

MARIAN LUPULESCU

**ZĂCĂMINTE
DE
MINEREURI**

EDITURA UNIVERSITĂȚII DIN BUCUREȘTI



BIBLIOTECA CENTRALA
UNIVERSITARA
București

Cota IV 516184

Inventar C190001762

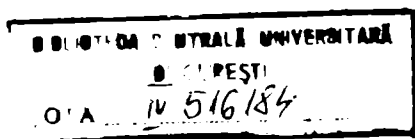
MARIAN LUPULESCU

Z A C A M I N T E
D E
M I N E R E U R I

EDITURA UNIVERSITATII DIN BUCURESTI

1998

Referenți științifici: Conf. dr. ing. RODICA POPESCU
Prof. dr. GHEORGHE C. POPESCU



17

B.C.U. București



C199901762

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

ISBN - 973 - 575 - 283 - 2

CUPRINS

Introducere

Capitolul I. Notiuni generale privind zacamintele de minereuri	1
Capitolul II. Morfologia corpurilor de minereu	10
II.1. Corpuri discordante de minereu	11
II.2. Corpuri concordante de minereu	14
II.3. Zone de minereu bogat	16
Capitolul III. Structura minereurilor	17
Capitolul IV. Procese de formare a zacamintelor de minereuri	24
IV.1. Procese magmatice	24
IV.2. Procese postmagmatice	30
IV.2.1. Procese hidrotermale	32
IV.3. Procese metamorfice	48
IV.4. Procese exogene	56
Capitolul V. Elemente de geotermometrie si geotermobarometrie aplicate la zacamintele de minereuri	57
V.1. Incluziuni fluide	57
V.2. Sisteme de sulfuri	62
Capitolul VI. Secvente paragenetice si zonalitate	66
Capitolul VII. Aplicatii ale izotopilor in geologia zacamintelor de minereuri	72
Capitolul VIII. Sistemica zacamintelor de minereuri	83
VIII.1. Zacaminte asociate rocilor bazice, ultrabazice si curgerilor de lave	83
VIII.1.1. Zacaminte de sulfuri de Fe-Ni-Cu	84

VIII.1.2. Zacaminte de oxizi de titan	90
VIII.1.3. Zacaminte de platina si platinoide	93
VIII.1.4. Zacaminte de cromit	96
VIII.1.5. Zacaminte de diamant	100
VIII.2. Zacaminte asociate carbonatitelor	104
VIII.3. Zacaminte asociate pegmatitelor	108
VIII.4. Zacaminte asociate skarnelor	111
VIII.5. Zacaminte asociate rocilor granitoide	124
VIII.5.1. Zacaminte tip porphyry	124
VIII.5.1.1. Zacaminte porphyry-copper	124
VIII.5.1.2. Zacaminte porphyry-molybdenum	133
VIII.5.1.3. Zacaminte porphyry-Sn	135
VIII.5.1.4. Zacaminte porphyry-W	136
VIII.5.2. Zacaminte filoniene	136
VIII.5.2.1. Zacaminte epitermale de aur	137
VIII.5.2.2. Zacaminte de staniu	144
VIII.5.2.3. Zacaminte de mercur	145
VIII.5.2.4. Zacaminte de stibiu	147
VIII.6. Zacaminte asociate crustei oceanice	148
VIII.6.1. Zacaminte hidrotermale submarine	149
VIII.6.2. Zacaminte de sulfuri masive	153
VIII.7. Zacaminte asociate rocilor exogene	158
VIII.7.1. Zacaminte de fier	158
VIII.7.2. Zacaminte de mangan	161
VIII.7.3. Zacaminte de cupru	163
VIII.7.4. Zacaminte reziduale de Al, Fe, Ni, Mn	169
VIII.7.5. Zacaminte de tip placer	175
VIII.7.6. Zacaminte de Pb-Zn si de U tip stratabound	180
VIII.7.6.1. Zacaminte de Pb-Zn in roci carbonatice	180
VIII.7.6.2. Zacaminte de U tip stratabound	185
VIII.7.7. Zacaminte de U asociate discordantelor	188
VIII.7.8. Zacaminte asociate zonele de forfecare din rocile metamorfice ...	191
Bibliografie	196

INTRODUCERE

Geologia zacamintelor de minereuri este o disciplina fundamentala in pregatirea studentilor geologi si geofizicieni. Ea este in acelasi timp o disciplina de sinteza, care, pentru a fi asimilata si utilizata, necesita cunostiinte solide de Mineralogie, Petrologie endogena, Petrologie sedimentara, Geologie structurala, Geochimie, etc.

In componenta ei, pe langa datele fundamentale de geologie, intra si o latura cu o tendinta economica, ce se refera la acele calitati ale unei concentratiuni naturale, a unui sau mai multor minerale, care o fac utilizabila.

Cursul de fata nu reprezinta o tratare exhaustiva a problematicii zacamintelor de minereuri ci o prezentare a caracteristicilor genetice a acestora si a legaturii lor genetice sau numai spatiale cu roca gazda. Ideea detalierii acestor probleme vine din convingerea ca evolutia unei concentratiuni minerale este dependenta de geneza si evolutia in timp si spatiu a unor corpuri petrografice. Cunoasterea acestor relatii si acestor transformari este inca un pas catre intelegerea istoriei Pamantului.

In volumul de fata, comparativ cu toate cursurile de zacaminte de minereuri publicate pana acum, sunt prezentate in detaliu procesele genetice si numai acolo unde este cazul acestea sunt exemplificate cu elementul descriptiv. Zacamintele mari de minereuri, cele clasice vor reprezenta obiectul studiului individual al studentilor.

Deasemenea, tot prin comparatie cu alte cursuri, din cel de fata au "disparut" cateva grupe de zacaminte. Acest lucru se datoreaza fie epuizarii lor fie importantei din ce in ce mai reduse care li se acorda. In schimb sunt prezentate pe larg acele grupe de zacaminte cu semnificatie teoretica si practica.

Cursul de fata se adreseaza studentilor geologi si geofizicieni de la sectiile Facultatii de Geologie si Geofizica a Universitatii din Bucuresti, cat si studentilor geologi de la facultatile si sectiile de profil de la Cluj Napoca, Iasi si Petrosani.

Redactarea si prezentarea in aceasta forma a cursului a fost posibila prin ajutorul acordat de studentul Lucian Petrescu, care a realizat tehnoredactarea computerizata a volumului, de studentii Ilina Stefanita, Rotar Catalin si Teodor Sorin, si de tehnicienii Danci Dumitru si Marinescu Felicia.

CAPITOLUL I. NOTIUNI GENERALE PRIVIND ZACAMINTELE DE MINEREURI

Geologia zacamintelor de minereuri este o ramura a geologiei economice care studiaza caracteristicile structurale, tectonice, geometrice (dimensionale, pozitionale), metalogenetice, mineralogice, petrografice, geochimice, cantitative si calitative (continut, elemente valorificabile, elemente daunatoare) ale unei entitati geologice pe care o denumim zacamant.

Zacamantul este o concentrare anomala din punct de vedere geochimic, a unuia sau mai multor metale sau metaloide in stare nativa sau sub forma unor combinatii bine individualizate ca specii minerale sau o acumulare anomala de substante nemetalice, care sunt formate pe cale naturala prin procese geologice si care pot constitui obiectul valorificarii.

Dupa cum reiese din definitia de mai sus, pentru a contura notiunea de zacamant am introdus o latura geologica (concentrarea sau acumularea anomala, formate prin procese geologice) si o latura economica (constituie obiectul valorificarii).

Zacamantul este exploatat pentru ceea ce numim minereu.

Minereul este un mineral metalic sau un agregat de mai multe minerale metalice, mai mult sau mai putin asociate cu minerale de ganga, din care unul sau mai multe metale pot fi extrase cu profit.

Din analiza acestei definitii rezulta urmatoarele:

- a. Din punct de vedere geologic minereul este un agregat mono sau polimineral asemenea unei roci;
- b. El reprezinta materialul din care unul sau mai multe metale pot fi extrase;
- c. Operatia de extragere a metalului/metalelor sa se faca cu profit;
- d. Mineralele din care se extrage metalul/metalele sunt asociate cu minerale de ganga.

Considerand ultima afirmatie, putem aprecia ca minereul are doua unitati componente:

- a. Mineralele din care sunt extrase metalele si care sunt *minerale utile*;
- b. Mineralele fara utilitate, *mineralele de ganga*.

Pana acum am definit numai minereurile metalifere. Dar exista si minereuri nemetalifere, acelea care sunt extrase nu pentru unul sau mai multe metale ci pentru diverse produse obtinute prin prelucrarea lor. Daca materialul, substanta minerala nemetalifera, nu

este prelucrata in vederea utilizarii ei si este folosita ca atare, nu mai intra in continutul notiunii de minereu nemetalifer.

Revenind acum la notiunile de mineral util si mineral de ganga, deci la compozitia mineralogica a minereurilor, sa incercam sa vedem prin ce sunt reprezentate si care este raportul dintre ele.

Mineralele utile, functie de caracterul minereului (metalifer sau nemetalifer) sunt reprezentate prin metale native, oxizi, sulfuri, carbonati, halogenuri, silicati, etc. In minerurile metalifere, componentii minerali utili sunt reprezentati prin ceea ce in mod obisnuit numim minerale opace, pe cand in minereurile nemetalifere mineralele utile sunt reprezentate prin minerale transparente.

Pe langa cele doua tipuri de minereuri, sunt substante minerale care sunt folosite nu pentru produsii obtinuti prin prelucrarea lor ci pentru proprietatile pe care le au (fluorina, fosfatii, caolinitul, etc.). Acestea nu se incadreaza in definitia data minereurilor si de multe ori creeaza confuzii. Deasemenea, tot ca o remarca asupra non-absolutului definitiei prezentate este existenta bauxitei, ilmenitului, cromitului, a unor minerale de mangan, care in multe situatii sunt folosite ca materie prima in diferite industrii si nu pentru extractia metalului.

Mineralele de ganga sunt insotitoare ale mineralelor utile in minereuri. Raportul cantitativ intre mineralele utile si cele de ganga este diferit de la un tip de minereu la altul si chiar in cadrul aceluiasi tip genetic. De remarcat este faptul ca notiunea de mineral de ganga are un caracter relativ. Intr-o anumita situatie, un mineral poate fi considerat de ganga, in alta situatie, acelasi mineral poate fi considerat util. De exemplu, baritina, care apare ca insotitoare a galenei si blendei din zacamintele de Pb-Zn, este in acest caz un mineral de ganga. In cazul in care formeaza filonase sau lentile si este mineralul dominant, ea devine mineral util. Si exemple de acest fel pot fi date in continuare pentru fluorina, cuarț, calcit, etc.

Pirita este un mineral opac pe care il intalnim aproape in toate zacamintele in proportii diferite. De exemplu, in minereurile de Pb-Zn, pirita in general este considerata mineral de ganga. In cazul in care ea formeaza corpuri compacte sau este purtatoare de aur, devine mineral util.

Deasemenea, importanta minereurilor metalifere in raport cu cele nemetalifere este relativa. Lucrul acesta este mai evident in ultimul timp, in care o serie de state cu o economie mai veche sau mai tanara, au intensificat cercetarea si valorificarea substantelor nemetalifere.

In minereuri pot fi distinse mai multe tipuri de elemente, din punct de vedere geochimic, cu implicatii asupra valorificarii lor: elemente utile, elemente daunatoare, elemente benefice si elemente minore.

Elementele utile sunt acelea care prin diverse procedee fizice sau chimice sunt extrase pentru a fi valorificate.

Elementele daunatoare sunt acelea care aflate intr-un minereu, peste o anumita concentratie, impiedica sau ingreuneaza extractia elementelor utile. De exemplu, fosforul este un element daunator in minereurile de fier, la fel este si sulful.

Elementele benefice sunt acelea care sunt dorite intr-un minereu pentru ca usureaza prelucrarea lui si ridica calitatea produsului obtinut. Luand din nou ca exemplu minereurile de fier, prezenta manganului sau a vanadiului la anumite continuturi este benefica.

Elementele minore sunt denumite astfel nu pentru valoarea lor, ci pentru continuturile la care apar. In unele situatii, daca pot fi extrase, ele sunt mai valoroase decat elementul/elementele majore din minereu.

Ele au doua moduri de ocurenta:

- a. ca substituenti ai elementelor majore, fiind legate de structura mineralelor principale;
- b. ca faze minerale distincte, ca incluziuni fine in alte minerale.

Elementele minore sunt prezente in minereuri diferite. Astfel: minereurile de Pb-Zn sunt purtatoare si de Ag, Cd, In, Ge, Bi; pirita contine si Ni, Co, Se, etc.; molibdenitul este purtator de reniu; in bauxita se gaseste galiu si vanadiu.

In activitatea de cercetare a zacamintelor, intr-o anumita etapa, apare notiunea de *rezerva de minereu*. Aceasta este o exprimare cantitativa a unor parametrii dimensionali si chimici. Ea reprezinta cantitatea de minereu dintr-un anumit spatiu geologic, apreciata ca fiind corespunzatoare pentru a forma un obiect ce poate fi valorificat. Rezervele sunt conturate numai pe masura cunoasterii mai adanci a zacamantului.

O alta notiune cu care vom lucra in continuare este cea de *resurse minerale*. Potentialul geologic de resurse minerale este constituit din totalitatea acumularilor de substante minerale utile valorificabile din litosfera, situate pana la adancimea accesibila tehnicii miniere de exploatare. Resursele pot fi cunoscute total sau partial, pot fi probabile sau posibile. Relatia intre rezerve si resurse este prezentata in fig. 1.

Distributia resurselor naturale si a zacamintelor pe glob este neuniforma. Este de amintit deasemenea faptul ca resursele minerale in general si metalele in particular nu sunt uniform distribuite nici in crusta. Numai 0,01 - 0,0001 % din cantitatea totala din oricare metal este concentrata in mod semnificativ pentru a forma zacaminte. Datorita faptului ca

procesele geologice care au condus la concentrarea mineralelor si metalelor nu au fost arbitrare nici distributia resurselor si rezervelor nu este arbitrara. Neomogenitatea distributiei geografice a resurselor ca si numarul si marimea zacamintelor este functie de abundenta resursei si de varietatea proceselor capabile sa prelucreze si sa regenereze resursa. Astfel, minereurile de fier, constituite in general din oxizi si generate printr-o diversitate de procese sedimentare, magmatice sau metamorfice sunt destul de raspandite. In contrast cu fierul, aluminiul, desi este mai abundent in crusta, poate fi concentrat in bauxita, minereul cel mai valoros de aluminiu pana acum, numai prin procese reziduale sau sedimentare si are o distributie geografica mult mai restransa decat fierul. Plumbul si zincul, la fel si cuprul, sunt de trei ori mai putin abundente decat fierul si aluminiul. Minereurile lor sunt formate prin cateva procese geologice si zacamintele lor sunt relativ destul de raspandite. Unele metale, precum Pt, Au si Hg, care au o abundenta crustala scazuta si sunt concentrate numai printr-un numar limitat de procese geologice, au o distributie neregulata.

Estimarea resurselor minerale dintr-o anumita regiune este functie de cunoasterea geologiei regiunii si de gradul de detaliere al explorarii. Din acest motiv, zacamintele mari si zacamintele numeroase sunt cunoscute in tarile industrializate, tari in care cunoasterea geologica este avansata si nu sunt deloc cunoscute, de exemplu, in Antarctica. Acesta nu inseamna ca aici nu pot fi zacaminte, ci doar cunoasterea geologica este deficitara pentru aceasta regiune.

Facand abstractie de diferentele in ceea ce priveste gradul de cunoastere geologica al diferitelor regiuni din crusta, zacamintele minerale arata o distributie neregulata ca pozitie geografica si abundenta. Aceasta rezulta din distributia neuniforma a proceselor geologice care le-au generat.

Factori ce caracterizeaza un corp de minereu potential

Un corp de minereu poate fi privit ca un corp geologic aflat intr-o anumita ambianta geologica si care intr-un anumit context poate fi valorificat. In randurile care urmeaza vom incerca sa prezentam factorii care, daca sunt indepliniti, pot caracteriza un corp de minereu ce ar putea constitui un obiect dupa urma caruia poate fi scos profit.

1. *Continutul*. Cantitatea de metal aflata intr-un corp de minereu constituie ceea ce in mod obisnuit numim continut. El poate fi exprimat in procente pentru cea mai mare parte a metalelor sau in grame la tona pentru metalele pretioase. In unele situatii, pentru mineralele grele din placers-uri se foloseste pentru continut exprimarea in kilograme la tona. Pentru pietrele pretioase, unitatea de masura este caratul, care semnifica 0,2 g.

Continutul este diferit de la un metal la altul, de la un zacamant la altul si de la un corp de minereu la altul. O regula generala care deriva din experienta de valorificare a minereurilor arata ca pe masura ce creste cantitatea de minereu, cu alte cuvinte tonajul, continutul la care poate fi valorificat acesta scade. Tendinta generala in acest secol, pentru minereurile metalifere este aceea de a exploata minereuri cu continuturi din ce in ce mai scazute. Acest lucru este posibil datorita introducerii in fluxul tehnologic de preparare a unor procedee noi.

Cele spuse mai sus pot fi exemplificate de scaderea in cursul acestui secol a continutului de extractie al cuprului. Astfel, in anii 1900 cuprul putea fi valorificat numai la continuturi mai mari de 2,7%, pentru ca dupa 1950 acestea sa ajunge la circa 0,93%, iar astazi sa fie posibila valorificarea lui la 0,4%. Aceasta scadere abrupta a continutului s-a datorat nu numai folosirii pe scara larga a flotatiei, ci, mai ales, punerii in evidenta si cresterii ponderii in economia mondiala a cuprului, a zacamintelor "porphyry" care au inlocuit zacamintele de tip filonian.

In ceea ce priveste zacamintele nemetalifere, continutul nu reprezinta intotdeauna o valoare critica, asa cum este pentru metalifere. Pentru zacamintele nemetalifere, criteriile care fac posibila valorificarea lor sunt date de proprietatile fizice sau chimice ale mineralului sau asociatiilor de minerale care ar presupune valorificarea. De multe ori, omogenitatea acestor proprietati intr-un corp geologic este un parametru de calitate al acestuia.

2. *Forma mineralogica.* Forma mineralogica sub care se prezinta un metal intr-un zacamant are implicatii asupra posibilitatii de extractie a acestuia. Procedeesele tehnologice de prelucrare cunoscute in acest moment permit valorificarea numai anumitor specii minerale pentru metalele pe care le contin. Alte specii, desi au continuturi ridicate intr-un metal, nu pot fi folosite pentru extragerea lui decat la costuri ridicate. Evident ca lucrul acesta tine de gradul de dezvoltare tehnologica si ca daca procedeele de extractie vor fi imbunatatite si marirea numarului de specii minerale utile pentru un metal va fi posibila. Pentru unele metale, forma mineralogica determina continutul la care acestea pot fi extrase.

De exemplu, nichelul se gaseste in silicati si in sulfuri. Cele mai bune minereuri din punct de vedere al valorificarii sunt cele in care nichelul este prezent ca sulfuri: pentlandit, millerit, etc. Dar, in unele zacaminte, nichelul este extras din silicati. Acest lucru este posibil doar in cazul in care continutul este de circa trei ori mai mare decat in minereurile de sulfuri. (1,5% fata de 0,5%).

Staniul este un alt element care apare la continuturi interesante intr-o serie de minerale: cassiterit, stanina, granati, axinit, amfiboli, etc. In conditiile tehnologice actuale el

poate fi valorificat numai din minereurile cu cassiterit si/sau stanina, celelalte putand reprezenta doar niste resurse ale viitorului.

Aluminiul, un alt metal cu larga intrebuintare industriala are continuturi mari in foarte multi silicati, precum nefelin, caolinit, feldspati, etc. Dar, la ora actuala minereul de aluminiu preferat de industria prelucratoare este bauxita.

Deasemenea, forma mineralogica va determina si continutul in metal dintr-un concentrat dupa prelucrarea minereului. Astfel, daca un metal se gaseste in forma nativa intr-un minereu, implicit si continutul in metal al concentratului va fi mai ridicat decat cel provenit prin prelucrarea unui minereu de oxizi sau sulfuri al aceluiasi metal.

3. *Subproduse*. Unele minereuri, in procesul de prelucrare pentru metalul/metalele principale duc la o imbogatire in sterilul ramas de la separarea unor metale aflate in minereu la continuturi foarte mici. Acestea poarta numele de subproduse. Ele pot avea forme mineralogice proprii sau pot fi prezente ca solutii solide in alte minerale, unele purtatoare chiar ale elementului major. Importanta acestor subproduse consta in faptul ca ele ridica valoarea metalului/metalelor principale sau, in unele cazuri, extractia lor separata subventioneaza obtinerea metalelor majore.

De exemplu, pentru minereurile polimetalice, aurul poate fi considerat un subprodus in anumite situatii, in altele cadmiul sau argintul pot avea aceasta functie. In Rand-ul Sud African, uraniul este un subprodus valoros al minereurilor de aur. In zacamintele de fosfati din Florida (SUA), dupa prepararea acidului fosforic, sterilul este imbogatit in uraniu si valorificat pentru acest metal.

4. *Forma si marimea granulelor minerale*. Pentru a putea fi separate mineralele utile de cele de ganga, ca si diferitele minerale utile intre ele, mineralele trebuie dezasociate prin procedee de macinare. Dezasocierea este usurata de prezenta unor structuri grosiere ale mineralelor componente, dar si de caracterul limitelor dintre ele si de relatiile de includere. In caracterizarea acestui parametru doua aspecte trebuie luate in considerare: marimea granulelor mineralelor utile si relatiile dintre mineralele utile si cele de ganga sau dintre diferitele specii de minerale utile.

Daca mineralele utile sunt prezente cu dimensiuni reduse este ineficienta macinarea pana la dimensiunile de dezasociere. Aceasta este evidenta pentru toate metalele cu exceptia aurului si metalelor platinice. Pentru acestea, dezasocierea la dimensiuni micronice este necesara, in vederea recuperarii lor.

In cea de-a doua situatie, in care avem incluziuni mici, uneori micronice intr-un cristal gazda, ca de exemplu calcopirita in blenda, dezasocierea completa conduce la costuri foarte mari. Situatiile se schimba, daca in loc de calcopirita este aur ca incluziuni in blenda.

Situatii dificile de dezasociere sunt reprezentate in unele minereuri de concresterile foarte fine dintre mineralele utile si mineralele de ganga, ceea ce duce la impurificarea concentratului si la penalizari. Prezenta unor concresteri intime la dimensiuni foarte fine face imposibila valorificarea unor corpuri de minereu si uneori chiar a unor zacaminte.

5. *Elemente nedorite.* Au fost descrise la inceputul acestui capitol.

6. *Pretul metalelor.* Pretul produselor industriei geologo-miniere este dependent de cerere si oferta, de actiunea guvernelor, reciclarea materialelor si de aparitia substituentilor. In cea mai mare parte preturile sunt dictate de cerere si oferta. Pentru toate metalele sau mineralele industriale oferta vine din partea companiilor miniere. In cazul cererii, aceasta poate sa vina din partea industriei pentru metalele comune si pentru nemetalifere, si din partea oamenilor pentru metalele pretioase.

In unele situatii guvernele controleaza pretul metalelor si al mineralelor industriale din motive diferite. Cel mai important este motivul stabilizarii lor sau mentinerea preturilor la un anumit nivel. Dar guvernele pot uneori si subventiona mineritul din motive sociale sau politice. Unele tari, precum Canada si Norvegia, subventioneaza mineritul in zonele izolate pentru a evita depopularea acestor regiuni si migrarea populatiei catre zonele industriale unde ar putea mari numarul somerilor. Alte tari, precum Irlanda subventioneaza o serie de obiective miniere pentru a avea independenta economica fata de Marea Britanie.

Reciclarea deseurilor metalice, a prafurilor de rectificare, etc. este o problema importanta a lumii actuale. Pot fi distinse doua tendinte generale in ceea ce priveste reciclarea, functie de gradul de dezvoltare economica al unei tari: a. Tarile superindustrializate isi protejeaza bogatiile subsolului, iar necesarul de materii prime este asigurat la un grad ridicat prin reciclare; b. Tarile slab dezvoltate economic, tari a caror tehnologie nu permite reciclarea deseurilor si care dezvoltă industria extractiva pentru asigurarea necesarului de materii prime.

In continutul reciclarii trebuie tinut seama de doua elemente: reciclarea rapida a unor materiale, cum este de pilda aluminiul, din cutiile de bere sau bauturi racoritoare si reciclarea dupa un timp lung, asa cum apare pentru unele materiale care sunt imobilizate in produse de folosinta indelungata (aluminiul din canatul ferestrelor).

In ultimul timp s-a pus problema inlocuirii metalelor cu o serie de substituenti ceramici sau mase plastice. Acestea inlocuiesc eficient cea mai mare parte a metalelor si in

majoritatea cazurilor sunt produse la preturi mai mici decat ale metalelor pe care le substituie. Problema este ca pentru o serie de metale nu sunt inlocuitori, si daca sunt, nu au in totalitate calitatile elementului in locul caruia sunt folosite.

In decursul timpului, pretul metalelor a suferit o serie de variatii functie de evenimentele sociale, politice si economice.

O alta problema legata de preturi este cea a nivelului acestora pentru metale si pentru minerale industriale si posibilitatea obtinerii aceluiasi pret in diferite parti ale lumii. Pentru metale, pretul este in mod obisnuit acelasi in orice parte a globului. Nu la fel se poate discuta pretul unor produse obtinute din mineralele industriale. Acestea au de multe ori preturi stabilite numai la nivel local, ele variind de la o regiune la alta.

7. *Marimea si forma zacamintelor.* In geologie sunt cunoscute zacaminte mari si zacaminte de talie mica si mijlocie. In general, zacamintele mari se caracterizeaza prin continuturi scazute, cu exceptia unor zacaminte gigant, care au si tonaj ridicat si continuturi mari. Zacamintele cu tonaj mare si continuturi scazute se exploateaza prin lucrari miniere de suprafata, pe cand pentru zacamintele mici, cu continuturi mai ridicate se folosesc lucrari miniere subterane. Sunt situatii in care exploatarea unui zacamant a inceput intr-o zona de imbogatire secundara, zona cu rezerve mici dar cu continuturi mari si a continuat apoi intr-un zacamant cu tonaj mare si continuturi scazute. Este cazul unor zacaminte tip "porphyry" care initial au fost identificate prin zona de cementare si dupa aceea exploatate ca porphyry-copper.

In ceea ce priveste forma corpurilor de minereu dintr-un zacamant, exploatarea este mai usoara si mai putin costisitoare pentru corpurile cu forma regulata si mai dificila pentru cele cu forma neregulata.

8. *Caracterul minereului.* Acest factor se refera la gradul de consolidare al minereului. Evident este mai putin costisitor sa exploatezi un minereu neconsolidat sau friabil decat unul cu grad ridicat de silicifiere.

9. *Localizarea zacamantului.* Pozitia geografica a unui zacamant influenteaza posibilitatea exploatarei lui. Daca este o zona izolata, fara posibilitatea alimentarii cu energie electrica, fara drumuri, cai ferate, etc., practic deschiderea zacamantului este foarte costisitoare si numai in anumite situatii politice poate fi facuta.

10. *Consideratii de mediu.* Deschiderea unor noi mine inseamna din punct de vedere social crearea unor noi locuri de munca, deoarece la un loc de munca in subteran revin patru locuri de munca la suprafata. De asemenea inseamna cresterea rezervelor de metal ale tarii

respective. Opuse acestora, sunt problemele legate de degradarea peisajului, despaduirile, poluarea solului si a apelor.

CAPITOLUL II. MORFOLOGIA CORPURILOR DE MINEREU

Asa cum a fost definit in capitolul I, corpul de minereu este un corp geologic caruia i se atribuie unii parametrii economici. Din doua motive este necesar sa cunoastem forma corpului de minereu si pozitia lui fata de rocile gazda: intai pentru a aprecia, a obtine unele informatii care sa ne ajute in interpretarea genezei si apoi, odata cunoscuta forma lui, corpul poate fi exploatat cu maxima eficienta si poate fi folosita o metoda adecvata de exploatare.

Dupa pozitia lor fata de rocile gazda, corpurile de minereu pot fi *concordante* sau *discordante*. Aceste doua notiuni nu sunt identice in continut cu *singenetic* si *epigenetic*. Singenetic desemneaza un corp de minereu format in acelasi timp cu roca in care este localizat, iar epigenetic semnifica formarea subsecventa rocii gazda. Un corp de minereu concordant poate fi si singenetic dar si epigenetic, pe cand un corp de minereu discordant este in toate cazurile epigenetic.

Corpurile de minereu se caracterizeaza prin anumite elemente geometrice si dimensionale. Cu ajutorul si pe baza lor, corpurile de minereu sunt trecute pe hartile geologice, planurile de orizont sau sectiunile geologice, sunt intocmite planurile de explorare si sunt calculate rezerve.

Elementele unui corp de minereu sunt urmatoarele (fig.2): directia, inclinarea, lungimea si grosimea.

Directia corpului de minereu reprezinta cea mai lunga axa a proiectiei lui pe suprafata morfologica. *Inclinarea* este determinata de unghiul dintre directia corpului de minereu si axa lui. *Lungimea* este reprezentata de axa cea mai lunga a corpului de minereu. *Grosimea* este reprezentata de axa scurta perpendiculara pe lungime. Ea prezinta variatii foarte mari chiar in cadrul aceluiasi corp de minereu.

Pe baza pozitiei corpurilor de minereu fata de roca gazda ca si dupa raportul elementelor dimensionale, ele pot fi clasificate astfel:

1. Corpuri discordante de minereu;
 - 1.a. Corpuri cu forma regulata;
 - Corpuri tabulare;
 - Corpuri tubulare;
 - 1.b. Corpuri cu forma neregulata;
2. Corpuri concordante de minereu.

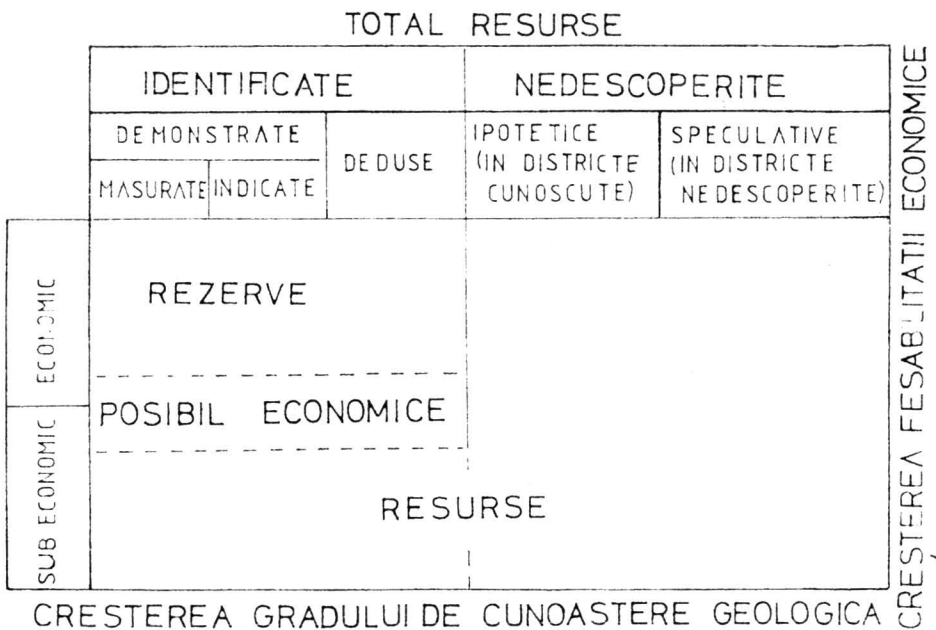


Fig.1 RELATIA REZERVE-RESURSE

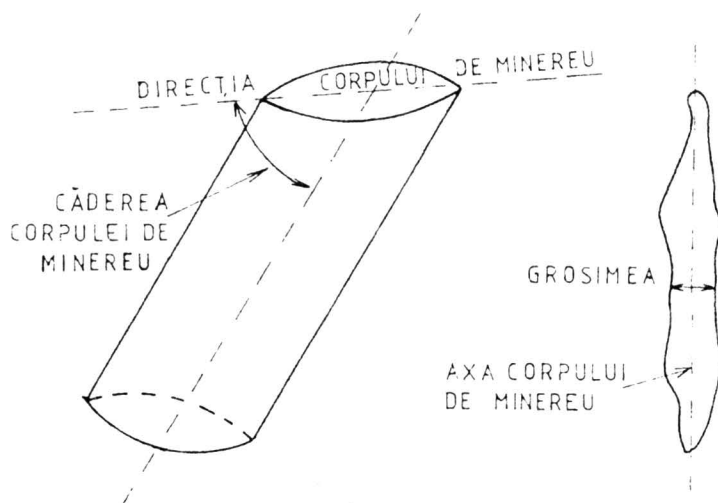


Fig.2 ELEMENTELE UNUI CORP DE MINEREU

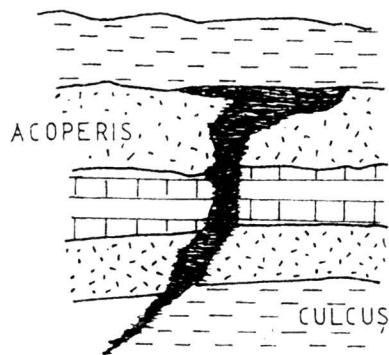


Fig.3 CULCUȘUL ȘI ACOPERIȘUL UNUI FILON

II.1. Corpuri discordante de minereu

In aceasta categorie sunt cuprinse corpuri cu forma regulata si corpuri cu forma neregulata. Intre corpurile de minereu cu forma regulata, pe baza raportului elementelor dimensionale se disting corpuri tabulare si corpuri tubulare.

Corpurile tabulare sunt acelea la care doua dimensiuni sunt mai dezvoltate in detrimentul celei de-a treia. Cele mai cunoscute corpuri de acest tip sunt filoanele. Ele reprezinta corpuri epigenetice, formate in general prin procese postmagmatice, hidrotermale.

Elementele care caracterizeaza un filon sunt: lungimea, inaltimea, grosimea, culcusul si acoperisul.

Lungimea unui filon este in general cu valori de la cateva zeci de metri pana la cateva sute. Dar sunt situatii in care filoanele au lungimi de ordinul miilor de metri. Printre cele mai lungi filoane cunoscute putem cita: Halsbrucher Spat (Freiberg, Germania) extins pe aproximativ 8 km, filonul Rosenhofer pe 10 km, filonul Veta Madre (Guanajuato, Mexic) pe 11 km, etc.

Inaltimea sau adancimea de dezvoltare a filonului este dependenta de conditiile fizice din momentul depunerii. In majoritate, filoanele sunt cunoscute pe adancimi de zeci sau sute de metri. Uneori, filoanele au fost cunoscute prin lucrari de explorare pana la adancimi de aproape 3000 m. Este cazul filoanelor din zacamintele Kolar (India), Porcupine (Ontario, Canada) si Moro-Velho (Brazilia).

Grosimea este un alt element dimensional al filonului si este masurata ca perpendiculara dintre cei doi pereti ai corpului. Asa cum am amintit la inceputul acestui capitol, ea este neuniforma chiar in cadrul aceluiasi corp de minereu. La diversele tipuri de filoane, grosimea este foarte variabila. Astfel, unele corpuri filoniene au grosimi de cativa metri, iar altele de 1-2 mm. In ultima situatie sunt filoanele "foi" de la Sacaramb (Blatter) cu caracter aurifer.

Sunt uneori situatii in care filonul are inclinare foarte mare, putand fi considerat vertical. Dar, in majoritatea cazurilor, ele au inclinari cu valori mai mici, dar variabile. In acest caz, compartimentul de roci aflate deasupra filonului poarta denumirea de *acoperis* iar cel aflat dedesubt se numeste *culcus* (fig. 3).

La contactul filonului cu roca gazda, pe cativa milimetri, alteori centrimetri, trecerea se realizeaza printr-o zona ce poarta numele de salbanda. Ea este saraca in componentii utili

PLANSA I

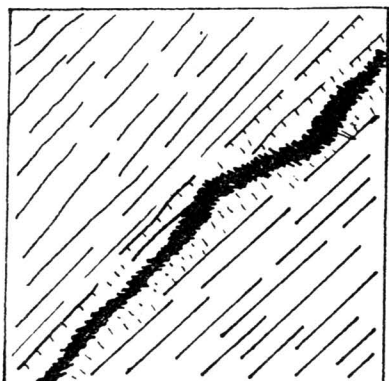


Fig.1 FILON STRAT

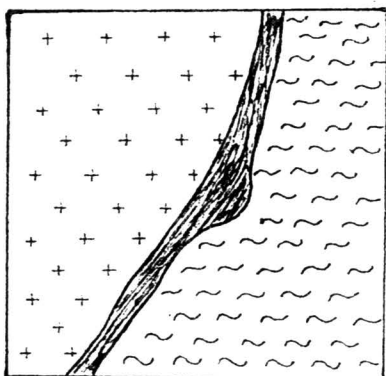


Fig.2 FILON DE CONTACT



Fig.3 FILON ȘA

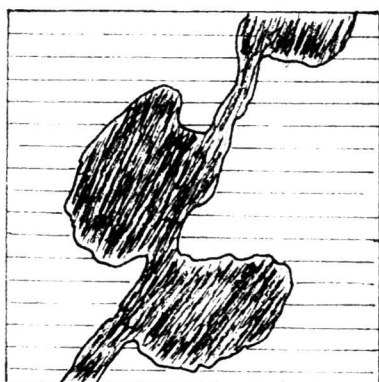


Fig.4 FILON CAMERA

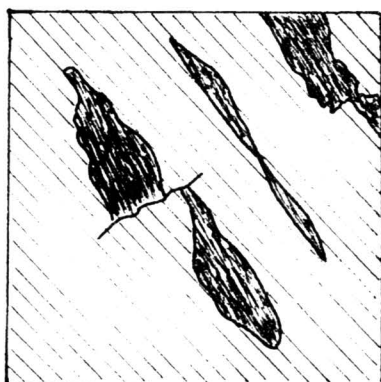


Fig.5 FILON LENTICULAR

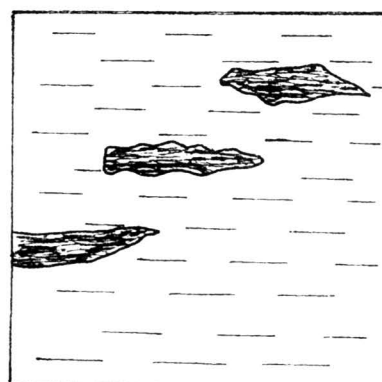


Fig.6 FILON IN EȘELON

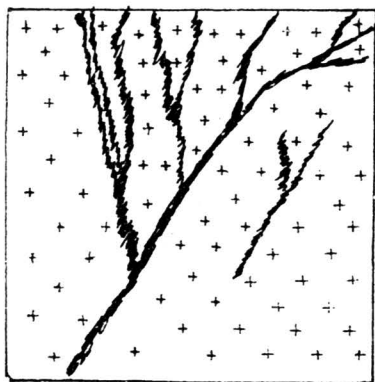


Fig.7 FILON ARBORESCENT

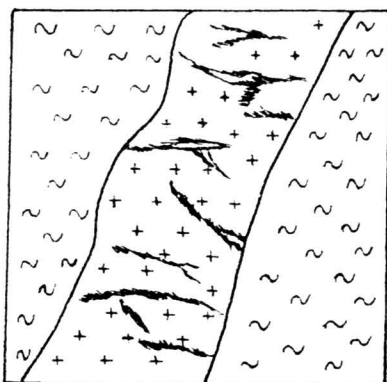


Fig.8 FILON IN TREPTE

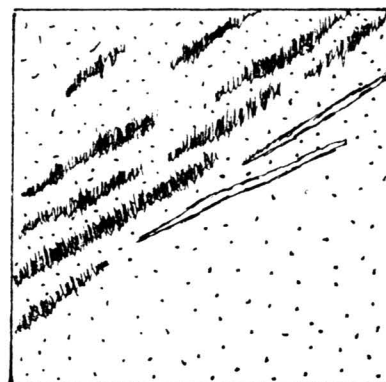


Fig.9. FILON TIP SHEETED ZONE

PLANSA II

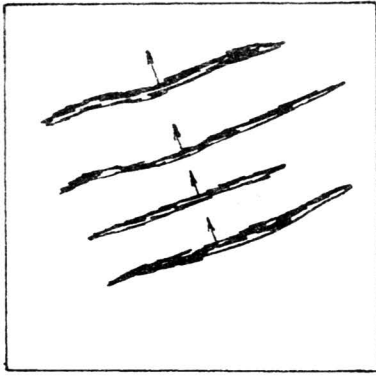


Fig.1 SISTEM DE FILOANE PARALELE

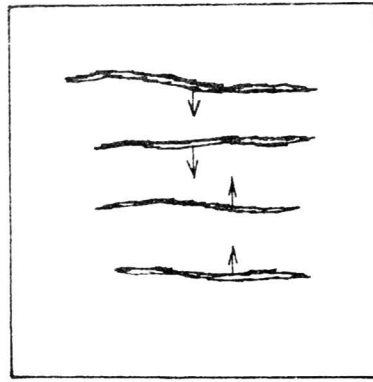


Fig.2 SISTEM DE FILOANE CONJUGATE

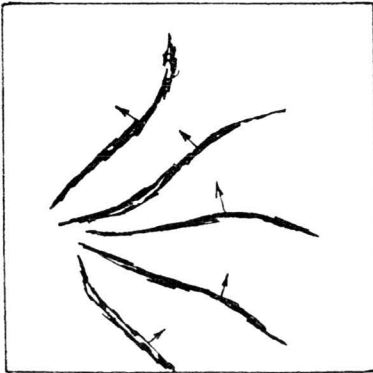


Fig.3 SISTEM DE FILOANE DIVERGENTE

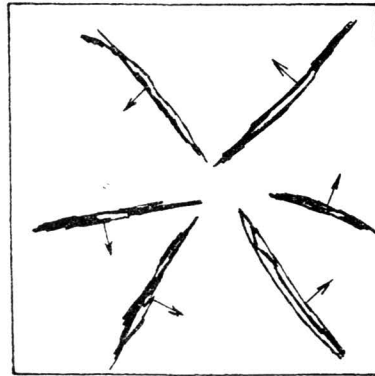


Fig.4 SISTEM DE FILOANE RADIARE

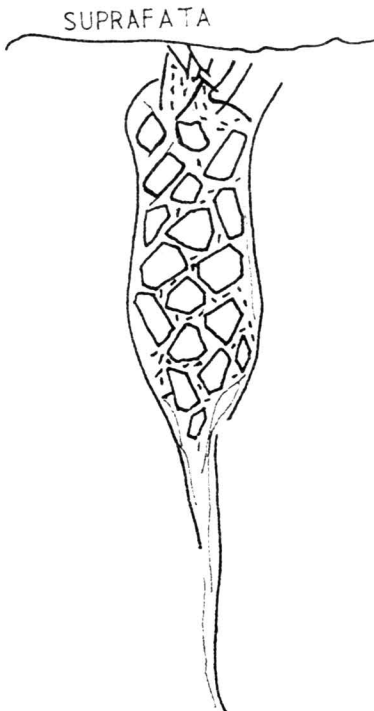


Fig.4 COS DE BRECCIE

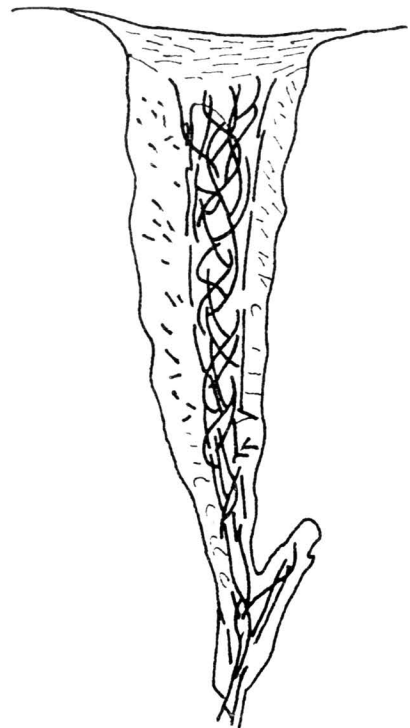


Fig.5 DIATREMA KIMBERLITICA

sau in alte situatii poate fi valorificata. Aceasta se deosebeste de roca gazda printr-o alteratie mai intensa si prin proprietatile mecanice.

Dupa geometria lor, filoanele pot fi de mai multe feluri. Ele pot fi *filoane simple sau filoane complexe*. De asemenea, filoanele pot forma *sisteme de filoane*.

Filonul simplu reprezinta umplutura unei singure fracturi, iar filonul complex desemneaza extinderea mineralizatiei la o zona de fracturi cu latimi de la zeci la sute de metri sau fisuri paralele, legate intre ele prin fisuri diagonale.

Filoanele simple pot fi (plansa I):

- filon strat (fig.1) - filonul paralel cu planul de stratificatie dintre roca gazda;
- filon de contact (fig.2) - filonul format la contactul dintre doua formatiuni geologice. Exemplu: Baia Sprie;
- filon in sa (fig.3) - filon format in bolta anticlinalelor. Exemplu: Bendingo si Ballarat (Australia);
- filon in camere (fig.4) - filon cu grosimi foarte variate, cu dezvoltare puternica in zone competente substitutiei, dand segmente cu grosimi mari si forma neregulata;
- filon lenticular (fig.5) - filon format din mai multe lentile aliniate;
- filon in eselon (fig.6) - lentilele sunt separate, aflate la nivele diferite, cu axele lungi paralele;
- filon arborescent (fig.7) - filon puternic ramificat la partea superioara, in apropierea suprafetei.

Filoanele compuse pot avea urmatoarele variante (plansa I):

- filon in trepte (fig.8) - filon rezultat in urma umplerii unor fisuri de racire din interiorul unor dyke-uri de roci magmatice. Exemplu: zacamantul aurifer Berezovsk (Rusia);
- filon in evantai - filon format prin umplerea unor sisteme de fracturi cu varste diferite, care se intersecteaza. Exemplu: filoanele din zacamantul aurifer Kocikarsk (Rusia) sau din zacamantul de cupru Butte (SUA);
- filoane tip "sheeted zone" (fig.9) - filoane formate prin umplerea unor fisuri inguste, paralele. Sistemul de filoane reprezinta asocierea unor filoane in diferite variante.

Dupa directie si inclinare se recunosc (plansa II):

- filoane paralele (fig.1) - filoanele au aceiasi directie si acelasi sens al inclinarii;
- filoane conjugate (fig.2) - filoanele au aceiasi directie dar inclinarile au sensuri diferite;

- filoane divergente (fig.3) - filoanele sunt dispuse în evantai, având inclinații în sensul invers al acelor de ceasornic;
- filoane radiare (fig.4) - filoanele au dispoziție radiară iar sensul inclinației este invers sau în sensul acelor de ceasornic.

Terminatiile filoanelor sunt funcție de reologia rocilor inconjurătoare. Astfel, filoanele se pot termina brusc, atunci când este întâlnită o barieră, de exemplu, alcătuită din roci plastice. În alte situații, filoanele se termina prin fasciculare într-o rețea fină de fisuri sau normal prin îngustarea și închiderea fracturii sau fisurii.

În afara filoanelor, tot corpuri tabulare, dar mai puțin răspândite sunt dyke-urile. Acestea apar la zăcămintele formate în domeniul magmatic, prin injectarea unor lichide cu compoziție oxidică în rocile adiacente. Ele sunt mai frecvente la zăcămintele de ilmenit formate prin licuație.

Corpurile tubulare sunt caracterizate de o dezvoltare puternică pe o direcție în detrimentul celorlalte două. Atunci când au o poziție verticală sau subverticală ele sunt denumite “pipe”. Când sunt orizontale sau suborizontale sunt cunoscute sub numele de “mantos”. Cele două subtipuri de corpuri tubulare apar individual sau sunt asociate. În multe cazuri, un “mantos” are la partea inferioară un corp tubular vertical sau subvertical, cu o fisurare foarte intensă sau breșă, care acționează sau mai precis care a funcționat ca un conduct de alimentare pentru “mantos”.

Cosurile de breșii (fig.4), cunoscute sub numele de breșă-pipe, reprezintă de asemenea corpuri tubulare, generate prin procese diverse, dar care nu sunt asociate unui “mantos”. Ele sunt purtătoare ale unor mineralizări diverse: aurifere, plumbo-zincifere, etc. Ele pot reprezenta apariții singulare într-un areal sau, în adâncime, se pot uni mai multe corpuri de breșii în unul singur. Ele pot fi localizate în formațiuni magmatice, în interiorul acestora sau pe contactul lor cu rocile inconjurătoare. Sunt cunoscute corpuri de breșii, uneori cu aspect mai puțin tubular, și în roci metamorfice sau sedimentare. Cele mai importante, mai ales prin calitatea minerală pe care o conțin, sunt cele din rocile metamorfice.

Cosurile de breșii pot apărea printr-o serie de procese: magmatice, tectonice și de dizoluție. Unele corpuri de breșă-pipe se pot forma prin autobreșiere hidrolică.

Un caz mai deosebit de corp tubular este reprezentat de cosurile kimberlitice (fig.5) purtătoare de diamante. Acestea sunt cunoscute ca diatreme și în proiecție orizontală, suprafața lor fiind mai mică de 1 km². De obicei apar grupate, unele din ele devenind coalescente în adâncime, sau pot fi conectate unor dyke-uri sau sill-uri.

Corpurile de minereu cu forma neregulata rezulta prin procese de precipitare in pori sau spatii deschise, sau prin substitutie metasomatica. Cel mai cunoscut corp de acest tip este denumit "stockwork"

Acesta reprezinta o masa de roci strabatuta de o retea de fisuri anastomozate. Fisurata are caracter pervaziv, delimiteaza fragmente de roca fara a le deplasa unele fata de altele. Fisurile sunt umplute cu minerale utile si de ganga iar in porii fragmentelor de roca, cu caracter de impregnatie, se gasesc aceleasi minerale ca in fisuri. Corpurile de tip stockwork sunt aparitii singulare sau se pot conecta la alte tipuri de zacaminte. Ele caracterizeaza in general zacamintele de tip "porphyry" (Cu, Mo, Sn) dar si alte mineralizatii ca Au, Ag, Co, Pb, Hg, etc.

Aceste corpuri sunt prezente in mod obisnuit in intruziuni plutonice, acide la intermediare, fiind localizate in interiorul acestora sau in multe cazuri taie limita intruziunii cu rocile inconjuratoare.

Alte corpuri cu forma neregulata apar prin procese de substitutie metasomatica. Ele sunt frecvente si la zacamintele hidrotermale, dar mai ales la zacamintele asociate skarnelor. Uneori, corpurile rezultate au forma de lentila, alteori morfologia lor este extrem de variata, fiind dependenta de elementele structurale ale rocii competente la substitutie. De multe ori, schimbarile structurale pot determina o disparitie brusca a corpurilor. Sunt cunoscute in acest fel corpuri de minereu de fier, cupru, plumb si zinc, molibden, staniu, uraniu, dar si de granat, talc, wollastonit, etc.

O situatie mai aparte este reprezentata de corpurile cu forma neregulata de minereu de uraniu, formate pe contactul tectonic dintre doua formatiuni cu litologie diferita (fig.6), asa numitul tip tectolitologic (Dahlkamf, 1978).

II.2. Corpuri concordante de minereu

Corpurile concordante de minereu, formate prin procese diferite, urmaresc de obicei elementele depozitionale, suprafetele de separatie dintre doua unitati litologice diferite, elemente de stratificatie, etc. Ele sunt localizate in special in roci sedimentare cu structuri si compozitii diferite dar si in roci magmatice, vulcanice sau plutonice.

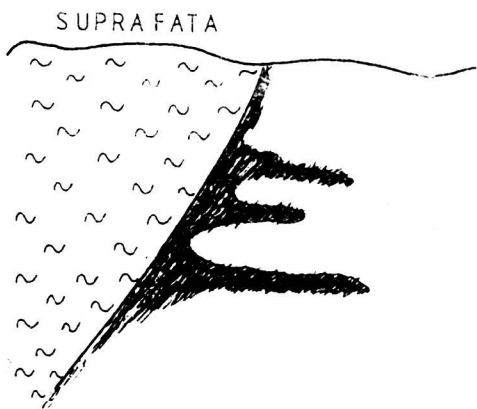


Fig.6 CORP NEREGULAT DE MINEREU DE URANIU TIP TECTOLITOLIC

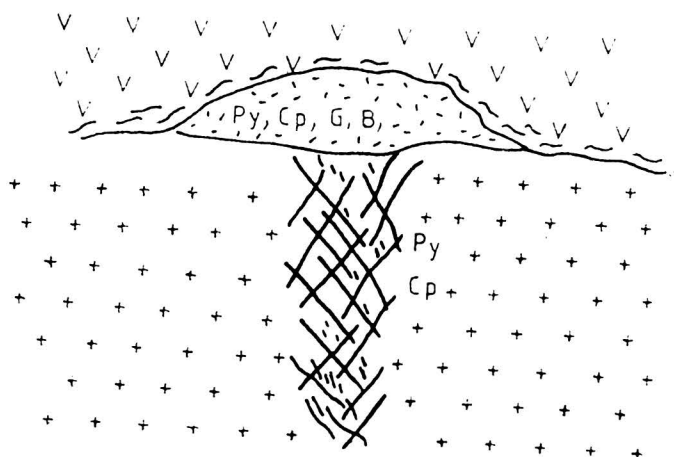


Fig.7 CORP DE SULFURI MASIVE DEZVOLTAT PE CONTACTUL DINTRE DOUA UNITATI VULCANICE SUB CORPUL MASIV SE IDENTIFICA O ZONA DE FISURI DE TIP STOCKWORK

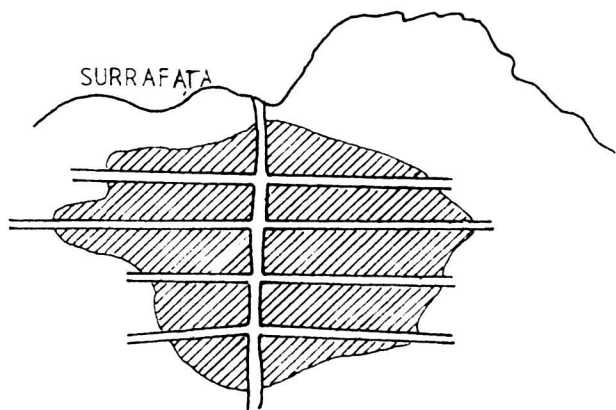


Fig.8 ASPECTUL GENERAL AL UNEI ZONE DE MINEREU BOGAT

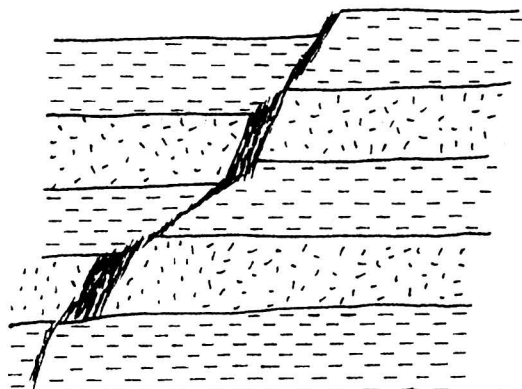


Fig.9 FORMAREA ZONELOR DE MINEREU BOGAT PRIN UPLEREA SPATIILOR DILATATE GENERATE IN ROCI CU COMPETENTA DIFERITA PRIN MISCAREA COMPARTIMENTELOR DIN CULCUS SI ACOPERIS

Cel mai important corp concordant este stratul. El este un corp tabular de dimensiuni mari, avand lungimi de sute de metri sau kilometri si latimi apropiate de lungimi ca ordin de marime. La fel ca in cazul altor corpuri tabulare, grosimea lui este foarte variabila.

Corpuri concordante cu forma de strat sunt intalnite in:

a. Roci carbonatice. Acestea reprezinta de obicei roci gazda pentru mineralizatii de plumb si zinc. Pentru a se putea forma corpuri de minereu este necesara o pregatire a rocii carbonatice prin procese de dolomitizare care au rol in cresterea porozitatii;

b. Roci argiloase. Acestea pot constitui gazda pentru concentratiuni cuprifere sau plumbo-zincifere. Cel mai cunoscut este Kupferschiefer cu dezvoltare in Germania, Polonia si sud-estul Angliei, pe o suprafata de circa 600.000 km². Bineinteles ca nu peste tot, pe acesta suprafata sunt continuturi mari de cupru si nici pe toata grosimea ei. Grosimea stratului mineralizat variaza de la cativa centimetri la cativa metri.

c. Roci arenacee. In cadrul Copperbelt-ului zambiano-zairez exista corpuri de minereu cuprifera localizate in gresii feldspatice. Exemplu: zacamantul Mufulira;

d. Roci rudacee. Sunt cazuri in care aceste roci sunt purtatoare de concentratiuni aurifere si uranifere. Exemplu: Witwatersrand.

In rocile vulcanice, corpurile concordante de minereu sunt cunoscute sub doua forme:

a. Concentratiuni formate prin umplerea unor goluri veziculare la anumite nivele in roci vulcanice. Este cazul concentratiunilor de cupru din Peninsula Keweenaw (statul Michigan, SUA), unde curgerile de bazalte a caror permeabilitate a crescut prin autobrecifiere, sunt purtatoare de mineralizatii cuprifere.

b. Zacaminte de sulfuri masive. Corpurile de sulfuri, cu forma lenticulara sunt concordante cu interfata dintre doua secvente vulcanice sau o secventa vulcanica si una sedimentara. Sub corpul de sulfuri se gaseste o zona fisurata si mineralizata care a functionat asemenea unui canal de alimentare pentru corpul masiv de sulfuri (fig.7)

In unele roci plutonice, caracterizate de o structura stratificata, sunt intalnite corpuri concordante de minereu. Astfel, in zacamantul Bushveld sunt cunoscute mai multe corpuri stratiforme de cromit, dintre care LG 3 si LG 4 sunt cele mai bogate. Ele sunt explorate pe o lungime de circa 63 km la grosime de 50 cm.

Dar corpuri stratiforme sunt cunoscute si la zacamintele de sulfuri de Fe-Ni-Cu, unde sulfurile formate prin imiscibilitate se acumuleaza in corpuri paralele cu baza camerei magmatice sau, in cazul komatiitelor, cu curgerile de lave.

II.3. Zone de minereu bogat

Corpurile de minereu, in special cele formate prin procese hidrotermale, nu au acelasi continut in metal sau aceiasi cantitate de minerale utile pe toata lungimea lor. Sunt segmente in corpurile de minereu in care continutul sau cantitatea de minerale utile depaseste apreciabil media. Acestea poarta numele de zone de minereu bogat, pentru a le separa de portiunile cu continut scazut sau sterile. Cel mai frecvent, zonele de minereu bogat sunt intalnite la corpurile de minereu formate prin umplerea golurilor (a unor fisuri sau fracturi) si la corpurile metasomatice.

Notiunea de zona de minereu bogat este folosita numai pentru minereurile hipogene, pentru a nu se confunda cu imbogatirile secundare, din zona de cementatie, de origine supergena. Cu alte cuvinte, aceasta terminologie este adecvata numai pentru corpurile de minereu cu caracter primar.

Morfologia zonelor de minereu bogat prezinta neregularitati. Ele reprezinta corpuri alungite, extinse in plan vertical (fig.8). Intr-un corp de minereu poate fi o singura sau mai multe zone de minereu bogat. Ele pot avea dimensiuni de cateva zeci la cateva sute de metri, rareori atingand 1000 m in lungime.

Atunci cand o fisura sau o fractura strabate roci cu caracteristici reologice diferite, ea prezinta zone mai inguste care alterneaza cu deschideri mai largi. Aceste caracteristici se amplifica la deplasarea relativa a compartimentelor din culcusul si acoperisul fisurii (fracturii) (fig.9). Zonele dilatate obtinute in acest fel, reprezinta zone de minereu bogat, comparativ cu segmentele inguste in care depunerea mineralelor utile este redusa ca intensitate. Alteori, zonele de minereu bogat apar la contactul dintre doua formatiuni cu litologie contrastanta si cu permeabilitate diferita (fig.10). Deasemenea, locuri favorabile pentru obtinerea unor zone cu minereu bogat sunt intersectiile filoanelor (fig.11) sau filoanele camera (fig.12), in care aparitia acestor zone se datoreaza unei substitutii metasomatice intense in roci competente.

Unele zone bogate de minereu sunt controlate de adancime. Aceasta determina descresterea temperaturii si a presiunii si deci favorizarea depunerii masive din fluidele mineralizatoare. Alte zone de minereu bogat se datoreaza fenomenelor de recurenta. Redeschiderea unor spatii filoniene, brecifierea mineralizatiei preexistente si cimentarea fragmentelor rezultate prin depunere dintr-un nou flux de fluide, conduce la aparitia unor zone de minereu bogat. Sunt posibile si combinatii ale mai multora din factorii enumerati, care sa conduca la formarea acestor zone.

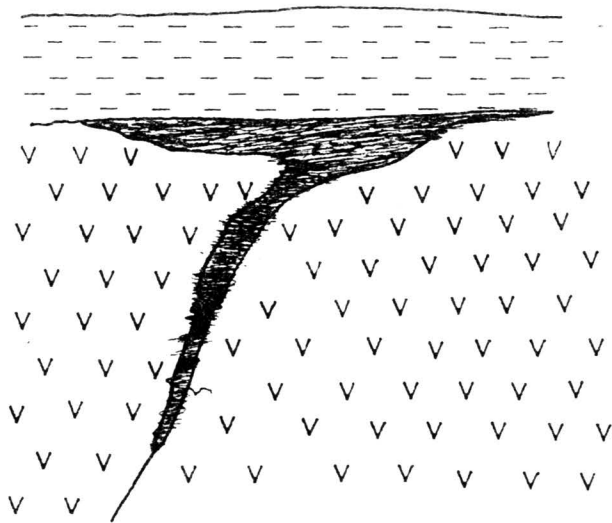


Fig 10 ZONA DE MINEREU BOGAT DEZVOLTATA LA CONTACTUL DINTRE DOUA UNITATI PETROGRAFICE CU PERMEABILITATE CONTRASTANTA

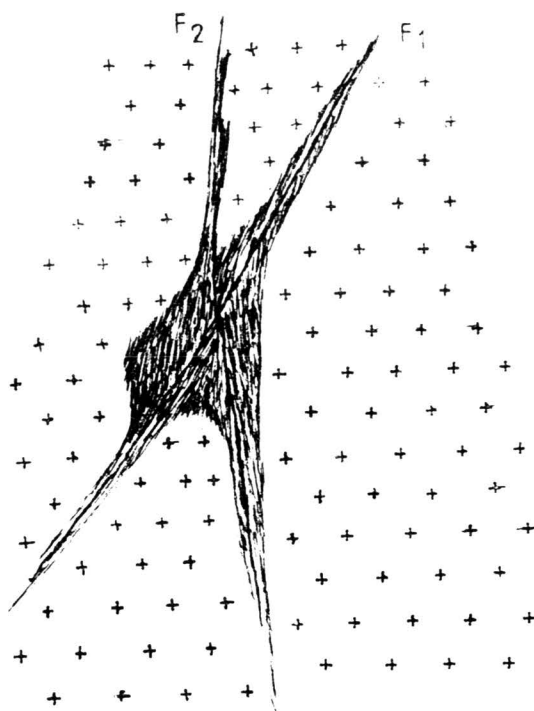


Fig.11 DEZVOLTAREA ZONEI DE MINEREU BOGAT LA INTERSECTIA A DOUA FILOANE

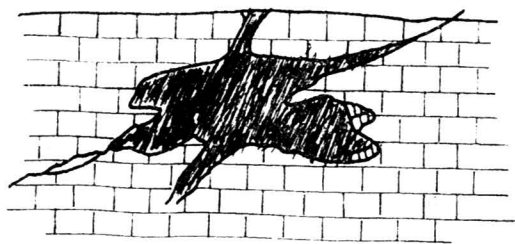


Fig 12 ZONA DE MINEREU BOGAT CA FILON CAMERA DEZVOLTATA IN CALCARE



CAPITOLUL III. STRUCTURA MINEREURILOR

Definirea notiunii de structura a minereului este complexa si foarte controversata. In general, majoritatea autorilor, cand prezinta diferitele caracteristici ale minereurilor se refera la compozitia lor mineralogica, la structura si la textura acestora. In literatura de limba engleza, termenul de structura a fost eliminat, pentru caracteristicile de forma, de dimensiune, aranjament spatial, etc., fiind utilizat numai termenul de textura (de la latinul texere = a tese, a urzi). Daca ne referim la notiunea de structura, pe care o consider cea mai adecvata pentru a fi folosita in limba romana, aceasta semnifica atat constitutia unui cristal cat si a unui ansamblu de cristale, a unui agregat.

Diversele lucrari, mai vechi sau mai noi, descriu o mare varietate de structuri ce sunt caracterizate mai ales din punct de vedere geometric. dar structura unui minereu depinde de o serie de factori precum spatiul (mai precis forma si viscozitatea) disponibil pentru formarea cristalelor, compozitia si concentratia topiturii sau solutiei mineralizante, temperatura, presiunea, etc. Din acest motiv se poate vorbi de o clasificare a structurilor avand la baza geometria cristalului sau agregatului de cristale sau geneza cristalului/agregatului. In marea lor majoritate structurile minereului sunt asemanatoare cu structurile rocilor magmatice, metamorfice sau sedimentare.

Dupa recunoasterea microscopica a mineralelor, interpretarea structurii minereurilor este importanta pentru ca ea furnizeaza date despre depunerea initiala a mineralelor in minereuri, reechilibrarea lor post-depozitionala, metamorfism, deformare, grad de alterare. Daca acestea au insemnatate pentru definirea conditiilor de formare a minereurilor si a evolutiei lor ulterioare nu este mai putin adevarata semnificatia lor practica. Cunoasterea tipurilor de structura este utilizata la elaborarea schemelor de macinare-dezasociere si de separare a mineralelor din minereuri.

Prezentarea structurilor minereurilor dupa criteriile omogene este dificila si la gradul actual de cunoastere, practic imposibila. Din acest motiv, criteriul geometric, cel care se refera la forma, dimensiuni absolute si relative, etc. va fi abandonat, considerand ca o astfel de clasificare a structurilor este bine cunoscuta de la cursul de "Petrologie" si prezentarea ce urmeaza va fi facuta avand la baza procesul sau procesele ce genereaza diferitele tipuri de structuri. Am ales aceasta cale pentru a usura intelegerea caracteristicilor diferitelor tipuri de minereuri ce vor fi prezentate in capitolul urmator.

Structuri formate prin cristalizare din topituri

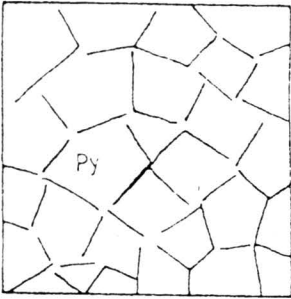
În timpul cristalizării unei topituri magmatice structurile care se formează depind de: specia minerală care cristalizează, gradul la care a ajuns cristalizarea magmei, abundența fazelor ce cristalizează, rata de răcire, etc.

Stadiile timpurii ale magmei, când topitura este în totalitate fluidă reprezintă un mediu foarte bun pentru creșterea neobstrucționată a cristalelor. În aceste momente apar structurile euhedrale care caracterizează minereurile de cromit, magnetit, ilmenit. Alături de ele sunt prezente structurile subeuhedrale, în care cristalele cu contur geometric alternează cu cristale cu fețe neregulate sau cristale cu contur parțial geometric, parțial neregulat. În cazul în care mineralele oxidice cristalizează primele ele, sunt corodate de fazele silicatică ulterioare, rezultând structurile anhedrale. Acum, mineralele sunt marginite în totalitate de fețe neregulate. La corpurile de minereu bogate în oxizi, cristalele individuale sunt în general subhedrale la anhedrale, datorită fenomenului de interferență mutuală. Aceste cristale, uneori aproape rotunjite arată o triplă joncțiune cu unghiuri de echilibru de 120° . Această valoare are semnificația creșterii cristalelor dintr-o mulțime de germeni uniform distribuiți în topitura în timpul unei perioade lungi în care răcirea magmei s-a desfășurat foarte lent. Opuș acestui fenomen este răcirea foarte rapidă care determină apariția structurilor scheletice. În minereurile de origine magmatică sunt frecvente cristalele scheletice de oxizi în silicați. Apariția cristalelor scheletice se datorează creșterii foarte rapide de-a lungul axelor cristalografice preferate, dacă topitura care se răcește devine saturată cu faza oxidică.

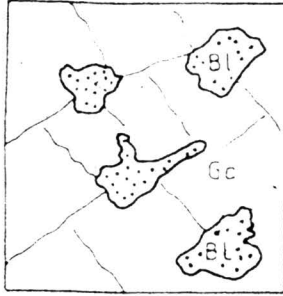
În cazul în care există topituri de sulfuri-silicați sau oxizi-silicați, separarea sulfurilor sau oxizilor se realizează prin imiscibilitate, mineralele metalice cristalizând mai târziu decât silicații, cu tendința de a apărea în interstițiile silicaților. De notat este magnetitul care apare înaintea majorității sulfurilor sub forma unor cristale subhedrale.

Atât minereurile de oxizi cât și cele de sulfuri pot prezenta cristale sau cuiburi de minerale metalice cu dimensiuni reduse dispersate între fazele silicatică. Sunt așa numitele structuri diseminate. În cazul în care agregatele de minerale metalice au forme sferoidale, uneori ușor alungite și dimensiuni de ordinul câtorva milimetri până la centimetri, prinse în masa silicaților apar structurile nodulare ce caracterizează în special minereurile de cromit. Tot la minereurile de cromit, în unele cazuri, mineralele metalice sunt așezate în siruri sau benzi cu contur neregulat, cu dimensiuni variabile, alternând cu minerale silicatică, având ca rezultat structurile în șir. Atunci când raportul dintre mineralele metalice și cele silicatică este dominant în favoarea celor dintâi rezultă structura compactă.

