâscozitățile mari determină viteze mici de difuzie și încetinesc, deci, viteza de asimilare. Magmele mai acide, cu vâscozități mari, asimilează contaminanții mai încet decât magmele bazice, cu vâscozități mai mici. Vâscozitatea fiind descrescătoare cu temperatura, rezultă, de asemenea, că magmele cu temperaturi mai joase asimilează mai greu decât cele cu temperaturi mai ridicate.

b. Poziția și densitatea relativă a magmei față de sistemul contaminant.

Dacă asimilarea se realizează prin intermediul topirii contaminantului, diferența de densitate ($\Delta\rho$) dintre magma contaminantă – rezultată prin topire – și magma contaminată devine factor cinetic, dacă este în corelație cu poziția relativă a sistemelor. Astfel, dacă diferența $\Delta\rho$ este negativă, un contaminant aflat în acoperișul camerei magmatice este greu asimilabil sau rămâne practic neasimilat, chiar dacă magma reușește să topească rocile din acoperiș. Datorită densității mai mici, topitura nou formată în acoperiș rămâne ca strat distinctiv la partea superioară a corpului magmatic. Dacă, dimpotrivă, contaminantul se află în culcușul camerei magmatice, amestecul celor două topituri se realizează cu ușurință.

c. Tipul de mișcare mecanică a magmei

O magmă se poate mișca fie prin curgere laminară, fie prin curgere turbulentă. În corpurile bidimensionale cu grosimi mici, curgerea magmei se realizează, de obicei, laminar, planele de mișcare fiind paralele cu pereții corpului. Acest tip de mișcare nu favorizează asimilarea. În schimb, în corpurile cu grosimi mari, curgerea este turbulentă, facilitându-se asimilarea rocilor din pereți.

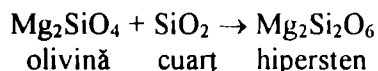
d. Gradientul termic din interiorul camerei magmatice

Gradientul termic perpendicular pe contactul dintre camera magmatică și contaminant poate împiedica asimilarea în unele cazuri particulare. Un astfel de caz apare când magma are la contact o temperatură $T^o = T_s^M$, iar în interior o temperatură $T > T_s^M$. În aceste condiții termice stratul de magmă din apropierea contactului va cristaliza complet, formându-se astfel un înveliș solid, care va constitui o barieră între contaminant și magma recristalizată.

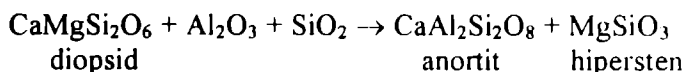
3.6.5. Modificarea cursului cristalizării magmei datorită asimilării

Consecința imediată a asimilării este schimbarea compoziției chimice a lichidului magmatic și, implicit, modificarea cursului cristalizării magmatice. Un exemplu edificator îl reprezintă magma bazaltică generată în manta, care poate avea o rezervă calorică apreciabilă și deci, o capacitate de asimilare apreciabilă, comparativ cu magmele anectectice granitice, generate în crustă. Plecându-se de la una și aceeași magmă bazaltică, se poate, așadar ajunge la diferite compoziții minerale, funcție de substanța asimilată:

- A. În eventualitatea că se asimilează roci cuarțo-feldspatice (granitoide, arcoze, gnaise cuarțo-feldspatice etc.), în magmă se produce o creștere a proporției de silice și alcalii. Un exemplu elocvent al acestui tip de asimilare a fost descris încă din 1938 de către Knopf, în California, unde bazaltele olivinice străpung granodiorite incomplet asimilate (Knopf, 1938). O parte din aceste xenolite au fost topite dând un lichid de compoziție riolitică, topirea făcându-se cu precădere în lungul interfețelor dintre cristalele de cuarț și de ortoclaz. Acolo unde magma bazaltică nu a fost contaminată cu topitura riolitică, produsul final al cristalizării a fost asociația: olivină - augit - plagioclaz; acolo unde contaminarea a avut loc, cristalizarea olivinei a fost împiedicată, în locul ei apărând hiperstenul, evident datorită creșterii conținutului de silice, care a favorizat reacția:

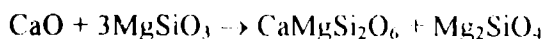


- B. În cazul când magma bazaltului olivinic a asimilat roci argiloase, datorită creșterii conținutului de Al_2O_3 și SiO_2 în lichidul magmatic, are loc o inhibare a cristalizării piroxenului calcic sau - dacă el preexistă în magmă - o eliminare a acestuia, prin reacția:

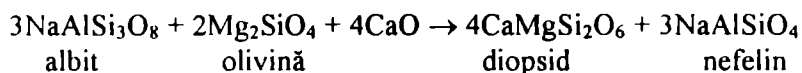


Cristalizarea în adâncime a unei astfel de magme relativ îmbogățite în aluminiu poate genera un gabbrou noritic (rocă lipsită de piroxen calcic). De reținut că, în acest caz, dezvoltarea hiperstenului nu se face pe seama olivinei, ca în cazul precedent, ci exclusiv pe seama clinopiroxenului.

- C. În alte situații, magma bazaltică a asimilat calcare sau diverse alte roci carbonatice, putând determina, uneori, cristalizarea unor minerale calcice foarte rar întâlnite în rocile magmatice, cum ar fi melilita și granații. Bowen (1928) a atras atenția că, de cele mai multe ori, asimilarea calcarelor de către magma bazaltică defavorizează cristalizarea ortopiroxenului, în avantajul clinopiroxenului și olivinei. În eventualitatea că ortopiroxenul era deja cristalizat, atunci va fi eliminat prin reacția:



O altă linie de evoluție a fost întrevăzută de Tilley (1950). El a observat că magma bazaltică, în imediata apropiere a calcarului, s-a îmbogățit în clinopiroxen și nefelin, de unde a tras concluzia că trebuie să se fi produs reacția:



Pe măsura concentrării nefelinului în lichidul rezidual și asimilarea concomitentă a calcei, se pot obține, în final, bazalte (sau gabbroide) nefelinice și teralitice, uneori conținând melilit și chiar wollastonit.

D. În cazul când magma bazaltică anhidră asimilează apa (cea ce, evident, este posibil doar la presiuni mari), compoziția mineralelor mafice poate fi schimbată profund. Acest fapt a fost confirmat încă din anii 1956 prin experimentele efectuate de Yoder și Tilley (1956), care au urmărit mersul cristalizării unei magme bazaltice atât în condiții anhidre, cât și în condiții "umede". Astfel, la presiunea $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ atm}$, dintr-o magmă bazaltică ei au obținut, în final, asociația minerală: plagioclaz - piroxen - olivină - oxizi de fier (asociație specifică bazaltelor și gabbrourilor cu olivină). În schimb, în condiții umede ($P_{\text{H}_2\text{O}} = 5 \text{ kbar}$), produsul final al cristalizării aceleiași magme este asociația: plagioclaz - hornblendă - sfen - magnetit. Această ultimă asociație este specifică multor diorite și gabbrouri amfibolice.

3.6.6. Abordarea cantitativă a contaminării magmei

a. Cazul asimilării simple

În cel mai simplu caz posibil, o magmă contaminată prin asimilare are o masă compusă din doi termeni:

$$M_m = m_L^0 + m^R,$$

unde m_L^0 = masa magmei înainte de asimilare, iar m^R este masa asimilată.

Rapoartele:

$$X_L = \frac{m_L^0}{m_L^0 + m^R} \quad \text{și} \quad X_R = (1 - X_L) = \frac{m^R}{m_L^0 + m^R}$$

dau proporțiile celor două componente ale magmei contaminate. Mărimea X^R , adică proporția masei asimilate, reprezintă gradul de asimilare.

Așa cum s-a arătat mai înainte, valoarea maximă a unui grad de asimilare este determinată de rezerva calorică a magmei inițiale și de valorile T^R și T_S^R ale rocilor asimilate. Totuși, din diferite motive, o magmă nu ajunge să asimileze până la capacitatea sa maximă și, deci, în cazuri reale,

$$X^R < (X^R)_{\text{maximum}}$$

Dacă între roca asimilată și magma inițială există diferențe chimice sau diferențe izotopice, atunci asimilarea apare, din punct de vedere geochemic, ca un proces de contaminare chimică și, respectiv izotopică.

În ceea ce privește elementele chimice, contrastul chimic dintre contaminant și magma inițială este dat de diferența:

$$C_c - C_L^0,$$

unde C_c este concentrația elementului în contaminant, iar C_L^0 este concentrația acestuia în magma inițială (necontaminată). Desigur, pentru diferite elemente, contrastul este diferit (vezi tabelul nr. 3.8.).

Tabelul nr. 3.8. – Concentrațiile C_c și C_L^0 pentru câteva elemente. [a. în gnaisele din faciesul granulitic cu rol de contaminant; b. în magma bazaltică necontaminată a riftului atlantic.]

Element	a (ppm)	b (ppm)
Cr	88	528
Ni	58	214
Sr	569	88.7
Ba	757	4.2
La	22	2.10

Admițând că asimilarea este singurul proces care schimbă chimismul magmei, valoarea concentrației unui element oarecare în magma contaminată se calculează prin relația:

$$C_L = X_L^0 C_L^0 + (1 - X_L^0) \cdot C_c.$$

Concentrația unui element într-o magmă contaminată variază liniar cu gradul de asimilare și poate fi calculată ușor, dacă sunt cunoscute valorile C_L^0 , C_c și X_L^0 .

O relație asemănătoare poate fi scrisă pentru contaminarea izotopică:

$$\varepsilon_L = \frac{X_L^0 C_L^0 \varepsilon_L^0 + (1 - X_L^0) \cdot C_c \cdot \varepsilon_c}{X_L^0 C_L^0 + (1 - X_L^0) \cdot C_c}.$$

Aici, prin simbolul ε este redat un raport izotopic al unui anumit element, ca de exemplu $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ sau $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$, iar ε_c , ε_L^0 și ε_L sunt rapoartele izotopice ale acelu element în contaminant, magma inițială și, respectiv, în magma contaminată.

Deoarece

$$C_L = X_L^0 C_L^0 + (1 - X_L^0) \cdot C_c,$$

ecuația de mai sus poate fi retranscrisă astfel:

$$\varepsilon_L = \frac{1}{C_L} \frac{\varepsilon_c \varepsilon_L^0}{1 - \frac{C_c}{C_L^0}} - \frac{\varepsilon_L^0}{1 - \frac{C_c}{C_L^0}}.$$

Dat fiind faptul că ϵ_L^0 , ϵ_* , C_L^0 și C_L^0 și C_c sunt constante, rezultă că între ϵ_L și C_L este un raport proporțional de forma:

$$\epsilon_L \approx \frac{1}{C_L}$$

b. Cazul când asimilarea și diferențierea prin cristalizare se desfășoară simultan.

Concentrația unui element într-o topitură magmatică poate fi modificată nu numai prin asimilare, dar și prin intervenția cristalizării fracționate. Pentru cazul când asimilarea se realizează simultan cu diferențierea magmatică, prin cristalizare fracționată, concentrația unui element din magma contaminată este dată de ecuația lui de Paolo (1981) și Powell (1984):

$$C_L = C_L^0 f + \frac{r}{r-1+D} \cdot C_x(1-f)$$

Mărimile care intervin în această ecuație sunt r , D și f , unde:

$$r = \frac{v_a}{v_d} = \frac{\text{viteza} \cdot \text{asimilării}}{\text{viteza} \cdot \text{cristalizării} \cdot \text{fracționată}}$$

Mărimea D este coeficientul global de repartiție al componentului. Într-o magmă, faza lichidă (topitura) poate coexista cu una sau mai multe faze minerale solide. Raportul:

$$D_i = \frac{C_i^s}{C_i^l},$$

reprezintă coeficientul de repartiție al componentului "i" pentru o anumită fază cristalină ($C_i^s =$ concentrația componentului în faza solidă, iar $C_i^l =$ concentrația aceluiași component în topitura aflată la echilibru chimic cu faza solidă). Deoarece într-o magmă pot exista mai multe faze cristaline în echilibru chimic cu lichidul, fiecare fază având o anumită proporție, (X_i), în ecuația de Paolo - Powell se operează nu cu coeficienți individuali, D_i , ci cu un coeficient global de repartiție al unui anume component:

$$D = \frac{X_1 C_i^1 + X_2 C_i^2 + \dots + X_n C_i^n}{C_c^l} = \epsilon_i X_i D_i,$$

unde C_i^1 , C_i^2 , ..., C_i^n sunt concentrațiile componentului dat în fazele solide 1, 2, ..., n iar X_1 , X_2 , ..., X_n sunt fracțiile (proporțiile) acestor faze solide în magmă.

Mărimea f este funcție de proporția fazei lichide din magmă. Cunoscând proporția fazei lichide, F (=fracția lichidă), avem:

$$f = F \frac{r-1+D}{r-1}$$

Deoarece mărimile r , D , F sunt independente de natura magmei și de natura rocii asimilate, ecuația de Paolo - Powell se poate aplica la orice magmă și la orice contaminant.

c. Alte cazuri posibile

În cazurile (a) și (b) s-a plecat de la premiza că, în timpul asimilării, cuptorul magmatic n-a primit nici o infuzie de magmă, astfel că masa magmatică, M_m , existentă la un moment dat, este

$$M_m = m_L^0 + m^R - m_C ,$$

unde m_C este masa fracției cristaline separată de magmă în timpul diferențierii.

Presupunând că, în timpul asimilării, cuptorul magmatic primește o nouă infuzie de magmă, adică se reîncarcă cu o masă magmatică m_r , atunci:

$$M_m = m_L^0 + m^R + m_r - m_C$$

În acest caz, concentrația unui element (sau raport izotopic) poate fi influențată inclusiv de raportul:

$$\beta = \frac{v_r}{v_a} = \frac{\text{viteza} \cdot \text{de} \cdot \text{reincarcare}}{\text{viteza} \cdot \text{de} \cdot \text{asimilare}} ,$$

cu condiția să existe o diferență între concentrația elementului din aportul de magmă și cel din magma originală.

Un model de abordare cantitativă a acestui caz mai complicat este propus de Aitchison și Forrest (1994).

Scopul abordărilor cantitative este în ultimă instanță, găsirea unor formule, în baza cărora să putem deduce gradul de asimilare al unei magme, pornindu-se de la compoziția chimică, respectiv izotopică, a rocii magmatice. În felul acesta se abordează, cu predilecție, magmele bazice care traversează sau se presupun că traversează crusta terestră acidă, venind din regiuni subcrustale. Dacă am putea deosebi cu precizie magmele contaminate de cele necontaminate, am căpăta, desigur, multe informații valoroase despre compoziția chimică a zonelor adânci. Cu toate acestea, trebuie să avem mereu în vedere că, deși abordarea cantitativă a asimilării reprezintă un progres, ea se izbește, totuși, de două inconveniente greu de depășit. În primul rând, nu se cunoaște exact nici compoziția inițială a magmei și nici a rocii asimilate, deoarece ambele părți au dispărut în procesul de asimilare. Noi comparăm, de fapt, termeni ipotetici, folosindu-i ca model de referință. În al doilea rând, se pleacă de la premisa că, în timpul asimilării, magma nu cedează componenți proprii, ci doar primește. Faptul că în jurul multor corpuri se găsesc aureole metasomatice, ne avertizează că simultan cu asimilarea poate să aibă loc și o pierdere apreciabilă de componenți atât volatili, cât și nevolatili

3.7. DEVOLATILIZAREA

3.7.1. Condiția devolatilizării

Proporția de substanțe volatile maxim admisă în lichidul magmatic este dată de concentrația de saturație a acestora, X_E (concentrația de echilibru). Concentrația reală, X_R , în condiții date, poate fi diferită de X_E . Din acest punct de vedere, o magmă se poate găsi în una din următoarele trei situații:

1. subsaturată în substanțe volatile, când $X_R < X_E$;
2. saturată, când $X_R = X_E$;
3. suprasaturată, când $X_R > X_E$.

Devolatilizarea este procesul de separare spontană a substanțelor volatile din topitura magmatică suprasaturată, având ca tendință trecerea la condiția saturată. În momentul când magma își pierde starea de suprasaturare, devolatilizarea încetează. De aceea, masa maxim posibilă, M_v , a substanțelor volatile, eliberată prin procesul de devolatilizare, în condiții date, va fi:

$$M_v = M (X_R - X_E),$$

unde M = masa lichidului magmatic.

Rezultă deci că:

$$M_v < M_v^o = M X_R,$$

unde M_v^o = masa totală a substanțelor volatile existentă în topitura magmatică la începutul devolatilizării.

3.7.2. Factorii devolatilizării

Factorii de care depind concentrațiile X_E sunt, în același timp, și factori posibili ai devolatilizării. Cei mai importanți sunt temperatura, presiunea și diminuarea proporției de lichid ca urmare a cristalizării componentelor nevolatili. La temperatură constantă,

$$X_E = k P,$$

unde P = presiunea totală ce se exercită asupra sistemului fluid, iar k = constanta de proporționalitate, dependentă de temperatură

Conform acestei ecuații, substanțele volatile nu se pot dizolva în lichidul magmatic decât la $P > 0$, iar solubilitatea ar trebui să crească nelimitat cu presiunea. Presupunând că substanța volatilă este H_2O și că topitura silicatică este de compoziție granitică, ar urma ca, la presiuni înalte, să existe o miscibilitate totală între apă și lichidul granitic. La începutul acestui secol, înainte de verificarea experimentală a ecuației sus menționate, era chiar o convingere aproape unanimă în lumea petrologilor că apa se poate solubiliza în magme în orice proporții. Magma granitică, extrem de bogată în apă ($X_{H_2O} > 50\%$), purta chiar o denumire specială și anume "magma pegmatitică", presupunându-se că dintr-o astfel de magma cristalizează pegmatitele - rocile magmatice cu cea mai mare granulație. Datele experimentale, mai ales cele din a doua parte a secolului XX, infirmă această supoziție. Ele au atras atenția că dependența X_E de presiune este liniară doar la presiuni mici, unde fluidul volatil are comportament de gaz ideal. Pe măsură ce crește presiunea, constanta k tinde spre zero, astfel că, de la o anumită presiune în sus, solubilitatea volatilelor în magma rămâne constantă. Se pare că solubilitatea maximă de substanțe volatile în magmele silicatică se atinge la presiuni de ordinul a 15 - 20 kbar, fiind de cel mult 30% (procente de greutate). Până la aceste presiuni, solubilitatea unor substanțe volatile, ca de exemplu apa, manifestă, totuși, o dependență destul de clară de presiune (fig. 3.76.)

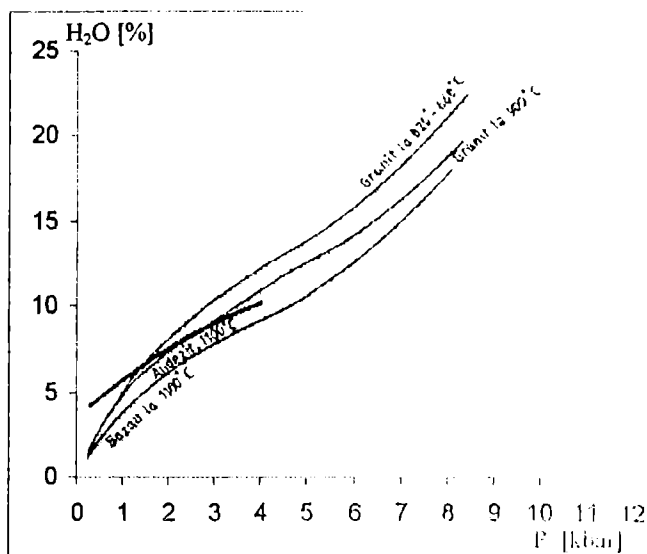


Fig. 3.76. - Conținutul H_2O în lichidul magmatic

În condiții izobare, solubilitatea substanțelor volatile descrește cu temperatura, ceea ce se poate vedea și din figura 3.76. Efectul temperaturii asupra solubilității este, totuși, mai redus decât efectul presiunii.

Dat fiind faptul că solubilitatea substanțelor volatile în magme este controlată, în esență, de temperatură și presiune, rezultă că la masă totală constantă, devolatilizarea magmei naturale se poate obține, teoretic, pe două căi:

- a. încălzire izobară;
- b. depresurizare izotermă.

Prima cale este o posibilitate mai mult teoretică, deoarece magmele naturale evoluează, de regulă, în sensul răcirii, și nu al încălzirii. În schimb, calea a doua este demnă de luat în considerație, având în vedere faptul că, în ascensiunea lor, magmele își pot micșora presiunile chiar și cu câteva zeci de kilobari. Micșorarea presiunii, la masă magmatică constantă, este, practic, singura cauză notabilă a devolatilizării și tocmai de aceea se poate aproxima că

$$M_v = M [(X_E)^{P_i} - (X_E)^{P_f}] ,$$

unde $(X_E)^{P_i}$ = concentrația de echilibru a substanței volatile la presiunea inițială, P_i , $(X_E)^{P_f}$ = concentrația de echilibru la presiunea finală, P_f .

Cristalizarea lichidului magmatic este un alt factor important care poate declanșa devolatilizarea. Prin cristalizare, cantitatea de solvent – respectiv lichidul magmatic nevolatil – se micșorează și astfel crește concentrația substanțelor volatile. Atunci când se atinge pragul de suprasaturație, se declanșează, procesul de devolatilizare, chiar în condiții izobare și izoterme.

3.7.3. Viteza devolatilizării

Viteza cu care se separă substanțele volatile din magmă are numeroase implicații și, de aceea, trebuie cunoscuți factorii care o controlează. La modul cel mai general, se respectă relația:

$$v = k [(G_v)^{\circ} - (G_v)^{\text{sol}}] = k\Delta G ,$$

unde v = viteza de devolatilizare, $(G_v)^{\circ}$ = energia liberă a substanței volatile în stare pură, $(G_v)^{\text{sol}}$ = energia liberă a acesteia în soluția topiturii magmatice. Diferența ΔG constituie forța motrică a devolatilizării.

Diferența ΔG este corelată direct cu diferența $X_R - X_E$, respectiv cu gradul de suprasaturație. De reținut însă că, în condiții izoterme, diferența $X_R - X_E$ este direct proporțională cu viteza de depresurizare, $\Delta P / \Delta t$, adică variația în timp a presiunii. De aceea, în condiții izoterme, viteza de devolatilizare, v , și viteza de depresurizare sunt mărimi direct proporționale:

$$v = k_1 \left(\frac{\Delta P}{\Delta t} \right)_T .$$

Prin mărimea v este redată cantitatea de substanțe volatile care se separă din topitură în unitatea de timp pe unitatea de volum și deci, se poate exprima în $\text{g/cm}^3\text{s}$, eventual în $\text{moli/cm}^3\text{s}$.

În timpul devolatilizării, în unitatea de volum a topiturii, apar corpuri volatile, fiecare dintre acestea dezvoltându-se în jurul unui nucleu. Numărul de corpuri volatile independente, respectiv numărul de nucleu, este direct proporțional cu viteza de devolatilizare. La viteze foarte mari (depresurizări rapide), în unitatea de volum se formează numeroase corpuri de substanțe volatile, sub formă de mici bule fluide, pe când la viteze de devolatilizare mici (depresurizări lente), tinde să se formeze un singur corp de substanțe volatile și de dimensiuni relativ mari (fig. 3.77.).

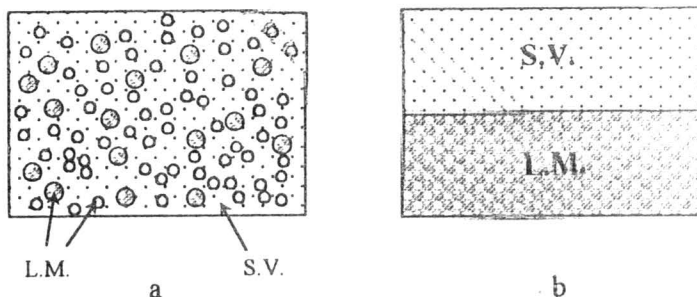


Fig. 3.77. - Structuri ale sistemului magmatic L.M. - S.V. datorate vitezelor de devolatilizare: (a) devolatilizare foarte rapidă; (b) devolatilizare lentă. Prima structură corespunde unui sistem ${}^1\text{O}l^2$ - sistem omogen nediferențiat, pe când cea de-a doua corespunde unui sistem ${}^1\text{El}^2$ - sistem diferențiat. [L.M. = lichid magmatic; S.V. = substanță volatilă]

3.7.4. Condiția fizică a substanțelor volatile

Orice substanță volatilă, teoretic, poate să aibă trei stări de agregare: (1) lichid subcritic; (2) gaz subcritic; (3) stare fluidă supracritică (fig. 3.78.).