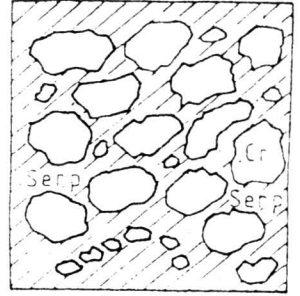
STRUCTURI FORMATE PRIN CRISTALIZARE DIN TOPITURI



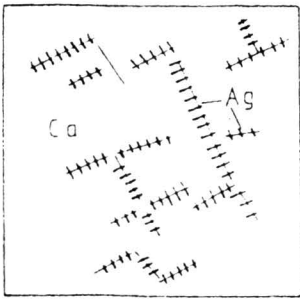
Structuri euhedrale



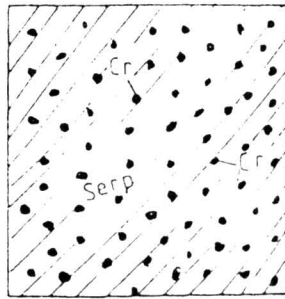
Structuri subhedrale



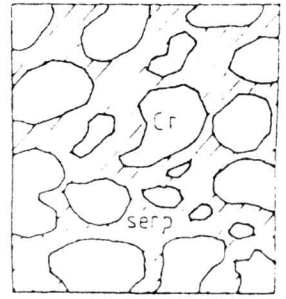
Structuri anhedrale



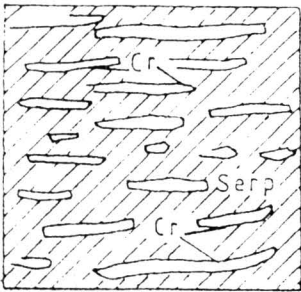
Structuri scheletice



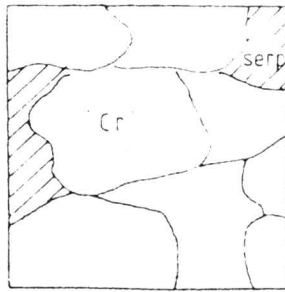
Structuri diseminate



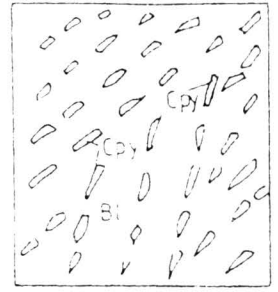
Structuri nodulare



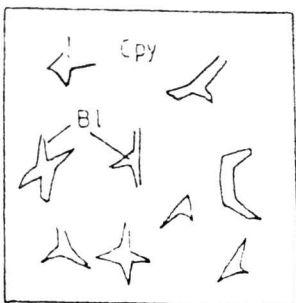
Structuri in slițe



Structuri compacte



Structuri de exsoluție
(A)



Structuri de exoluție
(B)

LEGENDA

Py - pirită	Ag - argint
Ga - galena	Ca - calcit
Bl - blenda	Cpy - calcopirită
Cr - cromit	serp - serpentina

La minereurile de oxizi si in cele de sulfuri sunt frecvente *structurile de exsolutie*. Astfel de structuri rezulta prin difuzia elementelor, prin procese de nucleere si de crestere a fazei exsolvite in faza gazda. In general, in timpul racirii magmei, solutiile solide monosulfurice sau monoxidice incep sa se descompuna. Retelele de atomi de S sau de O raman relativ intacte, in timp ce atomii metalelor mai mobile difuzeaza. In cazul in care exista o similitudine intre structura cristalului si natura legaturilor din faza exsolvita din gazda apare posibilitatea ca ambele faze sa poata imparti un plan comun de atomi. Acest lucru va determina un control cristalografic puternic asupra modelului de exsolutie. In felul acesta, pentlanditul este exsolvit ca flacari in pirotina gazda. In acest tip de exolutie coerenta, planele (111), (110) si (112) de pentlandit sunt paralele cu (001),(110) si (100) ale pirotinei. Un alt tip de exsolutie coerenta este exsolutia de hematit in ilmenit. Pe langa exolutiile formate prin descompunerea solutiilor solide sunt si *structuri de exolutie prin oxido-reducere*.

Structuri formate prin precipitare in spatii deschise

Mineralele formate in spatii deschise prin precipitare din fluide saturate prezinta cristale bine dezvoltate. In general, structurile rezultate variaza de la cele care arata cristale izolate, uneori bine dezvoltate, la depuneri ritmice de minerale opace si transparente, paralele cu peretii golului.

In unele situatii mineralele metalice precipita in porii rocii sau de-a lungul unor fisuri foarte fine dand nastere *structurilor de impregnatie*, ce caracterizeaza indeosebi zacamintele tip "porphyry"

Dar cele mai des intalnite structuri formate prin precipitare sunt *structurile rubanate*. Acestea apar prin depuneri ritmice de diferite specii minerale, prin alternanta de minerale avand culori diferite, alternante de minerale cu dimensiuni diferite sau benzi cu continut diferit in elemente minore.

Astfel, in zacamintele de tip "Mississippi Valley", studiul prin catodoluminiscenta al blendei pune in evidenta o alternanta de benzi de culori diferite, care poate fi corelata cu continutul in fier (Barton et al., 1977). Aceste structuri rubanate la nivelul cristalelor de blenda indica diferite fluide mineralizatoare, diferite conditii de depunere sau ambele ipoteze, iar recunoasterea zonelor de crestere similare sau secvente de zone permite corelatii de-a lungul unui filon sau chiar district metalifer.

La nivelul agregatelor minerale sau la scara unui filon benzile de compozitii minerale diferite se pot dispune paralel formand structuri rubanate paralel sau concentric generand

structuri rubanate concentric. In cazul in care dispozitia benzilor este simetrica fata de axul golului se definesc *structurile rubanate simetric*. Lipsa unei benzi sau dezvoltarea ei inegala conduce la aparitia *structurilor rubanate asimetric*. Astfel de structuri, frecvente la minereurile hidrotermale duc la aprecieri asupra succesiunii de formare si asupra paragenzelor minerale. Depunerea benzilor minerale se face de la peretii golului catre axul sau.

Daca peretii golului in care are loc precipitarea prezinta multe neregularitati care sunt "mulate" de benzile minerale rezulta *structura gofrata* (variante a structurii rubanate). Astfel de structuri sunt caracteristice in special minereurilor hidrotermale aurifere.

Umplutura unor spatii se obtine uneori prin cresterea unor cristale de cuarț perpendicular pe peretii golului. Rezultatul este *structura in pieptene*.

Uneori, umplerea unui gol cu minerale depuse din solutiile hidrotermale nu este completa. Cristalele au posibilitatea sa se dezvolte, si in cele mai multe cazuri sunt euhedrale. Acestea sunt definite ca fiind *structuri in geoda*. Ele sunt frecvente la minereurile hidrotermale formate in apropierea suprafetei, dar si la pegmatite. Minereurile care prezinta astfel de structuri nu sunt valoroase economic, dar au o mare valoare estetica, ele fiind tipul cel mai frecvent intalnit in muzee si in colectii.

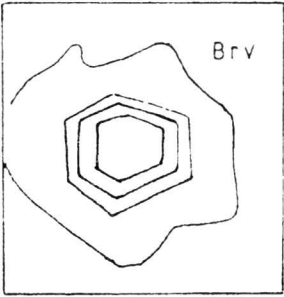
Structurile brecioase apar la minereurile la care fragmente colturoase de roca sau de minereu mai vechi sunt usor deplasate de la locul lor de origine si cimentate de generatii ulterioare de minerale opace sau transparente. Prezenta unor astfel de structuri arata cel putin doua faze de mineralizare, separate intre ele printr-o miscare tectonica ce redeschide corpuri de minereu deja consolidate.

Structurile in cocarde, asemanatoare cu cele brecioase sunt constituite din fragmente de roca sau minereu mai vechi, conturate de benzi subtiri de minerale opace sau transparente dintr-o generatie ulterioara, tot agregatul fiind cimentat de minerale mai noi.

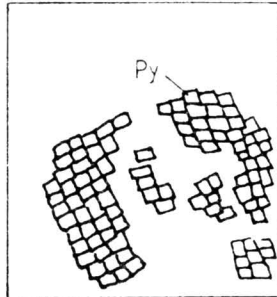
Unele minereuri formate in conditii supergene si mai rar hipogene prezinta *structuri colomorfe*. Morfologic, acestea au aspecte diferite: *mamelonar*, *reniform*, *stalactitic*, etc. Suprafetele acestor formatiuni au luciu puternic datorita tensiunii superficiale, iar intr-o sectiune arata precipitari ritmice in benzi subtiri, dispuse unele peste altele. Astfel de structuri apar la minereurile de hidroxizi de fier, aluminiu, mangan, carbonati de cupru, uraniu, etc.

La nivelul granulelor minerale pot fi deosebite *structurile zonare*, ce constau in cresteri concentrice, in care diferitele zone se deosebesc intre ele prin continutul in elemente minore fapt reflectat in proprietatile optice ale mineralului.

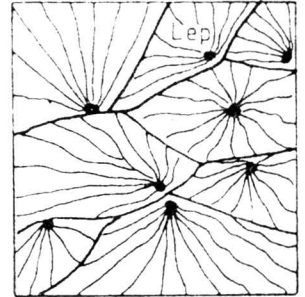
STRUCTURI FORMATE PRIN PRECIPITARE IN SPAȚII DESCHISE



Structuri zonare



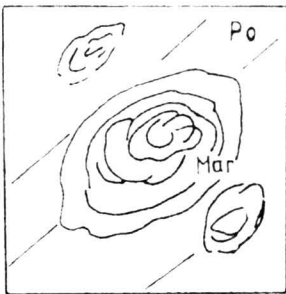
Structuri framboïdale



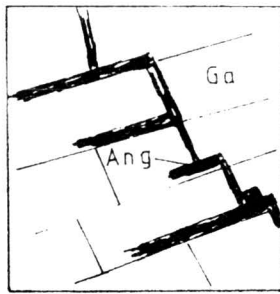
Structuri radiare

Py - pirită ; Q - cuarț ; Bl - blendă ; Ga - galenă ; Cpy - calcopirita ;
Ca - calcit ; Psi - psilomelan ; Gt - goethit ; Brv - bravoit ; Lep - lepidocrocit ;
Po - pirotină ; Mar - marcasită ; Ang - anglezit

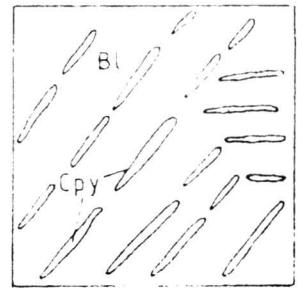
STRUCTURI FORMATE PRIN SUBSTITUȚIE ȘI ALTERARE



Structuri în „ochi de pasăre”

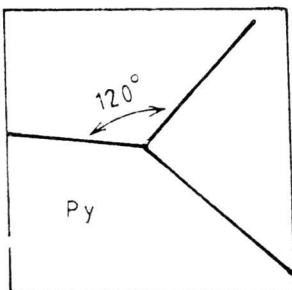


Structuri de substituție
pe clivaj



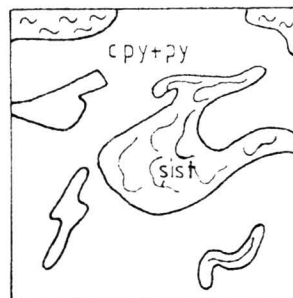
Structuri de pseudoexsoluție

STRUCTURI FORMATE PRIN RECRISTALIZARE



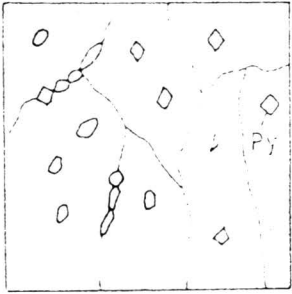
Structuri de recristalizare
la pirită

STRUCTURI FORMATE PRIN DEFORMARE

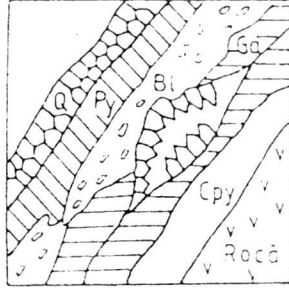


Structuri durchbewegung

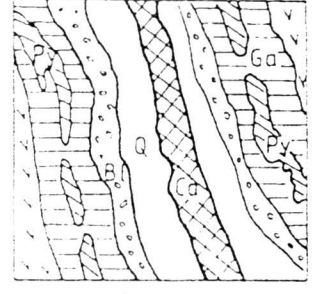
STRUCTURI FORMATE PRIN PRECIPITARE IN SPAȚII DESCHISE



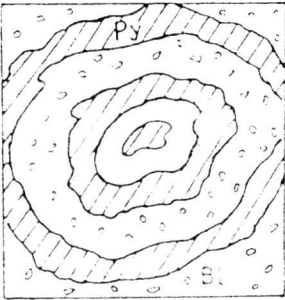
Structuri de impregnație



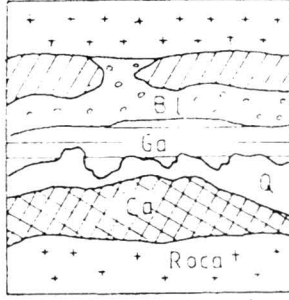
Structuri rubanate



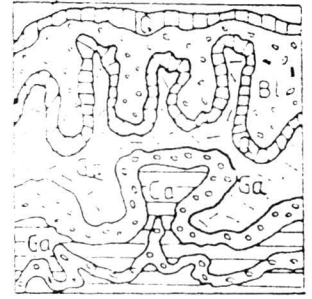
Structuri rubanate



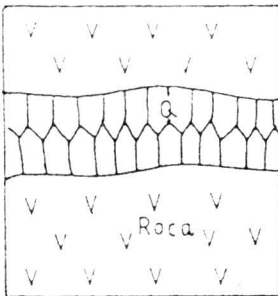
Structuri rubanate concentrice



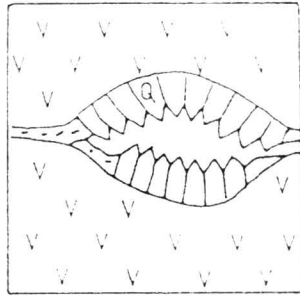
Structuri rubanate asimetric



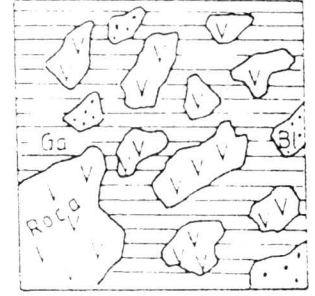
Structuri gofrate



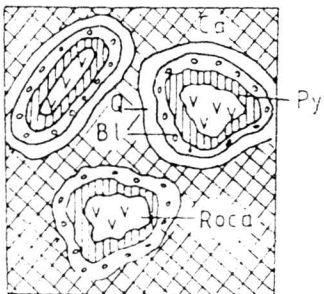
Structuri în pieptene



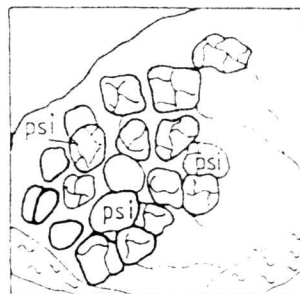
Structuri în găoacă



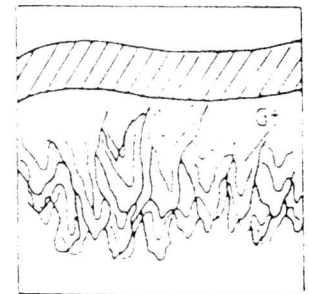
Structuri brecciase



Structuri în cocarde



Structuri colomorfie mamelonare



Structuri colomorfie stalactice

La minereurile de hidroxizi de fier si mangan (cu goethit, lepidocrocit, piroluzit, romanechit, etc.) apar *structuri de supracrestere concentrica, structuri radiare*, etc.

In rocile sedimentare sunt remarcate piritele cu *structuri framboidale*. Acestea constau, in general, din concentratii sferice de cristale individuale marunte. Formarea acestor framboide este neclara, dar ele par a se forma prin precipitare in pori in timpul sau dupa diageneza sedimentului.

Structuri formate prin substitutie si alterare

Procesele de substitutie a unui mineral prin alt mineral se desfasoara pe un larg interval de conditii, ceea ce determina aparitia unei largi varietati de structuri. Reactiile de substitutie au loc intre fluide de temperatura ridicata, de origine magmatica si minerale deja cristalizate, dar si prin implicarea unor fluide de temperatura scazuta, in conditiile suprafetei, ceea ce in mod comun numim procese de alterare. Substitutia, atat la temperaturi ridicate cat si la scazute, este o reactie de suprafata. Produsele ei se recunosc sub forma unor ritmuri mai mult sau mai putin complete de faze minerale secundare, dezvoltate pe marginile granulelor sau pe fisurile acestora.

Bine reprezentate sunt astfel de structuri in sistemul Cu-Fe-S. In timpul reactiilor de substitutie, atomii de S care sunt mai rigizi si au stabilitate mai mare raman intacti, in timp ce atomii metalelor, cu dimensiuni mai mici sunt usor mobilizati. Procesele initiale de alterare pun in miscare intai atomii cei mai mobili (Fe) astfel incat fazele secundare nou create sunt mult mai bogate in Cu si S. Atomii de fier care pleaca primii dau nastere fie hidroxizilor (goethit sau lepidocrocit), fie in unele situatii, piritei. Pe marginile plajelor de calcopirita apare initial bornitul, apoi calcozina si spre exterior covelina, in cazul in care procesul de alterare se mentine o perioada mai lunga.

Un alt exemplu poate fi observat la pirotina. Aici atomii de S nu pot fi mobilizati de fluide, datorita stabilitatii lor, in schimb atomii de Fe trec intr-o sulfura de fier bogata in sulf (pirita sau marcasita) ce substituie pirotina. In unele situatii, o structura tipica de substitutie la temperatura scazuta apare la pirotina hexagonala. Aceasta este substituata de pirotina monoclinica sub forma unor digitatii, pe fisuri, pe marginile granulelor sau ca flacari, iar pirita si marcasita se dezvoltă sub forma unor granule marunte sau dau *structuri in "ochi de pasare"*.

O structura intens controversata astazi este "exsolutia" de calcopirita in blenda. Conform datelor experimentale acest lucru este posibil daca are loc la temperaturi mai mari

de 500°C. La temperaturi sub aceasta valoare, blenda nu mai este capabila sa contina mai mult de 1% Cu, astfel ca nu poate fi justificata cantitatea mare de calcopirita ce apare ca false exsolutii. Pe aceste considerente se poate aprecia ca astfel de “exsolutii” se datoreaza unui proces de substitutie a blendei initiale purtatoare de fier de catre un agregat de calcopirita si blenda saraca in fier, ca urmare a interactiunii cu fluide mai tarzii purtatoare de cupru. Aceasta interpretare nu arata imposibilitatea existentei unor adevarate exsolutii de calcopirita in blenda. Dar ele au loc numai la temperaturi ridicate si deci, daca urmam aceasta interpretare, trebuie apreciat daca asociatia minerala si contextul in care apare minereul cu astfel de structuri o justifica.

Structuri formate prin recristalizare

Unele minereuri au suferit o perioada mai indelungata de incalzire la temperatura ridicata, altele au trecut printr-o racire lenta. In astfel de situatii apar *structurile de annealing*, termen din literatura engleza ce semnifica o crestere a marimii granulelor si dezvoltarea aproape egala a acestora in procesele amintite mai sus.

O prima consecinta a acestor procese este reducerea energiei superficiale prin coalescenta mai multor granule mici in unele mai mari ceea ce determina cresterea granulatiei.

In unele minerale, dar in special la pirita, un puternic control cristalografic al cresterii, conduce la dezvoltarea cristalelor euhedrale, in special atunci cand matricea acestora este alcatuita din sulfuri relativ mai moi, precum pirotina, blenda sau calcopirita.

In timpul metamorfismului, granule disperse de calcopirita in blenda pot difuza de la interiorul granulelor de blenda si sa genereze benzi subtiri pe marginile granulelor. La majoritatea acestor tipuri de structuri de recristalizare se remarca existenta unor unghiuri cu diferite valori care pentru diferitele agregate monominerale sau poliminerale arata o minimalizare a energiei superficiale si deci atingerea unor conditii de echilibru. Astfel, la agregatele monominerale, valoarea unghiului de contact este 120°, la cele galena-blenda este 103°-104°, iar la perechea calcopirita-blenda de 107°-108°.

Structuri formate prin deformare

In multe situatii minereurile arata fenomene de deformare mai slaba sau mai intensa. Structuri generate de deformare pot fi recunoscute la nivel de mineral sau la nivel de agregate

minerale, de la aparitia maclelor de deformare la completa brecifiere a unui mineral. Structurile nou formate, in urma deformarii sunt dependente de tipul general de deformare, temperatura din momentul deformarii, compozitia mineralogica a minereului ca si istoria post-depozitionala a lui.

Sunt recunoscute doua tendinte de comportare a mineralelor in procesele de deformare, functie de duritatea lor. Unele minerale, precum pirita, arsenopirita, magnetitul, etc, au comportare casanta si pe seama lor se formeaza structurile cataclastice. Alte minerale, precum blenda, calcopirita, galena, etc, se comporta plastic si "cimenteaza" mineralele dure sau patrund pe fisurile acestora. In marea lor majoritate minereurile sunt polimetalice si din acest motiv arata diferite tipuri si diferite grade de deformare. La deformari foarte puternice, minereurile bogate in minerale casante (pirita) sunt caracterizate prin brecifieri extinse. In contrast, minereurile alcatuite din minerale mai plastice dau macle, lamele de presiune, kinkbands, etc.

Maclele pot sa apara prin crestere, inversie si deformare. Criteriile de separare (Ramdohr, 1969) sunt urmatoarele:

- a. Crestere: macle lamelare cu latime neomogena, prezente la unele granule, uneori puternic intretesute.
- b. Inversie: retele, forma de fus.
- c. Deformare: lamele subtiri, in mod obisnuit asociate cu zone de cataclazare si recristalizare incipienta. Uneori trec dintr-un granul in altul.

Alte aspecte care sa sugereze deformarea sunt observabile la limitele cristalelor, sau in interiorul lor. Astfel o serie de elemente structurale planare ca fetele cristalelor, maclele, lamelele de exsolutie, clivajele, etc. capata diferite grade de curbura.

Minereurile deformate contin adesea zone care au suferit o forfecare intensa. De-a lungul acestor zone mineralele componente ale minereului sunt puternic zdrobite, capatand o granulatie foarte fina, adesea usor recristalizate. In astfel de zone, apar slire de galena, sub forma unor plaje usor alungite.

Uneori minereurile compuse din minerale dure si minerale plastice supuse unei deformari intense arata urmatoarele aspecte: mineralele dure sunt complet cataclazate si prinse in masa de minerale plastice, alaturi de aspecte brecioase, neorientate, uneori implicand si fragmente de minerale nemetalice si chiar de roca. Aceasta deformare penetrativa a fost denumita *structura Durchbewegung*.

CAPITOLUL IV. PROCESE DE FORMARE A ZACAMINTELOR DE MINEREURI

Morfologia corpurilor de minereu, structura si compozitia mineralogica a minereurilor arata ca o gama foarte variata de procese contribuie la formarea zacamintelor. Deasemenea, o serie de procese postdepozitionale pot afecta corpurile de minereu, imprimandu-le o serie de trasaturi care sa simplifice, sau in cele mai multe cazuri sa complice interpretarile privind geneza zacamintelor. Exista si posibilitatea ca procese diferite sa conduca la aparitia unor trasaturi asemanatoare, astfel incat descifrarea genezei sau interpretarea ei sa sufere din cauza lipsei la un moment dat a unor instrumente care sa permita o apreciere corecta. Se cunosc in istoria acestei discipline geologice o serie de situatii cand zacamintele de un anumit tip au fost mutate dintr-o categorie genetica in alta pana cand au fost interpretate in mod corect.

Capitolul care urmeaza prezinta principalele teorii acceptate astazi privind geneza zacamintelor. Ele cuprind procese endogene, din domeniul magmatic si metamorfic, procese exogene, cele care actioneaza la suprafata, dar si procesele de la limita endogen - exogen, cele prin care explicam formarea sulfurilor masive, avand ea model ceea ce se intampla pe fundul oceanelor. Vom incerca sa redam aceste procese intr-un sens evolutiv, plecand de la ceea ce se intampla in mantaua superioara sau in crusta inferioara, trecand prin acele procese care distrug sau dimpotriva ce genereaza zacaminte epigenetice, pana la acele procese ce concentreaza prin mobilizare sau remobilizare, transport si depunere.

Nu toate teoriile genetice vor fi prezentate cu aceeasi extindere, unele detalieri fiind necesare pentru intelegerea studiilor de caz din capitolele urmatoare, si deci vor fi tratate preferential, acolo unde este cazul.

IV.1. Procese magmatice

Acestea cuprind acele procese petrogenetice prin care apar rocile plutonice si rocile vulcanice. Minereurile formate in aceasta etapa de evolutie urmeaza aceleasi cai ca rocile in care sunt gazduite, fiind parte integranta a corpurilor geologice de roci. Ceea ce le deosebeste este compozitia lor care le confera o utilitate practica. Zacamintele formate prin procese magmatice sunt exploatate fie pentru utilizarea ca atare sau dupa o prelucrare nesemnificativa

a componentelor lor sau pentru diferite substante nemetalifere, sau pietre pretioase. Ce trebuie remarcat inca de la inceput este faptul ca zacamintele metalifere ale acestei etape sunt asociate magmelor primare provenite prin topirea partiala a mantalei. Conditiiile termobarice de formare a zacamintelor magmatice sunt foarte largi, cele mai extinse din cate cunoastem pana acum, de la campul de stabilitate al diamantului (1200° - 1600°C si presiuni corespunzatoare adancimii de aproape 300 km) pana la adancimi apropiate de suprafata si temperature de 200°C in cazul unor corpuri de sulfuri.

Segregarea magmatica.

Termenul de segregare magmatica se refera la zacamintele formate prin cristalizarea directa din magma. Zacamintele formate prin cristalizare fractionata sunt in mod obisnuit intalnite in roci plutonice, pe cand cele de licuatie au ea gazda atat roci plutonice cat si roci vulcanice.

Cristalizarea fractionata.

O magma cristalizeaza cand scade energia ei termica. Cristalizarea poate fi cauzata de schimbari in compozitie sau schimbari de presiune.

In stadiile timpurii ale cristalizarii magmatice se formeaza cristale mari care raman suspendate in masa lichidului. Functie de densitatea lor, ele pot flota sau pot cadea la baza camerei magmatice. Procesul se poate repeta de mai multe ori si astfel se formeaza secvente acumulative de cristale.

Acest proces, denumit *separare gravitationala* este un mecanism imperfect al cristalizarii fractionate. Cantitatea de cristale segregate in acest fel este in contact cu un volum de lichid interstitial cu care in mod obisnuit reactioneaza. Intr-un corp magmatic alcatuit dominant din cristale, lichidul interstitial poate fi "sters" la un moment dat, in afara spatiilor interstiale, prin miscarea compartimentelor camerei, proces denumit *filtrare sub presiune*.

In explicarea genezei unor corpuri de minereu, in special de oxizi, aceste fenomene sunt considerate ca fiind determinante.

Licuatie.

Licuatiea reprezinta o forma de manifestare a segregarii magmatice si rezulta prin imiscibilitatea a doua componente lichide. Pentru o vizualizare a fenomenului, sa ne

imaginam modul in care se separa picaturile de ulei de apa. In acelasi mod, dintr-o topitura magmatica initial omogena, bi sau policomponenta, pe anumite intervale de temperatura si/sau presiune, se segrega un lichid silicatic si unul de sulfuri care devin imiscibile. Procesul acesta de separare a doua lichide cu chimism si densitati diferite, dintr-un lichid initial omogen, prin variatii termice si/sau barice poarta numele de *licuatie*.

Topitura de sulfuri formeaza picaturi mici in stare de emulsic in lichidul silicatic. Acestea, datorita densitatii lor mai mari au tendinta sa coboare catre baza rezervorului magmatic. Ele pot deveni coalescente, iar, in unele situatii, pot forma corpuri compacte sub masa silicatica.

Fizic, procesul de licuatie poate fi explicat astfel: suntem in prezenta unui lichid bicomponent care este alcatuit dintr-un component silicatic si un component sulfuric. La temperatura T_0 , compozitia initiala a lichidului este x_0 . Acest lichid ramane omogen pana la temperatura T_1 , cand se separa in cele doua componente elementale. Chimismul acestora se modifica cu temperatura in sensul aratat de sageti in fig. 13.

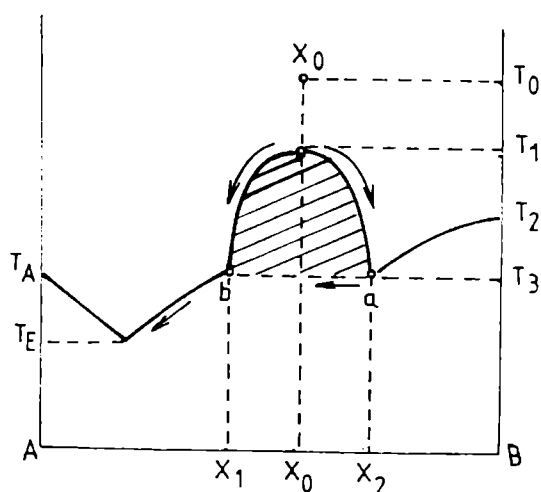


Fig.13. DIAGRAMA DE LICUATIE

T_1-T_3 Interval termic de licuatie
 x_1-x_2 Interval chimic de licuatie
 Zona hașurată este lacuna de imiscibilitate

La temperatura T_3 cele doua lichide vor avea compozitiile x_1 si x_2 . La aceasta temperatura se atinge contrastul chimic dintre cele doua lichide. Intervalul termic ($T_1 - T_3$) si intervalul chimic ($x_1 - x_3$) de licuatie formeaza *lacuna de imiscibilitate*.

Cand este atinsa temperatura T_3 incepe cristalizarea componentului B. In acest caz sistemul are trei faze in echilibru: lichidul cu compozitia x_2 , cel cu chimism x_1 si faza solida B. Din acest motiv, sistemul devine invariant si temperatura nu poate scadea pana cand nu dispare una din cele trei faze. Faza care va disparea treptat va fi lichidul "a", a carui

compozitie este x_1 deoarece pe seama lui se formeaza cristalele componentului B. Pe masura avansarii cristalizarii, compozitia lichidului "a" se apropie de cea a lui "b", ajungandu-se la omogenizarea fazei lichide. Prin scaderea in continuare a temperaturii, urmeaza cristalizarea lui A pe seama lichidului "b", pana la temperatura de eutectic (T_E), cand faza lichida dispare integral.

Componentul principal al "picaturilor" de sulfuri si al corpurilor de sulfuri este pirotina. Ea este insotita de calcopirita si pentlandit, si in unele situatii de platinoide.

Temperatura de incepere a cristalizarii si de solidificare finala a minereului de sulfuri este importanta pentru a aprecia cat de departe se poate deplasa topitura de sulfuri fata de intruziunea gazda si de ce ar putea fi mobilizata ca un lichid in timpul metamorfismului de grad inalt. Desi nu sunt informatii de detaliu asupra temperaturii liquidus, majoritatea minereurilor incep sa cristalizeze la temperaturi cuprinse intre $1160^\circ - 1120^\circ\text{C}$. Pentru ca minereurile, asemenea magmelor silicaticе, se pot misca la fel ca un amestec de cristale si lichid, temperatura solidus a unui minereu poate aproxima cu temperatura minima pentru mobilizarea sa in stare partial lichida. Studiile experimentale au aratat ca temperatura de solidificare variaza cu continutul in Fe al pirotinei. Aproape toate minereurile de pirotina contin intre 62,5 si 60,5% Fe, ceea ce ne face sa consideram temperatura solidus intre $1010^\circ - 1050^\circ\text{C}$.

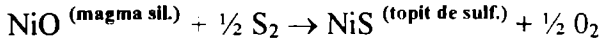
Pentru a intelege de ce numai anumite tipuri de minereuri, cu o anumita compozitie se formeaza prin licuatie, trebuie sa conturam doua probleme:

1. Sursa metalelor.
2. Sursa sulfului.

Sursa metalelor. Principalele metale pe care le gasim in minereurile de sulfuri formate prin licuatie sunt Fe, Cu, Ni. Ele sunt asociate cu roci bazice si ultrabazice. Este evident ca metalele mentionate mai sus sunt la continuturi ridicate in astfel de roci. Intrebarea pe care o punem este de ce clementele calcofile se unesc cu sulful pentru a genera sulfuri si nu intra in retea silicaticilor? Raspunsul poate fi dat in legatura cu partitia elementelor calcofile intre topiturile de sulfuri si magmele silicaticе. Astfel, coeficientul de partitie Nernst (D) pentru un metal "n" poate fi definit astfel:

$$D \text{ (topit. de sulfuri / topit. silice)} = \frac{\% \text{ metal "n" in topitura de sulfuri}}{\% \text{ metal "n" in topitura de silicati}}$$

In cazul Fe, Ni, Cu si Co se considera ca ele sunt legate de oxigen in magmele silicaticice si de sulf in topitura de sulfuri. Luand Ni, de exemplu, in discutie putem considera urmatoarea relatie:



Constanta de echilibru pentru aceasta reactie este:

$$K = \frac{\alpha_{\text{NiS}}}{\alpha_{\text{NiO}}} \cdot \frac{f_{\text{O}_2}^{1/2}}{f_{\text{S}_2}^{1/2}} = \frac{\gamma_{\text{NiS}} \times N_{\text{NiS}}}{\gamma_{\text{NiO}} \times N_{\text{NiO}}} \cdot \frac{f_{\text{O}_2}^{1/2}}{f_{\text{S}_2}^{1/2}}$$

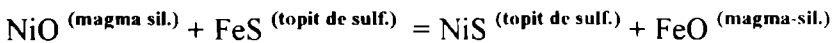
unde: α = activitatea

γ = coeficient de activitate

N = fractii molale

f = fugacitate

Comparand ecuatiile prezentate mai sus ne asteptam ca D (topit de sulfuri / topit silice) pentru Ni, Cu, Fe, si Co sa fie functie de f_{O_2} si f_{S_2} , de temperatura si presiune si de compozitia fazelor in discutie. Reactiile prezentate mai sus pot fi combinate pentru a da reactii de schimb de tipul:



Constanta de echilibru pentru aceasta reactie este:

$$K = \frac{\alpha_{\text{NiS}} \times \alpha_{\text{FeO}}}{\alpha_{\text{NiO}} \times \alpha_{\text{FeS}}} = \frac{\gamma_{\text{NiS}} \times \gamma_{\text{NiO}}}{\gamma_{\text{NiO}} \times \gamma_{\text{FeO}}} \cdot \frac{N_{\text{NiS}} \times N_{\text{FeO}}}{N_{\text{NiO}} \times N_{\text{FeS}}}$$

Dupa cum se vede, constanta de echilibru a acestei reactii este independenta de f_{O_2} sau f_{S_2} , desi acestea afecteaza activitatea componentelor ce reactioneaza. Astfel de reactii de schimb pot explica atractia metalelor calcofile din combinatiile lor oxigenate si formarea sulfurilor.

Sursa sulfurului. Magmele bazice si ultrabazice generate prin topirea partiala in manta pot avea sulf chiar din momentul formarii lor sau il pot capata mai tarziu, prin asimilare. In ambele cazuri, se poate pune aceiasi intrebare: care este solubilitatea sulfurului in magma? A cunoaste raspunsul la aceasta intrebare este important in a intelege cum se formeaza zacamintele magmatice cu sulfuri si pentru a evalua potentialul corpurilor de roci magmatice ca gazda pentru astfel de zacaminte. Datele experimentale in sistemul Fe-S-SiO₂ (Mc Lean, 1969) arata ca intr-o topitura silicatica, in echilibru cu un lichid bogat in sulf, care s-a separat de lichidul silicatic, continutul in sulf descreste odata cu cresterea continutului de oxigen al

sistemului. Aceasta se datoreste faptului ca sulful se dizolva prin inlaturarea oxigenului legat cu Fe^{2+} : $FeO_{(topit.)} + \frac{1}{2} FeS_{(in\ topit.)} + \frac{1}{2} O_2$.

In felul acesta, oxigenul eliberat face sa creasca cantitatea de Fe^{3+} pe seama Fe^{2+} . Alte studii experimentale au subliniat aceasta relatie si au intarit-o in sensul demonstrarii unei corelatii intre sulf si FeO si intr-o masura mai mica cu TiO_2 . Deasemenea, continutul in sulf creste cu continutul in FeO si cu temperatura si scade cu presiunea.

In general, solubilitatea sulfurului in topituri creste usor odata cu cresterea presiunii pana la 15 Kb, dar dupa aceasta valoare incepe sa descreasca progresiv cu cresterea presiunii.

In momentul in care magma devine saturata in sulfuri, acestea devin imiscibile cu topitura de silicati si pot aparea doua situatii:

A. Sulfurile imiscibile in echilibru cu topitura de silicati se depun si se acumuleaza pe substrat intr-o singura etapa, dupa care magma incepe sa cristalizeze olivina. Daca o cantitate mare de sulfuri se formeaza, atunci cea mai mare parte din cantitatea de Ni din magma este prinsa in sulfura. Lucrul acesta este important in geologia aplicata, pentru ca rocile in care a avut loc un astfel de proces au un continut scazut in acest element si sunt semnificative pentru cautarea corpurilor potentiale de minereu.

B. Sulfurile imiscibile apar sub forma unor picaturi mici in topitura de silicati si incep sa se depuna. Dar lichidul silicatic este inca saturat in sulfuri si daca o mica cantitate de olivina cristalizeaza, creste concentratia in sulfuri a lichidului ramas, ceea ce determina ca imediat sa cristalizeze alte sulfuri (Naldrett, 1989).

In opinia lui Naldrett et al. (1984), in formarea unui zacament magmatic de sulfuri, momentul in care are loc licuatia este semnificativ. Astfel, daca licuatia are loc prea devreme, sulfurile imiscibile ies din topitura silicatica in mantaua superioara sau in crusta inferioara. Daca licuatia se petrece prea tarziu, atunci, datorita faptului ca exista o perioada de maxim in cristalizarea silicatilor, acestea vor dilua minereul de sulfuri.

Exista mai multe cauze care amorseaza procesul de licuatie:

- a. Racirea;
- b. Cresterea continutului in silice prin asimilare;
- c. Saturarea in sulf prin asimilare;
- d. Amestecul magmelor.

Minereurile de sulfuri formate prin licuatie prezinta o serie de structuri, de la cea diseminata la cea masiva. Picaturile de sulfuri imiscibile, daca sunt in cantitate redusa, raman suspendate intre silicati si dau structura diseminata. In cantitate mai mare ele se pot acumula si sa formeze corpuri masive de sulfuri. Uneori, acestea sunt acoperite de un minereu mai

sarac, sub forma unor vinisoare de sulfuri, intre care se gasesc silicati (olivina). Peste aceasta zona urmeaza o alta si mai saraca in sulfuri, dupa care se trece la rocile din acoperis (peridotite, gabbrouri, komatiite). Pentru a explica aceasta structural, Naldrett (1973) a propus urmatorul model intuitiv (modelul "bilelor de biliard"): intr-un vas se gasesc bile de biliard si apa, reprezentand olivina si lichidul silicatic interstitial. Se adauga mercur. Acesta, avand densitatea mai mare cade la partea inferioara a vasului si el reprezinta lichidul imiscibil de sulfuri. La fundul vasului el da nastere corpului de "sulfuri compacte". Bilele de biliard vor flota deasupra mercurului, dar, fiind impinse de greutatea celorlalte, se vor adanci in el. Asemnarea intre acest experiment empiric si ceea ce se intampla in natura este evidenta. Zona cu vinisoare de sulfuri este asemenea zonei in care bilele sunt adancite in mercur, iar cea care este reprezentata de bile, apa si putin mercur este cea de minereu sarac, dupa care urmeaza doar apa si bile, deci roca sterila de deasupra.

De remarcat este faptul ca nu numai minereurile de sulfuri se formeaza prin licuatie, dar si cele de oxizi de titan.

IV.2. Procese postmagmatice

Procesele postmagmatice sunt procesele care apar in domeniul subsolidus. In acest domeniu, caracterizat de un anumit interval termic si baric (fig. 14), topiturile de silicati, silicati si sulfuri sau silicati si oxizi nu mai sunt stabile. Aici este prezenta o faza fluida initial in stare supracritica, cu o compozitie dominata de existenta substantelor volatile: H_2O , CO_2 , H_2S , HCl , etc.

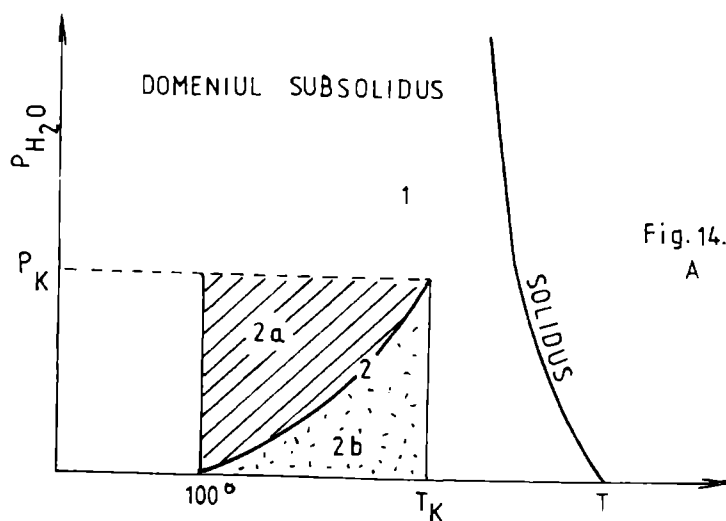


Fig.14.DELIMITAREA TERMOBARICA
A DOMENIULUI POSTMAGMATIC

1. Subdomeniul pnatolitic
2. Subdomeniul hidrotermal
- 2a. Apă lichidă
- 2b. Apă bazoasă

Cel mai important component al fazei fluide este apa. Ea prezinta la temperatura de 374°C asa numitul *punct critic*. Sub acest punct apa poate sa apara atat in stare gazoasa cat si in stare lichida putand trece dintr-o stare in alta. In functie de punctul critic al apei, domeniul subsolidus cuprinde doua subdomenii:

- a. Subdomeniul hidrotermal;
- b. Subdomeniul pneumatolitic.

Cele doua subdomenii se deosebesc prin starea in care se gaseste apa. In domeniul pneumatolitic apa se gaseste in stare supracritica, ea nefiind nici lichida nici gazoasa. In acest subdomeniu nu poate avea loc fenomenul de fierbere sau de condensare. In subdomeniul hidrotermal, apa se gaseste in stare lichida sau stare gazoasa.

Procesele postmagmatice sunt caracterizate de schimbari de compozitie si schimbari de structura atat in roci cat si in fluidele derivate din acestea. Daca fluidele si rocile formeaza un sistem inchis, transformarile ce au loc tind sa mentina un echilibru chimic intre fluid si faza solida care se realizeaza prin procese de dizolvare-precipitare si prin reactii chimice intre fazele solide si faza fluida.

Nu acelasi lucru se intampla daca fluidele rezultate au posibilitatea sa paraseasca camera magmatica, pe fracturi, fisuri sau migrand prin pori in rocile din vecinatate. In acest caz ele pot intalni si se pot amesteca in diferite proportii cu diferite tipuri de fluide meteorice, metamorfice, etc. Procesele care au loc acum sunt transferul de caldura de la fluid la rocile prin care circula reactii chimice cu acestea, precipitari in urma mixajului cu alte fluide, reactii de dizolvare.

Evolutia generala si trasatura caracteristica a domeniului subsolidus in care au loc procesele postmagmatice este indreptata catre racirea inceata a intregului sistem care poate fi realizata pe cai diferite.

O cale importanta prin care se realizeaza racirea sistemului si care este si un factor important in precipitarea componentilor este *fierberea retrograda*. In acest proces, apa initial supracritica in domeniul pneumatolitic intra in domeniul hidrotermal unde devine lichida sub actiunea presiunii si apoi trece in stare gazoasa tot sub actiunea presiunii (fig. 15).

Dupa cum se observa in aceasta figura, subdomeniul hidrotermal este impartit in doua sectoare, unul in care apa este in stare lichida si altul in care este gazoasa. Consideram ca faza fluida supracritica pleaca din domeniul pneumatolitic de la presiunea P_0 , carei ii corespunde T_0 . In momentul in care este atinsa $P_k < P_0$, la T_0 faza supracritica devine lichida. Pe masura

ce presiunea H_2O atinge valoarea P_f , la T_0 , apa trece in stare gazoasa si se realizeaza fierberea retrograda.

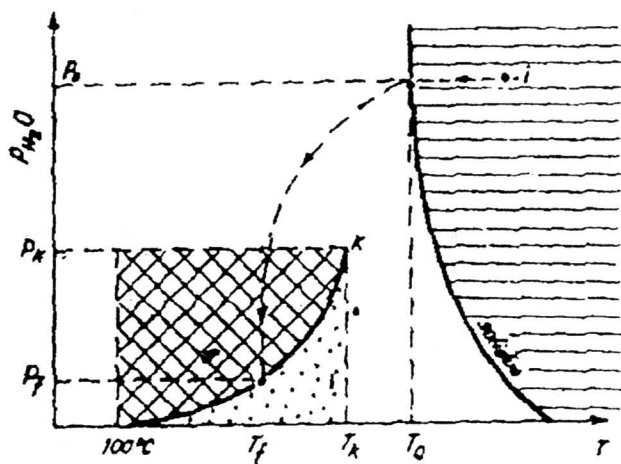


Fig.15. Diagrama de fierbere retrograda

Intre procesele postmagmatice, cele mai frecvente sunt urmatoarele:

- a. Precipitarea componentilor;
- b. Reactii minerale intre faza fluida si fazele solide (roci);
- c. Emanatii de fluide.

Procesele postmagmatice se refera deci la transformarile compositionale si de structura sub actiunea fluidelor supracritice sau apoase, care genereaza zacaminte hidrotermale si zacaminte asociate skarnelor.

IV.2.1. Procese hidrotermale

Corpurile de minereu din zacamintele hidrotermale sunt formate din solutii apoase fierbinti care au circulat sub suprafata Pamantului, in majoritatea cazurilor, dar care uneori au ajuns la suprafata in ceea ce astazi numim sisteme geotermale.

Mineralele care compun corpurile de minereuri hidrotermale s-au format prin depunere din solutii in cavitatile rocilor sau prin procese de substitutie. Morfologia corpurilor de minereu cea mai obisnuita este filonul, cu diversele lui variante. Dar, alaturi de filoane sunt intalnite si stockwork-urile si impregnatiile, ca si corpuri cu forma neregulata.

Evidenta existentei solutiilor hidrotermale are la baza datele si informatiile obtinute din studiul incluziunilor fluide din minerale componente ale corpurilor de minereu, din apele de mina, din forajele adanci si izvoarele fierbinti din sistemele geotermale actuale.

Temperatura solutiilor, apreciata pe baza temperaturii de omogenizare a fazei lichide si fazei gazoase din incluziunile fluide este considerata a acoperi intervalul 50° - 650°C. Solutiile hidrotermale sunt dominate de prezenta apei si in mod obisnuit au salinitati mai ridicate decat apa de mare. Din acest motiv ele sunt capabile sa poarte o serie variata de elemente si sa le depuna in anumite conditii. Larga varietate de produse hidrotermale, incepand cu metale native si terminand cu silicati (minerale cu compozitie chimica si structura mai complexa), demonstreaza complexitatea caracterelor fizico-chimice ale solutiilor hidrotermale ca si posibilitatea schimbarii rapide a caracterului lor functie de mediul pe care il strabat. Din acest motiv, este dificil de modelat in laborator evolutia fizico-chimica a solutiilor hidrotermale, de la formarea lor pana la depunerea componentilor.

Dimensiunile corpurilor de minereu ca si a zacamintelor hidrotermale sunt mici, comparativ cu structurile geologice in care se gasesc, in schimb sunt caracterizate de o bogatie de specii minerale si de structuri care reflecta conditiile fizico-chimice din momentul depunerii sau diferitelor momente de depunere din evolutia sistemului hidrotermal. Dar, desi speciile minerale sunt foarte variate, clasele de minerale sunt dominate de prezenta sulfurilor si a oxizilor, celelalte fiind mult subordonate. Lucrul acesta poate fi apreciat ca avand semnificatia implicarii restranse numai a unor procese chimice in generarea lor.

Pentru a intelege formarea corpurilor de minereu in zacamintele hidrotermale este necesar sa rezolvam urmatoarele trei probleme:

- A. Sursa solutiilor si a continutului lor;
- B. Modul de transport al componentilor;
- C. Depunerea componentilor.

A. Sursa solutiilor hidrotermale si a componentilor lor. Informatiile obtinute din incluziunile fluide, asociatiile minerale si studiul compozitiei izotopice a mineralelor carbonatice sau silicaticе, in principal, din corpurile de minereu hidrotermal. pun in evidenta implicarea mai multor tipuri de ape in generarea zacamintelor hidrotermale.

Acestea sunt:

- 1. Apa meteorica;
- 2. Apa de mare;
- 3. Apa conata;
- 4. Apa metamorfica;
- 5. Apa juvenila;
- 6. Apa magmatica.

Apa meteorica este apa de suprafață, care circula liberă și are posibilitatea de a patrunde adânc în interiorul crustei, în condiții hidrogeologice adecvate. Aici ea poate fi încălzită, devine chimic activă și capătă proprietățile unei soluții hidrotermale. Căldura necesară încălzirii este determinată fie de un gradient termic ridicat, la adâncimea la care patrunde apa meteorică, datorat căldurii interne a Pamântului, fie, în majoritatea cazurilor de prezența unor mase magmatice în ascensiune sau pe cale de consolidare.

Apa de mare are posibilitatea infiltrării prin crusta oceanică, în adâncime, unde asemenea apei meteorice se încălzește, devine chimic activă, este capabilă să transporte o serie de componente chimice și printr-un circuit convectiv să revină către suprafață, și în anumite condiții fizico-chimice să precipite elementele purtate.

Apa conată a fost inițial apă meteorică, dar a fost îngropată în sedimente și pentru un larg interval din timpul geologic a pierdut contactul cu atmosfera, timp în care a făcut schimb izotopic cu sedimentele în care a fost îngropată, schimbându-și complet caracterul inițial. Ea poate fi încălzită de mase magmatice în ascensiune și poate fi pusă în libertate prin deschiderea "capcanei" în care se găsește de către mișcările de afundare a bazinelor sedimentare.

Apa metamorfică rezultă prin reacții de deshidratare a rocilor din nivelele adânci ale crustei, în timpul metamorfismului prograd. Originea sa este legată de apa din porii rocilor și de cea din constituția mineralelor hidroxilate. În rocile sedimentare nemetamorfizate / ușor metamorfizate, apa poate fi în pori, capilare, filme fine sau constituțională și să ajungă până la mai mult de 30% din greutatea stivei de sedimente. În rocile puternic metamorfizate, cantitatea de apă este redusă foarte mult, la circa 1-2%. Deci pe măsură avansării metamorfismului, apa este eliberată. Cantitatea de apă pusă în libertate în cursul metamorfismului, poate fi calculată teoretic, pornind de la un volum de roca sedimentară, cu o anumită compoziție și cu o anumită cantitate de apă inițială supusă metamorfismului până în faciesul amfibolitelor cu almandin. Astfel, conform calculelor lui Saukov (1960), 1 km³ de roci sedimentare poate pune în libertate circa 100 mil.t de apă. Eliberarea apei din roci este funcție de temperatură, apa de pori fiind eliberată la temperaturi mai mici decât apa de constituție. Se înțelege că nu numai metamorfismul regional, ci și metamorfismul termic este responsabil de punerea în libertate a apei metamorfice.

Apa juvenilă este considerată apă provenită din manta prin procese de "devolatilizare". În opinia multor autori, ea este în categoria apei magmatice.

Apa magmatică se separă de topiturile magmatice în momentul în care acestea se răcesc și încep să cristalizeze. Pe măsură ce cristalizarea avansează, de la marginile corpului

catre interior, in topitura reziduala creste continutul in substante volatile (primele minerale care cristalizeaza sunt anhidre si chiar cele hidratate retin numai o mica cantitate de apa). Atunci cand $P_{H_2O} > P_{lit}$, se produce desprinderea solutiilor hidrotermale magmatice de corpul magmatic.

Datele experimentale au aratat continutul maxim de apa pe care il poate avea o magma. Acesta nu este mai mare de 10% din greutatea masei de magma. Denumirea de apa magmatica trebuie sa se aplice numai acelor fluide care isi pastreaza compozitia izotopica initiala. Aceasta inseamna ca ele trebuie sa aiba o ascensiune foarte rapida pentru a evita schimbul izotopic cu rocile pe care le penetreaza, pentru a evita deteriorarea / schimbarea compozitiei izotopice. Acest fapt este destul de putin probabil, pentru ca inevitabil fluidele desprinse dintr-o camera magmatica adanca petrec un timp pana la capatul drumului lor, in contact cu diferite tipuri de roci si au loc reactii de schimb izotopic.

Modalitatea de a afla originea apei din fluidele hidrotermale este determinarea compozitiei izotopice a oxigenului si hidrogenului. Dar interpretarea masuratorilor trebuie facuta cu circumspectie, deoarece compozitia izotopica obtinuta reflecta compozitia ultima a mineralului analizat sau a incluziunii fluide. Ori, in cazul apelor conate si metamorfice, care initial au putut sa fie ape meteorice, indelungul contact si reactiile de schimb cu rocile au favorizat modificarea compozitiei izotopice. Si atunci, fie ca obtinem un interval larg de valori, fie ca obtinem valori mixte. Deasemenea, valori mixte putem obtine si in cazul in care se produce un amestec de ape diferite. Este posibil ca zacaminte sau corpuri de minereu similare sa se formeze din fluide hidrotermale care au origini diferite. Multe zacaminte hidrotermale poarta semnatura a cel putin doua origini ale fluidelor generatoare. Cel putin in ultimele stadii de evolutie ale unui sistem hidrotermal este posibil ca produsele unei solutii cu origine magmatica sa se suprapuna, poate cu intensitate mai redusa produsele unor solutii cu origine meteorica. Fluidele cu origine meteorica pot contribui la redistribuirea componentilor anteriori, depusi de fluidele magmatice. Atragem deci atentia asupra posibilitatii ca in ultimele stadii postmagmatice, solutii cu origine meteorica sa schimbe, partial sau complet, compozitia izotopica a mineralizatiei.

In construirea modelelor noastre asupra originii unui zacamant trebuie sa apreciem daca sursa pe care o postulam a fost capabila sa elibereze cantitatea de apa necesara transportului tuturor componentilor minereului.

Sursa componentilor fluidelor hidrotermale poate fi diferita. Informatiile pe care le avem la indemana pentru a aprecia ce compozitie au avut solutiile mineralizatoare provin din studiul paragenetic si geochimic al mineralelor din corpurile de minereu, incluziunile fluide,

sistemele geotermale moderne, izvoarele fierbinți și forajele adânci. În tabelul 1 prezentăm câteva date comparative asupra compoziției soluțiilor din sistemele geotermale actuale.

Tabelul 1. Conținutul în unele elemente al soluțiilor hidrotermale actuale și fosile (Evans, 1993)

Element	Soluții actuale (ppm)			Soluții fosile (ppm)		
	1	2	3	4	5	6
Cl	155000	157000	158200	87000	46500	295000
Na	50400	76140	59500	40400	19700	152000
Ca	28000	19708	36400	8600	7500	4400
K	17500	409	538	3500	3700	67000
Mg	54	3080	1730	5600	570	-
B	390	-	-	<100	185	-
Br	120	526,5	870	-	-	-
F	15	-	-	-	-	-
NH ₄	409	-	39	-	-	-
HCO ₃ ⁻	>105	31,9	-	-	-	-
H ₂ S	16	0	-	-	-	-
SO ₄ ²⁻	5	309	310	1200	1600	11000
Fe	2290	14,0	298	-	-	8000
Mn	1400	46,5	-	450	690	-
Zn	540	3	300	10900	1330	-
Pb	102	9,2	80	-	-	-
Cu	8	1,4	-	9100	140	-

Legenda: 1 – Sistemul geotermal Salton Sea; 2 – Sistemul hidrotermal Cheleken (Rusia); 3 – Saramura dintr-un zăcământ de petrol, adâncimea 3350 m (Michigan); 4 – Incluziuni fluide în fluorina (Illinois); 5 – Incluziuni fluide în blenda, Creed (Colorado); 6 – Incluziuni fluide în zona centrală, Bingham (Utah).

Se observă prezența unor elemente majore ca: Na⁺, K⁺, Ca²⁺ și Cl⁻. Celelalte elemente se găsesc la conținuturi mai mici de 1000 ppm.

În ceea ce privește sursa componentelor, aceasta este dificil de apreciat, pentru că numai heliul, plumbul și strontiul prezintă izotopi stabili și radiogeni care pot fi folosiți în aprecierea sursei componentelor. Putine studii au fost efectuate asupra sursei elementelor din soluțiile hidrotermale utilizând heliul și strontiul. Însă izotopii plumbului au adus elemente importante privind existența unei/mai multor surse, existența unei surse adânci, în manta sau în crustă și posibilitatea remobilizării plumbului dintr-un mineral dintr-o secvență de depunere anterioară, cu formarea unui alt mineral într-o secvență ulterioară.

Datele de teren, de laborator și experimentale arată posibilitatea ca sursa componentelor soluțiilor hidrotermale să fie reprezentată fie de manta, de magme, fie de

oricare tip de roca, din care in anumite conditii fizico-chimice, elementele pot fi extrase si trecute in solutie. Dar aceasta nu inseamna ca roci cu concentratii ridicate in elemente metalice sunt neaparat sursa pentru componentii fluidelor hidrotermale. Experimental s-a demonstrat ca roci, initial cu continuturi scazute in metale, pot reprezenta sursa de componentii in cazul in care exista conditii fizico-chimice care sa permita mobilizarea acestora. Deci, pentru o roca sursa nu atat continutul in componentii este esential, cat conditiile in care se efectueaza extractia metalelor.

Studiile recente asupra compozitiei sistemelor geotermale moderne au demonstrat capacitatea acestora de a elibera cantitati insemnate de metale. Din acest motiv putem considera ca sistemele geotermale pot reprezenta un cadru geologic pentru formarea corpurilor de minereu hidrotermal. De aici se poate extrapola in trecutul geologic si considera ca multe zacaminte hidrotermale s-au dezvoltat in cadrul unor sisteme geotermale fosile.

Compozitia fluidelor termale la partea superioara a sistemelor geotermale este alterata si acestea ajung in conditii fizico-chimice adecvate precipitarii componentilor. Printre mineralele depuse sunt si multe din cele care intra in alcatuirea zacamintelor hidrotermale. Astfel, in precipitatele din Kamceatka si din Insulele Kurile au fost identificati compusi ai plumbului, zincului, cuprului, molibdenului, arsenului, etc. Izvoarele fierbinti de la Steamboat (Nevada SUA) depun precipitate silicioase cu continuturi apreciabile de sulfuri de mercur, antimoniu, arsen, cupru si plumb. In adancime a fost intalnit chiar un corp de minereu de cinabru.

In alte parti ale lumii, izvoarele fierbinti si sublimetele vulcanice contin Cu, Pb, Zn, Ni, Sb, Hg, As, Au, Ag, etc.

Fumarolele din Valea Celor Zece Mii de Fumuri (Alaska) elimina anual peste un milion de tone de HCl si depun magnetit, hematit, molibdenit, pirita, galena, blenda si covelina.

Pentru a ajunge la suprafata astfel de produse, fluidele care le transporta trebuie sa le extraga dintr-o sursa. Aceasta poate fi o magma in curs de cristalizare sau rocile penetrate de solutiile hidrotermale. Daca sursa este o magma, ea poate fi subcrustala si deci o sursa juvenila sau poate fi crustala, si atunci compozitia corpurilor de minereu este functie de compozitia chimica a rocilor care prin topire au generat magma. Din cauza relatiilor, cel putin spatiale, foarte stranse dintre rocile magmatice si zacamintele hidrotermale, se poate aprecia, cel putin pentru o parte din componentii ca provin dintr-o sursa magmatica. Astfel, pe masura ce cristalizarea unui corp de magma avanseaza, se formeaza o topitura reziduala care se

imbogateste in Pb, Zn si elemente incompatibile, care nu isi gasesc locul in reseaua mineralelor silicaticice (W^{6+} , Ta^{5+} , U^{4+} , Mo^{6+} , Cs^+ , Rb^+ , Li^+ , Be^{2+} , B^{3+} , P^{5+} , etc.), si care sufera o concentrare in lichidul rezidual. O parte din aceste elemente se acumuleaza ca minerale proprii in pegmatite, dupa care solutiile hidrotermale se desprind si le poarta la locul de depunere. Dar, corpul de magma in curs de consolidare nu trebuie privit numai ca sursa de componente ci si ca sursa de solutii hidrotermale si ca sursa de caldura. Daca prima si ultima postulare sunt adevarate, cea de-a doua necesita discutii, pentru ca se ivede o intrebare: Cata apa poate contine o magma si cum se gaseste ea in magma? Am spus mai devreme ca studiile experimentale au aratat ca intr-o magma, cantitatea maxima de apa este de 10% in procente de greutate si, daca se calculeaza in procente de volum este de aproape 60%. Apa se gaseste dizolvata in topitura de silicati, iar o parte din apa formeaza o emulsie cu solutia $Si_4O_8-H_2O$ (Burnham, 1994). Aceasta apa poate fi sursa, in unele situatii pentru fluidele hidrotermale.

Dar sunt zacaminte care nu sunt in relatie cu nici un fel de intruziune magmatica. Originea lor este controversata si mai multe ipoteze au fost avansate. Unii geologi sustin generarea lor din fluide nascute in urma unor procese magmatice adanci, altii implica apa conata sau alteori, apa metamorfica.

Pentru a intelege mai bine cele spuse mai sus, prezentam trasaturile caracteristice ale unui sistem hidrotermal (fig. 16). In adancime au loc procese de generare a magmei (A). Apa meteorica patrunde pe fisuri, fracturi sau prin porii interconectati in adancime, unde intra in zona de influenta termica a corpului magmatic si se incalzeste. In acelasi timp, din corpul magmatic in curs de consolidare se desprind fluide cu caracter hidrotermal. Daca sistemul se gaseste in apropierea oceanului, apa de mare poate patrunde in adancime si asemenea apei meteorice se poate incalzi (B). Fluidele astfel obtinute intra intr-un circuit convectiv (C), sunt capabile sa extraga metalele si alti componentii din rocile pe care le strabat si, ajunse in apropierea suprafetii, prin racire sau reactii cu mediul, sa depuna elementele aflate in solutie, in porii sau fisurile rocilor.

B. Modul de transport al componentilor. Sulfurile si alte minerale din corpurile de minereu hidrotermale au solubilitate foarte scazuta in apa, astfel ca transportul lor sub forma de ioni simpli este foarte dificil, necesitand un volum extrem de mare de apa. Astfel, Evans (1993), tinand seama de solubilitatea sulfurii de zinc, a calculat continutul de zinc intr-o solutie saturata de sulfura de zinc la $pH=5$ si la $100^{\circ}C$, ceea ce ar putea reprezenta conditii posibile mineralizatoare. Rezultatul la care a ajuns este $1 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Aceasta inseamna ca

pentru a forma un corp de minereu mic, de numai 1.000.000 t este necesara o cantitate de solutie de circa 10^{17} l, care sa circule prin corpul de minereu, ceea ce ar reprezenta un rezervor a carei suprafata sa fie de 10.000 km² si inaltimea de 10 km, volum imposibil de realizat.

Dificultatea de a accepta transportul sub forma unor solutii ionice provine si din imposibilitatea de a obtine in natura conditii fizico-chimice care sa permita acest lucru. Anderson (1977), pe baza unor calcule chimice, a demonstrat ca continuturi in Pb si H₂S suficient de ridicate pentru a forma un corp de minereu pot fi obtinute (s-a calculat concentratia ionilor de Pb²⁺ in apa in echilibru cu galena la 80°C) numai in solutii foarte acide, la pH=0-3. Dar, aceste valori nu sunt obisnuite pentru solutiile hidrotermale decat daca acestea se gasesc in contact cu roci practic insolubile, asa cum sunt de exemplu quartitele. Aceasta deoarece in contact cu alte tipuri de roci, ionul H⁺ este consumat prin reactii care determina alterarea rocilor strabatute de solutiile hidrotermale, crescand in felul acesta valoarea pH-ului.

Tinand seama de cadrul geologic, de temperatura la care s-au format mineralele si de studiile experimentale, au fost elaborate mai multe modele de transport ale componentilor solutiilor hidrotermale. Aceste modele solutioneaza problematica unor componente, dar nu a tuturor. Deasemenea, s-a dovedit experimental ca unele metale, functie de temperatura, pot fi transportate intr-o forma sau alta.

a. *Transportul sub forma de bisulfuri.* Studiile termodinamice, studiile experimentale si informatiile obtinute din sistemele geotermale moderne au aratat posibilitatea ca metalele componente ale solutiilor hidrotermale sa fie vehiculate sub forma de bisulfuri. Acestea sunt formate din metale si o grupare anionica, cu rol de legatura, care poate fi: (HS)⁻, H₂S. Apar in acest fel complexi de bisulfuri care au o solubilitate mult mai ridicata in apa decat solutiile ionice pure. Obiectia ce poate fi adusa unei astfel de ipoteze consta in cantitatea foarte mare de H₂S necesara solubilitatii unor astfel de compusi. Si aceasta intervine din cauza ca in sistemele geotermale actuale, ca si in incluziunile fluide din minerale, cantitatea de H₂S este infima sau inexistentă. Dar, acest lucru nu poate fi concludent. Hidrogenul sulfurat poate fi consumat la precipitarea sulfurilor, prin captarea sulfului, iar ionii de hidrogen pot fi consumati si ei in metasomatismul de hidrogen ce afecteaza atat rocile din jurul corpurilor de minereu, cat si rocile din sistemele geotermale actuale. Deasemenea, trebuie luata in discutie si posibilitatea ca tehnica de lucru actuala sa nu fie suficienta pentru a detecta continuturile de H₂S.

b. *Transportul sub forma de cloruri.* In aceasta idee metalele din solutiile hidrotermale migreaza sub forma unor compusi de tipul AgCl_2^- , PbCl_2^- , CdCl_2^- , CuCl_3^- , CuCl_3^{2-} , HgCl_4^{2-} , ca sa prezentam numai cateva din metalele comune in zacamintele hidrotermale. Ideea vehicularii componentilor sub forma de cloruri poate fi astazi acceptata, datele termodinamice si experimentale aratand o solubilitate ridicata a acestor compusi.

c. *Transportul sub forma de compusi de amoniu.* Desi compusii cu amoniu nu sunt atat de importanti pentru transportul metalelor comune, ei trebuie amintiti pentru ca datele experimentale arata ca pirita dissociata cu NH_3 , formeaza un complex a carui solubilitate este dependenta de temperatura, crescand de doua ori in intervalul cuprins intre 25° si 250° C. Aceasta sugereaza ca fierul din pirita este mai probabil transportat in solutii neutre spre slab acide, bogate in NH_3 , decat sub forma altor complexi. Este posibil ca pentru alte metale, forma de complexi aminici sa nu fie importanta pentru transport, dar pentru a fi siguri de aceasta sunt necesare mai multe date experimentale de solubilitate.

d. *Transport sub forma de compusi organo-metalici.* In unele zacaminte si pentru unele metale s-a emis ipoteza migrarii lor sub forma unor compusi organo-metalici. Un contra argument este inexistaanta in natura in cantitati suficiente a unor complexi organici cunoscuti, care sa lege unele metale din cele mai comune, asa cum este Pb.

Bineinteles ca nu trebuie sa supraapreciem sau sa subapreciem importanta unuia sau altuia din aceste moduri de transport. Pentru fiecare sunt argumente pro si contra. Unii compusi nu rezista la temperaturi mari decat in anumite conditii de pH, care sunt putin probabile in mediile geologice. Astfel pentru ca HS^- sa devina o specie dominanta in fluidele hidrotermale la peste 300°C sunt necesare conditii foarte alcaline care nu sunt intalnite in natura (Barnes, 1979). Din acest motiv este posibil ca transportul sub forma de compusi complexi (bisulfuri) sa se faca la temperaturi sub 300°C , iar peste aceasta temperatura migrarea sa se realizeze sub alta forma. De exemplu, aurul este transportat sub forma de bisulfura la temperaturi de aproape 300°C , pe cand, peste aceasta temperatura este vehiculat sub forma de compusi clorurati.

Datele experimentale pe care le avem la indemana nu favorizeaza transportul metalelor sub forma de cloruri la temperatura joasa, dar nici rolul acestor compusi la temperaturi inalte nu poate fi bine evaluat. Desi complexii metalici clorurati sunt bine stabiliti, evidentele nu sugereaza un rol important pentru transportul metalelor grele.

C. Depunerea componentilor. Depunerea componentilor din solutiile hidrotermale se realizeaza sub actiunea numai catorva procese care cauzeaza precipitarea. Intrucat sulfurile sunt cele mai comune minerale din zacamintele hidrotermale, inainte de a vedea ce procese determina depunerea lor, este necesar sa discutam problema sulfului. Componentii metalici il intalnesc la locul de depunere unde este originar, sau el este transportat in aceiasi solutie cu metalele sau in solutii diferite? Sunt unele situatii care necesita transportul sulfului in aceiasi solutie cu metalele, fiind exclusa posibilitatea unui sulf originar in locul de depunere. Aceasta situatie este intalnita la unele mineralizatii filoniene formate in conditii structurale adanci, in granite si in quartite.

Datele obtinute din sistemele geotermale, din "izvoarele" fierbinti de pe fundul oceanului si din incluziunile fluide, unde de multe ori faza solida este o sulfura, sunt dovezi despre transportul sulfului impreuna cu metalele in acelasi fluid mineralizator.

In alte situatii, sulful necesar formarii sulfurilor poate fi obtinut prin reducerea sulfatilor marini sub actiunea materiei organice. Deasemenea, in situatiile in care componentii sunt transportati sub forma de compusi organo-metalici, acestia au capacitatea de a deplasa caracterul solutiei la valori mai mici ale activitatii oxigenului, ceea ce ar permite migrarea metalelor si a sulfului in aceiasi solutie.

O a treia posibilitate este de transport al metalelor si sulfului ca sulfat in aceiasi solutie. Crocetti si Holland (1989), pe baza studiului incluziunilor fluide si al compozitiei izotopice, al zacamintelor de tip Mississippi Valley din regiunea Viburnum Trend, apreciaza transportul plumbului si sulfului ca sulfat, impreuna, dupa care sulfatul este redus pentru a precipita sulfurile.

In majoritatea zacamintelor se observa ca in jurul cailor de acces ale solutiilor hidrotermale, sulfurile sunt absente comparativ cu corpul de minereu, ceea ce inseamna ca fluidul transportor era nesaturat pana la locul de depunere, unde a devenit saturat.

Posibilitatile de saturare sunt:

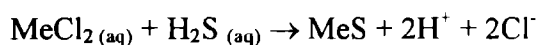
- a. Racirea fluidului;
- b. Descresterea activitatii liganzilor din complexi;
- c. Cresterea activitatii sulfului.

Reactiile care au astfel de efecte implica pierderi de gaze si sunt de cele mai multe ori reactii cu rocile gazda.

- d. Aditia de metale. Aceasta se poate realiza prin amestecul cu o alta solutie.

Aceste patru procese depozitionale sunt exemplificate si acompaniate de o multime de reactii.

1. *Depunerea din complexi clorurati.* Reactia reprezentativa pentru depunerea sulfurilor din complexi clorurati ai metalelor este:



Aceasta ecuatie arata ca gradul de saturare si extinderea procesului de depunere a sulfurilor va creste datorita urmatoarelor procese:

1. Cresterea concentratiei H_2S prin reactii de reducere a sulfatilor, reactii cu complexi organici sau amestec cu alte solutii;

2. Cresterea pH-ului prin reactii cu carbonatii sau feldspatii, sau prin expulzarea gazelor acide;

3. Scaderea concentratiei Cl^- prin amestec cu ape meteorice;

4. Scaderea temperaturii.

Cele mai eficiente sunt procesele (1) si (2), iar (3) si (4) sunt moderat eficiente.

2. *Depunerea din complexi de bisulfuri.* Reactia de depunere a sulfurilor din complexi de bisulfuri este:

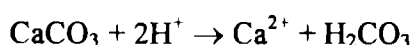


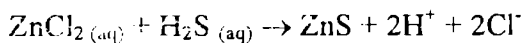
In mod normal, orice proces care reduce produsul ($a_{\text{HS}} \times a_{\text{H}_2\text{S}}$) poate cauza depunerea prin cresterea gradului de saturare a solutiei. Deasemenea, pentru multe metale, descresterea temperaturii si presiunii, in special cand se produce fierberea solutiei, poate cauza depunerea. Dilutia solutiei este o alta cauza a depunerii. Cresterea pH-ului datorata fierberii poate induce precipitarea, ca si racirea care reduce solubilitatea.

Procese de substitutie.

Formarea corpurilor de minereu hidrotermal nu se realizeaza numai prin procese de depunere la nivelul spatiilor deschise, ci si prin procese de substitutie in roci competente. Astfel de procese au loc la temperaturi de peste 250°C si sunt dovedite de structura minereurilor. Cele mai comune substitutii au loc pe seama rocilor carbonatice. Structurile minereurilor evidentiaza deasemenea o scadere relativ redusa in volum, asociata cu substitutia.

Substitutia marmorei prin sfalerit, conform experimentului lui Barnes (1979), de-a lungul marginilor granulelor. Legat de acest fenomen, urmatoarele reactii au loc:



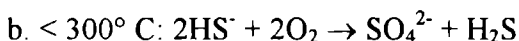
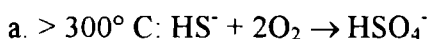


Rezultatele obtinute sunt usor diferite de cele ce se intalnesc in natura, pentru ca datorita reactiilor chimice rapide din experimente si gradientilor chimici abrupti generati, granulele sulfurii depuse sunt foarte mici. Sub suprafata de contact au fost intalnite numai foarte slabe procese de substitutie, desi proportia de material dizolvat este mare.

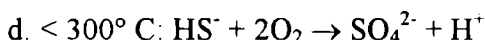
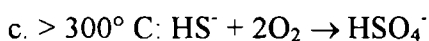
Un alt experiment (Howd, Barnes, 1975), simuleaza o solutie bogata in sulfuri care circula printr-o roca carbonatica pana cand intalneste apa meteorica de circulatie. Urmeaza o etapa de oxidare si de depunere a sulfurilor.

Pentru ca HS^- a fost dominant in cursul substitutiei, reactiile dominante au putut fi:

1. In conditii de limitare a O_2 :



2. In exces de O_2 :



Dintre toate reactiile prezentate, numai (d) pune in libertate protoni. Protonii rezultati pot dizolva carbonatul de Ca si astfel iau nastere golurile in care se vor depune sulfurile. Este necesar pentru considerente de pastrare a volumului (volum dizolvat – volum depus) sa se alterneze intre conditiile in care se dizolva carbonatii si in care se depun sulfurile si conditiile in care are loc numai depunerea sulfurilor pentru umplerea golurilor. Aceste experimente de substitutie au produs aceleasi texturi ca cele intalnite in minereuri, satisfacand in acelasi timp si necesitatile de volum.

Alteratii hidrotermale.

In timpul trecerii fluidelor hidrotermale prin roci, au loc o serie de reactii care produc transformari chimice, fizice si mineralogice in rocile circulante. Aceste transformari au extinderi diferite in functie de cantitatea de fluide care au strabatut rocile si de permeabilitatea acestora. Intensitatea transformarilor, indiferent de natura lor, este dependenta de tipul de fluid hidrotermal implicat, de compozitia mineralogica si de structura rocii, de temperatura si presiunea la care au loc reactiile, de pH-ul si Eh-ul solutiilor, etc.

Transformarile de natura fizica se reflecta in schimbarea duritatii rocii, cresterea porozitatii sau dimpotriva a scaderii permeabilitatii, prin schimbarea culorii, etc. Rocile

alterate hidrotermale devin uneori mai dure, alteori mai fragile, in functie de tipul de alteratie pe care l-au suferit.

Transformarile mineralogice, care le includ si pe cele chimice, se materializeaza prin adaptarea compozitiei mineralogice vechi la conditiile reactiilor metasomatice dintre fluide si roca, ce au ca rezultat aparitia neoformatiilor minerale. Aceasta se realizeaza nu numai printr-o redistribuire a componentilor cat si prin introducerea in sistem a unor elemente noi.

Studiul alteratiilor hidrotermale contribuie la estimarea conditiilor de depunere a mineralizatiilor prin:

1. Aprecierea conditiilor fizice si chimice in care a avut loc depunerea mineralizatiilor;

2. Recunoasterea schimbarilor in procesele de depunere pe toata perioada acesteia, la locul unde a avut loc depunerea;

3. Intelegerea schimbarilor care au avut loc in evolutia fluidului hidrotermal pe toata perioada migrarii lui prin sistem.

Deci, alteratiile hidrotermale pot fi considerate un tip de metamorfism si anume un metamorfism hidrotermal. Cu alte cuvinte, functie de factorii enumerati la inceput se formeaza o serie de asociatii minerale, ce sunt stabile pe un anumit interval de P, T si caracterizate de un anumit chimism. In felul acesta asociatiile minerale de neformatie pot fi asimilate faciesurilor metamorfice, pentru ca ele apar ca un raspuns la schimbarile de P, T si compozitie. In literatura geologica termenul de facies de alteratie hidrotermala este mai putin utilizat, fiind preferat cel de tip de alteratie.

Unele tipuri de alteratie hidrotermala au extindere regionala, altele sunt cu caracter local. Deasemenea, unele insotesc intotdeauna corpuri de minereu, altele nu, aratand doar existenta unei circulatii masive de fluide. In cazul unor zacaminte, asa cum sunt zacamintele porphyry-copper, exista o zonalitate caracteristica a tipurilor de alteratie hidrotermala, sub forma unor halouri care arata o evolutie complexa a fluidului si interventia in procesul de mineralizare a unor fluide cu origini diferite (magmatice si meteorice).

O alta problema pe care o pun alteratiile hidrotermale este aceea de a distinge originea lor hipogena de cea supergena. Alteratiile hipogene se datoresc unor fluxuri ascendente de fluide hidrotermale, pe cand alteratiile supergene sunt generate de fluide meteorice descendente.

Este posibila aparitia unui fenomen de alteratie si in cazul procesului de metamorfism. Pe masura cresterii intensitatii metamorfismului, disulfurile devin monosulfuri si o parte din

sulf este eliberat. El migreaza in acoperisul corpurilor de minereu unde, prin extractia fierului, formeaza diseminari de pirita.

Mecanismul de declansare si de extindere al alteratiilor hidrotermale nu creaza gradienti de presiune suficienti pentru formarea unor zonalitati minerale. Pentru obtinerea unor zonalitati a asociatiilor de neoformatiuni minerale, mai importanti sunt gradientii de temperatura, dar mai ales gradientii de compozitie. Schimbarile fluidului mineralizator creaza o serie de gradienti chimici pe masura ce patrunde si strabate rocile producand diferite asociatii minerale (fig. 17).

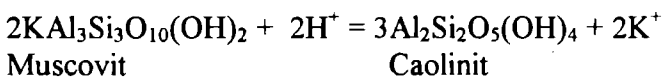
In aceasta figura pot fi sesizate trei campuri ce caracterizeaza, in functie de temperatura si concentratia molala, stabilitatea unor minerale de neoformatie. Astfel, in campul A este stabil feldspatul potasic, iar tipurile de alteratie sunt: alteratia potasica (la temperaturi ridicate) si alteratia propilitica (la temperatura mai joasa). Campul B este campul de stabilitate al micii potasice (sericit), iar alteratia corespunzatoare este sericitizarea. Campul A este despartit de B prin curba 1, care este determinata de urmatoarea reactie:



In felul acesta, ionii de hidrogen sunt consumati pentru descompunerea feldspatului potasic cu formarea de sericit si quart, asociatie minerala caracteristica tipului de alteratie filica (sericitica), si este pus in libertate ionul K^+ care deregleaza raportul activitatilor ionilor. Acest fapt influenteaza pH-ul solutiei si prin aceasta solubilitatea metalelor in solutie. Cantitatea mai ridicata de SiO_2 care se formeaza duce la o impregnare a rocii cu un quart microcristalin si deci avem de-a face cu o silicifiere care insoteste uneori sericitizarea.

Campul C este campul de stabilitate al mineralelor argiloase, carora le corespunde alteratia argilitica. Ea poate avea loc la temperaturi la temperaturi sub 400°C si atunci se numeste alteratie argilica intermediara si are ca mineral principal caolinitul, iar la temperaturi mai ridicate este o alteratie argilica avansata si se caracterizeaza prin prezenta pirofilitului.

Trecerea de la campul B la C este data de curba 2, determinata de reactia:



Conform celor prezentate pana acum, alteratiile hidrotermale reprezinta rezultatul unui extins metasomatism. Acesta, in unele situatii poate deteriora complet caracterul pre-alteratie al rocii, astfel incat compozitia petrografica initiala sa fie mai greu sau deloc

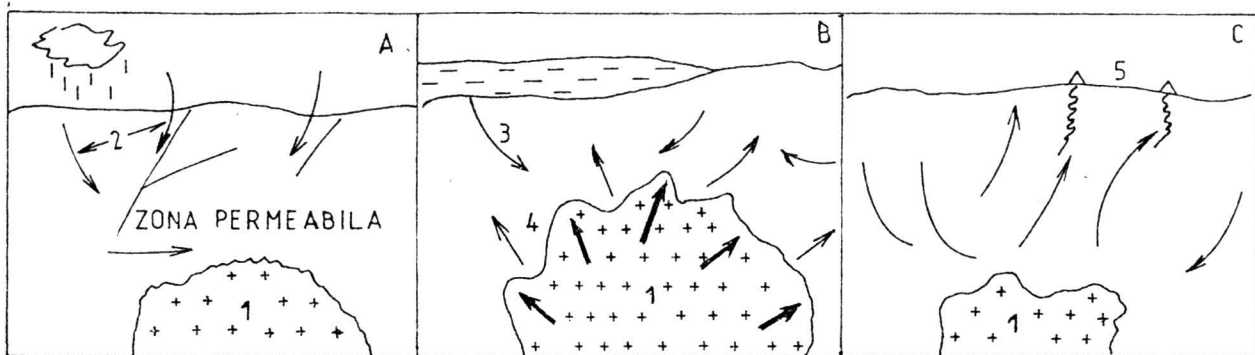


Fig. 16. CARACTERISTICILE UNUI SISTEM GEOTERMAL

1. Intrusiune magmatică în ascensiune; 2. Ape meteorice; 3. Apă de mare; 4. Fluide magmatice; 5. Izvoare fierbinți

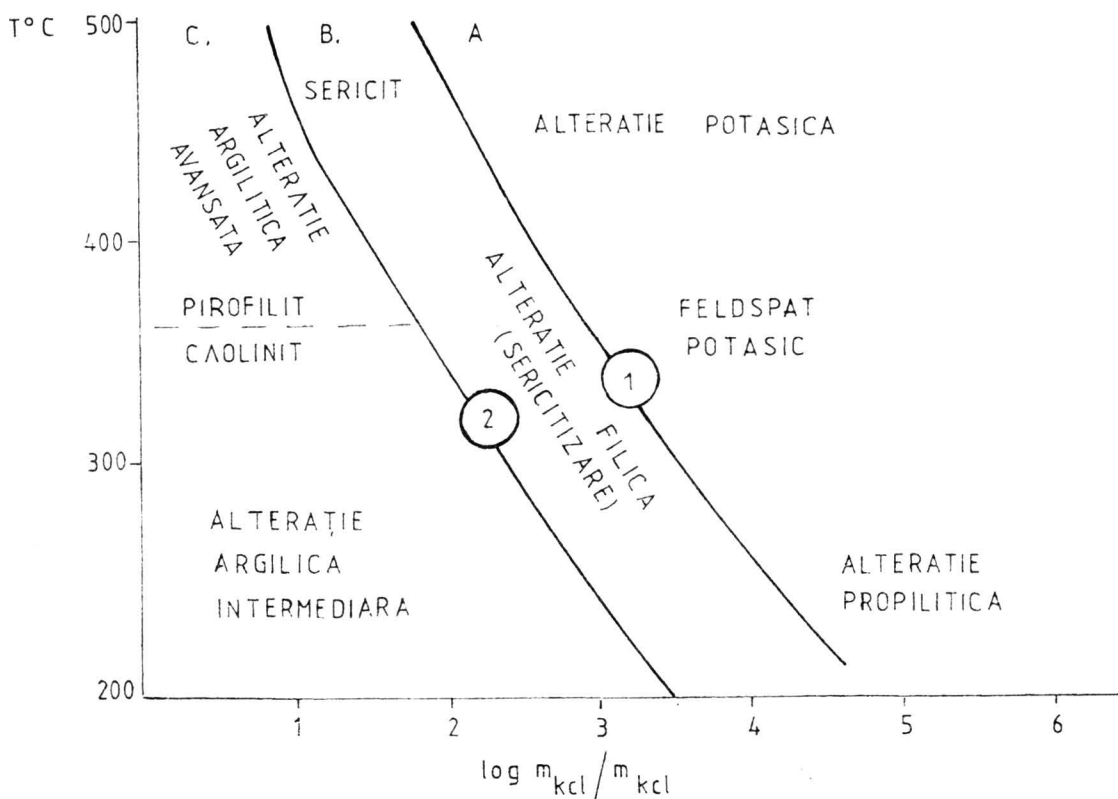


Fig. 17. RELATII DE ECHILIBRU IN SISTEMUL $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ (Evans, 1993)

identificata. Recunoasterea caracterului initial al rocii poate fi facuta pe baza relatiilor de teren si a depistarii unor nuclei neafectati de transformari.

In cursul proceselor de alteratie, cu unele exceptii, mineralele componente ale rocilor sufera transformari, intr-o proportie mai mare sau mai mica, mai usor sau mai greu. Astfel, cel mai usor reactioneaza cu solutiile hidrotermale slab acide carbonatii, feldspatoizii si plagioclazul bogat in calciu. Moderat, reactioneaza piroxenii, amfibolii si biotitul, iar cel mai greu muscovitul, plagioclazul sodic si feldspatul potasic.

Tipuri de alteratie hidrotermala. Sistematizarea principalelor tipuri de alteratie hidrotermala cu asociatiile minerale caracteristice (Meyer, Hemley, 1967) este prezentata in fig. 18, in care asociatiile alteratie-compozitie minerala sunt proiectate in diagrama AKF si ACF unite printr-o baza comuna.

Alteratia potasica. Mineralele principale ale acestui tip de alteratie sunt feldspatii potasici si filosilicatii. Uneori, interstratificat in biotit este putin clorit. Este exclusa prezenta mineralelor argiloase. Magnetitul, anhidritul si carbonatii de fier sunt obisnuiti. In ceea ce priveste mineralele metalice, acestea sunt caracterizate de un raport scazut sulf/metal.

Feldspatii potasici sunt deosebiti mineralogic, in functie de mediul in care apar. Ei pot fi: adular (in zacamintele epitermale de aur) in asociatie cu sericit, sau ortoclaz (chiar microclin) in asociatie cu anhidrit (in zacamintele porphyry-copper). In zacamintele porphyry-copper, in unele situatii apare ca specie minerala albitul.

Biotitul prezinta variatii, atat ale culorii cat si ale raportului Fe / Mg.

Alteratia propilitica. Asociatia de neoformatiuni minerale ce caracterizeaza asociatia propilitica este: epidot (uneori zoizit, clinozoizit), albit, clorit, carbonati, alaturi de pirita sau oxizi de fier. In afara piritei, alte sulfuri prezente au un raport sulf/metal cu valoare intermediara. Montmorillonitul este si el prezent.

In interiorul acestui tip de alteratie, proportia neoformatiunilor arata schimbari chimice datorate diverselor tipuri de interventii metasomatice: de la un metasomatism de hidrogen slab la un metasomatism magnezian sau sodic puternic. Aceste schimbari chimice au ca rezultat inlocuirea chiar a feldspatilor alcalini prin clorit sau carbonati de Mg, Fe, ori prin feldspati bogati in Na. In multe cazuri cea mai importanta substitutie a feldspatilor se face prin zeoliti.

Termenul de alteratie propilitica este utilizat pentru a descrie aparitia asociatiei minerale de mai sus ca rezultat al unui metasomatism redus ca intensitate. Daca metasomatismul este intens si actioneaza in directia generarii in proportii mai mari a unui

mineral sau a altuia, atunci se folosesc termenii de cloritizare, albitizare, carbonatizare, zeolitizare, etc.

Este de remarcat faptul ca alteratia propilitica are un caracter regional si este un indicator important in prospectiune.

Alteratia sericitica (filica). Asociatia de minerale caracteristica este: sericit, cuarț și pirita. Alteratia filica trece uneori catre alteratia potasica, cand contine incluziuni de feldspat potasic sau catre gresenizare, cand se dezvoltă într-un mediu bogat în fluor. Sunt cunoscute de asemenea treceri catre alteratia argilica avansata sau intermediara.

Acest tip de alteratie, foarte comun, apare pe seama rocilor aluminoase. Ea este prezenta nu numai in regiunile cu roci vulcanice dar si in cele cu roci metamorfice, insotind mineralizatiile de aur si cuarț sau pe cele de sulfuri masive.

Denumirea de “sericit” este folosita pentru a descrie un filosilicat alb, cu o granularitate foarte marunta. Sunt situatii in care poate fi confundat cu paragonitul sau flogopitul, rezolvarea fiind de cele mai multe ori structurala, prin difractie RX.

Alteratia argilica. Alteratia argilica, dupa temperatura la care se produce si deci dupa asociatia minerala, este avansata sau intermediara.

Alteratia argilica avansata se caracterizeaza prin urmatoarea asociatie: dickit, caolinit, pirofilit, alaturi de care se remarca cuarț, sericit și uneori alunite, pirita, turmalina, minerale argiloase.

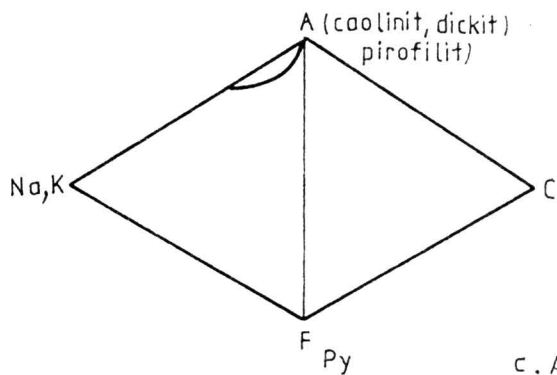
Alteratia argilica intermediara contine caolin și minerale din grupa montmorillonitului, formate in general ca produse de alterare pe seama plagioclazilor calcici și intermediari.

Dezvoltarea unei alteratii argilice hipogene determina o modificare a permeabilitatii rocilor penetrate de fluidele hidrotermale.

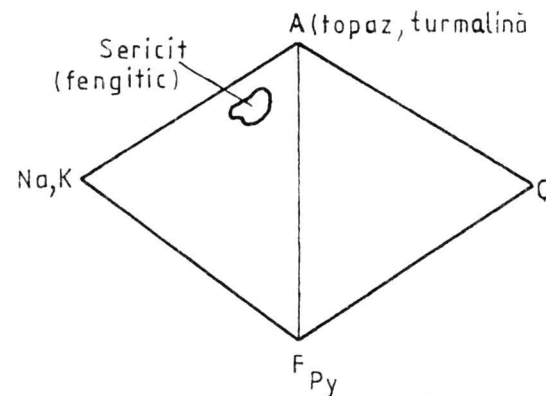
Cloritizarea. Este un tip de alteratie care are semnificatia unei bogate aditii de magneziu și/sau fier in zona de roca afectata. In cele mai multe cazuri, alaturi de clorit care prezinta o larga variatie compositionala, sunt și minerale din asociatia propilitica, in special albit, epidot sau carbonati. Dintre mineralele metalice, pirita este cea mai frecventa și uneori pirostina. De remarcat faptul ca in jurul corpului de sulfuri poate fi sesizata uneori o zonalitate in functie de continutul in fier al cloritului. Acesta este mai ridicat in apropierea corpurilor de minereu și mai scazut catre exterior.

Carbonatizarea. Carbonatii reprezinta un grup de minerale, care alaturi de sericit și clorit, este foarte raspandit in zonele de alterare. Sensul metasomatismului implicat de carbonatizare este functie de paleosom. Astfel, in rocile carbonatice se remarca un intens

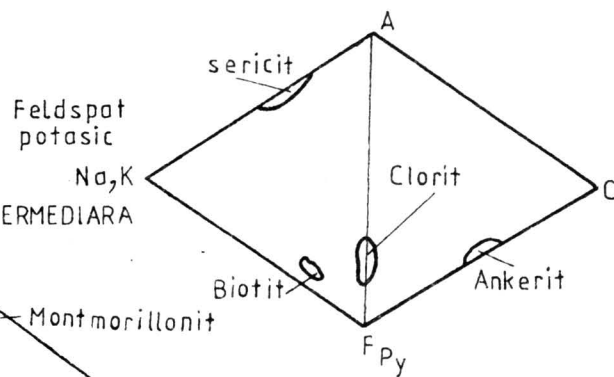
a. ALTERATIE ARGILICA AVANSATA



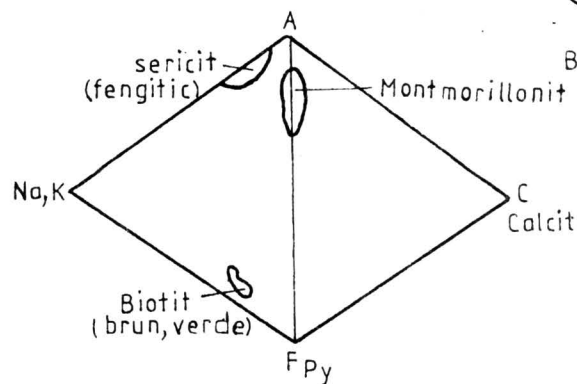
b. ALTERATIE FILICA (SERICITICA)



c. ALTERATIE POTASICA



d. ALTERATIE ARGILICA INTERMEDIARA



MAGNETIT, HEMATIT, SIDERIT

e. ALTERATIE PROPILITICA

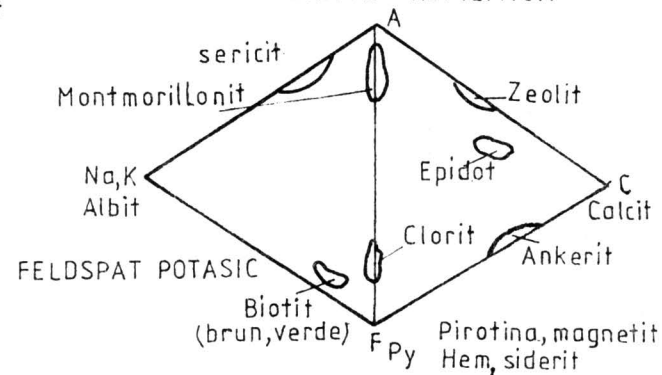


Fig.18. NEOFORMATIUNI MINERALE PENTRU PRINCIPALELE TIPURI DE ALTERATII HIDROTERMALAE

metasomatism magnezian ce conduce la dolomitizare, pe cand in rocile silicatiche este un metasomatism anionic, prin introducerea anionului CO_3^{2-} . Aceasta are loc in medii geologice diferite, de la o alterare magnezitica a rocilor serpentinite, la substitutia prin carbonati a rocilor silicatiche metamorfice gazda pentru mineralizatii de aur-cuart.

Silicifierea. Acest tip de alteratie determina o crestere considerabila a duritatii rocilor prin introducerea unei cantitati ridicate de cuar. In unele situatii, cresterea proportiei de cuar in roca se realizeaza prin descompunerea feldspatilor potasici la sericit si prin indepartarea hidrotermala selectiva a bazelor.

Alte tipuri de alteratie sunt: fenitizarea, greisenizarea, turmalinizarea, hematizarea, piritizarea, serpentinizarea, etc.

Sunt unele tipuri de alteratie hidrotermala care arata o foarte buna corelare cu diferite tipuri de mineralizatie. Astfel, hematizarea este in cele mai multe cazuri asociata concentratiunilor uranifere. Fenitizarea este caracteristica intruziunilor carbonatice purtatoare de mineralizatii cu pamanturi rare. Alteratia potasica cu adular insoteste mineralizatiile epitermale de aur. Deasemenea, in unele zacaminte, alteratiile hidrotermale au o structura zonara. Cea mai caracteristica zonalitate o prezinta halourile de alteratie la zacamintele porphyry-copper. Aici, alteratia potasica are pozitie centrala si este inconjurata de alteratia filica, totul fiind acoperit de alteratia propilitica. Alteratia argilica are caracter discontinuu si apare in partile laterale ale sistemului porphyry-copper, deteriorand alteratia filica si pe cea propilitica. La aceste zacaminte, mineralizatia se gaseste la periferia zonei de alteratie potasica si in zona sericitica.

IV.3. Procese metamorfice

Metamorfismul inseamna schimbare. Aceasta are loc atat la nivel mineralogic cat si textural, la scara regionala si locala.

Metamorfismul poate fi allochimic si izochimic. Metamorfismul allochimic, sau metamorfismul metasomatic insoteste metamorfismul regional sau pe cel de contact. In cel de-al doilea caz se formeaza skarne, cu care sunt asociate mineralizatii sau zacaminte nemetalifere.

Skarnele sunt produsele metamorfismului termic si metasomatic. Ele au fost identificate pe toate continentele si in roci de varste foarte diferite.

Majoritatea corpurilor de skarne apar in contextul unor secvente litologice carbonatice intruse de corpuri magmatice calco-alkaline, intermediare spre acide, chiar bazice. Dar, ele au mai fost intalnite si in alte litologii: sisturi argiloase, gresii, roci magmatice, curgeri de lave komatiitice. Ele se pot forma in metamorfismul de contact, dar si in metamorfismul regional, printr-o varietate de procese metasomatice care implica fluide de naturi diferite: magmatice, metamorfice, meteorice si/sau marine.

In majoritatea cazurilor ele sunt localizate la contactul rocilor plutonice, dar au fost intalnite si de-a lungul fracturilor, zonelor de forfecare, pe fundul oceanului, etc.

Caracteristica lor comuna este compozitia mineralogica. Aceasta este dominata de prezenta silicatilor calcici, in special granati si piroxeni.

De retinut faptul ca prezenta corpurilor de skarne nu are semnificatia unui anumit cadru geologic sau unei compozitii speciale a protolitului. Aparitia lor inseamna ca T, P, compozitia fluidului si roca gazda au fost la un moment dat in intervalul de stabilitate al mineralelor ce compun corpul de skarne.

Nu toate skarnele sunt purtatoare de mineralizatii. Dar, in majoritatea zacamintelor asociate skarnelor, atat mineralele silicaticice cat si cele metalice sunt rezultatul evolutiei din acelasi sistem hidrotermal, desi, la scara locala sunt diferite in repartitia in timp/spatiu a mineralelor.

In functie de natura protolitului, roca magmatica sau roca sedimentara, sunt endoskarne sau exoskarne. Daca protolitul are o compozitie dominant magneziana sau calcica, skarnele sunt magneziene sau calcice. Skarnele formate prin metamorfism izochimic, intre doua unitati litologice cu compozitie contrastanta aflate in contact, prin transfer metasomatic de componentii la scara centimetrica poarta numele de *skarne de reactie*.

Unul din factorii fundamentali de control asupra dimensiunii, geometriei si stilului de evolutie a corpurilor de skarne este adancimea de formare. Aceasta poate fi apreciata prin metode geobarometrice cantitative bazate pe studiul echilibrelor minerale si al incluziunilor fluide, precum si reconstructii stratigrafice si interpretarea structurilor minereului.

Conform modelului lui Meinert (1992), considerand o medie a gradientului geotermic de 35°C/km, temperatura peretilor rocii ambientale inaintea intruziunii, la 2 km ar fi de 70°C,

iar la 12 km de 420°C. Dacă la această adâncime în căldura provenită din activitatea magmatică, volumul de roca afectat de temperaturi în intervalul 400° - 700°C, va fi foarte larg și efectele vor avea o durată mai mare.

La adâncimea de 12 km cu o temperatură ambientală de cel puțin 400°C, skarnele nu se pot raci sub temperatura de stabilitate a granatului și piroxenului, fără o ridicare subsecventă sau alte schimbări tectonice. Cele mai superficiale și în același timp cele mai tinere skarne cunoscute sunt cele care se formează în prezent în sistemele geotermale active și pe fundul oceanic, sub influența izvoarelor fierbinti. Aceste skarne sunt manifestări distale ale activității magmatice.

Intervalul de temperatură pe care se formează skarnele, pe baza temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide arată o limită maximă de aproximativ 800°C pentru skarnele cu Sn și W și 300° - 550°C pentru skarnele cuprifere și purtătoare de zinc.

Studiile izotopice, în special pentru izotopii stabili ai C, O, H și S, au demonstrat implicarea mai multor tipuri de fluide în formarea skarnelor și mineralizațiilor asociate. Valorile $\delta^{18}\text{O}$ pe granat și piroxen sunt cuprinse între +4 și +9‰, ceea ce semnifică derivare din fluide magmatice. Valorile $\delta^{18}\text{O}$ pentru alte minerale (calcit, cuarț, etc.) arată implicarea apelor meteorice. La fel $\delta^{13}\text{C}$, variază pe un interval între valori tipic sedimentare la valori magmatice, pentru calcitul dintre granatul și piroxenul prograd (Brown et al., 1985). Studiile de izotopi ai sulfului pe pirita, pirotina, molibdenit, calcopirita, blenda, bornit, arsenopirita (Meinert, 1992) arată un interval îngust de valori pentru $\delta^{34}\text{S}$, semnificând fluide magmatice.

În evoluția skarnelor proximale (skarnele de lângă / pe contactul unei intruziuni) pot fi distinse trei stadii (Evans, 1993):

Stadiul A. În acest stadiu are loc recristalizarea rocilor inconjurătoare unei intruziuni, având ca rezultat formarea marmorelor pe seama calcarelor, a corneenelor pe sisturi argiloase, cuarțit pe gresii, etc. Pot apărea de asemenea skarne de reacție pe seama contrastului de litologie dintre două unități aflate în contact. În acest stadiu pot apărea concentrații nemetalifere de talc, wollastonit, etc. Principalul proces din această etapă este metamorfismul izochimic, caracterizat de difuzia elementelor într-un fluid staționar derivat dintr-unul metamorfic. Acum se creează posibilitatea penetrării rocii de fluidele stadiului B (fig. 19).

Stadiul B. Fluidele de natură magmatică în stare supracritică se infiltrează pe contactul rocilor magmatice cu rocile gazdă, și prin reacții cu marmorele sau alte tipuri de roci, prin procese metasomatice le transformă în skarne sau comeene calc-silicatică. Este o

faza de metamorfism prograd, cu caracter allochimic, in care procesele metasomatice au loc la temperaturi de 400° - 800°C. Acum are loc formarea mineralelor anhidre de skarn, depunerea unei parti a minereului (acum se depun oxizii si incepe depunerea sulfurilor, a carei intensitate maxima va fi in stadiul C) (fig. 19).

Stadiul C. In aceasta faza metamorfismul are caracter retrograd, incepe racirea plutonului de roci magmatice si incepe alterarea hidrotermala a mineralelor de skarn formate in metamorfismul prograd. Sunt introduse minerale ca epidot, clorit, actinolit, etc. Scaderea temperaturii produce precipitarea sulfurilor (fig. 19).

In skarnele distale (departate de contactul cu rocile magmatice) nu au fost intalnite stadiile A si B.

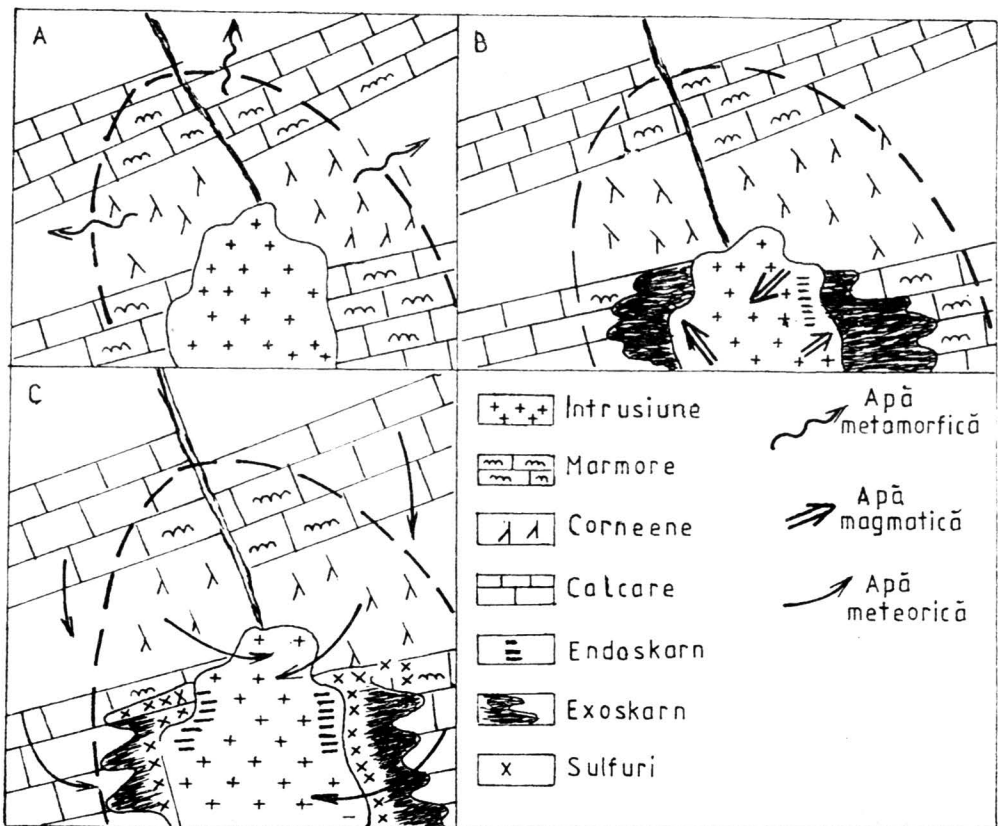


Fig19.STADIILE DEZVOLTARII SKARNELOR
(După Evans, 1993, cu modificări)

Metamorfismul regional.

In multe cazuri o serie de zacaminte sunt gazduite de sisturi cristaline. Printre acestea, mare parte din ele au caracter sindepozitional sau diagenetic si au fost implicate intr-unul sau mai multe episoade metamorfice. In consecinta ele au suferit schimbari mineralogice,

structurale și morfologice. Deasemenea, în cursul proceselor metamorfice, o parte a unor corpuri de minereu preexistent au suferit procese de mobilizare și au apărut aspecte epigenetice care pot uneori îngreua interpretarea genetică.

Minerurile localizate în sisturile cristaline pot fi formate în cursul procesului de metamorfism și atunci le numim *metamorfice* sau ele existau și au suferit efecte ale metamorfismului și le denumim *metamorfizate*.

Este important nu numai din punct de vedere științific de a diferenția cele două tipuri de zăcăminte ci și din punct de vedere practic, întrucât schimbările mineralogice și structurale influențează procedeele de separare a mineralelor.

Pe baza evidentelor de teren pot fi distinse trei tipuri de metamorfism: metamorfism de contact, metamorfism dinamic și metamorfism regional.

Metamorfismul de contact este prezent în apropierea intruziunilor de roci magmatice și în mod obișnuit este asimilat metamorfismului termic. Aici, principalul factor este temperatura provenită de la intruziune. Este un metamorfism cu caracter static, care determină doar schimbări mineralogice fără apariția unor elemente structurale proprii.

Efecte ale metamorfismului termic au fost identificate în zona de contact a unor dyke-uri de roci bazice sau stock-uri de roci granitice cu formarea de fier din regiunea Lacului Superior. Aici, hematitul și sideritul inițial au trecut la magnetit cu o structură granulară grosieră.

Deasemenea au fost descrise efecte ale metamorfismului de contact în orizonturile purtătoare de oxizi de Mn la Langban și în India.

În minerurile sedimentare din Munții Hartz în metamorfismul de contact termic au fost descrise următoarele transformări:

pirita	→	pirotina
thuringit	→	fayalit
hematit, siderit	→	magnetit
cuart + magnetit	→	fayalit
gel pirita	→	arsenopirita

Reacții similare au fost întâlnite și în jurul gabbroului de la Duluth în rocile formațiunii Masahi.

Metamorfismul dinamic are loc de-a lungul unor zone înguste, așa cum sunt falciile majore și sariajele. Acest tip de metamorfism este însoțit de o rată ridicată a strainului și de un interval de valori P-T care sunt dependente de nivelul structural, de poziția proximală sau

distala fata de intruziuni, de gradul de penetrare al fluidelor hidrotermale fierbinti de origine adanca, etc.

Efectele metamorfismului dinamic asupra corpurilor de minereu constau in aparitia de brecifieri, de curgere plastica, pana la aspecte epigenetice.

Metamorfismul regional afecteaza mase mari de roci si, evident si minereurile preexistente, gazduite de acestea.

In minereurile care au suferit metamorfism regional sunt de remarcat urmatoarele trei directii:

- a. dezvoltarea structurilor metamorfice;
- b. schimbarea granulatiei mineralelor;
- c. aparitia unor minerale noi.

a. *Dezvoltarea structurilor metamorfice*. Functie de compozitia mineralogica, corpurile de minereu au o comportare diferita la metamorfism. Astfel, corpurile de minereu alcatuite din oxizi se comporta asemenea rocilor silicatic. Schimbarile structurale sunt asemanatoare cu cele ale silicatilor din roci.

Corpurile alcatuite din sulfuri au o comportare relativ diferita deoarece mineralele componente ale asociatiilor au o componenta relativ diferita la schimbarile bruste de temperatura. Astfel, minereurile constituit din strate multiple de sulfuri de compozitie diferita si benzi silicat-carbonatice au raporturi de vascozitate complexe ce complica modelul general de deformare. Deasemenea, mineralele din grupa sulfurilor se reechilibreaza foarte repede in contrast cu silicatii.

Initial metamorfismul amorseaza o crestere a granului mineral. Daca materialul supus metamorfismului este un material sedimentar are loc o crestere a granulelor de la o faza microcristalina la o faza progresiv grosiera. Cresterea granulelor minerale se realizeaza prin recrystalizare. Asta inseamna ca granulele minerale cresc in stare solida intr-o matrice care are o compozitie izotropa. Aceasta este determinata de doi factori principali: intai este necesitatea fazei nou create de a reduce nivelul energiei libere la minim si apoi necesitatea de a umple spatiul. Prima necesitate poate fi satisfacuta prin aparitia unor granule sferice, dar aceasta forma nu satisface ceea de-a doua necesitate si atunci granulele nou create incearca un compromis si anume de a minimaliza energia libera si de a umple cat mai bine spatiul. Aceasta duce la aparitia intre muchiile granulelor a unor triple jonctiuni intre care sunt niste unghiuri fixate care atesta echilibrul. Unghiurile au valori de 120° . Astfel de configuratii de

echilibru sunt întâlnite la minereurile metamorfizate dar și la unele zacaminte de cromit și chiar la zacaminte epigenetice.

Intrucat corpurile de minereu de sulfuri sunt alcatuite din minerale cu reologii diferite și comportarea lor în procesul de metamorfism este diferita. Unele minerale suferă o deformare rupturală, altele suferă deformări plastice. Astfel de structuri de deformare sunt descrise în capitolul III.

b. Schimbarea granulatiei mineralelor. În agregatele minerale supuse metamorfismului, energia de suprafață a granulelor este forța dominantă ce conduce la modificările structurale. Dacă are loc o creștere de energie termică aceasta va contribui la creșterea nivelului energetic al granulei mineral și dacă temperatura este suficient de mare ca să amorseze procesul de difuzie, se va produce o modificare a marginilor granulelor, o migrare a lor. Cum energia liberă totală de suprafață a granulei este proporțională cu suprafața acestuia, creșterea mineralului va avea loc astfel încât să se reducă numărul de granule pe unitatea de volum. Asta înseamnă că odată cu creșterea intensității metamorfismului va avea loc creșterea granulatiei corpurilor de minereu, în special în agregatele monominerale.

Dacă recristalizarea are loc sub presiune, creșterea cristalului se face conform principiului lui Riecke. Aceasta se realizează prin trecerea în soluție a unei părți a mineralului în punctul de contact cu soluția sub presiune și depunerea în zonele în care presiunea nu acționează.

c. Apariția de minerale noi. Creșterea progresivă a temperaturii și a presiunii conduc la dezvoltarea granulelor minerale. Incluziunile minerale primare sunt distruse parțial sau complet.

O primă transformare mineralogică ce are loc este trecerea disulfurilor în monosulfuri. Eliberarea sulfurii duce la creșterea activității acestuia care se materializează în apariția unor noi faze.

Blenda în general arată o îmbogățire progresivă în fier. Astfel, blendele metamorfizate în faciesul sisturilor verzi au o compoziție heterogenă indicând o stare de neechilibru. Cele metamorfizate la grade mai intense de metamorfism sunt omogene chimic, sunt într-o condiție de echilibru, care rămâne "înghețată" în timpul răcirii subsecvente.

Apar fenomene de exoluție induse de strain așa cum sunt "stelele" de blenda în calcopirita sau lamelele de calcopirita dispuse pe planele de alunecare din blenda. Cubanitul rombic suferă inversiuni la polimorfismul cubic de temperatură înaltă și poate fi în unele situații conservat.

Principalele schimbări mineralogice în metamorfismul regional al minereurilor de sulfuri sunt determinate de creșterea raportului pirotina/pirita cu apariția magnetitului la grade mai mari de metamorfism.

La minereurile de oxizi și carbonați au loc reacții de dehidratare și devolatilizare ce conduc la apariția unor oxizi simpli.

*

* *

Dar întrebarea pe care ne-o punem acum, după ce am văzut efectele metamorfismului asupra corpurilor de minereu premetamorfice, este dacă metamorfismul nu este în același timp un proces care generează minereuri nu numai le distruge.

Inițial s-a considerat că prin procese metamorfice pot rezulta doar acumulări de substanțe nemetalifere. Studiile teoretice și experimentale ulterioare au evidențiat faptul că în procesul de metamorfism pot fi generate acumulări metalifere.

Elementele urmă existente în uriasle stive de roci vulcano-sedimentare pot contribui la formarea unor concentrații metalifere în procesele de metamorfism. S-a calculat că o eliberare a unui element într-o concentrație de 3 ppm din 100 km^3 de roca poate duce la formarea unui zăcămant de 1 milion tone.

Ramberg (1948) a fost primul care a demonstrat că în condițiile faciesului granulitic unii silicați, precum hornblenda, biotitul și augitul titanifer pot elibera Fe și Ti din rețea. Difuzia subsecventă a acestor elemente de-a lungul unor gradienti de potențial fizico-chimici poate explica apariția unor concentrații de oxizi de Fe-Ti în asociațiile anortozit-charnokitice.

Deasemenea, De Vore (1955) a calculat că în cursul procesului de metamorfism din $1,6 \text{ km}^3$ de roci hornblenditice metamorfozate în faciesul amfibolitelor cu epidot, la trecerea în faciesul granulitic sunt eliberate 9 Mt Cr_2O_3 , 4,5 Mt NiO și 900.000 t CuO. În mod similar în procesul de retromorfism sunt eliberate cantități mari de Zn, Pb și Mn. Și exemple de felul acesta sunt multe în literatura geologică. Dar cele mai importante descoperiri sunt cele obținute prin studii de bilanț de masă, care identifică terenurile cu metamorfism regional ca reprezentând sisteme hidrotermale largi (Cox et al., 1987). În aceste sisteme există capacitatea de a leviga un număr mare de componente dintr-un volum mare de crustă, de a transporta aceste elemente și de a le depune într-un mediu structural favorabil. O discuție mai largă asupra acestui mecanism va fi făcută în capitolul VIII.8.

IV. 4. Procese exogene

.

Pentru uniformitatea prezentării proceselor generatoare de minereuri am introdus aici acest subcapitol. Dar pentru ca exista o anumita specificitate a acestora nu le vom detalia aici ci in capitolul VIII.7.

CAPITOLUL V. ELEMENTE DE GEOTERMOMETRIE SI GEOBAROMETRIE APLICATA LA ZACAMINTELE DE MINEREURI

Zacamintele de minereuri se formeaza pe un interval larg de temperatura si presiune, de la valori mai mari ale acestora si care corespund unor nivele adanci ale crustei si chiar ale mantalei superioare, pana la valori scazute ce corespund nivelelor superioare crustale. Daca pentru cele doua extreme exista putine zacaminte care pot fi discutate, intre ele se plaseaza cea mai mare parte a acumularilor de minereuri.

Pentru a intelege geneza unui zacamant este necesar sa obtinem informatii care privesc nu numai compozitia fluidelor care le-au generat dar si date privind conditiile de temperatura si presiune. Astfel de informatii pot fi obtinute din studiul incluziunilor fluide, al sistemelor de sulfuri, al punctelor de inversie si al structurilor de exolutie. Cele mai importante sunt datele care se obtin din studiul incluziunilor fluide si al sistemelor de sulfuri.

V.1. Incluziuni fluide

In cresterea lor cristalele inglobeaza o serie de compozitii solide, lichide sau gazoase, din mediul in care se formeaza. Ceea ce in mod obisnuit numim incluziuni fluide reprezinta compozitii ale fluidelor care au existat la un moment dat, in timpul geologic, in istoria sau evolutia unei roci sau a unui mineral.

Atunci cand un mineral cristalizeaza intr-un mediu fluid apar neregularitati de crestere determinate de inchiderea unor fragmente din fluidul din jur. Astfel de neregularitati pot fi complet ignorate de mediu in cursul cresterii cristalului si poarta numele de *incluziuni primare*. Atunci cand sunt izolate incluziuni formate pe fisurile unui cristal suntem in prezenta unor *incluziuni pseudosecundare*. Daca inchiderea unor incluziuni se realizeaza tarziu in timpul geologic, fisurarea fiind datorata unui alt eveniment apar *incluziuni secundare*. In multe zacaminte, in special in cele hidrotermale, sunt intalnite si incluziuni primare, cu dimensiuni mai mari si cu dispozitie arbitrara, dar si incluziuni secundare, cu dimensiuni reduse si insirate pe o anumita directie.

Incluziunile fluide pot avea in compozitia lor o faza lichida, o faza gazoasa si o faza solida. Cu ajutorul diferitelor procedee analitice s-a constatat ca majoritatea incluziunilor fluide au in compozitia fazei lichide, apa. La temperatura camerei, bulele de gaz din incluziune contin in mod obisnuit vapori de apa, la presiuni de aproximativ 0,03 atm, dar si CO₂ la presiuni mai mari de 70 atm. Asa numitele incluziuni solide se formeaza in incluziune atunci cand fluidul este suficient de concentrat pentru a cauza precipitarea atunci cand se atinge suprasaturarea prin racire. Ele au fost studiate intens in vederea obtinerii de informatii privind compozitia fluidului. In cele mai variate cazuri ele sunt reprezentate prin halit, silvina, calcit, anhidrit si hematit. Mai rar au fost identificate diverse sulfuri, sulfati, carbonati, fluoruri si chiar fluo-borati.

In functie de raportul dintre faza lichida si faza gazoasa si de prezenta incluziunilor solide, pot fi distinse patru tipuri de incluziuni cu semnificatiile lor genetice (fig. 20):

Tipul I se caracterizeaza prin salinitate moderata. Incluziunile constau din doua faze, apa si bule mici de vapori, care formeaza circa 10 – 40% din incluziune.

Tipul II consta in incluziuni bogate in gaz. Acesta ajunge la peste 60% din volumul incluziunii. Prezenta simultana intr-un cristal a incluziunilor sarace in gaz si a celor bogate in gaz indica prezenta fenomenului de fierbere retrograda in momentul formarii incluziunilor.

Tipul III este reprezentat prin incluziunile a caror salinitate este mai ridicata de 50%. Ele contin cristale cubice de halit, uneori silvina si anhidrit. Cu cat este mai variata compozitia incluziunilor solide, cu atat se pare ca si compozitia fluidului a fost mai complexa.

Tipul IV are incluziuni bogate in CO₂. In acest tip, raportul CO₂ : H₂O variaza intre 3 – 30 mol%.

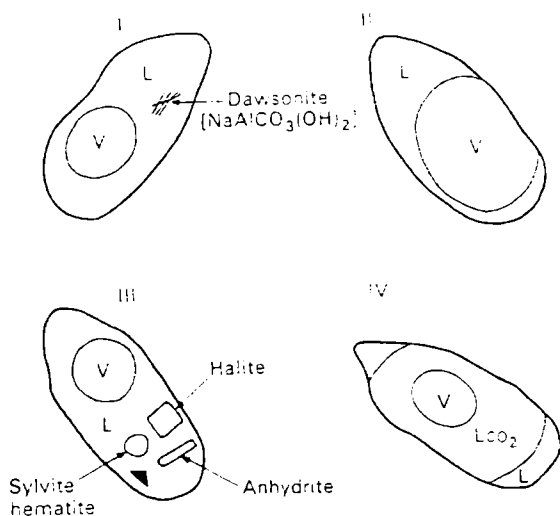


Fig. 20. Tipuri de incluziuni fluide

Prin studii asupra incluziunilor fluide pot fi obținute date asupra următoarelor caracteristici ale fluidelor care au generat minereurile dintr-un zăcământ: temperatura, presiunea, densitatea și compoziția.

a. *Temperatura*. Folosirea incluziunilor fluide ca geotermometru este rezultatul comportării diferite a mineralului gazdă și a incluziunii fluide la răcire, de la temperatura de formare a incluziunii la temperatura de observare. Se încălzește proba până când dispare bula de gaz din incluziune, deci până când se produce omogenizarea incluziunii. Tot acest fenomen este observat sub microscop. Această temperatură de omogenizare reprezintă temperatura, bineînțeles cu corecția de presiune necesară, de creștere a porțiunii de cristal care conține incluziunea. În cazul în care nu este posibil să se facă corecția de presiune, temperatura de omogenizare trebuie considerată temperatura minimă la care s-a format incluziunea.

b. *Presiunea*. Folosirea incluziunilor fluide ca geobarometre, pentru a se determina presiunea în mediul în care au apărut incluziunile, este asociată cu folosirea lor ca geotermometre. Trebuie reținut faptul că studiile asupra incluziunilor fluide nu în toate cazurile pot să fie indicatori ai presiunii fosile. Cea mai mare parte a incluziunilor s-au format la presiuni mai mari decât presiunea vaporilor din incluziune. Estimarea presiunii necesare geotermometriei se realizează prin reconstrucții geologice (materialul erodat sau îndepărtat prin fracturare în cursul timpului geologic). Dar, există câteva metode de evaluare a presiunii cu destulă acuratețe:

a.1. Geobarometria bazată pe presiunea vaporilor în soluție;

a.2. Geobarometria bazată pe compararea temperaturii de omogenizare cu un geotermometru independent;

a.3. Geobarometria bazată pe închiderea simultană a două fluide imiscibile;

a.4. Geobarometria bazată pe închiderea simultană a două lichide parțial imiscibile;

a.5. Geobarometria bazată pe închiderea unor fluide la fierbere;

a.6. Geobarometria bazată pe conținutul de incluziuni solide.

c. *Densitatea*. Estimarea densității fluidelor care au generat minereul dintr-un zăcământ, pe baza studiului incluziunilor fluide se realizează cu foarte mare acuratețe și eficiență. Densitatea poate fi ușor apreciată dacă se cunoaște salinitatea și volumele relative ale fazei lichide și fazei gazoase (folosind forma geometrică a incluziunii). Aprecierea densității la temperatura camerei pentru faza lichidă se face pe baza salinității sau, în cazul în care s-a analizat chimic compoziția fazei lichide, prin comparație cu fluide sintetice având aceeași compoziție.

d. *Compozitia*. Determinarea compozitiei incluziunilor se realizeaza pentru fazele lichida, gazoasa sau solida prin spectrometrie de masa, gaz-cromatografie, determinarea rapoartelor izotopice, microsonda electronica, laser, microscop electronic, microsonda ionica sau protonica, etc. Cu ajutorul acestor metode se determina continutul in solventi majori ca H₂O si uneori CO₂, continutul in ioni Na, K, Ca, Mg, Cl, SO₄, HCO₃, metale grele, pH, Eh, compusi organici, daca sunt prezenti (metanul este specie dominata), alte specii gazoase (H₂, He, N₂, O₂, Ar), etc.

O informatie remarcabila obtinuta din studiul incluziunilor fluide este existenta in natura a unor saramuri foarte concentrate, care sunt prezente in incluziunile nu numai din zacamintele de minereuri ci si in roci magmatice si metamorfice.

Incluziunile fluide sunt azi utilizate la caracterizarea tipurilor genetice de zacaminte (Roedder, 1984) si ca ghid in explorarea zacamintelor de minereuri, la clarificarea unor situatii geologice locale, la cautarea corpurilor "oarbe" de minereu si la intelegerea mediului de depunere a minereurilor.

O alta semnificativa aplicatie a datelor obtinute din incluziuni fluide consta in recunoasterea fenomenului de fierbere, adica imiscibilitatea fluidelor, prin prezenta unui fluid bogat in vapori si fluid sarac in vapori. Datorita faptului ca fierberea este o masura a presiunii hidrostatice maxime la locul de depunere se genereaza anumite restrictii asupra adancimii de formare, ceea ce poate fi utilizat cu succes in lucrarile de explorare.

Aplicatiile incluziunilor fluide in explorare.

Multiplele studii pe incluziuni fluide din minereuri au condus la conturarea trasaturilor ce sunt caracteristice fiecarui tip de zacamant, ele devenind in felul acesta un instrument in identificarea mediului in care s-au format zacamintele si pentru construirea modelelor de explorare.

Un lucru trebuie retinut de la inceput si anume acela ca incluziunile fluide ajuta geologul de explorare sa distinga in ce parte a sistemului hidrotermal se gaseste mineralizatia, dar nu se poate spune daca acesta exista sau nu.

Un pas important obtinut din studiul incluziunilor fluide este aprecierea mediului geologic. De exemplu, prezenta H₂O – CO₂ in incluziuni care contin atat lichid cat si CO₂ gazos si stiind ca astfel de incluziuni apar numai la adancime ne va face sa eliminam regiunea respectiva ca o tinta potentiala pentru zacamintele epitermale. In mod similar, prezenta incluziunilor fluide bogate in halit ce coexista cu incluziuni bogate in vapori cu putin sau

de loc CO_2 are semnificatia unui mediu relativ putin adanc, asociat probabil cu amplasarea plutonilor silicici.

Utilizarea studiilor de incluziuni fluide in explorare este dependenta de tipul de zacamant. La unele tipuri de zacaminte se aplica cu succes, altele nu.

1. *Zacaminte tip Mississippi Valley*. Incluziunile din zonele cu mineralizatii au aceleasi caracteristici cu cele din zonele nemineralizate: salinitate mare, bogate in Ca, temperatura de omogenizare 150°C .

2. *Zacaminte epitermale de aur*. Depunerea aurului incepe cand are loc fenomenul de fierbere retrograda. Aceasta se petrece cand fluidele hidrotermale ajung in apropierea suprafetei, intr-un mediu de presiune scazuta. Cea mai mare cantitate de aur se gaseste la nivelul la care are loc fierberea retrograda si la nivelele superioare. Zonele de sub nivelul de fierbere retrograda sunt fie cu mineralizatii polimetalice, fie cu quart steril. Daca in proba analizata sunt incluziuni bogate in lichid si incluziuni bogate in vapori, putem spune ca este de la un nivel superior celui unde a inceput fierberea retrograda si atunci cea mai mare cantitate de aur se gaseste sub nivelul de unde a fost recolta proba.

Daca proba contine numai incluziuni bogate in lichid, atunci putem avea urmatoarele interpretari: fie ca fierberea s-a produs la un nivel superior si zona de deasupra a fost indepartata prin eroziune sau tectonic, fie ca nu s-a produs fierberea retrograda, fie ca mineralul cu incluziuni nu este contemporan cu mineralizatia.

3. *Zacaminte de Au din zone de forfecare*. Aceste apar in terenuri arhaice, in centuri de roci verzi. Incluziunile sunt bogate in CO_2 .

4. *Zacaminte de Sn*. Incluziunile din zonele mineralizate cu Sn sunt imbogatite in Rb, B, Sn, Cu si S si sunt insaracite in Na, K, Ca, Fe, Li, Ba, Sr, Zn.

5. *Zone cu alteratii hidrotermale*. Alteratiile hidrotermale caracteristice zacamintelor hidrotermale de Au sunt de multe ori asemanatoare cu acelea din zonele propilitice ale zacamintelor porphyry-copper. Dar incluziunile fluide au caractere diferite. Astfel, in zacamintele epitermale incluziunile au salinitate mica ($< 5\%$ echiv. NaCl) si temperaturi de omogenizare de 275°C . Fierberea retrograda este comuna.

Incluziunile din zona propilitica a mineralizatiilor de tip porphyry arata salinitate moderata 10-20% echivalent NaCl si temperaturi de omogenizare mai ridicate, in jur de 300°C . Deasemenea, fenomenul de fierbere retrograda nu este foarte obisnuit.

V.2. Sisteme de sulfuri

Studiul sistemelor de sulfuri a fost realizat pentru a obtine date privitoare la stabilitatea sulfurilor la temperatura si presiune in sisteme binare, ternare si uneori mai complexe. Unele sisteme au fost studiate experimental prin incalzire la presiune scazuta, dar altele au fost studiate la presiune ridicata.

Pe astfel de sisteme au fost efectuate masuratori termodinamice cu scopul de a prognoza echilibrele minerale nu numai in termeni de T,P dar si in termeni de activitate a componentilor majori, precum sulful si oxigenul.

Alaturi de studiile experimentale au fost examinate o serie de asociatii minerale din zacamintele de minereuri. Astfel de studii au avut doua directii: geneza minereurilor si factorii ce influenteaza preparabilitatea acestora.

Echilibrul unui sistem de sulfuri, si nu numai, reprezinta o stare din care un sistem nu are tendinta spontana de a se schimba.

Sulfurile arata diferente mari in viteza cu care ajung la echilibru sau se reechilibreaza prin schimbarea conditiilor (in special racirea) dupa formarea lor initiala.

Blenda, molibdenitul, pirita si arsenopirita sunt cele mai refractare sulfuri si prin aceasta ele tind sa-si pastreze compozitia initiala. Pirotina, galena si sulfurile de Cu-Fe au o comportare intermediara. Argentitul si sulfurile de Cu bogate in Cu se reechilibreaza aproape instantaneu la temperaturi mici.

Aceste fapte arata ca este o limita a unor minerale de a pastra evidente ale conditiilor de depunere, dar arata deasemenea ca intr-un minereu pot fi gasite evidente ale diferitelor perioade de evolutie a sa. Astfel, pirita si blenda pot pastra date de compozitie si structura dintr-un moment de depunere la 450°C, pirotina adiacenta s-a reechilibrat la 250-300°C iar sulfosarurile de Ag au putut ajunge la echilibru la 250°C. Este un exemplu arbitrar dar cu caracter general.

Sistemul Fe-S. Acesta este cel mai important sistem binar deoarece sulfurile de Fe sunt de departe mineralele dominante in terenuri de abundenta geologica si varietate a ocurentelor geologice.

In fig. 21 sunt aratate relatiile de baza la temperatura ridicata (Vaughan, Craig, 1978). Portiunea centrala a sistemului la $T > 400^\circ\text{C}$ este dominata de campul larg al pirotinei de T° mare. Acest camp se caracterizeaza prin extinse solutii solide de la FeS stoichiometric spre

Temperatura (°C)

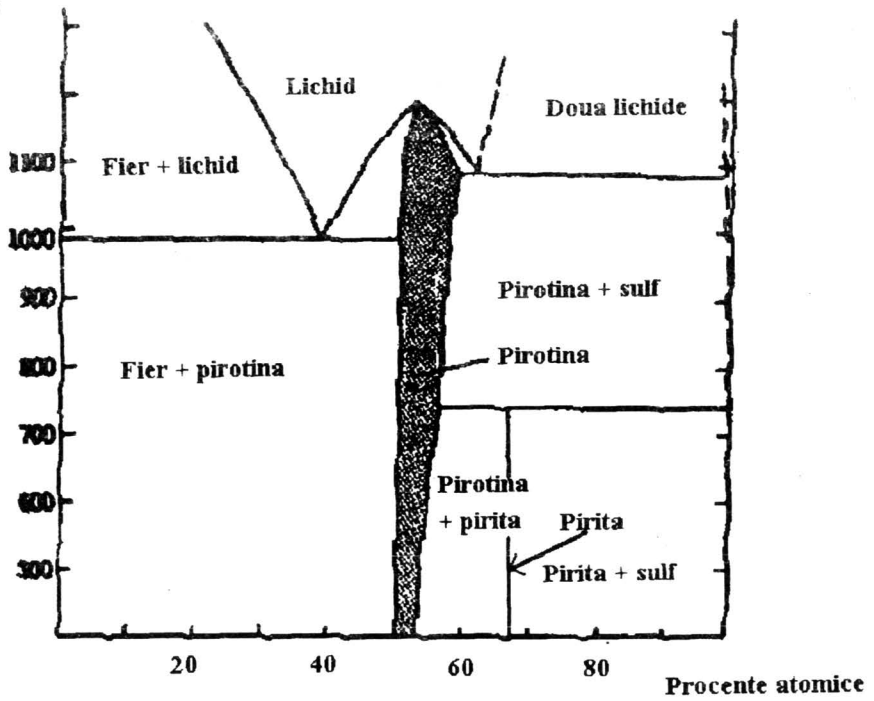


Fig. 21. Relatii de faza in sistemul fier - sulf.

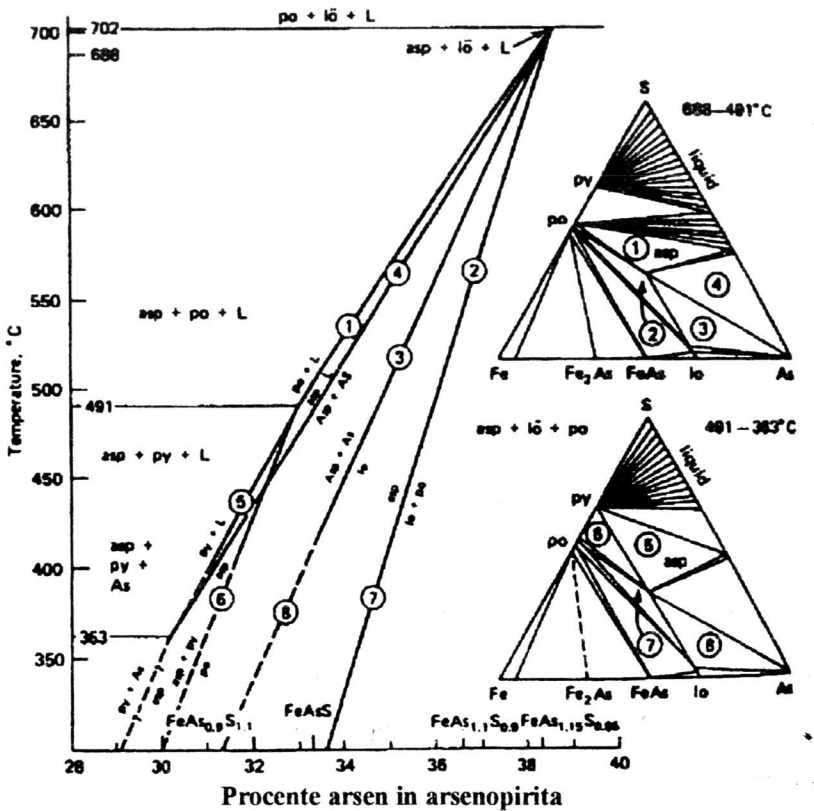


Fig. 24. Relatii de faza in sistemul Fe - As - S.

compozitii mai bogate in S. Aceasta forma de T mare are o structura de tip NiAs cu vacante ale Fe in retea. Stabilitatea termica a solutiei solide a pirotinei la $P < 1 \text{ atm}$ este 1192°C , deasupra careia pirotina se topeste congruent. Eutecticul intre pirotina si fier este la 988°C la o compositie de 56% Fe.

In partea saraca in S a sistemului, relatiile de faza putin importante in sistemele hidrotermale pot fi aplicate la meteoriti, probele lunare si zgurile de fier.

Racirea rapida a topiturilor bogate in fier produce structuri complexe de tip eutectic, in mod obisnuit cu cristale cruciforme de Fe prinse intr-o matrice de FeS. Racirea inceata da nastere la structuri anhedrale.

Pirita are stabilitate termica maxima la presiune mica la $742^\circ\text{C} \pm 1^\circ\text{C}$. Ocurenta comuna a piritei cu pirotina ca si dependenta compozitiei pirotinei de T° conduce la geotermometrul pirita-pirotina care se bazeaza pe gasirea compozitiei pirotinei pe baza pozitiei planului (102) conform relatiei:

$$\text{atomi Fe (\%)} = 45212 + 72,86 (d_{(102)} - 2,0400) + 311,5 (d_{(102)} - 2,0400)^2$$

Relatia enuntata este valabila pentru pirotinele hexagonale.

Aplicarea acestui geotermometru este limitata la sistemele naturale unde reechilibrarea rapida intre pirotina si pirita apare atunci cand proba se raceste de la temperatura initiala. In timpul racirii, compozitia pirotinei coboara pe curba solidus la compozitii mai bogate in Fe. O alta complicatie apare in multe zacaminte prin recrystalizarea pirotinei hexagonale la pirotina monoclinica prin doua procese: racire sub 250°C sau ca un produs de oxidare la T° mica.

Sistemul Cu – S. Relatiile de faza in sistemul Cu-S sunt prezentate in fig. 22. Se observa ca topitura (Cu, S) este stabila la peste 813°C , iar la temperaturi mari sistemul este dominat de o forma de digenit de T° mare, care reprezinta o solutie solida de tipul $\text{Cu}_2\text{S} - \text{Cu}_{1,73}\text{S}$. Aceasta faza care este stabila pana la 118°C poate cuprinde cantitati importante de Fe, dar raritatea sa arata ca nici digenitul si nici descendentii sai de T° mica nu sunt identificati ca faze primare in minereuri.

Covelina devine o faza stabila in sistem sub 507°C .

Calcozina (Cu_2S) este stabila cu structura ortorombica pana la 103°C . Deasupra lui 103°C calcozina este stabila cu structura hexagonala, care la 435°C se transforma in digenit cubic de T° mare. Diferentierea intre calcozina ortorombica si cea hexagonala se face prin atac cu acid azotic ce pune in evidenta clivajul remanent al formei de T° mare.