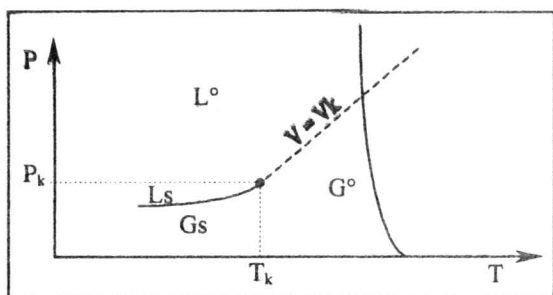


Fig. 3.78. - Stările de agregare ale volatilor fluide.

- Ls = lichid magmatic;
- L° = lichid supracritic (convențional);
- Gs = gaz subcritic;
- G° = gaz supracritic (convențional).

Fluidul supracritic are proprietatea de a-și modifica densitatea fără sări, de la valori mari, specifice lichidelor, până la densități foarte mici, specifice gazelor, prin variația continuă a temperaturii și/sau presiunii. Setul de condiții (T, P), unde fluidul supracritic își păstrează densitatea constantă (respectiv volumul constant), desemnează izocora fluidului supracritic (în diagrama T-P, izocora este o dreaptă cu înclinare pozitivă). La punctul critic, K, dispăre diferența fizică dintre lichid și gaz deoarece ambele stări au aceeași densitate. De aceea, izocora critică poate fi luată ca limită convențională între lichidul supracritic, L° și gazul supracritic, G°, primul având o densitate mai mare decât densitatea critică, iar cel de-al doilea, o densitate mai mică.

Fluidul supracritic are proprietatea de a-și modifica densitatea fără sări, de la valori mari, specifice lichidelor, până la densități foarte mici, specifice gazelor, prin variația continuă a temperaturii și/sau presiunii. Setul de condiții (T, P), unde fluidul supracritic își păstrează densitatea constantă (respectiv volumul constant), desemnează izocora fluidului supracritic (în diagrama T-P, izocora este o dreaptă cu înclinare pozitivă). La punctul critic, K, dispăre diferența fizică dintre lichid și gaz deoarece ambele stări au

Pentru a putea preciza densitatea substanței volatile care rezultă prin devolatilizare, trebuie deci, să avem două categorii de informații:

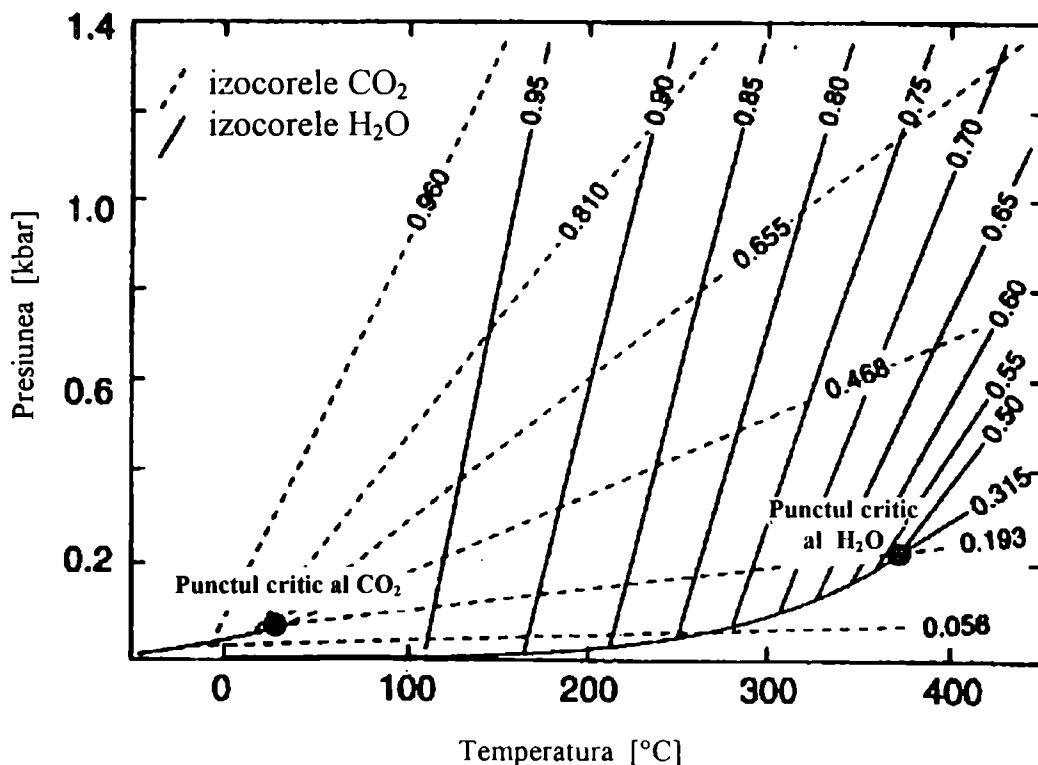


Fig. 3.79. – Izocorele H_2O și CO_2 pentru condiții joase de presiune și temperatură. (după Hollister, 1981)

- informații despre condiția termobarică la care are loc devolatilizarea;
- informații despre poziția izocorelor substanței volatile, în diagrama T-P.

În figurile 3.79., 3.80. și 3.81. sunt redată în diagrame T-P pozițiile câtorva izocore ale H_2O și CO_2 . Cu ajutorul acestor diagrame se pot “citi” rapid densitățile celor două fluide, la orice condiție termobarică de interes. De exemplu, potrivit diagramei din figura 3.79. densitatea H_2O la temperatura de 300°C și presiunea de 1 atm este de circa 0.80 g/cm³, iar a CO_2 , în aceleași condiții, este de circa 0.60 g/cm³.

Fiecare tip de substanță volatilă pură are un set propriu de izocore. Așa cum rezultă din figura 3.79., izocorele CO_2 au pante diferite față de izocorele H_2O , în orice condiție termică oferită de crustă și manta. În consecință, un fluid mixt al sistemului binar $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ va avea izocore cu pante intermediare. De fapt, orice altă substanță care se dizolvă în apă, indiferent dacă este volatilă sau nu, schimbă panta izocorei.

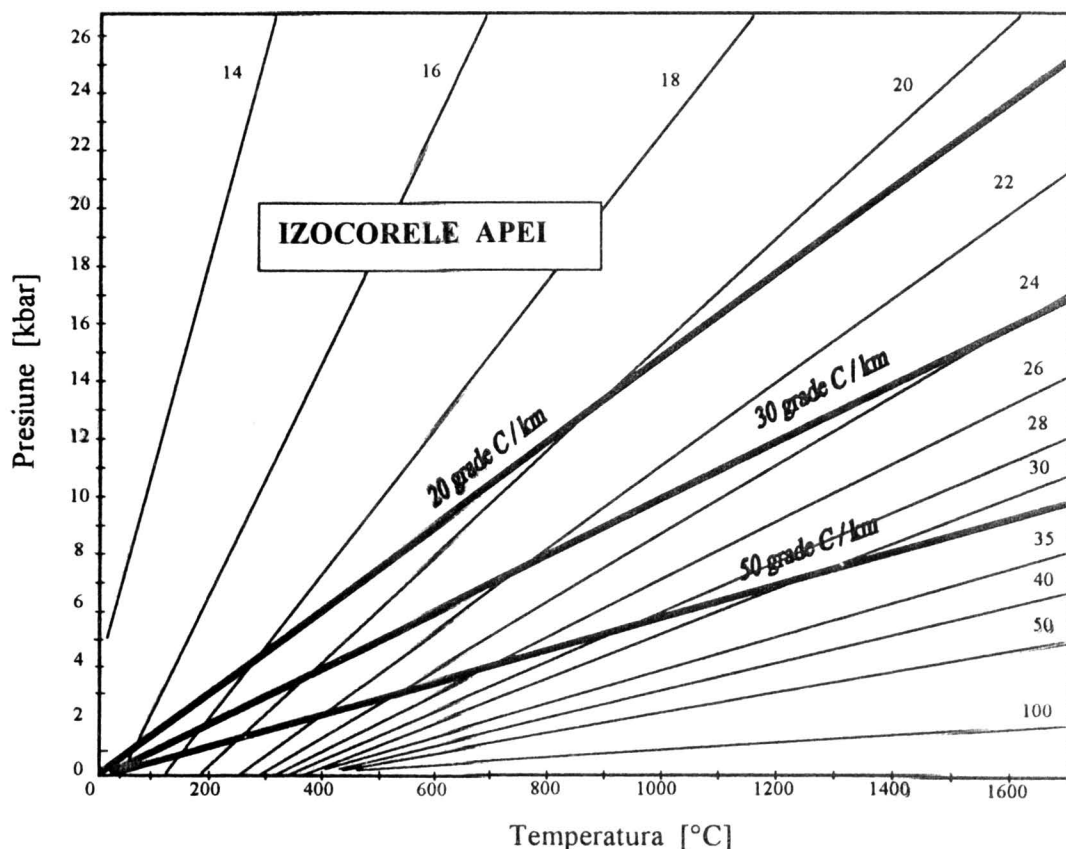


Fig. 3.80. – Izocorele apei (după Spear, 1993)
[cm³/mol]

În momentul de față, se cunosc destul de bine izocorele celor mai frecvente substanțe volatile din magmă: H₂O și CO₂ (vezi figurile 3.79., 3.80. și 3.81.).

Utilizând aceste diagrame putem prevedea de exemplu că apa eliberată prin devolatilizarea unei magme la circa 700°C și 5kbar are o densitate de aproximativ 0.5 g/cm³ și o putem considera aproape un lichid, pe când cea separată la 2 kbar și aceeași temperatură, are o densitate de circa 0.4 g/cm³, putând fi numită un gaz dens.

Cunoașterea izocorelor ne permite, de asemenea, să apreciem evoluția densității fluidului volatil, dacă temperatura și presiunea magmei se schimbă. Există două posibilități majore:

A - evoluție în sistem închis, la volum constant (evoluții izocore);

B - evoluție în sistem închis, la volum variabil.

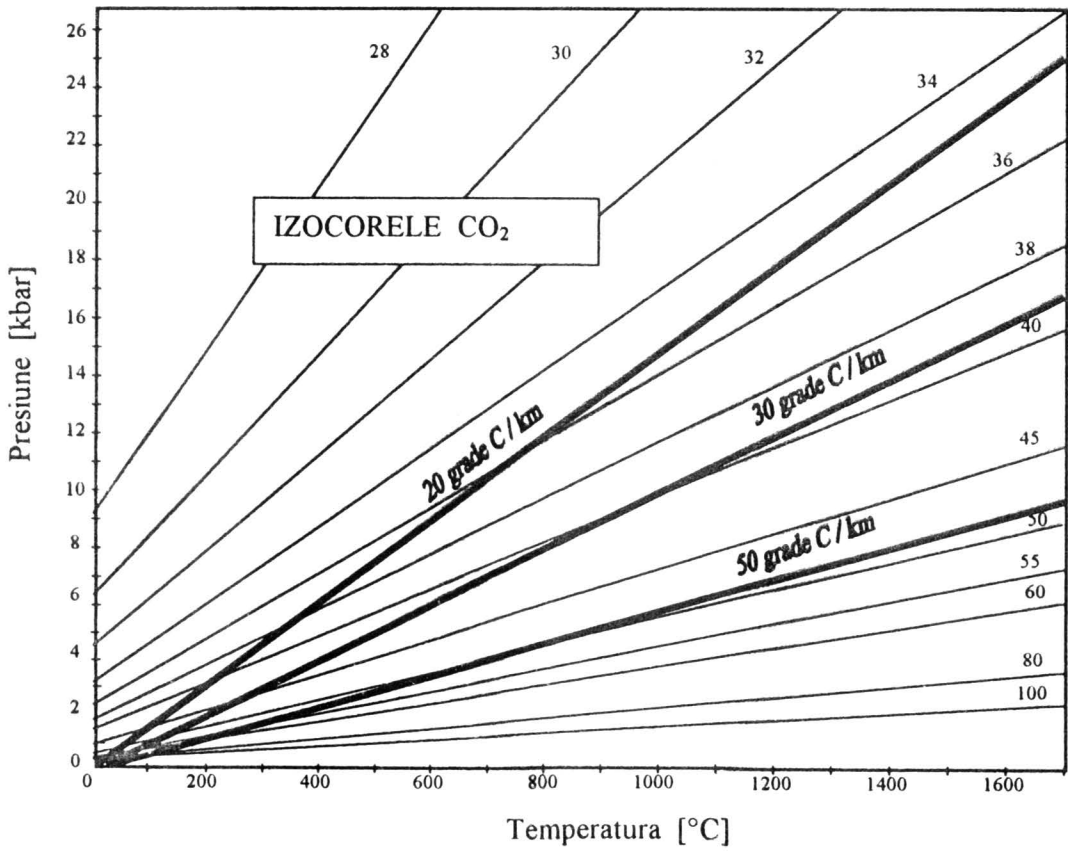


Fig. 3.81. – Izocorele CO₂ (după Spear, 1993)
[cm³/mol]

Evoluțiile izocore se pot manifesta în mai multe feluri:

- A.1. - Depresurizarea adiabetică a magmei ($T \approx \text{constant}$), ca urmare a ascensiunii rapide. În această situație, dacă fluidul rămâne captiv în magmă și nu are posibilitatea să-și

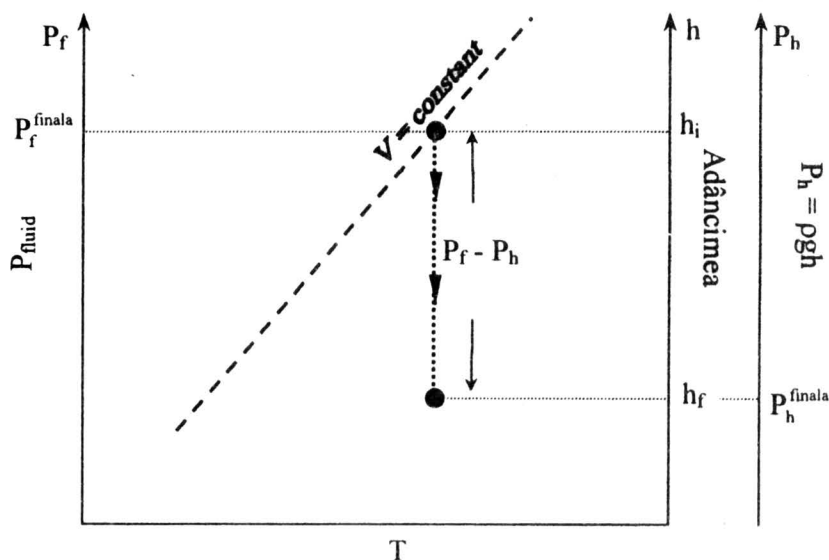


Fig. 3.82. – Evoluția condiției fizice a fluidului volatil în timpul ascensiunii adiabatice a magmei. [P_f = presiunea fluidului volatil; P_h = presiunea hidrostatică a magmei; h_i , h_f = adâncimile inițială și, respectiv, finală între care evoluează magma prin ascensiune; P_f^{finala} = presiunea finală a fluidului; P_h^{finala} = presiunea de sarcină la h_f]

mărească volumul, el va evolua pe izocoră (fig. 3.82.), adică rămâne la presiunea inițială, modificându-și doar temperatura.

Ca urmare a ascensiunii, presiunea de sarcină a magmei se diminuează continuu, astfel că diferența:

$$\Delta P = P_f - P_h$$

este în continuă creștere. Când $\Delta P > P_h$, se realizează condiția de explozie a magmei. Prin explozie, volumul fluidului se modifică, iar evoluția pe izocoră încetează.

- A.2. - Depresurizare lentă, cu răcire lentă, datorată unei ascensiuni lente, în așa fel ca fluidul captiv să evolueze mereu pe izocoră (fig. 3.83.). În această situație, nu se creează condiția de explozie.

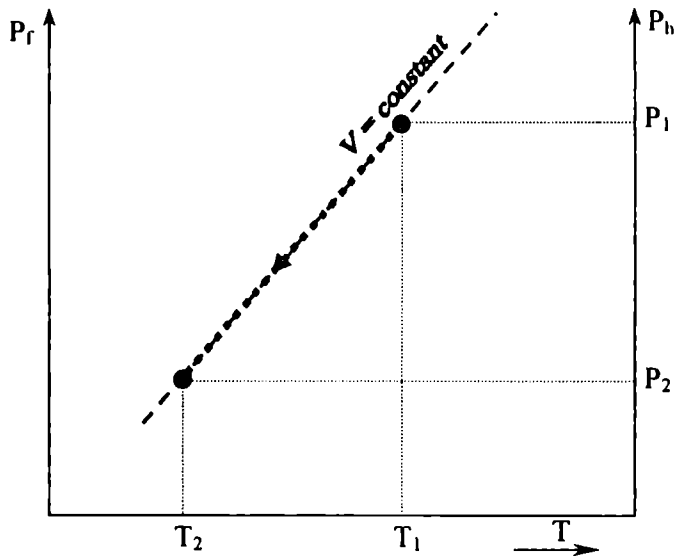


Fig. 3.83. – Evoluția condiției fizice a fluidului, pe izocoră, ca urmare a unei ascensiuni și răcirii lente a magmei. (P_1 , T_1 - condițiile inițiale; P_2 , T_2 - condițiile finale). Densitatea fluidului rămâne constantă, deoarece volumul fluidului rămâne constant.

➤ A.3. - Răcirea izobară a magmei, ca urmare a existenței unui contrast termic accentuat

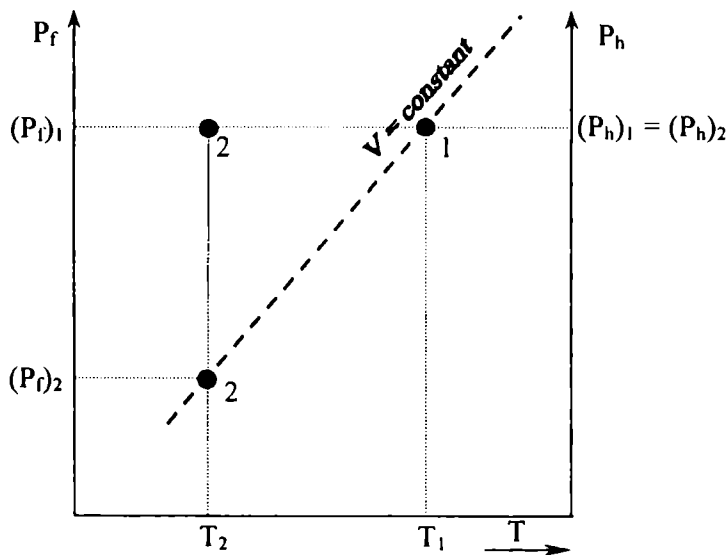


Fig. 3.84. – Evoluția condiției fizice a substanței volatile, la răcirea izobară a magmei.

$(P_h)_1$, $(P_h)_2$ = presiunile de sarcină ale magmei, la temperaturile T_1 și T_2 ;

$(P_f)_1$, $(P_f)_2$ = presiunile fluidului, la temperaturile T_1 și T_2 .

între magmă și mediul înconjurător. În acest caz, fluidul volatil captiv, prin răcirea izocoră, va avea, în final, o presiune mai mică decât presiunea de sarcină a magmei (fig. 3.84), ceea ce este incompatibil cu o stare de explozie.

➤ B - Evoluții neizocore - În acest caz, fluidul volatil, odată separat, poate părăsi sistemul

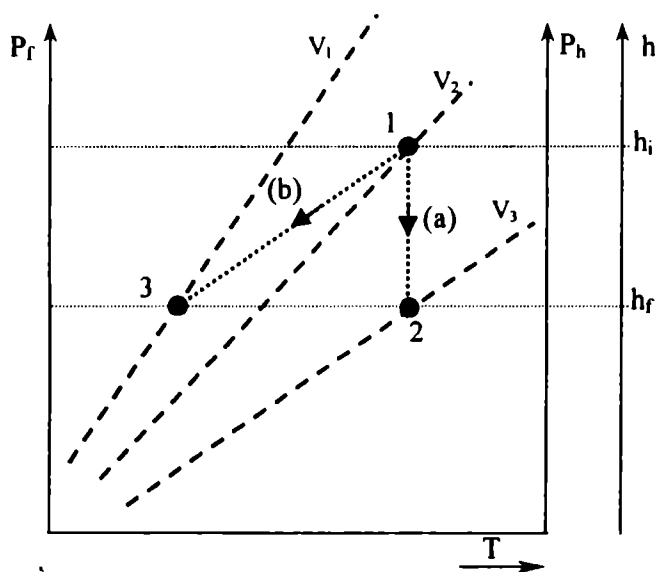


Fig. 3.85. – Evoluții neizocore, în sistem deschis, ca urmare a ascensiunii S.V. de la adâncimea h_i la adâncimea h_f : (a) evoluția adiabatică; (b) evoluția cu răcire puternică.

magmatic. Este evoluția tipică a unui sistem magmatic deschis, când substanța volatilă se poate deplasa cu ușurință de pe o izocoră pe alta, pentru a se adapta condițiilor (P,T) impuse de mediul prin care circulă. De regulă, după părăsirea sistemului magmatic, substanța volatilă intră într-un proces de ascensiune. Densitatea fluidului, în acest caz, poate să scadă sau să crească, funcție de viteza de răcire. Cele două posibilități extreme sunt: ascensiunea adiabatică și ascensiunea cu răcire foarte rapidă (fig. 3.85). Ascensiunea adiabatică este o evoluție aproape izotermă, cu micșorarea drastică a densității. În schimb, ascensiunea cu răcire puternică, deși duce la depresurizarea substanței volatile, determină totodată o creștere a densității fluidelor volatile.

3.7.5. Compoziția fazei volatile

Din punct de vedere chimic, faza volatilă separată din magmă este o soluție policomponentă, având două categorii de componenți:

A = componenți ușor volatili: H_2O , CO_2 , C_2H_6 , HCl , H_2S etc.;

B = componenți greu volatili, specifici lichidului magmatic. Într-o formă simplificată, ei ar putea fi reprezentați prin oxizi (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO , Na_2O , K_2O etc.), însă, în realitate, ei apar sub diverse alte speciații solubile, ca: $Si(OH)_n$, $[Al(OH)]^{2-}$, $Na(OH)$, $NaCl$, $FeCl_2$ etc

Calitativ, între lichidul magmatic și faza volatilă nu este o deosebire esențială, pentru că ambele faze conțin aceiași componenți. Ceea ce le deosebește este doar proporția A:B, care este supraunitară în faza volatilă și subunitară în lichidul magmatic. Asemănarea se datorește faptului că, în sistemul magmatic închis, cele două faze tind să ajungă la echilibrul chimic: unul și același component se repartizează în cele două faze, astfel încât potențialul chimic al componentului în ambele faze să fie identic:

$$\mu_i^{F.V.} = \mu_i^{L.M.}$$

În condiții izoterme, echilibrul între faze se obține când activitățile sunt identice:

$$a_i^{F.V.} = a_i^{L.M.} \quad \text{sau} \quad \gamma_i^{F.V.} \cdot X_i^{F.V.} = \gamma_i^{L.M.} \cdot X_i^{L.M.},$$

unde $X_i^{F.V.}$ = concentrația de saturație a componentului i în faza volatilă;

$X_i^{L.M.}$ = concentrația de saturație a componentului i în lichidul magmatic.

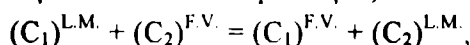
Coeficienții de activitate, γ_i , în cele două faze nu sunt egali și tocmai de aceea, la echilibrul chimic, concentrațiile, X_i , ale componentului în cele două faze nu pot fi egale:

$$\frac{X_i^{F.V.}}{X_i^{L.M.}} = \frac{\gamma_i^{L.M.}}{\gamma_i^{F.V.}} \neq 1$$

Dacă ne referim la componenții A și B, atunci concentrațiile de echilibru ale acestora în cele două faze (F.V. și L.M.) se vor găsi în următoarele raporturi:

$$\frac{X_A^{F.V.}}{X_A^{L.M.}} > 1 \quad \text{și} \quad \frac{X_B^{F.V.}}{X_B^{L.M.}} < 1$$

Echilibrul chimic dintre cele două faze este dependent de temperatură și presiune. Modificarea condiției de echilibru determină schimbarea concentrației de saturație a componenților, ceea ce se realizează printr-o reacție de schimb componențial, de forma:



unde C_1 = componentul 1, iar C_2 = componentul 2 (indicii superiori arată fazele purtătoare ale componenților). Constanta de echilibru a acestei reacții de schimb este controlată de concentrațiile X_1 și X_2 ale celor doi componenți în fazele L.M. și F.V. :

$$K = \frac{X_2^{F.V.} \cdot X_1^{L.M.}}{X_1^{F.V.} \cdot X_2^{L.M.}}$$

În reacțiile de schimb sunt implicați toți componenții celor două faze, indiferent dacă sunt volatili sau nu. De aceea, concentrațiile componenților în faza fluidă sunt, în mod cert, dependente de temperatură și presiune.

3.7.6. Separarea din magmă și evoluția soluției hidrotermale

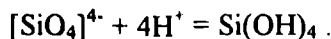
3.7.6.1. Starea apei în lichidul magmatic

Așa cum s-a precizat anterior, în magmele silicatică cel mai important component volatil este apa. În stare dizolvată, ea apare sub forma a două speciații: H_2O (apă moleculară, nedisociată) și $(OH)^-$. Speciația $(OH)^-$ este mai frecventă la presiuni relativ mici și se poate forma pe două căi:

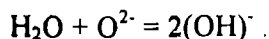
a. Disocierea ionică:



În lichidul silicatic, ionii de hidrogen, cel mai adesea, reacționează cu grupările tetraedrice $[SiO_4]^{4-}$, formând substanța volatilă $Si(OH)_4$:



b. Reacția apei dizolvate cu oxigenul ionic din lichidul magmatic:



Volumul molar al apei dizolvate (adică volumul a 18.015g apă) pare să nu fie influențat prea mult de natura speciației sub care se găsește apa și nici de condiția fizică, ci doar de compoziția lichidului silicatic dizolvat. Astfel, în topitura diopsidică, la 20 kbar și 1513 K, volumul molar al apei dizolvate este de 17.12 cm³/mol. În schimb, în topitura albitică, pe un interval relativ larg de temperatură și presiune, V_{H_2O} este în jur de 22 cm³/mol. Totuși, volumul molar al apei dizolvate nu variază foarte mult cu compoziția lichidului magmatic, oscilând, după toate probabilitățile, între 15 cm³/mol și 26 cm³/mol, fiind destul de apropiat de volumul apei lichide în condițiile standard.

3.7.6.2. Definierea soluției apoase hidrotermale

Separarea apei de lichidul magmatic este însoțită automat și de separarea celorlalte substanțe volatile. Între apă și acești componenți volatili, la temperaturile magmatice, este, probabil, o

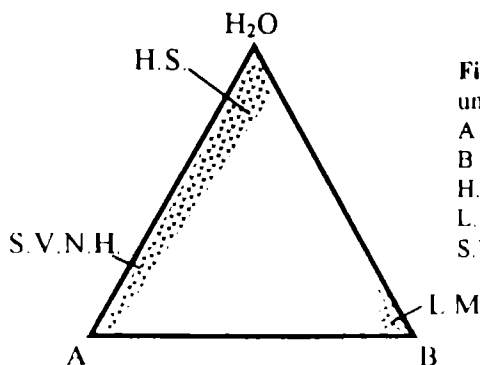


Fig. 3.86. – Compoziția convențională a unei hidrosoluții, în sistemul $H_2O - A - B$.
 A = alți componenți volatili;
 B = componenți nevolatili;
 H.S. = hidrosoluție;
 L.M. = lichid magmatic;
 S.V.N.H. = soluție volatilă nonhidrică

miscibilitate totală. De aceea, deshidratarea magmei conduce automat la formarea unei soluții policomponente, în care apa este doar unul din componenții volatili. Dacă apa este componentul major al acestei soluții, atunci ea poate fi considerată solvent, iar ceilalți componenți, substanțe dizolvate. Desigur, ca substanțe dizolvate pot să apară și componenți nevolatili, specifici lichidului magmatic, însă aceștia din urmă au o solubilitate limitată în apă. Lacuna de miscibilitate între apă și lichidul magmatic, permite o delimitare clară și naturală între soluția apoasă (= hidrosoluție) pe de o parte, și soluția lichidului magmatic, pe de altă parte. În schimb, delimitarea dintre o soluție apoasă și o soluție volatilă săracă în apă, nefiind naturală, nu poate fi decât convențională (fig. 3.86.).

Hidrosoluțiile care se găsesc la temperaturi înalte (peste 100°C) sunt denumite, în sens larg, soluții hidrotermale, indiferent de origine lor. De aceea, faza apoasă care se separă din magmă, în procesul de devolatilizare, poate fi considerată o soluție hidrotermală. Este limpede că soluțiile hidrotermale au proprietăți diferite funcție de starea fizică a solventului. Dacă apa este în stare subcritică, există o deosebire frapantă între soluția hidrotermală lichidă și cea gazoasă, trecerea de la una la alta făcându-se cu salturi de volum și efecte calorice. Această distincție naturală dispare la soluția cu apă supracritică. De aceea, unii autori restrâng termenul de soluție hidrotermală doar la soluția care are ca solvent apa lichidă subcritică. Pentru celelalte soluții au fost folosiți doi termeni, dar nu suficient de clar conturați și care au generat destul de multe ambiguități. Astfel, pentru soluțiile gazoase s-a folosit termenul de "fază pneumatolitică", iar pentru soluțiile supracritice dense, aflate în apropierea temperaturilor magmatice, s-a utilizat termenul "fază pegmatitică". Acest ultim termen a fost mult timp asociat convingerii, aproape unanime de la începuturile petrologiei, că apa și lichidul magmatic au o solubilitate continuă (totală), lichidul "pegmatitic" fiind, conform acestei convingeri, faza fluidă oarecum intermediară compozițional între apă și lichidul magmatic. Astăzi știm destul de bine că o astfel de stare intermediară nu există și utilizarea termenului de "fază pegmatitică" sau "soluție pegmatitică" poate menține în continuare o stare nedorită de confuzii. Pe de altă parte, delimitarea dintre starea hidrotermală gazoasă (pneumatolitică) și cea lichidă (hidrotermală, în sens restrâns) nu poate fi decât convențională, căci, în mod natural, trecerea de la starea densă a apei la cea rarefiată se poate face continuu, prin ocolirea punctului critic al apei. De aceea, este de preferat ca pentru soluția apoasă, aflată la temperaturi înalte, să folosim un termen general de "soluție hidrotermală", așa cum procedează mulți petrologi.

3.7.6.3. Factorii care controlează solubilitatea substanțelor în apa hidrotermală

În condiții identice de temperatură și presiune, apa pură poate dizolva unele substanțe în orice proporție, iar pe altele doar în proporții extrem de mici, motiv pentru care unii autori sunt tentați să

clasifice substanțele în greu solubile, potențial solubile, total miscibile etc. Primele experiențe asupra solubilităților în apa termală, efectuate în perioada interbelică, aduc suficiente argumente pentru a încuraja clasificarea substanțelor pe categorii de solubilitate. Astfel, Morey (1942) constată experimental că la 500°C și 1020 bari, există discrepanțe frapante în ce privește solubilitatea unor substanțe în apă (vezi tabelul nr.3.9.).

Tabelul nr. 3.9. - Solubilitatea unor oxizi și săruri oxigenate în apă, la 500°C și 1020 bari (Morey, 1942)

Substanța	Solubilitatea (ppm)	Substanța	Solubilitatea (ppm)
Al ₂ O ₃	1.8	BeO	120
SnO ₂	3.04	CaCO ₃	120
CaSO ₄	20	SiO ₂	2600
BaSO ₄	40	GeO ₂	8700

Conform acestor date, oxidul Al₂O₃ și SnO₂ fac parte din categoria substanțelor greu solubile în apă, pe când silicea și GeO, la temperatura de 500°C, pot fi considerate ușor solubile. Tot din acea perioadă a devenit clar că unele substanțe cu chimism complex se pot dizolva în apă congruent sau incongruent. De pildă, Morey (1942) arată că la 500°C, albitul se dizolvă congruent în apă, la presiunea de 2 kbar, pe când la presiuni mai mici (0.4 kbar), se dizolvă incongruent, cu un raport nestoichiometric între SiO₂ și Na₂O (respectiv SiO₂ : Na₂O = 8.65). După câteva decenii de cercetări experimentale, astăzi se poate afirma că este riscant să se facă o gradație universal valabilă a solubilității substanțelor în apă. Există mai mulți factori care pot interveni, fiind în măsură să modifice uneori radical gradul de solubilitate a substanței în apă. Dintre acești factori, mai importanți sunt:

- compoziția soluției hidrotermale;
- temperatura;
- densitatea apei (reglată prin intermediul presiunii, la temperatură constantă).

Efectul compoziției soluției asupra solubilității, deși remarcat destul de timpuriu, nu este pe deplin lămurit nici până astăzi, datorită complexității fenomenului. Totuși, se poate spune sigur că, dacă în soluția hidrotermală există substanțe din grupul halogenilor, mai ales Cl și F, mulți componenți nevolatili devin ușor volatili la temperaturi foarte înalte. Astfel, componenți ca: Li, Be, Mo, W, Th, Zr, Sn, Ta, Nb etc. , devenind volatili în prezența halogenilor, trec cu ușurință din lichidul magmatic în soluția "gazoasă" hidrotermală. Tot prin intermediul halogenilor, se dizolvă cu ușurință în soluția hidrotermală elemente ca Fe, Zn, Pb, Cu etc. Dacă în lichidul magmatic hidratat nu ar exista acești halogeni, atunci elementele sus menționate nu ar trece cu preferință în soluția volatilă hidrotermală, ci s-ar păstra în lichidul magmatic.

Efectul temperaturii asupra solubilității poate fi studiat numai dacă ceilalți factori rămân constanți. Se poate spune sigur că solubilitatea în apă a tuturor substanțelor (parțial solubile, bineînțeles) este controlată de temperatură, printr-o ecuație de forma:

$$X_i = KT \quad ,$$

unde K este o constantă empirică, care depinde de natura substanței și poate fi pozitivă sau negativă.

După semnul constantei K, substanțele se împart în două categorii:

- a. Cele a căror solubilitate în apă crește cu temperatura. Majoritatea substanțelor intră în această categorie. Vezi, de exemplu, solubilitatea silicei în apă la diverse temperaturi (vezi fig. 3.87).

		PRESIUNEA [MPa]						
		150	200	250	300	400	500	600
TEMPERATURA [°C]	350	0.15	0.17	0.18	0.19	0.21	0.22	0.24
	400	0.22	0.24	0.26	0.28	0.31	0.34	0.36
	450	0.29	0.33	0.36	0.40	0.45	0.49	0.53
	500	0.36	0.43	0.49	0.54	0.62	0.69	0.75
	550	0.43	0.54	0.63	0.71	0.84	0.95	1.04
	600	0.50	0.67	0.80	0.92	1.12	1.27	1.41
	650	0.58	0.81	1.00	1.17	1.46	1.69	1.88
	700	0.67	0.97	1.24	1.48	1.88	2.21	2.48
	750	0.77	1.16	1.51	1.84	2.40	2.86	3.25
800	0.90	1.38	1.84	2.28	3.04	3.67	4.22	

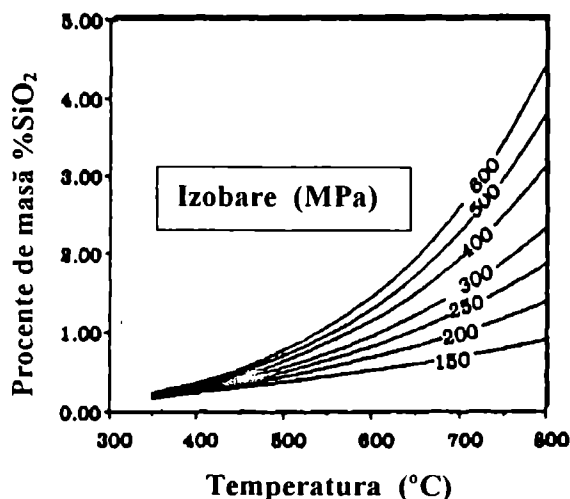


Fig. 3.87. – Solubilitatea SiO_2 în soluții apoase (după Fournier și Potter, 1982).

- b. Substanțe a căror solubilitate descrește cu temperatura, cum sunt carbonații și sulfatii, cel puțin în intervalul termic cuprins între 0°C și 600°C (fig. 3.88.). Așa se explică de ce, în experiențele lui Morey (1942), la 500°C , solubilitatea silicei în apă este cu mult superioară solubilității anhidritului și calcitului, pe când în condiții termice normale, silicea este mai puțin solubilă în apă decât sulfatii și carbonații.

Densitatea apei joacă un rol la fel de important în reglarea solubilității tuturor substanțelor. În condiții termice constante și de chimism constant, concentrațiile de saturație, X_i , ale diferitelor substanțe pe de o parte și densitatea apei (d) pe de altă parte, stau într-o legătură directă, care, în forma cea mai simplă, ar putea fi redată sub forma:

$$\frac{X_i^1}{X_i^2} = \frac{d_2}{d_1},$$

unde: X_i^1 și X_i^2 sunt concentrațiile componentului la densitățile d_1 și d_2 ale apei. Cu alte cuvinte, la temperatură constantă și chimism constant, solubilitatea substanțelor în apă crește cu densitatea apei. Pentru cazuri concrete, dependența solubilității de densitatea solventului, este dată de diferite ecuații empirice, unele destul de complicate. De pildă, pentru solubilitatea silicei în apă, Fournier și Potter (1982) dau ecuația:

$$\log m = A + B(\log V) + C(\log V)^2,$$

unde m = masa de silice solubilizată per mol de apă, V = volumul molar al apei, iar A , B și C = constante empirice, dependente de temperatura absolută. Indiferent de forma ecuațiilor empirice, este evident că micșorarea izotermă a densității atrage după sine reducerea solubilității și, deci, cauzează precipitarea tuturor substanțelor saturate. De aceea, vaporizarea izotermă a soluției hidrotermale, în condițiile subcritice, fiind însoțită de creșterea izotermă a volumului molar, duce inevitabil la precipitarea componentilor saturați.

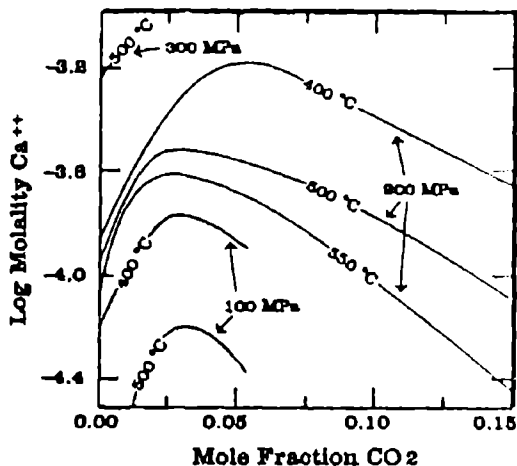


Fig. 3.88. – Solubilitatea calcitului într-un fluid supracritic $H_2O - CO_2$ (după Walther și Long, 1986 și Fein și Walther, 1987).

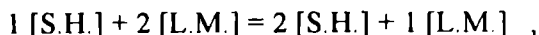
3.7.6.4. Evoluția termobarică și compozițională posibilă a soluției hidrotermale

Soluția hidrotermală, odată separată de lichidul magmatic, poate avea două linii de evoluție:

- evoluția în sistem închis, în contact nemijlocit cu magma din care descinde;
- evoluția în sistem deschis pentru volatile, când soluția hidrotermală părăsește corpul magmatic, pe măsură ce are loc devolatilizarea. În acest ultim caz, ea tinde să se ridice la nivelele superioare, spre suprafața Pământului, folosind diferite căi de acces, eventual tinde să se împrăștie, pe orizontală, în rocile înconjurătoare din jurul corpului magmatic.

În sistemul magmatic închis, între soluția hidrotermală și lichidul magmatic se tinde spre menținerea unui echilibru chimic pe tot timpul variației de temperatură și/sau presiune care

afectează sistemul magmatic. Echilibrul se menține prin reacții de schimb componential între cele două faze mixte:



unde 1,2 = componenții comuni ai celor două faze mixte, [S.H.] = soluția hidrotermală și [L.M.] = lichidul magmatic. În virtutea acestor reacții de schimb, concentrația unui component oarecare din

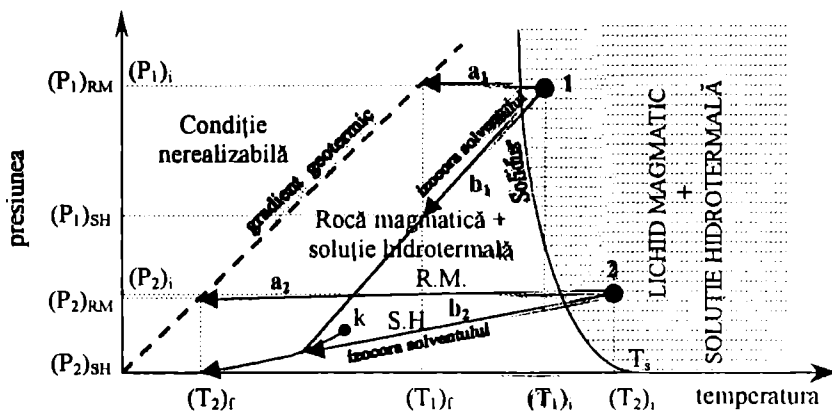


Fig. 3.89. – Evoluția izocoră a soluției hidrotermale într-un sistem, pornindu-se de la două condiții inițiale: de înaltă și de joasă presiune. Răcirea maxim posibilă este determinată de temperatura mediului (temperatura gradientului geotermic). Condițiile inițiale, (1) și (2), sunt comune atât lichidului magmatic, cât și soluției hidrotermale.

- $(T_{1i}, (P_{1i}), (T_{2i}), (P_{2i})$ = condițiile inițiale de temperatură și presiune;
- a_1 = evoluția magmei și a rocii magmatice care pleacă din condiția 1;
- b_1 = evoluția soluției hidrotermale care pleacă din condiția 1;
- a_2 = evoluția magmei și a rocii magmatice care pleacă din condiția 2;
- b_2 = evoluția soluției hidrotermale care pleacă din condiția 2;
- R.M. = rocă magmatică;
- S.H. = soluție hidrotermală.

soluția hidrotermală variază concomitent și în sens invers cu concentrația aceluiaș component din lichidul magmatic. Fiind sistem închis pentru substanțele volatile, ne putem aștepta ca soluția hidrotermală să aibă un volum limitat și, deci, răcirea corpului magmatic conduce la o evoluție mai mult sau mai puțin izocoră a hidrosoluției. În timpul răcirii izocore, lichidul magmatic, apoi roca magmatică rezultată prin răcire, precum și soluția hidrotermală au mereu aceeași temperatură. În schimb, presiunea fluidului hidrotermal se va deosebi de presiunea rocii magmatice, fiind din ce în ce mai mică pe măsură ce scade temperatura (vezi fig. 3.89.).

Deoarece prin răcirea izocoră densitatea solventului rămâne constantă, evoluția compozițională a soluției hidrotermale este reglată, practic, doar de temperatură, adică: precipită substanțele cu solubilitate directă și se dizolvă, în continuare, cele cu solubilitate inversă (carbonați sau sulfuri, dacă aceștia există în sistem).

Evoluția termobarică a fluidului hidrotermal, în sistem deschis, are mai multe posibilități, funcție de direcția pe care se deplasează fluidul (verticală sau orizontală), de viteza de deplasare și evident, de natura rocilor pe care le străbate. De data aceasta, evoluția compozițională a fluidului este dată nu numai de varietățile T, P, dar și de schimbul de substanță care are loc între fluidul hidrotermal și roca înconjurătoare. Capacitatea de reacție a fluidului cu roca este reglată de forța motrică de reacție, F_r :

$$F_r = \Delta\mu_i = \mu_i^{\text{S.H.}} - \mu_i^{\text{R}} ,$$

unde $\mu_i^{\text{S.H.}}$ = potențialul chimic al unui component din soluția hidrotermală, iar μ_i^{R} = potențialul chimic al aceluiaș component în roca ambientală. Dacă $\Delta\mu_i = 0$, atunci soluția hidrotermală este saturată în componentul i și, deci, nu-l precipită și nici nu-l dizolvă. Dacă $\mu_i^{\text{S.H.}} > \mu_i^{\text{R}}$, soluția precipită componentul. În caz contrar, îl va dizolva. Funcție de F_r , soluția hidrotermală poate dizolva roca prin care circulă, formând goluri (eventual măbind golurile preexistente) sau dimpotrivă, cimentează golurile din roci. Dacă simultan cu dizolvarea unui component, aparținând rocii, are loc și o precipitare a unui alt component, păstrându-se constant volumul sistemului solid, atunci se spune că are loc o metasomatoză hidrotermală a rocii.

Pentru a prevedea dacă circulația soluției hidrotermale este însoțită de o dizolvare, precipitare sau de metasomatoză, este absolut necesar să cunoaștem, în primul rând, evoluția temperaturii, presiunii și densității solventului hidrotermal în timpul deplasării. În domeniul supracritic al apei, evoluțiile termobarice, teoretic posibile, oscilează între două extreme:

1° Răcirea izobară, ceea ce se poate realiza atunci când fluidul hidrotermal, aflat la presiuni supraceutice se depărtează de corpul magmatic printr-o deplasare lentă în

plan orizontal. Temperatura minimă la care se poate ajunge, în acest caz, corespunde gradientului geotermic (fig.3.90., calea a), iar pe timpul răcirii, densitatea solventului crește.

2° Depresurizarea adiabatică, ceea ce se poate realiza atunci când fluidul hidrotermal de mare presiune are posibilitatea deplasării foarte rapide spre suprafață, în așa fel încât schimbul de

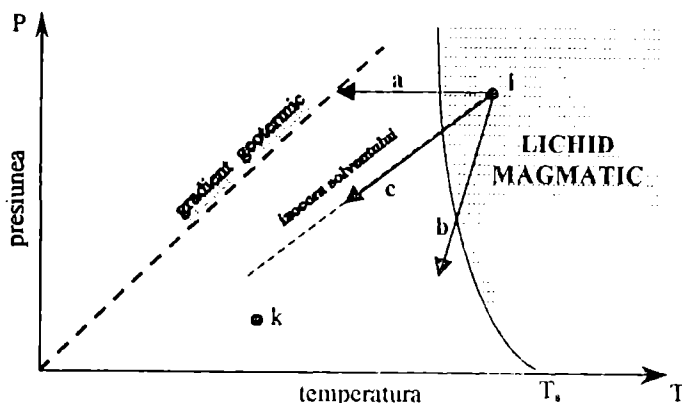


Fig. 3.90. - Căi posibile de evoluție termobarică a fluidului hidrotermal supraceutic, în sistem deschis.

- i - condiția inițială;
- a - răcire izobară;
- b - depresurizare adiabatică;
- c - depresurizare izocoră.

căldură între fluid și mediul înconjurător să fie nul. În timpul acestei depresurizări, temperatura fluidului este reglată exclusiv de presiune, micșorându-se concomitent cu presiunea. Teoretic este cea mai mică răcire posibilă care însoțește fluidul în ascensiunea sa (fig.3.90., calea b). O depresurizare absolut izotermă nu este posibilă în condiții naturale.

Prin răcire adiabatică, volumul solventului hidrotermal crește (și densitatea scade), deosebindu-se radical această răcire de cea izobară, care este însoțită de micșorarea densității. Evident, între cele două extreme de evoluție (izobară și adiabatică) este o gamă continuă de posibilități intermediare. Dintre acestea, însă, o poziție deosebită o are răcirea izocoră (fig.3.90., calea c), în decursul căreia densitatea fluidului hidrotermal rămâne constantă. Prin urmare, dacă luăm în considerație evoluția densității, în timpul răcirii hidrosoluției supraceutice, putem vorbi practic doar de două evoluții distincte:

- a. răcirea însoțită de creșterea densității, ceea ce corespunde unei ascensiuni relativ lente;
- b. răcirea însoțită de scăderea densității, ceea ce corespunde unei ascensiuni relativ rapide.

Acest lucru este important de reținut, pentru că numai astfel putem prevedea dacă, din soluția hidrotermală aflată în ascensiune, precipită sau nu substanța dizolvată. Suntem astfel avertizați că nu orice răcire a soluției hidrotermale este neapărat însoțită de precipitarea componentelor greu volatili, chiar dacă aceștia se găsesc inițial la pragul de saturație. Creșterea densității fluidului, determinată de răcirile lente, s-ar putea să anuleze efectul temperaturii asupra solubilității. Evoluția subcritică a soluției hidrotermale poate duce la variații prin salt ale densității, ca urmare a transformării de fază a apei. Trecerea, prin fierbere, de la starea lichidă la cea gazoasă, poate conduce la o scădere drastică a densității, în condiții mai mult sau mai puțin izoterme, realizându-se astfel cea mai bună condiție de precipitare a substanțelor nevolatili. Invers, prin condensare, are loc o creștere în salt a densității apei și o creștere corespunzătoare a solubilității, favorizându-se dizolvarea substanței din mediul ambiant.