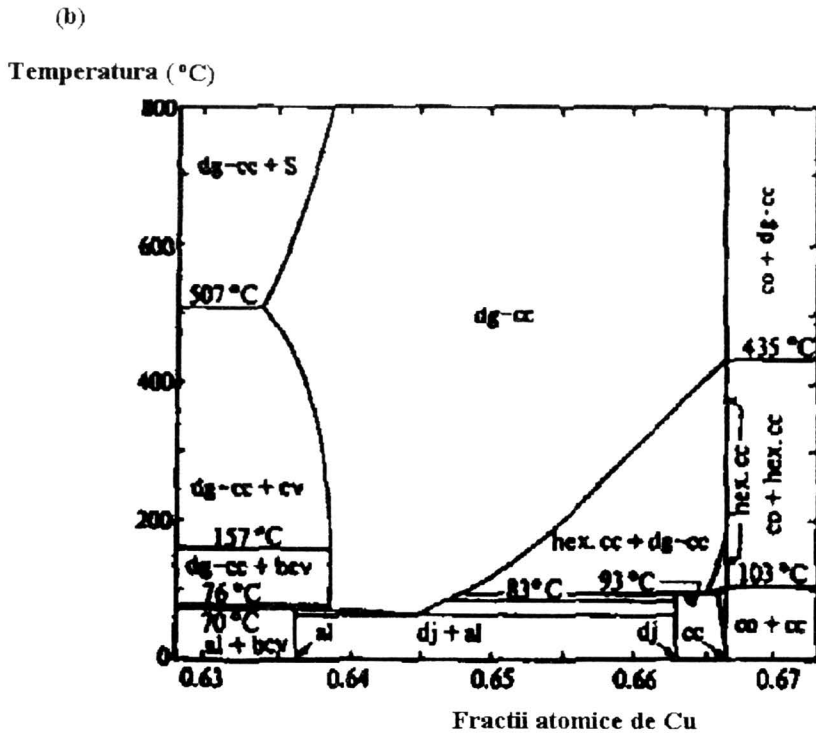
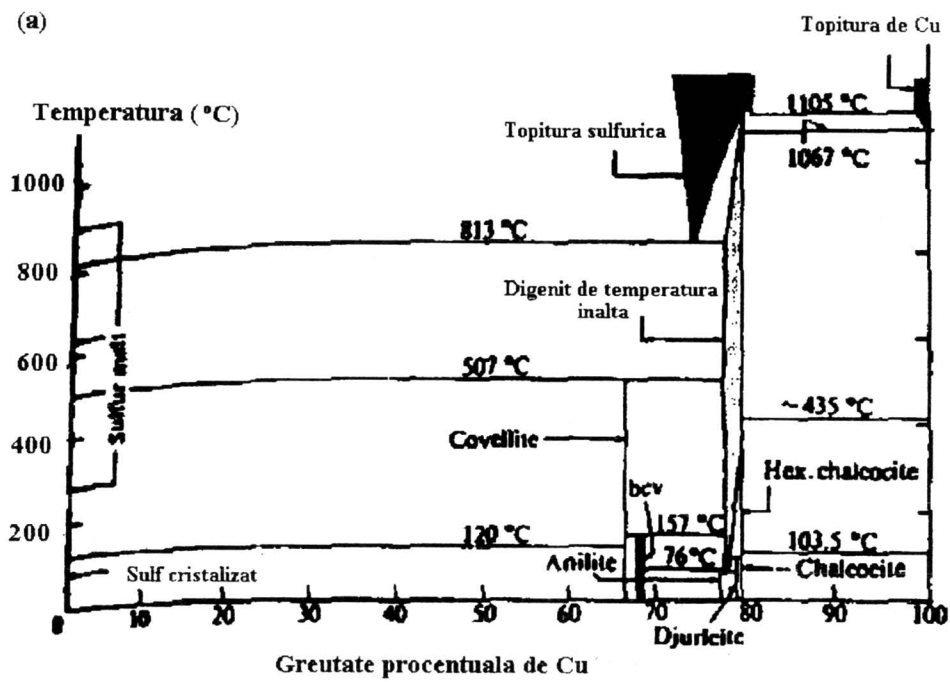


Fig. 22. Relatii de faza in sistemul Cu - S.

Sistemul Cu – Fe – S. In fig. 23 sunt prezentate relatiile de faza ale sistemului la 1000°C, 700°C, 500°C si 300°C.

La 1000°C sistemul este dominat de prezenta unor campuri extensive de lichid sulfuric. Cu scaderea temperaturii se reduce dimensional campul lichidului si se extind campurile solutiilor solide. Acestea sunt: calcozina de T° mare, bornit, solutie solida intermediara si pirotina.

Solutia solida intermediara este localizata central si este usor deficienta in sulf comparativ cu calcopirita.

La T° mai scazute se reduce campul solutiilor solide si sub 557°C apare ca stabila calcopirita. Initial calcopirita se formeaza intre solutia solida intermediara si pirita, dar daca T° scade se dezvolta, catre partea bogata in Fe a campului, calcozina-bornit. Covelina devine stabila la 507°C iar idaitul apare ca faza stabila la 501°C.

Extinderea larga a solutiilor solide calcozina-bornit si solutia solida intermediara, la temperaturi ridicate se ingusteaza daca T° scade brusc. In consecinta apar exolutiile de bornit in calcopirita si invers. S-a incercat folosirea lor ca geotermometru dar s-a demonstrat ca aceste structuri nu sunt dependente de T° initiala da formare sau de viteza de racire. Structuri asemanatoare pot rezulta din substitutia selectiva si din anumite procese de oxido-reducere. In multe asociatii mai bogate in Cu, solutia solida calcopirita-bornit se formeaza la T° ridicate si se descompune la racire, nu cu aparitia unor concresteri lamelare ci cu aspecte vermiculare complexe.

In contrast, descompunerea partii mai bogate in Fe a solutiei solide intermediare conduce la aparitia lamelilor de cubanit in calcopirita.

Sistemul Fe – As – S. Acest sistem contine ca faza ternara doar arsenopirita. Ea este comuna in multe asociatii din zacamintele hidrotermale si are marele avantaj de a fi refractara. Ea poate retine compozitii si structuri care sa evidentieze conditiile de formare.

La T° mari arsenopirita coexista cu pirotina, lollingitul, arsenul sau un lichid (As, S). Acesta la racire trece intr-o sulfura de As¹⁻⁴ (fig. 24). De la 491°C la 393°C arsenopirita poate coexista cu pirita, pirotina, lollingitul, arsen sau lichidul (As, S)⁵⁻⁸.

Deoarece compozitia arsenopiritei este o functie atat de temperatura si de echilibru cu fazele care coexista, poate fi folosita in unele conditii ca geotermometru.

Efectul presiunii asupra compozitiei arsenopiritei nu este foarte puternic si poate fi ignorat pentru zacamintele hidrotermale de T° joasa, dar trebuie luat in considerare la zacamintele metamorfozate.

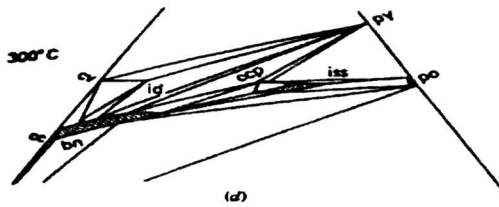
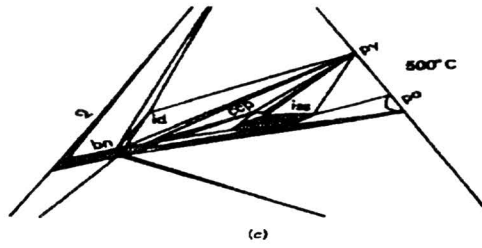
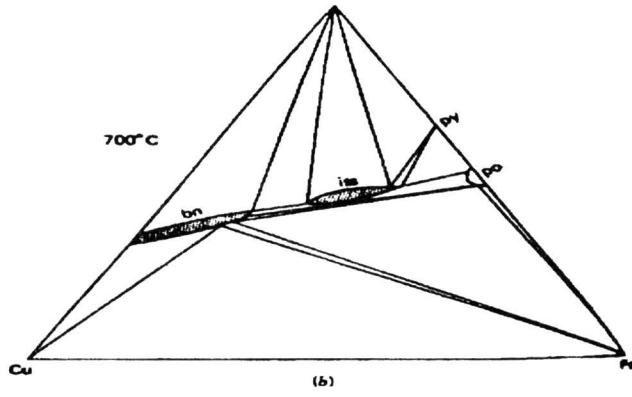
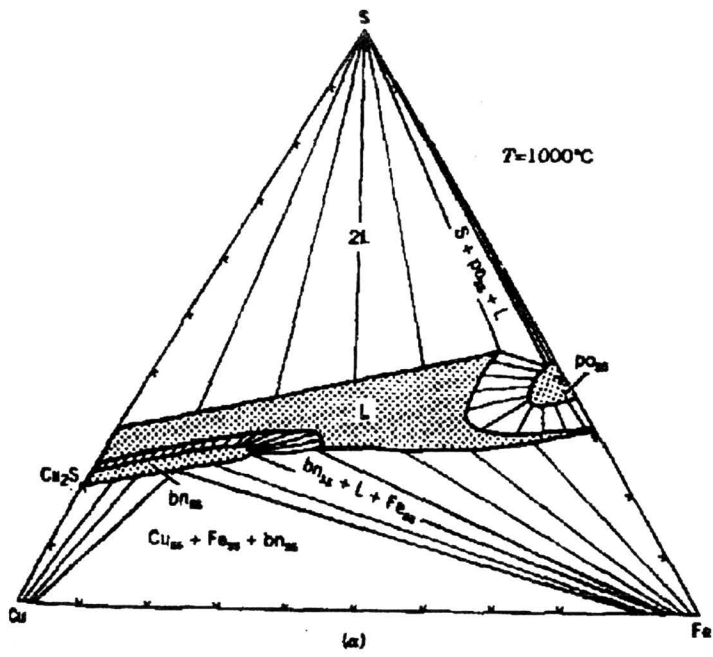


Fig. 23. Relatii de faza in sistemul Cu - Fe - S.

Arsenopirita poate fi folosita ca geotermometru pentru zacamintele metamorfizate in faciesul sisturilor verzi si faciesul inferior al amfibolitelor cu almandin. Acest geotermometru de T° prea mici pentru faciesul superior al amfibolitelor cu almandin si faciesul granulitic si T° inconsistente pentru zacamintele hidrotermale de T° scazuta.

Sistemul Fe – Zn – S. Coexistenta sulfurilor de Fe cu sulfuri de Zn este folosita in mod obisnuit pentru descifrarea conditiilor de formare a unui zacamant. Cea mai comuna si mai importanta asociatie este blenda cu pirita sau pirotina.

Cea mai importanta substitutie in blenda este substitutia Zn^{2+} prin Fe^{2+} , ceea ce duce la cresterea dimensiunilor celulei elementare a blendei (fig. 25) conform ecuatiei:

$$a_0 = 5,4093 + 0,0005637 (\text{mol\% FeS}) - 0,000004107 (\text{mol\% FeS})^2.$$

Initial blenda a fost folosita ca geotermometru, dar s-a constatat ca procentul de Fe exprimat in termeni de FeS este o functie complexa a a_s sau a_{FeS} si nu depinde numai de temperatura.

Scott, Barnes (1971) au intuit folosirea compozitiei blendei ca geobarometru (fig. 26). El a fost aplicat la zacamintele metamorfizate regional si apoi extins precum cosmoberometru la studiul meteoritilor.

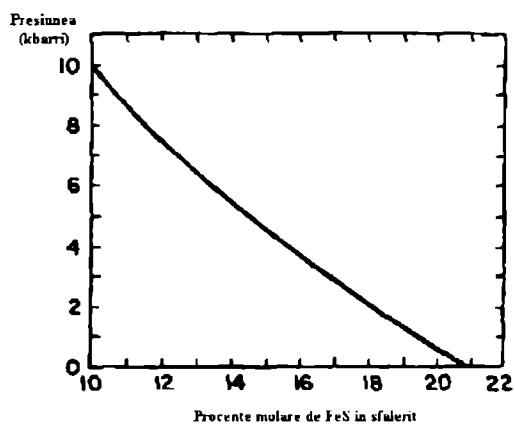
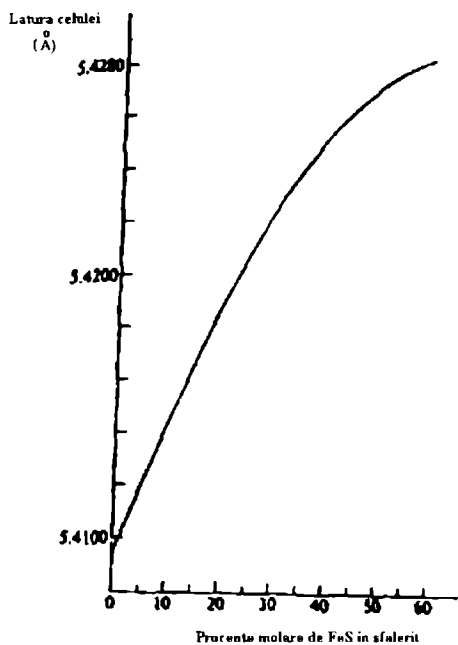


Fig. 25. Variatia celulei elementare a blendei

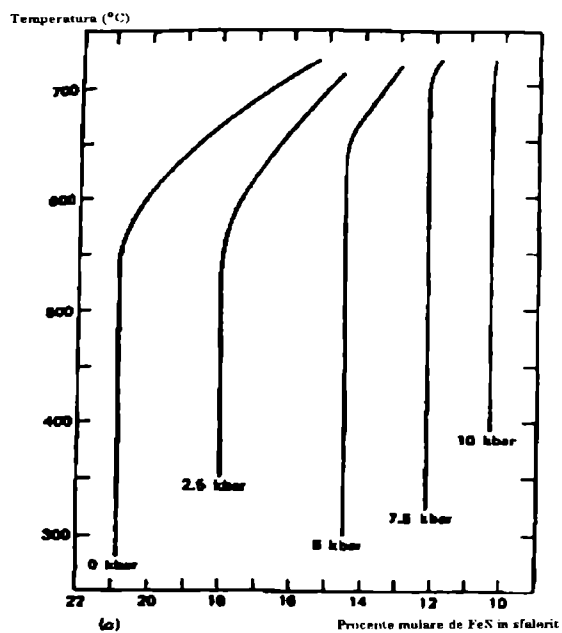


Fig. 26. Folosirea blendei ca geobarometru

Fluidele care contribuie la formarea zacamintelor de minereuri sunt, asa cum am vazut, complexe din punct de vedere chimic. Pe masura evolutiei lor in timp compozitia se schimba si sunt depuse minerale diferite care se succed intr-o anumita ordine sau sunt depuse in acelasi timp.

O parageneza minerala reprezinta un ansamblu, o asociatie de minerale formata intr-un interval limitat de timp, in conditii termodinamice care asigura un echilibru mineral.

Paragenezele minerale constituie elementele de baza ale unui sistem caracterizat de trei elemente esentiale: timp, spatiu si conditii de formare, ultimele avand originea in echilibrul mineral. Opus paragenezelor minerale sunt asociatiile minerale. Acestea au comun cu paragenezele minerale doar un singur element si acesta este spatiul in care se formeaza. Fata de o parageneza minerala, asociatia minerala nu impune conditii de echilibru pentru mineralele componente iar intervalul de timp in care se depun mineralele este limitat.

Paragenezele minerale se materializeaza prin depunerea secventiala a unor minerale intr-un anumit interval de timp, caruia ii corespund niste conditii de formare. In cazul in care miscarile tectonice deranjeaza componentii unui minereu pot fi distinse unul sau mai multe stadii de mineralizare in care pot fi descrise secvente paragenetice.

Dupa modul lor de formare, care depinde de mecanismul de depunere, paragenezele minerale pot fi asociate urmatoarelor tipuri (Genkin et al., 1987):

1. Depunere in spatii deschise;
2. Substitutia in rocile gazda cu depunerea mineralelor componente ale unei singure parageneze sau cristalizarea simultana datorata schimbarilor bruste ale unui sau tuturor parametrilor ce controleaza depunerea mineralelor;
3. Reactii chimice intre fluidele mineralizate si mineralele depuse timpuriu, cu substitutia sau descompunerea acestora. Mineralele care se formeaza ultimele printr-un astfel de mecanism mostenesec o serie de elemente ale mineralelor initiale;
4. Recristalizarea gelurilor complexe;
5. Descompunerea solutiilor solide cu formarea unor minerale izolate.

Criteriile pentru distingerea diferitelor parageneze minerale pot fi: geologice, structurale si geochimice.

Criterii geologice. Acestea se refera la izolarea spatiala a unui mineral sau mai multor minerale, localizarea mineralelor de-a lungul contactelor corpurilor de minereu cu rocile gazda, in fisuri de natura tectonica sau in cavitati.

Criterii structurale. Acestea se refera la efectele si modul de distribuire a mineralelor prin brecifiere, zdrobire, cimentare, relatii de intersectare, indicatii de coroziune, disolutie, substitutie care apar intre mineralele nou formate si cele preexistente.

Criterii geochimice. Aceste criterii iau in considerare compozitia chimica a mineralelor, schimbarile calitative si cantitative ale elementelor urma in diferite generatii ale aceluiasi mineral. Deasemenea este posibila si preluarea unor elemente minore de catre mineralele nou formate din cele preexistente. La fel, pot fi sesizate si schimbari ale valentei elementelor specifice de la un mineral depus anterior la unul tarziu sau variatii ale compozitiei izotopice a sulfului sau carbonului sau ale coeficientilor de distributie ai elementelor urma in perechile minerale ce coexista.

Problema relatiilor de succesiune in timp intre diferitele parageneze minerale este importanta pentru intelegerea evolutiei polistadiale a minereurilor. Aceasta deoarece o parageneza minerala reflecta conditiile fizice si chimice care exista la un moment dat in cursul depunerii si care pot ramane aceleasi in toate stadiile de mineralizare.

Daca pentru diferentierea diferitelor parageneze minerale am folosit criteriile enuntate mai sus este necesar sa consideram o selectie si a stadiilor de mineralizare. Aceasta se poate realiza pe baza urmatoarelor observatii si relatii:

1. Prezenta unor corpuri de roci magmatice cu pozitie intramineralizatie;
2. Localizarea paragenezelor minerale care apartin diferitelor stadii in structuri diferite ale rocii gazda;
3. Relatii de intersectare a unor corpuri de minereu timpurii de catre acelea ale unei generatii mai tarzii insotite de brecifiere si cimentare a asociatiilor minerale mai timpurii de catre cele tarzii;
4. Fiecare stadiu de mineralizare se caracterizeaza printr-un anumit tip de alteratie;
5. Schimbari ciclice in parametrii de formare a minereurilor ce corespund fiecarui stadiu de mineralizare;
6. Identificarea mineralelor tipomorfe sau trasaturile tipomorfe ale acestora, in mod special elementele minore, constantele fizice si proprietatile optice.

Compararea criteriilor de separare a paragenezelor minerale și a stadiilor de mineralizare poate duce la concluzia că unele criterii, precum separarea spațială, zdrobirea, cimentarea, relațiile de intersecție, schimbările în compoziția chimică a mineralelor individuale sunt comune atât paragenezelor minerale cât și stadiilor de mineralizare. Acest lucru poate duce la confuzii, mai ales la imposibilitatea în unele situații de a distinge stadiile de mineralizare între ele.

Cel mai important criteriu de distingere a stadiilor de mineralizare este schimbarea de compoziție a mineralelor ce rezultă din schimbările de alcalinitate-aciditate a fluidelor mineralizatoare.

O altă caracteristică a zacămintelor de minereuri este *zonalitatea*. Această noțiune este legată de paragenza minerală. Zonalitatea poate fi definită ca reprezentând distribuția spațială a paragenezelor minerale. În termeni geochimici, zonalitatea reprezintă schimbări în speciile ionice sau moleculare sau în activitatea acestora într-un fluid care evoluează. Aceste schimbări produc diferite asociații minerale, deci anumite parageneze. Zonalitatea este întâlnită în zacămintele sedimentare, în zacămintele asociate rocilor metamorfice și în cele asociate rocilor magmatice. În multe zacămintele, zonalitatea paragenezelor minerale este însoțită de o zonalitate a alterațiilor hidrotermale.

Fenomenul de zonalitate a fost recunoscut și generalizat de Spurr (1907).

Cea mai cunoscută schemă idealizată de zonalitate este cea a lui Emmons (1936) pe care o prezentăm mai jos. De la suprafață spre adâncime, Emmons recunoaște în mod idealizat următoarele asociații minerale:

1. Zona sterilă: calcedonie, cuarț, baritina, fluorina, carbonați. Unele filoane conțin puține minerale de mercur, stibiu și arsen;

2. Zona cu Hg: cinabru asociat în mod obișnuit cu calcedonie, cuarț, baritina, fluorina sau carbonați;

3. Zona cu Sb: stibina, în mod obișnuit cu cuarț, local cu galena și sulfosaruri de Pb-Sb. Uneori este prezent Au și Ag;

4. Zona cu Au și Ag: zacămintele de Au tip bonanza și de Au-Ag. Acanțitul este prezent alături de As și Sb. Sunt abundente: cuarțul, calcedonia și ametistul. Uneori sunt prezente telururi și seleniuri. Sunt cunoscute și cantități reduse de galena, adular, calcit, rodocrozit. Alterații comune: silicifiere, alterație potasică, filica și propilitică;

5. Interval steril. Acesta reprezintă partea inferioară a multor filoane epitermale terțiare, cu metale prețioase. Sunt prezente: cuarț, carbonați, pirita, calcopirita, blenda, galena;

6. Zona Ag-Mn: cuarț, calcit-dolomit-siderit, acantit-rodocrozit, sulfosaruri de Ag-As-Sb. Alterația este filica-argiloasă-propilitică;

7. Zona cu Pb: cuarț și ceva carbonați. Galena are conținut ridicat în Ag și blenda crește cu adâncimea. Mai apar rodocrozit-rodonit și puțină pirita;

8. Zona cu Zn: cuarț, carbonați de Ca-Fe-Mn, blenda, galena, calcopirita, tenantit-tetraedrit. Calcopirita și pirita cresc cantitativ în adâncime.

9. Zona cuprifera I: tenantit-tetraedrit-calcopirita, cuarț-pirita. Alterație filica-argilică-propilitică;

10. Zona cuprifera II: calcopirita, cuarț, pirita, pirotina. În adâncime crește cantitativ asociația tenantit-bornit-enargit, cu o alterație cuarț-sericit-pirita. În această zonă sunt conținuturi de metale prețioase, în special Ag;

11. Zona cu Mo-W: cuarț-hubnerit, pirita-scheelit cu urme de molibdenit-calcopirita, cuarț-molibdenit, uneori cassiterit;

12. Zona sterilă sau cu conținuturi scăzute: cuarț, feldspat potasic, biotit, calcopirita, molibdenit, puțină pirita, carbonați, anhidrit. Alterația potasică este prezentă.

Această zonalitate imaginată de Emmons nu poate fi regăsită nicăieri în natură așa cum este ea prezentată, ci numai porțiuni din ea. Ceea ce este merituos este faptul că zonalitatea a fost recunoscută ca fenomen. Alte situații interesante care sunt de remarcat aici sunt:

- filoanele aurifere sunt mai aproape de suprafață decât cele polimetalice;
- în adâncime acestea trec la o parte polimetalică și apoi la o zonă cuprifera urmată de wolfram, situație des întâlnită în multe zăcăminte;
- zona cu alterație potasică, de T° mare, este sterilă.

În mod convențional, după mărime și mai puțin după origine, zonalitatea poate fi împărțită în trei categorii:

- A. Zonalitate regională;
- B. Zonalitate locală;
- C. Zonalitate la nivelul corpului de minereu.

A. *Zonalitate regională*. Aceasta este prezentă la o scară foarte largă și în cele mai multe cazuri ea corespunde diferitelor sectoare ale unei centuri orogene și vorlandului acestora. Ca exemple pentru acest tip de zonalitate putem cita regiunea circum-Pacifică, Anzii, regiunea Asiei de Sud-Est, Europa Nord-Vestică, etc. Acest tip de zonalitate mai este cunoscută și ca zonalitate metalogenetică, ea fiind în conexiune cu adâncimea la care se găsește planul Benioff și cu nivelele la care sunt generate diferitele metale care compun zonele.

B. *Zonalitate locala*. Acest tip de zonalitate se refera la distributia zacamintelor sau ocurentelor in jurul unor plutoni. Cea mai bine descrisa si mai usor de inteles zonalitate locala este cea din districtul Cornwall (Anglia) sau din Comstock Lode (Nevada).

In unele situatii zonele nu sunt foarte bine definite sau sunt suprapuse. Prezenta suprapunerii zonelor poate fi identificata prin studiul secventelor paragenetice. Discrepantele si definirea slaba a zonelor pot fi generate de suprapunerea prin depunere a doua sau mai multe evenimente de mineralizare. Aceasta se realizeaza fie prin retragerea sau avansarea secventelor paragenetice intr-un singur eveniment metalogenetic datorita amestecului de fluide hidrotermale cu origini diferite, fie prin inchiderea si apoi redeschiderea tectonica a aceleiasi cai de acces in perioade diferite de mineralizare. Atunci cand mineralele unei zone se suprapun peste o alta de temperatura diferita fenomenul poarta numele de *telescoping*. Acest fenomen este restrans la zacaminte formate in apropierea suprafetei, unde conditiile de temperatura si presiune se schimba brusc.

Acolo unde conditiile termodinamice se schimba gradat, asa cum se intampla in zacamintele de T si P ridicate, zonalitatea regionala este mai dificil de recunoscut la nivel de asociatii minerale. Ea poate fi sesizata la nivelul elementelor minore, al raportului acestora sau al raportului izotopic.

Cauza distributiei zonare a asociatiilor minerale este inca neclara. Secventa de depunere a unor minerale poate fi atribuita solubilitatii relative a mineralelor ca si constantelor de disociere-asociere a compusilor clorurati sau de tip bisulfuri. Dar este greu sa consideram acestea ca o cauza unica intrucat sulfurile sunt greu solubile si nu avem date experimentale despre ele in fluide hidrotermale la temperatura inalta. Mobilitatea metalelor din minereuri in fluidele hidrotermale formeaza o secventa incepand de la cele mai mobile, care sunt transportate mai departe, la cele mai putin mobile, care sunt depuse mai aproape de origine:

Hg	Cd	Pb	Cu	Zn	Sn	Ni	Fe	Co	Mn
-227	-156	-154	-134	-132	-126	-83	-82	-81	-78

Numerele aflate sub simbolul metalului reprezinta valoarea energiei libere.

C. *Zonalitate la nivelul corpului de minereu*. La nivelul corpurilor de minereu, indiferent de natura lor, sunt recunoscute distributii diferite ale metalelor, asociatiilor minerale, elementelor minore, etc.

Un exemplu clasic de zonalitate la nivelul corpurilor de minereuri este cunoscut la zacamintele epitermale. La acestea, partea superioara are un caracter auro-argentifer, partea

mediana este polimetalica, plumbo-zincifera, subordonat aur si uneori cupru, iar partea mai adanca este cuprifera, uneori cu trecere la wolfram.

Din punct de vedere al relatiilor dintre distributia zonelor si timpul de formare a lor fata de roca gazda putem distinge urmatoarele tipuri de zonalitate:

1. *Zonalitate hidrotermala epigenetica*. In aceasta categorie intra cele mai multe din tipurile de zonalitate descrise;

2. *Zonalitate hidrotermala singenetica*. Aceasta se gaseste in corpurile stratiforme de sulfuri de afiliatie vulcanica si partial este reflectata de zonalitatea skarnelor.

Desi acest tip de zonalitate este mai greu de definit, totusi, deasupra stockwork-ului care reprezinta canalul de alimentare cu solutii hidrotermale in corpurile stratiforme de sulfuri poate fi identificata urmatoarea secventa de metale de la partea inferioara la cea superioara:

Fe – (Sn) – Cu – Zn – Pb – Ag – Ba

La fel ca la zacamintele filoniene, trecerea de la o zona la alta se face gradat si in multe situatii poate fi observata o suprapunere a zonelor;

3. *Zonalitate singenetica sedimentara*. Acest tip de zonalitate este intalnit la zacamintele stratiforme de afiliatie sedimentara. Zonalitatea apare exprimata ca o relatie cu paleogeografia si este reprezentata de o distributie a metalelor de la margine catre interiorul bazinului, de felul: Cu+Ag – Pb – Zn .

Bineanteles ca distributiile aratate mai sus pot fi perturbate de suprapuneri de secvente paragenetice sau de diferite abateri cauzate de conditiile locale de depunere.

CAPITOLUL VII. APLICATII ALE IZOTOPIILOR IN GEOLOGIA ZACAMINTELOR DE MINEREURI

Izotopii sunt definiti ca atomi la care nucleeele au acelasi numar de protoni dar un numar diferit de neutroni.

Ei pot fi impartiti in izotopi stabili si nestabili (radiogeni). Termenul de stabil este relativ, el fiind dependent de limitele de detectie a perioadei de dezintegrare radioactiva. Dintre elementele cunoscute numai 21 au un singur izotop (elemente pure) celelalte sunt o combinatie a cel puțin doi izotopi. In unele elemente, diferitii izotopi participa uneori cu o pondere foarte mare. Astfel, in compozitia izotopica a cuprului, ^{63}Cu este in proportie de 69%, iar ^{65}Cu doar 31%.

Izotopii radioactivi sunt artificiali si naturali. Cu importanta in procesele geologice sunt izotopii naturali, deoarece ei reprezinta baza pentru datarile de varsta radiometrica. Dezintegrarea radioactiva reprezinta o reactie nucleara spontana ce se caracterizeaza prin emisia de radiatii. Ea reprezinta un proces care produce variatii ale abundentei izotopice.

Un al doilea proces cu acelasi efect este fractionarea izotopica ce este determinata de mici diferente fizice si chimice intre izotopii unui element. Ea reprezinta partitia izotopilor intre doua substante cu diferite rapoarte izotopice.

Principalele cauze ce conduc la fractionarea izotopica sunt:

1. Reactii de schimb izotopic;
2. Procesele cinetice;

Compozitia izotopica a doi componenti A si B masurata in laborator se noteaza cu δ si se exprima dupa urmatoarea formula:

$$\delta_A = (R_A/R_{Sc} - 1) \cdot 10^3 \text{ (‰)} \text{ si } \delta_B = (R_B/R_{St} - 1) \cdot 10^3 \text{ (‰)}$$

R_{St} reprezinta raportul izotopic al unei probe standard, iar R_A si R_B raportul izotopic al componentilor A si B.

Sunt cunoscuti doi izotopi stabili ai hidrogenului: ^1H și ^2D . La acesti doi izotopi stabili se adauga ^3H (tritiu) care este un izotop radiogen cu perioada de injumatatire de aproximativ 12, 5 ani. Hidrogenul este caracterizat de urmatoarele trasaturi:

1. El are cea mai larga diferenta relativa de masa intre cei doi izotopi stabili ai sai. Din acest motiv, hidrogenul arata intervalele de variatie cele mai mari in raportul izotopilor stabili;
2. Hidrogenul este prezent ca H_2O , H_2 , $(\text{OH})^-$, CH_4 chiar la adancimi mari in manta. Asta arata ca hidrogenul joaca un rol important, direct sau indirect in multe procese geologice.

Standardul pentru compozitia izotopica a hidrogenului este considerat SMOW (Standard Mean Ocean Water). In ultimul timp, Agentia Internationala pentru Energie Atomica de la Viena a recomandat si un alt standard, SLAP (Standard Light Antarctic Precipitation).

Cele mai eficiente procese de obtinere a unei variatii in compozitia izotopica a hidrogenului sunt acelea datorate diferentelor in $P_{\text{H}_2\text{O}}$.

Procesele fizice care sunt responsabile pentru fractionarea izotopilor hidrogenului in apa ca si distributia rezultatelor fractionarilor in natura sunt aceleasi care determina fractionarea oxigenului in apa.

Rezultatele raportului izotopic al compozitiei hidrogenului se exprima in δ_D .

Oxigenul este cel mai abundent element de pe Pamant. El este prezent in compusii gazosi, lichizi sau solizi, multi dintre ei stabili pe un interval termic larg. El are trei izotopi stabili ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O . Datorita abundentei mai ridicate si diferentelor de masa mai mari, in mod obisnuit este determinat raportul $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Standardul utilizat este SMOW iar compozitia izotopica se exprima prin $\delta^{18}\text{O}$. In fig. 27 sunt prezentate rapoartele izotopice ale H si O pentru cateva corpuri geologice comune.

Valorile $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ si D/H obtinute prin analiza mineralelor hidrotermale si a incluziunilor fluide ofera date asupra temperaturilor si echilibrului la care s-au format mineralele dar mai ales asupra originii apei implicate in depunerea minereurilor. Aceasta pentru ca tipurile de ape mentionate intr-un capitol anterior si care intra in componenta fluidelor hidrotermale au valori diferite ale compozitiei izotopice a O si H.

Exista doua modalitati pentru determinarea $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ si D/H in fluidele hidrotermale:

a. prin masuratori directe asupra fluidului intr-un sistem geotermal sau din incluziunile fluide din mineralele dintr-un zacamint;

b. prin analiza izotopica a asociatiilor minerale, calcularea temperaturilor de formare utilizind diferite geotermometre si apoi calcularea rapoartelor D/H si $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ a apelor in echilibru cu asociatiile minerale, la temperatura lor de formare.

Caracteristicile izotopice (oxigen si hidrogen) ale apelor naturale sunt prezentate in fig. 28.

Asa cum am mai mentionat se cunosc cinci tipuri de ape care pot intra in compozitia apelor hidrotermale:

1. Ape meteorice;
2. Apa de mare;
3. Apa formationala;
4. Apa metamorfica;
5. Apa magmatica.

Apele (1), (2), (3) pot fi obtinute ca probe actuale si pot fi masurate direct. Apele (4) si (5) in mod normal nu pot fi masurate direct, exceptie facand incluziunile fluide din unele minerale, dar pot fi calculate din analiza mineralelor hidroxilate daca factorii de fractionare intre mineral si apa ca si temperatura de formare sunt parametri cunoscuti.

1. Apele meteorice incalzite sunt in unele situatii un component important in fluidele hidrotermale. Studiul unor zacaminte epitermale de Au-Ag din Nevada a aratat ca aceste concentratii sunt datorate numai unor astfel de fluide. Cea mai mare parte a mineralelor din astfel de zacaminte arata valori foarte scazute pentru $\delta^{18}\text{O}$, in timp ce valorile δD pentru incluziunile fluide sunt uniform scazute variind pe intervalul -90 la -140‰, interval identic cu cel masurat pentru izvoarele din regiune.

2. O serie de zacaminte de sulfuri masive s-au format in medii submarine cu contributia apei de mare incalzita. S-a demonstrat ca la temperaturi scazute, valoarea $\delta^{18}\text{O}$ a fluidului hidrotermal scade relativ la apa de mare din cauza ca produsii de alteratie din crusta oceanica sunt bogati in ^{18}O . La aproape 250°C solutia capata valoarea initiala a apei de mare. Reactia in continuare cu bazaltele la 350°C modifica compozitia apei de mare la 2‰. δD a solutiei creste la toate temperaturile pentru ca fractionarile mineral-apa sunt aproape toate mai scazute de zero. Cel mai bine documentat exemplu pentru rolul jucat de apa de mare in depunerea/formarea unui zacamint este pentru tipul Kuroko (Ohmoto, Skinner, 1983).

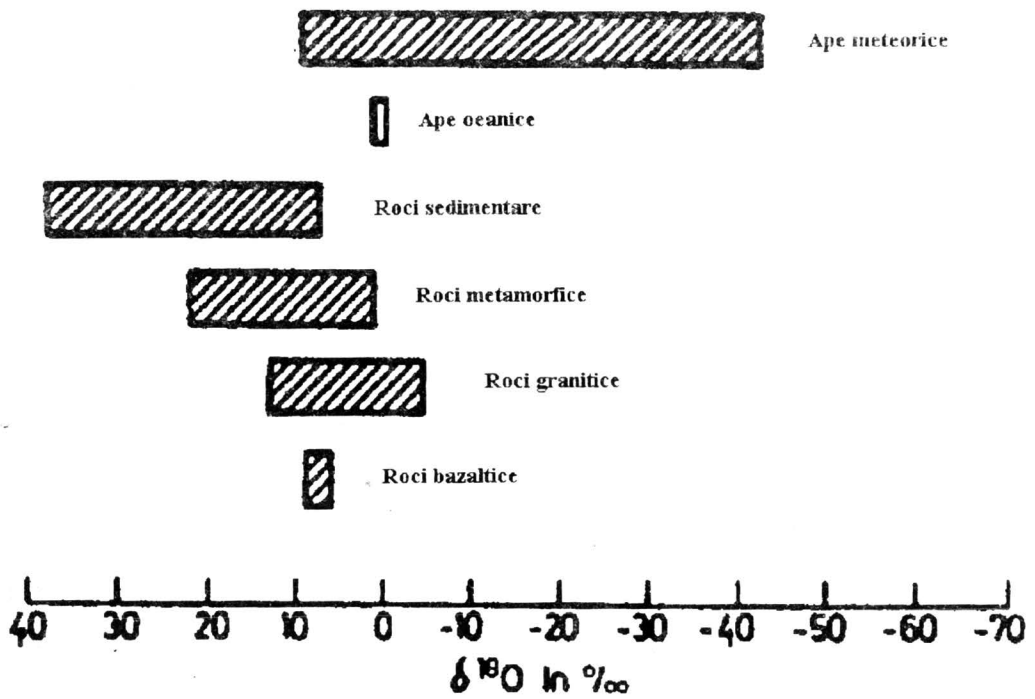


Fig. 27. Compozitia izotopica a oxigenului pentru diferite corpuri geologice

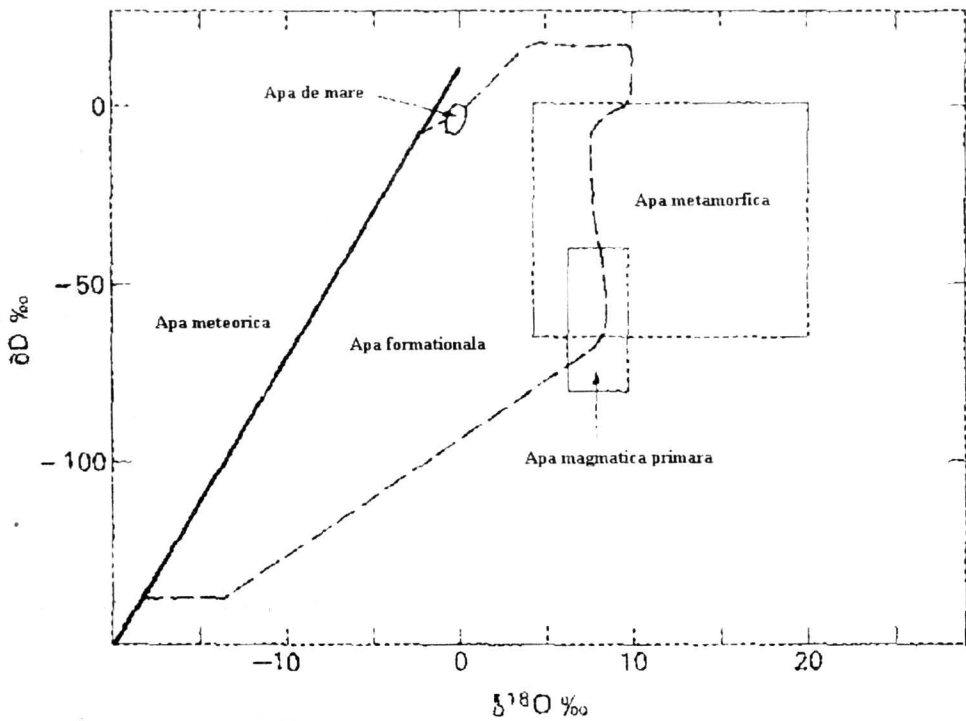


Fig. 28. Compozitia izotopica a diferitelor tipuri naturale de ape

3. Apele formationale au tendinta de a creste in salinitate ca si in temperatura pe masura ce are loc o circulatie descendenta. Cresterea continutului in clor determina o marire a capacitatii de extractie si de transport a metalelor. Tipul Mississippi Valley este considerat a fi format prin actiunea apelor conate.

Compozitia izotopica a oxigenului pentru apele conate este afectata de reactia cu mineralele carbonatice si de fractionarea izotopica prin efect de membrana. Argilele compacte si sisturile argiloase actioneaza ca membrane semipermeabile care prin fenomene de ultrafiltratie sau filtratie de saruri previn trecerea ionilor in solutie. Aceste fenomene sunt insotite de fractionare izotopica. Produsii de ultrafiltrare sunt saraciti in D si ^{18}O fata de solutia reziduala.

Un tip special de apa este cea denumita "apa organica". Ea este definita ca fiind acea apa al carui deuteriu provine din transformarea unor componenti organici in timpul maturarii termice. Aceste ape au δD cu valori sub-90‰. Astfel de ape, care intra in categoria celor conate pot juca un rol important in timpul evolutiei unor bazine sedimentare, ele fiind capabile sa transporte atat metalele cat si sulful.

4. Fluidele metamorfice sunt implicate in generarea unor zacaminte metamorfice; zacaminte asociate skarnelor si zacamintele de Au din sisturile cristaline.

Compozitiile izotopice au aratat ca in stadiul prim de formare si evolutie a skarnelor, fluidul care s-a amestecat cu cel magmatic a fost bogat in ^{18}O . Fluidele din care au derivat concentratiunile de Au au valori $\delta^{18}\text{O}$ cuprinse intre 8 si 14 si valori δD intre -10 si -50‰. Ele par a avea caracteristicile unei surse crustale adanci.

5. Determinarile compozitiei izotopice a unor produse de condens din fumarolele unui stratovulcan activ din arcul Aleutinelor au aratat o linearitate a valorilor de la fluide de temperatura joasa (<100°C) care reprezinta ape meteorice locale, cu valori δD de circa -150 si $\delta^{18}\text{O}$ -19 la fluidele de temperatura ridicata colectate din partea apicala a vulcanului care sunt imbogatite atat in D cat si in ^{18}O (δD -35 iar $\delta^{18}\text{O}$ -13, 5). Acestea ar putea fi fluide de natura magmatica.

Studiile de izotopi ai O si H pot fi folosite si pentru studiul produsilor de alteratie hidrotermala. Pe baza analizei izotopice a acestora si a mineralelor din minereuri se poate face distinctie intre zacaminte formate pe cale supergena sau hipergena.

Valorile $\delta^{18}\text{O}$ pentru roci in halourile de alteratie pot fi folosite ca un indice in explorare pentru zacaminte vulcanogene de sulfuri masive. Asa cum se stie fluidele

generatoare de minereu trec prin unitati submarine de sedimente si vulcanite, ies in ocean si precipita metalele pe/langa fundul oceanului. In felul acesta zona de circulatie este strabatuta de fluxuri mari de fluide care produc intense alteratii hidrotermale si in general o scadere a valorilor $\delta^{18}\text{O}$.

In felul acesta caile de circulatie hidrotermale fosile pot fi conturate de zone de insaracire in ^{18}O .

Izotopii carbonului.

Carbonul este unul dintre elementele cele mai abundente in Univers. dar el apare in compozitia Pamantului numai ca element urma. Continutul mediu al C in crusta si in manta este probabil de cateva ppm. El joaca un rol important in biosfera dar, in afara de aceasta, carbonul poate de asemenea exista intr-o serie de compusi, precum diamantul si dioxidul de carbon.

Carbonul are doi izotopi: ^{13}C si ^{12}C . In fig. 29 sunt prezentate valorile raportului $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ in compusi mai importanti, cu continut in C. Exprimarea compozitiei izotopice a C se face prin $\delta^{13}\text{C}$.

Valorile $\delta^{13}\text{C}$ in zacaminte hidrotermale, in minerale purtatoare de C sunt controlate de conditiile fizico-chimice care caracterizeaza fluidul hidrotermal. In astfel de fluide, C se gaseste sub forma de CO_2 sau CH_4 . Este constatata o larga fractionare izotopica intre speciile de C oxidat si redus care este functie de temperatura, pH si $f\text{O}_2$. Tot acesti factori controleaza si abundenta speciilor oxidate si reduse in fluide.

Folosirea compozitiei izotopice a C in cercetarea zacamintelor nu este atat de extinsa asa cum este cea a O, H, S intrucat mineralele purtatoare de C sunt ulterioare, in cele mai multe cazuri, principalelor stadii de mineralizare.

Izotopii sulfului.

Sulfurul are in natura patru izotopi: ^{32}S , ^{33}S , ^{34}S , ^{36}S . Compozitia izotopica a sulfurului se exprima in valorile lui $\delta^{34}\text{S}$. Ca standard a fost aleasa valoarea lui $\delta^{34}\text{S}$ din troilitul, din meteoritul Canon Diablo.

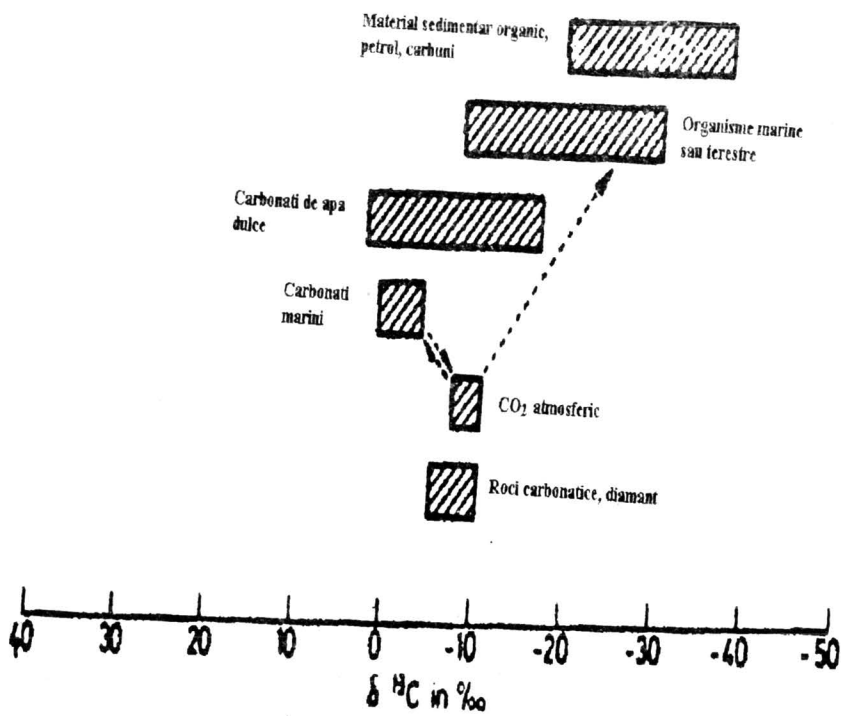


Fig. 29. Compozitia izotopica a carbonului pentru diferite corpuri geologice.

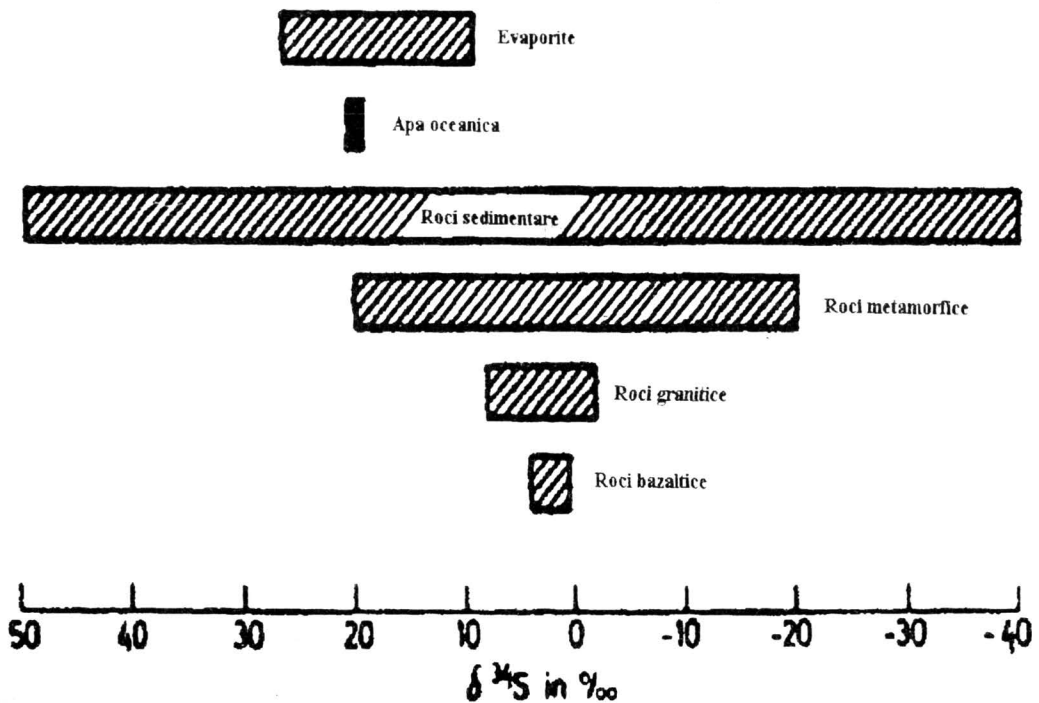


Fig. 30. Variatia $\delta^{34}S$ pentru diferite corpuri geologice.

El este prezent in aproape toate mediile naturale: component minor in rocile magmatice si metamorfice, in cea mai mare parte sub forma de sulfuri, in biosfera si in substantele organice asociate acestora (petrol, carbune), in apa oceanica sub forma de sulfati si in sedimentele marine, atat ca sulfati, cat si ca sulfuri. El este prezent de asemenea in zacamintele de minereuri. Sulfurul apare in diferite stadii de oxidare, de la sulfuri la sulfurul elementar si la sulfati. In fig. 30 este prezentata variatia lui $\delta^{34}\text{S}$ in diferite medii geologice.

Principalele tipuri de reactii care contribuie la variatia compozitiei izotopice a sulfurului in natura sunt:

1. Reducerea pe cale bacteriana a sulfatului la H_2S , fenomen care contribuie in cea mai mare masura la o puternica fractionare in ciclul sulfurului;

2. Reactii de schimb chimic intre sulfati si sulfuri si intre diferite sulfuri.

Sursa S in zacamintele de minereuri poate fi discutata numai pe baza compozitiei izotopice calculate a sulfurului total in solutie. Dupa valorile acestora pot fi sesizate trei grupe de zacaminte: una cu valori scazute, alta cu valori cuprinse intre 5 si 15‰ si o a treia grupa cu valori medii in jur de 20‰.

Zacamintele in care $\delta^{34}\text{S}$ are valori mici au sulfurul originar in surse endogene, care inchid sulfurul eliberat din topitura de silicati si sulfurul levigat dupa descompunerea sulfurilor din rocile magmatice. Sulfurul endogen este derivat atat din mantaua superioara cat si din volume mari de roci omogenizate prin subductia materialului crustal.

Zacamintele care au valori mari ale $\delta^{34}\text{S}$ si pozitive au sulfurul derivat atat din apa oceanica cat si din evaporite marine.

Alte zacaminte, care arata valori intermediare isi au sulfurul cu origine in rocile gazda, atat in sulfurile diseminate cat si in zacaminte mai vechi.

In zacamintele metamorfozate trebuie luate in considerare doua tendinte de distributie izotopica a sulfurului in timpul metamorfismului care le-a afectat:

1. In general variatiile premetamorfice ale $\delta^{34}\text{S}$, la o scara regionala sunt pastrate. Media $\delta^{34}\text{S}$ pentru sulfuri, in majoritatea unitatilor litologice mari nu prezinta schimbari.

2. Schimbari la scara mica ale compozitiei izotopice a S sunt in mare parte suprapuse distributiei izotopice a S original precum:

- a. redistribuirea izotopilor S printre mineralele coexistente care definesc temperatura evenimentului metamorfic;

- b. variatii locale $\delta^{34}\text{S}$ ce reflecta istoria structurala sau chimica a metamorfismului.

În zacamintele de origine magmatică, de Fe-Ni-Cu, valorile lui $\delta^{34}\text{S}$ arată două intervale: unul între -3 și +3‰ și un al doilea în afara acestor valori. Dacă pentru primul interval se apreciază fără dubii că este un sulf de proveniență mantelică, pentru cel de-al doilea trebuie să considerăm următoarele caracteristici:

1. Intruziunile cu care sunt asociate corpurile de sulfuri sunt mai tinere de 1800 Ma și au compoziție tholeitică;
2. În aceste intruziuni, corpurile de sulfuri de Fe-Ni-Cu se găsesc de cele mai multe ori pe lângă contactul cu rocile gazdă;
3. Ele apar în regiuni caracterizate de o crustă continentală groasă;
4. Valorile $\delta^{34}\text{S}$ în intruziune sunt similare cu cele din roca gazdă;
5. Sunt observate variații largi ale $\delta^{34}\text{S}$ în interiorul corpurilor intruzive chiar pe o foarte scurtă distanță;
6. Valorile altor izotopi (Sr, Nd, O) se proiectează între “manta” și “crustă”.

Aceste caracteristici sugerează că în timpul amplasării magmelor mafice s-a produs o asimilare a sulfurii din rocile crustei superioare. Acest proces este o condiție importantă pentru formarea unor zacaminte de Fe-Ni-Cu asociate rocilor cu caracter tholeitic dar nu și celor asociate cu lave komatiitice.

Asimilarea S din rocile inconjurătoare este susținută de evidente provenite din probele naturale. Deși solubilitatea perechii sulfura-sulf în magmele granitice și granodioritice este în intervalul de 10-200 ppm în condiții de $f\text{O}_2$ scăzută, conținutul actual de sulfura-sulf în multe roci granitoide, fără a lua în considerare sulfurile hidrotermale, este peste valorile amintite. De exemplu, pentru unele corpuri de granit din Arizona care au asociată o mineralizare de Mo, conținutul în sulf este de 2000 ppm, față de granitele nemineralizate, ce conțin până la 500 ppm (Mutschler et al., 1981).

Solubilitatea sulfurii în topitura de silicați depinde de conținutul în FeO ceea ce este verificat experimental. Asta înseamnă că simpla cristalizare fracționată a unei magme bazaltice cu un conținut în sulf în jur de 1000 ppm nu este capabilă să producă roci granitice cu un conținut de sulf de peste 200 ppm. Această condiție este îndeplinită doar dacă se produce o asimilare de sulf din rocile inconjurătoare. Atunci când sulfurii din rocile inconjurătoare trece în topitura el reacționează cu Fe și Cu pentru a forma sulfuri, ca o topitura separată sau încorporate în mineralele mafice hidratate.

Magma este alcatuita dintr-o topitura de silicati, din cristale de silicati, cristale de sulfuri (sau topitura de sulfuri). Topitura de sulfuri (sau cristalele) pot cadea la baza camerei magmatice daca vascozitatea topiturii de silicati este scazuta, asa cum se intimpla in magmele mafice sau topitura de sulfuri ramane dispersata in magmele felsice care au vascozitate mai ridicata. Acesta ar putea fi un motiv pentru care nu sunt zacaminte de sulfuri de Fe-Ni-Cu asociate magmelor felsice.

Sunt posibile doua mecanisme de asimilare a sulfului din rocile inconjuratoare: asimilarea globala si asimilarea selectiva.

Asimilarea globala a fost sesizata pentru unele granitoide de tip I din Japonia. Granitoidele de tip I au un potential mai mare de asimilare a sulfului din rocile gazda decat magmele granitice de tip S. Aceasta deoarece granitoidele de tip I sunt formate prin topirea partiala a unor roci purtatoare de hornblenda ceea ce necesita temperaturi mai mari de 1000°C, pe cand cele de tip S se formeaza prin topirea partiala a unor roci cu muscovit la temperaturi de aproape 600°C. Deasemenea, magmele de tip I au o fO_2 mai ridicata, cea ce permite ca o cantitate mai mare de sulf sub forma de sulfat sa fie incorporata in magma.

Prin asimilare globala este dificil pentru o magma sa obtina un continut in sulf mai ridicat decat cel al rocii asimilate global. Daca printr-un proces de asimilare, sulful este in mod selectiv extras din roca gazda, atunci magma poate capata un continut mai ridicat in sulf. Daca fugacitatea H_2S intr-o magma este mai scazuta decat in fluidele din rocile gazda atunci sulful migreaza catre magme.

Concentratiile de sulf calculate in fluidele apoase arata ca la fiecare 1% greutate apa, circa 1000 pana la 10000 ppm sulf este scos din magma granitica. Daca magma granitica contine circa 2, 7% H_2O , ea va pierde tot sulful pe care il contine si il va transfera in fluid in timpul fierberii retrograde si va primi din rocile gazda, pe considerentele amintite mai sus, o anume cantitate de sulf prin asimilare. Din acest motiv, rocile intruzive care au asociate zacaminte porphyry-copper si Mo se caracterizeaza prin continuturi mari de sulf.

Pe date experimentale si bilant de masa s-a constatat ca pentru granitoidele cu un continut de sulf in jur de 2000 ppm, asocierea cu o mineralizatie implica o concentrare a sulfului la 5000 ppm inaintea fierberii retrograde.

Izotopii strontiului.

In literatura geologica nu sunt prea multe informatii privitoare la aplicatiile izotopilor Sr la zacamintele hidrotermale. Ei pot fi utilizati pentru a indica geneza magmelor ce au generat rocile cu care sunt asociate zacamintele minerale si in cazul zacamintelor hidrotermale, pentru a avea informatii asupra sursei partiale a mineralelor de ganga ca si pentru determinarea directiei de miscare a fluidului hidrotermal.

In natura sunt cunoscuti urmatorii izotopi ai strontiului: ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr , ^{88}Sr . Dintre acestia ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{88}Sr sunt constanti in natura iar ^{87}Sr provine din dezintegrarea radioactiva a ^{87}Rb . Se considera ca ^{87}Sr a fost prezent cand s-a format Pamantul si ca valoarea raportului $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indica originea primara (in manta) a magmelor sau contaminarea acestora prin asimilare de roci crustale. Valoarea initiala a raportului $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a fost 0,699. Rocile derivate din manta au raportul $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in jur de 0,703. Rocile crustale au valori mai ridicate.

In filioanele hidrotermale Sr se gaseste in principal in mineralele care contin Ca si Ba, elemente pe care le substituie in diferite proportii. Mineralele din grupa sulfurilor nu contin Sr sau el apare la continuturi extrem de mici. Acest lucru ne indeamna sa consideram o comportare geochimica deosebita a Sr si a metalelor in cursul procesului hidrotermal. Asta inseamna ca mineralele cu Sr pot avea o sursa iar sulfurile pot sa provina dintr-o cu totul alta sursa.

Reesman (1968) intr-un studiu asupra sursei compozitiei izotopice a strontiului din mineralele de ganga din filioanele hidrotermale din vestul SUA a aratat ca aceasta reflecta pe cea a rocilor din peretii corpului de minereu.

Alte studii, precum Doe et al. (1966), arata ca in saramurile geotermale de la Salton Sea, strontiul are aceeasi compozitie ca a strontiului solubil din sedimentele in care se gasesc saramurile si este distincta de cea a rocilor magmatice inconjuratoare care au actionat doar ca sursa de caldura.

Izotopii plumbului.

In natura, plumbul are patru izotopi, din care unul este stabil, iar ceilalti trei sunt radiogeni. Izotopul stabil este ^{204}Pb , iar cei radiogeni sunt: ^{206}Pb , ^{207}Pb si ^{208}Pb . In cele mai multe cazuri, compozitia izotopica a plumbului se exprima prin raportul dintre izotopii radiogeni si izotopul stabil.

Daca masuram raportul izotopic al Pb pentru un mineral trebuie sa consideram ca valoarea lui este urmare a evolutiei de la un raport izotopic initial la care se adauga cantitati de izotopi radiogeni proveniti din dezintegrarea radioactiva ce implica produsul unui anumit moment in timp caracterizat de raportul dintre un izotop parental radioactiv si izotopul neradiogen al elementului “fiica” precum $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ sau $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$.

Raportul izotopic al Pb nu este rezultatul fractionarii izotopice asa cum se intimpla la izotopii stabili.

Unele minereuri si roci magmatice au plumb ce a evoluat in conditii ce caracterizeaza un singur stadiu. In acest caz schimbarea valorii raportului element parental/ element fiica se datoreaza dezintegrarii radioactive a elementului parental. In acest caz se poate aproxima timpul de formare a minereului sau rocii magmatice. Acest model de evolutie are la baza consideratia ca Pamantul la inceput a avut o singura valoare a compozitiei izotopice a Pb. Indepartarea unei parti din Pb, U, Th de catre magme fluide sau prin alte mijloace din sursa unica nu este exclusa atita timp cat sursa unica este suficient de mare astfel incat rapoartele ce implica izotopii parentali radioactivi nu sunt deranjate in mod semnificativ. In acest model, sursa magmei si a metalelor din minereuri este intr-un “rezervor infinit”.

In cazul acestui model se poate calcula timpul de formare a unui mineral sau roca. Acesta se bazeaza pe ideea ca atunci cand o cantitate relativ scazuta de Pb este scoasa dintr-o sursa unica este inclusa intr-o faza minerala in care valoarea $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ este apropiata de zero (galena, feldspat). Cu ajutorul unui model matematic se poate construi modelul de varsta.

In ideea modelului evolutiv intr-un singur stadiu, mineralele din minereurile formate in timpul Phanerozoicului au valori ale raportului $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mai mari decat probele reprezentative pentru tholeitele de rift medio-oceanic (mantaua suboceanica). Diferentele intre valorile raportului $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ intre minereuri si vulcanitele oceanice arata ca cea mai mare parte a minereurilor au cel mult un component din mantaua suboceanica in compozitia lor sau deloc. Mantaua oceanica in timpul Phanerozoicului a avut in mod sigur o evolutie diferita a compozitiei izotopice (implicand poate doua sau mai multe stadii) fata de cea a sursei pentru minereuri. Mai apropiata de compozitia izotopica a minereurilor este compozitia izotopica a sedimentelor pelagice. Acestea, impreuna cu materialul continental prelucrat pot fi sursa pentru componentii minereurilor.

Mecanismul de extractie a plumbului din sedimente este subductia, iar pentru cel din bazinele sedimentare este levigarea sub actiunea unor fluide cu salinitate ridicata.

Multe minereuri și roci magmatice arată că ele nu s-au format în condiții atât de simple cum este evoluția într-un singur stadiu. Plumbul din ele este considerat anomal, pentru a-l deosebi de cel comun ce caracterizează evoluția într-un singur stadiu. O mare parte din plumbul acesta anomal caracterizează evoluția în două stadii. Aceasta înseamnă că valorile raportului element parental/element fiica au fost modificate la scurt timp după ce Pamântul s-a format. Această modificare apare ca o varietate de valori. Pb din acest model de evoluție în două stadii este denumit anomal deoarece calcularea unui model de vârstă și aprecierea timpului de formare este incorectă.

Deoarece Pamântul a avut o istorie complexă, în ultimul timp se implică un model de evoluție în trei stadii, dar care are dificultăți de interpretare.

Multe zăcăminte mari, de tipul Mississippi Valley au valori ale raportului $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ care trec de 20 și care nu se potrivesc unui model de evoluție într-un singur stadiu. Acest Pb este anomal datorită faptului că are componentul radioactiv în exces. El este numit tip J (Joplin) iar vârstele obținute sunt negative, deci zăcămintele se vor forma în viitor. Acest Pb poate fi interpretat ca provenind inițial din manta, apoi a fost înmagazinat în roci mai vechi înainte de a fi remobilizat și redepus în roci mai tinere.

Alta aplicație a izotopilor plumbului la metoda de prospecțiune este folosind metoda “amprentei”. Ea se bazează pe faptul că dacă se cunoaște compoziția izotopică a unui zăcămint dintr-un district metalogenetic aceasta poate fi folosită pentru identificarea altora de același tip în același district deoarece se consideră că zăcămintele formate în aceeași unitate structural-geologică au compoziții izotopice similare.

Această metodă poate fi aplicată la zăcămintele care au plumb anomal, așa cum sunt cele de tip Mississippi Valley.

CAPITOLUL VIII. SISTEMATICA ZACAMINTELOR DE MINEREURI

A face o clasificare a zacamintelor de minereuri bazata exclusiv pe un singur criteriu este un lucru dificil, mai ales daca se ia drept criteriu de separare criteriul genetic. Aproape toate clasificarile mai vechi au folosit geneza zacamintelor de minereuri pentru a separa diferite categorii. Dar datorita faptului ca zacamintele de minereuri pot sa apara in conditii diferite (adica in medii diferite), la temperaturi diferite si in conditii structurale diferite, dar procesul genetic sa fie acelasi, poate sa conduca la o serie de confuzii. Astfel, procesul hidrotermal este intalnit nu numai in domeniul magmatic. Asa cum am aratat in capitolele anterioare, in componenta fluidelor hidrotermale sunt dovedite a participa si apele meteorice si cele conate si apa de mare si cele metamorfice. Cum aceste ape sunt specifice unor anumite medii geologice (sedimentare si metamorfice) inseamna ca acelasi proces, cel hidrotermal, determina formarea unor zacaminte in medii geologice diferite. Trasaturile generale sunt aceleasi, dar in acest caz fiecare zacamant are particularitatile lui.

Clasificarea zacamintelor de minereuri poate fi facuta dupa o serie de criterii, in functie de utilizatorul acestei sistematici. Ele pot fi sistematizate dupa metalul sau metalele ce pot fi valorificate (exemplu: zacaminte de Fe, de Pb-Zn, de Au, de U, etc.), sau dupa morfologia corpurilor de minereu. In aceste cazuri o astfel de clasificare foloseste inginerului preparator (prima clasificare) si inginerului minier (cea de-a doua clasificare). Un alt criteriu, cel geodinamic imparte zacamintele de minereuri in zacaminte asociate zonelor de convergenta, faliilor transformante si mai in detaliu tuturor cadrelor geodinamice cunoscute. O astfel de clasificare este importanta pentru a intelege legitatea formarii zacamintelor de minereuri.

In opinia noastra, consideram ca cea mai oportuna clasificare pentru un geolog este cea care are drept criteriu relatia roca-acumulare minerala. Motivele pentru care vom folosi o astfel de schema de clasificare tin de faptul ca noi consideram minereul o roca ce poate fi valorificata (conform definitiei date in capitolul I). Deci, orice corp de minereu nu reprezinta din acest punct de vedere altceva decat o concentrare anomala intr-un anumit loc, datorita unor conditii geologice favorabile, a unor componente minerale care in mod obisnuit sunt disperse. Procesele de formare a zacamintelor sunt mai mult sau mai putin aceleasi ca in petrologie. Bineanteles ca geologia zacamintelor de minereuri nu este o prelungire a

petrologiei, ci o ramura separata care trateaza si interpreteaza acumulari naturale si anormale folosind datele petrologice, structurale, sedimentologice, stratigrafice, geochimice, mineralogice, geofizice, geodinamice cu metode specifice.

Bine documentate in aceasta privinta sunt clasificarile lui Stanton (1972), Dixon (1979) si Wolf (1981), ultimul facand si o ampla discutie asupra relatiei mediu petrografic – zacaminte de minereuri.

Utilizarea unei astfel de scheme de clasificare conduce geologul in formare sau deja format la intelegerea evolutiei crustei si a mantalei superioare si a proceselor de prelucrare a acestora in timpul geologic.

Clasificarea pe care o prezentam in continuare are la baza roca gazda a acumularii ca un criteriu de ordinul I si apoi subdiviziunile folosesc criteriul morfologic (in majoritatea cazurilor), fie al metalului principal drept criteriu de ordinul II si rareori cel structural.

VIII.1. Zacaminte asociate rocilor bazice, ultrabazice si curgerilor de lave

Zacamintele de acest tip se formeaza in domeniul magmatic si cuprind concentratiuni de oxizi si sulfuri, la care se adauga diamantele si elementele din grupa platinei. Compozitia mineralogica, asociatia cu anumite tipuri de roci, ca si trasaturile structurale sunt specifice acestui grup de zacaminte. Dupa compozitia calitativa, pot fi recunoscute urmatoarele tipuri:

- a. Zacaminte de sulfuri de Fe-Ni-Cu;
- b. Zacaminte de oxizi de titan;
- c. Zacaminte de platina si platinoide;
- d. Zacaminte de cromit;
- e. Zacaminte de diamant.

VIII.1.1. Zacaminte de sulfuri de Fe-Ni-Cu

Formarea minereurilor de sulfuri in domeniul magmatic, prin procese de licuatie a fost prezentat in subcapitolul IV.1. Din acest motiv nu vom relua acum explicatia procesului ei, il vom folosi in a intelege modul de formare al acestor zacaminte. Concentratiunile de sulfuri de Fe-Ni-Cu sunt gazduite de roci formate din magme subcrustale. Acestea apar atunci cand

portii ale mantalei se topesc, dau nastere unor magme ultramafice sau bazaltice, care datorita densitatii lor mai mici relativ la manta se deplaseaza catre suprafata si formeaza intruziuni in crusta sau curgeri de lave. Aceasta magma nu are in mod obisnuit concentratii de Fe, Ni sau Cu. In momentul in care se raceste si incepe cristalizarea, prin licuatie apar picaturi de sulfuri care prin acumularea gravitacionala genereaza corpuri de sulfuri. Elemente care se concentreaza sub forma de sulfuri sunt cu caracter calcofil si de aici tendinta lor de a se uni cu sulfurul si nu cu oxigenul, in topituri de silicati. In felul acesta sulfurile concentreaza Fe, Ni, Cu la valori ale factorilor de concentrare cuprinsi intre 100-100.000.