3.7.6.5. Condițiile transformării de fază a soluției hidrotermale

Dat fiind efectul deosebit asupra solubilității pe care îl poate avea transformarea de fază, este necesar să se știe cum anume se poate provoca o fierbere, respectiv o condensare a unei soluții hidrotermale. Răspunsul cel mai general este că o transformare de fază poate avea loc doar atunci când se traversează condiția de echilibru lichid-gaz. La apa pură, condiția de echilibru lichid – gaz este monovariantă, fiind reprezentată în diagrama T – P printr-o linie care se termină în punctul critic, k (fig.3.91.).

Așa cum se poate vedea, la apa pură, pentru o presiune dată, există o singură temperatură de fierbere, și invers, la o temperatură dată, există o unică presiune de fierbere (P_f și T_f , din figura 3.91 a).

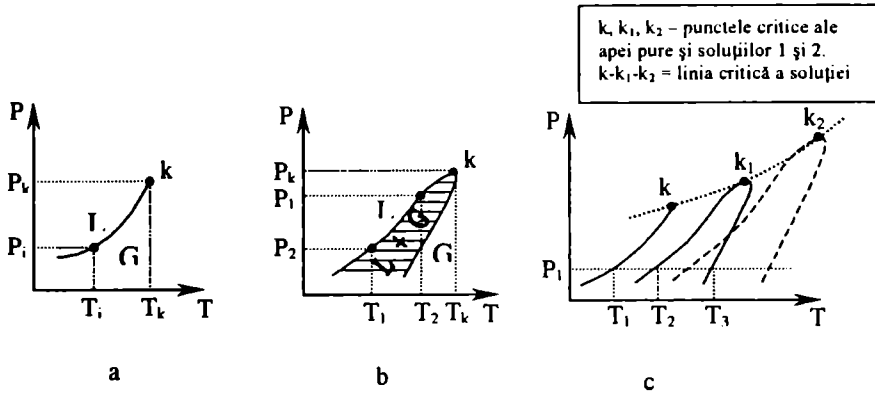


Fig. 3.91. – Echilibrul lichid – gaz al hidrosoluțiilor în reprezentarea P–T.
 a – apa pură;
 b – soluția apoasă, la o anumită concentrație a apei;
 c – două soluții apoase cu concentrații diferite.

La o soluție în domeniul subcritic, există trei domenii termobarice bivariante, delimitate de două curbe monovariante, care se intersectează într-un punct, numit punctul critic al soluției. Cele trei domenii sunt: (a) domeniul exclusiv al lichidului; (b) domeniul de coexistență, la echilibru, a două faze, respectiv a lichidului și gazului; (c) domeniul exclusiv al gazului. Ca urmare, în condiții izobare, trecerea de la lichid la gaz se face pe un interval termic (între T_1 și T_2 , vezi fig. 3.91.b.). Tot astfel, în condiții izoterme, trecerea de la o fază la alta se face într-un interval baric ($\Delta P = P_2 - P_1$). Temperatura la care se inițiază fierberea soluției apoase este mai mare decât temperatura de fierbere a apei pure, la aceeași presiune. La presiune constantă, temperatura de fierbere crește cu concentrația soluției și simultan se deplasează punctul critic al soluției spre temperaturi și presiuni mai înalte (fig. 3.91.c.). Astfel punctul critic al apei pure este definit de $P_K = 218.4 \text{ atm}$ și $T_K = 334.1^\circ\text{C}$. În schimb, în soluția $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$, cu 10%NaCl, condiția critică este $P_K = 1000 \text{ atm}$ și $T_K = 650^\circ\text{C}$.

Pe timpul gazeificării (respectiv condensării) ca urmare a variației izobare a temperaturii, se schimbă nu numai proporția relativă a lichidului, dar și concentrația acestuia, ceea ce se poate vedea mai ușor într-o diagramă T – X (fig. 3.92.).

La fel se întâmplă în cazul transformării de fază în condiții izoterme, prin depresurizare (fig. 3.93.). Cum este și firesc, concentrația apei în fază gazoasă este variabilă, pe tot timpul transformării. La debutul fierberii este mai mare decât în soluția inițială.

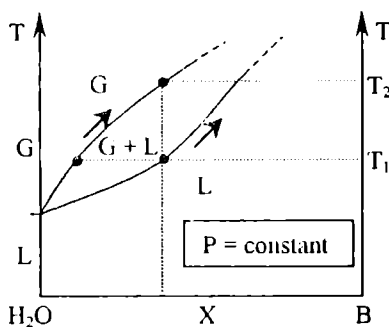


Fig. 3.92 – Transformări de fază, prin răcirea unei soluții binare formată din apă și un component greu volatil. [G = stare gazoasă; L = stare lichidă]

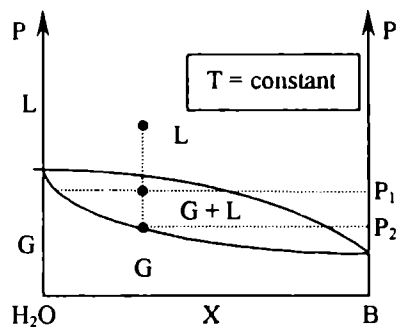


Fig. 3.93. – Vaporizarea unei soluții binare, prin depresurizare. [G = stare gazoasă; L = stare lichidă]

3.7.7. Hidrotermalitele

3.7.7.1. Procese de formare

Hidrotermalitele sunt acele sisteme minerale solide la formarea cărora soluția solidă a jucat un rol decisiv. Teoretic, un hidrotermalit se poate forma prin unul din următoarele procese.

1. **Cristalizarea fazelor solide în "golurile" ocupate de soluție** (pori, spațiile "libere" din lungul fracturilor etc.). În acest caz, germinarea fazelor solide debutează pe pereții "golurilor", creșterea cristalelor având loc dinspre pereți spre interior. În final, se realizează un corp hidrotermal solid cu forma impusă de morfologia spațiului "liber". Corpurile tabulare numite, în general, "filoane hidrotermale" au cel mai probabil o formă impusă de fractura ocupată cândva de soluția fluidă. Corpurile hidrotermale cu structuri druzitice, sau cele cu zonalități mai mult sau mai puțin concentrice, au de asemenea o morfologie impusă de "golurile" preexistente. În toate aceste corpuri, cristalele fazelor minerale pot crește cu ușurință spre interiorul golurilor și în eventualitatea că densitatea germenilor este mică, se realizează aproape în totdeauna cristale de mari

dimensiuni mai mult sau mai puțin idiomorfe. Totuși, nu toate corpurile hidrotermale care au o astfel de origine sunt larg cristalizate. Dacă soluția este puternic suprasaturată în unul sau mai mulți componenți, se pot realiza structuri microcristaline, până la structuri criptocristaline și chiar structuri amorfe (colomorfe). Puternicii gradienti termici ca și accentuații gradienti de activitate ai diferiților componenți care, adesea, se instalează în goluri, determină o variabilitate accentuată a ordinii și vitezelor de cristalizare ai componenților, consecința ultimă fiind apariția, frecventă, în astfel de corpuri a unor frapante zonalități mineralogice și structurale.

2. Depunerea metasomatică. Este urmarea schimbului de componenți între soluție și mediul solid preexistent, ca urmare a infiltrației și circulației difuzive a soluției prin diferitele roci sau agregate cristaline preexistente. Metasomatoza poate fi selectivă sau neselectivă, după cum poate fi parțială sau totală. Este selectivă atunci când anumite faze solide din rocile preexistente (paleosome) sunt metasomatizate. În acest caz, în corpurile de hidrotermalite metasomatice apar frecvente pseudomorfoze ale mineralelor neoformate pe cristalele sau agregatele cristaline paleosomatice, iar structura metasomatitului moștenește în bună măsură structura rocii paleosomatice. În cazul metasomatozei neselective, toate fazele paleosomatice sunt afectate de reacții allochimice, iar un astfel de proces poate duce la o ștergere completă a compoziției minerale preexistente. Corpul hidrotermal rezultat printr-o astfel de metasomatoză totală poate avea nu numai compoziția minerală, dar și structura net diferite de cea a paleosomului inițial. Spre deosebire de hidrotermalitele depuse în goluri preexistente, care au de obicei pereții tranșanți, corpurile metasomatice au deseori o tranziție gradată spre roca gazdă. Totuși, în cazul metasomatozei selective, se pot realiza și corpuri pseudomorfe, începând de la corpuri cristaline (de exemplu: pseudomorfoze de clorit pe cristale de piroxen) și terminând cu pseudomorfoze de corpuri petrografice (de exemplu: pseudomorfoze de cuarțite pe corpuri stratiforme de roci carbonatice).

3. Procese mixte. Sunt procesele care au loc în special acolo unde soluțiile hidrotermale circulă pe fracturile din rocile metastabile chimic, ca de exemplu circulația unei soluții hidrotermale pe fracturile dintr-un corp andezitic rece. În acest caz, depunerea în "goluri" și reacția metasomatică dintre fluid și roca metastabilă merg simultan, apărând în final corpuri hidrotermale foarte complexe morfologic și structural. Procesele mixte

apar frecvent chiar și în filioanele hidrotermale formate pe fracturi, ori de câte ori soluțiile care circulă pe aceste fracturi își schimbă, în timp, parametrii fizico-chimici, astfel încât cristalele și agregatele cristaline depuse inițial din soluția hidrotermală devin ele însele instabile și pot fi substituie metasomatic într-o etapă ulterioară.

3.7.7.2. Clasificarea genetică a hidrotermalitelor

Nu toate soluțiile hidrotermale descind din magme și de aceea nu toate hidrotermalitele sunt magmatogene. În momentul de față, se acceptă că soluțiile hidrotermale ar putea avea cel puțin trei origini:

- Origine magmatică, pe care am comentat-o deja în paragrafele anterioare;
- Origine metamorfică. Este aceea soluție hidrotermală care își trage componenții din rocile supuse metamorfismului prograd, apa rezultând prin reacțiile prograde de deshidratare a mineralelor hidroxilite, cum ar fi filosilicații, amfibolii etc. Majoritatea covârșitoare a acestor reacții se desfășoară la temperaturi superioare punctului critic al apei pure, astfel încât apa de reacție este capabilă să solubilizeze numeroși componenți nevolatili, transformându-se într-o soluție hidrotermală.
- Origine tectonică. Se formează în acele zone de forfecare cu mișcări de mare amplitudine, unde se degajă o mare cantitate de energie calorică într-un interval de timp relativ mic. În aceste zone, temperatura rocilor forfecate poate crește cu câteva sute de grade. Apa care se concentrează în astfel de zone, indiferent dacă este de origine vadoasă sau nu, devine soluție hidrotermală.

Fără îndoială că, în unele situații, soluțiile hidrotermale pot avea origini mixte. De exemplu, în aureolele de contact ale unor corpuri plutonice, soluția hidrotermală poate fi parțial de origine magmatică și parțial de origine metamorfică. Tot astfel, în unele zone de forfecare penetrativă intensă, se poate declanșa un metamorfism prograd, astfel încât soluția hidrotermală este parțial o consecință a mișcării tectonice și parțial a metamorfismului.

Deci, funcție de originea soluției din care au provenit, hidrotermalitele se pot clasifica în: magmatogene, metamorfice, tectonogene și mixte. Potrivit definiției, hidrotermalitele magmatogene sunt generate din soluții care descind, în ultimă instanță, din roci magmatice. Aceasta nu înseamnă că ele se dezvoltă neapărat chiar în corpul magmatic parental. Deseori ele se dezvoltă în spațiul perimagmatic și uneori la distanțe apreciabile de corpul magmatic, putând fi ușor confundate cu

hidrotermalitele metamorfice sau cu cele tectonogene. Cert magmatogene sunt doar acele hidrotermalite, mai ales metasomatice, care se dezvoltă chiar în corpul magmatic, prin reacția dintre fluidul hidrotermal și mineralele primare ale corpului. Rocile magmatice care au suferit o puternică transformare subsolidus, cauzată de soluția hidrotermală magmatogenă sunt desemnate prin diferiți termeni sau expresii ca: “roci alterate hidrotermal”, “autometamorfozate” etc.

3.7.7.3. Roci hidrotermale

În numeroase situații, hidrotermalitele apar ca sisteme minerale cu omogenitate de al doilea ordin. Ele posedă structuri tipic petrografice și de aceea trebuie numite roci hidrotermale. La fel ca și rocile magmatice, rocile hidrotermale pot avea structuri echigranulare, macro sau microcristaline, structuri porfirice, poikilitice etc. Desigur, nu toate hidrotermalitele pot fi denumite roci. Uneori hidrotermalitele apar sub formă de cruste bidimensionale, agregate druzitice etc., care nu au omogenitate de ordinul al doilea. Acestea trebuie numite, pur și simplu, hidrotermalite sau eventual asociații cristaline hidrotermale.

Rocile hidrotermale ar putea fi și ele clasificate pe criteriul compoziției minerale așa cum se procedează în cazul rocilor magmatice. În lipsa unui consens internațional, nu se poate face aici decât o sugestie a unei scheme de clasificare posibilă. Deoarece multe hidrotermalite sunt edificate practic dintr-un singur mineral, s-ar putea adopta, următoarea schemă, relativ simplă:

- A. Roci hidrotermale oligomictice (practic monominerale). În acest caz, tipurile petrografice ar putea fi desemnate prin termeni mineralogici ca de exemplu: cuarțolit, piritolit, galenolit, calcitolit etc.
- B. Roci hidrotermale polimictice (alcătuite din două sau mai multe minerale principale). Și în acest caz, tipurile petrografice ar putea fi desemnate prin termeni mineralogici ca de exemplu: cuarț-piritolit, calcit-galenolit etc. S-ar putea adopta unele abrevieri ca de exemplu o rocă hidrotermală formată în esență din pirită, calcopirită și cuarț ar putea fi desemnată printr-un termen abreviat de genul: cal-pi-cuarțolit.

4

~ Topirea naturală a rocilor ~

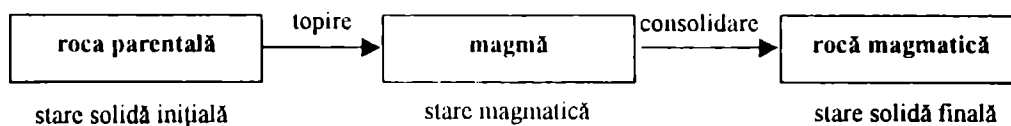
- 4.1. Ciclul magmatogen și starea petrografică primordială
- 4.2. Cauzele topirii rocilor
- 4.3. Anatexia în manta
- 4.4. Topirea rocilor crustale

4. TOPIREA NATURALĂ A ROCILOR

4.1. CICLUL MAGMATOGEN ȘI STAREA PETROGRAFICĂ PRIMORDIALĂ

Mult timp s-a crezut că, în zonele profunde ale Pământului, sub un înveliș relativ rigid, ar exista o magmă relictă încă din epocile timpurii ale evoluției planetei și că toate magmele care au ajuns la suprafață descind, în ultimă instanță, din această magmă fosilă. Astăzi, ipoteza existenței unui înveliș magmatic sublitosferic este, practic, abandonată. Numeroase argumente geofizice, petrologice și geochimice arată că atât crusta, cât și mantaua terestră sunt formate predominant din faze solide. Cel puțin din paleozoic încoace, toate magmele cunoscute pe globul terestru au la origine un proces de topire a unei roci parentale. La scara timpului geologic, viața unei magme este surprinzător de scurtă. Cu toate acestea, n-a existat nici o epocă geologică în care fenomenul de topire a rocilor să fi fost absent, deoarece topirea s-a repetat de nenumărate ori.

Trecerea succesivă a unuia și aceluiași sistem mineral prin procesul de topire și consolidare constituie un ciclu magmatogen. Într-un astfel de ciclu, trebuie să existe obligatoriu trei stări fundamentale și două procese fundamentale:



Aparent, un ciclu magmatogen este un proces reversibil de forma solid ↔ lichid, pentru că topirea succedată de consolidare ar putea să aducă sistemul în întregime la starea inițială. Reversibilitatea este, însă, relativă și are valabilitate numai dacă privim ciclul magmatogen exclusiv din punct de vedere al stărilor de agregare prin care trece sistemul, dar nu și din punct de vedere compozițional. Cel mai adesea, între starea solidă inițială și starea solidă finală, există accentuate deosebiri compoziționale, chimice și/sau mineralogice. Trei cauze mai importante determină aceste deosebiri:

- Neconcordanța între condiția fizică a topirii rocii și cea a consolidării magmei. Aceasta este urmarea faptului că magmele, de cele mai multe ori, părăsesc locul lor de formare. În aceste circumstanțe, chiar dacă roca parentală și roca finală ar fi două sisteme perfect izochimice (cu același chimism global), ele ar putea fi, totuși, deosebite prin compoziția mineralogică, deoarece la condiții fizice diferite ar trebui să corespundă compoziții minerale diferite.
- Topirea parțială a rocilor. Aproape toate rocile naturale care au suferit procesul de topire sunt sisteme poliminerale cu diferențe sensibile între temperaturile T_s și T_L . La multe roci intervalul termic de topire (în diferite condiții barice) depășește 100°C . Puține roci naturale au fost supuse unei topiri totale. De regulă, ele se topesc doar parțial, la temperaturi $T < T_L$, proces cunoscut sub numele de ANATEXIE. Prin anatexie doar o anumită parte din materia rocii parentale (partea mai ușor fuzibilă) trece în topitură. Partea greu fuzibilă rămâne în stare solidă, constituind așa numitele restite anatectice. Proporția fazei lichide în sistemul parțial topit exprimă gradul de anatexie sau gradul de topire. La un grad de anatexie foarte redus, compoziția topiturii coincide cu compoziția eutectică a sistemului – dacă acest sistem are, într-adevăr, un eutectic – putând fi net deosebită de compoziția chimică globală a sistemului. Pe măsură ce crește gradul de anatexie, compoziția topiturii se apropie de compoziția globală a sistemului și devin identice la topirea integrală.
- Diferențierea topiturii magmatice, care se poate realiza prin oricare din mecanismele examinate în capitolele anterioare: diferențierea prin cristalizare, licuația, pierderea volatilelor, asimilarea altor roci decât cea parentală.

Dacă sistemul petrografic rezultat prin consolidarea magmei este reluat într-un nou ciclu magmatogen, atunci evoluția ireversibilă a sistemului va fi împinsă înainte cu încă un pas. Cu cât vor fi mai numeroase aceste cicluri, cu atât va fi mai mare contrastul petrografic între stările petrografice finale și starea petrografică primordială. Schematic, o succesiune de cicluri magmatogene apare ca în figura 4.1.

În această schemă se face abstracție de posibila micșorare a masei sistemului, prin pierderea substanțelor volatile. Se atrage atenția exclusiv asupra restitelor care însoțesc procesele anatectice. Pe de altă parte, nu se respectă o anumită scară a timpului, plecându-se de la premiza că importantă este reprezentarea grafică a succesiunii de cicluri magmatogene, ci nu de intervalele de timp ale fiecărui ciclu luat în parte. Desigur, din alte puncte de vedere, durata ciclurilor magmatogene, respectiv viteza de desfășurare a acestora, ar putea să aibă o importanță specială, dar ireversibilitatea nu derivă din viteze, ci din succesiuni de cicluri.

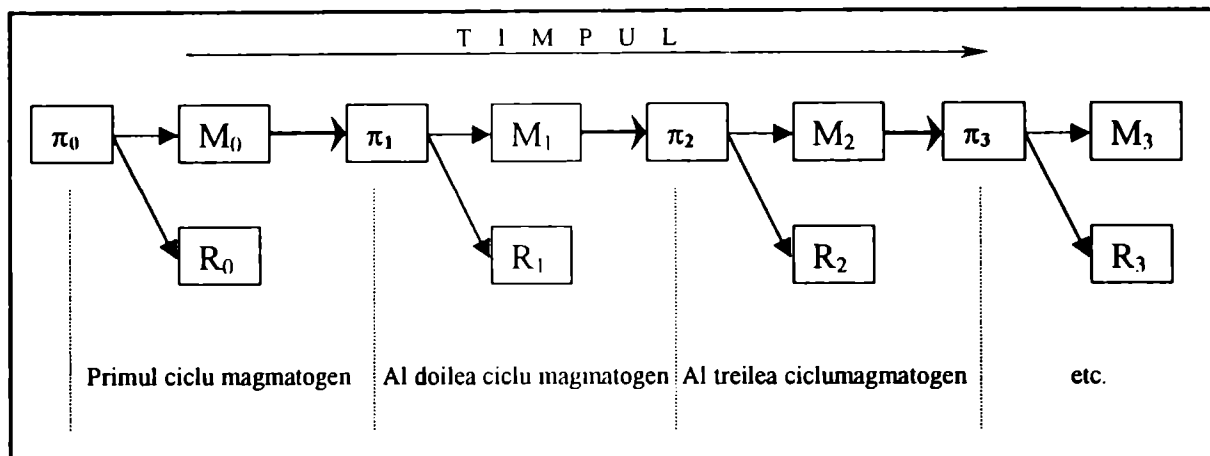


Fig. 4.1. – Reprezentarea schematică a unei succesiuni de cicluri magmatogene.

π_0 = starea petrografică primordială

M_0, M_1, M_2, \dots = stări magmatice aparținând ciclurilor I, II, III ...

$\pi_1, \pi_2, \pi_3, \dots$ = stări petrografice rezultate din consolidarea magmelor, corespunzătoare ciclurilor magmatogene I, II, III ... etc.

R_0, R_1, R_2, \dots = stări petrografice restitice, rezultate prin anatexia stărilor $\pi_0, \pi_1, \pi_2, \dots$

Punctul de plecare al unei succesiuni de cicluri magmatogene îl reprezintă protolitul π_0 , care constituie starea petrografică primordială (sau primitiva petrografică). Toate celelalte stări petrografice, respectiv $\pi_1, \pi_2, \dots, \pi_n$ și R_0, R_1, \dots, R_n derivă, în ultimă instanță, din primitiva π_0 , fiind generate prin diferențierea magmatogenă a primitivei. Conform legii conservării masei, materia primitivei nu se pierde în decursul diferențierii. Ea trebuie să se regăsească în masa restitelor, în masa sistemelor $\pi_1, \pi_2, \dots, \pi_n$, precum și în masa fazelor volatile care au părăsit sistemul magmatic. De aceea, compoziția stării π_0 poate fi teoretic dedusă, dacă ne sunt cunoscute masele și compozițiile produselor de diferențiere.

Cei mai mulți petrologi sunt de părere că starea petrografică primordială, π_0 , a Pământului se află încă conservată în manta, constituind cea mai mare parte din volumul mantalei. În crusta terestră, starea primitivă apare cu totul accidental, deoarece crusta este dominată de stări petrografice diferențiate, fie prin cicluri magmatogene, fie prin cicluri metamorfice și exogene. Compoziția chimică globală a primitivei π_0 corespunde, probabil, compoziției medii a meteoriților silicatici (chondrite). Ea poate fi tot așa de bine asimilată unui amestec de lherzolit și bazalt. Roca ultramafică primordială cu astfel de compoziție chimică globală a fost numită **pyrolit**, de către Ringwood (1975), pentru a sugera că esența chimică a acestei roci corespunde unui amestec de piroxen și olivină.

Așadar, punctul de vedere modern este că la originea tuturor ciclurilor magmatice de pe Pământ a stat protolitul pyrolitic. El este sistemul petrografic cel mai vechi al planetei și, în raport cu acesta, toate celelalte roci, fie ele magmatice, metamorfice sau sedimentare, sunt mai noi. În primele etape de evoluție geologică a Pământului, anatexia a afectat exclusiv pyrolitul,

pentru că celelalte tipuri de roci nu existau. Ulterior, în procesul de topire parțială, au fost antrenate și sistemele petrografice diferențiate, astfel încât, în zilele noastre, magmele se pot forma deopotrivă din mase de roci primordiale, ca și din numeroase alte roci mai tinere.

4.2. CAUZELE TOPIRII ROCILOR.

Rocile se pot topi din mai multe cauze:

- încălzirea mai mult sau mai puțin izobară;
- încălzirea prin afundare;
- depresurizarea mai mult sau mai puțin adiabatică;
- scăderea temperaturii de topire prin metasomatoză sau prin hidratarea rocilor “uscate”;
- impact meteoritic.

4.2.1. Încălzirea izobară

Există mai multe cauze care pot determina o încălzire izobară a unei roci:

- Prezența în apropierea rocii a unei magme. Acest proces, comentat deja la capitolul “Asimilarea magmelor”, explică cel mult cum o magmă preexistentă poate determina apariția altei magme.
- Declanșarea în rocă sau în sistemul mineral învecinat, a unei reacții chimice puternic exotermă. Fenomenul este posibil, de exemplu, în condițiile de suprafață ale crustei, unde au loc reacții naturale de ardere a cărbunilor de pământ, realizându-se uneori topirea rocilor argiloase și a gresiilor. Deși pe o astfel de cale apar uneori lichide silicaticе, cei mai mulți petrologi ignoră totuși acest proces, dat fiind amploarea redusă a fenomenului.
- Dezintegrarea elementelor radioactive. Sursa radiogenă în rocile granitice permite degajarea unei călduri medii de aproximativ 2.2×10^{13} cal/g sec. (sau 6×10^{13} cal/cm³ sec), iar în meteoritul silicatic (probabil și în pyrolit) de $\approx 1 \times 10^{15}$ cal/g sec. Într-o rocă bazaltică, sursa radiogenă medie este de circa șapte ori mai mică decât în granit. Teoretic, dacă un corp de granit, cu o sursă radiogenă medie, ar fi complet izolat termic față de exterior, el s-ar putea autoîncălzi până la temperatura de topire în circa 8×10^8 ani, iar un bazalt, într-un timp de șapte ori mai mare. Condiția de izolare termică nu poate fi asigurată în natură. Totuși, se poate accepta că, în interiorul unui corp petrografic cu sursă radiogenă, se pot crea condiții de încălzire radiogenă și, în acest caz, temperatura maximă atinsă este direct proporțională cu

dimensiunea corpului. Corpurile de ordinul miilor de km³ ar putea, deci, să se autoîncălzească în zonele centrale până la topire. (Probabilitatea autotopirii crește apreciabil în zonele care au concentrații locale de substanțe radioactive.)

- Deformarea penetrativă a rocilor în zonele de forfecare. Este știut de mult timp că, pe suprafețele unor falii, apar oglinzi de fricțiune ca urmare a topirii rocii faliat. În zonele de forfecare cu extindere regională, cea mai mare parte din energia de frecare se convertește în căldură. În lungul unui plan de forfecare, de-a lungul căruia componentele se deplasează unele față de altele cu viteza v , la un stress de forfecare, τ , căldura de forfecare este:

$$q = \tau \cdot v$$

Cunoscând densitatea, ρ , a rocii forfecate, căldură specifică, c_p , și timpul cât durează deplasarea cu viteza v , se poate deduce creșterea temperaturii rocii (Sibson, 1977; Sprey, 1984):

$$\Delta T = T - T_0 = \frac{q}{\rho c_p} \left(\frac{t}{\pi k} \right)^{\frac{1}{2}},$$

unde T_0 este temperatura inițială, iar k este constanta de difuzie termică a sistemului petrografic dat. Dacă $T = T_0 + \Delta T$ este mai mare decât temperatura solidus a rocii forfecate (T_s^R), atunci roca se topește.

Un calcul estimativ arată că în zonele de forfecare de lungă durată (de ordinul a peste 10³ ani), cu viteze de peste 8 cm/an, pot fi generate creșteri de temperatură suficient de mari pentru ca unele din rocile cunoscute să se topească parțial, chiar și în condiții de suprafață. Șansa de topire a rocilor, ca urmare a forfecării, crește însă cu adâncimea, deoarece crește temperatura T_0 , ca urmare a gradientului geotermic vertical.

4.2.2. Încălzirea prin afundare

Este un proces de importanță majoră pentru declanșarea topirii rocilor la scară regională. Prin afundarea unui sistem petrografic temperatura și presiunea cresc simultan. Există două extreme posibile:

- afundarea adiabatică, în esență o afundare rapidă, care nu permite schimbul de căldură între roca afundată și mediu. În acest caz, temperatura rocii crește doar atât cât îi permite gradientul adiabatic (de ordinul a zecimilor de grad/km).
- la extrema opusă este afundarea pe gradientul geotermic vertical. Este o afundare lentă, care permite echilibrarea termică continuă a rocii cu mediul înconjurător. La orice adâncime roca afundată va avea temperatura permisă de gradientul geotermic local.

Afundările adiabatice, în eventualitatea că sunt posibile, de regulă, nu aduc rocile la temperaturile de fuziune. În schimb, afundarea pe gradient poate determina topirea unor roci, dacă deplasarea pe verticală a acestor roci este suficient de mare.

Afundarea rapidă, urmată de o lungă perioadă de relaxare termică (adaptarea rocii la condiția de gradient), poate, de asemenea, să conducă la topiri (fig. 4.2.).

Afundările de mari amplitudini, pe zeci și chiar sute de km adâncime, sunt astăzi aproape în unanimitate admise ca fiind o caracteristică generală a zonelor de convergență a plăcilor tectonice (zonele de subducție).

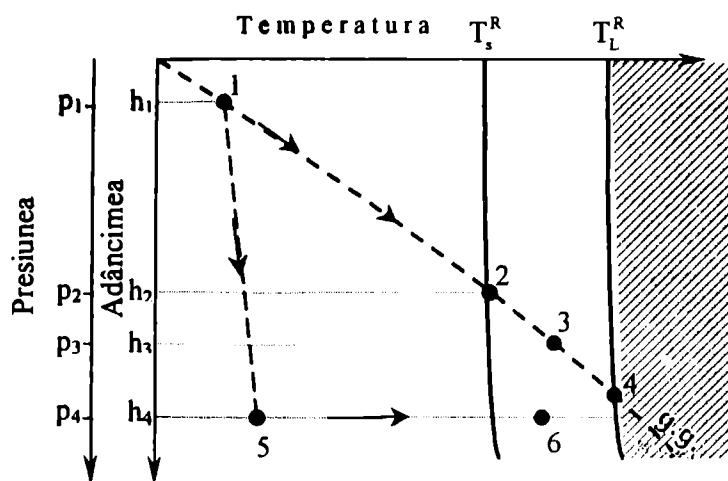


Fig. 4.2. - Topirea rocii prin afundare. Cifrele 1, 2, 3 și 4 arată condițiile T , P ale rocii la adâncimile corespunzătoare h_1 , h_2 , h_3 , h_4 , în timpul afundării foarte lente. La h_2 se intră în condiția de topire parțială, la h_3 roca este parțial topită, iar la h_4 este complet topită. (T_s^R și T_L^R - temperaturile solidus și liquidus ale rocii). Cifra 5 arată condiția rocii la h_4 , în cazul unei afundări rapide, după care urmează relaxarea termică (prin încălzire izobară) până în punctul 6, când roca începe să se topească.

4.2.3. Depresurizarea

Rocile din manta, aflate la temperaturi mari, dar care rămân totuși solide din cauza presiunilor enorme, se pot topi, dacă sunt antrenate într-un proces de depresurizare.

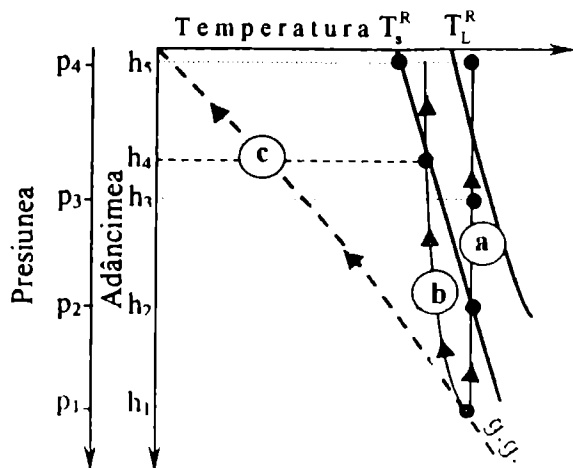


Fig. 4.3. - Topirea prin depresurizare a unei roci care provine de la mare adâncime (h_1)

- Depresurizare rapidă: h_2 - adâncimea de debut a topirii; h_3 - adâncimea de topire avansată; h_4 - adâncimea de topire totală.
- Depresurizare relativ lentă: h_1 - adâncimea de debut a topirii; h_3 - adâncimea de topire parțială.
- Depresurizare foarte lentă (ascensiune conform gradientului geotermic). Roca nu se topește.

Depresurizarea este asigurată, în manta, de mișcarea convectivă a masei solide, iar topirea se realizează pe ramura ascendentă a curentului convectiv. Adâncimea la care se realizează topirea depinde de: condiția termobarică inițială a rocii, de condiția solidus a rocii și de viteza de ascensiune (fig. 4.3.).

În eventualitatea că gradientul geotermic nu intersectează curba solidus a rocii, la nici o adâncime, atunci o ascensiune foarte lentă nu cauzează topirea rocii (calea c din fig. 4.3.). Dar dacă o astfel de intersecție există, atunci topirea poate fi provocată chiar și de ascensiunile foarte lente (fig. 4.4.).

Cele două poziții relative ale temperaturilor solidus față de gradientul geotermic, respectiv cea din figura 4.3. și cea din figura 4.4., conduc la deosebiri marcante în cea ce privește efectul ascensiunii asupra gradului de topire. Astfel, în cazul din figura 4.3., gradul de topire crește (sau poate să crească), pe măsură ce scade adâncimea. În schimb, în cazul din figura 4.4., topirea cauzată de ascensiunea lentă, poate trece cel mult printr-un maxim, în intervalul $h_1 - h_2$, după care se intră din nou în condiția subsolidus, când topitura trebuie să recrystalizeze. De aceea, astfel de topituri, în cazul că apar, constituie sisteme magmatice mai mult sau mai puțin "captive", în sensul că o eventuală ascensiune diapirică a sistemului magmatic îl scoate rapid din condiția de stabilitate.

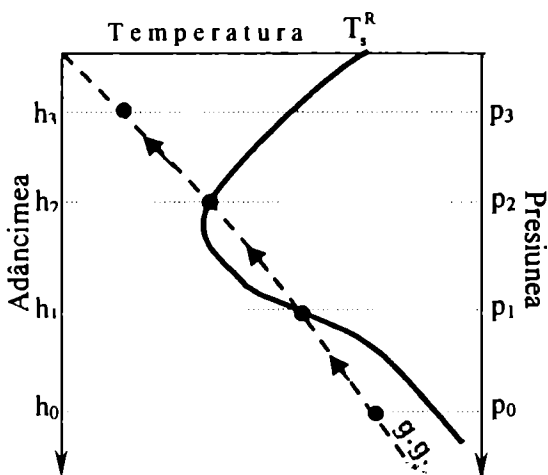


Fig. 4.4. – Topirea prin depresurizare a unei roci în timpul unei ascensiuni lente pe intervalul $h_0 - h_3$, în cazul când gradientul geotermic vertical intersectează curba solidus a rocii. Între h_0 și h_1 roca rămâne solidă. Între h_1 și h_2 este topită parțial, iar de la h_2 în sus se revine la starea solidă.

4.2.4. Scăderea temperaturii de topire a rocilor greu fuzibile prin metasomatoză și hidratare

În zonele adânci ale crustei terestre, dar mai ales în manta, pot exista mai multe tipuri de roci greu fuzibile, cum ar fi rocile bazice, în crustă, sau cele ultrabazice, în manta. Aceste roci pot exista în stare solidă chiar și la temperaturi de peste 1000°C . Dacă, printr-un proces de metasomatoză, astfel de roci se îmbogățesc în componenți minerali ușor fuzibili, de pildă crește proporția de alcalii și silice, ele se pot topi izoterm și izobar, prin simpla schimbare a chimismului global. Altfel spus, ori de câte ori metasomatoza transformă o rocă refractară într-o

alta ușor fuzibilă, la temperaturi înalte, se creează automat și posibilitatea topirii rocii, fără ca temperatura sau presiunea să se modifice. Astfel de procese sunt din ce în ce mai des invocate, în ultimul timp, mai ales pentru a explica topirea rocilor ultrabazice din manta.

Apa este una din substanțele a cărei prezență poate să scadă temperatura de topire a rocilor chiar și cu câteva sute de grade. Hidratarea rocilor anhidre aflate la mari adâncimi este, deci, o cauză foarte eficientă a topirii parțiale a acestora. În cele mai multe situații, pătrunderea apei în sistemul petrografic anhidru determină mai întâi reacții de hidratare a mineralelor preexistente, cum ar fi, de pildă, formarea amfibolilor și micelor negre pe seama mineralelor mafice anhidre din peridotite. Ulterior are loc așa numita "topire prin deshidratare", care presupune descompunerea mineralelor hidratate simultan cu topirea parțială, moment în care apa trece din rețelele cristaline ale mineralelor hidratate în topitura silicatică (apa se solubilizează în topitura neoformată).

4.2.5. Topirea rocilor prin impact meteoritic

În etapa inițială de creștere acreționară a planetelor ($\sim 4 \times 10^9$ ani în urmă), impactul meteoritic a jucat rolul principal în evoluția substanței minerale. Ulterior, frecvența căderilor meteoritice a scăzut, efectele geomorfologice ale acestora rămânând evidente doar pe corpurile lipsite de atmosferă (Luna, Mercur) sau pe cele cu atmosferă rarefiată (Marte). Pe Pământ, datorită proceselor intense exogene și endogene, geomorfologia primară generată prin impactul meteoritic a fost, în general, ștearsă și doar în puține locuri se mai păstrează cratere meteoritice de dată mai recentă. Examinarea atentă a acestor cratere, din punct de vedere petrografic, a dus la concluzia că șocul meteoritic pe care l-a suferit litosfera terestră a cauzat profunde transformări în sistemele petrografice. Simultan cu formarea craterului, rocile impactate suferă diverse transformări mai importante și oarecum redacte în ordinea intensității, fiind: fisurarea și zdrobirea, transformări polimorfe ale mineralelor, topirea și evaporarea fazelor minerale. Reacțiile chimice dintre minerale, transportul balistic și amestecul mecanic al fragmentelor meteoritice cu cele aparținând rocilor impactate sunt, de asemenea, procese posibile și uneori cu implicații petrogenetice majore.

Cauza ultimă a acestor procese este unda de șoc. De la punctul de impact, în corpul țintei (sistemul impactat) se împrășteie unde de șoc semisferice, sub acțiunea cărora substanța se comprimă și se încălzește adiabetic (unda de șoc se propagă și în corpul meteoritului, spre polul opus punctului de impact, suferind fenomenul de reflexie și reîntoarcere, astfel că unul și același punct din corpul meteoritic este de două ori afectat). La viteze de șoc de $3.5 - 4$ km/sec, creșterea presiunii în unda de șoc, în punctul de impact, poate atinge 500 kbar, iar la 20 km/sec, depășește 5×10^4 kbar. Valoarea presiunii în unda de șoc (exprimată în kbar) poate fi estimată cu ajutorul următoarei formule empirice

$$P \approx \frac{0.2E^{0.9}}{z^{2.7}},$$

unde E este energia de impact (exprimată în $M_T = 4.2 \times 10^{22}$ ergi), iar z este distanța față de punctul de impact (exprimată în km).

Energia de impact poate fi estimată, la rândul ei, printr-o altă formulă empirică, pe baza diametrului, D , al craterului de impact:

$$E \approx 2.4(g/g_0)^{0.4} D^{3.4},$$

unde E = energia (exprimată în M_T), g = accelerația gravitațională, la suprafața planetei impactate (în m/s), g_0 = accelerația gravitațională a Pământului (9.8 m/s^2). La craterele de pe suprafața Pământului, relația se simplifică la forma:

$$E \approx 6 \cdot D^{3.4}$$

În punctul de impact, presiunile de șoc pot atinge valori de zeci și chiar sute de ori mai mari decât presiunile normale din mantaua superioară. Astfel, la o viteză de șoc de circa 20 km/s, chiar și un meteorit de câteva zeci de tone poate provoca presiuni de peste 5×10^3 kbar. În momentul trecerii undei de șoc printr-un punct dat, presiunea (și corespunzător comprimarea substanței) crește brusc, după care revine la valoarea inițială (relaxare). Timpul Δt de revenire (în secunde) este proporțional cu distanța z (în km) și invers proporțional cu viteza de propagare a undei (în km/s). Luând viteza medie de propagare prin rocile crustei terestre, $v = 5 \text{ km/s}$, se poate estima:

$$\Delta t = z/5$$

La fenomenele de impact ce generează cratere cu diametre de circa 100 km, pe un front al undei de șoc de aproximativ 300 kbar, timpul de revenire poate dura câteva secunde.

În spatele undei de șoc, substanța se relaxează și deci, la orice impact, unda de șoc este succedată de o undă de decompresie (de relaxare), care, uneori, poate fi însoțită de fragmentarea solidelor.

Ceea mai mare parte din energia cinetică a meteoritului se transformă în energie calorică, ducând la creșterea rapidă a temperaturii. Numai o mică parte rămâne sub formă de energie cinetică (cea a maselor expulzate din crater), sau sub formă de energie elastică, înmagazinată în cristalele comprimate. S-a estimat, de pildă, că la o viteză de 15 km/s, circa 93% din întreaga energie cinetică a unui meteorit contribuie la încălzirea rocii (dintre care circa 60% este energia calorică determinată de energia adiabatică, prin comprimare, iar 33% este determinată de frecare, prin zdrobire și deformare plastică).

Încălzirea rocilor în timpul șocurilor meteoritice poate determina nu numai topirea, dar chiar și evaporarea acestora. Încălzirea, determinată în special de frecare și deformare, este răspunzătoare de topirea parțială a fragmentelor din brechiile de șoc. În acest caz, topirea este localizată doar la suprafața blocurilor sau cristalelor din brechia de șoc. O topire cât de cât evidentă prin acest mecanism, apare doar la presiuni de 200 – 300 kbar.

Topirea cauzată de relaxare este mult mai accentuată. Topirea de acest gen poate fi selectivă sau integrală, funcție de presiunea undei de șoc. De pildă, s-a observat experimental că, într-un bazalt alcătuit predominant din plagioclaz și piroxen, există o ordine de topire, după cum urmează: la un șoc de 400 – 600 kbar se topește parțial doar plagioclazul; la un șoc de 600 – 800 kbar, are loc topirea parțială și simultană a plagioclazului și piroxenului, pe când topirea integrală are loc la o presiune de șoc de 800 – 1000 kbar. De remarcat că, la relaxare, căldura se eliberează în interiorul fiecărui cristal în parte, iar cantitatea de căldură crește proporțional cu compresibilitatea cristalelor. De aici rezultă că temperaturile diferă de la un mineral la altul funcție de compresibilitatea acestora, chiar dacă toate au fost afectate de aceeași undă de șoc. Aceasta face ca topirea rocilor poliminerale, sub influența undei de șoc, să fie principial diferită de anatexia obișnuită a rocilor. La topirea prin șoc, prima topitură nu corespunde unui eutectc (de pildă, eutecticii granitic), ci compoziției acelu mineral care are cea mai mare compresibilitate din toată asociația minerală impactată. Mineralele specifice bazaltelor (gabbrourilor), care reprezintă roca dominantă a crustei lunare, sunt – în ordinea crescătoare a compresibilității: olivină → piroxen → plagioclaz. Șocurile meteoritice repetate la care au fost supuse aceste roci au putut genera, în primul rând, magme plagioclazice și nu eutectice triminerale, cum ar fi trebuit să apară în cazul unei încălziri lente. Acestea ar putea fi una din cauzele anortozitelor (roci plagioclazice aproape monominerale), atât de răspândite pe “continentele” lunare.

Nici ordinea de topire a rocilor nu se mai respectă. Astfel, observațiile asupra craterelor de impact terestre au relevat faptul că, pe rocile holocristaline (în special cele plutonice) sărurile în apă, topitura de șoc este mai abundentă decât pe rocile sedimentare bogate în apă. Aceasta arată că rocile anhidre se topesc mai ușor decât cele “umed”, exact invers ca în cazul topirilor cauzate de încălzirile normale. Fenomenul ar putea avea două cauze:

- în rocile sedimentare, prin impact, se eliberează de regulă multe gaze care se împrăștie exploziv, antrenând o mare parte din topitură, sub formă de picături, alcătuiind “praful” sau “norul” de impact. Picăturile de topitură reacționează cu gazele, iar după sedimentare dispar definitiv prin procesele de diageneză specifice suprafeței terestre.
- o cantitate apreciabilă din căldura de impact se consumă prin evaporarea apei libere, relativ abundentă în rocile sedimentare (căldura de evaporare a apei este de circa 540 cal/g).

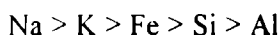
Spre deosebire de magmele terestre obișnuite, generate în zonele anamorfice ale litosferei, magmele de impact au temperaturi mult mai ridicate. În magmele de impact apărute pe Pământ, xenolitele de cuarț și zircon – substanțe minerale cu refractaritate înaltă – s-au topit parțial și chiar integral, atestând temperaturi de cel puțin 1800 – 1850°C (temperatura magmelor obișnuite din vulcanii actuali nu depășește 1300°C). Datorită acestor temperaturi foarte mari au loc procese specifice, ca de exemplu reducerea fierului până la starea zerovalență și apariția fierului nativ (datorită evaporării oxigenului din magnetit), sau disocierea totală a structurilor silicice

prin depunerea oxigenului. Mai mult decât atât, în zona undelor de șoc cu presiuni de ordinul a 1000 – 2000 kbar, temperaturile depășesc cu mult 2000°C, evaporarea putând fi chiar totală.

Toate substanțele petrogenetice considerate greu volatile, fie ele metalice sau nemetalice, se pot evapora integral la temperaturi de 2500 - 3000°C. Însă, la temperaturi cuprinse între 1300 – 2500°C topiturile intră într-un proces de evaporare selectivă. Experimental s-a observat că, la 1300 - 1600°C, din topitura bazaltului se evaporă relativ ușor alcaliile, fierul și siliciul, iar la peste 1600°C se evaporă inclusiv magneziu, aluminiu și calciu. Seria volatilității relative a elementelor din magma bazaltică este:



iar pentru o magmă granitică:



Efectele evaporării selective sunt ceva mai bine cunoscute pe Lună. Regolitul lunar și în special fracțiunile sticloase ale acestuia, sunt sărăcite simțitor în alcalii, uneori în fier și silice, comparativ cu rocile silicatică (gabbrouri, bazalte, anortozite) din care au provenit prin impact. În particulele de sticlă din acest regolit, pierderea sodiului depășește 90%, iar a silicei este în jur de 30%, față de conținutul inițial (aceasta ar fi o explicație plauzibilă a îmbogățirii considerabile în anortit a plagioclazilor care au cristalizat din topiturile de impact de pe Lună).

Astăzi nu putem aprecia cu exactitate ponderea magmelor de impact pe planeta noastră. Este cert că majoritatea covârșitoare a magmelor recente sunt de origine endogenă. Dar nu același lucru se poate spune despre magmele foarte vechi. Nu este exclus ca unele corpuri magmatice premezozoice, rezultate prin impact, să fie acoperite de sedimente mai tinere, ori să fi fost profund modificate prin procese metamorfice sau diagenetice.

4.3. ANATEXIA ÎN MANTA

4.3.1. Structura seismică a mantalei terestre

Mantaua este cea parte a Pământului cuprinsă între discontinuitatea Moho, de la baza crustei și discontinuitatea seismică de la adâncimea de circa 2900 km. Discontinuitatea Moho este amplasată la aproximativ 6 – 8 km adâncime, sub fundul oceanelor terestre și la adâncimi cuprinse între 30 – 70 km, sub continent. Trecerea de la crustă la manta este marcată de schimbarea rapidă a vitezelor de propagare a undelor seismice, de la valori relativ mici, specifice crustei, la aproximativ 8.1 km/s (pentru undele longitudinale) și aproximativ 4.5 km/s (pentru undele transversale)

Din prelucrarea a mii de seismograme, s-a ajuns la concluzia că, imediat sub Moho, vitezele de propagare a undelor longitudinale, (v_p), variază local de la circa 7.8 până la circa 8.3 km/s. Apoi vitezele cresc proporțional cu adâncimea, astfel încât, la baza mantalei ajung la valori

14 km/s. Cea mai importantă constatare este, însă, faptul că vitezele undelor seismice nu cresc uniform cu adâncimea. Există două salturi marcante de viteze, la 400 și la 600 km adâncime. Aceste două discontinuități separă mantaua în regiuni majore:

- mantaua superioară, între Moho și 400 km;
- zona de tranziție, între 400 și 600 km;
- mantaua inferioară, între 600 km și nucleul terestru.

În mantaua superioară sunt marcate și alte discontinuități, de mică amplitudine (fig. 4.5.).

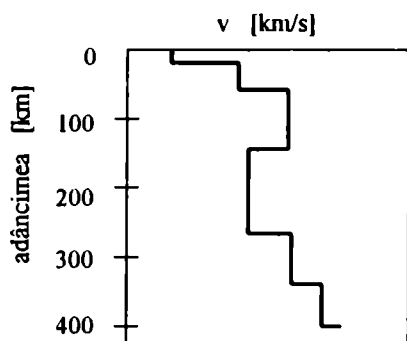


Fig. 4.5. – Viteza de propagare a undelor transversale sub Scutul Canadian (după Brune și Dorman, 1963)

Cea mai frapantă discontinuitate din mantaua superioară este cea cuprinsă între aproximativ 60 – 250 km, numită și zonă de încetinire a vitezelor, sau ASTENOSFERĂ. Aici, viteza undelor transversale (v_s), la început descrește cu creșterea adâncimii, până la un minim, după care începe să crească din nou. Viteza undelor longitudinale, în astenosferă, este mai puțin deviată de la valorile normale.