Prezentarea acestor zacaminte, pentru a intelege modul lor de formare si de ce au

mai in anumite locuri de pe glob trebuie sa ia in considerare

acestor zacaminte cu rocile gazda, originea sulfurului si

2.

ul geodinamic si implicit de compozitia petrografica a rocilor

subclase de zacaminte de sulfuri:

nui vulcanism Precambrian (in cea mai mare parte Arhaic) cu

nui vulcanism komatiitic;

ruziunilor generate in desfasurarea magmatismului tholeitic;

fturilor de pe marginile continentale;

urgerilor de bazalte din rifturile intracontinentale;

magmatismului rezultat in urma impactului meteoritic.

it de la inceput. Zacamintele de sulfuri sunt asociate si localizate

in roci vechi. Cele mai importante zacaminte sunt Precambriene (multe Arhaice) si doar

zacamantul Norilsk este mai tanar (Triasic). Lucrul acesta pare normal daca luam in

considerare ca in timpurile Precambriene, crusta sialica era subtire si putin consolidata si deci

penetrarea ei de catre magmele rezultate prin topirea mantalei a fost mult usurata fata de

timpurile mai noi. Acest fapt este probat de intensa manifestare magmatica ce a generat

komatiitele. Dar, prezenta zacamintelor cu importanta economica numai in acele perioade

poate fi apreciata si luand in considerare ipoteza unei insaraciri in sulf a mantalei pe masura

evolutiei Pamantului. Asa cum am mai amintit, toate zacamintele de sulfuri de Fe-Ni-Cu sunt

vechi, exceptie facand complexul Duluth (1115Ma) si Norilsk (Triasic). Daca toate celelalte au

fost dovedite ca au asimilat sulf din manta, compozitia izotopica din aceste doua zacaminte arata o sursa crustala, ceea ce ar sustine informatia de mai sus.

Am ajuns acum, deci, la cea de a doua problema careia ar trebui sa ii dam raspuns, dar inainte de aceasta este nevoie sa prezentam pe scurt compozitia mineralogica a acestor zacaminte.

Principalele minerale opace sunt reprezentate prin pirotina, calcopirita si pentlandit. Lor li se asociaza magnetit sau ilmenit, cubanit, millerit si uneori elemente din grupa platinei. Co-pentlanditul poate fi si el un component al minereurilor de sulfuri.

Pentru a se forma aceste minerale este necesara o saturare in sulf a magmei. Ea se poate obtine prin procese care tin de formarea magmei sau prin asimilarea unui sulf crustal.

Asa cum am vazut intr-un capitol anterior, compozitia izotopica a sulfului indica sursa, provenienta acestuia. Daca luam in considerare sursa sulfului pentru zacamintele mari se poate constata ca unele il au din manta, iar altele din crusta. Astfel, compozitia izotopica a sulfului pentru zacamantul Sudbury indica valori ale lui $\delta^{34}\text{S}$ cuprinse intre $-0,2$ si $+5,9\text{‰}$ cu o medie de $1,7\text{‰}$. Acest interval ingust de valori pune in evidenta o sursa mantelica pentru sulf. Tot in Canada, de data aceasta un zacamant localizat in komatiite, Alexo Mine, arata valori ale lui $\delta^{34}\text{S}$ cuprinse intre $4,4$ si $6,2\text{‰}$ ceea ce indica tot o sursa mantelica pentru sulf. In zacaminte asociate komatiitelor din vestul Australiei, compozitia izotopica a sulfului indica tot o origine profunda ($\delta^{34}\text{S} = -2,6$ la $3,4\text{‰}$).

Problema care se ridica acum este cum magmele derivate din manta sunt capabile sa extraga o cantitate suficienta de sulf pentru a obtine saturarea si a se putea forma sulfurile. Conform modelului propus de Naldrett si Cabri (1976), pentru formarea komatiitelor se ia in considerare gradul de topire partiala a mantalei si gradientii geotermali oceanici din timpul Arhaicului si din timpurile actuale (fig. 31). Sa consideram pe aceasta diagrama ca materialul mantalei, pirolitul, se gaseste in punctul A. El se gaseste la o distanta suficienta de curba solidus pentru a suferi o topire partiala. Temperatura si presiunea care caracterizeaza acest punct arata posibilitatea ca topirea sa aiba loc intr-o proportie de 5%. In aceasta situatie orice perturbare care intervine, oricat de slaba si de orice natura, precum un efort tectonic, hidratare, pot cauza o ridicare diapira adiabatica pana in punctul B, unde conditiile termobarice determina cresterea gradului de topire partiala la 30%. Daca aceasta topitura se separa de diapirul mantelic, ea poate evolua de-a lungul curbei nonadiabatice BF. Daca diapirul evolueaza in continuare, gradul de topire creste, dar topitura rezulta dintr-o manta din care a

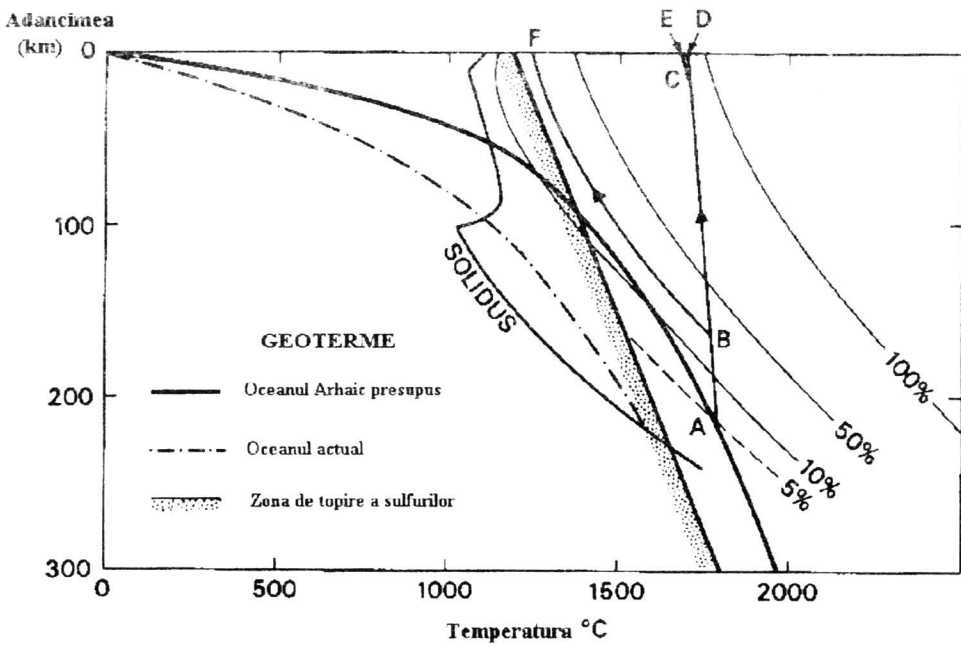


Fig. 31. Diagrama adancime-temperatura, aratand relatii intre geotermele estimate ale timpurilor moderne si Arhaice si relatii de topire ale materialului unei mantale posibile.

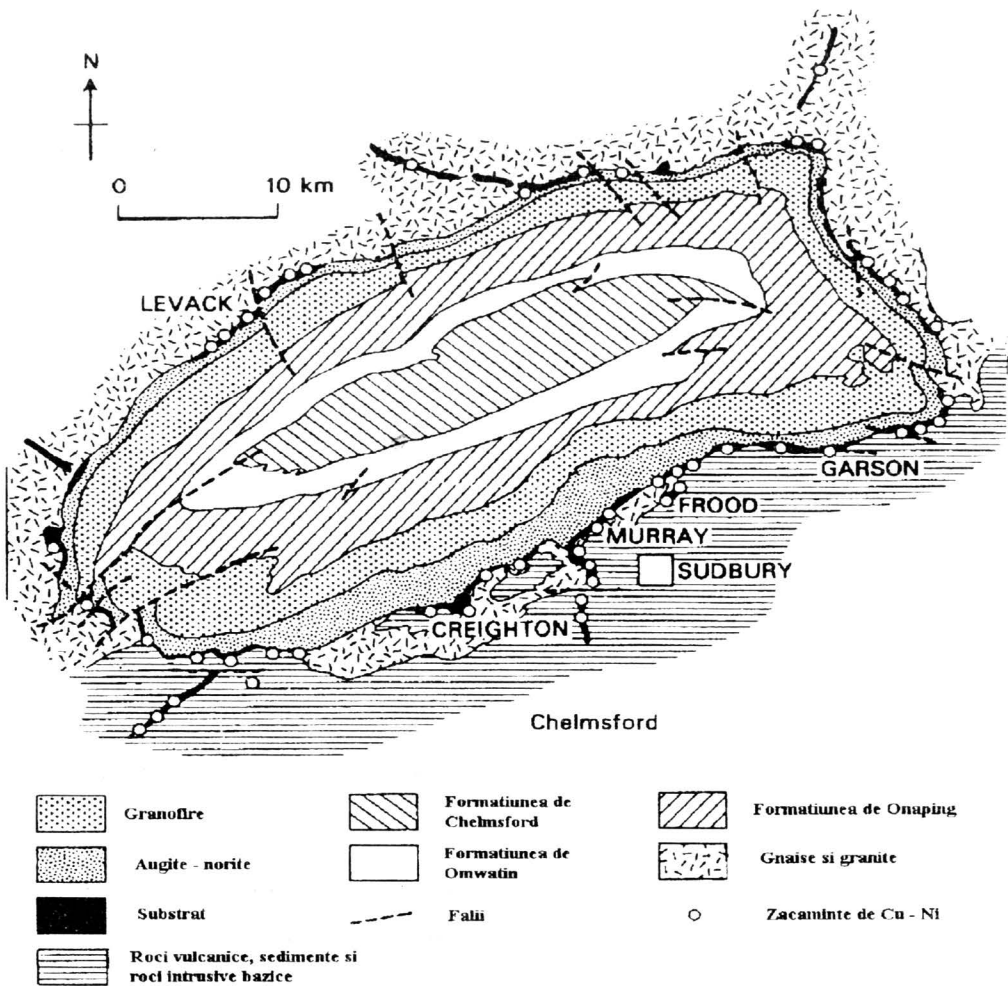


Fig. 32. Harta geologica a districtului Sudbury.

fost indepartata magma bazaltica ce s-a separat in punctul B si deci va fi mult imbogatita in magneziu. In punctul C gradul de topire partiala atinge 90% si magma bogata in magneziu (komatiitica) poate fi intrusa sau extrusa.

In diagrama prezentata se observa ca zona de topire a sulfurilor intersecteaza curba gradientului geotermic Arhaic la aproape 100km adancime. Sub aceasta adancime, sulfurile sunt in stare topita si avand densitati mai mari ele se deplaseaza in jos, parasind o zona saracita astfel in sulf si se concentreaza intr-o zona care se imbogateste in sulf si care se situeaza la nivelul din care sunt derivate magmele komatiitice.

O a doua situatie de achizitie a sulfurului se realizeaza de catre magmele care strabat stive de roci sedimentare in care se gasesc strate de evaporite. De exemplu, in complexul Duluth valorile lui $\delta^{34}\text{S}$ sunt cuprinse intre +11 si +16 ‰. Se considera ca mineralizatiile de sulfuri din acest masiv au beneficiat de pe urma sulfurului asimilat din stratele bogate in sulf din formatiunile sedimentare inconjuratoare. La fel, in zacamantul Norilsk valorile lui $\delta^{34}\text{S}$ sunt cuprinse intre +7 si +17 ‰. Varsta rocilor purtatoare de mineralizatii este Triasica si ele strabat roci sedimentare in care se gasesc strate de gips. Sulful a putut fi captat in momentul intruziei prin reducerea sulfatilor la sulf elementar.

Principalele zacaminte. Desi sunt cunoscute multe zacaminte de sulfuri de Fe-Ni-Cu spatiul si scopul acestui volum nu permite si nu este acela de a face o prezentare exhaustiva a acestora. Din acest motiv vom prezenta pe scurt doar zacamintele Sudbury si Norilsk si vom face o comparatie intre zacamintele asociate komatiitelor din Canada si din Australia.

Zacamantul Sudbury. Concentratiunile de sulfuri de Fe-Ni-Cu din districtul Sudbury sunt asociate Complexului magmatic Sudbury. Acesta reprezinta o intruziune stratificata cu o compozitie ce variaza de la norite quartifere in baza, prin gabbrouri la granofire. Intrusivul de la Sudbury a fost intrus sub Formatiunea Onaping ce reprezinta o brechie alcatuita din fragmente din rocile inconjuratoare si sticla recrystalizata. Ea este des interpretata ca fiind o brechie de impact meteoric.

Intrusivul Sudbury apare in proiectie orizontala ca o serie de inele eliptice cu dispunere concentrica si cu caderi catre interiorul complexului, sugerand o structura de bazin. Acest bazin este localizat la contactul dintre gneise de varsta Arhaica si roci mai tinere ce incalca peste cele Arhaice.

Zacamintele de sulfuri de la Sudbury pot fi divizate in patru categorii: North Range and South Range cu dispunere marginala, Offset si o a patra categorie cu caracteristici diverse.

În general, zăcămintele sunt dispuse în zona marginală a intrusivului și au o structură zonată (fig. 32), de la un minereu masiv, compact de sulfuri la un minereu diseminat, dezvoltat în acoperiș. Minereurile masive stau direct pe rocile din culcuș, au fragmente din acestea ca și fragmente de gabbro și peridotit.

Complexul intrusiv Sudbury prezintă o serie de diferențe față de alte intruziuni stratificate precum:

a. Evidente ale implicării regiunii unde ocurează într-o explozie catastrofală, probabil consecința unui impact meteoritic;

b. Rocile complexului sunt bogate în siliciu comparativ cu alte intruziuni ceea ce implică faptul că sursa magmei a fost în mod neobisnuit bogată în siliciu pentru starea ei de fracționare;

c. Datele geochemice indică faptul că acest conținut ridicat în SiO_2 este consecința asimilării rocilor din jur;

d. Prezintă un număr mare de ocurețe cu o concentrație ridicată în sulfuri.

Un model interesant care încearcă să explice toate caracteristicile Complexului Sudbury este cel propus de Naldrett et al. 1986. Prin acest model se sugerează că o explozie catastrofală a avut loc în regiunea Sudbury, acum 1,85 miliarde ani. Această explozie generată de un impact meteoritic a avut două efecte: a generat formarea Onaping și a fracturat crusta permițând accesul spre suprafața al unei magme, similare în compoziția ei inițială cu cea a bazaltelor continentale. Magma s-a ridicat probabil la început printr-un canal central în crusta inferioară pentru că mai apoi să se deplaseze printr-o rețea mai ramificată (fig. 33). Patrunderea magmei pe aceste canale laterale a dat naștere unor intruziuni oarbe care sunt cauza anomaliilor gravimetrice și magnetice.

În ascensiunea sa inițială, magma s-a fracționat într-un anumit grad și a fost contaminată cu roci crustale. Prin reacție cu rocile înconjurătoare, fracționare și răcire magma începe să cristalizeze și să formeze cumulate bogate în olivină și piroxen. Contaminarea și răcirea cauzează și precipitarea sulfurilor care se colectează sub forma unor corpuri masive sub cumulate. Partea cea mai importantă a magmei urmează o zonă centrală care astăzi apare ca o cameră largă cu poziție verticală. Injecțiile succesive, ulterioare, de magma, de-a lungul discontinuității dintre partea inferioară a craterului și formarea de Onaping au generat masa principală a Complexului Sudbury.

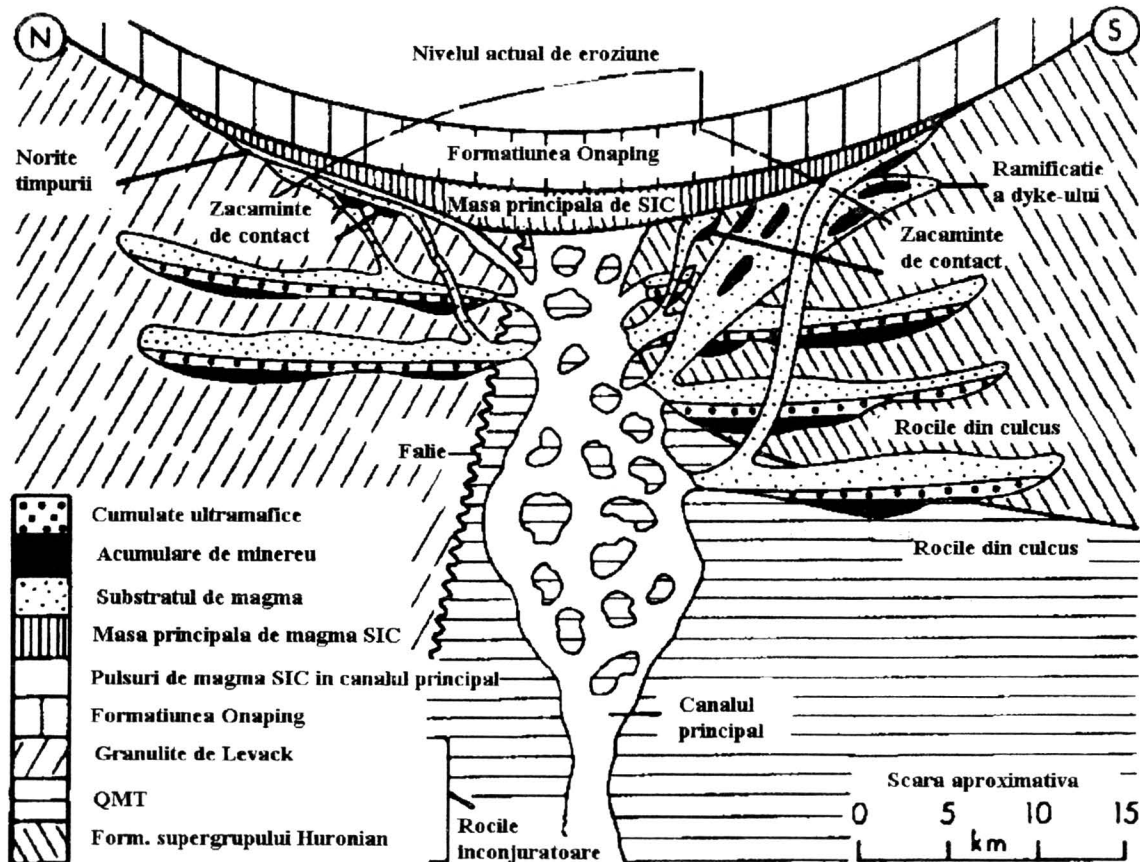


Fig. 33. Model genetic pentru zacamantul Sudbury.

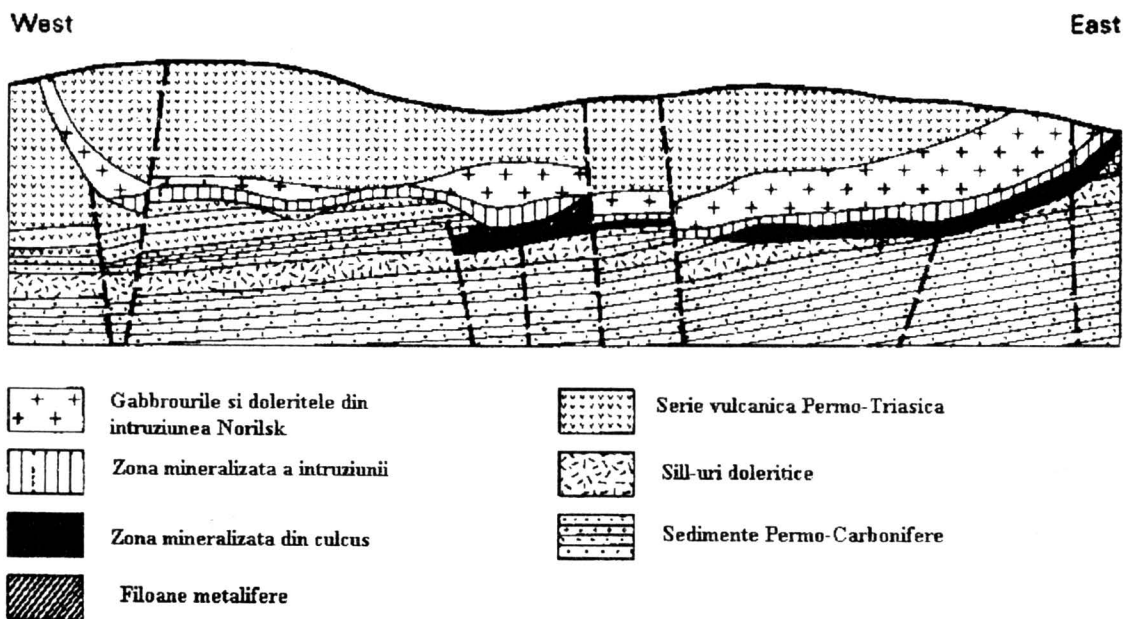


Fig. 34. Sectiune prin zacamantul Norilsk.

Districtul Norilsk. Este localizat in extremitatea nord vestica a Platformei Siberiene care s-a comportat ca un craton stabil odata cu sfarsitul Paleozoicului. Structura districtului este dominata de blocuri de varsta Permian tarziu la Triasic, separate de falii.

Intruziunile mineralizate de la Norilsk reprezinta niste conducte vulcanice cu dispunere radiara fata de centrul intrusiv, care taie secventele sedimentare Permiene si Triasice. Rocile purtatoare de concentratii de sulfuri apartin unor intruziuni diferite ale unei magme bazice.

Concentratiunile de sulfuri se prezinta sub forma unor minereuri diseminate in interiorul intruziunii, ca minereuri compacte in baza intruziunii, ca vinisoare si diseminari asociate corpurilor de minereu masiv si ca brecii si diseminari pe flancul intruziunii (fig. 34).

Compozitia mineralogica a concentratiunilor de sulfuri este complexa, ea cuprinzand pe langa pirotina (monoclinica si hexagonala), calcopirita, pentlandit si minerale mai rare precum troilit, talnakit, mooihoeckit, sau cubanit, millerit si magnetit. O caracteristica a mineralizatiilor de aici este zonalitatea, prezenta atat la minereurile diseminate cat si la cele masive.

Precipitarea sulfurilor s-a realizat atunci cand magma a asimilat roci gipsifere din secventele sedimentare Triasice si sulful din sulfati a fost redus la sulf elementar.

Zacaminte asociate komatiitelor. Secventele komatiitice sunt astazi considerate ca surse importante de Ni-Cu. Ele sunt reprezentate prin roci extrusive sau intrusive care se caracterizeaza prin continuturi ridicate in magneziu. O suite komatiitica poate cuprinde dunite (>40% MgO), peridotite (30-40% MgO), piroxenite (12-20% MgO) si bazalte magneziene. Structura *spinifex* le este specifica si ea reprezinta concresteri scheletice si/sau lamelare de olivina si piroxen. Rocile cu astfel de structura sunt la partea superioara a stivei de lave si se datoreaza racirii rapide. Cele mai cunoscute si mai importante economic, zacaminte asociate komatiitelor sunt in Canada si Australia. Desi situate la mare distanta, multe din aceste zacaminte au trasaturi asemanatoare. Astfel, o sectiune tipica prin doua din zacamintele precum Alexo Mine (Canada) si Lunnan - Kambalda (Australia) arata urmatoarea succesiune (fig. 35):

a. In baza se dispune minereul masiv ("stratificatia" in corpul de minereu Lunnan se datoreste metamorfismului);

b. Urmeaza o zona cu minereu diseminat. Intre aceasta zona si minereul masiv contactul este net;

Lunnon Orebody,
Kambalda,
Western Australia

Alexo Mine,
Ontario

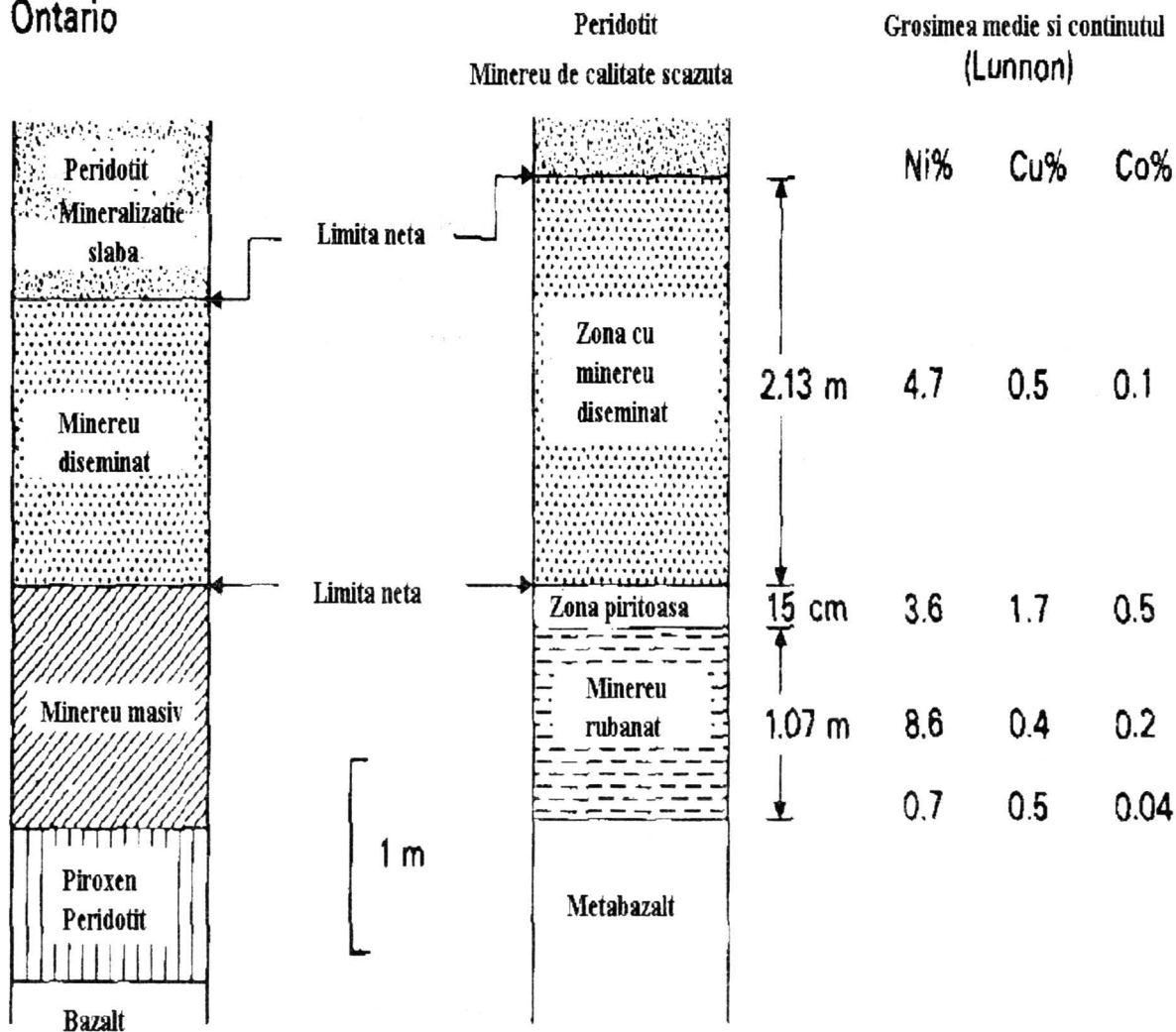


Fig. 35. Sectiuni tipice prin doua corpuri de sulfuri de nichel asociate
corpurilor ultrabazice Arhaice.

c. Urmatoarea zona se caracterizeaza prin prezenta unor vinisoare si diseminari slabe. Si intre aceasta zona si cea precedenta contactul este net.

Aproape la toate zacamintele de acest tip, corpurile de minereu se gasesc localizate in niste depresiuni topografice, sub curgerile de lave ultramafice. Aceste depresiuni pot fi de natura tectonica sau pot fi generate prin dizolvare de catre magmele fierbinti.

Elaborarea unui model pentru formarea zacamintelor de Ni-Cu asociate komatiitelor trebuie sa tina seama de urmatoarele relatii:

- corpurile de minereu sunt gasite la baza curgerilor de lave;
- exista relatii spatiale stranse intre minereul masiv si cel diseminat;
- contactul dintre diferitele tipuri de minereu este net.

Pentru a explica particularitatile enumerate au fost avansate mai multe modele, unele cu caracter intuitiv, altele bazate pe unele caracteristici specifice: modelul bilelor de biliard, modelul exhalativ, modelul amplasarii succesive, modelul metamorfic, modelul cristalizarii in situ, eroziunii termice si asimilarii sulfurilor, etc.

Indiferent care din aceste modele este luat in considerare de un autor sau altul, ceea ce este de retinut este faptul ca separarea sulfurilor de lichidul silicatic se realizeaza prin licuatie si ca pentru formarea sulfurilor magma trebuie sa fie saturata in sulf. Morfologia corpurilor de minereu ca si pozitia lor fata de intruziuni sau fata de curgerile de lave depind de topografia canalelor pe care a circulat magma, de dinamica acestuia, intervalul de racire si contaminarea cu roci crustale.

VIII.1.2. Zacaminte de oxizi de titan

Titanul este unul din metalele caruia i se poate prevedea un viitor stralucit. Comparativ cu alte metale, a caror extractie a inceput sa decada dupa 1980, exploatarea titanului nu a suferit caderi. Acest lucru a fost posibil pentru ca, daca pentru alte metale s-au gasit substituenti, pentru el nu. Chiar daca s-au facut incercari de a-l inlocui cu alte substante, calitatea acestora nu s-a ridicat la nivelul metalului.

Zacamintele de titan apartin la doua categorii principale:

- A. Zacaminte primare;
- B. Zacaminte secundare.

Aceste doua caracterizeaza fizionomia productiei mondiale de titan. In acest subcapitol atentia noastra va fi indreptata numai asupra zacamintelor asociate rocilor bazice.

Mineralogia zacamintelor. In zacamintele de titan asociate rocilor bazice componentii minerali principali sunt: ilmenit, magnetit, hematit, ulvospinel si cu importanta minora rutilul. Intre aceste minerale sunt foarte frecvente structurile de concreștere. Din punct de vedere economic, importante sunt acele zacaminte in care ilmenitul este prezent ca o faza minerala libera, fara concreșteri cu alte minerale. Prezenta TiO_2 in solutia solida a magnetitului sau ca lamele foarte fine de dezamestec in magnetit nu are valoare economica pentru ca fie nu poate fi separat fie ca separarea este foarte costisitoare.

Asocierea cu roci magmatice. Numai doua suite de roci magmatice contin concentratiuni de titan:

- a. Masivele anortozit-ferrodioritice;
- b. Complexele alcaline inelare (tratate in alt capitol).

Motivul pentru care numai aceste doua suite de roci sunt purtatoare de concentratiuni de titan poate fi legat pe de o parte de faptul ca numai aceste roci au continuturi ridicate de titan, iar pe de alta parte de faptul ca numai in aceste roci sunt minerale oxidice de titan, independente.

Masivele anortozitice din terenuri metamorfice au fost amplasate prin procese magmatice partial si partial prin procese diapire, fiind in mod obisnuit deformatate. Aceste masive sunt insotite de ferrodiorite, ferrogabbrouri etc. Dioritele si gabbrourele sunt mai tinere decat anortozitele cu care se asociaza. Masivele anortozitice variaza in compozitie de la tipul cu andezin la cel cu labrador, avand un facies marginal mai mafic. In aceste masive, cele mai importante continuturi in TiO_2 si in minerale de titan sunt in ferrodiorite.

Originea zacamintelor. Evidentele din teren, ca si datele experimentale arata o origine prin imiscibilitate intre un lichid parental oxidic si magma silicatica. Datele experimentale arata ca lichidele cu o compozitie oxidica bogate in titan sunt imiscibile in magma ferrodioritica daca temperatura scade sub $1000^{\circ}C$. De asemenea, in multe zacaminte, relatiile de teren si structura zacamintelor sustin o astfel de ipoteza.

Toate datele amintite sugereaza formarea zacamintelor de oxizi de titan (ilmenit) in trei stadii:

Stadiul I. Intr-o magma ferrodioritica se separa prin imiscibilitate, odata cu scaderea temperaturii o cantitate redusa de picaturi sferice continand un lichid bogat in titan. Aceste picaturi, cu densitate mai mare decat lichidul silicatic, cad spre partea bazala a camerei

magmatice. In multe zacaminte, acest stadiu este evidenciat de prezenta unor incluziuni sferice de ilmenit in silicati.

Stadiul II. Acest stadiu este reprezentat de acumularea picaturilor de lichid bogat in titan la partea superioara a stivei de cumulate. Structural, acest stadiu este evidenciat de formarea unor corpuri concordante cu stratificatia cumulatelor in ferrodiorite si rocile asociate. Aceste corpuri concordante bogate in ilmenit se gasesc de-a lungul paturilor de ferrodiorite sau ca pseudostrate asemenea cumulatelor, in ele. Oxizi, uneori insotiti de apatit, sunt interstitiali fazelor cumulate si le includ poichilitic.

Stadiul III. In acest stadiu, acumularile bazale de lichid bogat in titan, cu densitate ridicata scapa pe fracturi in unitatile de dedesubt dand aspecte discordante. Uneori, corpurile discordante de ilmenit sunt purtatoare de xenolite de silicati. Locurile preferate pentru acumularea lichidului bogat in titan sunt depresiunile de la baza camerei magmatice, de unde, pe fracturi lichidul patrunde in rocile din jur.

Dupa cum se observa, procesul de formare a zacamintelor de titan este aproape analog cu cel de imiscibilitate a sulfurilor in corpuri de roci mafice. Exista unele zacaminte care arata evidente structurale atat pentru imiscibilitatea sulfurilor cat si a oxizilor.

Zacaminte principale. Datorita asocierii restranse intre zacaminte de titan (ilmenit) si masivele anortozit-ferrodiorite, distributia lor pe glob este legata de prezenta acestor complexe in scaturile vechi.

Sanford Lake (SUA). Zacamantul este situat in Masivul Adirondack pe marginea unui masiv anortozitic. El a produs mai mult de 10.000.000 t metrice de concentrat de ilmenit cu 46%TiO₂.

Roca dominanta in regiune este un anortozit, in care plagioclazul variaza in compozitie de la An₄₃ la An₅₅ si prezinta lamele antipertitice. Gabbrourele sunt subordonate ca frecventa anortozitelor, dar cu ele sunt asociate concentratiunile de ilmenit. Gabbroul intrude anortozitul si contine xenolite din el. In acest zacamant, ilmenitul este asociat cu magnetitul, fiind foarte intim concrescute. Ilmenitul contine lamele fine de hematit, iar magnetitul lamele exolvite de ilmenit si spinel si pana la 3% V₂O₅.

Allard Lake (Lac Tio-Canada). In districtul Allard Lake sunt cunoscute sase zacaminte de ilmenit, dintre care cel mai important este Lac Tio. Acesta consta dintr-un corp masiv, suborizontal cu structura grauntoasa, cu grosime de aproximativ 60m, situat in anortozite. Corpul de minereu este alcatuit din concresteri grosiere de ilmenit (75%) si hematit (25%). Continutul este cuprins intre 32 si 36% TiO₂. Componenti minori sunt magnetitul, sulfurile,

apatitul, spinelul (hercinit) și zircoul. Între sulfuri sunt de remarcă și unele minerale de Ni-Co.

Tellnes (Norvegia). Acest zăcămint constă dintr-o intruziune tabulară discordantă de norit cu ilmenit în anortozite. Contactul este net și are înclinare mare, iar de-a lungul lui sunt întâlnite breșii și xenolite anortozitice. Corpul de minereu este de aproximativ 2.700m lungime și 400m grosime. Conținutul mediu este în jur de 18% TiO_2 . Principalul component mineral este ilmenitul cu lamele exolvite de hematit și spinel, însoțit de magnetit, sulfuri (și sulfuri de Ni-Co), baddeleyt (inclus în ilmenit).

Surse potențiale de titan. Pentru că astăzi principalele zăcămint de titan, pe care le considerăm clasice (cele magmatice și cele de placă) sunt pe cale de a fi epuizate este necesar să ne îndreptăm privirea către surse neluate în seamă până acum sau foarte puțin cunoscute. Pe scurt, resursele potențiale de titan ar putea fi considerate următoarele:

- a. Rutilul din eclogite. Aceasta este valabilă doar la conținuturi mai mari de 6% TiO_2 ;
- b. Concentrațiile de rutil din zonele de contact metasomatic ale anortozitelor alcaline, acestea pot fi considerate analoagele zăcămintelor din skarne;
- c. Perovskitul din piroxenitele alcaline;
- d. Rutilul ca subprodus din zăcămintele porphyry Cu-Mo.

VIII.1.3. Zăcămint de platina și platinoide

Elementele din grupa Pt se găsesc la diferite concentrații într-o varietate de situații geochemice, de la temperaturi ridicate, magmatice la condiții sedimentare. Dar singurele zăcămint de care sunt extrase cantități substanțiale de elemente platinoide sunt acelea asociate rocilor mafice și ultramafice.

Compoziția mineralogică. În zăcămint asociate rocilor mafice și ultramafice, platina și platinoidele apar într-o varietate de forme mineralogice precum: platina nativă, sperrylit ($PtAs_2$), braggit (Pt, Pd, Ni)S, stibiopaladinit (Pd_3Sb), laurit (RuS_2), etc. Alături de aceste minerale se remarcă prezența sulfurilor (calcopirita, pirotina, pentlandit, pirita nichelifera, cubanit, millerit, violarit, etc).

Asocierea cu rocile magmatice. Sunt cunoscute trei tipuri de zăcămint de platinoide funcție de modul de asociere cu rocile magmatice:

- a. Concentrațiuni asociate intruziunilor bazice, așa cum sunt zăcămintele Norilsk-Talnakh (Rusia) și Sudbury (Canada);
- b. Concentrațiuni asociate intruziunilor bazice-ultramafice de tipul Bushveld (R.S.A.) și Stillwater (SUA);
- c. Concentrațiuni asociate peridotitelor și serpentinitelor. În acest tip care uneori este important economic, platina apare sub formă de aliaje în lentile masive de cromit. Ele sunt mai importante ca sursă pentru concentrațiunile detritice, bogate în Pt, Ru, Ir sau Os.

În tipul "a" mineralele de Pt sunt prezente în minereurile de licuație de la baza intruziunilor. În tipul "b" platina este prezentă la nivele superioare față de baza intruziunii și apare ca sulfuri, arseniuri și antimoniuri.

Principalele zăcămintele. Cele mai importante zăcămintele de Pt și platinoide sunt: Complexul Bushveld (R.S.A.), Complexul Stillwater (SUA), Sudbury (Canada), Norilsk-Talnakh (Rusia), Marele Dyke (Zimbabwe).

Complexul Bushveld (R.S.A.). În cadrul complexului Bushveld mineralizația de Pt și platinoide are loc în patru situații distincte:

- a. în orizontul Merensky;
- b. în stratul de cromit UG-2;
- c. în Platreef;
- d. în corpurile discordante de dunite Onverwacht, Mooihoek, etc.

Orizontul Merensky reprezintă o zonă extinsă pe aproximativ 200km și care conține minereu care poate fi exploatat pe o suprafață de circa 110km. El este reprezentat printr-o zonă de piroxenite cu structură pegmatoidă și cu grosime de 0,3-0,6m. La partea superioară și la cea inferioară are câte o bandă de cromit de 1cm grosime. Mineralele de platina sunt în general sulfuri, arseniuri și antimoniuri. Ele sunt asociate cu ceva aur nativ și cu sulfuri.

La aproximativ 150-300m sub orizontul Merensky se găsește stratul de cromit UG-2 cu conținut de platina, cupru și nichel.

Zona Platreef a fost corelată la un moment dat cu orizontul Merensky, dar are grosime mult mai mare. Conținutul în Pt este extrem de neuniform.

Corpurile de dunite de la Onverwacht și Mooihoek au forme cilindrice și au avut conținuturi foarte mari de Pt (până la 2,0505 ppm platina și platinoide).

Complexul Stillwater. Este alcatuit din trei unitati magmatice:

- a. Seria bazala care reprezinta o unitate de cumulate bronzitice sau bronzit si plagioclaz;
- b. Seria ultramafica alcatuita dintr-o secventa alternanta olivina-cromit si cumulate cu bronzit;
- c. Seria rubanata ce consta dintr-o secventa norite-gabbronrite si anortozite. In aceasta zona se gaseste orizontul J-M (J-M Reef) cu concentratiuni de Pt si platinoide. Elementele platinice sunt insotite de sulfuri precum calcopirita, pirotina, pentlandit si pirita.

Originea concentratiunilor de platinoide. In randurile de mai sus am preferat sa descriem numai aceste doua zacaminte importante pentru ca modul de aparitie al elementelor platinoide contribuie la intelegerea origini acestora.

Pana acum au fost emise mai multe ipoteze asupra genezei acestor concentratiuni mari de platinoide, ipoteze bazate pe fapte de teren si cercetari de laborator.

O prima ipoteza este aceea a imbogatiri subsecvente in Pt a rocilor sub influenta unor fluide magmatice provenite din cumulatele de dedesubt in momentul compactizarii acestora. Alti autori (Ballhouse, Stumpfl, 1985), bazati pe studiul incluziunilor fluide considera precipitarea platinoidelor din fluide hidrotermale.

Pentru a incerca descifrarea originii acestor concentratiuni trebuie sa consideram similitudinile care exista intre cele doua orizonturi (Merensky si J-M):

1. Atat orizontul Merensky cat si J-M sunt localizate la cateva sute de metri deasupra primelor aparitii a cumulatelor plagioclazice in intruziunea gazda;
2. In ambele orizonturi mineralizatia este cu caracter interstitial, aparent magmatic, fiind alcatuita din sulfuri de Fe-Ni-Cu care sunt purtatoare de platinoide la continuturi ridicate;
3. Ambele orizonturi se caracterizeaza prin reaparitia fazelor cumulus, dominante in istoria cristalizarii timpuri a intruziunii;
4. Prezenta in ambele orizonturi a unor roci gabbroice cu structura pegmatoida;
5. Continuturi mari, neobisnuite de Cl si F in silicatii hidratati.

Un model mai nou pentru concentratiunile de elemente platinice (Naldrett, 1989) sugereaza ca datorita unor evenimente magmatice mai putin obisnuite, picaturile de sulfuri vin in contact cu volume turbulente de magma fapt ce permite extragerea platinoidelor din aceasta. Atunci cand magma incepe sa se raceasca, sulfurile si cristalele suspendate cad si formeaza strate de cumulate. Implicarea in cristalizare a unei magme primitive noi explica reaparitia fazelor cumulus de temperatura ridicata. Magma interstitiala a granulelor minerale

va ramane partial lichida un timp mai indelungat decat stratele acumulus de deasupra si de dedesubt. Fiind nesaturata in volatile, orice cantitate de H₂O, CO₂ sau halogen se va dizolva in aceasta zona care va functiona ca o capcana pentru volatile, ceea ce va permite cristalizarea unor segmente cu structura pegmatoida, prezenta silicailor hidratati si a continuturilor ridicate de halogen.

VIII.1.4. Zacaminte de cromit

Cromitul este un mineral de importanta vitala pentru anumite ramuri industriale. El este singurul mineral ce poate fi utilizat ca sursa pentru cromul utilizat la fabricarea otelurilor sau a unor aliaje neferoase. Dar, cromitul este de multe ori folosit ca mineral industrial in forma sa naturala, pentru fabricarea unor materiale refractare sau pentru unele produse chimice. Aceste moduri de folosire a cromitelor deriva din compozitia lor chimica.

Compozitia mineralogica a zacamintelor. In compozitia corpurilor de minereu din zacamintele de cromit, principalul mineral util (si de cele mai multe ori singurul) este cromitul. In unele zacaminte el este insotit in cantitati mult subordonate de elemente din grupa platinei sau de sulfuri de Fe-Ni-Cu.

Cromitul este o solutie solida cu formula generala $(Mg,Fe^{2+})(Cr,Al,Fe^{3+})_2O_4$. Dupa cum se observa, in compozitia cromitului Fe^{2+} este partial substituit de Mg, iar Cr de Al^{3+} si Fe^{3+} . Compozitia cromitelor poate fi folosita ca un indicator al tipului de zacamant din care provine.

Principalele zacaminte de cromit. Zacamintele de cromit cunoscute, dupa caracteristicile lor geologice sunt impartite in doua grupe:

1. Zacaminte stratiforme de cromit;
2. Zacaminte podiforme de cromit.

Zacaminte stratiforme. Intruziunile in care sunt localizate zacamintele importante de cromit apar in regiuni stabile din punct de vedere tectonic, in zone intracratonice. Aceste intruziuni sunt fie corpuri tabulare care au fost amplasate sub forma unor sill-uri suborizontale si in care stratificarea magmatica este paralela cu baza (ex. Stillwater Complex, SUA) fie cu aproximativ forma unei palnii, iar corpurile de cromit au o foarte slaba cadere spre interior (ex. Bushveld, Great Dyke, Zimbabwe).

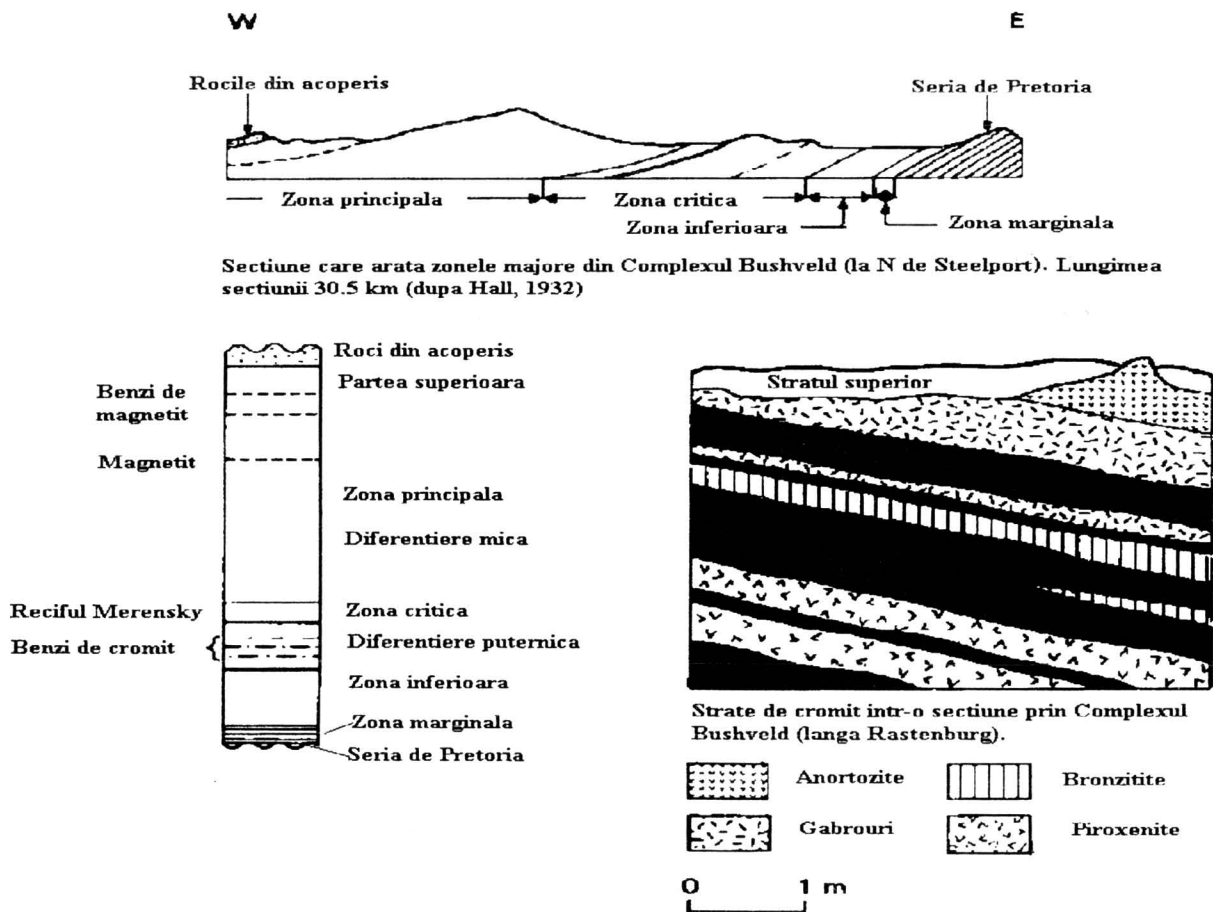


Fig. 36. Sectiuni aratand ocurenta principalelor minerale in Complexul Bushveld.

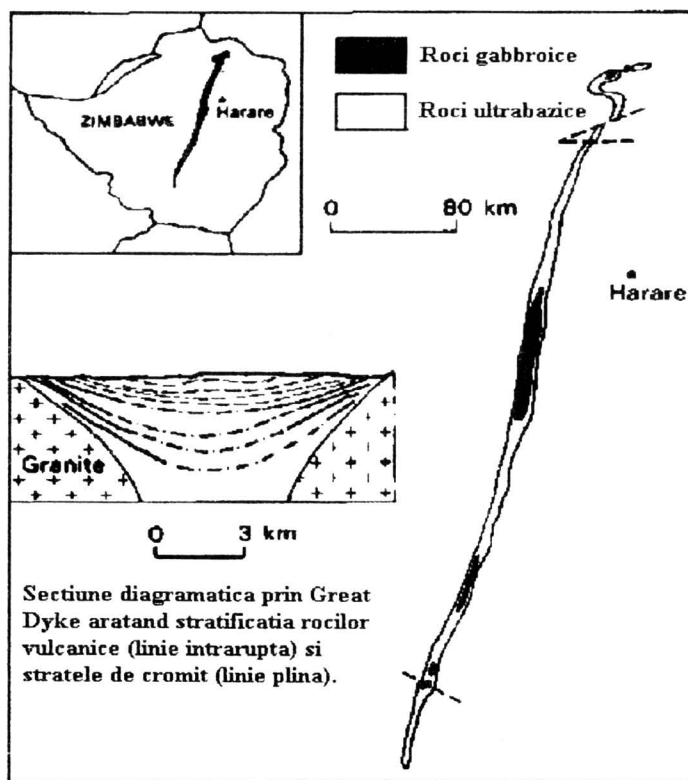


Fig. 37. Diagrama schematica prezentand Marele Dyke din Zimbabwe si ocurenta stratelor de cromit.

Corpurile din minereu sunt reprezentate prin strate bogate în cromit așlate la partea inferioară a intruziunii gazdă. Ele sunt în general conforme cu și reprezintă o parte integrală a stratificării magmatice care caracterizează intruziunile. Stratele individuale de cromit masiv (cromitite) au grosimi de la mai puțin de un centimetru la mai mult de un metru. Extinderea lor laterală este de ordinul kilometrilor sau zecilor de kilometri. Un corp de minereu poate fi alcătuit numai dintr-un singur strat de cromit sau mai multe strate foarte strâns asociate separate prin roci cu cromit diseminat.

Cromititele sunt compuse din 50% la mai mult de 95% cromit tip cumulus granular, cu ceva olivină interstitală, orto și clinopiroxen sau produsele lor de alterație și plagioclaz.

Complexul Bushveld. Complexul Bushveld include o secvență de roci magmatice stratificate care uneori depășește 9000m grosime. El este divizat în următoarele zone: marginală, bazală, critică, principală și superioară (fig. 36). Partea inferioară a intruziunii este dominant ultramafică cu bronzitite și hartzburgite. Cumulatele de cromit apar parțial în zona inferioară, dar roci bogate în cromit sunt restrânse la zona critică. Aici sunt zeci de state de cromit, numărul lor fiind dificil de apreciat cu exactitate datorită unei slabe corelări pe direcție. Două orizonturi sunt importante, ele dând cea mai mare producție de cromit. Orizontul LG6 este cunoscut pe direcție pe circa 70km în partea de vest a complexului, cu o grosime medie de 0,8m. În estul masivului intrusiv LG6 este explorat pe circa 90km lungime la grosime de 0,6-1,3m. Rezervele de minereu de crom sunt estimate la 752 milioane tone cu conținuturi 46-47,6% Cr₂O₃.

Cel de al doilea orizont, F, este cunoscut pe circa 35km la o grosime de 1,3m și cu rezerve de 312 milioane tone.

Great Dyke (Zimbabwe). Acesta reprezintă o intruziune de roci mafice-ultramafice cu lungimea de 530km și cu lățimea medie de 6km. În realitate el nu este un dyke ca morfologie, ci este alcătuit de la nord la sud din patru corpuri coalescente cu forma de palnie. Fiecare din aceste complexe începe în bază cu o serie de roci ultramafice stratificate și o serie stratificată superioară din roci mafice. Stratificatia are o slabă înclinare spre interior. Fiecare din cele patru complexe sunt apreciate ca reprezentând un centru intrusiv. Cumulatele cromitice sunt în zona inferioară (fig. 37), cu caracter ultramafic având următoarea compoziție: 90% cumulate cromitice, cu minore cumulate olivinice și ortopiroxeni postcumulus.

Zacaminte de cromite podiforme. Zacamintele de cromit podiforme sunt întâlnite în regiuni orogene, instabile tectonic, asociate centurilor de serpentinite. Ele sunt prezente în secvențele ofiolitice, la partea bazală a acestora. În secvențele ofiolitice cromitele sunt

localizate în rocile ultramafice ele fiind frecvente în tectonitele hartzburgitice care sunt anvelopate de lozalite.

Morfologia cromitelor podiforme este neregulată. În general, așa cum le spune numele (pod=pastaie), cromitele au forma unor lentile mai mult sau mai puțin tabulare. Uneori ele apar ca niște lentile tabulare sau ca niște cilindri neregulați. Aceste corpuri de minereu au rezerve de la câteva kg la câteva milioane tone. Exceptionale sunt corpurile de minereu ce trec de un milion de tone. Un zacamant podiform este compus dintr-un număr redus de lentile.

Spre deosebire de cromitele compacte stratiforme, cromitele podiforme au structuri diseminate sau nodulare caracteristice.

Zacamintele podiforme de cromit cu importanță economică sunt în Rusia, Albania, Filipine, Turcia și India.

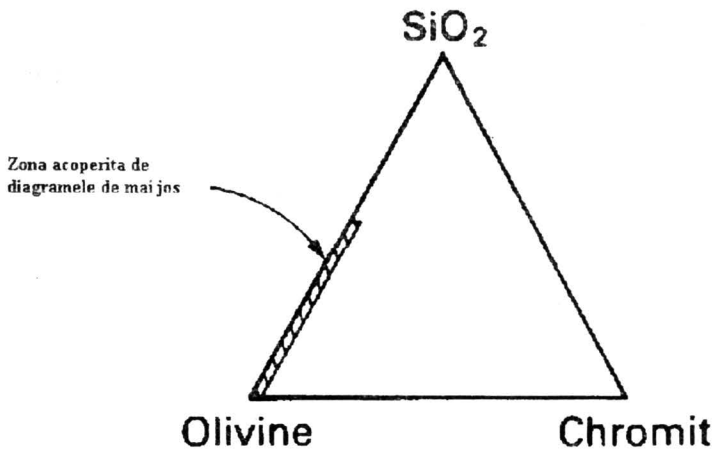
Din punct de vedere economic, cromitele podiforme dau circa 55% din producția mondială dar 98% din rezervele mondiale de cromit sunt în intruziunile stratiforme.

Originea zacamintelor de cromit. Pentru că din punct de vedere geologic am grupat zacamintele de cromit în două categorii, pentru a detalia unele aspecte legate de originea lor, le vom trata separat.

Zacaminte stratiforme. Apariția stratelor bogate în cumulate cromitice este un caz special al stratificății din rocile magmatice. Ideile care au fost avansate pentru a explica stratificăția rocilor din diferite intruziuni s-au bazat pe acumularea cristalelor formate prin cristalizare fracționată la partea bazală a camerei magmatice sub influența gravitației. Stratele de cumulate cu cromit au fost considerate de mulți autori ca aparținând unui proces ce implică formarea cromitului, acumularea sa sub acțiunea gravitației și datorită greutății specifice, sortarea cu ajutorul curenților din camera magmatică etc. Aceste explicații au fost considerate ca acceptabile până în momentul în care în complexul Stillwater au fost identificate unele trăsături ale cumulatelor cromitice care nu susțineau aprecierile de mai sus.

O explicație elegantă a formării cumulatelor cromitice lipsite de silicați a fost emisă de Irvine (1975-1977) și este exprimată grafic în fig. 38. Cromitul este fie printre produsele de cristalizare timpurie ale magmelor mafice și ultramafice fie faza cea mai timpurie. În general intruziunile purtătoare de cromit au cumulate olivinice în părțile lor inferioare ceea ce indică faptul că din punct de vedere compositional magmele lor parentale se proiectează în câmpuri liquidus al olivinei. Cristalizarea fracționată a olivinei dintr-o astfel de magmă conduce compoziția lichidului către cotecticul olivina-cromit, reprezentat în figura 38 prin punctul B. Începând din punctul B, cele două faze olivina și cromit, vor coprecipita iar compoziția

(a)



(b)

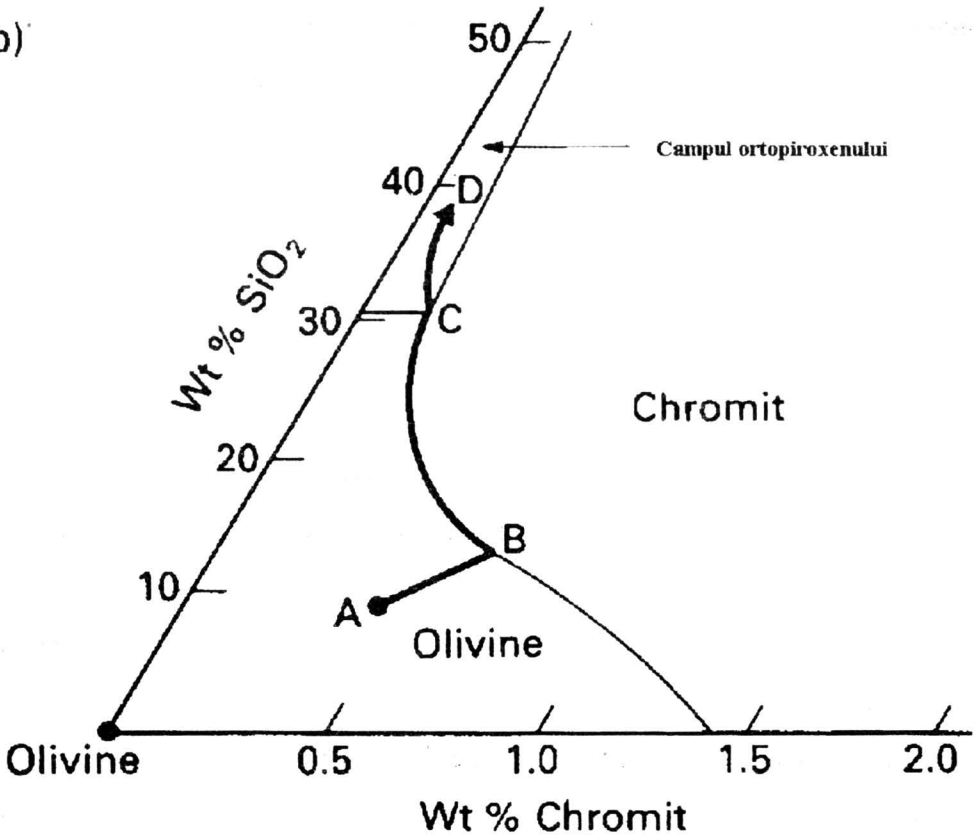


Fig. 38. Diagrama de faza pentru sistemul olivina - cromit - silice.

lichidului se va schimba continuu spre punctul D. Incepand din acest punct compozitia magmei va fi mult diferita si va precipita ortopiroxenul.

Pentru a se forma cromitite compozitia magmei trebuie impinsa in campul cromitului. Aceasta se poate intampla doar daca compozitia lichidului se schimba foarte puternic pentru a intra in campul cromitului sau daca pozitia cotecticului olivina-cromit sau ortopiroxen-cromit se deplaseaza catre limita olivina-silice.

Irvine (1977) a aratat ca impingerea compozitiei lichidului in campul cromitului se realizeaza prin intrarea in sistem a unui influx de magma primitiva care se amesteca cu lichidul evoluat pana in punctul C si genereaza un lichid cu compozitia H in campul cromitului. Acesta va precipita numai cromit si apoi piroxen.

Acest model este plauzibil atata timp cat avem argumente pentru existenta mai multor veniri de magme in intruziunile stratiforme.

Zacaminte podiforme. Multe corpuri podiforme de cromit arata structuri de deformare, dar caracteristicile lor sunt acelea ale unor cumulate ceea ce sugereaza ca initial ele s-au format prin procese de segregare magmatica asemenea celor care au dus la formarea cromititelor in intruziunile stratiforme. Aceasta analogie este normala daca luam in considerare faptul ca zacamintele podiforme sunt localizate in cumulatele ultramafice ale secventelor ofiolitice ce au fost generate prin cristalizarea fractionata a magmei bazaltice in camere magmatice din baza crustei oceanice. Daca mergem mai departe cu aceasta analogie vom putea considera ca dupa formarea cumulatelor cromitice acestea au fost dezmembrate. Alte idei sustin ca natura discontinua este functie de conditiile in care au fost generate magmele. Faptul ca apar corpuri izolate de cromit, cu slaba extindere laterala are semnificatia indeplinirii conditiilor de precipitare a cromitului doar local, in anumite portiuni ale camerei magmatice. Pentru a intelege de ce uneori aceste cromite podiforme au si trasaturi de cumulate iar alte ori numai caracteristici de tectonite trebuie sa ne gandim la faptul ca magmele care genereaza secventele ofiolitice se formeaza in zonele de divergenta a placilor, zone care sunt apreciate ca avand o intensa activitate tectonica, si atunci este normal ca structurile de deformare sa-si puna amprenta pe cromitele podiforme si in multe cazuri sa stearga structurile de cumulate.

VIII.1.5 Zacaminate de diamant

Diamantul este o modificare polimorfa a carbonului care, conform datelor experimentale se formeaza la presiuni ridicate, care corespund unor adancimi de circa 132-208 km sub continente si 121-197km sub oceane si la temperaturi de 1200-1600°K.

Rocile purtatoare de diamante sunt kimberlitele si lamproitele. Ele reprezinta produsele unui magmatism alcalin de tip intraplaca continentală. Desi, ca volum, comparativ cu alte roci alcaline, kimberlitele si lamproitele sunt reduse, ele au importanta economica deoarece alcatuiesc sursa primara de diamante si poarta o mare varietate de xenolite derivate din manta.

Kimberlitele. Sunt roci ultrabazice bogate in potasiu care ocura ca pipe-uri vulcanice mici, dyke-uri si sill-uri. Ele au o structura inechigranulara determinata de prezenta unor macrocristale intr-o matrice fin granulara. Macrocristalele sunt anhedrale si sunt alcatuite din minerale fero-magneziene precum olivina, flogopit, spinel cromifer, granat magnezian, Cr-diopsid, enstatit. Matricea contine olivina, flogopit, serpentina, calcit, diopsid, monticellit, apatit, spineli, perovskit, ilmenit.

Lamproitele reprezinta un grup de roci mafice ultrapotasice care se caracterizeaza prin prezenta flogopitului, richteritului titanifer, olivina forsteritica, diopsid, sanidina, leucit, ca faze minerale majore. Componenti minori sunt: apatit, perovskit, magneziocromit, magnetit titanifer si magnezian, anatas, ilmenit, enstatit. Ele ocura, asemenea kimberlitelor sub forma unor cosuri (diatreme) si ca dyke-uri.

Diatremele (fig. 39), sunt corpuri de forma conica, verticale sau puternic inclinate. Contactul lor cu rocile inconjuratoare variaza ca inclinare intre 75°-85° (media 82°) si valoarea inclinarii este independenta de proprietatile mecanice ale rocilor gazda. In sectiune orizontala conturul lor este circular sau eliptic, lungimea axiala a diametrelor este estimata la 300-2000m. Dimensiunile maxime ale diatremelor sunt dificil de determinat. In regiunea Kimberley s-a estimat ca 1400m de la partea superioara a cosului vulcanic, incluzand zona crateriala, au fost indepartati prin eroziune. Craterile diatremelor lamproitice sunt in general mai largi si mai putin adanci fata de cele kimberlitice.

In foarte putine cazuri, in rocile gazda au fost identificate efecte ale metamorfismului de contact metasomatic. Niciodata, diatremele kimberlitice sau lamproitice nu formeaza nivele topografice pozitive.

Diatremele kimberlitice sunt umplute cu cateva varietati de brecii tufitice cu compozitie kimberlitica. Acestea difera intre ele ca forma, dimensiuni si tipuri de xenolite. Suita de

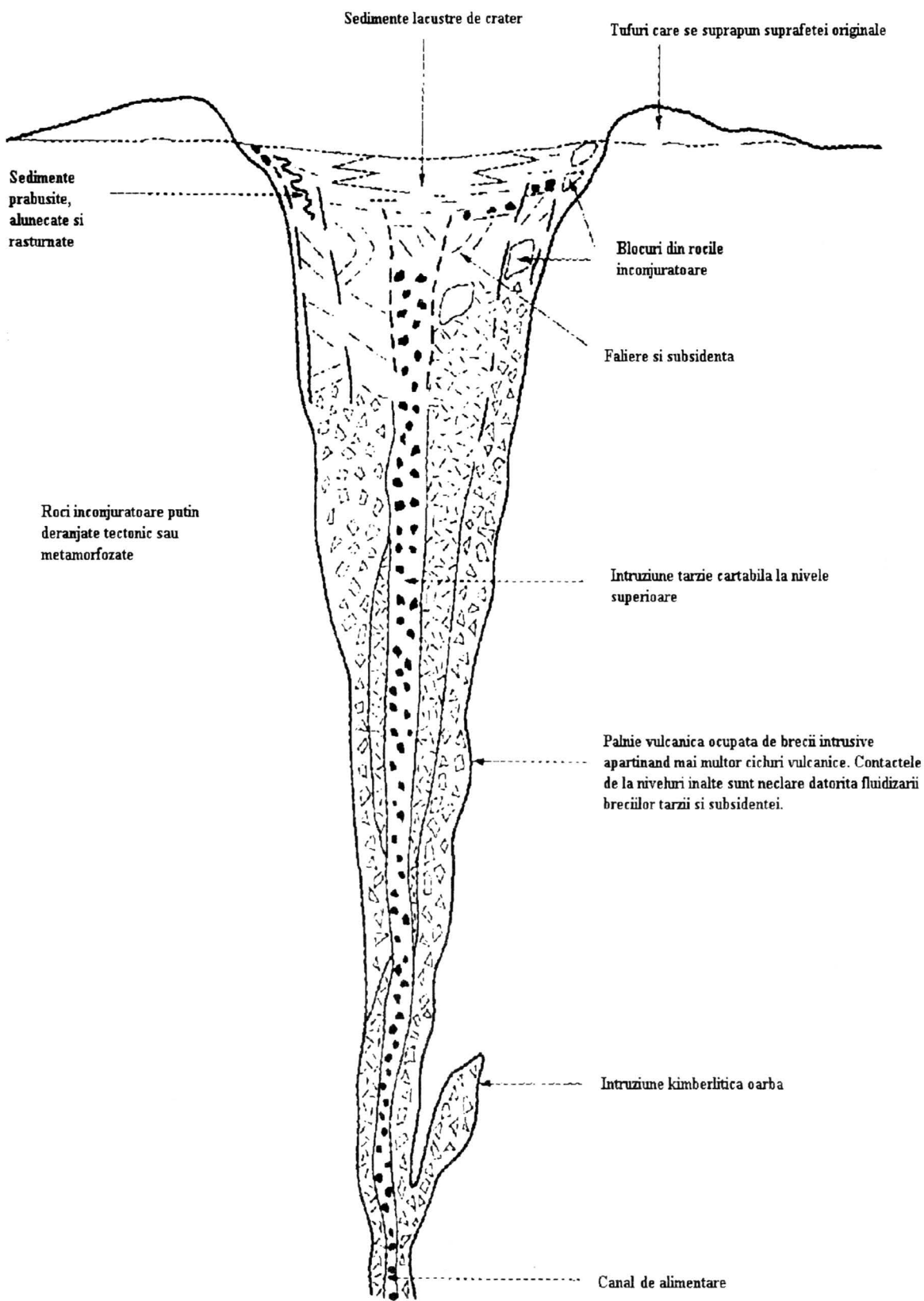


Fig. 39. Diagrama schematica a unei diatreme kimberlitice.

xenolite din diatrema contine claste angulare ce sunt derivate din rocile vulcanice si sedimentare din jur, impreuna cu cantitati mai mici de xenolite rotunjite din crusta inferioara sau din manta. Una din caracteristicile importante ale suitei xenolitice este faptul ca fragmente din formatiuni care existau in momentul amplasarii diatremei, dar care au fost indepartate prin eroziune, sunt azi conservate in diatreme ceea ce permite aprecierea litologiei partii superioare a stivei de roci in care se gaseste diatrema.

Pe masura ce se patrunde in adancime, diatremele trec gradat la corpuri cu forma neregulata, de kimberlite in facies hipabisic. Rocile hipabisice s-au format prin cristalizarea unor magme bogate in volatile. Ele arata structuri magmatice si efectele diferentierii magmatice. Fragmentele piroclastice sunt absente. Kimberlitele in facies hipabisic formeaza zonele de inradacinare a diatremelor si formeaza dyke-uri si sill-uri. In zona de inradacinare, forma lor este controlata de sistemul de fisuri si fracturi din roca gazda. O caracteristica a zonelor de inradacinare este ocurenta brecilor de contact. Acestea contin doar claste de derivatie locala, au pana la 50m grosime si o extindere verticala de cativa zeci de metri.

Absenta efectelor metamorfismului de contact asupra clastelor ca si prezenta unor sisturi bituminoase si a fragmentelor de lemn incarbonizat arata ca in timpul amplasarii diatremei nu au fost temperaturi mari.

Lipsa produselor piroclastice indica faptul ca diatremele kimberlitice reprezinta evenimente de amplasare nonviolenta la temperatura joasa (nu sunt fenomene de contact termic).

Dyke-urile de kimberlite sunt corpuri tabulare cu cadere verticala si cu grosimi de 1-3m. Unele pot fi urmarite pe mai multi kilometrii sub forma unor corpuri continui sau ca fragmente izolate de dyke-uri. In mod obisnuit ele ocura ca roiuri de dyke-uri sau "en echelon".

Sill-urile kimberlitice sunt relativ rare comparativ cu ocurentele de dyke-uri. Amplasarea lor este controlata de orizonturile impermeabile ce actioneaza ca bariera la ridicarea magmei spre dyke-urile de alimentare a diatremelor.