Viteza unei unde elastice, care traversează un mediu elastic izotrop, este determinată de densitatea (ρ) a mediului și de două constante de elasticitate: k – constanta de incompresibilitate [sau modulul global = $\rho \left(\frac{dP}{d\rho} \right)_T$] și μ – constanta de rigiditate (raportul dintre stress-ul de forfecare și streinul de forfecare corespunzător).

Viteza undelor longitudinale este dată de relația:

$$v_p = \left(\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}}$$

iar viteza undelor transversale de relația:

$$v_s = \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}}$$

De unde rezultă:

$$v_p^2 - \frac{4}{3}v_s^2 = \frac{k}{\rho}$$

Aceste relații ne arată că există o corelație sigură între viteza de propagare a undelor seismice în manta și densitatea mantalei. De aceea, toate discontinuitățile seismice majore din manta sunt interpretate ca marcând salturi în densitatea materiei. De exemplu, discontinuitatea Moho este îndeobște acceptată ca fiind cauzată de o variație rapidă a densității cu adâncimea, de

la circa $2.9 - 3.0 \text{ g/cm}^3$, în partea superioară a discontinuității, la $3.3 - 3.4 \text{ g/cm}^3$, în partea inferioară.

Astenosfera, spre deosebire de Moho și celelalte zone de discontinuitate seismică, este, din acest punct de vedere, mai controversată. Potrivit unor modele teoretice, încetinirea vitezelor undelor seismice ar fi cauzată de micșorarea, cu adâncimea, a densității materiei, pe măsură ce se trece de la partea superioară la zona centrală a astenosferei. Conform altor modele, în astenosferă, densitatea rămâne constantă sau crește ușor cu adâncimea. Descrășterea valorilor v_p și v_s ar putea fi, teoretic, determinată de o creștere mai rapidă a temperaturii cu adâncimea, cu alte cuvinte, în astenosferă ar exista un gradient geotermic vertical mai mare decât cel existent în zonele de deasupra și de dedesubt. Deoarece efectele temperaturii și presiunii asupra undelor seismice sunt opuse, se estimează că un gradient termic vertical de $20^\circ/\text{km}$ ar putea anula efectul gradientului baric (aproximativ 0.3 kbar/km) asupra vitezei v_p , iar un gradient de $8 - 18^\circ/\text{km}$ ar putea anula efectul presiunii asupra vitezei v_s . Materia din astenosferă are, totuși, și o altă proprietate care, din punct de vedere fizic, o deosebește de restul materiei din manta și anume, ea are capacitatea de a se deforma plastic relativ ușor, adică are capacitatea de a curge la gradienti relativ mici, ceea ce corespunde unei vâscozități de ordinul a 10^{22} g/cm s . Este, de asemenea, de luat în considerație și faptul că, în astenosferă, unda seismică transversală este mult mai puternic afectată decât cea longitudinală, ceea ce duce la concluzia că materia din astenosferă se deosebește de materia din manta, nu atât prin densitate, cât printr-o rigiditate mai redusă.

4.3.2. Compoziția petrografică a mantalei superioare

Vitezele undelor seismice, coroborate cu alte observații de natură petrologică și geochemică, restrâng posibilitățile compoziționale ale mantalei superioare (imediat sub Moho) la o anumită combinație de olivină, piroxen, granat și câteva alte specii minerale (spinelii, mice, amfiboli etc.). Practic, două tipuri petrografice ar putea să aibă o astfel de compoziție mineralogică: ultramafitele peridotitice (cu densitatea între $3.25 - 3.40 \text{ g/cm}^3$) și eclogitele (cu densitate între $3.4 - 3.6 \text{ g/cm}^3$). Primele sunt în esență o asociație de olivină și piroxen, pe când eclogitele, o asociație predominant granat-piroxenică. Între cele două tipuri petrografice nu se cunoaște o tranziție naturală gradată. Chiar dacă ar exista un tip petrografic intermediar între eclogit și peridotit, acesta trebuie să fie foarte rar în natură (așa numitele ultramafite cu granat sunt mult mai apropiate de peridotite decât de eclogite, deși sunt varietăți mai aluminoase de peridotite). De aceea, pentru compoziția petrografică a mantalei superioare, se pot emite trei modele

- compoziție predominant eclogitică,
- compoziție predominant peridotitică,
- compoziție petrografică mixtă, eclogito-peridotitică.

Ringwood (1956, 1975) a analizat toate datele cunoscute până la acea vreme, pentru a alege între modelul eclogitic și cel peridotitic, criteriile de discriminare fiind:

1. coeficientul Poisson al rocilor din manta, dedus din raportul v_p/v_s ;
2. anizotropia de propagare a undelor seismice în mantaua superioară, evidențiată de Hess (1964), (care trebuie să fie cauzată de existența orientării preferențiale a unor cristale anizotrope, în spații imense ale mantalei);
3. densitățile rocilor din manta, deduse din alte considerente decât cele provenite din viteza de propagare a undelor seismice;
4. compoziția petrografică a xenolitelor existente în acele magme bazice generate sigur în manta (kimberlite, bazalte alcaline și nefelinite);
5. compoziția petrografică a complexelor ofiolitice și a corpurilor de peridotite alpine, considerate a fi părți din mantaua superioară aduse la zi prin procese tectonice;
6. observații experimentale asupra domeniului termobaric de stabilitate a eclogitelor în sistemele bazice anhidre;
7. compoziția chimică globală a magmelor bazaltice și a altor magme, sigur generate în manta;
8. observații de natură geochimică.

Concluzia lui Ringwood este că mantaua superioară este eterogenă din punct de vedere petrografic, având o oarecare zonalitate pe verticală (fig. 4.6.). În orizonturile cele mai superioare ale mantalei predomină rocile peridotitice (harzburgite și lherzolite), pe locul secund fiind eclogitele. În orizonturile mai profunde predomină pyrolitele. Spre deosebire de peridotitele alpine și cele ale complexelor ofiolitice, pyrolitul este un peridotit relativ bogat în Al, Na și K. În virtutea acestei diferențe, din pyrolit poate rezulta o magmă bazaltică, prin topire parțială, pe când din peridotitul clasic, nu poate rezulta. De aceea, pyrolitul este considerat a fi o rocă "fertilă", iar peridotitul, rocă "sterilă". Peridotitele din orizonturile superioare ale mantalei sunt, deci, concepute de Ringwood ca fiind restitele anatectice ale protolitolului pyrolitic, iar corpurile de eclogite, ca fiind magmele bazaltice consolidate chiar în manta.

Punctul de vedere al lui Ringwood este, în general, admis de petrologia modernă. Toți petrologii acceptă că în mantaua superioară există predominant o rocă peridotitică "fertilă", având ca suport mineralogic silicații magnezieni și calco-magnezieni, din grupul olivinilor și al piroxenilor, la care însă trebuie adăugată neapărat prezența unei faze minerale aluminoase, adică o fază minerală sensibil mai bogată în aluminiu decât piroxenii peridotitelor alpine. După natura fazei aluminoase, mantaua superioară se poate diviza în câteva orizonturi:

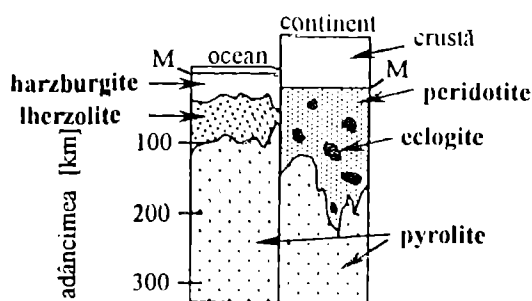


Fig. 4.6. – Zonalitatea petrografică a mantalei superioare (după Ringwood, 1966)

1. Orizontul plagioclazic, format, în esență, din olivină + ortopiroxen + clinopiroxen + plagioclaz ± spinel. Roca ar putea fi numită fie lherzolit cu plagioclaz, fie pyrolit plagioclazic. Acesta este orizontul cel mai superior al mantalei, adâncimea maxim posibilă a sa fiind la circa 30 km. Peste această adâncime, plagioclazul dispare (prin transformarea albitului în jadeit + cuarț).
2. Orizontul spinelic. Faza aluminoasă specifică este spinelul $MgAlO_4$ (și nu spinelul cromifer). Roca ar putea fi numită lherzolit spinelic sau pyrolit spinelic. La adâncimi de circa 75 km, spinelul dispare, prin reacția cu silicații magnezieni, când se formează granatul piropic.
3. Orizontul cu granat, format, în esență, din olivină, piroxeni și granat piropic. Acesta se dezvoltă de la 75 km în jos, până la adâncimi care pot depăși 250 km. Compoziția modală medie a pyrolitului cu granat, estimată din compoziția mineralogică medie a xenolitelor (nodulilor) peridotitice din kimberlite, ar arăta în felul următor:
 - olivină 63%
 - ortopiroxen 30%
 - granat 5%
 - clinopiroxen 2%.

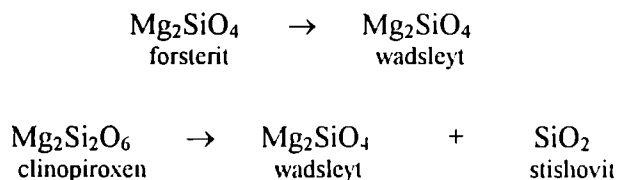
Această imagine compozițională a mantalei superioare trebuie, totuși, luată doar ca un simplu reper și numai în ipoteza că mantaua este, practic, lipsită de substanțe volatile, ceea ce nu este adevărat. În numeroase locuri de pe glob și la intervale de timp foarte diferite, magmele generate în manta au antrenat spre suprafață noduli cu amfiboli, cu mice, cu carbonați sau cu diamant (cazul kimberlitelor), ceea ce ne determină să admitem existența în manta a substanțelor volatile aparținând sistemului O – H – C. O altă dovadă directă a prezenței substanțelor volatile în manta o constituie incluziunile fluide din cristalele olivinice sau cele piropice ale tuturor xenolitelor de proveniență mantalică.

Acceptarea apei în mantaua terestră este astăzi unanimă în lumea petrologilor și, pe măsură ce trece timpul, se aduc din ce în ce mai multe dovezi asupra posibilității existenței fazelor hidratate, mai ales în zona de tranziție

Flogopitul și amfibolul sunt principalele faze hidratate ale mantalei, în orizonturile sale superioare. Flogopitul rezistă în manta până la presiuni care depășesc 100 kbar (corespunzător la 300 – 350 km adâncime), cu condiția ca în manta să existe o cantitate suficientă de K_2O . În prezența olivinei și piroxenilor, flogopitul se transformă în amfibol potasic (richterit potasic), iar acesta din urmă, la peste 120 kbar, trece într-o fază mafică hidroxilată (hidratată), numită "faza x" (Luth, 1997), o fază care nu are corespondent între silicații cunoscuți în litosferă. Hornblenda nepotasică (amfibolul obișnuit) este a doua fază mafică purtătoare de apă în manta, dar aceasta nu rezistă la presiuni mai mari de 30 – 35 kbar, astfel că ea poate fi întâlnită cel mult până la 100

- 120 km adâncime, după care ar trebui să se disocieze în apă liberă și silicați anhidri (piroxeni și olivină).

Olivina, piroxenii și granații, cunoscute în general ca fiind minerale anhidre, pot solubiliza mici cantități de apă, la presiuni mari, fără să-și modifice structurile specifice (Kohn, 1966). La presiuni foarte înalte, însă, în prezența apei, toți acești silicați se transformă în faze hidratate: piropul hidroxilat, wadsleytul, silicații suprahidratați etc. Wadsleytul sau β -forsteritul, este o fază cu compoziția forsteritului (Mg_2SiO_4), dar care este, de fapt, un sorosilicat (conține unitatea structurală Si_2O_7). Acesta poate proveni fie din olivină, fie din clinopiroxenul magnezian:



Prima reacție se desfășoară la 13 – 17 GPa (funcție de temperatură), pe când cea de-a doua se poate desfășura chiar și la 4 – 6 GPa, în prezența fierului (Millan et. al, 1991). În prezența apei, wadsleytul devine hidratat, iar saturarea completă cu apă duce la formula: $Mg_7Si_4O_{14}(OH)_2$. Dacă în manta este prezent hidrogenul, atunci, la adâncimi de peste 400 km, atât olivina, cât și piroxenul magnezian trec în întregime în wadsleyt hidratat (Smith, 1994).

Silicații suprahidratați au fost descoperiți experimental, succesiv, în decurs de câteva decenii, fiind, de asemenea, cunoscuți și ca silicați "alfabetici", deoarece au fost notați cu literele mari ale alfabetului latin: A, B, C, D, E, F, G, H. Ca exemplu poate fi dat silicatul suprahidratat B, cu formula: $Mg_{10}Si_3O_{14}(OH)_4$, stabil între 15 – 23 GPa, la temperaturi de 800 – 1400°C (Gasparik, 1990). Specificul fazelor alfabetice este capacitatea lor de a trece cu ușurință de la starea hidratată la cea anhidră, fie prin variațiile de presiune, fie prin variația activității apei.

La fel ca și apa, bioxidul de carbon poate fi depozitat și el în faze solide, cele mai importante fiind carbonații. În condițiile mantalei, carbonații se formează prin reacția CO_2 cu piroxenii și olivină. Iată trei din aceste reacții posibile, probabil cele mai importante în manta:

- olivină + clinopiroxen + CO_2 = ortopiroxen + dolomit
- olivină + dolomit + CO_2 = piroxen + magnezit
- ortopiroxen + CO_2 = magnezit + SiO_2

La temperaturile mantalei terestre, aceste reacții sunt posibile doar la presiuni care depășesc circa 15 – 20 kbar. Aceasta înseamnă că, până la adâncimile de circa 50 – 60 km, bioxidul de carbon nu poate fi depozitat în carbonați, ci doar în faze fluide, și cel mai probabil se depozitează într-o fază volatilă policomponentă. Însă, în cea mai mare parte din manta se realizează, totuși, condițiile reacțiilor de carbonatare a silicaților, astfel încât se poate spune, cu siguranță, că cea mai mare cantitate de CO_2 este depozitată în manta sub formă de carbonați

Dintre aceștia, magnezitul rezistă cel puțin până la 12 GPa (adâncimi de circa 300 km), așa cum rezultă din datele experimentale ale lui Canil și Scarfe (1990).

4.3.3. Cauzele topirii parțiale a pyrolitului în condițiile din manta

Pentru explicarea topirii parțiale a pyrolitului, două cauze mai importante au fost invocate:

- i. scăderea temperaturii de topire a pyrolitului, ca urmare a prezenței apei libere în manta;
- ii. depresurizarea adiabatică, determinată de ridicarea spre suprafață a pyrolitului, pe ramurile ascendente ale curenților convectivi.

Ringwood (1975) comentează pe larg posibilitatea topirii parțiale a pyrolitului, ca urmare a prezenței apei libere și ajunge la concluzia că astenosfera ar putea fi o zonă în care materia

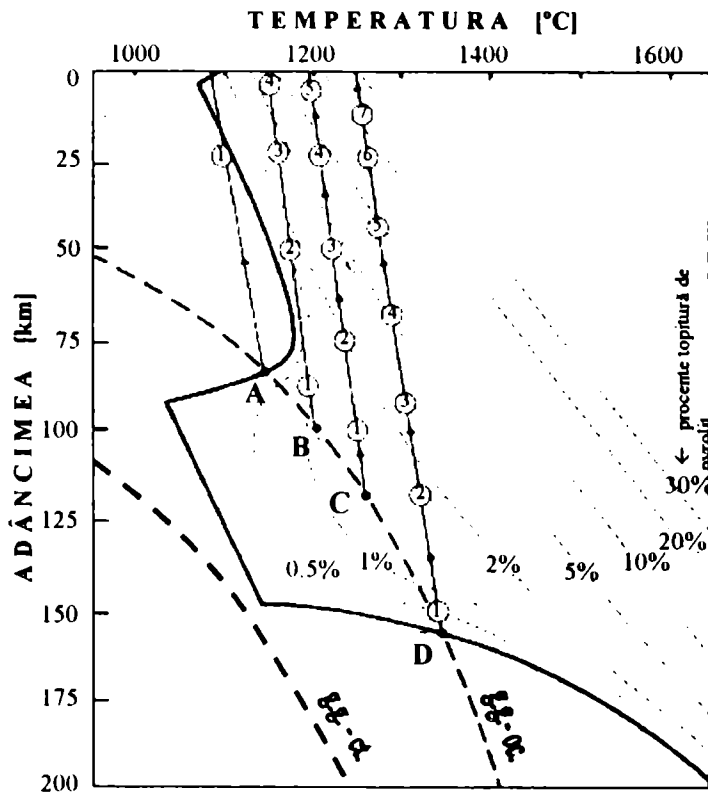


Fig. 4.7. – Relația posibilă între temperaturile de topire ale pyrolitului (o. 1% H₂O) și distribuția temperaturii. (după Ringwood, 1975). Prin A, B, C, D sunt marcate adâncimile de desprindere ipotetică a materiei astenosferice, iar prin cifrele 1, 2, 3 sunt precizate condițiile în care ar putea fi generate diferitele tipuri de magne. [g.g.-oc. = gradient geotermic oceanic; g.g.-ct = gradient geotermic continental]

pyrolitică este parțial topită. Pyrolitul cu circa 0.1% apă liberă, în condițiile termice specifice unui gradient geotermic de tip oceanic, ar trebui să fie parțial topit, la adâncimi cuprinse între aproximativ 75 – 150 km (fig. 4.7.).

Prezența apei “libere” în intervalul 75 – 150 km (adică a apei care nu este încorporată în structura mineralelor cristaline) ar avea, după Ringwood, următoarea explicație: *Până la 75 – 150 km, apa este încorporată în amfiboli și flogopit. De la aceste adâncimi în jos, cele două minerale devin instabile, iar apa rămâne relativ liberă. Abia de la 150 km în jos apar silicații denși hidratați (piroxenii hidratați, granații hidratați și fazele silicaților suprahidratați), care obligă apa să intre din nou în structuri cristaline.*

O proporție de circa 1% lichid intergranular, rezultat prin topirea parțială, este suficientă pentru a explica micșorarea sensibilă a rigidității astenosferei. Nu este, însă, exclus ca, în astenosferă, să existe local un grad de anatexie mai ridicat, dacă gradientul geotermic este mai mare decât în figura 4.7. Invers, dacă gradientul geotermic este mai scăzut, așa cum este gradientul de sub scuturile continentale, pyrolitul este totalmente subsolidus și deci, la adâncimi specifice astenosferei, topitura silicatică lipsește. În locul ei ar putea să fie o soluție apoasă supracritică liberă; soluția apoasă ar putea contribui, de asemenea, la micșorarea rigidității materiei pyrolitice, în eventualitatea că ar avea configurația unei pelicule intergranulare.

Mulți cercetători sunt convinși că o topitură nu se poate segrega din sistemul anatectic, dacă gradul de anatexie este scăzut (de ordinul 0.5 – 2%). De aceea, în astenosfera statică, nu se poate vorbi de o segregare a lichidului silicatic, printr-o diferențiere gravitațională. Dacă, însă, se acceptă ipoteza că anumite porțiuni din masa astenosferei sunt capabile să se desprindă și să ascensioneze adiabatic spre suprafață (Ringwood, 1975), atunci se poate admite că gradul de anatexie crește cu ascensiunea.

Așa cum rezultă din figura 4.7., sub scuturile continentale, unde gradientul geotermic este mai mic, pyrolitul cu 0.1% apă liberă nu se topește parțial. Aici, o ascensiune adiabatică a mantalei din zona astenosferei nu poate genera decât cel mult o topire minoră a pyrolitului, cu cel mult 0.5 – 1% lichid magmatic. Un astfel de sistem anatectic nu poate fi totuși considerat realmente mărmă, iar la un grad de anatexie atât de redus, diferențierea lichidului magmatic este imposibilă. Pentru a se obține o anatexie cu un grad de topire de cel puțin 5%, este necesară o ridicare adiabatică a pyrolitului, de sub orizontul astenosferic, de la cel puțin 250 km adâncime. O ridicare de la adâncimi atât de mari ar putea fi explicată admitând existența în manta a unor curenți convectivi care să nu fie limitați numai în astenosferă. Curenții convectivi din manta sunt, de altfel, invocați și de tectonica globală, pentru a explica mișcarea mecanică a maselor litosferice, la scară planetară. Mulți cercetători admit că mantaua, sub litosferă, prezintă o vâscozitate Newtoniană constantă și că ori de câte ori apar abateri de la gradientul geotermic adiabatic, se declanșază convecția. În principiu, se admite că, cel puțin până la 300 km adâncime, gradientul geotermic este sensibil diferit de cel adiabatic, acesta din urmă fiind de ordinul de mărime a 0.01 – 0.03°C/km. Dacă în manta există chiar și o infimă cantitate de elemente radioactive (K, U, Th etc.), apare în mod cert o abatere pozitivă față de gradientul adiabatic, pe

toată grosimea mantalei. De aceea, este destul de verosimilă ipoteza că, în manta, pot exista celule de convecție mai mari decât cele localizate în astenosferă. Ramurile ascendente ale acestor celule convective, de mare amplitudine pe verticală, pot traversa toate discontinuitățile seismice ale mantalei.

La adâncimi de 350 – 400 km, materia solidă a mantalei are, după toate probabilitățile, o

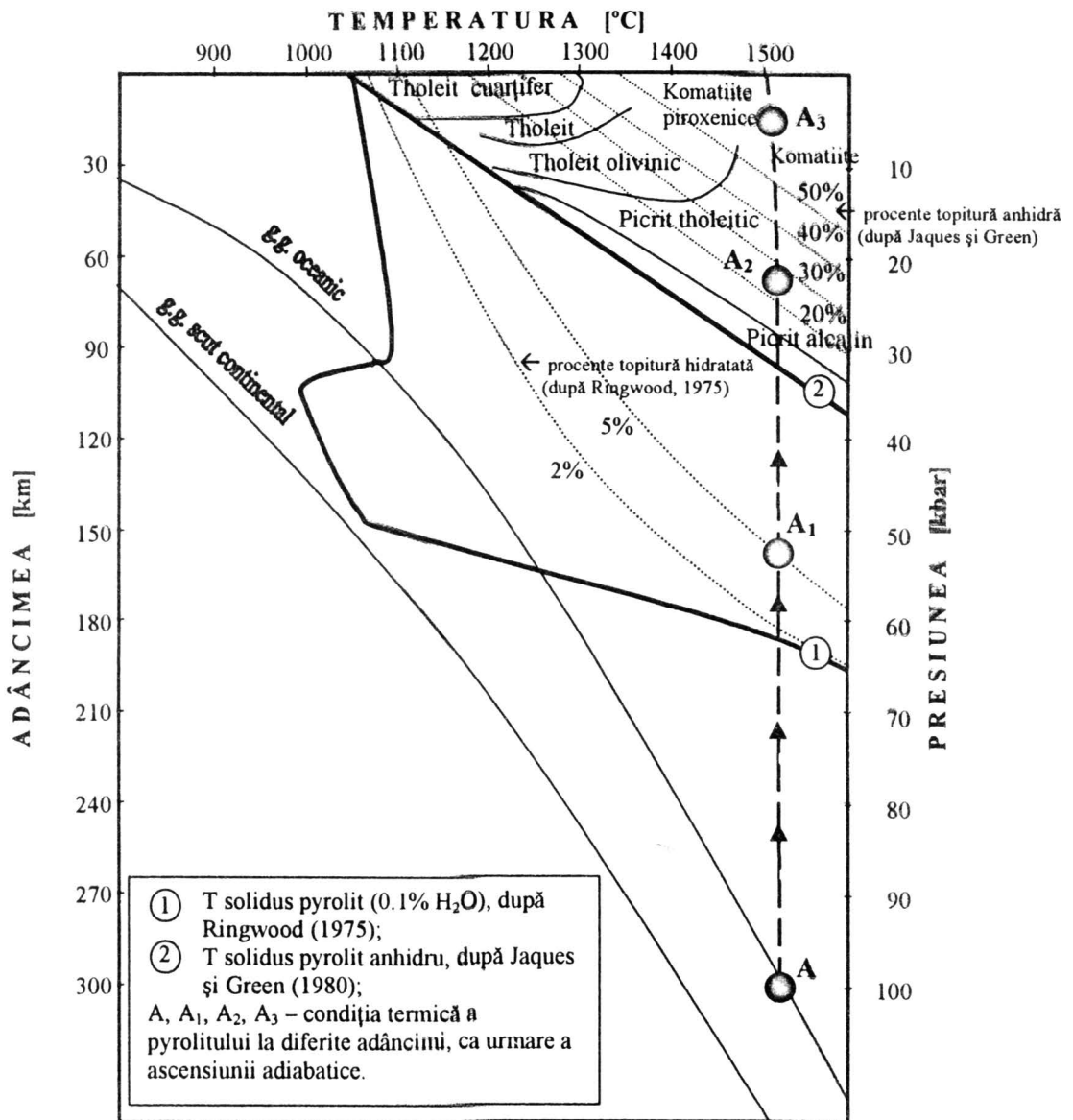


Fig. 4.8. – Diferitele grade de anatexie ale unei mase pyrolitice care ascensionează adiabetic de la 300 km adâncime, pe ramura ascensională a curentului convectiv. [În domeniul anatectic al pyrolitului anhidru sunt indicate magmele care au compoziția similară cu cea a lichidului anatectic, după Jaques și Green, 1980.]

temperatură de cel puțin 1500°C, indiferent de faptul că se află sub ocean sau sub continent. Ascensiunea adiabetică a pyrolitului de la o astfel de adâncime, determină anatexia nu numai a pyrolitului "hidratat" (cu 0.1% H₂O), dar chiar și a celui anhidru. În figura 4.8. este prezentată

evoluția posibilă a unei mase pyrolitice care ascensionează de la o adâncime de 300 km, pe o ramură ascendentă a curentului convectiv. În ipoteza că pyrolitul este complet anhidru, el s-ar putea topi abia de la circa 90 km în sus și ar putea atinge un grad de topire de circa 25%, la adâncimea de 60 km. La un grad de topire atât de avansat, sistemul anatectic devine un corp magmatic, în sensul propriu-zis al cuvântului, capabil să ascensioneze autonom în litosferă și să se diferențieze. În eventualitatea că ascensiunea autonomă a corpului este mai rapidă decât diferențierea, el poate ajunge chiar și la adâncimea A_3 , unde gradul de anatexie este foarte avansat.

Așa cum s-a comentat mai sus, nu se poate accepta un pyrolit riguros anhidru. La adâncimi subastenosferice, apa poate fi încorporată în oricare din fazele minerale solide ale mantalei, gradul de "solubilizare" al apei fiind direct proporțional cu presiunea. Este deci foarte probabil că orice ascensiune adiabatică de la nivele subastenosferice este însoțită de o "exoluție" a apei și de punerea în libertate a acesteia ca fază liberă supracritică. Datorită acestei deshidratări, temperatura solidus a pyrolitului scade, pe măsura ascensiunii adiabatice, atingând un minim la nivelul astenosferei. Ca urmare, adâncimea reală la care începe prima topire parțială a pyrolitului cu 0.1% H_2O coboară cu cel puțin 90 km față de adâncimea de topire în stare anhidră. Astfel, la 150 km adâncime (punctul A_1 din fig. 4.8.), pyrolitul cu 0.1% H_2O este deja parțial topit, având circa 5% lichid magmatic. La acest grad de topire se realizează deja o inversie barotropă, astfel încât masa anatectică poate ascensiona autonom până în părțile superioare ale astenosferei.

4.3.4. Tipuri posibile de magmă care pot fi generate în manta

4.3.4.1. Tipuri generate din pyrolit

Petrologia modernă acceptă că aproape toate tipurile de magme pot fi generate în manta și că cele mai multe provin direct din pyrolit, prin topirea parțială a acestuia. Ideea de bază este că lichidul magmatic format prin anatexia pyrolitului diferă compozițional, funcție de gradul de anatexie și de adâncimea la care are loc anatexia. La același grad de anatexie, lichidul poate fi altul, dacă presiunea este alta (fig. 4.9). [Cauza

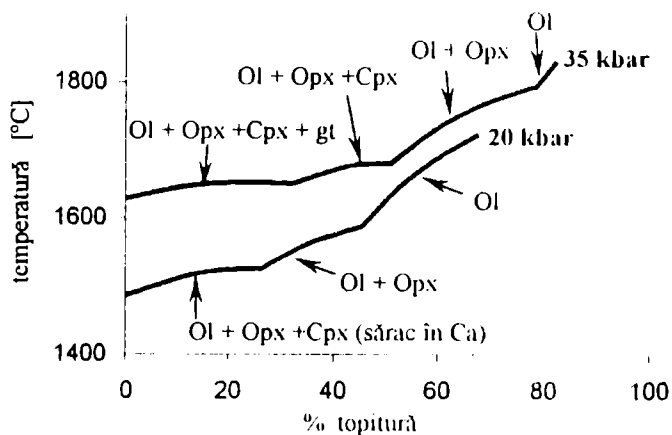


Fig. 4.9. – Proporția fazei lichide la diferite temperaturi (sub T_1) rezultată prin anatexia unui lherzolit natural (după Mysen, 1977); [Ol = olivină, Opx = ortopiroxen, Cpx – clinopiroxen, gt = granat]

acestei condiții este faptul că fazele cristaline care sunt în echilibru cu lichidul anatectic pot fi drastic modificate de presiune.] Prin urmare dacă, lichidul magmatic se diferențiază spațial de restitul cristalin, la presiune și temperatură constante, atunci se formează o magmă a cărei compoziție globală este, într-adevăr, dependentă de gradul de anatexie și de adâncime. În figura 4.7. este exemplificat acest fapt, în ipoteza lui Ringwood, care arată ce tipuri de magmă s-ar putea forma, la diferite adâncimi, prin anatexia pyrolitului cu 0.1% H₂O (desemnate prin denumirea rocilor vulcanice echivalente chimic):

- 1.) Admițând că pyrolitul se topește parțial la temperatura de circa 1300°C, dar la diferite adâncimi (D₁, D₂, D₃, D₄, D₅, D₆, D₇, D₈), magmele posibile (desemnate prin denumirea rocilor vulcanice echivalente chimic) sunt:

- D₁ – kimberlite (?);
- D₂ – nefelinite olivinice;
- D₃ – bazanite olivinice;
- D₄ – bazalte alcaline olivinice;
- D₅ – bazalte olivinice;
- D₆ – tholeite olivinice bogate în aluminiu;
- D₇ – tholeite olivinice;
- D₈ – picrite olivinice.

- 2.) Admițând că anatexia se realizează la temperatura de circa 1200°C, dar la diferite adâncimi (C₁, C₂, C₃, C₄, C₅), se pot realiza magmele:

- C₁ – nefelinite olivinice;
- C₂ – bazanite olivinice;
- C₃ – bazalte olivinice alcaline;
- C₄ – bazalte bogate în aluminiu;
- C₅ – tholeite cu cuarț.

- 3.) Anatexia care are loc la circa 1150°C, la adâncimile B₁, B₂, B₃, B₄, poate genera magmele:

- B₁ – nefelinite olivinice;
- B₂ – bazanite olivinice;
- B₃ – bazalte alcaline bogate în aluminiu;
- B₄ – tholeite cu cuarț.

În figura 4.8. sunt, de asemenea, indicate tipurile posibile de magme care ar putea să se formeze pe scama anatexiei pyrolitului anhidru (după Jaques și Green, 1980), funcție de gradul

de anatexie și de adâncimea la care are loc anatexia. La un grad de anatexie până la 50%, se pot forma: picrit alcalin, picrit tholeitic, bazalt olivinic alcalin, tholeit olivinic, tholeit, tholeit cuarțifer. La un grad de anatexie de peste 50%, se formează komatiitele, la presiuni înalte și komatiitele piroxenice, la presiuni mici.

Între aceste tipuri de magme, cele komatiitice sunt cazuri de excepție. Komatiitele sunt singurele roci vulcanice cu compoziție ultrabazică cunoscute până în prezent – rocă vulcanică formată, practic, doar din minerale mafice anhidre (olivină și piroxeni). Chimic, ele se definesc printr-un conținut extrem de ridicat de MgO (~20%) și un conținut mult mai mic în aluminiu decât bazaltele. Aproape toate komatiitele tipice au vârstă Pre-Cambriană, ceea ce arată că erupția lavelor komatiitice a fost un eveniment rar, absent în epocile geologice mai târzii. Din modul cum au fost intruse și din reacția exercitată asupra rocilor înconjurătoare, s-a ajuns la concluzia că magmele komatiitice au fost extrem de fluide (ceea ce, de altfel, este specific lichidelor ultrabazice) și aveau temperaturi foarte înalte (1650°C), cu mult mai mari decât cele pe care le au lavelor bazaltice actuale. Toate acestea sprijină ipoteza că magmele komatiitice sunt, de fapt, rocile ultrabazice ale mantalei aduse într-un grad foarte avansat de topire. Temperaturile de 1650°C sunt atinse în manta doar la adâncimi care depășesc 300 km, ceea ce sugerează că numai o ascensiune de la astfel de adâncimi ar putea aduce roca peridotitică a mantalei într-un grad atât de avansat de topire.

4.3.4.2. Tipuri magmatice generate prin topirea eclogitelor

În mantaua superioară, eclogitele dețin, probabil, locul al doilea, după pyrolite, în ceea ce privește proporția volumică. În condiții anhidre, eclogitul aproape sigur nu se poate topi în manta, deoarece temperatura sa solidus este superioară condițiilor termice oferite chiar și de gradientul geotermic oceanic. În schimb, în prezența apei libere, temperatura de topire a eclogitului scade foarte repede cu conținutul în apă. Astfel, la un conținut de 5% H₂O, temperatura solidus a eclogitului, la 40 kbar, este de circa 790°C, iar temperatura liquidus, în jur de 1400°C (Green, 1982). Presiunile de 40 kbar se realizează în manta la circa 120 km, unde temperaturile estimate sunt undeva între 1100 – 1250°C. Aceasta înseamnă că materia eclogitică, cu 5% H₂O, ar trebui să fie într-o stare foarte avansată de topire (60 – 90%), la o adâncime de circa 120 km.

Între lipsa totală a topirii parțiale a eclogitului și cea foarte avansată există, probabil, în manta o gamă continuă de posibilități, funcție de conținutul în apă. Pe de altă parte, la fel ca și în cazul pyrolitelor, masele eclogitice care sunt antrenate în ascensiunea adiabatică de la adâncimi substenosferice se pot, de asemenea, topi parțial, gradul de topire fiind cu atât mai mare, cu cât este mai mare adâncimea desprinderii adiabatice. Funcție de gradul de topire, lichidele pot avea următoarele compoziții:

- compoziție bazaltică (la un grad de topire > 90%);
- compoziție andezitică (la un grad de topire de aproximativ 50 – 90%);
- compoziție dacitică (la un grad de topire de aproximativ 30 – 50%);
- compoziție riolitică (la un grad de topire sub 30%).

Desigur, aceasta este doar o schemă orientativă, pentru că eclogitele s-ar putea să nu aibă o compoziție chimică globală identică și cu siguranță nu au peste tot aceeași compoziție mineralogică, deoarece și la eclogite compoziția minerală este influențată de presiune.

4.3.4.3. Tipuri de magme generate pe seama “peridotitelor potasice” și a celor “potasic-carbonatice”

Prin termenul de “peridotite potasice” sunt desemnate acele mase peridotitice din manta care dețin o fază potasică în cantități relativ mari: flogopit, amfibolul potasic (richteritul), eventual “faza x”. Topirea parțială a unei astfel de roci, teoretic, ar trebui să genereze un lichid magmatic în esență bazic, dar foarte bogat în H_2O și K_2O . Foarte apropiată de acest lichid este magma kimberlitică. Cea mai distinctivă trăsătură a magmelor kimberlitice, comparativ cu celelalte magme generate în manta, este tocmai acest conținut foarte ridicat de K_2O și de substanțe volatile (H_2O și CO_2). [Prezența CO_2 face pe unii autori să considere că în protolitul magmelor kimberlitice au existat și carbonați, pe lângă fazele potasice.]

În magmele kimberlitice au fost indicate numeroase faze de presiune foarte înaltă, care atestă în mod cert generarea lor la mare adâncime. Printre acestea se numără diamantul, uneori cu incluziuni de granat majoritic (Moore et. al, 1991). Acest granat este, practic, o soluție mixtă granat-piroxen, care se poate forma la presiuni extrem de înalte, corespunzătoare intervalului de 200 – 480 km. Deoarece granatul devine instabil la 650 km adâncime, ne duce la concluzia că adâncimea de generare a magmelor kimberlitice trebuie să fie undeva în intervalul 200 – 650 km, adică în zona substenosferică. Protolitul cel mai probabil al magmei kimberlitice se apropie de compoziția unui lherzolit cu granat, magnezit și o fază potasică. Prin topirea parțială a unui astfel de protolit, carbonatul și faza potasică intră în faza lichidă (topitură), în proporții care sunt sensibil influențate de gradul de topire, de presiune, dar și de proporția relativă a carbonatului în protolit. Prin urmare, la locul de formare, lichidul magmatic poate fi predominant silicatic sau predominant carbonatic, însă, în ascensiunea spre suprafață, ca urmare a depresurizării, aproximativ sub 30 kbar, lichidul carbonatic devine instabil: *se disociază în CO_2 și oxizi metalici (MgO , CaO), aceștia din urmă intrând în alcătuirea silicaților*. Disocierea lichidului carbonatic la adâncimile de circa 60 km, cu punerea în libertate a CO_2 , este considerată una din cauzele erupției explozive a magmelor kimberlitice și a formării diatremelor (corpuri conice, cu vârful în jos), în partea superioară a litosferei rigide.

Prin topirea parțială a peridotitelor potasice pot rezulta, probabil, nu numai kimberlitele, ci și toate celelalte magme bazice potasice. În principiu, se consideră a fi potasice acele magme relativ bogate în potasiu și cu raportul K_2O / Na_2O supraunitar (procente de greutate). Prin cristalizare, din aceste magme, se formează minerale potasice (ca leucit, sanidină, flogopit etc.), într-o proporție relativ ridicată. Majoritatea magmelor bazaltice sunt sărace în potasiu ($K_2O < 1.1\%$) și cu raportul K_2O/Na_2O subunitar. Prin contrast, magmele bazice potasice au $K_2O > 1.1\%$ și raportul K_2O/Na_2O supraunitar. Acestea din urmă sunt extrem de variate în ce privește proporția celorlalți componenți: SiO_2 , CaO , Al_2O_3 , Na_2O etc. și de aceea sunt desemnate prin numeroase denumiri, majoritatea fiind perimate (exemple: wolgidite, orendite, madupite, jumilite, cancalite, fortunite, katungite, ugandite, lamproite olivinice, shoshonite, vicoite, bazanite leucitice, leucitite etc.). Din cauza variabilității extreme este dificilă o clasificare simplă a acestor magme potasice. Dacă se iau, însă, în considerație oxizii Na_2O , CaO și Al_2O_3 , toate aceste tipuri ar putea fi grupate în trei clase (Foley, 1992):

1. Magme relativ sărace în Na_2O , CaO și Al_2O_3 (comparativ cu bazaltele obișnuite). Din acestea se formează roci vulcanice lipsite de plagioclaz sau foarte sărace în plagioclaz. În schimb, sunt bogate în faze potasice (leucit, sanidină, flogopit sau biotit).
2. Magme potasice ultrabazice ($SiO_2 < 42\%$), relativ bogate în CaO . Acestea conduc la formarea rocilor vulcanice cu melilit și leucit (sau chiar kalsilit).
3. Magme potasice relativ bogate în CaO și Na_2O – conduc la formarea rocilor cu plagioclaz și leucit, uneori cu sanidină.

Rocile din grupul 1 au fost numite LAMPROITE, cele din grupul 2 – KAMAFUGITE, iar cele din grupul 3 – PLAGIOLEUCITITE (Foley, 1992). Această simplificare este desigur de dorit, însă trebuie avut în vedere că este o clasificare a rocilor vulcanice, și nu neapărat a magmelor din care provin, deoarece din aceeași magmă pot rezulta compoziții minerale deosebite. În cazul de față, trebuie reținut că leucitul nu poate cristaliza decât la suprafață, iar biotitul nu poate cristaliza decât de la anumite adâncimi în jos. Ca urmare, rocile leucitice cu olivină pot fi echivalentul de suprafață al unor roci biotitice din adâncime.

În concluzie, reținem că, dacă în manta există roci peridotitice relativ bogate în potasiu, atunci este foarte probabil că, prin topirea parțială a acestora, rezultă lichide magmatice bazice potasice. Aceste magme pot conține, în procente variabile, componenta carbonatică, funcție de faptul dacă, înainte de topire, peridotitul a avut sau nu o fază carbonatică.

Pentru magmele kimberlitice este greu de presupus că ar mai putea avea și o altă origine decât topirea parțială a peridotitelor potasio-carbonatice, la adâncimi, probabil, subastenosferice. Celelalte tipuri de magme potasice se pot forma, probabil, și pe alte căi (diferențierea sau asimilarea altor tipuri de magme, Hall, 1996).

4.3.4.4. Magme generate pe seama peridotitelor suprahidratate

Peridotitele aflate deasupra "planelor" Benioff, teoretic, ar putea să conțină H_2O într-o proporție mult mai mare decât acele 0.1%, cât este estimat pentru pyrolitul mediu. Sursa posibilă a apei o constituie reacțiile metamorfice de deshidratare care însoțesc afundarea plăcii subduse, pe "planul" Benioff. Din experiențele lui Mysen și Boettcher (1975), topirea parțială a lherzolitelor cu granat, în prezența unui exces de H_2O , la presiunea de 15 kbar, conduce la formarea unei topituri cu peste 84% plagioclaz normativ. Pe măsură ce crește gradul de anatexie, conținutul normativ al plagioclazului scade, în folosul maficelor. Aceste magme se deosebesc evident de cele bazaltice, fiind în esență magme andezitice. Prin urmare, topirea parțială a peridotitelor aluminoase, în exces de H_2O , poate conduce la o paletă foarte largă de magme andezitice, începând cu cele de compoziție aproape anortozitică și terminând cu cele de compoziția andezitelor bazaltice. Magmele andezitice generate pe un astfel de peridotit, ar trebui să fie saturate în apă, spre deosebire de magmele andezitice generate pe eclogitele din manta, care ar trebui să fie nesaturate în apă sau chiar anhidre.

4.4. TOPIREA ROCILOR CRUSTALE

4.4.1. Compoziția petrografică a crustei

Crusta terestră reprezintă partea solidă a Pământului situată deasupra suprafeței de discontinuitate seismică Mohorovicic (Moho'). În general se admite că Moho nu este de fapt o suprafață, ci o zonă îngustă în care unele seismice longitudinale își schimbă repede viteza de la ~ 7 km/s până la ~ 8 km/s. Adâncimea "suprafeței" Moho variază în diferite sectoare ale globului și nu apare peste tot la fel de tranșantă.

Grosimea, structura seismică și petrografică a crustei diferă, uneori, sensibil de la o zonă la alta a planetei. Totuși, principal diferite, se acceptă astăzi a fi doar trei tipuri crustale:

A. Crusta continentală a regiunilor stabile, specifică zonelor de scuturi și platforme continentale. Grosimea acesteia variază, de obicei, între 35 și 45 km, cu o medie de 40 km. Pe baza vitezelor de propagare a undelor seismice, se diferențiază aici o crustă inferioară (cu viteze ale undelor longitudinale cuprinse între 6.4 și 7.2 km/s) și o crustă superioară (cu viteze sub 6.4 km/s). În unele porțiuni ale globului, între cele două etaje, se evidențiază o discontinuitate seismică (Conrad) la adâncimi de circa 15 km, dar în altele, tranziția este gradată.

Vitezele de 5.8 până la 6.4 km/s, specifice crustei superioare, corespund rocilor acide magmatice sau metamorfice. De aici a urmat deducția că acest nivel are o compoziție predominant "granitică", așa cum se remarcă, de fapt, la suprafață în scuturile continentale, aici rocile dominante sunt holocristaline, fiind alcătuite în principal din cuarț, feldspat, mică și (sau)

amfibol. Compoziția mineralogică medie se apropie mai mult de compoziția granodioritelor decât de cea a granitelor, cu o densitate medie de 2.74 g/cm^3 . În platforme, aceste roci granitoidice sunt acoperite de un înveliș de roci sedimentare, de regulă stratiforme, foarte puțin cutate, în care vitezele medii de propagare ale undelor longitudinale sunt între 4.75 și 5.4 km/s.

Compoziția petrografică a crustei inferioare este mai puțin clară. Vitezele de propagare ale undelor longitudinale (6.5 - 7.2 km/s) sunt similare cu cele remarcate la suprafață în rocile magmatice bazice (bazalte, dolerite, gabbrouri). De aceea, mult timp s-a crezut că roca dominantă a crustei inferioare este bazică (înveliș "bazaltic" sau "bazic"). Ringwood (1975) se opune categoric unei astfel de interpretări. Bazându-se pe date experimentale, el arată că asociația minerală a unui gabbrou (sau bazalt) este instabilă în condițiile P-T- $P_{\text{H}_2\text{O}}$ existente în crusta inferioară. În aceste condiții, rocile bazice ar trebui să treacă fie în eclogit (a cărui densitate de 3.5 g/cm^3 ar conduce la o viteză $v_p = 8.4 \text{ km/s}$), fie în granulit piroxenitic (cu densitatea de $3.2 - 3.4 \text{ g/cm}^3$ și cu o viteză de $7.3 - 8.0 \text{ km/s}$). O alternativă mai plauzibilă este să se admită că rocile crustei inferioare nu au chimism global bazic, ci neutru sau chiar acid, însă adaptate mineralogic la condiția faciesului granulitic și eclogitic. Astfel de roci ar trebui să aibă mineralele mafice dominate de piroxeni și granați, iar mineralele felsice, dominate de cuarț și feldspat potasic (Ringwood, 1975).

Un alt model petrografic a fost propus de Green (1970). El a demonstrat că anortozitele, în ideea că sunt prezente în crusta inferioară, mineralogic ar trebui să fie formate din albit + ortoclaz + granat + piroxen. Această compoziție mineralogică poate explica foarte bine viteza de propagare a undelor seismice în crusta inferioară.

În eventualitatea că în crusta inferioară se admite existența unei cantități rezonabile de apă, atunci o rocă bazică ar trebui să treacă într-un amfibolit, alcătuit dominant din amfibol, plagioclaz și granat. În acest caz, s-ar asigura o densitate medie de 3.0 până la 3.5 g/cm^3 și o viteză a undelor longitudinale de 7.0 până la 7.6 km/s. În unele zone au fost într-adevăr remarcate astfel de viteze, totuși ele sunt ceva mai mari decât cele considerate a fi specifice crustei inferioare. Pentru a explica vitezele reale, în ipoteza că admitem prezența apei, am putea apela la două modele compoziționale: (1) crustă inferioară petrografic omogenă, formată dintr-un amfibolit mai acid (eventual mai bogat în plagioclaz), (2) crustă inferioară petrografic eterogenă, alcătuită din corpuri de amfibolite în alternanță cu roci granitice, în facies granulitic, compoziția medie a unui astfel de complex petrografic corespunzând unei roci neutre (nu bazice). Desigur, acest model nu exclude prezența corpurilor de roci mai bazice și chiar ultrabazice în crusta inferioară, însă proporția acestora trebuie să fie cel mult egală cu proporția corpurilor acide.

B. Crusta regiunilor orogenice de pe continente are două particularități: (1) este mai groasă decât cea din zonele stabile, ajungând, de exemplu, sub Alpi, la 55 km, iar în Appalaș la 65 km; (2) în partea inferioară, undele seismice longitudinale ating viteze între 7.2 și 7.8 km/s, iar în majoritatea regiunilor nu se observă o discontinuitate Moho clară, fiind o tranziție gradată de la crustă la manta. De reținut că în partea superioară a crustei regiunilor orogenice există un

înveliș cu viteze de 6.0 până la 6.5 km/s, interpretat ca având o compoziție petrografică dominată de roci cuarțo-feldspatice. La baza acestui înveliș acid, respectiv între 15 - 30 km adâncime, este frecvent întâlnită o zonă de reducere a vitezelor, sub care vitezele cresc gradat, de la 6.5 până la 8.2 km/s, ceea ce reprezintă zona de tranziție (spre manta). Sunt cel puțin trei posibilități de a explica această zonă de tranziție: (1) admiterea unei compoziții amfibolitice; (2) roci mafice în facies granulitic; (3) amestec de roci peridotitice și eclogitice cu roci acide și intermediare. În diferite zone ale globului ar putea să apară, preferențial, una sau alta din cele trei variante.