Originea kimberlitelor. Existenta diferitelor subtipuri petrografice de kimberlite este o dovada a heterogenitatii mantalei superioare care este dominant peridotitica. Scara, ca si dinamica heterogenitatii mineralogice si compositionale sunt inca neclare. Mantaua aparent consta dintr-o parte solida cu segregarea unor mixturi cristal-lichid. Localizarea, ca si proportile lor sunt controlate partial de miscarea volatilelor. Evidentele izotopice, de chimism global, elemente urma, texturale, mineralogice par sa defineasca faptul ca miscarea fluidelor

este esentiala in topirea si metasomatismul crantalei. Kimberlitele ar putea fi cheia pentru intelegerea acestor fluide si a mecanismelor prin care actioneaza. Topitura kimberlitica ar putea fi un hibrid al unuia sau mai multor lichide mantelice care au determinat mai multe tipuri mineralogice de kimberlite.

Pentru definirea unui model al dezvoltarii kimberlitelor trebuie luate in considerare urmatoarele:

- un mecanism de topire pentru roca sursa;
- un mecanism pentru ascensiunea rapida a topiturii;
- evolutia topiturii in mantaua superioara;
- evolutia topiturii la adancimi mici;
- intervalul de timp intre topire si ascensiune;
- relatia topiturilor kimberlitice cu xenolitele din manta si alte roci derivate din manta.

Lichidul kimberlitic este vazut atat ca un produs al topirii partiale cat si al cristalizarii fractionate. Ipoteza topirii partiale este favorizata de compozitia mineralogica, de compozitia globala si de geochimia elementelor urma. Lichidul ar putea fi derivat din topirea partiala a peridotitelor cu granat din mantaua superioara. Pentru ca topirea sa aiba loc de-a lungul unui gradient geotermal continental este necesar un aflux de volatile.

Morfologia diamantelor. In kimberlite si in lamproite, diamantele apar in urmatoarele forme:

- a. Cristale singulare-octaedrice si dodecaedrice rotunjite, cristale maclate si agregate de cristale singulare coalescente;
- b. Cristale "imbracate"- un nucleu cristalin acoperite de pelicule subtiri cu structura fibroasa;
- c. Diamante cuboide - cu structura radiara si fara nucleu cristalin;
- d. Agregate policristaline cu nume diverse: framesit, bort, stewardit, carbonado.

Tipuri de diamante. In diamante au fost intalnite o serie de incluziuni pe baza carora a fost posibila separarea a doua tipuri principale de diamante: diamante peridotitice (P) si diamante eclogitice (E).

In diamante au fost intalnite 22 de tipuri de minerale ca incluziuni, dintre care una de diamant. Dintre incluziuni cele de granat, clinopiroxen, ortopiroxen si sulfuri se gasesc in ambele tipuri (P si E). Ce este de remarcat este faptul ca diamantele in roca purtatoare sunt ca xenocristale si ca de cele mai multe ori sunt mai vechi decat magma ce le-a transportat la suprafata. Datele radiometrice pe care le avem astazi la dispozitie sugereaza doua perioade

principale de formare a diamantelor: prima cu circa 3,3 miliarde ani in urma, si alta 1580-990 milioane ani. Diamantele ce ar apartine primei grupe de varsta sunt de tip P, iar cele din grupa a doua sunt de tip E.

Originea diamantelor. Asa cum am mai mentionat pentru formarea diamantelor sunt necesare presiuni si temperaturi ridicate: $T = 1000^{\circ}-1200^{\circ}\text{K}$ si $p = 3,56\text{Pa}$. In afara grupului de adancimi apreciate ca fiind necesare pentru formarea diamantelor pe baza curbei de inversie stishovit-coesit care apar ca incluziuni in diamant (cele mai frecvente sunt incluziunile de coesit) se poate extinde adancimea maxima de formare pana la 300km.

Diamantele s-au format printr-un tip de procese care sunt asociate cu peridotitele si eclogitele. Tipul P pare a fi Arhaic ca varsta si pare a se fi format intr-un peridotit insaracit chimic la baza litosferei care a fost metasomatizata intr-un eveniment sarac in Ti si pamanturi rare usoare si bogat in Rb si Sr.

Tipul E, chiar daca se gaseste in aceeasi diatrema cu tipul P s-a format la momente diferite.

Kimberlitele dupa semnatura izotopica sunt de doua tipuri:

- A. Grupul I cu originea in astenosfera;
- B. Grupul II derivat din litosfera subcontinentala.

Ambele grupuri ar putea fi generate in astenosfera prin activitate de tip hot spot. Conform acestor date toate kimberlitele ar trebui sa fie purtatoare de diamante. Dar nu este asa. Explicatia ar putea avea doua sensuri: fie ca diamantele prelevate dintr-un strat din partea superioara a mantalei de magmele kimberlitice in ascensiune nu au putut fi prezervate (pentru pastrarea lor este necesara o viteza de ascensiune de aproape 70km/ora) sau ca stratul diamantifer are caracter discontinu. Ascensiunea lenta permite resorbtiia diamantelor de magma in ascensiune daca scade presiunea. Fenomenul de resorbctie determina rotunjirea cristalelor din majoritatea diatremelor kimberlitice. Diamantele din xenolite sunt cu forme cristalografice pentru ca nu au suferit fenomene de resorbctie.

In cea ce priveste "stratul" diamantifer din mantaua superioara, acesta este probabil discontinu, deoarece formarea lui necesita existenta (si conservarea) unei cruste reci, groase, deasupra. Absenta "stratului" diamantifer in unele zone poate explica absentia diamantelor in unele kimberlite. Dar, la fel pot fi kimberlite fara diamante daca ele au fost generate deasupra stratului diamantifer, la nivele mai putin adanci. Adancimea de formare a kimberlitelor poate fi apreciata pe baza stabilitatii mineralelor constituente.

VIII.2. Zacamințe asociate carbonatitelor

Carbonatitele reprezintă acumulări endogene de carbonați (calcit, dolomit, ankerit) asociate spațial cu complexe de intruziuni ultrabazice-alkaline. Aceste complexe de roci formează în mod obișnuit intruziuni zonate concentric. În cea mai mare parte, astfel de complexe sunt alcătuite dintr-un stock central înconjurat de dike-uri inelare conice și dike-uri radiare (fig. 40). Stock-urile au dimensiuni de la câteva sute de metri până la câțiva kilometri, iar dike-urile de la câțiva metri grosime la unul sau doi kilometri.

Deși existența unor corpuri carbonatitice era cunoscută de mult, valorificarea lor pentru Nb, REE și apatit a început abia după 1920. Pe lângă cele menționate mai sus, carbonatitele au conținuturi ridicate în Zr, Ta, Sr, flogopit și vermiculit. Astăzi sunt cunoscute aproape 350 de masive carbonatitice sau grupe de masive. Ele aparțin provinciilor petrologice alcaline și din punct de vedere geodinamic ele sunt întâlnite în regiuni cratonice, stabile, uneori cu fracturi majore de tip rift.

Ca vârstă sunt întâlnite din Proterozoic până în Tertiær. Punerea în loc a carbonatitelor pare a avea o creștere a intensității, semnificativă în timp.

Carbonatitele apar sub formă unor corpuri plutonice sau vulcanice, în fracturi cu caracter dilatant, unde ele au fost amplasate mai târziu decât majoritatea rocilor alcaline cu care se asociază. În cadrul acestor complexe, corpurile propriu-zise de carbonatite sunt cu dimensiuni foarte mici față de întregul complex sau, dimpotrivă, cu dimensiuni mai mari și în general cu o poziție excentrică.

Carbonatitele împreună cu ijolitele și alte roci alcaline formează complexe plutonice care sunt acoperite de vulcani ce au erupt lave nefelinice. Punerea în loc a carbonatitelor s-a realizat în mai multe stadii:

a. Suvite intrusivă amplasate într-o anvelopă de roci brecifiate prin explozie. Carbonatitele asociate acestui stadiu sunt alcătuite în principal din calcit, apatit, piroclor, magnetit, biotit și egirin-augit.

b. În cel de-al doilea stadiu sunt puse în loc alvikite și o nouă generație de carbonatite.

c. În stadiul acesta sunt intruse ferrocronatitele ce conțin în mod obișnuit carbonați cu fier, pământuri rare și minerale radioactive.

d. În ultimul stadiu, carbonatitele sunt de obicei sterile.

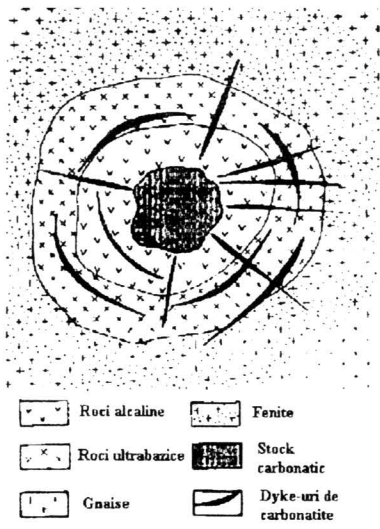


Fig. 40. Model structural general a unui corp de carbonatite.

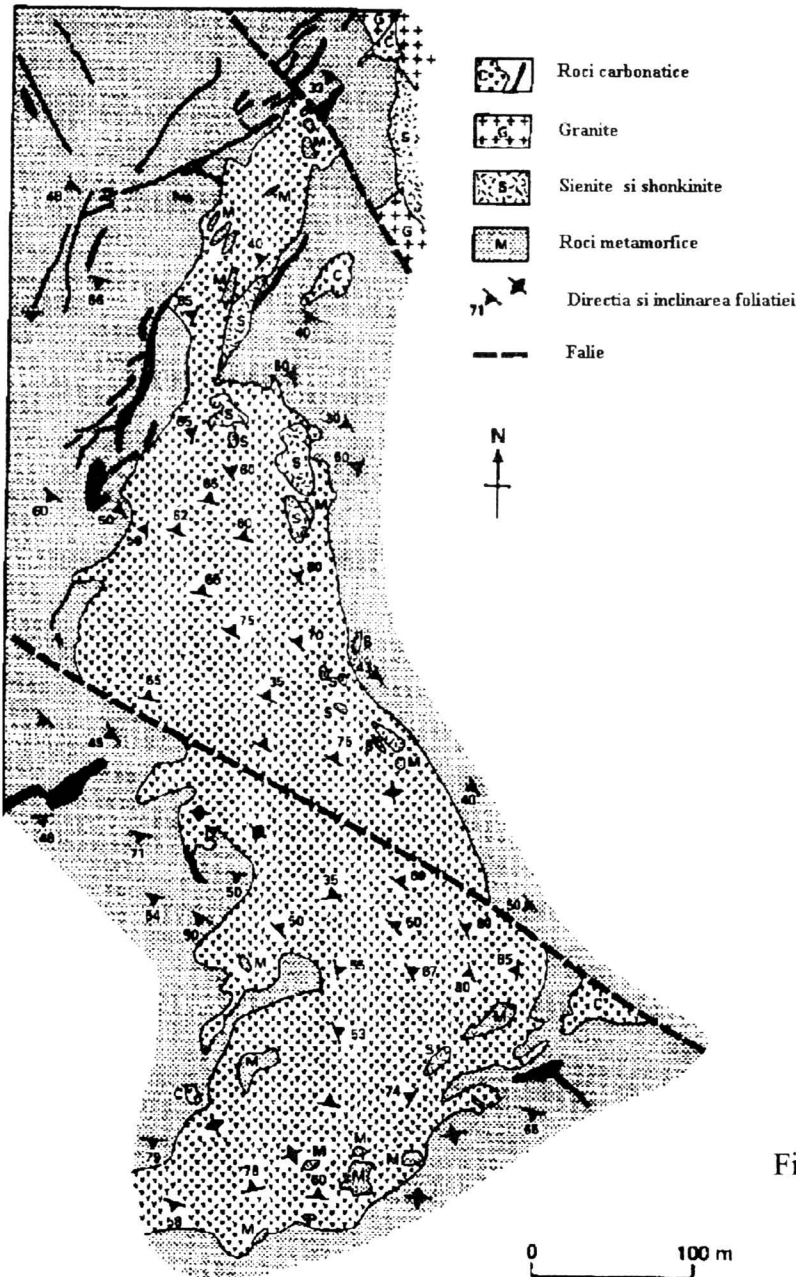


Fig. 41. Schita geologica a zacamantului Mountain Pass (California)

Intruderea carbonatitelor este insotita de procese de fenitizare. Aceasta alteratie este proprie doar carbonatitelor din stadiul unu si doi, celelalte nearatand practic vre-o relatie cu fenitizarea.

Compozitia mineralogica a corpurilor de carbonatite este variata si complexa. Pe langa carbonatii comuni (calcit, dolomit, siderit, ankerit) in compozitia mineralizatiilor din carbonatite au fost identificati carbonati cu pamanturi rare (synchisit, parisit, bastnaesit), piroclor, baddeleyit, perovskit, apatit, flogopit, ilmenit, magnetit, sulfuri, baritina, celestina, etc.

Asa cum am aratat mai sus, mineralizatiile importante din carbonatite sunt precedate de o alteratie hidrotermala specifica – fenitizarea. Fluidele care au determinat fenitizarea sunt in general derivate din magme carbonatitice si reprezinta solutii purtatoare de Ca, Fe^{3+} , Mg, Na si K. Studiile experimentale au aratat ca aceste elemente au fost vehiculate sub forma de cloruri. Fluidele sunt extrem de deficitare in SiO_2 si din acest motiv ele pot dizolva cu usurinta SiO_2 din rocile inconjuratoare. Aceste fluide se separa dintr-o magma bogata in apa ca o “saramura” supracritica. O astfel de faza este capabila sa preia alcaliile, Ca, Fe, Mg sub forma de cloruri din magma si sa reactioneze cu rocile pentru a produce fenitele.

Carbonatitele se caracterizeaza printr-un continut ridicat in Ba, Nb, REE, Sr, Ta, Th, U si Zr. In crusta carbonatitele formeaza corpuri geologice cu dimensiuni relativ reduse, dar care isi pastreaza trasaturile geochemice si uneori mineralogice chiar dupa ce au fost afectate de evenimente tectonice sau metamorfice. Ele reprezinta surse reale sau potentiale pentru REE, Nb, fluorina, fosfati, vermiculit, Ti, Cu, etc.

a. *Mineralizatii de REE*. Una din trasaturile distincte ale carbonatitelor este prezenta in cantitati anormale a pamanturilor rare. Asa cum am aratat, in complexe carbonatitice pot fi mai multe faze de activitate carbonatitica. In produsele activitatii timpurii nu sunt intalnite minerale primare de pamanturi rare. Ele sunt introduse mai tarziu, de evenimente magmatice tarzii sau de fluide hidrotermale. Pana acum numai in zacamantul Mountain Pars (California) (fig. 41) situatia geologica a aratat ca mineralizatia de REE este primara si apartine unui stadiu carbonatitic tarziu. Posibilitatea ca bastnaesitul si parisitul din corpul principal de minereu (Sulfide Queen) sa cristalizeze impreuna a fost demonstrata experimental folosind un fluid sintetic de aceiasi compozitie cu carbonatulul de la Mountain Pars (Jones, Wyllie, 1983).

In majoritatea corpurilor de carbonati, carbonatii cu pamanturi rare sunt depusi din solutii hidrotermale. Astfel de fluide dizolva carbonatii primari, apatitul si sulfurile si se

imbogatesc in Ba, F, SO_4^{2-} , Sr, REE, Th. Prin precipitare formeaza ancylit, bastnaesit, britholit, parisit, synchisit, iar daca exista si P in solutie se formeaza monazitul. In afara zacamantului Mountain Pars, care reprezinta cea mai mare acumulare de pamanturi rare in carbonatite, poate fi mentionat zacamantul Karange (Africa), unde filonasele de bastnaesit sunt un exemplu de mobilizare a REE si redepunerea lor la distanta de carbonatit, dar la concentratii ridicate. Tot aici poate fi citat zacamantul Bayan Obo (China), care reprezinta unul din cele mai mari zacaminte hidrotermale asociate genetic cu roci magmatice derivate din manta.

b. *Mineralizatii de Nb*. Carbonatitele constituie alaturi de rocile alcaline cea mai importanta sursa de Nb. Niobiul este in mod obisnuit concentrat in stadiul intermediar al activitatii carbonatitice. Stadiul timpuriu si cele tarzii, cu REE, sunt sarace in acest element. Principalul mineral purtator de Nb in carbonatite este piroclorul. El poate fi primar sau poate fi precipitat din fluide hidrotermale. Principalele zacaminte care au fost exploatate pentru piroclor sunt Oka (Canada), Panda Hill (Tanzania), Araxa si Catalao (Brazilia).

c. *Mineralizatii de Cu*. Complexul carbonatitic de la Palabarwa (Republica Sud Africana) reprezinta unicul zacamant cuprifera in carbonatite (fig. 42). Mineralizatia cu sulfuri de Cu se dezvolta intr-o zona puternic fisurata si este alcatuita din calcopirita, uneori cubanit, bornit, valeriit, magnetit, apatit si baddeleyit.

Desi initial a fost admisa ipoteza unei origini hidrotermale tarzii pentru mineralizatia cuprifera, datele de izotopi ai sulfului si compozitia incluziunilor fluide au evidentiat faptul ca lichidul cuprifera era prezent intr-o secventa de cristalizare timpurie, inainte de cristalizarea olivinei. Aceste informatii au condus la sugerarea ipotezei ca mineralizatia cuprifera este o componenta a activitatii magmatice si ca lichidul cuprifera a aparut prin imiscibilitate.

d. *Mineralizatia de apatit*. Apatitul, ca mineral primar, este mineralul accesoriu cel mai raspandit in carbonatitele din stadiul timpuriu si intermediar si in rocile alcaline asociate. In unele carbonatite continutul in apatit poate trece de 50%; in acest caz roca este un fosforit magmatic. Apatitul din carbonatite si rocile alcaline asociate contine REE intre 2% - 7%, dar acesta nu reprezinta un subprodus de la prelucrarea apatitului.

Alte elemente sau minerale industriale valorificabile din carbonatite sunt: Ti, V, Sr, Th, U, Zr, vermiculit, baritina, fluorina si calcit.

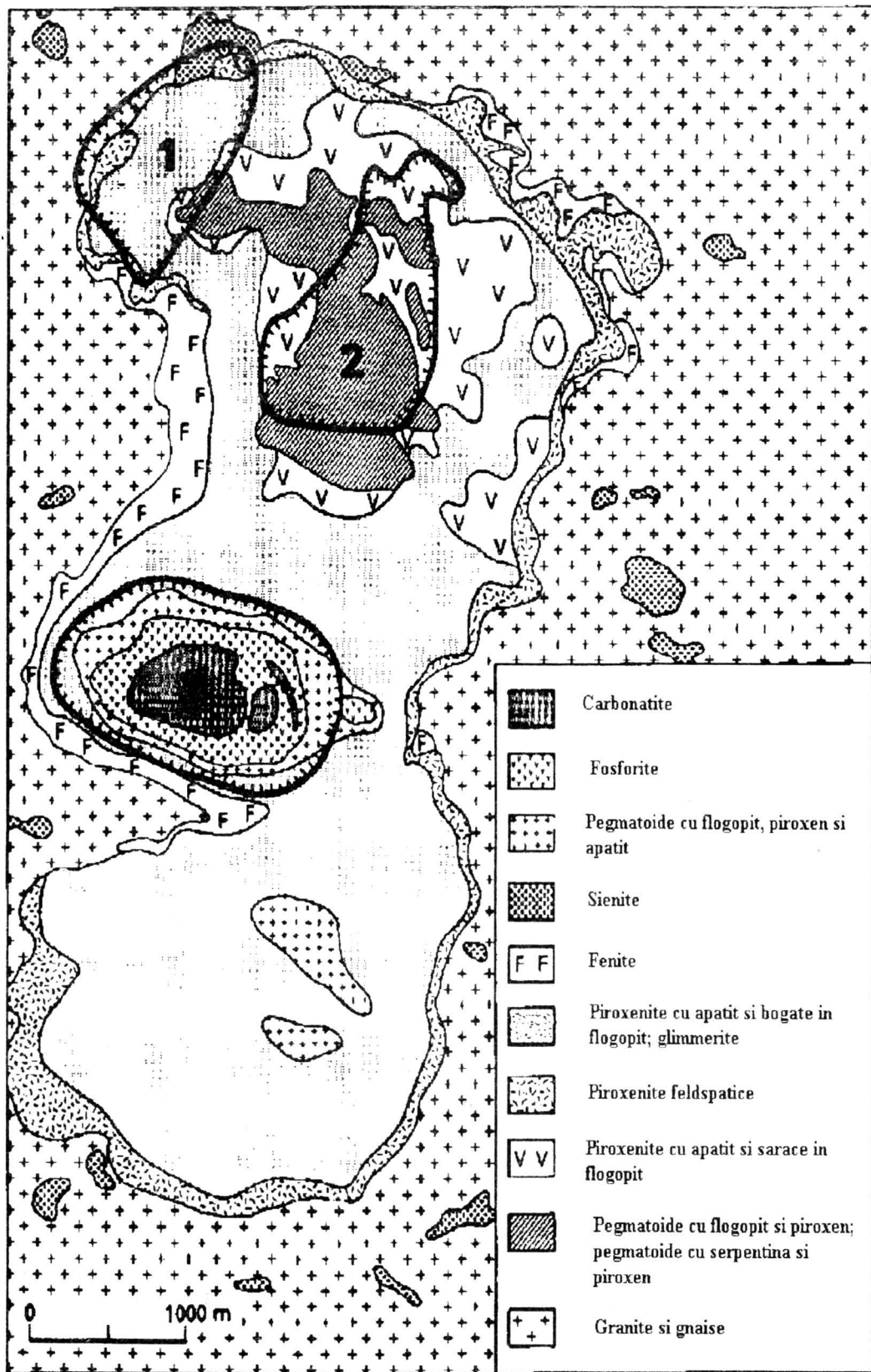


Fig. 42. Harta geologica simplificata a complexului alcalin Palabora, Transvaal (Republica Sud Africana).

Cena za carbonatitelor. In decursul timpului au fost emise mai multe ipoteze care sa explice geneza acestor roci cu o compozitie mai putin obisnuita: cristalizarea unor magme carbonatitice, asimilare de roci carbonatice, metasomatoza carbonatica, precipitare din fluide hidrotermale si metasomatoza, etc.

Studiile experimentale au aratat posibilitatea obtinerii unei magme carbonatitice prin topirea partiala a unei mantale carbonatice (Gittins, 1989), in care Na_2CO_3 apare pe seama componentului jadeitic al clinopiroxenului, iar solutia solida calcit – dolomit din componentul diopsidic si olivina. Mantaua carbonatata a fost metasomatizata de fluide bogate in F care au reprezentat si sursa de Nb, REE, Sr si s-a topit pentru a forma magma carbonatica ce poate dizolva suficienta olivina si piroxen pentru a se imbogati in Al, Fe si Si necesare pentru cristalizarea mineralelor silicaticе. Magma parentala carbonatitica este dominat calcitica, avand valori diferite pentru raportul Ca:Mg si contine alcalii si Al, Fe, P si Si. Compozitia ei este apropiata de cea a carbonatitelor cu calcit – olivina si calcit – dolomit – olivina.

Odata patrunda in crusta, aceasta magma sufera o puternica diferentiere care urmeaza fie o tendinta normala fie o tendinta alcalina. In cazul in care diferentierea urmeaza o tendinta normala au loc urmatoarele procese: o imbogatire in alcalii urmata de o saracire in aceleasi elemente, si o saracire in Mg urmata de o imbogatire in Fe cu formarea ferrocronatitelor. Alkaliile pot fi pierdute sub forma de cloruri in fluide apoase care se separa din magma carbonatitica. Separarea acestor fluide este controlata de diferentierea magmatica si de viteza de ascensiune a magmei.

Daca diferentierea urmeaza tendinta alcalina (lucru mai rar, care are loc numai in magmele fara apa, cu continuturi initial mai mari de Cl si F), fluidele apoase nu se pot forma si alcaliile se acumuleaza in magma. Din acest motiv nu poate fi acceptata ideea existentei unei magme carbonatice alcaline parentale.

VIII.3. Zacaminte asociate pegmatitelor

Pegmatitele sunt roci cu compozitie simpla sau complexa, cu structura pegmatoida, a caror forma generala de zacamant este cea de dyke.

Pegmatitele sunt de origine magmatica sau metamorfica si in majoritate au o compozitie granitoida, sienitica acida si mai rar bazica.

Ele se prezinta sub forma unor dyke-uri cu lungimi si grosimi diferite, sub forma de lentile sau corpuri neregulate formate prin umplerea unor goluri. Atunci cand sunt localizate in sisturi cristaline in facies granulitic si au origine metamorfica, din punct de vedere al compozitiei este dificil de a fi deosebite de leucosoma complexelor migmatitice.

Atunci cand sunt asociate complexelor intrusive, ele sunt localizate in interiorul intrusiunii parentale, la contactul acesteia sau mai departe, in rocile inconjuratoare.

Dupa compozitia mineralogica si dupa caracteristicile structurii lor interne, pegmatitele se impart in *pegmatite simple* si *pegmatite complexe*. Pegmatitele simple sunt alcatuite in principal din feldspat potasic si cuarț. Pegmatitele complexe prezinta o diversitate compozitionala si structura interna zonara. In compozitia mineralogica a pegmatitelor predomina silicatii si oxizii: feldspat potasic, cuarț, plagioclaz (albit, oligoclaz), biotit, muscovit, turmalina, topaz, beril, lepidolit, fluorina, apatit, minerale de elemente rare si radioactive, cu pamanturi rare, chiar alumosilicati precum andaluzit, disten, sillimanit sau amfiboli, piroxeni, sfen, scapolit, etc.

Compozitia chimica si evident cea mineralogica a pegmatitelor reflecta asocierea cu anumite intruziuni parentale si deci cu anumite tipuri de magme. Dupa acest criteriu, pot fi deosebite urmatoarele tipuri de pegmatite:

A. *Pegmatite acide (granitice)*. Compozitia lor este identica cu cea a granitelor gazda (*pegmatite de linie pura* dupa Fersman, 1940) sau modificata prin asimilare de fragmente din peretii rocilor gazda (*pegmatite de incrucisare sau hibride* dupa Fersman, 1940).

B. *Pegmatite alcaline*. Compozitia acestor corpuri este asemanatoare cu cea a sienitelor si a sienitelor alcali-feldspatice: microclin sau ortoza, nefelin sau sodalit, egirin, arfvedsonit, apatit, zircon, titanit, etc.

C. *Pegmatite bazice si ultrabazice*. Acest tip este mai putin raspandit. In compozitia mineralogica intra: plagioclaz bazic (anortit - bytownit), plagioclaz intermediar (labradorit – andezin), piroxen rombic, apatit, granat, sfen, titano-magnetit, etc.

Pegmatitele se caracterizeaza printr-o structura macrogranulara mai deosebita, denumita in mod obisnuit pegmatoida. In unele corpuri de pegmatit sunt dezvoltate cristale gigant, in special in grupul pegmatitelor granitice. Astfel, in Muntii Urali a fost deschisa o cariera intr-un singur cristal de amazonit. Sunt cunoscute deasemenea cristale de cuarț de pana la 7,5m lungime, cristale de spodumen de 14m sau beril de pana la 5,5m. In unele corpuri de pegmatit, placile de muscovit au dimensiuni de circa 5m², iar cele de biotit de pana la 7m².

Dar, pe langa aceasta structura pegmatoida, pegmatitele cu compozitie complexa au si structura zonara. Aceasta consta in aparitia si dispunerea oarecum concentrica a unor zone cu compozitii mineralogice diferite. In tabelul 2 este prezentata structura interna a unui corp de pegmatit complex, in cazul particular, pegmatitul Bikita din Zimbabwe (Symons, 1961).

Din punct de vedere al utilitatii economice, pegmatitele reprezinta o sursa variata, fie de minerale industriale, fie de metale rare sau metale radioactive. Din zacamintele pegmatitice se valorifica cuarțul piezoelectric, feldspatul pentru ceramica, spodumenul, petalitul, lepidolitul si alte minerale de litiu, berilul, etc. Din pegmatite, ca subproduse sunt valorificate: Rb, Cs, Nb, Ta si Sn.

Geneza pegmatitelor. Corpurile de pegmatite, am arata mai sus, se gasesc localizate in intrusivul parental sau in rocile invecinate. Functie de adancimea la care sunt intalnite si de compozitia mineralogica pot fi distinse patru grupe de pegmatite (Ginsburg et al., 1979, Cerny, 1989):

1. *Pegmatite miarolitice.* Acestea sunt pegmatite de adancime redusa (1,5 – 3,5 km) si sunt localizate la partea superioara a granitelor. Ele contin cuarț piezoelectric, fluorina, pietre pretioase.

2. *Pegmatite cu metale rare.* Acestea se formeaza la adancimi intermediare (3,5 – 7 km) prin umplerea unor fracturi in jurul unui posibil intrusiv parental. In unele cazuri ele nu apar asociate spatial unor corpuri granitice.

3. *Pegmatite cu mice.* Se formeaza la adancimi mari (7 – 8 pana la 10 – 11 km). In cea mai mare parte sunt generate prin procese anatectice.

4. *Pegmatite de foarte mare adancime* (mai mult de 11 km). Nu sunt purtatoare ale unor concentratii economice si in mod obisnuit prezinta tranzitii spre migmatite.

Cea mai mare parte a pegmatitelor, fie ca sunt de origine magmatica sau metamorfica au compozitia generala identica si aceasta este apropiata de cea a topiturilor de temperatura scazuta din sistemul Ab - An - Or - Q - H₂O. Aparitia unor topituri cu astfel de compozitie se datoreste fie unei puternice diferentieri magmatice fie anatexiei. Cea mai mare parte a

pegmatitelor purtatoare de metale rare au amprenta unei origini magmatice. Compozitia lor mai putin obisnuita este o consecinta a fierberii retrograde si a modului in care se produce partitia elementelor intre cristale, topitura si fazele volatile. Raza ionica si sarcina electrica a unor elemente precum: Li, Be, B, C, P, F, Nb, Ta, Sn determina ca ele, desi aflate la continuturi minore in magma, sa nu fie incorporate in cristalele formate timpuriu. Acest fapt determina concentrarea lor in topiturile reziduale, imbogatite in apa. Cresterea continutului de apa pe masura ce mineralele anhidre precum cuarțul și feldspatul precipita determina cristalizarea topiturii pegmatitelor. Se atinge acum un punct la care are loc fierberea retrograda urmata de producerea unei faze bogate in apa.

Structura pegmatoida caracteristica, mult dezbatuta, este explicata in mai multe moduri. Astfel, in momentul separarii fazei bogate in apa, Na, K, Si si alte elemente se separa de topitura si trec in aceasta faza. Aici, atomii au o viteza de difuzie mare fata de topitura silicatica si in consecinta si viteza de crestere a cristalelor este mai mare, ceea ce poate sa contribuie la aparitia cristalelor gigant.

Aparitia corpurilor de pegmatite poate fi explicata prin doua stadii: intai se formeaza prin cristalizare un pegmatit simplu si apoi are loc substitutia partiala sau totala a acestuia de catre solutiile apoase fierbinti ce il strabat. Structura pegmatoida se poate obtine prin recristalizare in situ sau prin dizolvare si redepunere.

Tabelul 2. Zonarea pegmatitului Bikita (Zimbabwe) (cu modificari)

Pozitia zonei	Caracteristici structurale si mineralogice
Zona periferica	Agregat de albit fin cristalizat, cuarț si muscovit
Zona marginala	Muscovit larg, cuarț, microclin bine dezvoltat
Zona intermediara	Cuprinde mai multe subzone: subzona cu petalit – feldspat, spodumen cu structura masiva, subzona cu pollucit, cuarț – feldspat, subzona cu microclin, cuarț, lepidolit
Zona centrala	Lepidolit masiv. Cuprinde doua subzone: subzona cu lepidolit si cea cu cuarț – lepidolit
Zona intermediara	Agregate rotunjite de lepidolit in matrice de albit. O subzona lepidolit – feldspatica
Zona marginala	Beril; albit – lepidolit – beril; feldspati; albit – muscovit – cuarț

VIII.4. Zacaminte asociate skarnelor

Aspectele esentiale ale proceselor de formare a skarnelor au fost prezentate in capitolul IV.3. Skarnele se pot forma in timpul metamorfismului de contact sau in timpul metamorfismului regional dintr-o varietate de procese metasomatice care implica fluide de origine magmatica, metamorfica, meteorica si/sau marina. Ele sunt intalnite in apropierea plutonilor, fiind adiacente acestora, de-a lungul faliilor sau in zone de forfecare majora. Sunt cunoscute de asemenea skarne localizate in sisteme geotermale sau pe fundul oceanelor.

In descrierea si interpretarea tipurilor de skarne si a mineralizatiilor asociate sunt folositi termeni care au fost definiti in capitolul IV.3. La acestea adaugam pentru o intelegere mai clara a situatiilor geologice, urmatoorii termeni noi:

- *corneene calc – silicaticae*: este un termen descriptiv care este folosit pentru roci calc-silicaticae cu structura fin granulata care au rezultat din metamorfismul unor unitati carbonatice impure, asa cum sunt calcarele siltice sau sisturile calcaroase;

- *skarnoid*: este tot un termen descriptiv folosit pentru rocile calc-silicaticae cu structura fin granulata, sarace in fier si care reflecta, cel putin in parte, controlul compositional al protolitului. Genetic, skarnoidul este intermediar intre corneenele pur metamorfice si un skarn cu structura grosier granulata, format numai prin procese metasomatice (Korjinski, 1948; Zharikov, 1970);

- *skarne de reactie*: sunt formate prin metamorfismul izochimic al unor unitati carbonatice subtiri intercalate in pelite, cand transferul metasomatic de componente intre litologiile aflate in contact poate aparea la o scara redusa.

Skarnele pot fi sau nu purtatoare de mineralizatii. Atunci cand exista corpuri de minereu in skarne vorbim de zacaminte asociate skarnelor. In cea mai mare parte, in zacamintele asociate skarnelor, atat mineralele de skarn cat si cele utile sunt rezultatul aceluasi sistem hidrotermal, chiar daca pot fi observate unele diferente, chiar semnificative in distributia in timp si spatiu a mineralelor la scara locala. Este de asemenea posibil sa se formeze skarne prin metamorfismul unor zacaminte pre-existente, asa cum s-a sugerat pentru Aguilar (Genwell et al., 1992) sau Broken Hill (Australia) (Hodgran, 1975).

O caracteristica a zacamintelor asociate skarnelor este zonalitatea. Modelul foarte general de zonalitate este: granat proximal, piroxen distal si idocraz (sau un piroxenoid precum wollastonit, busnamit sau rodonit) care apare pe contactul skarn – marmura. Acest model se complica prin variatii de culoare sau compozitie. De exemplu, granatul proximal este

in mod comun brun-rosu inchis. El devine brun deschis si apoi verde pal in apropierea contactului cu marmora. Schimbarile in culoare ale piroxenului sunt mai putin pronuntate, dar reflecta o crestere progresiva in Fe si/sau Mn spre contactul cu marmora. La unele zacaminte asociate skarnelor, zonalitatea se intinde pe cativa kilometri si reprezinta un indicator important pentru prospectiune. In fig. 43 sunt prezentate cateva din modelele generale de zonare a skarnelor: pentru skarne cuprifere (Atkinson, Einaudi, 1978), skarne cu zinc (Meinert, 1987) si skarne aurifere (Roy, Webster, 1991).

Din cele prezentate pana acum, formarea skarnelor cuprinde aproape toate mediile potentiale pentru generarea minereurilor. Studiile geochimice efectuate pentru estimarea conditiilor de formare a skarnelor au avut in vedere interpretarea datelor obtinute din examinarea echilibrului de faza, a incluziunilor fluide si a datelor de compozitie izotopica.

Studiile de incluziuni fluide au fost concentrate pe minerale precum cuarțul, carbonatii si fluorina care contin numeroase incluziuni fluide, sunt transparente si sunt stabile pe un interval larg de $P - T - X$. Dar aceasta stabilitate a lor pe un interval larg de valori poate genera unele interpretari eronate, deoarece ele cresc continuu si pot inchide fluide dintr-un stadiu timpuriu de temperatura mare pana la stadii tarzii de temperatura joasa. In contrast cu aceasta, mineralele de skarn de temperatura mare, precum forsterit, diopsid pot include numai fragmente de fluid de temperatura mare, deoarece, datorita intervalului lor redus de stabilitate se altereaza usor in prezenta fluidelor de temperatura joasa. In felul acesta, datele obtinute din incluziuni fluide pot fi folosite fara ambiguitati, daca sunt luate in considerare cele spuse mai sus. Din studiul incluziunilor fluide din skarne au putut fi obtinute si interpretate urmatoarele tipuri de date:

A. *Temperatura de formare.* Incluziunile fluide din skarne au temperatura de omogenizare pana la 700°C (si chiar o depasesc). Exceptie fac skarnele cuprifere si zincifere in care incluziunile fluide arata T° in intervalul $300^{\circ} - 550^{\circ}\text{C}$. Aceste doua grupe de temperaturi sunt in concordanta cu adancimea de formare si distanta fata de corpul magmatic parental;

B. *Evolutia in spatiu si timp a fluidelor ce au generat skarnele.* Studiul incluziunilor fluide din diferitele generatii minerale din skarne pune in evidenta temperaturi de omogenizare diferite si salinitati diferite. Acestea pot evidentia fenomenele prograde si cele retrograde in evolutia skarnelor. Astfel, in skarnele purtatoare de concentratii de fier, incluziunile fluide din granat si piroxen arata temperaturi de omogenizare de $370^{\circ}-700^{\circ}\text{C}$ si $300^{\circ}-690^{\circ}\text{C}$ si salinitati pana la 50% echivalent NaCl. Aceste doua minerale apartin unui eveniment prograd.

Epidotul și cuarțul din evenimentul retrograd conțin incluziuni fluide ce arată temperaturi de omogenizare de 245°-250°C și 100°-250°C, cu salinități mai scăzute de 25% echivalent NaCl. Aceleași diferențieri în ceea ce privește temperatura și salinitatea pentru mineralele din evenimentele prograde s-au obținut și la skarnele purtătoare de aur sau în cele cu wolfram.

C. Salinitatea și compoziția. În general salinitatea în majoritatea incluziunilor fluide din skarne are valori ridicate. Fazele solide din incluziuni sunt reprezentate prin: NaCl, KCl, CaCl₂, FeCl₂, CaCO₃, CaF₂, C, NaAl(CO₃)(OH)₂, Fe₂O₃, Fe₃O₄, FeAsS, CuFeS₂, ZnS. Variațiile raportului NaCl / KCl / CaCl₂ în incluziunile fluide din skarne evidențiază diferențele de sursă a fluidului ca și gradul de amestec al fluidelor magmatice, conate sau meteorice. În general, fluidele magmatice au KCl > CaCl₂ în timp ce fluidele bogate în CaCl₂ arată reacții intense cu roci sedimentare.

Faza gazoasă în incluziunile fluide este reprezentată prin CO₂, CH₄, N₂, H₂S, etc. Incluziunile din mineralele din skarne au faza gazoasă dominată de prezenta CO₂. Aportul CH₄/CO₂ este un indicator al gradului de oxidare sau reducere al sistemului hidrotermal în care se formează skarnele. Astfel, skarnele cu W formate în sisteme reduse se caracterizează printr-un conținut mai ridicat în CH₄ față de CO₂, în timp ce incluziunile din skarnele cu Cu sau Zn sunt cu acest raport în favoarea CO₂. Pentru identificarea tipurilor de fluide implicate în generarea skarnelor au fost obținute rezultate semnificative din interpretarea compoziției izotopice a C, O, H și S.

Meinert (1992) a sintetizat datele de compoziție izotopică a oxigenului pe mai multe minerale din diferite generații din compoziția skarnelor și din diferite evenimente prograde și retrograde. Compoziția izotopică a oxigenului pe granat, piroxen și cuarțul asociat arată valori ale δ ¹⁸O cuprinse între +4 și +9, ceea ce arată derivarea din fluide magmatice. Valorile compoziției izotopice a O sunt diferite pentru calcitul și cuarțul care apar în ultimele stadii de evoluție și indică prezenta unor fluide meteorice. În cele mai multe cazuri există valori mixte ale δ ¹⁸O care indică un amestec de fluide magmatice cu fluide meteorice la temperaturi ce caracterizează formarea progradă a skarnelor. Valori asemănătoare au fost obținute pentru δ ¹³C. Ele arată un amestec al unor fluide magmatice cu meteorice, sau sunt tipic sedimentare pentru calcarele din afara corpurilor de skarne, sau tipic magmatice pentru calcitul interstitial granatului și piroxenului prograd.

Date asemănătoare cu interpretări similare au fost obținute și pe alte minerale precum: biotit, amfibol și epidot. Concluzia generală pe care o putem lansa este că generarea skarnelor

cu evenimentele prograde și retrograde se datorează unor surse multiple de fluide, de la magmatice la meteorice.

Studiile de compoziție izotopică a sulfului executate pe o varietate de sulfuri precum: pirita, pirotina, molibdenit, calcopirita, blenda, bornit, arsenopirita și galena indică un interval îngust de valori $\delta^{34}\text{S}$, ceea ce semnifică precipitarea din fluide magmatice. Pentru unele zăcăminte asociate skarnelor, cu poziție distală, cum sunt unele zăcăminte de Zn, compoziția izotopică a sulfului arată că fluidele mineralizatoare au putut asimila o parte din sulf din roci sedimentare, inclusiv din evaporite.

Investigațiile izotopice pe izotopi stabili, studiile de incluziuni fluide și echilibrele minerale au arătat că cea mai mare parte a skarnelor și mineralizațiilor asociate s-au format din fluide cu origini diverse, începând cu fluide puternic salin de temperatură înaltă într-un stadiu timpuriu, care sunt direct asociate unor sisteme magmatice care cristalizează. În majoritatea zăcămintelor din fluidele cu cea mai mare salinitate se depun majoritatea sulfurilor. Ultimele evenimente cu caracter retrograd, inclusiv fenomenele de alterație finală indică amestecul de fluide conate sau meteorice.

Sistematica zăcămintelor asociate skarnelor are la bază trăsături descriptive, precum: compoziția protolitului, tipul de roca și metalul/metalele dominante sau genetice, ca: mecanismul de mișcare a fluidului, temperatura de formare, extinderea implicării magmatice, etc. Tendința generală astăzi este de a se folosi o clasificare descriptivă, care să se bazeze pe compoziția în metal a zăcămintului și apoi aceste categorii individuale să fie modificate după compoziția mineralogică, tectonică sau variații genetice. În felul acesta pot fi distinse următoarele categorii de zăcăminte asociate skarnelor:

- a. Zăcăminte de Fe;
- b. Zăcăminte de Au;
- c. Zăcăminte de W;
- d. Zăcăminte de Cu;
- e. Zăcăminte de Zn;
- f. Zăcăminte de Mo;
- g. Zăcăminte de Sn.

a. Zacaminte de Fe asociate skarnelor.

Zacamintele de Fe sunt cele mai mari zacaminte asociate skarnelor. Continutul in Fe este in mod obisnuit intre 40 si 50%, iar tonajul variaza pe un interval de 3 la 250 Mt.

Acest tip de zacaminte a reprezentat o sursa importanta pentru fier, dar in ultimii 40 de ani piata mondiala este dominata de zacamintele de tip BIF. In zacamintele asociate skarnelor, desi exploatarea se realizeaza pentru fier, de multe ori se gasesc continuturi minore de Cu, Co, Ni si Au. Concentratiunile de fier se pot asocia cu doua tipuri de skarne: *skarne calcice*, formate in conditii de arc insular sau pe marginile continentale riftate si *skarne magneziene*, de pe margini continentale sinorogene, de tip cordilleran. Ca varsta, zacamintele de Fe pot fi Mezozoic – Cenozoic. Compozitia mineralogica este dominata de prezenta magnetitului insotit de sulfuri: calcopirita, pirita, pirotina, arsenopirita, blenda, galena, bornit, cobaltina, etc. Structura este grosier la fin granulata, granoblastica si cu aspecte stratificate. Corpurile de minereu sunt stratiforme, lenticulare, corpuri cilindrice verticale, filoane sau corpuri neregulate pe marginile corpului intrusiv parental.

Atat in skarnele calcice cat si in cele magneziene, magnetitul timpuriu este concrecut local sau este taiat de granat sau silicati magnezieni. Unele skarne calcice cu concentratii de Fe contin lentile de dimensiuni relativ mici de pirita si pirotina, care uneori pot fi bogate in Au.

Corpurile de minereu au un control stratigrafic si structural. Ele sunt localizate pe sau aproape de contactul intrusivului parental cu secventele de roci carbonatice. Zonele de fracturi langa contactul corpului intrusiv sunt deasemena situatii favorabile pentru depunerea concentratiunilor de Fe.

Skarnele calcice formate in arcuri insulare oceanice sunt asociate cu plutoni cu continut ridicat in Fe intrusi in roci calcaroase. In unele situatii, masa de exoskarne este mai mare decat cea de endoskarne. Mineralele de skarne sunt in general granatul si piroxenul si mai rar ilvait, epidot sau actinolit, toate cu continut ridicat in Fe. Alteratia rocilor magmatice este comuna si consta in formarea unor asociatii de albit, ortoclaz si scapolit. Skarnele magneziene cu Fe sunt asociate cu diversi plutoni si sunt generate in diverse situatii geologice. Trasatura lor comuna este formarea pe seama unor roci dolomitice. In acest tip de skarne, compozitia mineralogica este dominata de prezenta forsteritului, diopsidului, periclazului, talcului si serpentinei. Caracteristic este faptul ca nu sunt bogate in Fe deoarece in fluidele generatoare tendinta Fe a fost de a se concentra in magnetit si nu in silicati precum andradit sau hedenbergit.

În unele zacaminte a fost sesizată tendința de substituție a skarnelor magneziene de către cele calcice.

Cele mai cunoscute zacaminte de fier asociate skarnelor sunt: Ocna de Fier (România), care are importanța istorică fiind una din localitățile clasice pentru studiul skarnelor cu Fe; Shinyama (Japonia); Cornwall Iron Springs (SUA); Eagle Mountain (SUA); Daiquiri (Cuba); Sarbai (Rusia).

Sarbai este cel mai important zacamant de Fe din skarne la ora actuală. Rezervele sunt estimate la 725 Mt, cu conținut mediu de 46% Fe. Corpurile de minereu au dimensiuni impresionante. Astfel, corpul estic de minereu are lungimea pe direcție de 1,7 km și o grosime de 185 m. Este cunoscut pe o adâncime de 1 km iar corpul vestic pe 1,8 km. Corpurile de minereu apar într-o succesiune de marmore, piroclastite metamorfozate și skarne, care s-au dezvoltat într-o succesiune sedimentar-vulcaniclastică de vârstă carboniferă.

b. Zacaminte de aur asociate skarnelor.

Zacamintele de aur asociate skarnelor au conținuturi de la 2 la 5 g/t și rezerve de la 0,4 la 10 Mt. Descoperiri semnificative de zacaminte de Au asociate skarnelor au fost făcute recent în diverse părți ale lumii. Producția istorică de aur din skarne a fost de 1000 t metal comparativ cu producția de aur a altor tipuri de zacaminte. Unele zacaminte din această categorie sunt valorificate doar pentru conținutul lor în aur (sunt cu caracter redus) dar altele, formate în condiții oxidante, au conținut de aur mai mic (1 – 5 g/t) dar au cantități subeconomice de alte metale, precum Cu, Pb, Zn. Alte tipuri de skarne, cum sunt cele cuprifere, au conținuturi de Au și acesta poate fi valorificat ca subprodus (0,01 – 1 g/t).

Cea mai mare parte a zacamintelor de Au în skarne se formează în centuri orogenice, la margini continentale convergente. Ele tind să fie asociate unor intruziuni de arc insular intraoceanic, în secvențe carbonatice formate în arcuri sau medii de back-arc. Vârsta mineralizațiilor este mezozoică sau cenozoică. Excepție fac skarnele aurifere magneziene din Australia de Vest care sunt arhaice.

Sunt asociate unor intruziuni granitoide de tip I, cu structură porfirică, cu conținut ridicat în Fe și cu o valoare scăzută a raportului Fe_2O_3/FeO . Corpurile de minereu sunt lentile neregulate, filoane până la corpuri stratiforme cu lungimi și latimi de câteva sute de metri. Ele au un control stratigrafic și structural. Corpurile de minereu bogate în sulfuri se dezvoltă distal în skarnele cu piroxen. Concentrațiile de Au sunt asociate skarnelor calcice și celor

magneziene. Compozitia mineralogica este mai bogata in zacamintele asociate skarnelor calcice si este dominata de asociatia Au nativ, sulfuri, telururi (hedleyit, tetradimit, altait, hessit), Bi nativ, maldonit. Aurul este prezent ca incluziuni micronice in sulfuri sau la marginea granulelor de sulfuri.

Cele mai multe zacaminte de Au din skarne sunt asociate unor plutoni granodiorit-dioritici, cu ilmenit si cu raportul $Fe^{3+}/Fe^{2+} < 0,75$. Aceste skarne sunt dominate de piroxeni bogati in Fe ($> Hd_{50}$). Zonele proximale contin din abundenta grandite cu compozitie intermediara. Zonele distale timpurii contin corneene cu feldspat potasic si biotit.

Este de remarcat asocierea spatiala si temporala intre skarnele aurifere si provinciile cu zacaminte porphyry-copper.

Cele mai cunoscute zacaminte de acest tip sunt Nickel Plate (Canada), Fortitude, McCoy, Buckhorn Mountain, Butte Highlands (SUA).

c. Zacaminte de W asociate skarnelor.

Skarnele purtatoare de mineralizatii de W sunt intalnite in asociatie cu roci plutonice calco-alkaline (tonalite, granodiorite, quart-monzonite si granite) atat de tip I cat si de tip S. Rocile granitoide cu care se asociaza skarnele purtatoare de W sunt mai puternic diferite decat rocile plutonice cu care sunt asociate skarnele cuprifere, sunt mai contaminate cu material sedimentar crustal si au cristalizat la nivele structurale mai adanci. Aceste informatii sunt oferite de structura echigranulara, grosier grauntoasa a rocilor plutonice, inconjurate de aureole metamorfice de temperatura inalta. In aureolele metamorfice sunt prezente corneene calc-silicatic, skarne de reactie si skarnoide care sunt formate din secvente mixte carbonat-pelitice.

Skarnele purtatoare de W pot divizate in doua tipuri (Newberry, Einaudi, 1981): tipul redus si tipul oxidat. Aceasta impartire se bazeaza pe compozitia rocii (carbon – hematit), mineralogia skarnelor (ion feros – ion feric) si adancimea relativa (temperatura metamorfica si implicarea apelor subterane oxigenate).

In skarnele ce apartin tipului redus, asociatiile timpurii sunt reprezentate si dominate de un piroxen hedenbergitic, mai putin de un granat granditic si o mineralizatie de impregnatie, fin granulara de scheelit bogat in Mo (powellit). Granatii formati ulterior au caracter subcalcic si sunt asociati unui proces de levigare a scheelitului timpuriu si de redepunere pe fisuri a unei noi generatii de scheelit, sarac in Mo, cu structura grauntoasa larga. In acest stadiu se depun si

sulfurite precuati parcaisi, molibdeit, calcopitita, blende, arsenopitita, ca si minerale hidratate ca: biotit, hornblenda, epidot.

Skarnele care apartin tipului oxidat se caracterizeaza prin prezenta granatului andraditic ce domina piroxenul. Scheelitul asociat este sarac in Mo, iar fazele minerale cu ion feric sunt mai abundente decat cele cu ion feros. Skarnele oxidate sunt cu extindere mai redusa, dar in ambele tipuri, cele mai importante continuturi de W se gasesc strans asociate cu minerale hidratate si cu alteratia retrograda, deoarece aceasta faza de alteratie determina levigarea si apoi redepunerea in corpuri de minereu cu continut ridicat. De remarcat faptul ca dolomitele inhiba dezvoltarea skarnelor cu W si din acest motiv cea mai mare parte a skarnelor purtatoare de W sunt calcice.

Ca varsta, in cele mai multe situatii, acest tip de zacaminte sunt mezozoice, dar nu sunt excluse si alte perioade de formare a skarnelor cu W.

Corpurile de minereu sunt tabulare sau lenticulare. Ele pot fi continui pe sute de metri si in general urmaresc contactul intrusiunilor.

Continutul in W variaza intre 0,4 si 2% WO_3 , cu o medie de 0,7%. Ca marime, zacamintele pot contine de la 0,1 la mai mult de 30 Mt si contribuie cu aproape 60% la productia de W a lumii. Din unele zacaminte se valorifica subproduse ca Mo, Cu, Sn, Zn.

Cele mai cunoscute zacaminte dein aceasta clasa sunt: Forstung, Mactung, Contung (Canada), Pine Creek, Strawberry, Osgood Range (SUA), King Island (Tasmania), Sang Dong (Coreea de Sud), Salou (Franta).

d. Zacaminte de Cu asociate skarnelor.

Acest tip de zacaminte este poate cel mai raspandit pe glob, el aparand in relatie cu zone orogenice asociate subductiei, atat in conditii continentale cat si oceanice. Skarnele cuprifere din arcurile insulare oceanice au tendinta de a se asocia cu intruziuni cu caracter mai mafic (diorite cuartifere la granodiorite), in timp ce acelea formate pe margini continentale active sunt in relatie cu roci mai felsice. Cea mai mare parte a skarnelor cuprifere se asociaza cu granitoide de tip I, cu caracter calco-alkalin, cu plutoni cu structura porfirica, cu intense fracturari casante, brecifieri si intense alteratii hidrotermale. Toate aceste trasaturi arata amplasarea si formarea skarnelor cuprifere in apropiere de suprafata.

O caracteristica a skarnelor cuprifere este zonalitatea. Astfel, in apropierea plutonului este o zona cu granat masiv (granatit), apoi creste continutul in piroxen si in final apare

vezuvianul și wollastonitul spre contactul cu marmora. La acest tip de zonalitate mineralogică se poate adăuga și o zonalitate compozițională la nivelul granatului, care se reflectă în culoarea acestuia, de la brun-roșcat închis în zonele proximale, la varietăți verzi sau galbene, distal. De asemenea raportul între diversele specii de sulfuri și conținutul în metal este diferit funcție de distanța față de contact. În general, calcopirita și pirita sunt cele mai abundent reprezentate în apropierea plutonului. Pe măsura departării de pluton conținutul în calcopirita crește depășind pirita și apoi este înlocuită de bornit în zona cu wollastonit.

Cele mai bogate skarne cuprifere sunt asociate cu zăcăminte tip porphyry-copper. Astfel de asociații pot depăși 1 miliard de tone dacă însumăm rezervele din skarne cu cele din porphyry-copper. Singure, skarnele cuprifere au conținuturi de 1-2% Cu, iar cantitatea de rezerve poate depăși 300 Mt.

Ce este de remarcat este faptul că plutonii care gazduiesc mineralizația porphyry-copper arată o alterație potasică ce este caracteristică și o alterație sericitică. Acestea pot fi corelate cu etapa progradă granat – piroxen și cu etapa retrogradă retrogradă epidot – actinolit din skarn. Alterația retrogradă intensă este comună în skarnele cuprifere și în unele zăcăminte porphyry-copper asociate și este responsabilă de distrugerea granatului și piroxenului prograd. Pe lângă asocierea skarnelor cuprifere cu stockwork-uri de tip porphyry, cu alterații hidrotermale intense, sunt și situații când asocierea este cu stock-uri sterile. Între aceste două situații există o trecere gradată. Zăcămintele de skarne cuprifere ce sunt în relație cu zăcăminte porphyry-copper sunt mai mari, au conținut mai scăzut și sunt localizate la nivele structurale mai aproape de suprafață comparativ cu skarnele cuprifere asociate intruziunilor sterile.

Cele mai cunoscute zăcăminte de Cu în skarne sunt: Mines Gaspé (Canada), Ruth, Mason Valley, Copper Canyon (SUA), OK Tedi (Papua), Rosita (Nicaragua).

e. Zăcăminte de Zn asociate skarnelor.

Zăcămintele de Zn asociate skarnelor ocură de-a lungul marginilor continentale unde sunt asociate unui plutonism târziu-orogenic. Ele ocură pe un interval larg de adâncimi, fiind asociate cu batolite adânci, cu breccia-pipe formată în apropierea suprafeței sau cu dyke-uri subvulcanice. Rocile magmatice asociate au un interval larg de compoziții, de la diorite la granite bogate în SiO₂. Cele mai multe zăcăminte de acest tip se caracterizează prin poziția lor distală față de roca intrusivă.

Zacamintele de Zn din skarne sunt exploatate pentru Zn, Pb si Ag, dar Zn este metalul dominant. Ele au continuturi ridicate: 15% Zn, 10% Pb si mai mult de 150 g/t Ag. Cuprul poate ajunge la mai putin de 0,2%. Alte elemente ce pot fi valorificate ca subproduse sunt Cd, Au si uneori W. Cantitatea de rezerve este mica, variind intre <3 – 45 Mt.

Skarnele cu Zn pot fi distinse de celelalte tipuri de skarne prin continutul ridicat in Mn si Fe al mineralelor componente, prin aparitia lor de-a lungul unor contacte litologice sau structurale si prin absenta unor semnificative aureole metamorfice centrate pe skarne. Aproape toate mineralele componente ale skarnelor din astfel de zacaminte sunt bogate in Mn.

In unele zacaminte, raportul piroxen – granat ca si continutul in Mn al piroxenui creste sistematic pe masura departarii de intruziune. Aceasta caracteristica poate fi folosita pentru identificarea skarnelor proximale si distale, ca si a zonelor proximale si distale in corpurile individuale de skarne.

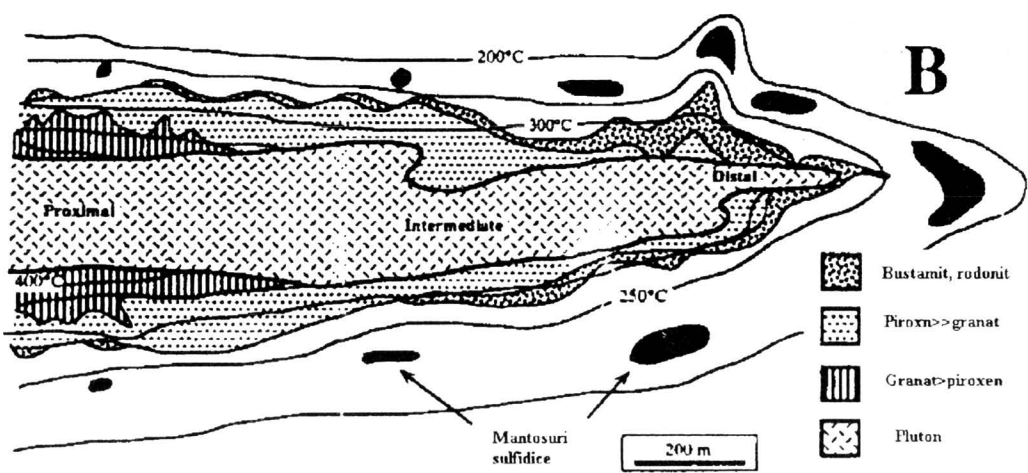
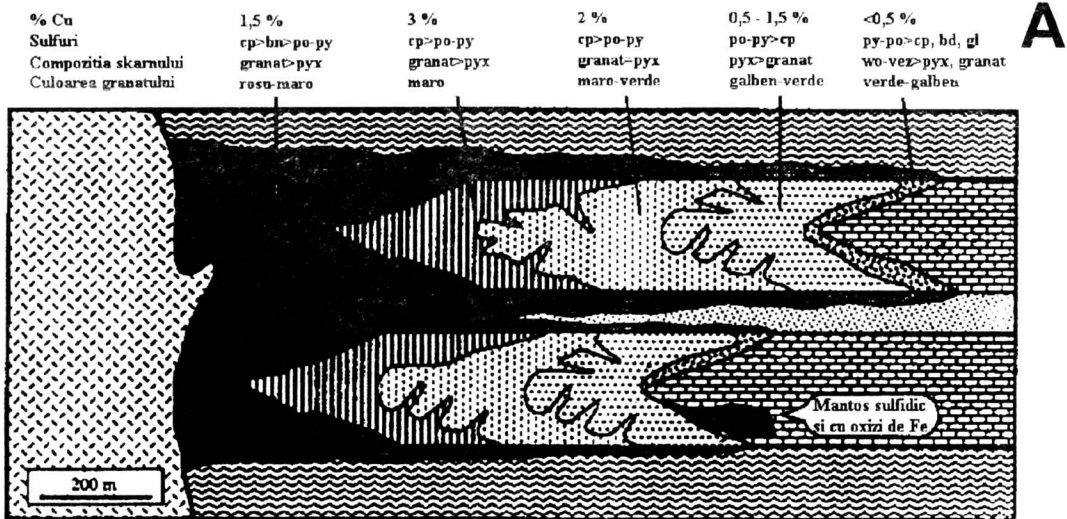
In skarnele cu Zn este evidentiata o zonare tipica ce are urmatoarea alcatuire: roca plutonica alterata cu endoskarn – granat – piroxen si apoi corpuri metasomatice de sulfuri/oxizi (care uneori sunt denumite mantos si chimneys, dupa forma pe care o au sau dupa terminologia locala).

Cele mai cunoscute zacaminte apartinand acestui tip sunt: Graundhog, Darwin (SUA), San Antonio, Santa Eulalia, Naica (Mexic). Alte zacaminte de Zn asociate skarnelor sunt cunoscute in Coreea de Sud, China si Romania (Dognecea si partial Baita Bihor).

f. Zacaminte de Mo asociate skarnelor.

Zacaminte de Mo asociate skarnelor sunt asociate unor stock-uri sau dyke-uri de roci diferite, in mod obisnuit quart-monzonite leucocrate sau granite care sunt produsele unui plutonism tarde-orogenic, cu derivatie dintr-o crusta tranzitionala. Sunt unele situatii in care skarnele cu Mo sunt asociate unor sisteme porphyry-Mo formate in conditii de arc insular. Au fost deasemenea descrise o serie de ocurente in cratoane stabile precambriene asociate cu pegmatite, aplite, etc.

Corpurile de minereu au o forma neregulata si se gasesc de-a lungul contactelor cu roca intrusiva. Din punct de vedere mineralogic, molibdenitul este mineralul dominant si el este asociat cu scheelit si sulfuri comune. Sunt deasemenea prezente in unele zacaminte minerale de Bi si de U. Desi cele mai multe zacaminte de Mo asociate skarnelor contin diverse metale precum: W, Cu, Zn, Pb, Bi, Sn si U, cea mai comuna asociatie este Mo-W-Cu. Aceasta indica



Trasaturi caracteristice	Apropiata	Intermediara	Indepartata
Garnet pyroxene	> 1:1	1:20	No garnet
Max Jo in pyroxene	< 25%	25-50%	> 50%
Fe oxides	mt > hm	hm - mt	hm > mt
Ore sulphides	sl > gl - cp	sl > gl > cp	gl - gl > cp
Skarn: mantio ore	> 10	1-10	< 1
Temperature	> 400°C	320° - 400°C	< 320°C
Salinity (NaCl eq. wt. %)	> 15 %	7.5-15%	< 7.5%
Zn/Cu	< 10	10-20	> 20
Zn/Pb	> 5	2-5	< 2
Pb/Cu	< 5	5-10	> 10

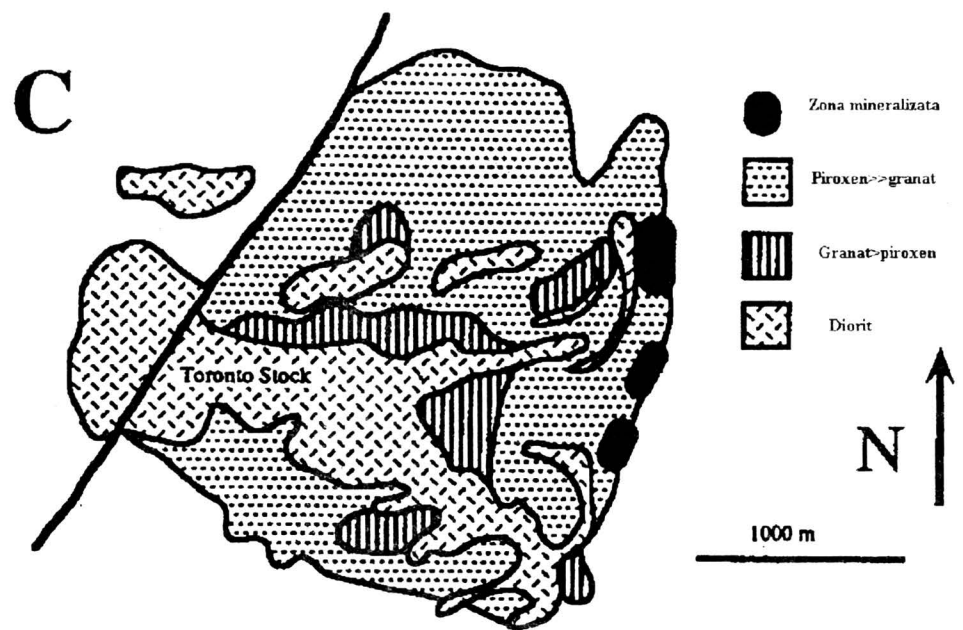


Fig. 43. Model de zonalitate la diferite tipuri de zacaminte asociate skarnelor.

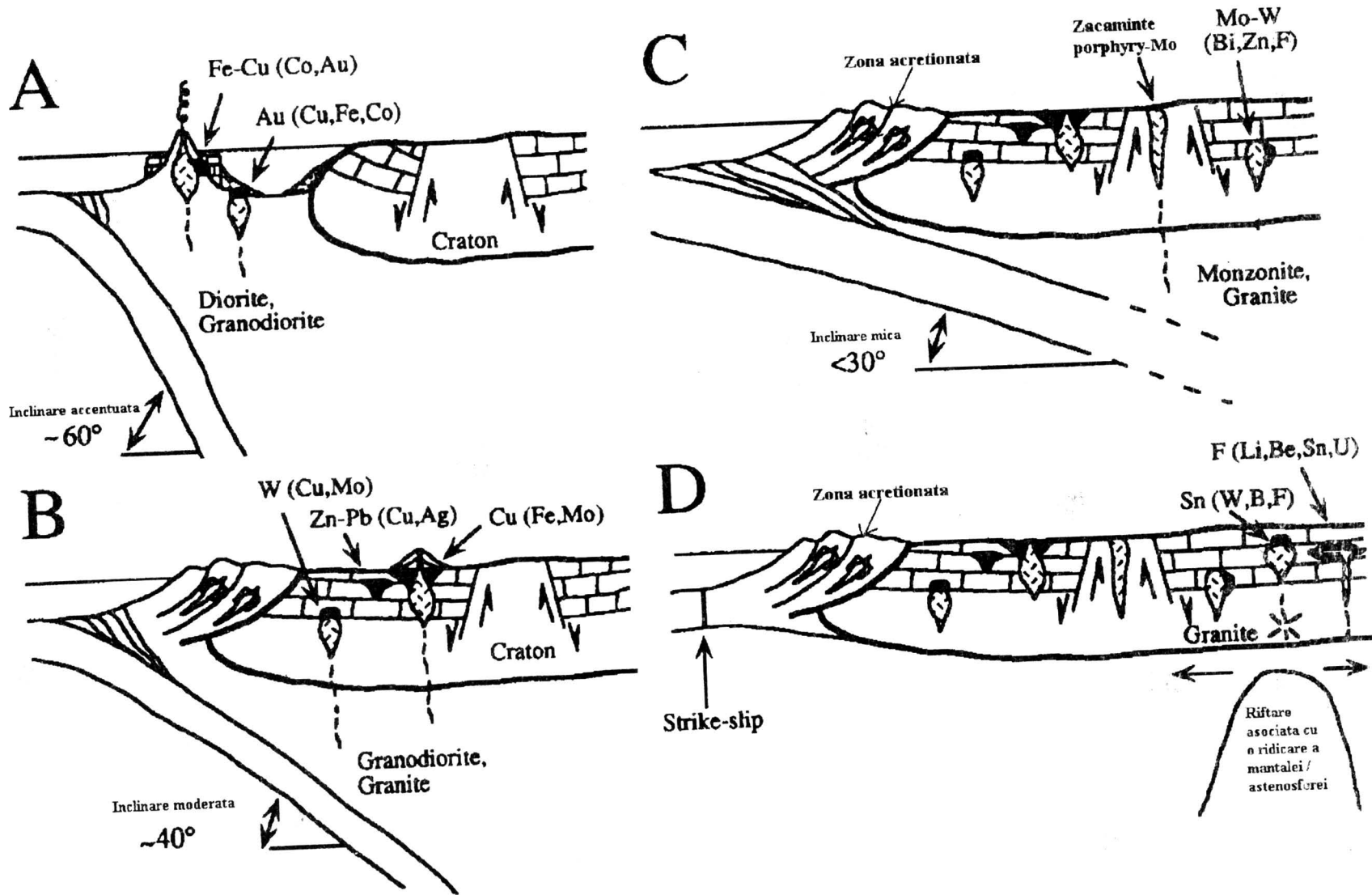


Fig. 44. Model petrogenetic pentru skarne

faptul ca unele zacaminte de W sau Cu din skarne cu si corpuri din care poate fi valorificat Mo.

Mineralizatia cu Mo este localizata atat in skarne calcice cat si in skarne magneziene. In skarnele calcice cel mai important silicat este piroxenul hedenbergitic, urmat de granat, wollastonit, amfibol si fluorina. Aceasta compozitie arata un mediu reductor pentru fluidele generatoare si in acelasi timp o activitate ridicata a fluorului.

In zacamintele de Mo asociate skarnelor, continutul variaza de la 0,1 la 2% MoS₂, iar cantitatea de rezerve intre 0,1 si 2 Mt. Din acest punct de vedere ele sunt mai putin importante decat zacaminte porphyry-Mo.