C. Crusta oceanică, adică aceea de sub bazinele oceanice, este, în mare parte, alcătuită din trei strate: (a) stratul 1 format din sedimente neconsolidate, având grosimi mici; (b) stratul 2 format din roci bazaltice cu porozitate reziduală apreciabilă (partea de jos a acestui strat conține, uneori, numeroase dyke-uri de roci mafice); (c) stratul 3, cel mai important, stă direct pe manta. Compoziția acestuia din urmă ar putea fi: (1) peridotit într-un stadiu avansat de serpentinizare; (2) roci dominant bazice sau bazaltice anhidre, gabbroide sau echivalentele metamorfice ale acestora. Datele seismice, precum și observațiile directe, concordă mai bine cu cea de-a doua variantă și, de aceea, se poate spune că, în mare, crusta oceanică are o compoziție bazică, deși nu exclude participarea în proporție subordonată a corpurilor serpentinice.

În zonele cordilierelor oceanice, stratul sedimentar dispăre, stratul 3 se subțiază, pe când stratul 2, bazaltic, capătă grosimi apreciabile.

4.4.2. Topirea rocilor bazice

În apropierea temperaturii solidus, rocile bazice se pot prezenta în una sau alta din următoarele patru stări petrografice majore: (1) roci gabbroidice (alcătuite predominant din plagioclaz bazic și minerale mafice anhidre); (2) granulite piroxenice cu granat (alcătuite predominant din piroxen, plagioclaz acid și granat); (3) eclogite (alcătuite predominant din piroxen și granat); (4) amfibolite (alcătuite predominant din hornblendă și plagioclaz). Teoretic, topirea integrală a oricăreia din stările petrografice bazice trebuie să genereze o magmă bazaltică, care poate fi anhidră (dacă se topește integral stările 1, 2, 3) sau hidratată (dacă se topește integral starea 4). Topirea integrală a stărilor anhidre este foarte puțin probabilă în condițiile termobarice oferite de crusta continentală și cu totul improbabilă în crusta oceanică.

Singura stare care, teoretic, ar putea să se topească integral în condițiile crustei ar fi cea amfibolitică, dar și aceasta cu două condiții restrictive: (1) să existe apă în exces; (2) temperatura în crustă să atingă valori de ordinul 950 - 1000°C, deoarece în exces de apă, temperatura liquidus a rocilor bazice coboară până la 950 - 1000°C, în intervalul 10 - 20 kbar. Îndeplinirea celor două condiții se realizează, probabil, foarte rar în crustă și chiar și atunci fenomenul este circumscris la spații mici. Cu alte cuvinte, topirea integrală a rocilor bazice, în condițiile oferite de crusta

continentală sau cea oceanică, trebuie privită ca fiind o situație de excepție și în nici un caz nu poate fi luată în considerație pentru explicarea maselor mari de magme bazice.

Topirea parțială a rocii bazice poate genera un lichid de compoziție începând de la cea acidă (riolitică) până la cea neutră (andezitică), funcție de gradul de anatexie. Topiturile solidus ale stărilor anhidre cresc cu presiunea, de la circa 1075°C (la 1 atm), în medie cu circa 10 °C/kbar (Green, 1982), astfel că, în condițiile gradientilor geotermici actuali, rocile bazice anhidre sunt în condiții subsolidus, la orice adâncime oferită de crustă sau manta. În schimb, în prezența apei, temperatura solidus a rocilor bazice scade cu presiunea în intervalul (1 - 15 000 atm). Ca o consecință a acestei scăderi, temperatura solidus a bazaltului tholeitic cu 5% apă, la 10 - 15 kbar, este de circa 650 °C, după care crește din nou cu presiunea (cu un gradient de circa 3 - 4 °C/kbar - Green, 1982). De aceea, afundarea prin subducție a rocilor bazice parțial hidratate poate, într-adevăr, determina topirea parțială a acestor roci.

De altfel, mulți petrologi acceptă că majoritatea magmelor andezitice, asociate zonelor de convergență, s-au format prin anatexia rocilor bazice ale crustelor oceanice, antrenate în procesul de subducție. Adâncimea la care se realizează condiția de topire parțială a acestor roci, în zona de subducție, depinde, în esență, de doi factori: (1) gradientul geotermic vertical în zona de subducție; (2) conținutul de apă al sistemului bazic.

Principial se admite că viteza de afundare a rocilor este factorul esențial care controlează temperatura în zonele de subducție, gradientii fiind cu atât mai mici, cu cât afundarea este mai rapidă. La același conținut de apă, adâncimea de topire parțială crește pe măsură ce scade gradientul geotermic vertical. De pildă, la un conținut de 5 % apă, o rocă bazică având compoziția chimică a bazaltului tholeitic începe să se topească la adâncimea de circa 120 km, la un gradient de circa 6 grade/km și la 60 km adâncime, la un gradient de circa 12 grade/km.

Majoritatea apei deținută de rocile bazice subduse este depozitată în minerale hidratate, cum sunt cloritele, amfibolii, zoizitul, epidotul, zeoliții etc. În timpul afundării, zeoliții și cloritele dispar în întregime, prin reacții de deshidratare, cu mult înainte de a se ajunge la condiția de topire. Apa eliberată este, probabil, în cea mai mare parte pierdută de sistemul bazic. Doar amfibolii și într-o mai mică măsură zoizitul, pot supraviețui până la condiția anatexiei, dar și aceștia numai până la presiuni de cel mult 25 - 30 kbar. De aceea, se poate spune că proporția apei în rocile bazice este, practic, controlată de proporția mineralelor hidroxilate din grupul amfibolilor și epidotului.

Micșorarea conținutului de apă, sau creșterea vitezei de afundare, pot împiedica anatexia rocilor bazice și aceasta explică de ce nu peste tot subducția crustei oceanice bazice a fost însoțită de magmatogeneză. În același timp, jocul independent al celor doi factori poate explica gradele diferite de anatexie ale rocilor bazice, la aceeași adâncime de afundare

4.4.3. Topirea rocilor acide

Rocile acide specifice crustei continentale sunt desemnate prin termenul global de "granitoide". De fapt, aici intră mai multe tipuri petrografice, având comun doar asemănarea în ceea ce privește compoziția chimică globală. Centrul de greutate al acestei compoziții coincide oarecum cu media compozițională a granitoidelor și granitelor normale. În apropierea temperaturii solidus, compoziția mineralogică a "granitoidelor" este controlată de presiune și, din acest punct de vedere, există posibilitatea clasificării granitoidelor în câteva "grupe" barice.

1. granitoide de joasă presiune. Sunt granitoidele comune, care conțin plagioclaz (granite normale, granodiorite, tonalite, gnaise și orice altă rocă în alcătuirea căreia intră plagioclazul și cuarțul, indiferent de natura celorlalte minerale);
2. granitoide de presiune medie: cele care conțin albit, disten și granat ± zoizit;
3. granitoide de presiune înaltă: acelea care conțin cuarț și jadeit, având ca unic feldspat doar pe cel potasic;
4. granitoidele de presiune ultraînaltă, fiind granitoidele care conțin coesit, în loc de cuarț.

În condițiile barice ale crustei, sunt stabile granitoidele din grupul 1 și într-o oarecare măsură cele din grupul 2. Celelalte grupe se obțin, probabil, doar în condițiile presiunilor mari și foarte mari care însoțesc procesele de subducție a crustei continentale în zonele adânci.

Sistemele granitice sunt, poate, cel mai bine studiate experimental. Una dintre primele contribuții experimentale de mare valoare aparține autorilor Tuttle și Bowen (1958), prin studiul sistemului $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, sistem foarte asemănător cu granitele alcalifeldspatice naturale, supranumit și sistem granitic ideal. Ei au arătat că temperatura solidus a acestui sistem scade cu presiunea vaporilor de apă, de la 950°C, la presiunea camerei, până la circa 700°C, la presiunea de peste 6 kbar.

Potrivit lui Winkler (1979), temperatura solidus a sistemelor granitice, în condiții izobare, crește cu conținutul în anortit al plagioclazului. La fel ca și predecesorii, Winkler confirmă experimental scăderea accentuată a temperaturii solidus cu creșterea presiunii, în prezența apei (fig. 4.10).

Dacă la sistemul granitic se adaugă și alte

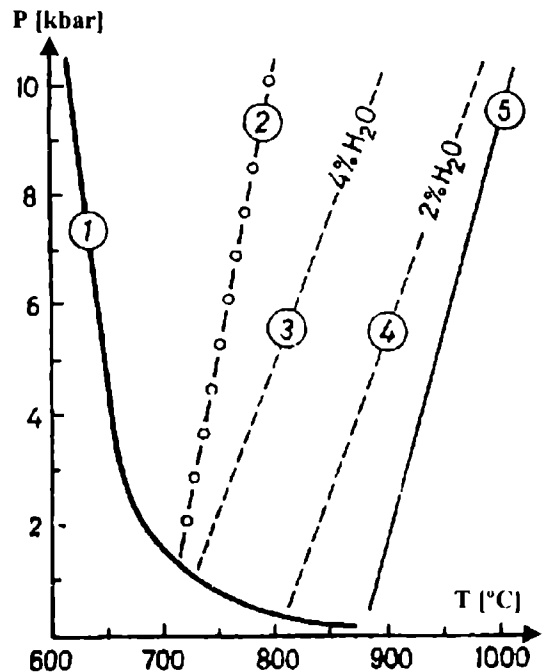


Fig. 4.10. – Temperatura de topire a sistemelor granitice (după Winkler, 1979).

- 1 → Curba solidus în sistemul Q - Ab - Or;
- 2 → Curba solidus în granitele biotitice uscate;
- 3 - 4 → Curbe liquidus în sistemul granitic cu apă, în proporțiile indicate;

substanțe volatile, solubile în faza lichidă a sistemului, temperatura solidus poate fi coborâtă și mai mult. Wyllie și Tuttle (1964) au arătat că adiția la H_2O a unui alt volatil, coboară T_s a sistemelor granitice cu $20^\circ C$ (la adiția de P_2O_5), cu $60^\circ C$ (la adiția de HF) și cu $90^\circ C$ (la adiția de $LiOH$). Un efect similar l-au remarcat Platen (1965) și Manning (1981). Ultimul autor cercetează efectul fluorinei asupra topirii sistemului ab-or- H_2O , la $P = 1\text{ kbar}$ și găsește că, la 4% fluorină, temperatura de topire a sistemului coboară cu 200 de grade. Toate acestea arată că, la aceeași presiune, poate exista un domeniu termic de câteva sute de grade în care rocile granitice se pot sau nu topi, funcție de natura și proporția substanțelor volatile. Cu toate acestea, rezultă că, atâta timp cât în sistemul granitic conținutul de halogeni rămâne redus, unica substanță volatilă demnă de luat în considerație rămâne H_2O .

Cea mai completă imagine asupra condiției de topire a sistemelor granitice, în prezența apei, este dată de Johannes (1984), pe care o reproducem în figura 4.11. Așa cum se observă, efectul fondant al apei asupra sistemului, acționează doar în intervalul baric în care este stabilă componenta albitică, respectiv până la circa 16 kbar. De la această presiune în sus, în sistemul granitic saturat în apă, temperatura solidus crește cu presiunea. Este, de asemenea, demn de reținut că efectul conținutului în anortit al plagioclazului asupra temperaturii solidus dispăre la presiunile de peste 10 kbar, deoarece, la aceste presiuni, molecula anortitică se disociază în zoizit, disten și cuarț și nu se mai poate vorbi de un feldspat plagioclaz mixt.

Este de mare valoare constatarea experimentală că, indiferent de complexitatea mineralogică a rocilor "granitice", compoziția lichidului anatectic, în apropierea temperaturii solidus, este practic aceeași, corespunzând oarecum unui granit alcalifeldspatic leucocrat. Același lichid granitic ideal se obține prin anatexia incipientă a tuturor rocilor metamorfice cuarțo-micacee, cum ar fi micașisturile sau așa numitele "paragneise", roci tipic crustale (Winkler, 1979). Gresile polimictice, numeroase siltite și rocile argiloase polimictice (roci, de asemenea, polimictice), prin anatexie incipientă dau, probabil, un lichid silicatic tot de compoziție granitică.

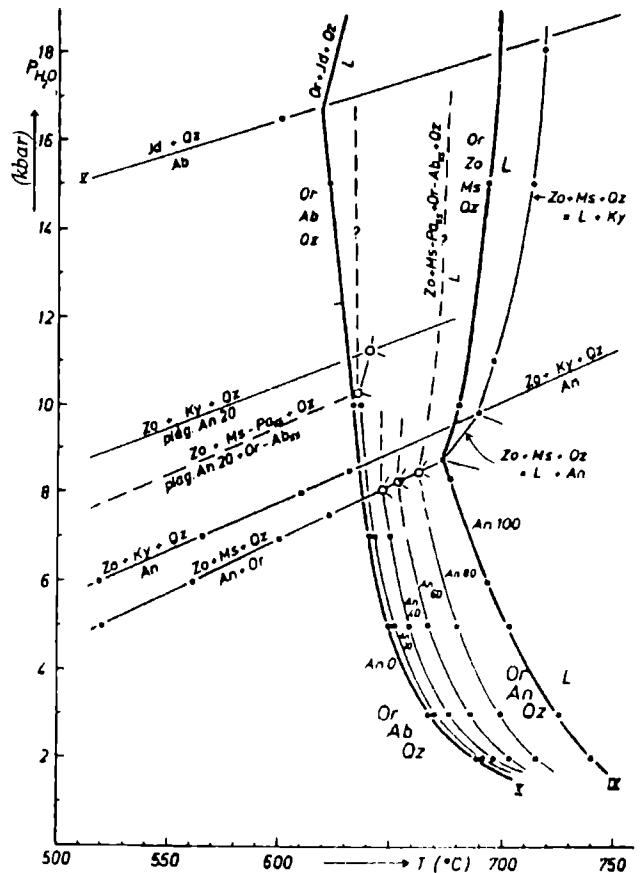


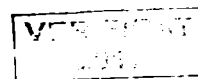
Fig. 4.11. – Topirea și reacțiile subsolidus în sistemul $Na_2O - K_2O - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ (după Johannes, 1984).

~ REFERINTE BIBLIOGRAFICE ~

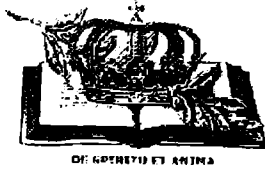
- Aitchenson, S.J., and Forrest, A.H. (1994) – Quantification of crustal contamination in open magmatic systems *Journal of Petrology*, v. 35, no. 2.
- Anderson, A.T., Swihrt, G.H., Artioli, G., Geiger, C.A. (1984) – Segregation vesicles, gas filter-pressing, and igneous differentiation. *J. Geol.* 92, 55-72.
- Bergstol, S. (1972) - The jacupirangite at Kodal, Vestfold, Norway. *Mineralium Deposita*, 7, 253 - 246.
- Bottinga, Y & Weill, D.F. (1972) – The viscosity of magmatic silicate liquids: a model for calculation. *Am. J.Sci.*, 272, 438-475.
- Bottinga, Y., Richet, P. (1981) – High pressure and temperature equation of state and calculation of the thermodynamic properties of gaseous carbon dioxide. *Am. J. Sci.* 281, 615-660.
- Bowen, N.L. (1928) - The evolution of the igneous rocks. *Princeton University Press.*, p. 334.
- Brune, J.N., Dorman, J. (1963) – Seismic waves and earth structure in the Canadian Shield. *Bull. Seism. Soc. Am.* 53, 2271 – 2293.
- Canil, D., Scarfe M.C. (1990) – Phase Relations in peridotite + CO₂ systems to 12 GPa: implications for the origin of kimberlite and carbonatite stability in the Earth's Upper Mantle". *Jour. Geoph. Resear.*, v.95, no. B10, 15805 – 15816.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J. and Verhoogen, J. (1974). *Igneous Petrology*. *Mc. Graw. Hill, New York*, p. 739.
- Carroll, M.R., Rutherford, M., J. (1985) – Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts. *Jour. Geophys. Res.* 90, p. 601-612.
- Carslaw, H.S., Jaeger, J.C. (1959) – Conduction of heat in solids. *Oxford University Press, London*.
- Chekhir, A. S., Epelbaum, B.M. (1991) – Diffusion in magmatic melts: new study in , *Chapter 3*, 99 - 119.
- Daly, R.A. (1933) – Igneous Rocks and the depths of the Earth. *McGraw-Hill, New York*.
- Dawson, J.B., Pinkerton, H., Pyle, D.M., Nyamwera, C. (1994) – June 1993 eruption of Oldavnyo Lengai, Tanzania: exceptionally viscous and large carbonatite lava flows and evidence for coexisting silicate and carbonate magmas *Geology*, 22, 799-92.
- De Paolo, D.J. (1981) - Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, p. 189 - 202.
- Dunn, T. (1982) – Oxygen diffusion in three silicate melts along the join diopside-anorthite. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 46: 2293-2299.
- Foley, S. (1992) – Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. *Lithos*, 28, 187 -- 204.
- Gasparik, T. (1990) – Phase relations in the transition zone. *J. Geophys. Res.*, p. 15-95, 715-751.
- Green, Ringwood (1996) – Petrology of the Upper Mantle. 241, 174, 124, 121, 95, 82, 43.
- Hall, A. (1996) - Igneous Petrology. *London*, p. 551.
- Jaques, A. L., Green, D.H. (1980) – Anhydrous melting of peridotite at 0 – 15 kbar pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contr. Min. Petr.* 73, 287-310.
- Joder, H.S., Tilley, C.E. (1956) – in *Annual report of the director of the Geophysical Laboratory, Carnegie Inst., Washinton Year Book*, no 55, p 169-171.
- Johannes, W. (1984) - Beginning of melting in the granite systems Qz-Or-Ab-An-H₂O. *Contr. Min.Petr.* 86, 264-273.
- Knopf, A. (1938) – Partial fusion of granodiorite by intensive basalt, Owens Valley, California. *Am. Jour. Sci.*, vol.36, p. 373-376.
- Kohn, C., S., (1996): "Solubility of H₂O in nominally anhydrous mantle minerals using H MAS NMR". *Amer. Min.*, 81, 1523 - 1526.
- Koller, A. (1982) – Mineralogy and geochemistry of Fe – Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis. *Econ. Geol.*, 77, 1146 - 58.
- Koster van Gross, A.F., Wyllie, P.J. (1966) - Liquid immiscibility in the system Na₂O -

- Al₂O₃ - SiO₂ - CO₂ at pressures to 1 kbar. *Amer. J. Sci.*, 264, 234-255.
- Le Bas, M.J. & Streckeisen, A.L., 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *J. Geol. Soc. London* 148, 825-833.
 - Le Bas, M.J., 1989. Nephelinitic and basanitic rocks. *J. Petrol.* 30, 1299-1312.
 - Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. & Zanettin, B., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K.*
 - Luth, W.R. (1997) – Experimental study of the system phlogopite – diopside from 3.5 to 17 GPa. *Amer. Miner.* 82, 1189 – 1209.
 - Manning, O.A.C. (1981) - The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Ar with excess water at 1 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, 206-216.
 - Mitchell, R.H. (1995) - Kimberlites, Orangeites and Related Rocks. *Plenum Press, New York.*
 - Moore, R.O., Gurney, J.J., Griffin, W., Shimizu, N. (1991) – Ultra-high pressure garnet inclusions in Monastery diamonds: trace element abundance patterns and condition of origin. *Eur. J. Min.* 3, 213 – 230.
 - Mysen, B.O. (1977) - The solubility of H₂O and CO₂ under predicted magma genesis condition and some petrological and geophysical implications. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 15, p. 351-361.
 - Mysen, B.O. (1991) – Physical chemistry of magmas. Springer Verlag Ed., p.p. 41-98.
 - Mysen, B.O., Boettcher, A.L. (1975) – Melting of a hydrous mantle. *Journal of Petrology* 16, 520 – 593.
 - Naslund, H.R. (1976) – Liquid immiscibility in the system KAlSi₃O₈ – NaAlSi₃O₈ – FeO – Fe₂O₃ – SiO₂ and its applications to natural magmas. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook*, 75, 592-7.
 - Nordlie, B.E. (1971) – The composition of the magmatic gas of Kilanea and its behavior in the near surface environment. *Am. J. Sci.* vol. 271, 417-463.
 - Oldenburg, C.M., Spera, F.J., Yuen, D.A., Sewell, G. (1989) – Dynamic mixing in magma bodies: theory, simulations and implications. *J. Geoph. Res.*, 94, 9215-36.
 - Platen, v.H. (1965) - Kristallisation granitscher Schmelzen. *Bt. Mineral. Petrol.* 11, 334-381.
 - Ramberg, H. (1955) - Thermodynamics and kinetics of petrogenesis. *Geol. Soc. Am. Apeec. Pape.*, 62, 431-448.
 - Ringwood, A.E. (1975) – Composition and petrology of the Earth's mantle. *Mc. Graw-Hill, New York*, 618.
 - Shand, S.J. (1943) – Eruptive Rocks. *Wiley, New York.*
 - Shaw, H.R. (1972) - Viscosities of magmatic silicate liquids. *Am. of Sci.* 272, p. 870 - 893.
 - Shi, P. (1992) – Fluid fugacities and phase equilibria in the Fe-Si-O-H-S system. *Americ. Miner.* 77. 1050-1066.
 - Shi, P., Saxena S.K. (1992) - Thermodynamic modeling of the C – H – O – S fluid system. *Americ. Miner.* 77. 1038 – 1049.
 - Skinner, B.J. and Peck, D.L. (1969) - An immiscible sulfide melt from Hawaii. *Econ. Geol. Monograph*, 310-322.
 - Sparks, R.S.J., Meyer, P., Sigurdsson, H. (1980) – Density variation among mid-ocean ridge basalts: implications for magma mixing and the scarcity of primitive lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 419-30.
 - Stolper, E., Holloway, J.R. (1980) – Experimental determination of the solubility of carbon dioxide in molten basalt at low pressure. *Earth Planet. Sci. Lett.* 87, 397 408.
 - Streckeisen, A. L. & Le Maitre, R. W. 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 136, 169-206.
 - Streckeisen, A. L., 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 107, 144-240.
 - Streckeisen, A. L., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie Stuttgart*, Vol. 63, p. 773-785.
 - Streckeisen, A. L., 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 1976, H. 1, 1-15.

- Streckeisen, A. L., 1978. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitite Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, Vol. 141, 1-14.*
- Thorpe, R.S. (1982) – Andesites: orogenic andesites and related rocks. *John Wiley & Sons, Chichester and New York, 724.*
- Tilley, C. E. (1950) – Some aspects of magmatic evolution. *Geol. Soc. London Quart. Jour. Vol 106, p/ 40-46.*
- Tilley, C.E. (1952) – Some trends of basaltic magma in limestone syntaxis. *Am. Jour. Sci., Bowen Vol., p. 529-545.*
- Tuttle, O.F., Bowen, N.L. (1958) - Origin of granite in the hight of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Mem. Geol. Soc. Amer., 74, p.153.*
- Wager, L.R., Brown, G.M. (1968) – Layered igneous rocks. Oliver – Boyd. *Edinburg and London, 588.*
- Watson, B.E. and Baker, R.D. (1991) - Chemical diffusion in magmas: an overview of experimental results and geochemical applications (in Physical Chemistry of magmas). *Springer - Verlag, 120 - 151.*
- Watson, E.B. (1979) - Calcium diffusion in a simple silicate melt to 30kbar. *Geochemic. Cosmochim. Acta, 43, 313 - 322.*
- Watson, E.B., Baker, R.D. (1991) – Chemical diffusion in magmas: on overview of experimental results and geochemical applications, in "Physical chemistry of magmas", *Springer-Verlag Ed. , 120-151.*
- Winkler, H.G.F. (1979) - Petrogenesis of metamorphic rocks. *Berlin Heidelberg New York: Springer p. 348.*
- Woolley, A.R. & Kempe D.R.C., 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions and element distribution. In: K. Bell, Carbonatite Genesis and Evolution. *Unwin Hyman, London.*
- Woolley, A.R., Bergman, S.C , Edgar, A.D, Le Bas, M.J., Mitchell, R.H., Rock, N.M.S. & Scott Smith, B.H., 1996. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. *Journal of The Mineralogical Association of Canada, Vol 34, April 1996, Part 2.*
- Wyllie, P.J., Tuttle O.F. (1964) - Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part III. The effects of SO_3 , P_2O_5 , HCl, and Li_2O in addition to H_2O , on the melting temperatures of albitic and granite. *Am.J.Sci., 262, 930-939.*
- Yoder, H.S., Tilley, C.E. (1962) - Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock system. *J.Petr. 3, p. 342 - 532.*



**Tiparul s-a executat sub c-da nr. 508/1998,
la Tipografia Editurii Universității din București**



✓

DATA RESTITUIRII	
31. OCT. 2003	15. MAR. 2004
26. APR. 2004	12. APR. 2009
5 JUN. 2004	
	15 IAN. 2003
28. NOV. 2006	25 MAR. 2007
4 DEC. 2006	
30 IAN. 2007	
16. NOV. 2007	
16. NOV. 2007	
18. DEC. 2007	
 	

ISBN: 973 – 575 – 297 – 2

Lei 24900