Zacaminte de Mo asociate skarnelor sunt cunoscute in Canada (Novelty), Australia (Mount Tennyson), SUA (Little Boulder Creek, Canniron Gulch), Maroc (Azegour), China si Romania (Baita Bihor).

g. Zacaminte de Sn asociate skarnelor.

Zacamintele de Sn asociate skarnelor sunt in relatie cu granite caracterizate printr-un continut ridicat in SiO₂ formate prin topirea partiala a crustei continentale. Compozitia mineralogica este dominata de prezenta cassiteritului care se asociaza cu scheelit, arsenopirita, calcopirita, pirotina, stanina, bismutina, magnetit, blenda, pirita si ilmenit. Aceasta asociatie minerala poate fi exploatata si valorificata. Dar Sn poate fi prezent si in reseaua silicatilor din skarne precum: granat, sfen si vezuvian, din care nu poate fi deocamdata extras. Continutul de Sn in granat poate atinge uneori 6%.

Multe skarne cu Sn sufera o alteratie de tip greisenizare. In unele situatii aceasta alteratie distruge complet asociatiile minerale prograde formate anterior. Acest proces este important prin aceea ca poate elibera Sn din silicati si sa-l precipite in minereul de sulfuri sau oxizi.

Zacamintele de Sn in skarne au continuturi de pana la 1% Sn, dar o mare parte din metal este prezent, asa cum am amintit, in silicati si nu poate fi extras. Unele zacaminte au rezerve de ordinul a 30 Mt, dar majoritatea sunt cuprinse intre 0,1 si 3 Mt. Skarnele cu Sn reprezinta o sursa de Sn pentru viitor. Astazi cea mai mare parte a productiei de Sn provine din zacamintele de tip placer, din greisene bogate in Sn si din corpuri de tip mantos.

Alte tipuri de concentratii asociate skarnelor.

Pe langa tipurile de skarne cu mineralizatii prezentate mai sus sunt cunoscute si alte categorii precum:

a. Zacaminte nemetalifere in skarne. Acestea include skarne cu wollastonit, skarne cu borati, granatite, etc.

b. Skarne cu REE. Pamanturile rare cu tendinta de a se concentra in anumite minerale precum: granat, vezuvian, epidot si allanit. Vezuviianul si epidotul pot avea pana la 20% REE si astfel de ocurente au fost inatlnite in unele skarne aurifere sau in cele purtatoare de Zn.

Sunt unele zacaminte in care REE sunt asociate cu U. Este cazul zacamantului Mary Kathleen din Australia. In inluziunile fluide din mineralele acestui zacamant au fost identificate faze solide cu REE si U, ceea ce sugereaza faptul ca aceste elemente pot fi puternic concentrate in fluide hidrotermale de temperatura inalta. Semnificatia acestui fenomen este ca se deschide calea de a identifica si alte situatii in care procesul metasomatic poate concentra pamanturile rare si uraniul.

Un alt tip de skarne este asociat procesului metasomatic in terenuri cu metamorfism regional, in zone de forfecare. Astfel de situatii au fost intalnite in cratonul Yilgarn din Australia, unde roci vulcanice Arhaice sunt taiate de zone de forfecare in care se localizeaza mineralizatii aurifere. Formarea skarnelor se realizeaza pe seama metabazaltelor bogate in fier, a formatiunii de fier rubanate si a komatiitelor si este interpretata ca fiind in timp dupa maximul de metamorfism ce a afectat regiunea si asociata domurilor granitice sincinematice.

Fenomenul nu este unic, procese asemanatoare au fost intalnite si in Canada, tot in terenuri Arhaice, in formatiunea rubanata de fier.

Petrogeneza si localizarea zacamintelor asociate skarnelor.

Cea mai mare parte a zacamintelor din skarne sunt asociate direct cu activitatea magmatica. Exista deasemenea posibilitatea de a face unele corelatii intre compozitia rocilor magmatice si tipul de skarn asociat. Astfel, skarnele cu Cu si cele cu Mo sunt asociate unor plutoni puternic diferentiati bogati in SiO₂. Skarnele cu Fe sunt in relatie cu roci magmatice cu caracter relativ primitiv, bogate in Fe si sarace in SiO₂.

O alta caracteristica petrogenetica importanta este cea referitoare la starea de oxidare, marimea, structura, adancimea de amplasare si pozitia tectonica a plutonilor.

Fiecare din tipurile de skarne prezentate arata o anumita preferinta pentru un anumit tip de pluton si pentru un anumit nivel structural in crusta. Unele skarne sunt asociate unor plutoni cu o stare reducatoare mai avansata, altele unor plutoni cu o stare de oxidare mai puternica. Astfel, skarnele cu Sn tipice sunt in relatie cu granitoide ce se caracterizeaza printr-o stare reducatoare, granite de tip S sau anorogenice. Astfel de plutoni tind sa fie prezenti in zone de craton si sa apara prin topirea partiala a materialului crustal.

In contrast cu aceasta, skarnele cuprifere sunt asociate cu plutoni cu caracter oxidat, cu magnetit in compozitie, de tip I si formati in arcuri magmatice in relatie cu procese de subductie.

Cea mai mare parte a zacamintelor din skarne sunt asociate corpurilor magmatice in relatie cu subductia.

Compozitia plutonilor variaza de la diorite la granite. Tranzitia de la subductia sub o coasta continentală stabila la o tectonica post-subductie nu este foarte bine cunoscuta. Magmatismul asociat cu unghiuri de subductie mici este cu un grad mai mare de contaminare crustala si poate conduce la zone locale de rift (fig. 44). In timpul acestui stadiu, arcul magmatic poate migra spre interiorul continentului. Plutonii rezultati au o compozitie granitica iar skarnele asociate sunt bogate in Mo, Mo-W cu mai putin Zn, Bi, Cu si F. Cea mai mare parte a skarnelor de acest tip sunt considerate polimetalice.

Unele skarne nu sunt asociate unui magmatism de subductie ci unui magmatism de tip S, ce urmeaza unei perioade majore de subductie si sunt in relatie cu zone de rifting al cratonilor. Plutonii au o compozitie granitica si contin ca minerale primare: muscovit si biotit, alteratii de tip greisen si radioactivitate anomala. Skarnele asociate sunt bogate in Sn sau fluorina.

VIII.5. Zacaminte asociate rocilor granitoide

VIII. 5.1. Zacaminte tip “porphyry”

Zacamintele cuprinse in aceasta clasa sunt caracterizate de continuturi scazute si cantitate mare de rezerve. Ele sunt valorificate pentru Cu, Mo si Sn/W.

Dupa metalul principal care este exploatat ele se subdivid in:

1. Zacaminte porphyry copper;
2. Zacaminte porphyry molybdenum;
3. Zacaminte porphyry Sn/W.

VIII.5.1.1. Zacaminte porphyry copper

Acestea sunt caracterizate de continuturi mici, cele mai multe zacaminte avand 0,4-1% Cu. Aceste valori mici ale continutului sunt compensate de tonajul mare, ceea ce permite o exploatare la zi a rezervelor. Ponderea participarii acestui tip de zacaminte la economia mondiala a cuprului este ridicata, ele avand mai mult de 50% din cuprul mondial.

Din aceste zacaminte, pe langa cupru se valorifica subproduse precum Mo, Au si Ag. Din acest motiv, in mod obisnuit ele se subdivid si sunt denumite subtipur Cu-Mo si subtipur Cu-Au.

Petrografia rocii gazda. Zacamintele porphyry copper sunt in mod strict asociate rocilor plutonice de tip granit-granodiorit-tonalit; diorit-monzonit cuarțifer-sienit.

Rocile cu care se asociaza sunt granitoide normale de tip I. In aceasta categorie trebuie subdivizate intruziuni de tip I-Cordilleran si de tip I-Caledonian. Intre acestea primele sunt mineralizate pe cand cel de-al doilea tip este rar economic, in general avand caracter subeconomic.

Intruziunile gazda sunt localizate fie in arcuri insulare, fie in arcurile magmatice din marginile continentale active.

Acestea se deosebesc prin valorile compozitiei izotopice a Sr. Intruziunile din arcurile insulare au valori ale raportului $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ intre 0,702-0,705, ceea ce arata o deviatie din mantaua superioara sau dintr-o crusta oceanica prelucrata. Cele formate pe marginile continentale active au valori mai mari cu semnificatia unei derivari din material crustal sau unei asimilari de material crustal.

Mineralizatia porphyry copper este intalnita in intruziuni care in cea mai mare parte au caracter compozit. In aceste intruziuni multistadiate mineralizatia este localizata in secventa magmatica cea mai recenta si mai diferentiata.

In general, un zacament porphyry-copper tipic se prezinta sub forma unui stock cilindric compozit cu o suprafata de 2x2 km, care are o carapace externa echigranulara, cu granulatie medie si un nucleu cu structura porfirica.

Mineralizatia. Mineralele metalice in mineralizatiile porphyry copper sunt ca impregnatii in roca, mai ales in fragmentele de roca ce sunt cimentate de filoane subtiri de cuar si minerale metalice. Reteaua de filoane este intercalata, astfel incat circulatia fluidelor hidrotermale a fost posibila in aproape intreaga roca. Pe ansamblu, mineralizatia are caracterul unui stockwork.

Corpul sau corpurile mineralizate se pot gasi in trei situatii:

- a) in interiorul intruziunii gazda;
- b) si in intruziunea gazda si partial in rocile inconjuratoare;
- c) numai in rocile inconjuratoare

Forma caracteristica a corpurilor de minereu este cilindrica, tabulara sau conuri aplatizate. De multe ori corpurile de minereu sunt inconjurate de un halo piritos. Sunt multe si frecvente situatii in care zone si coloane de breccii, adesea mineralizate sunt prezente in stock si/sau in rocile din jur. Sunt cunoscute mai multe tipuri de breccii dupa modelul in care s-au format:

- "crackle breccia" – fragmentele sunt conturate de fisuri dar nu sunt deplasate unul in raport cu celalalt. Fisurile sunt umplute cu cuar si cu minerale metalice (fig. 45);

- breccii cu elemente rotunjite intr-o matrice fin granulara ("fainoasa"). Sunt asa numitele "pebble dykes";

- breccii de collaps, cu fragmente angulare.

Compozitia mineralogica este destul de simpla. Cel mai frecvent mineral din grupa sulfurilor este pirita. Ea este in mod obisnuit insotita de calcopirita, bornit, cubanit, enargit, molibdenit, aur, tetraedrit, etc. Dintre mineralele de ganga cel mai frecvent este cuarul.

Alteratii hidrotermale. Alteratiile hidrotermale la zacamintele porphyry copper sunt caracteristice si au o dispunere zonara caracteristica. Acest lucru a fost dovedit in 1970 de Lowell si Guilbert care le-au gasit la zacamentul San Manuel-Kalamazoo (Arizona) si le-au comparat cu situatiile descrise in alte zacaminte porphyry copper. In felul acesta a fost elaborat pentru zacamintele porphyry copper modelul Lowell-Guilbert. Asemnator, dar cu destul de multe diferente este modelul dioritic.

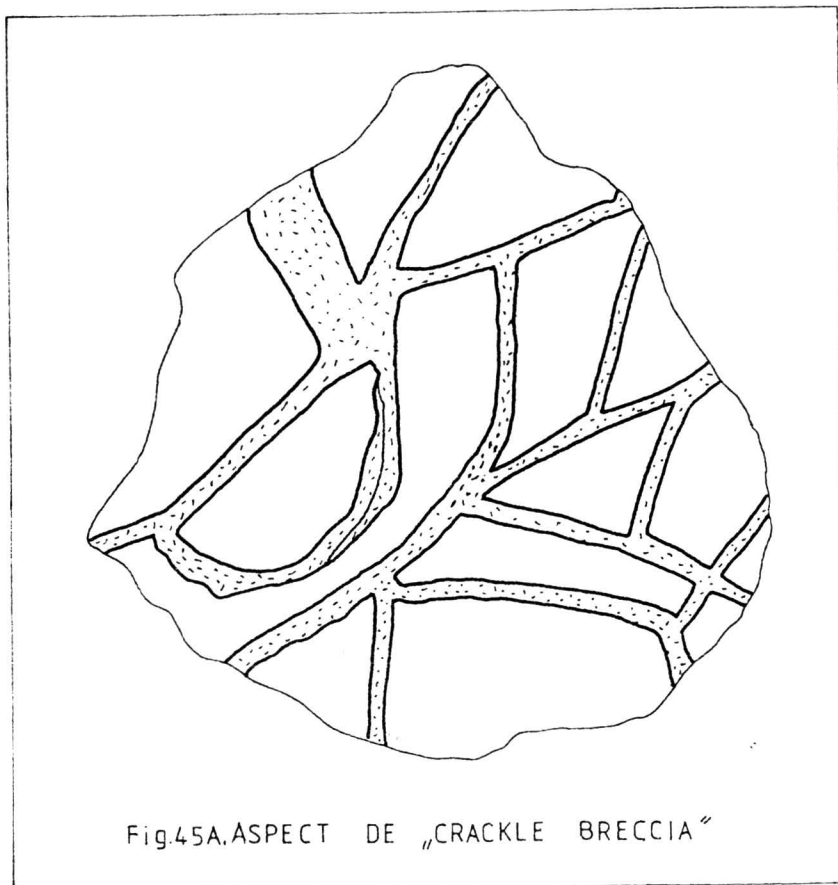
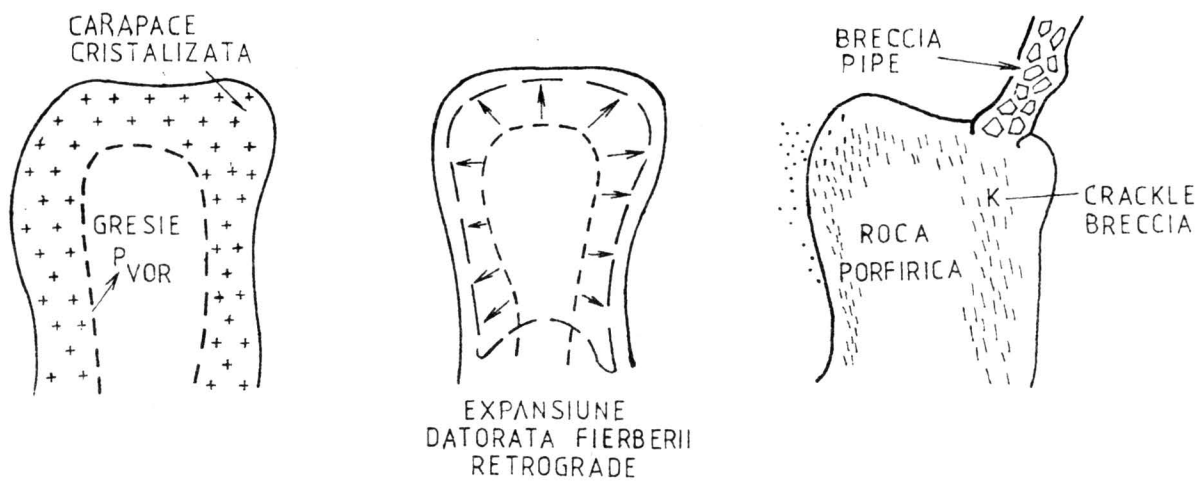


Fig.45A. ASPECT DE „CRACKLE BRECCIA”



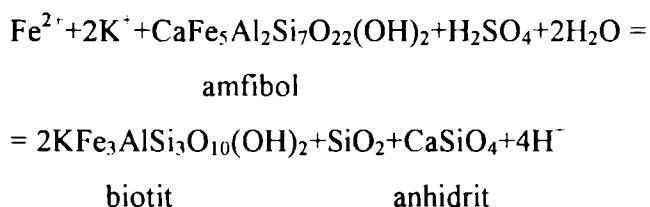
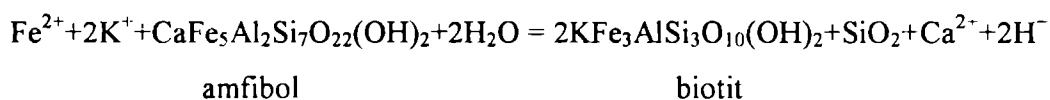
g.45B. STADIILE DE DEZVOLTARE PENTRU CRACKLE BRECCIA (Phillips, 1973)

In modelul Lowell-Guilbert sunt recunoscute patru zone de alteratie hidrotermala care se succed. Acestea sunt:

1. Zona de alteratie potasica;
2. Zona de alteratie filica (sericitica);
3. Zona de alteratie propilitica;
4. Zona de alteratie argilica.

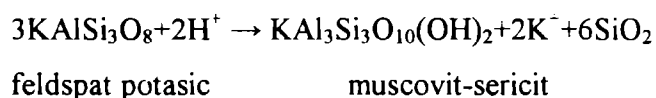
Alteratia potasica. Aceasta ocupa o portiune centrala in cadrul alteratiei hidrotermale. Ea nu este intotdeauna prezenta, dar atunci cand apare ea este caracterizata de urmatoarele neformatiuni minerale: ortoclaz-biotit, ortoclaz-biotit-clorit. Alaturi de ele este prezent anhidritul si uneori magnetitul.

Urmatoarele reactii sunt caracteristice:

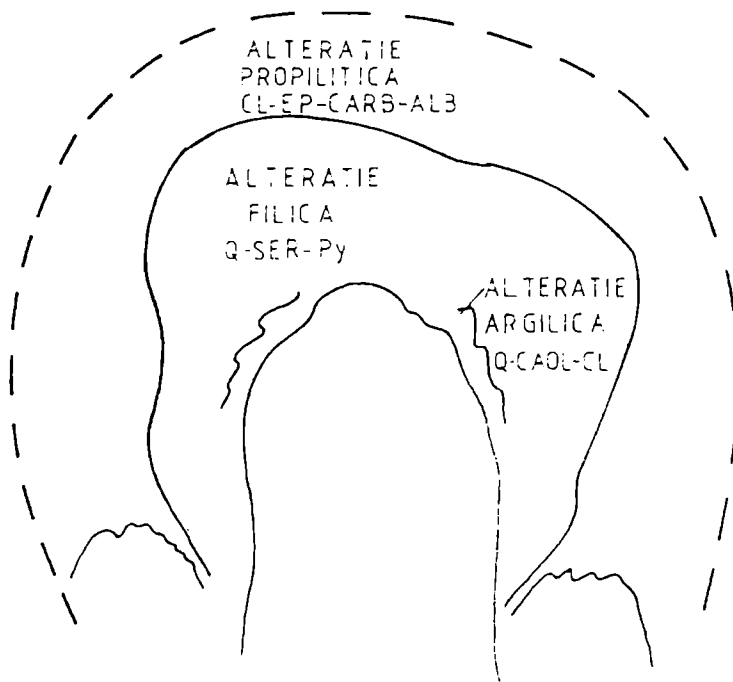


Conform acestor reactii, dezvoltarea neformatiunilor de biotit si anhidrit se face pe seama amfibolitului din roca. Aparitia ortoclazului de neformatie are loc pe seama ortoclazului initial. Diferenta intre cele doua generatii este ca cel de neformatie este mai sodic decat initial.

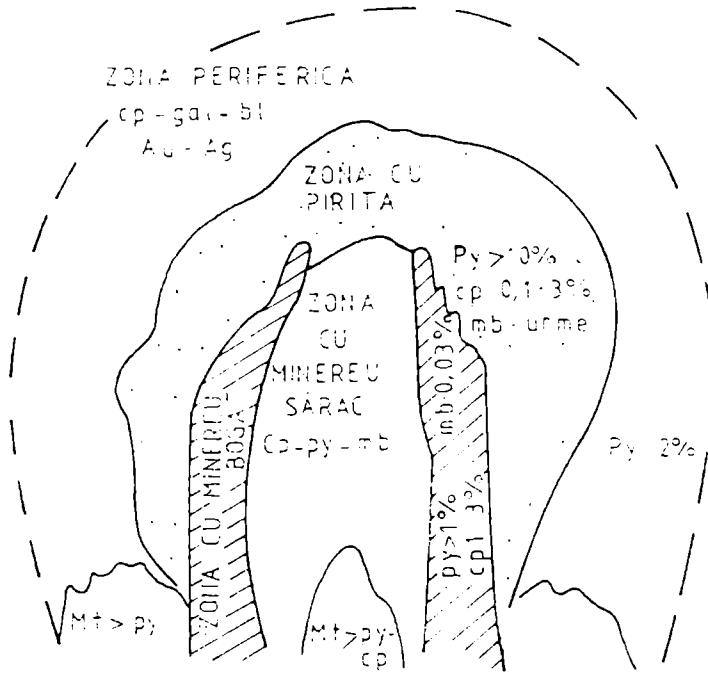
Alteratia filica. Aceasta este caracterizata de asociatia quart-sericit si corespunde alteratiei sericitice si alteratiei argilice avansate. Alaturi de quart si sericit este prezenta pirita si uneori pirofilitul. Mai sunt cunoscute in aceasta zona cloritul, illitul si rutitul. Neformatiunile acestei zone apar pe seama feldspatului potasic, ca in urmatoarea reactie:



In aceasta reactie se consuma H^+ , iar K^+ este eliberat. Consecinta acestui fapt este schimbarea pH-ului si a solubilitatii metalelor in solutie. Eliberarea SiO_2 in urma acestei reactii conduce la silicifiere.



A.



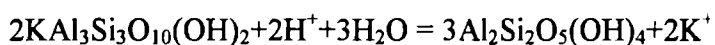
B.

Fig.46 Diagrama idealizată cu dispunerea concentrică a zonelor de alterare hidrotermale (A) mineralizație (B) în zăcămintele porphyry copper (Lowell, Guilbert, 1970).

Alteratia propilitica. Acest tip de alteratie este intotdeauna prezent. Este caracterizat in primul rand de prezenta cloritului in asociatie cu pirita, calcit, epidot. Cea mai mare parte a neoformatiunilor se dezvoltă pe seama mineralelor mafice.

Alteratia argilica. Aceasta alteratie nu este intotdeauna prezenta si cand apare are caracter discontinuu si deterioreaza alteratia sericitica si partial cea propilitica. Prin neoformatiunile minerale care o concretizeaza ea poate fi incadrata la tipul alteratiei argilice intermediare. Cel mai frecvent mineral este caolinitul. Alaturi de el este intalnit montmorillonitul. Rare sunt pirita si carbonatii.

Caolinitul provine prin descompunerea muscovitului conform reactiei urmatoare:



muscovit

caolinit

Relatia alteratii-hidrotermale-mineralizatii. La fel ca alteratiile hidrotermale si mineralizatia are tendinta sa apara in halo-uri concentrice (fig. 46). In partea centrala este o zona sterila sau cu continuturi foarte scazute cu ceva calcopirita si molibdenit si cu pirita. Cea din urma este de obicei la nivelul a cateva procente dar uneori trece de 10%. Aici mineralizatia are caracter de impregnatie si mai putin se gaseste la nivelul fisurilor. Spre exterior creste intai usor continutul in molibdenit si apoi in calcopirita, Acum devine dominanta mineralizatia sub forma de vinisoare. Pirita creste din nou catre exterior pentru a forma in jurul corpului de minereu un halo in care ajunge la 10-15% pirita, cu foarte putina calcopirita si molibdenit.

Valorile cele mai ridicate in cupru sunt pe si langa limita intre zona de alteratie potasica si zona filica. Nu este intalnita mineralizatia in zona argilica. In zona propilica mineralizatia este neeconomica.

Extinderea verticala a sistemelor porphyry-copper. Zacamintele porphyry-copper sunt cunoscute in medii subvulcanice asociate cu intruziuni superficiale. Ele sunt acoperite de un stratovulcan care la partea superioara are concentratiuni de sulf nativ (fig. 47). In partile sale inferioare intruziunile cu zacamintele porphyry copper trec de la structura porfirica la cea echigranulara, ceea ce sugereaza localizarea mineralizatiilor in apofizele unui pluton cu dimensiuni mult mai mari aflat in adancime.

Modelul dioritic. Acest tip de zacaminte porphyry copper are ca roca gazda diorite, monzonite quartifere si sienite. Ceea ce este de remarcat la acest model este continutul scazut in sulf din fluidele mineralizatoare. Din acest motiv oxizii de fier din roca gazda nu sunt transformati in intregime in pirita si destul de mult fier ramane in clorite si biotit. Fierul in exces apare ca magnetit diseminat in toate zonele de alteratie.

Alteratiile filica si argilica sunt in mod obisnuit absente, zona de alteratie potasica fiind inconjurata de zona de alteratie propilitica, trasatura ce poate fi recunoscuta atat la zacamintele formate in conditii de arc insular cat si la cele formate in arcuri magmatice din marginile continentale active. De asemenea, in zone de alteratie potasica, principalul mineral purtator de potasiu este biotitul. Feldpspatul ortoclaz poate sa nu se dezvolte, principalul feldspat putand fi plagioclazul.

Mineralizatia se caracterizeaza prin continutul mai ridicat in aur si printr-un raport Mo/Cu scazut. In tabel sunt prezentate comparativ caracteristicile geologice ale modelului Lowell-Guilbert si ale modelului dioritic (Hollister, 1975).

Din datele pe care le avem pana acum se cunoaste ca zacamintele porphyry copper situate in arcuri insulare sunt caracterizate de asociatia Cu-Au, pe cand cele din marginile continentale active sunt Cu-Mo. Binenteles ca sunt si exceptii, unul din cele mai mari zacaminte de acest tip situat intr-un cadru de arc insular (Cerro Colorado) are un raport ridicat Mo/Au. De asemenea in Filipine exista zacaminte porphyry molybdenum. De retinut este ca intre aceste doua tipuri externe sunt tranzitii, asociatia stricta nefiind foarte clara.

Caracterele geologice comparative ale modelului Lowell-Guilbert si modelului dioritic (Holister, 1975)

Caractere geologice	Modelul Lowell-Guilbert	Modelul dioritic
Roca gazda Tipuri petrografice comune Tipuri petrografice rare	Monzogranite, granodiorite Diorite cuarțifere	Sienite, monzonite Diorite
Alteratii Nucleu Periferia nucleului	Potasica Filica Argilica Propilitica	Potasica Propilitica
Mineralizatie Cuart in fisuri Ortoclaz in fisuri Albit in fisuri Magnetit Pirita in fisuri Molibdenit Calcopirita/Bornit Impregnatie de calcopirita Aur	Comun Comun Urme Minor Comun Comun 3sau mai mare Prezenta Rar	Rar Rar Comun Comun Comun Rar 3 sau mai putin Important Important
Structura Brecii Stockwork	Pot sa apara Important	Rar Important

Geneza zacamintelor porphyry-copper

Principalele caracteristici ale zacamintelor porphyry-copper sunt reprezentate de continutul scazut si de volume mari de rezerve. Acesta implica o circulatie larga de fluide hidrotermale prin volume foarte mari de roci, circulatie care determina o alteratie pervaziva si fisuri de la fine la grosiere umplute cu cuar si minerale utile. Aceasta fisuratie determina un caracter brecios in roca magmatica, dar aceasta brecifiere nu deranjeaza si nu deplaseaza fragmentele de roca unul in raport cu celalalt. Acest tip de brechie este cunoscut drept "crackle breccia".

Pe langa modul in care apare "crackle breccia", alte probleme ce trebuiesc rezolvate pentru a intelege formarea zacamintelor porphyry copper sunt sursa fluidelor si sursa metalelor si a sulfului.

Formarea "crackle breccia". In proiectie pe suprafata morfologica, "crackle breccia" are o forma ovala depasind in cele mai multe cazuri limita stockului. Ea este in general slab dezvoltata in zona potasica si spre exterior se extinde in zona propilitica.

Intruziunile gazda pentru zacamintele porphyry copper sunt consolidate la adancimi cuprinse intre 0,2–2 km. La aceste adancimi incepe cristalizarea corpului magmatic. Intai cristalizeaza partile periferice care formeaza o carapace solida. Se cunoaste ca primele minerale cristalizate sunt cele anhidre. Aceasta inseamna ca spre interiorul corpului creste cantitatea de volatile, cu alte cuvinte creste presiunea volatilelor. Aceasta presiune a volatilelor creste pana cand este depasita presiunea litostatica. In acest moment are loc fierberea retrograda in urma careia se separa un lichid in fierbere. Daca fierberea retrograda are loc intr-un volum mare de roci, atunci presiunea vaporilor depaseste rezistenta la rupere a rocilor si prin expansiune se produce brecifierea.

Motivul eliberarii fluidelor este legat de volumul apei la adancimea de 2km si $T=500^{\circ}\text{C}$, conditii in care sunt intalnite aceste situatii. Acum apa are un volum specific egal cu 4 si daca 1% din greutate formeaza o faza separata cresterea in volum este de 10%. La adancimi mai mici, cresterea in volum este mai mare si in consecinta brecierea este mai intensa.

Faptul ca in evolutia fluidului mineralizator s-a trecut printr-un moment de fierbere retrograda este evidentiat de existenta incluziunilor fluide bogate in lichid care coexista cu cele bogate in gaz.

Cristalizarea este un fenomen exoterm, dar formarea bulelor de gaz este unul endoterm. Nucleatia rapida si expansiunea adiabatica a vaporilor determina absorbtia unei cantitati de caldura care scade temperatura sistemului. Aceasta determina o noua racire rapida

care se recunoaste in partea centrala prin dezvoltarea unei structuri granulare fine in masa fundamentala, de unde si caracterul porfirc al intruziunii.

Caractereul fluidelor hidrotermale. Incluziunile fluide arata urmatoarele caracteristici ale fluidelor ce au generat zacamintele pophyry-copper:

A. Incluziuni din partea interna a stockului (alteratia potasica);

- Th foarte mari, pana la 725°C;
- salinitate foarte ridicata, pana la 60% echivalent NaCl;
- continut semnificativ in metale: Cu, Fe, S;
- coexistenta incluziunilor fluide bogate in lichid cu cele bogate in vapori.

B. Incluziuni din zonele externe:

- salinitate scazuta, pana la 15% echivalent NaCl;
- Th pana la 250-300°C;
- salinitatea descreste catre partile exterioare.

Datele obtinute din incluziunile fluide arata ca in generarea zacamintelor porphyry-copper, fluidele mineralizatoare sunt cu salinitate ridicata, sunt bogate in metal si contin atat componentii magmatici cat si meteorici.

De asemenea, izotopii oxigenului si hidrogenului, pentru unele zacaminte mari din SUA arata ca in primele faze de evolutie a sistemului fluidele au componenta magmatica dominanta, dupa care, in momentul in care sistemul se raceste fluidele sunt dominate de componenta meteorica.

Originea sulfului pe baza compozitiei izotopice este pentru sulfuri de origine mantelica sau crusta oceanica topita.

Sursa metalelor. Metalele din zacamintele porphyry-copper pot avea urmatoarele surse:

- a. Fluidele magmatice;
- b. Reactia fluidelor hidrotermale (magmatice sau meteorice) cu crusta cristalizata a rocii granitoide;
- c. Interactia fluidelor hidrotermale cu rocile inconjuratoare.

Pentru a explica modul de aparitie a mineralelor utile in zacamintele porphyry-copper trebuie sa detaliem urmatoarele probleme:

1. Pozitia elementelor care formeaza minereul in cristale, in topiturile reziduale si in fluide dupa amplasarea granitoidelor in crusta superioara;
2. Eliberarea acestora in timpul stadiului hidrotermal;
3. Transport si depunere.

Dupa solidificarea periferica a granitoidului, principalele minerale magmatice care contin metalele principale din zacamintele porphyry-copper sunt: biotit, ilmenit, muscovit, feldspat potasic si magnetit. In tabelul nr. 3 sunt trecute continuturile pana la care astfel de elemente pot aparea in mineralele mentionate. Se observa ca in unele din aceste minerale, in special in biotit, continutul in elemente urma este destul de ridicat pentru ca ele sa devina sursa.

Exista si opinii care sunt argumentate nu numai teoretic ci si practic ca sursa cuprului nu este in silicati. Aceasta datorita faptului ca metalele existau in fluid in momentul in care se producea alteratia potasica. Exista de asemenea date ca Cu se gaseste la continuturi mai mari in biotitul hidrotermal (pana la 10%) de cat in biotitul magmatic (Ilton, Veblen 1988).

Tabelul 3. Principalele minerale magmatice cu continuturile lor in elemente urma (ppm).

Element/ Mineral	Biotit	Feldspat K	Muscovit	Ilmenit	Magnetit
Zn,Cu	5000	-	-	-	-
Pb	70	200	-	-	-
Sn	1000	-	1000	1000	50
W	10	-	500	60	20
Mo	60	-	-	100	100
Nb	100	-	30	1000	-
Ta	30	-	15	300	-
As	2	-	-	-	-

Sursa Cu, metalul principal in astfel de zacaminte, poate fi asociata crustei oceanice prelucrate in procesul de subductie, dar concentrarea lui in stockwork este un proces care are loc in crusta superioara si poate fi legat de intruziunea gazda. Demonstratia lui Brimhall 1979 asupra formarii filoanelor cuprifere din zacamintul Butte (Montana) este sugestiva si poate fi aplicata si in cazul impregnatiilor cuprifere. Eliberarea metalelor din mineralele unde se gasesc ca elemente urma se realizeaza prin solutie congruenta sau incongruenta, prin reactii de schimb congruent sau incongruent si prin reactii de schimb topitura-fluid. Pentru ca aceste reactii sa fie eficiente este necesar ca sa se produca in anumite conditii precum pH mic, fO_2 scazuta pentru solutiile incongruente sau oxidari la reactiile de schimb incongruente. Toate mecanismele mentionate sunt posibile atunci cand fluidele hidrotermale eliberate din magma

reactioneaza cu mineralele preexistente. Elementele eliberate sunt transportate apoi sub forma de ioni complexi. Acestia sunt reprezentati printr-un ion metalic care este coordonat covalent de molecule neutre si/sau ioni negativi.

Depunerea la nivelul fisurilor si ai polilor rocii se realizeaza prin mai multe mecanisme: descresterea T, cresterea pH, dilutia solutiei, amestecul unor fluide cu chimism diferit, achizitia de sulf redus de catre fluide sau pierderea volatilelor.

Continutul mai ridicat in metal este favorizat de un shimb larg pe un spatiu restrans. Cum la zacamintele porphyry-copper spatiul pe care se produc schimbarile este larg atunci si continutul este scazut.

Modelul genetic (fig. 48). Dupa ce intruziunea gazda a ajuns in crusta superioara incepe cristalizarea acestora si eliberarea fluidelor hidrotermale. Acestea sunt in acest stadiu de origine magmatica si in evolutia lor ele reactioneaza atat cu intruziunea gazda cat si cu rocile inconjuratoare determinand aparitia zonei potasice. Introducerea in sistemul porphyry-copper a celei mai mari cantitati de metal si sulf probabil ca insoteste acest stadiu. In afara intruziunii gradientii termici realizeaza un circuit convectiv in rocile inconjuratoare ce este responsabil de aparitia alteratiei propilitice. Fluidele care determina acest tip de alteratie sunt de origine meteorica. In momentul in care intruziunea se raceste, aceste fluide meteorice se amesteca cu cele magmatice iar sistemul evolueaza catre formarea mineralelor de temperatura mai scazuta: sericit, propilit, minerale argiloase. Acestea prin substitutie deterioreaza o parte din alteratia potasica. Faptul ca cea mai mare parte a Cu se depune la interfata dintre cele doua sisteme hidrotermale se datoreste schimbarii abrupte a gradientilor de pH, temperaturii si salinitatii.

Raspandirea zacamintelor porphyry-copper (fig. 49). Zacamintele porphyry-copper sunt localizate in centuri orogenice Mezozoice si Cenozoice, in conditii tectonice de arc insular sau margine continentala. Exceptie fac zacamintele din Rusia si din centura Appalasia (Paleozoic). Foarte putine zacaminte porphyry-copper au fost identificate la nivelul Precambrianului.

Astfel de zacaminte sunt cunoscute in partea sud-vestica a SUA si Mexic, unde au fost identificate circa 100 de zacaminte din care 30 sunt in productie. Rocile intrusive gazda au fost datate cu varste cuprinse intre 20-195 Ma, cu maxim la 60 Ma. Alte zacaminte sunt in cordilliera nord-americana in Canada. Aici, intr-o regiune complexa din punct de vedere structural geologic, exista un intreg interval de zacaminte de Cu, Cu-Mo, Mo.

In America de Sud, pe coasta Andina este evidentiata o distributie liniara a zacamintelor. Aici, aproape toate au un continut semnificativ in Mo, iar varsta lor este intre 59-49 Ma. Sunt circa 15 zacaminte importante si cel putin 50 de ocurente in Chile si

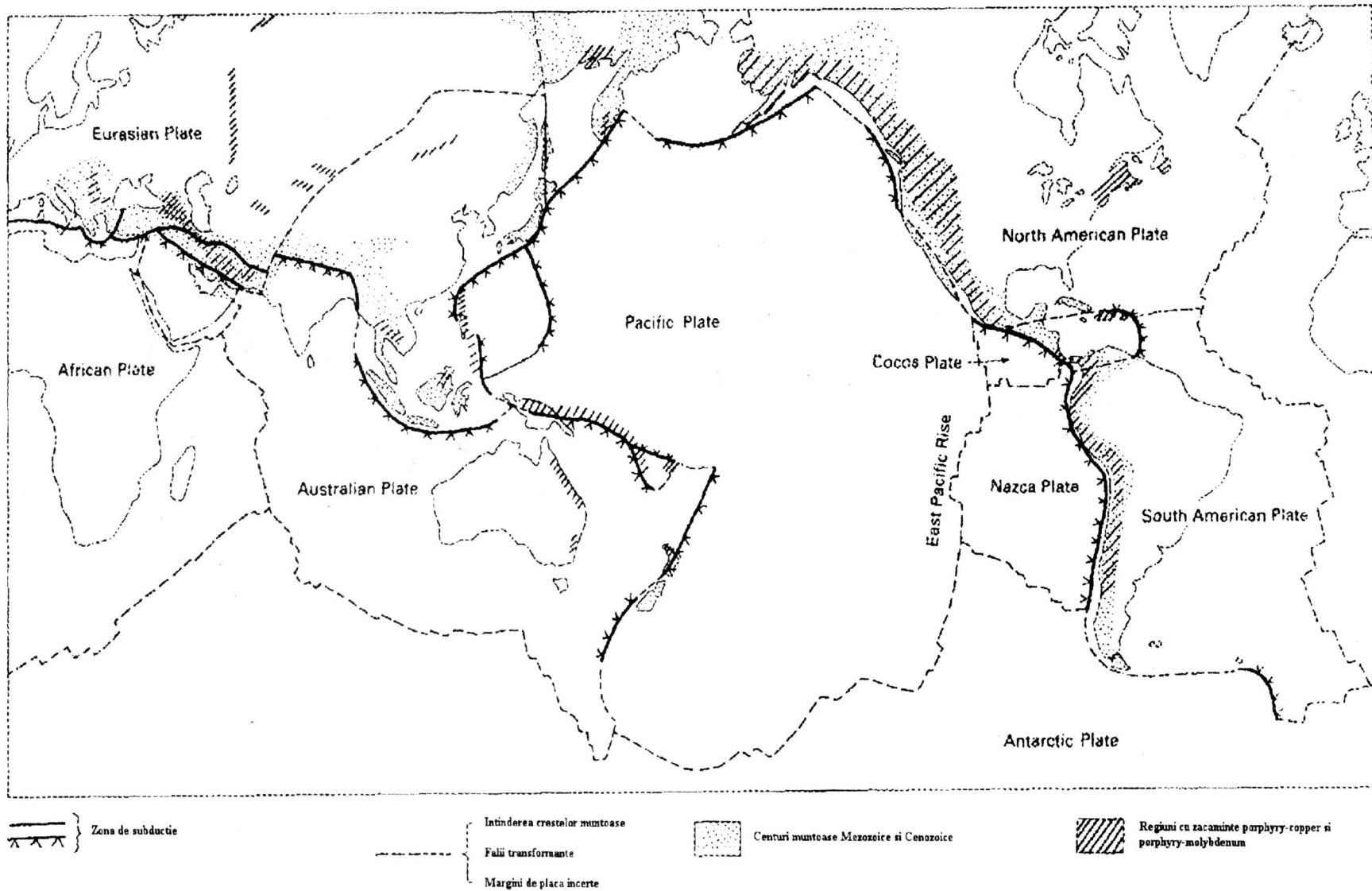


Fig. 49. Raspandirea zacamintelor porphyry-copper in functie de elementele geodinamice.

Argentina. Centura orogena unde sunt localizate zacamintele porphyry-copper continua catre nord in Columbia si apoi in America Centrala.

O alta regiune bogata in acest tip de zacaminte o reprezinta arcurile insulare din sud-vestul Pacificului. In arcurile insulare de aici lipseste practic crusta continentală. Din acest motiv aurul este subprodusul important, iar Mo aproape ca lipseste. Ceea ce caracterizeaza aceasta regiune este coexistenta celor doua modele: Lowell-Guilbert si dioritic, precum si varsta. Intruziunile gazda sunt foarte tinere, in jur de 16 Ma.

In Romania, zacamintele si ocurenteles porphyry-copper sunt asociate metalogenezei laramice si celei neogene. Cele mai cunoscute sunt zacamintele Deva, Rosia Poieni si Moldova Noua.

VIII.5.1.2. Zacaminte porphyry-molybdenum

Zacamintele porphyry-molybdenum reprezinta sursa cea mai importanta de Mo. Continutul mediu este de 0,1-0,45 MoS₂, iar in unele situatii se valorifica ca subprodus ceva Sn si W.

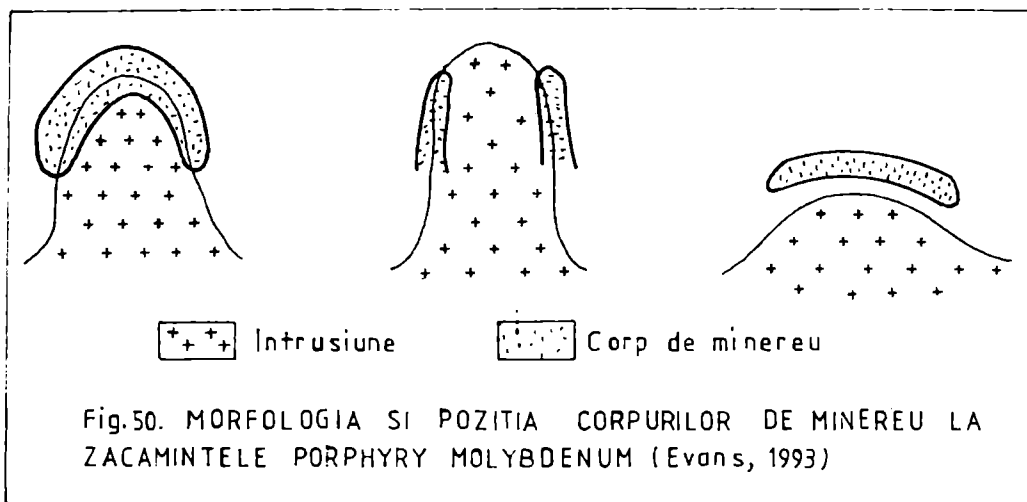
Intre zacamintele porphyry-copper si cele porphyry-molybdenum se pare ca exista o trecere gradata. Au fost evidentiate zacaminte care reprezinta termeni bogati in Mo (zacamantul Endako), zacaminte Mo-Cu (Mount Tolman) si zacaminte porphyry-copper bogate in Mo (Brenda si Serrita).

Rocile gazda sunt reprezentate prin monzodiorite cuartifere, granodiorite si granite. Din punct de vedere geochimic rocile gazda se caracterizeaza printr-un continut ridicat in Rb si putin Sr.

Zonele mineralizate pot avea pozitii diferite fata de intruziunea cu care sunt legate genetic (fig. 50). Ele se pot dispune in partile apicale ale intruziunii atat la periferia acesteia cat si in rocile inconjuratoare (ex. Climax, Henderson), in partile laterale ale acesteia, partial in intruziune partial in rocile din jur (Pine Grove, Mount Emons) sau sub forma unor corpuri tabulare in afara contactului intruziunii cu rocile gazda (Mount Tolman, Endako).

In corpurile de minereu exista urmatoarea distributie a mineralelor utile:

- vinisoare de cuarț, molibdenit, alte sulfuri si oxizii;
- molibdenit in zone de fisuri;
- pelicule fine de molibdenit pe peretii unor fracturi;
- in matricea unei breccii;
- impregnatii.



Alaturi de molibdenit, poate fi prezent uneori W sub forma de wolframit sau hubnerit si uneori scheelit. Staniul se gaseste in cassiterit, iar pirita, calcopirita, blenda pot fi si ele prezente. Principalul mineral de ganga este cuarțul.

Alteratiile hidrotermale pot fi descrise in functie de schimbarea raportului K^+/H^+ intr-un fluid hidrotermal care se raceste. Cea mai mare parte a zacamințelor arata o zona potasica centrala urmata de o zona cu quart-sericit-pirita si doua zone externe, zona de alteratie argilitica si cea propilitica. Silicifierea este de asemenea un tip important de alteratie.

Uneori in zona argilitica sunt prezenti carbonati cum ar fi calcit, ankerit, rodocrozit (Henderson, Pine Grove). In alte zacaminte, zona de alteratie argilica este acoperita de o zona cu quart-magnetit. La zacamintele Climax si Henderson, secventele magmatice mai adanci arata fenomene de greizenizare pe fracturi. Continutul in pirita in zona filica este variabil: 6-10% la zacamantul Henderson la 0,5% pentru Pine Grove.

Pozitia tectonica a zacamințelor este in general legata de arii continentale si arcuri insulare mai vechi, in arcuri vulcano-plutonice asociate zonelor de convergenta a placilor. Tipul Climax, cel mai cunoscut este intalnit in regiuni de relaxare crustala si extensie deasupra partii celei mai adanci ale unei zone de subductie (Westra, Keith 1981). Magmatismul cu care sunt asociate zacamintele porphyry-molybdenum poate fi produsul topirii parțiale a litosferei oceanice subduse.

Zacamintele economice de Mo sunt prezente in regiuni cu crusta continentala, desi sunt intalnite si in arcuri insulare mai vechi. De remarcat ca nu sunt cunoscute zacaminte porphyry-Mo in arcuri insulare tinere, iar zacamintele porphyry-Cu in astfel de situatii sunt bogate (relativ) in Au si foarte sarace in Mo. Cea mai mare parte a autorilor considera ca

sursa Mo este in crusta continentala. In rocile Precambriene din vecinatatea zacamintelor Climax si Henderson sunt continuturi semnificative in Mo si aceste roci ar putea fi sursa Mo din aceste zacaminte. Mo a fost levigat de fluide hidrotermale si precipitat din fluide moderat saline (0,7-12% echiv. NaCl) pentru zacamantul Climax si din fluide puternic saline (30-65% echiv. NaCl) la Henderson.

Incluziunile fluide bogate in vapori sunt destul de rare, ceea ce duce la concluzia ca fenomenul de fierbere retrograda a avut loc doar local si cu caracter intermitent. Fluidele au fost dominate de componenta magmatica si prezenta fluidelor meteorice nu este semnificativa pentru formarea minereului cu molibdenit. Ele au o participare mai importanta la generarea zonelor cu alteratie argilitica si propilitica.

VIII.5.1.3. Zacaminte porphyry-Sn

Zacaminte porphyry-Sn apar in zone de extensie slaba pana la moderata in cratoane. Sunt situatii particulare, in care astfel de zacaminte sunt localizate in zone postorogenice cu crusta subtire, taiate de zone cu subductie superficiala. Ele sunt asociate unor centruri intrusivi de roci felsice in facies subvulcanic, caracterizate uneori de intruziuni multistadiare. Rocile magmatice cu care se asociaza genetic au structura porfirica si sunt imbogatite in F si/sau B.

Morfologia zacamintelor este variata: con, cilindru, pana la forme neregulate. Sunt in general de dimensiuni mari, cu extindere verticala de la zeci la sute de metri si cateva sute de metri in diametru.

Corpurile de minereu sunt controlate structural. Minereul este alcatuit in principal din cassiterit care este asociat cu sulfuri precum stanina, calcopirita, blenda si galena. In zonele de substitutie si in filoanele tarzii mineralogia este mai complicata prin aparitia unor sulfosaruri cu Sn si Ag.

Mineralizatia apare in stockwork, pe fracturi si in vinisoare de quart sau diseminata in zone de brezii hidrotermale. Pot fi prezente atat filoane sau seturi de filoane.

Alteratia hidrotermala tipica este reprezentata printr-o zona centrala puternic silicifiata, urmata de o zona de alteratie sericitica ce este inconjurata de alteratia propilitica. In alte zone este prezenta central o alteratie de tip greisen urmata de asociatia quart-sericit-clorit.

Zacamintele porphyry-Sn au continuturi de 0,2-0,5% si rezerve de zeci de milioane de tone. Exemple de zacaminte porphyry-Sn: Mount Pleasant, East Kemptville (Canada), Bolivia, Australia si China.

VIII.5.1.4. Zacaminte porphyry-W

Zacamintele porphyry-W apar in conditii extensionale in zone de craton, in special in arii postcolizionale din regiuni cu o crusta subtiata tectonic si sunt asociate genetic unor roci subvulcanice cu structura porfirica bogate in F. Varsta lor este de la Paleozoic la Tertiare, dar cele mai multe sunt Mezozoice sau Tertiare.

Mineralizatia apare sub forma unor vinisoare de cuarț in stockwork si are de obicei caracter multistadial. Mineralul principal este scheelit sau wolframitul, in asociatie cu molibdenit, Bi, bismutina si cassiterit.

Alteratia hidrotermala este pervaziva si este dispusa concentric. Exista doua tipuri de dispunere a alteratilor si a tipurilor de alteratie:

a. Partea centrala este caracterizata de alteratia de tip greisen, care trece lateral la o alteratie caracterizata de asociatia cuarț-biotit-clorit-topaz. Alteratia popilitica este periferica si se extinde la aproape 1300m distanta de zona mineralizata. Alteratia potasica, dominata de prezenta feldspatului potasic ocupa partea centrala a alteratiei tip greisen. Mineralizatia cu continut ridicat in W se gaseste asociata zonei de greisen, iar in zona cu cuarț-biotit-clorit continutul in W scade. Acest tip de zonalitate este caracteristic zacamintelor canadiene.

b. Zona centrala este puternic silicifiata si cu alteratie potasica (feldspat potasic si biotit). Pot fi prezente si slabe greisenizari (muscovit si fluorina). Alteratia sericitica formeaza o aureola larga in jurul zonei potasice. Alteratia argilica este neregulat distribuita si poate fi suprapusa atat pe zona potasica cat si pe cea sericitica. Acest tip este caracteristica pentru zacamintele din China.

Zacamintele porphyry-W pot fi un segment al unui spectru de zacaminte ce include tipul Climax ca un membru final, iar la celalalt capat fiind zacamintele porphyry-Sn.

Acest tip de zacaminte se valorifica pentru W, iar ca subproduse Mo, Sn, Ag. Continuturile sunt 0,2-0,3% W si in mod exceptional se ajunge la 0,8% W. Rezervele sunt de la cateva zeci la mai mult de 100 Mt.

Zacaminte porphyry-W sunt cunoscute in Canada si China.

VIII.5.2. Zacaminte filoniene

O serie de zacaminte, unele cu importanta economica mare in trecut, dar astazi mult diminuata sau zacaminte importante astazi apar sub forma de filoane. Acestea reprezinta umplutura unor spatii deschise prin depunere din fluidele hidrotermale incepand de la conditii

de temperatura si presiune ridicata la conditii de presiune si temperatura scazuta care caracterizeaza depunerea in apropierea suprafetei.

Caracterele lor geologice generale sunt urmatoarele:

- sunt asociate corpurilor subvulcanice sau plutonice, desi sunt localizate in curgeri de lave, in roci sedimentare, roci metamorfice sau pe contactul diferitelor corpuri petrografice;

- mineralele de ganga sunt reprezentate de cuarț, carbonati, sulfati si doar rar fluorina.

Mineralele utile sunt din grupa sulfurilor si doar uneori (Sn sau U) din grupa oxizilor. Sunt frecvente si elementele native, mai ales in filoanele cu caracter epitermal;

- zonalitatea este caracteristica si se manifesta local sau la scara corpului de minereu.

In categoria zacamintelor filoniene intra in principal zacamintele de aur, zacamintele de plumb si zinc, zacamintele de cupru, cele de tip Ni-Co-Ag-Bi±U si cele de Sn, de Hg si Sb.

In capitolul de fata vom prezenta doar zacamintele de aur, Sn, Hg si Sb, deoarece celelalte nu mai constituie azi tinte ale explorarii din motivele mentionate in capitolul I.

La zacamintele de aur vom trata doar zacamintele asociate terenurilor vulcanice tinere, terciare, cele asociate zonelor de forfecare din terenurile arhaice, din centurile de roci verzi, vor fi discutate in capitolul ultim dedicat zacamintelor din sisturile cristaline.

VIII.5.2.1. Zacaminte epitermale de aur

Notiunea de “epitermal” a fost definita de Lindgren (1922, 1933) si include un interval larg de zacaminte de metale pretioase (cu sau fara telururi, seleniuri), metale comune, mercur sau stibiu, considerate a fi fost generate de catre fluide apoase, ca reflectare a unor emanatii din adancime, de temperatura scazuta (sub 200°C) si presiune moderata. Astazi, se accepta ca aceste zacaminte se formeaza din fluide a caror componenta apoasa este dominant de origine meteorica, a caror temperatura este ceva mai mare, 200°C – 300°C si o presiune de aproape cateva sute de bari.

In grupa zacamintelor epitermale pot fi distinse doua tipuri de concentratii aurifere: adular-sericit si alunite-caolinite (sulfat acid). Aceste doua tipuri de zacaminte epitermale de aur au fost initial separate pe criteriul compozitiei mineralogice si al alteratiilor hidrotermale completate apoi cu pozitia structurala, relatia de varsta dintre mineralizatie si roca gazda, incluziuni fluide, etc.

Caracteristicile principale ale celor doua tipuri de zacaminte sunt prezentate in tabelul 4.

De remarcat este faptul ca atat tipul alunite-caolinite (sulfat acid) cat si tipul adular-

sericit apar in contexte tectonice similare, fiind asociate la scara continentală cu zone de subductie la marginea placilor. Zacamintele ambelor tipuri ocuira in medii structurale complexe, caracterizate de prezenta catorva generatii de falii care se dezvoltă pe doua sau mai multe directii.

Tabelul 4. Caracterile geologice ale zacamintelor epitermale de tip alunite-caolinite si adular-sericit (dupa Hayba et al 1985)

	Tipul alunite – caolinite	Tipul adular – sericit
Alteratii hidrotermale	Alteratie argilitica avansata (\pm sericitica)	Alteratie sericitica la argilitica
Compozitia mineralogica	Enargit, pirita, aur, electrum, sulfuri ale metalelor comune, rare minerale de Mn, uneori bismutina	Argentit, tetraedrit, tennantit, argint, aur, sulfuri ale metalelor comune, seleniuri, minerale de Mn
Dimensiuni	Echidimensional, marimi relativ scazute	Variabile, de multe ori foarte mari
Metal valorificabil	Au, Ag, Cu	Au, Ag, cantitati variabile de metale comune
Pozitia structurala	Centre intrusive, uneori asociate marginilor de caldera	Medii vulcanice complexe structural, in mod obisnuit asociate calderelor
Roca gazda	Riodacite	Roci vulcanice acide la intermediare
Salinitatea fluidelor	1 – 24% NaCl echivalent	0 – 13% NaCl echivalent
Sursa fluidelor	Dominant meteorica cu un semnificativ comportament magmatic	Dominant meteorica
Sursa plumbului	Roci vulcanice sau fluide magmatice	Roci Precambriene sau Phanerozoice
Sursa sulfului	Adanca, probabil magmatica	Adanca, probabil in rocile percolate de fluide
Temperatura de formare	200°C – 300°C	200°C – 300°C
Varsta mineralizatiei	Varsta mineralizatiei si a rocii gazda este aproximativ aceiasi	Mineralizatia este mai tanara decat roca gazda (> 1 mil. ani)

Tipul adular-sericit. Zacamintele de tip adular-sericit se dezvoltă pe marginile unor caldeire, deși sunt întâlnite și în alte condiții structurale. Zonele de caldera sunt preferate datorită faptului că ele favorizează circulația fluidelor hidrotermale prin dislocațiile care le însoțesc.

Ca mărime, zacamintele din tipul adular-sericit se încadrează într-un interval larg, ele putând fi identificate pe suprafețe de câțiva kilometri pătrați la peste 150 km².

Filoanele aurifere, uneori bogate în argint sunt localizate de regulă în roci vulcanice de compoziție riolitica.

Compoziția mineralogică arată prezența aurului și argintului nativ și a electrumului. Argentitul și sulfo-sărurile de argint sunt rare. De asemenea prezența sulfurilor metalelor comune este redusă ca frecvență, mai ales în zacamintele bogate în aur.

Alteratia hidrotermală caracteristică este cea sericitică. Ea urmează unei silicifieri intense în apropierea filonului. Alteratia sericitică trece spre exterior într-o zonă de propilitizare. Uneori, între zona de alterație sericitică și cea propilitică se dezvoltă alteratia argilitică. În unele zacaminte, în apropierea filonului apar neoformări de adular și/sau clorit, adesea sub formă de diseminări.

De remarcat faptul că alteratia propilitică, valabilă și pentru tipul alunit-caolinit, pare a se fi format înaintea procesului de depunere a minereului aurifer și sunt argumente în favoarea existenței unei relații între acest tip de alterație și mineralizație.

Studiile de incluziuni fluide au arătat că intervalul optim de depunere a mineralelor componente este între 200°C și 300°C. Sunt și temperaturi mai scăzute, între 140°C și 200°C, dar în acest interval se depun doar minerale de gangă. Fenomenul de fierbere retrogradă nu este cel mai important factor în procesul de depunere. Lui îi se asociază un alt fenomen, acela de amestec al unor fluide din două sau mai multe surse.

Determinările de salinitate au arătat compoziții de 0–13% NaCl echivalent, dar majoritatea zacamintelor au sub 3% NaCl echivalent. În unele zacaminte, salinitatea ridicată a fluidului poate fi corelată cu conținutul ridicat în metale comune, cunoscându-se faptul că acestea sunt transportate sub formă de cloruri.

Reconstrucțiile geologice și estimarea presiunilor au dus la aprecierea paleoadăncimilor de formare. Pentru cea mai mare parte din zacaminte acestea au fost calculate între 300–600m. Dar sunt zacaminte ale acestui tip care arată adăncimi mult mai mari, între 1000–1400m, sau mult mai mici, în jur de 100m.

Apa din fluidele mineralizatoare este dominant de natură meteorică, fapt ce se bazează pe datele de compoziție izotopică a oxigenului și hidrogenului, dar nu trebuie exclusă componenta magmatică, indiferent de ponderea cu care participă.

Tipul alunite – caolinite (sulfat acid). Chiar dacă unele zacăminte sunt asociate cu margini de caldera, în cea mai mare parte sunt în relație cu domuri acide dezvoltate la intersecția faliiilor majore.

Comparativ cu zacămintele de tip adular sericit, cele din categoria sulfat acid sunt mai reduse ca dimensiuni și deci ca tonaj.

Roca gazda este un rioclit cu structură evident porfirică, dar sunt întâlnite zacăminte localizate în dacite, trahiandezite și riolite. Vârsta mineralizării este apropiată de cea a rocii gazda, ceea ce ar putea sugera o legătură genetică.

Compoziția mineralogică este diferită de cea din tipul adular-sericit. Aici, aurul nativ se asociază cu electrum, sulfuri, sulfosaruri, telururi. Sulfurile de cupru, enargit, covelina sunt frecvente. A fost identificată de asemenea bismutina, în multe din aceste zacăminte. Comparativ cu tipul adular-sericit, aici, cuprul este metalul comun dominant.

Alterția hidrotermală se caracterizează prin asocierea alterției argilitice avansate cu mineralizatia. Caolinitul este însoțit de alunite și ocra în apropierea filonului, adesea coexistând cu silicifierea. Spre exterior se dezvoltă o alterție argilitică, de cele mai multe ori împreună cu una sericitică. Zona de alterție argilitică prezintă o zonalitate mineralogică, cu ocurența caolinitului în apropierea filonului și cu smectite la distanța mai mare. Cel mai departe de filon se identifică zona propilitică.

Temperatura de depunere este similară cu cea a tipului adular-sericit (200°C–300°C). Despre salinitatea fluidelor mineralizate, datele sunt mai reduse calitativ și cantitativ, intervalul de variație fiind între 1–24% NaCl echivalent. Estimările de paleoadâncime sunt similare arătând o adâncime de 300–600m.

Deși sunt puține date de compoziție izotopică a oxigenului și mai ales a hidrogenului, apa meteorică este apreciată a fi dominantă în fluidul mineralizant, alături de care componenta magmatică joacă un rol semnificativ.

Modelul genetic schematic de formare al celor două tipuri de zacăminte este prezentat în fig. 51 A și B.

Zacămintele epitermale de tip sulfat acid (alunite-caolinite) apar a fi asociate spațial și temporal cu sisteme hidrotermale de mică adâncime în centrul unor domuri vulcanice (fig. 51 A). Aceste domuri sunt adesea prezente de-a lungul sau în apropierea unor fracturi înelare asociate calderelor.

Dimensiunile reduse ale zonelor cu mineralizării și aspectul lor echidimensional sugerează un regim hidrogeologic localizat. Aparenta apropiere a zacămintelor de acest tip în timp și spațiu de o sursă magmatică poate fi o explicație pentru activitatea relativ ridicată a sulfului ce este reflectată de extinderea alterției sulfat acide ca și prezentei asociației enargit-

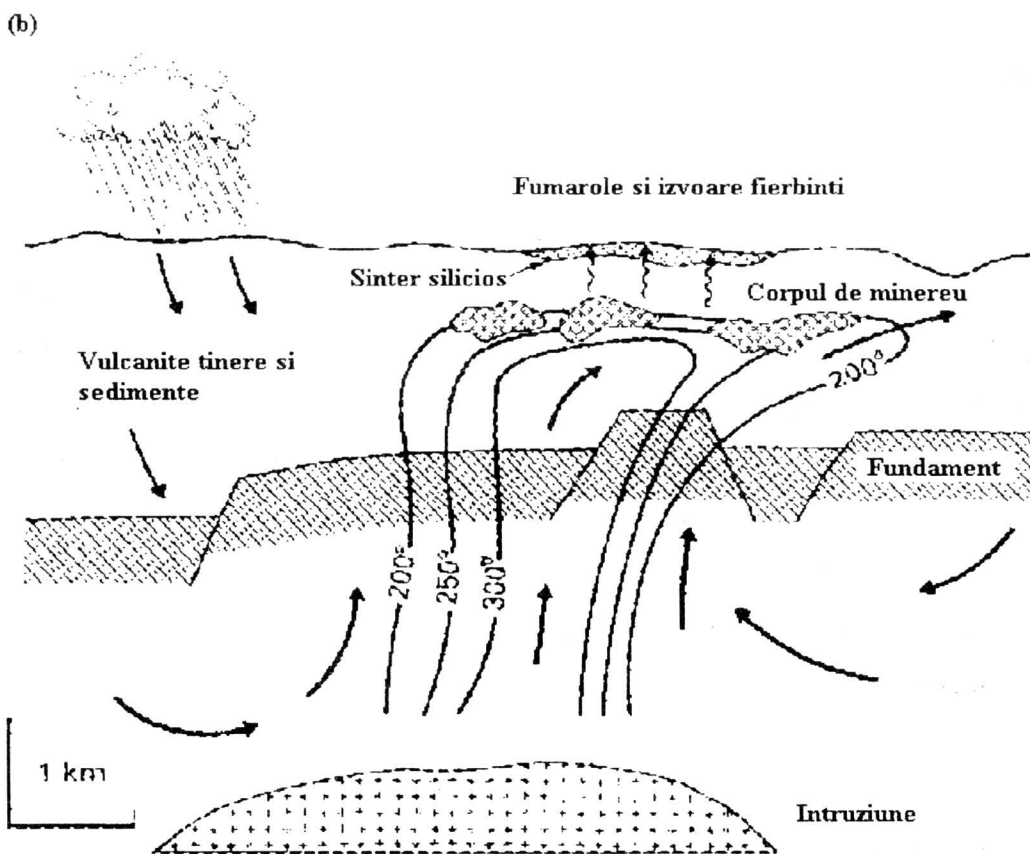
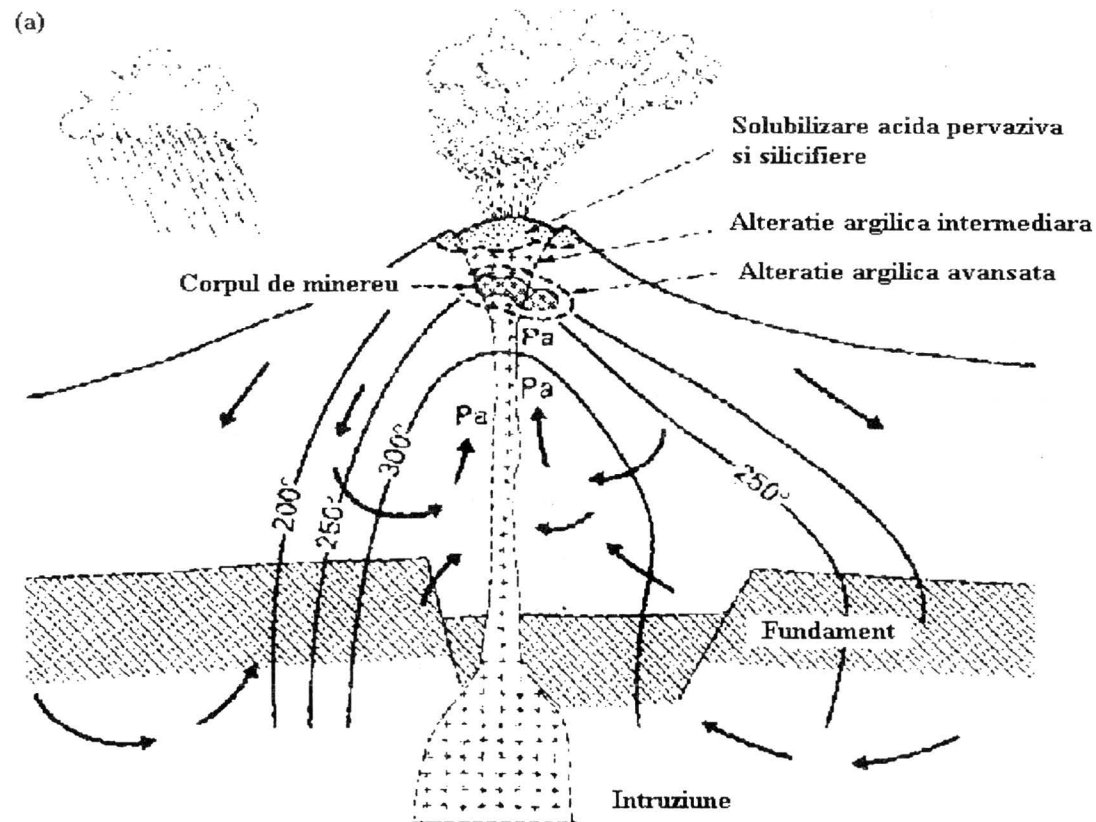
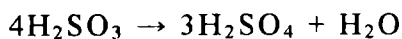


Fig. 51. Modele genetice pentru cele doua tipuri de zacaminte de aur epitermale in terenuri vulcanice: a) tipul sulfat-acid (alunit-caolinit); b) tipul adular sericit.

covelina-pirita. Prezenta SO₂ este un rezultat al degazeificarii unor magme relativ oxidate. Dioxidul de sulf in stare gazoasa in solutie sub 400°C determina aparitia produsilor urmatoarelor reactii:



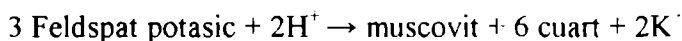
Aceste solutii acide intra in reactie cu rocile penetrate si produc alteratia argilitica avansata ce este asociata cu mineralizatia.

Alteratia specifica, la fel ca si continutul semnificativ de cupru, asociatia cu roci cu structura porfirica sugereaza posibilitatea asocierii acestor zacaminte cu sisteme porphyry-copper.

Zacamintele de tip adular-sericit se formeaza in sisteme geotermale unde apele subterane se amesteca cu saramuri cu pH neutru, calde, venite din adancime. Hidrogeologia acestor zacaminte este complexa, deoarece mai multe fluide pot fi implicate in formarea mineralizatiilor, iar caracteristicile acestor fluide se schimba prin amestec si uneori prin fierbere retrograda.

In contrast cu tipul alunite-caolinite, tipul adular-sericit nu arata relatii spatiale sau de timp cu un eveniment vulcanic. Mineralizatia este mai tanara cu cel putin un milion de ani decat evenimentul vulcanic. Dimensiunile mari ale acestor zacaminte, ca extindere spatiala, sunt o reflectare a unui regim de curgere laterala a fluidelor.

Prezenta adularului si sericitului arata pH aproape neutru la 250°C fapt evidentiat de reactia de hidroliza a feldspatului:



Diferentele in compozitia mineralogica si in alteratiile hidrotermale ce insotesc mineralizatiile celor doua tipuri de zacaminte reflecta actiunea mai multor factori precum:

- a. Continutul in metal al rocii sursa sau al magmei;
- b. Compozitia mineralogica a rocii sursa si competenta ei la levigarea metalelor;
- c. Compozitia chimica a fluidelor hidrotermale si capacitatea lor de a extrage si transporta metalele;
- d. Evolutia in timp a sistemului hidrotermal;
- e. Procesele supergene.

Faptul ca sunt cunoscute mai multe zacaminte de tip adular-sericit decat alunite-caolinite se datoreste probabil conditiilor genetice restrictive ale tipului sulfat acid: apropierea de o sursa de caldura, compozitia rocii gazda, gradul de oxidare al magmei care sa produca SO₂ prin degazeificare, etc.

Zacaminte aurifere de impregnatie

Zacamintele aurifere de impregnatie au inceput a fi puse in valoare dupa 1960, cand a fost descoperit zacamantul Carlin din Nevada. Si pana la acel moment fusesera identificate zacaminte de impregnatie dar ele erau considerate ca avand continuturi mici si nu erau economice pentru tehnologiile de preparare. Trebuie remarcat faptul ca unele din aceste zacaminte de impregnatie au fost descoperite prin reinvestigarea regiunilor aurifere vechi.

Zacamintele aurifere de impregnatie sunt definite ca fiind acele zacaminte formate din solutii hidrotermale ce contin aur fin dispersat in roca gazda de compozitie variata.

Aurul este in mod obisnuit de dimensiuni submicroscopice sau microscopice dar in unele situatii poate fi observat cu ochiul liber. Zacaminte de acest tip sunt recunoscute in roci de varsta diferita dar majoritatea sunt terciare.

Este sunt in general zacaminte mici, cu rezerve cuprinse intre 3,2 mil. tone (zacamantul Pinson) si 2 mil. tone (zacamantul Carlin). O exceptie notabila este zacamantul Round Mountain cu 200 mil. tone. Continuturile sunt deasemenea reduse variind intre 0,05 - 0,3 uncii/tona.

Pentru a putea sa intuim un model genetic pentru zacamintele aurifere de impregnatie trebuie sa consideram caracteristicile lor geologice: roca gazda, controlul structural, relatia cu activitatea magmatica, compozitia mineralogica si tipul de alteratie.

a. Rocile gazda ale zacamintelor de acest tip variaza ca varsta de la Paleozoic la Tertiara. Petrografic, ele sunt constituite din unitati dolomitice cu intercalatii arenitico-lutitice (Carlin), din calcare micritice si calcare dolomitice laminate (Jerrit Canyon), calcare (Getchell), calcare si argile fin stratificate si laminate ritmic (Pinson) sau roci vulcanice (Round Mountain).

b. Controlul structural al zacamintelor aurifere de impregnatie trebuie privit la scara locala si la scara regionala. La scara regionala aceste zacaminte sunt controlate de sisteme de fracturi. Sistemul de fracturare este dependent de caracteristicile rocii gazda. Aparitia fracturilor este un raspuns la stressul produs de activitatea magmatica (ex. colapsul de caldera). De asemenea aparitia brechiilor vulcanice permeabile este un raspuns la aceasta activitate.

La scara locala, pregatirea terenului pentru circulatia solutiilor si pentru depunerea mineralizatiilor prin fracturare este importanta prin cresterea permeabilitatii.

c. Activitatea magmatica este responsabila pentru componentii minerali, transportul acestora in solutie si incalzirea sistemelor hidrotermale. Toate zacamintele aurifere de impregnatie sunt asociate spatial cu roci vulcanice desi legatura lor genetica nu

este mereu argumentata. Zacamintele localizate in roci vulcanice sunt in mod obisnuit in relatii genetice cu rocile gazda, chiar daca depunerea mineralizatiilor a fost in timp distantata.

d. Compozitia mineralogica prezinta similitudini la toate zacamintele aurifere de impregnatie. Studiile mineralogice au aratat ca aurul nativ este mereu asociat cu pirita ca pelicule pe suprafata acesteia sau pe fisuri. Alaturi de aur, ca asociatie geochimica notam Hg, Sb, As. O caracteristica a compozitiei este prezenta materiei organice carbonizate. Carbonul organic apare sub forma unor granule de material amorf sau ca hidrocarbon.

Dintre sulfuri, cea mai comuna este pirita. Realgarul si stibina sunt prezente la continuturi scazute. In unele zacaminte, au fost intalniti cinabru si cantitati mici de arsenopirita. Mult subordonat, au fost identificate blenda si galena, baritina, auripigmentul.

O remarca ce este valabila pentru toate zacamintele acestui tip este aceea ca depunerea mineralizatiei s-a realizat dupa indepartarea a circa 50% din calcitul initial al rocii gazda. Acest lucru s-a realizat de catre solutii hidrotermale intr-un stadiu timpuriu de evolutie a sistemului si a avut drept rezultat crearea unei permeabilitati ridicate necesare circulatiei active a fluidelor.

e. Cel mai important tip de alteratie la aceste zacaminte este silicifierea. In rocile sedimentare carbonatice aceasta alteratie determina inlocuirea carbonatului cu silica si formarea corpurilor de jasperoide. Aceste jasperoide sunt controlate structural si trec uneori intr-o zona de vinisoare de cuar si reprezinta un indicator al prezentei mineralizatiei aurifere.

Alte tipuri de alteratii sunt reprezentate prin decalcifieri si argilizari. Decalcifierile atesta existenta in stadiile initiale a unui caracter acid pentru fluidele hidrotermale. In multe zacaminte au fost recunoscute doua perioade de alteratie argilitica: prima este asociata strans cu perioadele principale de mineralizatie si contine caolinit si sericit, iar a doua apare in cursul levigarii acide ce are loc la partea superioara a sistemului hidrotermal. Transformarile mineralogice care au loc in cursul celei de-a doua perioade de alteratie argilitica sunt distrugerea sulfurilor si materiei organice, mobilizarea dolomitului din roccile gazda si formarea caolinitului, baritinei, anhidritului, etc. Acest tip de alteratie este insotit de depunerea unor cantitati mari de silice. In rocile vulcanice, alteratia argilitica determina distrugerea rocii si aparitia neoformatiunilor de caolinit, cuar, uneori ceva alunite.

O schema genetica generala care sa ia in considerare caracteristicile zacamintelor aurifere de impregnatie are ca motiv central o celula hidrotermala controlata de o intrusiune in curs de racire. Aceasta intrusiune avand o compozitie intermediara determina expulzarea unor fluide magmatice ce sunt purtatoare de metale, dar tot o sursa de metale o constituie rocile prin care fluidele penetreaza. De remarcat faptul, sugerat de studiul incluziunilor fluide, ca fierberea retrograda nu a fost factorul determinant in depunerea mineralizatiei

aurifere, ci, probabil amestecul cu fluide meteorice mai reci si cu compozitie chimica diferita. De asemenea, carbonatul a jucat un rol important in precipitarea aurului.

VIII.5.2.2. Zacaminte de staniu

Zacamintele filoniene de Sn sunt cunoscute in Anglia, in districtul Cornwall si Devonshire, in Asia de Sud-Est si in Bolivia.

Zacamintele din Cornwall au produs de-a lungul timpului peste 2 milioane tone de Sn, 1,3 milioane t de Cu, 0,35 milioane t de Pb, 0,25 milioane t As, 0,1 milioane t Zn, 1500 t de W si cantitati variate de Au, Ag, Sb, U, Ni, Co, Fe, Mn, Bi, Mo, F si Ba. Aceasta regiune este deasemenea cunoscuta si pentru zacamintele de caolin formate prin alteratie.

Mineralizatia este asociata unor plutoni de compozitie granitica. Filoanele sunt insotite de alteratii hidrotermale, precum: turmalinizari, greisenizari, cloritizari, silicifieri si caolinizari.

Filoanele sunt localizate atat in granite cat si in rocile inconjuratoare si constituie umplutura unor falii si zone de falii cu inclinare mare si care au fost redeschise in mod repetat.

Granitele cu care este asociata mineralizatia sunt de tip S. In jurul granitoidelor au fost distinse patru zone de mineralizare:

a. *Zona cu Sn*. Este zona cea mai adanca si in general este intalnita la adancimi de circa 1300 m in granite sau foarte aproape de contactul acestuia cu rocile in care este intrus. Principalul mineral util este cassiteritul.

b. *Zona cuprifera*. Aceasta s-a format dupa depunerea cassiteritului. Ea are caracter mai complex, este de tip Cu-Ag-W si poate fi separata in doua subzone: una superioara, bogata in calcopirita si una inferioara, cu wolframit si arsenopirita.

c. *Zona cu Pb-Zn*. Aceasta este mai tanara decat cea inferioara (b).

d. *Zona cu Fe-Mn*. In aceasta zona sunt comune sulfosarurile de Cu-Sb-Ag-Fe-Pb.

Pe langa cantitatile mari de metal extrase, acest district se caracterizeaza prin zonalitate locala care are similitudini cu ocurente descrise in China si Australia.

Zacamintele de Sn din Bolivia se caracterizeaza printr-o mai mare complexitate morfologica, structurala si compozitionala.

Centura stanifera boliviana se extinde de directie N-S, urmarind orogenul Andin, de la Lacul Titicaca pana la granita cu Argentina (fig. 52). De-a lungul acestei centuri se remarca o zonalitate data de asociatia metalelor principale si care are caracter de zonalitate regionala.

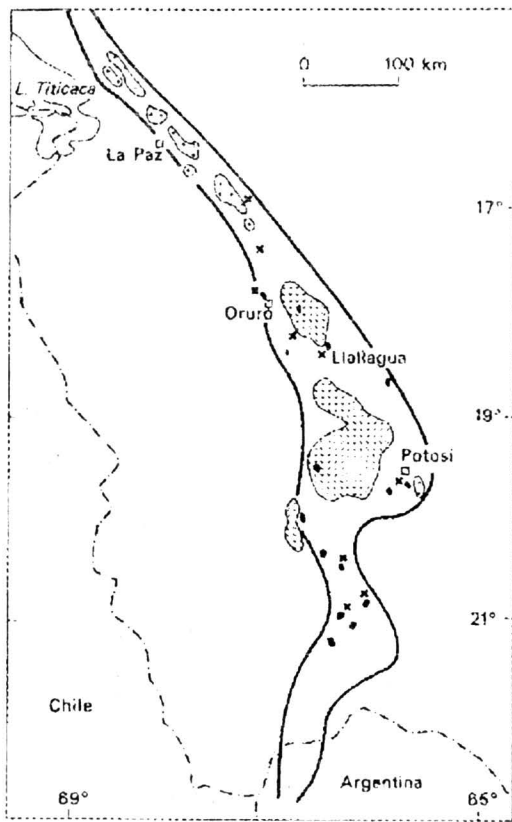


Fig. 52. Centura stanifera din Bolivia

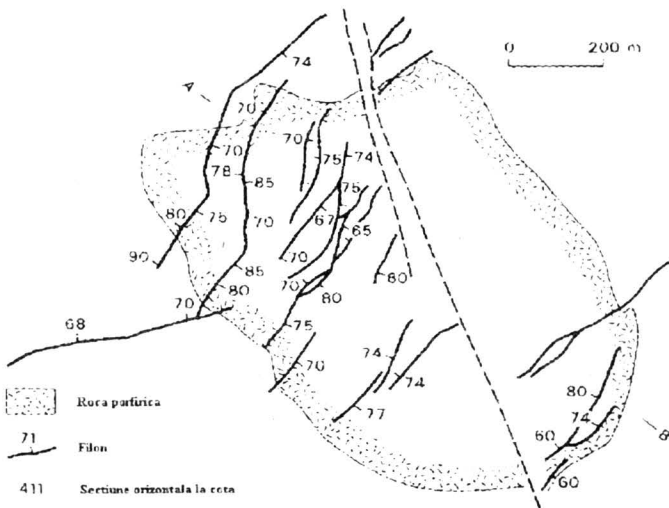


Fig. 53. Plan si sectiune prin filoanele principale Llallagua (Bolivia)

Limita dintre zone este data de regiunea miniera Oruro. La nord de Oruro zacamintele sunt de tip filonian cu Sn-W si sunt asociate unor batolite de compozitie granodioritica a caror varsta este de la Triasic la Miocen, in care evenimentul metalogenetic principal este cel din timpul Miocenului.

La sud de Oruro, mineralizatia este de tip Sn-Ag si este asociata spatial cu intruziuni subvulcanice. Caracteristic pentru acest tip de mineralizatie este prezenta unui stock tip porphyry-staniu si a unei adevarate retele de filoane in si in jurul stock-ului (fig. 53).

Stock-ul are probabil o compozitie de latit cuarțifer, dar caracterul initial, atat cel structural cat si cel compozitional, a fost distrus de o alteratie pervaziva, care a condus la formarea unei roci care consta din cuarț, turmalina, sericit. Filoanele sunt controlate structural de un sistem conjugat de falii normale.

Pe inaltimea filoanelor compozitia mineralogica arata prezenta pe acelasi interval a unor minerale stabile la temperatura ridicata. In acelasi timp, daca se face o comparatie cu districtul Cornwall, se poate aprecia ca ceva ce acolo apare ca o zonalitate locala, aici cele patru zone apar suprapuse. Suntem deci in prezenta unui fenomen de telescopare care poate fi datorat prezentei unor roci gazda aflate la temperatura ridicata, in apropierea suprafetei, sub o stiva de roci vulcanice inca fierbinti.

Un alt fapt care merita a fi mentionat este prezenta la partea superioara a filoanelor a unei zone bogate in Ag, formate prin procese de imbogatire supergena.

VIII.5.2.3. Zacaminte de mercur

Zacamintele de mercur, exploatate in principal pentru continutul lor in mercur, dar si pentru aur si stibiu in multe cazuri, sunt concentrate in doua regiuni orogenice:

1. Sistemul vulcano-plutonic Circum-Pacific, cu o distributie importanta a zacamintelor de mercur in Anzi, in Cordiliera Nord-Americana, Japonia, China, Filipine, Borneo si Australia de est.
2. Zona nordica a Mediteranei si marginile sudice ale centurii cutate Alpine.

Cadrul geotectonic. Cea mai mare parte a zacamintelor de mercur apar pe marginea continentala a zonelor de subductie post-jurasica. Plutonismul ce caracterizeaza marginile continentale a mobilizat mercurul din crusta continentala. Acesta a fost ulterior concentrat in bazine intra-arc de-a lungul marginilor convergente active. Un tip important de zacaminte de mercur este asociat cu serpentinite sau melange ofiolitic. In astfel de situatii unitatile ce

contin zacamintele de mercur sunt in contact tectonic atat cu roci continentale cat si cu prisme de acretie.

Prezenta zacamintelor de mercur pe marginile continentale active convergente se datoreaza existentei unor gradienti geotermali suficienti pentru a se mobiliza mercurul in formatiuni mai tinere. Aceste formatiuni pot fi zone de melange tectonic sau bazine cu mineralizatie tip stratabound, in legatura cu fracturi adanci.

Caracteristicile geologice. Principalul mineral de mercur intalnit este cinabrul. El este in mod frecvent asociat cu aurul si stibiul. Mineralele de ganga sunt silicea si carbonatii si deseori pirita si marcasita. Mineralizatiile de mercur s-au format la temperatura scazuta, pe un interval de la 50°C la 200°C. Mobilitatea mercurului la temperatura scazuta este demonstrata de depunerile de mercur din perioada actuala, din izvoarele fierbinti din partea de vest a Americii de Nord. O parte din aceste izvoare depun si stibiu. Toate zacamintele de mercur sunt situate in apropierea suprafetei si au fost generate in primii 1000m de la suprafata.

Sigur ca zacamintele de mercur s-au format pe tot parcursul timpului geologic, dar datorita adancimii mici de formare si mobilitatii mercurului la temperaturi scazute, cea mai mare parte a lui a fost mobilizat in formatiuni tinere.

Zacamintele de mercur sunt asociate atat unor roci plutonice cat si unor subvulcani. Dupa compozitie ele pot fi:

A. *Zacaminte de Hg-Sb.* Acestea sunt bine dezvoltate in China si sunt caracterizate prin asociatia cinabru-stibina, alaturi de pirita. Din aceste zacaminte primare, eroziunea a contribuit la aparitia placers-urilor.

B. *Zacaminte de Hg-Sb-Au+As.* Astfel de zacaminte apar in Borneo si se caracterizeaza prin prezenta cinabruului, alaturi de quart, pirita, marcasita, aur nativ, stibina si realgar. Uneori este prezent si arsenul nativ. In aceasta regiune, cea mai mare productie provine din zacaminte eluviale de cinabru. Zacamintele de mercur de aici sunt asociate unui plutonism acid, generat pe o margine continentala activa.

VIII.5.2.4. Zacaminte de stibiu

Zacamintele de stibiu sunt cunoscute in arile orogenice in special acolo unde sunt prezente sisteme de falii dezvoltate pe areale largi. Corpurile de minereu sunt localizate in umplutura fracturilor, in zone de forfecare si in corpurile de brechie asociate fracturilor. Ca varsta, ele acopera un interval larg, de la Paleozoic la Tertiari.

Morfologia corpurilor de minereu este in mod general filoniana. In unele zacaminte, atunci cand stibina apare in zone de forfecare sau in corpuri de brecii, corpurile de minereu sunt lenticulare sau neregulate. In jurul corpurilor de minereu se cunosc impregnatii de stibina in peretii filoanelor. In roci competente au fost identificate corpuri neregulate, masive, de stibina-pirita formate prin substitutie. Ele nu sunt comune, dar sunt importante economic.

Compozitia mineralogica este in general simpla: pirita, stibina, arsenopirita sau stibina-cuart. Mineralele de ganga principale sunt cuarțul, calcitul și dolomitul. Mineralogia filoanelor se complica prin aparitia sulfurilor comune și a sulfosarurilor, dar la continuturi scazute. Prin expunerea minereurilor la alteratia supergena se formeaza kermisit (de culoare galbuie) sau cerantit și stibicnit (culoare alba).

Alteratiile hidrotermale care insotesc corpurile de minereu sunt silicifierile, sericitizarile, alteratia argilica intermediara, iar in cazul in care sunt implicate roci mafice și ultramafice, alteratiile comune sunt cloritizarile și serpentinizarile.

Zacamintele de stibiu sunt strans asociate in unele situatii cu filoanele de aur și quart. Ele s-au format din fluide bogate in CO_2 și sunt asociate fie cu roci felsice intrusive, fie cu roci mafice.

Filoanele tipice au continut mare dar au zone de imbogatire slab dezvoltate. Deoarece astazi Sb are un pret scazut pe piata metalelor, zacamintele de acest tip se valorifica doar daca au Au ca subprodus. O parte din zacamintele cunoscute contin $> 1\text{g/t Au}$ și $> 16\text{g/t Ag}$.

Cele mai importante producatoare de stibiu sunt Bolivia, Turcia și China.

VIII.6. Zacamințe asociate crustei oceanice

Cunostintele noastre asupra proceselor hidrotermale care duc la formarea unor corpuri de minereu pe fundul oceanelor provin din datele de observatie si masuratorile executate in zonele medio-oceanice si in zonele de back arc din arcurile insulare.

Primele informatii asupra izvoarelor hidrotermale de pe fundul oceanelor au aparut pe la mijlocul anilor 1960 cand in fosa Atlantis II din Marea Rosie au fost identificate saramuri calde, cu densitate ridicata ce stau peste maluri metalifere neconsolidate. Apoi, in 1976 a fost pus in evidenta un izvor de temperatura relativ scazuta, care in zona riftului Galapagos a generat unele corpuri de smectite metalifere si oxihidroxizi de Mn.

In 1979, pe East Pacific Rise, la 21°lat. N a fost identificat primul “black smoker” care depunea sulfuri, ceva metale pretioase si sulfati.

Astazi, mai mult de 100 de locuri cu izvoare cu temperaturi mari, unele in jur de 450°C sunt cunoscute intr-o varietate de pozitii geologice. Ele sunt distribuite in Oceanul Pacific, Oceanul Atlantic, Oceanul Indian si Marea Mediterana. Cele mai importante astfel de locatii au construit structuri hidrotermale pana la cateva sute de metri in diametru si cativa metri in inaltime, in campuri de resurgente hidrotermale ce pot fi urmarite pe cativa kilometri. Produsele lor pot fi candva valorificate.

Hidrotermalismul submarin are doua modalitati de manifestare:

a. Asa numitii “black smokers” care contribuie la generarea unor corpuri masive, hidrotermale, de sulfuri. Ei reprezinta izvoare fierbinti ce ajung prin crusta oceanica pe suprafata ei si pentru ca poarta uneori in suspensie geluri de sulfuri care ii dau culoarea cenusie sunt denumiti in acest fel. De multe ori culoarea lor este alba datorita anhidritului pe care il depun;

b. Izvoare cu temperatura scazuta, cu activitate difuza care contribuie cu circa 90% din fluxul termic convectiv total al crustei oceanice si semnificativ la fluxul material de la crusta oceanica la fundul oceanic. Aceste izvoare sunt responsabile pentru concentratiunile de sulfati, oxizi de Fe-Mn, silice si poate pentru crustele de oxizi de Mn cobaltifere.

VIII.6.1 Sisteme hidrotermale submarine

Sistemele hidrotermale convective au nevoie pentru a functiona, atat de o sursa de caldura care sa fie situata la cativa kilometri sub crusta cat si de o permeabilitate suficienta pentru a permite patrunderea in adancime a fluidului care este capabil, in felul acesta, de schimburi chimice cu volume mari de roca. Pentru a se crea o bariera termica si o bariera fizica pentru difuzia ascendenta este necesar un strat de protectie superficial.

Daca sistemul hidrotermal se desfasoara pe o zona intens fisurata, exista posibilitatea dispersarii metalelor purtate de fluide. De aceea, zonele cele mai favorabile sunt fracturile din crusta oceanica in care patrund volume mari de fluide hidrotermale, ele constituind in acelasi timp si un mijloc eficient de precipitare.

Dupa incetarea procesului de depunere a mineralizatiilor pentru protectia impotriva oxidarii si eroziunii este necesara acoperirea corpurilor de sulfuri nou formate cu o cuvertura serioasa de material vulcanic sau sedimentar.

In general, este acceptat faptul ca sursa de caldura pentru activitatea hidrotermala este o magma sau produsii sai recenti de cristalizare intrusi in crusta oceanica. Existenta acestora este probata de date geofizice.

Calculule teoretice arata ca o magma bazaltica ce se raceste de la 700°C poate circula convectiv un fluid de temperatura ridicata ($T > 300^\circ\text{C}$) egal cu aproximativ propriul sau volum sau cu 1/3 din masa sa. S-a calculat (Scott, 1992) ca pentru a produce 1 milion tone sulfuri dintr-un fluid ce contine 100ppm metale (in cea mai mare parte Fe) si suficient sulf (cel putin 100ppm) necesita un volum de fluid de aproximativ $5 \times 10^9 \text{ t}$ (sau aproape $6 \times 10^9 \text{ m}^3$ de apa de mare cu temperatura de 300°C si cu densitatea $0,8 \text{ g/cm}^3$). Acest volum de fluid poate fi pus in circuit convectiv de o intruziune a carei masa este de aproape $15 \times 10^9 \text{ t}$ si cu un volum de $5 \times 10^9 \text{ m}^3$, cu densitate de $2,8 \text{ g/cm}^3$. O astfel de intruziune ar trebui sa fie cu dimensiuni de circa $10 \text{ km}^2 \times 500 \text{ m}$ ceea ce este in acord fie cu corpurile intrusive din terenurile vechi fie cu cele deduse seismic sub crestele medio-oceanice de azi.

Fluidul hidrotermal este in cea mai mare parte a lui apa de mare. Desi asupra origini lui au existat o serie de controverse, compozitia izotopica a O si H a transat discutia in favoarea originii sale in apa de mare. Aceasta a fost incalzita la temperaturi de circa 350°C , chiar mai mult in unele cazuri si a fost modificata chimic prin reactie. Salinitatea fluidelor este in mod obisnuit apropiata de a apei marii, dar sunt situatii in care salinitatea este de 60%-170% din cea a apei de mare. In Marea Rosie, salinitatea la fundul bazinelor este ridicata, de

circa 4-10 ori mai mare decat a apei de mare, datorita faptului ca fluidele circulante hidrotermale au preluat o parte din sarurile din evaporite.

Permeabilitatea ridicata necesara circularii in bune conditii a fluidelor hidrotermale este asigurata prin porozitatea mare a lavelor si printr-o fracturare intensa.

In cele mai multe situatii, asa cum se observa in regiunile cu zacaminte vechi de sulfuri masive si mai ales acolo unde domina riolitele sunt comune zone de breccii.

Concentratiunile asociate crustei oceanice au o compozitie mineralogica complexa, dar pot fi impartite in :

1. Zacaminte de sulfuri, cu subtipurile

- a. Sulfuri - sulfat
- b. Sulfat - silice
- c. Sulfuri - carbonat

2. Zacaminte de oxizi Fe - Si - Mn. Aceste concentratiuni pot aparea in aceleasi zone cu sulfurile masive dar de cele mai multe ori se gasesc la distanta de acestea.

Fluidele hidrotermale din izvoarele fierbinti sunt imbogatite fata de apa de mare in aproape toate elementele, exceptie facand Na, Cl si in unele situatii Sr si Br.

In zonele cu sedimente din regiunile medio - oceanice se constata o cantitate mai mare in NH_4 in fluide fata de cele din zonele de back-arc unde este mai abundent K. Astfel de diferente sunt atribuite reactiilor apa-roca. Fluidele au in general un caracter acid ($\text{pH} \approx 3,5$). Aciditatea lor este o consecinta a reactiilor de formare a mineralelor din zonele cu temperatura ridicata.

Atunci cand astfel de fluide strabat crusta oceanica si vin in contact cu apa de mare, are loc precipitarea anhidritului aflat in solutie in apa de mare. Depunerea lui se realizeaza la contactul dintre apa de mare rece si fluidul fierbinte din crusta oceanica. Produsul obtinut are un aspect spongios si incepe sa creasca pe inaltime lasand la interior un spatiu prin care fluidul hidrotermal iese in continuare. Pe masura ce aceasta forma creste, in partea interioara a conductului de anhidrit incepe precipitarea sulfurilor. Cresterea in continuare duce la aparitia unei zonalitati de la interior catre exterior, de tipul: calcopirita-pirita, blenda, wurtzit, anhidrit-anhidrit, ceva sulfuri, silice amorfa, baritina. Aceasta zonalitate este in primul rand controlata de temperatura, anhidritul, silicea amorfa si baritina de la exterior avand rolul unei bariere de protectie termica ce face ca temperatura sa creasca spre interior. Cresterea acestor "cosuri" se realizeaza pana se atinge o anumita inaltime critica, dupa care se prabusesc si pe ruinele lor continua cresterea unui nou "black smoker".

Datele cunoscute pana acum au contribuit la construirea urmatoarei model general (Evans, 1993):

Stadiul 1. Din amestecul unor fluide hidrotermale de temperatura relativ scazuta (cca. 200°C) cu apa de mare rece precipita blenda, galena, pirita, tetraedrit, baritina cu putina calcopirita si cu o structura fin granulata.

Stadiul 2. Acest stadiu se caracterizeaza prin aparitia unor fluide cu temperatura mai ridicata, cca. 250°C care determina recrystalizarea si cresterea granulelor minerale depuse anterior si depunerea in continuare a blendei.

Stadiul 3. Caracteristic pentru acest stadiu este prezenta unor fluide cu o temperatura de aproximativ 300-350°C bogate in cupru ce determina la partea inferioara a depunerilor anterioare procese de substitutie si precipitare a calcopiritei. Elementele substituite sunt transportate la partea superioara a corpului de sulfuri unde sunt redeuse.

Stadiul 4. In acest stadiu fluidele fierbinti nesaturate in cupru dizolva o parte din calcopirita depusa in stadiul 3 si o inlocuiesc cu pirita care precipita.

Stadiul 5. Acum are loc depunerea asociatiei chert-hematit deasupra corpului de sulfuri si in jurul acestuia. Astfel de produse au fost depuse si in stadiile anterioare.

In multe cazuri in jurul unor astfel de izvoare hidrotermale se dezvolta o fauna specifica si care are rol in precipitarea mineralizatiilor. Sunt cunoscute circa 236 specii de macrofauna, din care multe sunt chemoautotrofe. Mineralele se depun in jurul tuburilor acestor organisme, in unele situatii, si dupa moartea organismului, tubul devine un canalrect pentru circulatia ulterioara a fluidului hidrotermal (Scott, 1997).

Compozitia mineralogica a concentratiunilor de sulfuri submarine este complexa. Sunt interesant de remarcat si structurile pe care mineralizatiile de sulfuri le prezinta, precum structuri lamelare, fibroase, aciculate, mirmechitice si colomorfe. Ele nu sunt comune in zacamintele actuale de sulfuri. Ele sunt rezultatul precipitarii rapide dintr-o solutie suprasaturata. Unele minerale comune in corpurile de sulfuri actuale de pe crusta oceanica nu sunt intalnite in minereurile vechi, de pe continente, deoarece prin recrystalizare s-a produs descompunerea solutiei solide. Un astfel de caz este solutia solida intermediara Cu-Fe descrisa drept "calcopiroitina" si "cubanit cubic". Aceasta faza, cunoscuta numai in studiile de laborator este stabila la temperatura mare si se descompune la racire in calcopirita, bornit, cubanit, talnachit, mooihoekit, putoranit si haycockit. Dintre acestea, ultimele patru faze nu au fost descrise in corpurile de sulfuri submarine.

Compozitia diferitelor sulfuri reflecta un mediu unic de precipitare rapida, recrystalizare si conditii puternic reducatoare. Unele sulfuri contin componente care in mod

obisnuit sunt considerati a fi incompatibili sau depasesc continuturile ce sunt permise de echilibrele de faza sau sunt determinate pe aceleasi minerale, dar din zacaminte vechi. De exemplu, blenda din campul PACMANUS situat intr-un bazin back-arc contine 3,8 % Cu, in timp ce blenda din minereurile vechi contine mai putin de 0,5% Cu in adevarate solutii solide.

Cea mai mare parte din ocurentele minerale de sulfuri submarine au dimensiuni foarte mici. Exista insa si unele exceptii, cum sunt acumularile de sedimente metalifere din fosa Atlantis II, localizate intr-un bazin cu diametrul de 10km situat pe zona de divergenta usoara din Marea Rosie si care sunt de ordinul $94 \times 10^6 \text{t}$ sau asa numitul TAG situat la circa 26°lat N pe creasta medio Atlantica ($5 \times 10^6 \text{t}$).

Trebuie remarcat faptul ca unele din aceste acumulari de sulfuri sunt localizate pe roci vulcanice, iar altele in zone cu sedimente groase. Prezenta corpurilor de sulfuri in depozite sedimentare, distale fata de zonele de divergenta poate fi explicata prin procese hidrotermale care au loc in afara axului de divergenta sau prin transportul componentilor hidrotermali sub actiunea gravitatiei de la zonele de divergenta unde se formeaza, pe pantele crestei bazaltice catre zonele mai joase cu sedimente. Deplasarea componentilor se poate realiza in mase coezive sau necoezive, caz in care are loc o dispersie a componentilor in masa sedimentelor.

Atat acumularile de sulfuri de pe roci vulcanice cat si cele de pe sedimente apar in situatii tectonice care caracterizeaza stadiile timpurii si tarzii de deschidere a unui bazin oceanic. In ambele situatii tectonice apar aceleasi faze minerale si aceleasi morfologii ale acumularilor. Acumularile formate la temperatura inalta sunt stratiforme, stockwork si diseminari si sunt alcatuite din sulfuri, pe cand cele formate la temperatura joasa sunt stratiforme si sunt compuse din sulfati, silicati, carbonati, oxizi si hidroxizi.

Observatiile asupra acumularilor de sulfuri submarine au relevat o serie de caracteristici atat mineralogice cat si morfologice, structurale si tectonice care pot fi identificate si la o serie de zacaminte vechi de sulfuri masive. Termenul de masiv este folosit pentru a desemna o proportie de peste 60% sulfuri in compozitia unui astfel de zacamant si nu are nimic de-a face cu structura masiva.

Analogiile care se pot face intre acumularile submarine actuale de sulfuri si zacamintele de sulfuri masive vechi sunt asa cum este normal cu limite largi, dar partial ele se suprapun.

Asa cum am prezentat modelul genetic general am considerat ca apa de mare este componenta esentiala a fluidului hidrotermal ce a generat acumularile de sulfuri. Aceasta ipoteza este bazata pe datele de compozitie izotopica a oxigenului si hidrogenului. La aceasta

se poate aduce următoarea alternativă este posibil ca un fluid magmatic bogat în metale să fi contribuit la sistemul convectiv hidrotermal sau el este esențial pentru formarea unor zăcăminte mari de sulfuri masive? Ne punem această problemă deoarece corpurile de minereu se găsesc deasupra a câțiva km³ de roca alterată din care metalele au putut fi extrase. Cantitatea de metal extrasă din volumul de roca amintit este suficientă pentru a produce zăcăminte de câteva milioane tone dar nu și zăcăminte de 100 milioane tone așa cum este Rio Tinto (Spania) ori Kidd Creek (Canada).

La asemenea alternativă pot fi aduse și informații obținute din compoziția chimică a fluidelor. Astfel, în fluidele generate din izvoarele de pe fundul oceanelor au fost identificate gaze precum CO₂, He, Ar, N a căror origine este considerată magmatică. Și atunci s-ar putea pune întrebarea dacă nu un fluid hidrotermal magmatic este responsabil de generarea unor astfel de acumulări dar "urmele" să fie șterse de dominația apei de mare supraîncălzită.

VIII.6.2. Zăcăminte de sulfuri masive

Cea mai mare parte a zăcămintelor de sulfuri masive vechi sunt asociate și arată relații spațiale și genetice cu roci vulcanice. Dar sunt unele situații în care zăcăminte mari, așa cum este zăcămintul Sullivan (Canada) sunt localizate numai în roci sedimentare și sunt denumite zăcăminte exhalativ-sedimentare.

Zăcămintele de sulfuri masive de afiliație vulcanică, după compoziția mineralogică, asocierea cu roci vulcanice și poziția tectonică sunt încadrate la următoarele tipuri:

1. *Tipul Cipru*. Mineralogic este dominat de pirita și subordonat calcopirita. Este asociat unor roci bazice din secvențele ofiolitice formate în zonele de divergență din zonele oceanice sau din zonele de back-arc.

2. *Tipul Besshi*. Minereurile ce aparțin acestui tip sunt dominate de prezenta Zn și Cu. Ele apar asociate unor vulcanite mafice din succesiuni de roci caracterizate de secvențe groase de graywacke formate în stadiul inițial calcoalcalin din evoluția unui arc insular.

3. *Tipul Kuroko*. Acestea sunt minereuri de Cu-Zn-Pb, uneori cu Au și Ag ce apar în relație cu vulcanite felsice generate într-un stadiu târziu de evoluție a unui arc insular. Zăcămintele de tip Kuroko sunt tinere dar sunt întâlnite și în terenuri mai vechi Precambriene și care datorită caracteristicilor lor poartă numele de Kuroko-primitiv.

1. Tipul Cipru.

Se caracterizeaza printr-o compozitie mineralogica simpla dominata de pirita-calcopirita. In mod obisnuit nu are galena, contine putina blenda si are de asemenea cantitati semnificative de Au. Acesta domina Ag, in comparatie cu alte zacaminte de sulfuri masive. Continutul in Cu este de cateva procente. Corpurile de minereu se asociaza cu roci magmatice din suita ofiolitica, cea mai stransa asociatie fiind cu bazaltele de tip pillow-lawa. Rocile felsice sunt de obicei absente. Rocile sedimentare asociate sunt nesemnificative ca participare, iar atunci cand apar includ sedimente pelagice, in special cherturi cu radiolari.

Corpurile de minereu sunt lentile masive de pirita si calcopirita sub care se gaseste o zona de stockwork ce reprezinta canalul de alimentare cu fluide hidrotermale.

Datele de compozitie izotopica arata ca o parte din sulful din lentilele de minereu masiv si din stokwork provine din apa de mare prin reducerea sulfatilor, dar cea mai mare parte este de origine magmatica.

Modelul genetic pentru zacamintele de tip Cipru, bazat pe compozitia izotopica a oxigenului si hidrogenului poate fi rezumata astfel: penetrarea unor saramuri la un nivel crustal inferior unde temperaturile au fost mai ridicate de 300°C, levigarea metalelor, intrarea fluidelor intr-un circuit convectiv si descarcarea lor sub forma unor izvoare fierbinti in bazine aflate pe fundul marii unde se depun si se acumuleaza sulfurile.

Cele mai cunoscute zacaminte de acest tip sunt cele din masivul Troodos (Cipru). Aici sunt circa 15 corpuri de minereu localizate in pillow-lawa. Fiecare zacamant are forma unei farfurii cu partea convexa in jos si se asaza pe pillow-lavele brecifiate si alterate hidrotermal si care au impregnatii de sulfuri.

In cadrul fiecarui zacamant se distinge o zonalitate verticala ce cuprinde minereu masiv ce contine mai mult de 40%S, care in majoritatea zacamintelor a fost exploatat, sub care se gaseste o zona cu pirita-cuart cu circa 30-40% S si apoi un stockwork cu mai putin de 30% S. Sulful continua sa descreasca in adancime.

Minereul masiv este de doua tipuri: blocuri de sulfuri intr-o matrice fina de sulfuri sau corp de minereu compact cu blocuri mari de pirita separate prin fracturi care contin o pirita fina cu aspect zaharoid. In unele minereuri sunt si structuri colomorfe.

Pirita, alaturi cu ceva marcasita este mineralul dominant si interstitial se dezvolta covelina, blenda, quartul si gipsul. In minereul compact, pe fetele cristalelor de pirita si pe fisuri, sunt pelicule fine de calcopirita si covelina.

In afara masivului Troodos (Cipru) alte zacaminte apartinand acestui tip sunt in Newfoundland, in Filipine si in Turcia.

2. Tipul Besshi.

Aceste zacaminte apar sub forma unor corpuri concordante de sulfuri masive, cu grosime de pana la cativa metri si cativa kilometri pe directie. Uneori corpurile de minereu pot fi lenticulare.

Compozitia mineralogica consta din pirita, pirotina, calcopirita, blenda si subordonat cobaltina, magnetit, galena, bornit, tetraedrit etc. Mineralele de ganga sunt reprezentate prin cuarț, calcit, ankerit, siderit, albit, turmalina.

Corpurile de minereu au structuri masive, fine la mediu-granulare. Cand sunt metamorfozate capata o structura gnaisica. Corpurile masive sunt taiate de vinisoare subtiri cu pirita, calcopirita si/sau cu clorit cuarț si carbonati.

Formarea corpurilor de minereu a fost interpretata ca fiind legata de un vulcanism ce caracterizeaza stadiile initiale de evolutie ale unui arc insular dar pot fi acceptate si alte contexte tectonice: medii extensionale oceanice asa cum sunt bazinele back-arc, crestele oceanice din apropierea marginilor continentale sau bazine de rift in primele stadii de separare a continentelor.

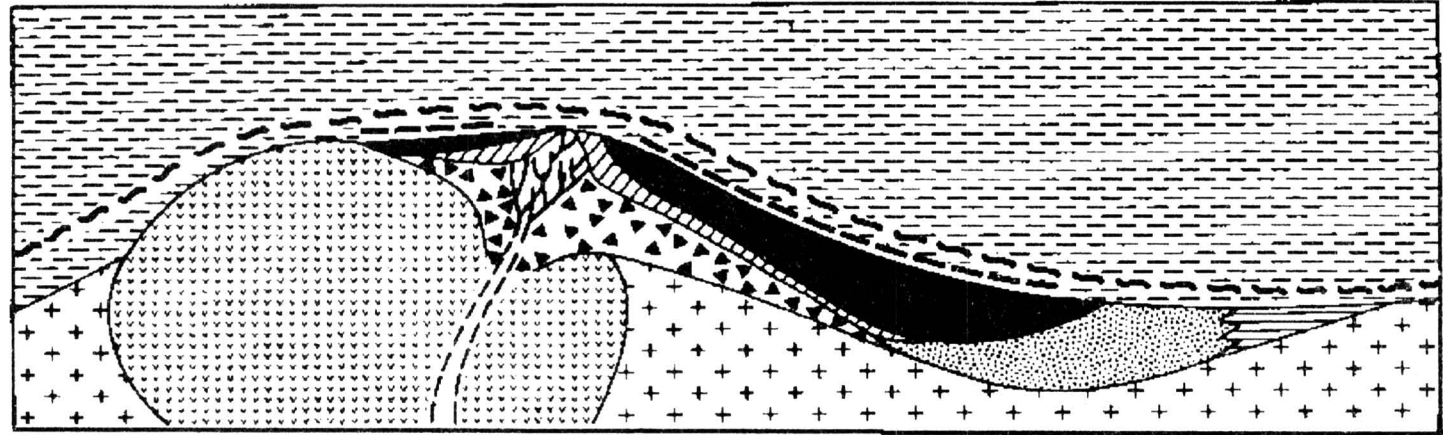
Concentratiunile de tip Besshi au fost descrise prima data in centura Sanbagawa din Japonia, in roci metamorfice purtatoare de glaucofan.

3. Tipul Kuroko.

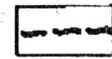
Zacamintele care apartin acestui tip au fost descrise pentru prima data in Japonia in formatiuni de varsta Miocena, ca zacaminte stratiforme in secvente vulcano-sedimentare dominate de tufuri felsice, lave riolitice si intruziuni putin adanci.

In zacamintele de tip Kuroko, in Japonia, sunt conturate circa 50 milioane tone de minereu. Cel mai important district este Hokuroko, iar continuturile medii in zacamintele de aici sunt 2% Cu, 5% Zn, 1,5% Pb, 21% Fe, 12% Ba, 1,5g/t Au, 95g/t Ag. In unele situatii o parte din minereul negru (black ore), minereul bogat in blenda contine uraniu. Cel mai ridicat continut de uraniu intalnit a fost 2.300ppm cu media 100-1000ppm.

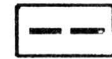
In general zacamintele individuale contin doua sau trei corpuri asociate spatial, cu dimensiuni variabile. Cel mai larg este corpul Kosaka, cu dimensiuni de 700x300x500m. Corpul de minereu este stratiform, este zonat si trece spre partea inferioara la un minereu cu valoare economica mai mica, cu aspect de stockwork cunoscut ca minereu silicios. In unele zone sunt prezente sau lentile mici de chert feruginos care fie ca acopera direct corpul de minereu fie ca sunt intercalate in tufurile acoperitoare.



Tufuri acide



Zona cu chert-uri feruginoase



Baritina



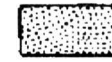
Stockwork



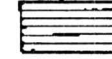
Kuroko sau minereu negru,
galena-sfalerit-baritina



Oko sau minereu galben,
pirita-calcopirita



Gips



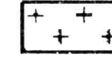
Argila



Breccie de explozie



Dom riolitic



Breccii tufacee acide

Fig. 54. Sectiune schematica printr-un zacamant tip Kuroko

Limita între corpurile de minereu stratiforme și tufurile de deasupra este în cele mai multe cazuri netă.

Corpurile de minereu, pentru tipul Kuroko clasic, arată o zonalitate distinctă (fig. 54):

1. Minereu silicios (Keiko). Este alcătuit din pirita și calcopirita asociate cu cuarț într-un stockwork. Cuarțul criptocristalin are extindere mare astfel ca structura rocii vulcanice este parțial distrusă.

2. Minereu cu gips (Sekoko). Gips – anhidrit - (pirita, calcopirita) – blenda – galena – cuarț -minerale argiloase. În această zonă minereul este de tip stratabound.

3. Minereu piritos (Ryukako). Pirita-(calcopirita, cuarț). În mod obișnuit este stratiform.

4. Minereu galben (Oko). Pirita-calcopirita-(blenda, baritina, cuarț). Are caracter stratiform.

5. Minereul negru (Kuroko). Blenda-galena-calcopirita-pirita-baritina. Este stratiform. Spre partea superioară sunt continuturi semnificative de tetraedrit-tenantit. În unele zăcăminte bornitul este abundent.

6. Minereu de baritina. Alcătuit din baritina foarte pură, fin stratificată.

7. Chert feruginos. Formează un strat subțire de cuarț criptocristalin și hematit.

Tot minereul are o structură fin granulară.

Zăcămintele clasice din Japonia se găsesc deasupra unei zone Benioff cu adâncime de 150m și sunt localizate în zona tholeitelor de arc.

Studiile izotopice asupra zăcămintelor Kuroko indică faptul că fluidele hidrotermale care au generat zăcămintele au avut o compoziție asemănătoare cu apa de mare.

Compoziția izotopică a sulfului și plumbului sugerează și implicarea semnificativă a fluidelor magmatice. Mai mult compoziția izotopică a S arată o sursă magmatică comună, adâncă atât pentru rocile plutonice și cele vulcanice cât și pentru minereu.

Pe baza incluziunilor fluide s-a constatat că zona de stockwork s-a format pe un interval de temperatură de 200-270°C, iar corpul de minereu masiv la 200-220°C și la o adâncime a apei de 300-500m. Fluidele hidrotermale au suferit o fierbere retrogradă înainte de a atinge fundul mării.

Caracteristicile generale ale zacamintelor de sulfuri masive.

Zacamintele de sulfuri masive sunt in general de talie mica, majoritatea zacamintelor cunoscute au rezerve cuprinse intre 0,1-10 milioane tone.

Compozitia lor mineralogica este simpla si, in general, in proportie de 90% este dominata de pirita, la care in unele zacaminte se adauga pirotina. Calcopirita, blenda, galena pot fi constituinti importanti in anumite zacaminte. Cu participare redusa este magnetitul, arsenopirita, tetraedrit-tenantit.

Odata cu cresterea participarii magnetitului se face trecerea spre zacamintele de oxizi. Mineralele de ganga sunt reprezentate prin cuarț in principal, carbonati, clorit si sericit.

O caracteristica a zacamintelor de sulfuri masive este zonalitatea. Aceasta este semnificativa la corpurile de minereu polimetalice si nu se observa la cele cu compozitie simpla. Atunci cand este prezenta se manifesta astfel: galena si blenda sunt dispuse la partea superioara a corpului, iar continutul de calcopirita creste spre zona de stockwork.

Structurile minereului sunt diferite functie de gradul de recristalizare. In unele corpuri de sulfuri se conserva structurile initiale cu caracter colomorf sau framboidal. Daca minereul a suferit un metamorfism, atunci, recristalizarea conduce la aparitia structurilor granulare.

In unele cazuri, in jurul corpurilor de minereu sunt prezente alteratiile hidrotermale, dintre care cele mai importante sunt cloritizarea si sericitizare. Zona cu alteratii hidrotermale are forma unei coloane si urmareste stockwork-ul cu calcopirita. Pe adancime, zona cu alteratii hidrotermale are dimensiuni diferite: este mai ingusta in zona de stockwork si se largeste spre partea superioara unde ajunge la marimea corpului de sulfuri masive.

Din punct de vedere geochimic, astfel de zacaminte pot fi impartite dupa metalul/metalele dominate in: concentratiuni de Fe, Fe-Cu, Fe-Cu-Zn, Fe-Cu-Zn-Pb. Aurul, atunci cand este prezent are tendinta de a forma doua tipuri de asocieri Au-Zn-Pb-Ag la partea superioara a corpurilor bogate in blenda si Au-Cu in zona de stockwork si in partile inferioare ale zacamintelor bogate in Cu.

VIII.7. Zacaminte asociate rocilor exogene

VIII.7.1. Zacaminte de fier

In anii 1980 lumea a produs si a consumat aproape un miliard tone minereu de fier in fiecare an. Cea mai mare parte a acestuia, aproape 90% din din productia de fier provine din formatiunea rubanata de fier de varsta Precambriana.

In decursul timpului au fost date mai multe definitii pentru zacamintele de fier de afiliatie sedimentara. Astfel, in 1954, Jones definea “formatiunea de fier” ca reprezentand “un sediment chimic, tipic laminat sau fin stratificat, continand 15% sau mai mult fier de origine sedimentara, si avand in mod comun dar nu si necesar strate de chert”. In aceasta definitie sunt incluse nu numai faciesurile oxidice ale zacamintelor de fier, dar si cele carbonatice bogate in siderit si cele sulfidice bogate in pirita.

Redefinirea mai tarziu ca “formatiunea rubanata de fier” este mai restrictiva. Ea este acceptata azi ca “roca fin stratificata sau laminata in care chertul (sau echivalentul metamorfic) alterneaza cu strate ce sunt compuse in principal din minerale de fier” (James, 1983).

In acest subcapitol vom analiza concentratiunile de fier asociate rocilor sedimentare sau echivalentilor lor metamorfici, de varsta Precambriana si Phanerozoica indiferent de compozitia lor mineralogica.

Pentru omogenitatea prezentarii acestui tip de zacaminte, datorita trasaturilor comune, am inclus si formatiunile rubanate din terenuri metamorfice, cunoscute ca itabirite in Brazilia si jaspilite in Australia.

Zacamintele de fier ce sunt prezentate aici au caracter autohton si pentru usurinta caracterizarii lor le vom imparti astfel:

1. Zacaminte de fier Precambriene (formatiunea rubanata de fier in sens larg);
2. Zacaminte de fier Phanerozoice.

1. Zacaminte de fier Precambriene.

Cunoscute in lumea geologica sub numele de “formatiunea rubanata de fier”, se caracterizeaza in primul rand printr-o fina stratificatie. Stratele au in general grosimi de 0.5-3 cm. Stratificarea consta in benzi fine de silice, sub forma de chert sau quart microcristalin ce alterneaza cu strate fine de minerale de fier.

Ca perioade de timp, cea mai productiva este cea care se intinde pe intervalul 2500-1900 Ma. S-a calculat ca in acest interval de timp a fost eliberata si depusa o cantitate de fier cuprinsa intre 10^{14} si 10^{15} t ceea ce reprezinta circa 90% din resursele formatiunii rubanate de fier. Restul de circa 10% a fost depus in perioade de timp mai vechi sau mai tinere.

Cele mai cunoscute regiuni cu zacaminte de fier de acest tip sunt: Labrador, Regiunea Lacului Superior, Krivoi Rog si Kursk si Grupul Hamersley din Australia.

Dupa compozitia mineralogica pot fi distinse patru faciesuri: oxidic, carbonatic, silicatic si sulfuric.

Faciesul oxidic. Acesta este cel mai important facies si poate fi divizat intr-un subfacies hematitic si unul magnetitic dupa dominatia unuia sau altuia dintre oxizii de fier. Alaturi de ei se gasesc carbonati (calcit, dolomit, ankerit si mai rar siderit. Silicea prezinta structuri variabile, de la criptocristalin fin granular la quart cu concresteri in mozaic.

Continutul in fier este in jur de 30-35%. In unele zacaminte, hematitul are structuri oolitice ceea ce arata o depunere in ape putin adanci, dar in majoritate este fara o structura cu semnificatii genetice.

Faciesul carbonatic. In mod obisnuit in acest facies sideritul si chertul sunt concrecscute in proportii aproape egale. Sideritul apare ca reprezentand un fost mal carbonatic acumulat sub nivelul de actiune al valurilor. Prin cresterea cantitatii de magnetit se face trecerea la subfaciesul cu magnetit iar prin cresterea cantitatii de pirita se trece la faciesul cu sulfuri.

Faciesul silicatic. Compozitia mineralogica: silicati de fier in asociatie cu magnetit, siderit si chert are semnificatia aparitiei acestui facies intr-un mediu care partial este favorabil depunerii faciesului oxidic partial favorabil faciesului carbonatic.

Mineralele silicaticice care il compun sunt dificil de interpretat ca minerale primare si de deosebit de silicatii de fier care apar la un metamorfism slab. Din acest motiv mediul de formare al acestui facies este mai greu inteles. Din punct de vedere mineralogic au fost identificate urmatoarele minerale de fier: greenalit, chamosit, glauconit, minnesotait si stilpnomelan. Fierul in aceste minerale este in cea mai mare parte in stare feroasa ceea ce presupune un mediu reductor.

Continuturile de 25-30% Fe fac ca acest facies sa nu fie important economic.

Faciesul sulfuric. In acest facies sunt caracteristice argilitele cu pirita bogate in materie organica si carbon. Pirita se concentreaza in unele strate unde atinge proportii de circa 37%. Asociatiile minerale ale acestui facies atesta formarea lui intr-un mediu anoxic.

Concentrațiunile de fier sunt împartite în două tipuri principale: tipul Algoma și tipul Lacul Superior.

Tipul Algoma. Concentrațiunile care aparțin acestui tip sunt asociate cu unități sedimentare de graywacke și roci vulcanice. Ele se găsesc aparent aproape de centre vulcanice și par a fi fost produse prin activitate fumaroliană și procese hidrotermale exhalative asociate centrelor vulcanice. Acest tip se caracterizează prin prezența faciesurilor oxidice, carbonatice și silicice.

Tipul Lacul Superior. Zăcămintele de fier care aparțin acestui tip include faciesurile oxidice, carbonatice și silicice. Aceste concentrațiuni sunt strans asociate din punct de vedere stratigrafic cu cuarțite și sisturi negre și uneori cu conglomerate, dolomite, chert masiv, argilite. Rocile vulcanice nu sunt întotdeauna în asociație directă cu formațiunea purtătoare de fier, dar sunt mereu prezente la diferite nivele ale coloanei stratigrafice.

Structurile tipice sedimentare și compoziția secvențelor de roci asociate arată că zăcămintele de Fe din tipul Lacul Superior s-au format în ape puțin adânci pe selful continental, în bazine evaporitice sau în bazine intracratonice.

În grupul Hamersley din Australia microbenzile ritmice dau impresia unor varve evaporitice.

Ideea generală este că formațiunea rubanată de fier reprezintă un precipitat chimic sau hidrochimic. Ceea ce este dificil de demonstrat este sursa fierului. În opinia unui grup de cercetători Fe provine prin eroziunea masei continentale iar după alții el este de origine exhalativ-vulcanică.

Dacă luăm în considerare derivarea terestră a fierului ar fi normal ca o mare cantitate de aluminiu să rămână pe continent și să formeze bauxite reziduale, ori așa ceva nu se cunoaște. Calcule asupra cantității de Fe care este eliberată în apa oceanelor actuale de activitatea vulcanică este de circa 10^{10} kg pe an, ceea ce ar putea duce la formarea unor concentrațiuni de fier. Dacă luăm în considerare faptul că în timpul Precambrianului exhalatiile de fier în apa oceanică au fost mai mari decât azi am putea argumenta în favoarea acestei idei.

În altă ordine de idei, unele studii privind compoziția izotopică a Nd arată că o mare parte din Fe din alcatuirea formațiunii rubanate de fier a fost levigat de fluide cu caracter hidrotermal care au circulat prin rocile din crestele medio-oceanice Arhaice.

O altă problemă care necesită a fi rezolvată, pentru înțelegerea mecanismului de formare al formațiunii rubanate este modul de transport al Fe. Dacă suntem adepții transportului în soluții coloidale într-o atmosferă bogată în oxigen atunci ar trebui să avem

depuneri de fier exclusiv sub forma de maluri. Dar nu sunt cunoscute in Phanerozoic adevarate formatiuni rubanate, ceea ce elimina aceasta ipoteza.

Daca luam in considerare existenta unei atmosfere bogate in CO_2 si saraca in O_2 , fierul poate fi transportat sub forma de bicarbonat si pentru ca aluminiul nu formeaza astfel de complexi cele doua elemente se separa si au comportari diferite. Pe masura ce creste continutul in oxigen, inceteaza formarea concentratiunilor de fier.

Studiile mai recente au aratat ca toate formatiunile de fier sunt rezultatul unei activitati exhalative la temperaturi relativ scazute.

2. Zacaminte de fier Phanerozoice.

Acestea sunt in mod obisnuit impartite in doua tipuri: tipul Clinton si tipul Minette. Acestea se caracterizeaza prin continuturi scazute in Fe si prin abundenta silicatilor in compozitia lor mineralogica.

Tipul Clinton. Este reprezentat prin minereuri masive, cu structura oolitica avand urmatoarea compozitie mineralogica: hematit-chamosit-siderit. Tipul Clinton este o formatiune de apa putin adanca dezvoltata pe marginea continentelor, pe selful continental. Varsta ei este Cambrian-Devonian.

Tipul Minette. Acesta este tipul cel mai raspandit si bine reprezentat in formatiunile Mezozoice ale Europei. El contine siderit si chamosit, adesea cu structura oolitica. In unele zacaminte, chamositul este inlocuit cu alt silicat de fier.

VIII.7.2. Zacaminte de mangan

In natura, Mn are aproximativ aceeasi comportare geochimica cu a Fe, ceea ce face ca cele doua elemente sa se acumuleze in medii asemanatoare si in conditii similare.

In conditii oxidante se formeaza piroluzitul sau o alta forma a MnO_2 . La valori intermediare ale Eh si ph apare haussmanitul, carbonati sau silicati de mangan pentru ca in conditii puternic reductoare sa apara alabandina. Dar, valori extreme de scazute pentru Eh-ph nu sunt atinse foarte des in formatiuni sedimentare.

Atat concentratiunile de oxizi cat si cele de carbonati sunt larg raspandite. Multe din zacamintele sedimentare de Mn sunt aproape pure, dar unele, mai ales cele cu origine vulcanogena au continuturi de Co, Ni, W, Cu si Ba.

Dois probleme raman inca neelucidate in geneza zacamintelor de mangan. Una este legata de restrangerea zacamintelor fosile doar la medii de depunere in ape putin adanci fata de concentrarea manganului in oceanele actuale in zone adanci, iar cea de a doua este modul in care se separa manganul de fier pentru a forma zacaminte proprii.

Primele concentratiuni mai importante de mangan, dar fara o importanta economica prea mare apar acum 3000 Ma, catre sfarsitul Arhaicului. Concentratiuni mari, cu importanta economica apar in Proterozoic. Cele mai cunoscute zacaminte sunt in Supergrupul Transvaal (2500-2100 Ma) care contine $\frac{3}{4}$ din resursele mondiale de mangan. In epocile mai noi, concentratiuni mai importante de mangan sunt reprezentate de nodului manganiferi care au inceput a se forma acum 12 Ma (Miocen timpuriu).

Pentru a explica de ce manganul poate forma zacaminte individuale, desi are aceeasi comportare geochimica cu fierul au fost emise mai multe posibilitati:

a. *Segregare la sursa*: manganul este extras din roca sursa mai usor si mai repede decat fierul datorita potentialului sau ionic mai scazut;

b. *Precipitarea preferentiala*: o serie de izvoare fierbinti produc mai mult mangan decat fier ceea ce sugereaza faptul ca fierul a fost precipitat preferential din solutii inainte ca acestea sa atinga suprafata;

c. *Segregarea prin precipitare preferentiala*: o crestere limitata a pH-ului in anumite situatii in natura determina o eliminare preferentiala a Fe din solutiile purtatoare de Fe si Mn.

d. *Separare in timpul diagenizei*: cand solutiile purtatoare de mangan si fier ajung in conditii oxidante ambele precipita. Fierul este mai usor oxidat decat manganul si astfel este imobilizat, iar continutul in mangan creste progresiv in fluidele diagenetice.

Un grup de cercetatori considera mediul anoxic ca jucand un rol important in formarea zacamintelor mari de mangan. Astfel, in bazinele intracratonice, in zonele adanci, cu mediu anoxic creste cantitatea de mangan dizolvata in apa. Daca urmeaza o transgresiune marina pe o zona apropiata de platforma, manganul dizolvat va precipita dand de un mediu oxidant in zonele de apa putin adanca.

Principalele zacaminte de mangan sunt Nikopol in Ucraina, Chiaturi (Georgia), Republica Sud Africana, Gabon, Australia, Brazilia si India.

Dupa compositia mineralogica si dupa caracterul asocierii cu roca gazda pot fi distinse cinci tipuri de zacaminte de Mn.

Tipul I. In acest tip sunt incluse concentratiuni de carbonati de mangan (quelusite), silicati de mangan (gondite) sau un amestec al ambelor. Ele sunt in stransa asociatie cu

metavulcanite andezitice sau bazaltice. In climat tropical sau subtropical ele constituie o sursa pentru zona de imbogatire secundara.

Tipul II. Sunt strate de oxizi sau carbonati de mangan intercalate in formatiunea de fier.

Tipul III. Acest tip este reprezentat de sisturi cu materie organica sau cu grafit bogate in Mn. Nu prezinta importanta economica decat in urma proceselor de lateritizare.

Tipul IV. Sunt strate de carbonati de Mn cu slaba semnificatie geologica.

Tipul V. Sunt zacaminte formate in conditii de self. Ele trec lateral intr-o succesiune clastica in care nu se gaseste minereu, adesea cu carbuni si pe de alta parte catre o secventa argiloasa care semnifica depunerea intr-o portiune de mare adanca. In acest tip se incadreaza zacamintele Nikopol si Chiaturi.

VIII.7.3. Zacaminte de cupru

Zacamintele stratiforme de cupru, desi sunt putine la numar, reprezinta una din cele mai importante resurse de cupru ale lumii. Faptul ca ele prezinta continuitate pe directie si extindere laterala si sunt cu continuturi ridicate uneori in metal, face ca aceasta grupa de zacaminte sa fie un obiect important pentru strategiile de explorare.

Zacamintele stratiforme de cupru sunt importante nu numai pentru rezervele mari din acest metal dar si pentru ca au continuturi semnificative de cobalt (Africa Centrala), plumb (Polonia), argint (SUA si Polonia). Unele zacaminte au aur ce poate fi valorificat ca subprodus, uraniu, elemente din grupa Pt si elemente din grupa pamanturilor rare.

In epoca moderna aceste zacaminte contin circa 20-25% din rezervele mondiale de cupru si aproape 80% din cele de Co.

Probabil ca cele mai vechi zacaminte de Cu din roci sedimentare care au fost exploatate au fost cele din regiune Lacului Superior (SUA) si cele de la Timna (Israel) care au urme de exploatare ce dateaza de circa 4000 i.e.n. In secolul al 12-lea incepe valorificarea faimosului Kupferschiefer din Germania.

Pentru a incerca sa construim un model genetic pentru zacamintele de Cu din acest tip este necesar sa evidentiem caracteristicile comune ale acestora. Ele pot fi urmatoarele:

a. In astfel de zacaminte se constata prezenta unor zone cuprifere principale. In unele situatii, in mod exceptional exista continuturi importante de Pb si Zn. Deasemenea, pot fi prezente la continuturi semnificative alte metale, precum argintul si cobaltul;

- b. Ele sunt gazduite de roci sedimentare fara a se observa o legatura aparenta cu activitatea magmatica sau metamorfica;
- c. In general zona principala cuprifera este stratiforma. Aceasta relatie de peneconformitate include atat subzona cu caracter economic cat si pe cea subeconomica;
- d. Este de remarcat continuitatea laterala uniforma a mineralizatiei, paralela cu stratificatia, ceea ce in mod eronat ar putea sugera o origine sedimentara.;
- e. Compozitia mineralogica include minerale din grupa sulfurilor cu granulatie fina si diseminata. mineralizatia este distribuita in strate fine ce sunt paralele cu stratificatia rocii gazda;
- f. Mineralizatia are caracter zonar;
- g. Rocile sedimentare gazda au suferit o “pregatire” sindiagenetica sub actiunea unor agenti reducatori si intr-un mediu bogat in sulf;
- h. Sub orizontul productiv se gaseste o secventa groasa de roci clastice, permeabile, cu granulatie grosiera;
- i. Orizonturile productive sunt asociate temporal si spatial cu roci formate intr-un climat arid si cald, ce includ unitati evaporitice si roci cu oxidare subaeriana;
- j. Relatia intre rocile gazda si mineralizatie este postsedimentara diagenetica;
- k. Depunerea cuprului s-a facut din solutii apoase bogate in cloruri, dupa ce acestea au depasit limita dintre stratele oxidate din baza si cele de deasupra, cu caracter reductor in care sunt localizate mineralizatiile;
- l. Zacamintele de cupru de acest tip sunt localizate in sau sunt asociate unor bazine de rift umplute cu roci sedimentare oxidate de origine continentala si uneori cu produse ale unui vulcanism bimodal. Acesta ultima caracteristica a inceput a fi recunoscuta abia in ultimii ani si necesita inca o fundamentare in vederea confirmarii ei.

Asocierea spatiala a multor zacaminte de acest tip cu rifturi continentale si introducerea postsedimentara timpurie a Cu in rocile sedimentare ce umplu bazinele de rift sunt elemente ce trebuie luate in considerare in elaborarea unui model genetic ce implica un mecanism de suprapunere care este normal in dezvoltarea si evolutia bazinelor de rift continental.

Dupa ce am trecut in revista principalele caracteristici ale zacamintelor de cupru asociate rocilor sedimentare, pentru construirea unui model genetic general trebuie sa avem in vedere rezolvarea urmatoarelor trei probleme:

1. Sursa metalelor;
2. Modalitati de transport al acestora;

3. Modalitati de depunere.

1. Sursa metalelor. Sunt trei posibilitati ce pot fi luate in considerare pentru a aprecia sursa metalelor: a. extragerea metalelor din rocile sedimentare din culcusul orizontului productiv de catre saramuri calde, evolute, formate in cadrul bazinului; b. formarea unor saramuri metalifere metamorfice in timpul ingroparii adanci a rocilor din culcus; c. formarea unor saramuri metalifere de afiliere magmatica in medii de rift intraoceanic.

a. Levigarea metalelor din rocile din culcus are la baza mai multe argumente. Astfel, pe baza analizei izotopice a Pb in Kupferschieferul din Europa s-a considerat ca sursa metalelor este in rocile precambriene din fundament sau din echivalentii lor detritici din permianul rosu din culcus.

La alte zacaminte, rocile sedimentare din culcus contin claste in care Cu se gaseste in continuturi ne semnificative. Deasemenea, Cu poate adera la suprafata particulelor argiloase sau poate fi adsorbit de limonitul sau goethitul din porii rocilor rosii din culcus. El poate fi eliberat pentru a forma complexi de tipul clorura-metal solubili si stabili in fluidele saline din porii rocilor.

Un alt argument in sustinerea acestei ipoteze este existenta in alte zacaminte a unor unitati litostratigrafice cu continuturi ridicate in Cu in rocile din culcus. Astfel, in zacamantul White Pine, in rocile din culcus sunt cunoscute vulcanite in care sunt localizate concentratiunile de Cu nativ de tip Keweenaw. Aici, se pune intrebarea daca sursa Cu este comuna pentru White Pine si pentru Keweenaw sau daca ultimul reprezinta un protor pentru White Pine.

Ca model teoretic pentru levigarea Cu s-a propus si un proces de de pompare evaporitica care se petrece in platforme tip sabka. In conditii calde, intr-un climat arid, doua tipuri de fluide cu caracteristici contrastante se intalnesc sub o roca sedimentara in care se desfasoara un proces sabka. Aceste sunt ape meteorice, acide, cu caracter oxidant care au extras Cu din rocile sedimentare oxidate, cu caracter continental, aflate spre interiorul continentului fata de platforma sabka si ape alcaline, purtatoare de sulfati din interior.

b. Un grup de cercetatori a emis ipoteza lesierii metalelor in timpul reactiilor de dehidratare ce au loc in momentul metamorfismului rocilor din culcus. In acest proces nu numai ca sunt eliberate volume mari de apa, dar apare posibilitatea de lesiere a metalelor din roci si vehicularea lor de catre fluidele eliberate.

c. Asocierea acestui tip de zacamant cu medii tectonice de rift sugereaza o posibila sursa magmatica adanca. Acesta idee a fost argumentata de situatia geologica de la White Pine si din Zambia, din zacamantul Chambishi.

Desi o parte din zacamintele descrise in acest subcapitol arata existenta unei activitati magmatice in rocile din culcus, totusi avansarea unei idei a sursei metalelor intr-un astfel de proces ramane inca a fi demonstrata. Aprecierea sursei metalelor, in absenta unor date certe, trebuie facuta cu circumspectie, de la zacamant la zacamant, in functie de situatia geologica.

2. *Transportul metalelor.* Prezenta Pb si Zn suprapuse zonei mineralizate cu Cu sunt un argument in a considera ca atat Cu cat si celelalte metale au fost introduse din rocile oxidate din culcus care au actionat asemenea unor rezervor cu fluide de pori. Temperatura ambientala a fost scazuta, in cele mai multe cazuri sub 100°C. Aceasta afirmatie este sugerata de urmatoarele evidente:

- a. Lipsa alteratiilor hidrotermale;
- b. Conservarea unor structuri moleculare delicate in hidrocarburile asociate;
- c. Formarea si conservarea unor minerale din grupa sulfurilor formate la temperaturi scazute. Este cazul calcozinei rombice care este instabila la temperaturi mai mari de 103°C, a djurleitului ($\text{Cu}_{1,96}\text{S}$) instabil la temperaturi mai mari de 93°C sau a bornitului bogat in sulf ce este instabil la mai mult de 73°C.

Dupa lesierea metalelor acestea sunt transportate sub forma de complexi metal-clorura in fluide calde, oxidate, bogate in cloruri. Componentul apos al fluidului poate fi apa conata evoluata, apa metamorfica sau cea magmatica. Circulatia la scara bazinului a solutiilor metalifere poate fi indusa de caldura crustala anomala din rifturi la care local se adauga caldura eliberata de intruziunile magmatice, de diapirele de sare sau caldura latentă din extruziunile acoperite rapid de sedimente.

3. *Depunerea metalelor.* Una din caracteristicile zacamintelor de Cu asociate rocilor sedimentare este localizarea corpurilor de minereu in strate de roci cenusii, anoxice, bogate in sulf. Orice metal (Cu, Pb, Zn) care trece limita dintre rocile oxidate din culcus si rocile cu caracter reductor acoperitoare va precipita ca sulfura prin reactie cu sulful abundant intalnit aici.

Mediul anoxic rezulta din prezenta materiei carbonificate si prin sulful abundant generat de pirita sau alte sulfuri de fier. Deasemenea sulful poate proveni prin reducerea sulfatilor precum gips si anhidrit in procese biogene.

Introducerea metalelor in mediul anoxic de catre fluidele cu circulatie ascendenta se realizeaza prin infiltratie sau difuzie. Infiltratia de-a lungul acviferelor si peste linia redox este probabil procesul dominant pentru transportul metalelor la distante mari. Difuzia, care este migrarea metalelor dizolvate de-a lungul unui gradient chimic intr-o solutie apoasa stationara este responsabila de deplasarea pe distante scurte.

Model genetic general. Dupa enuntarea celor trei probleme de mai sus, construirea unui model genetic general tine cont de existenta unei surse in rocile din culcus din care metalele sunt extrase de catre saramuri calde care au o circulatie laterala, oblica sau perpendiculara catre un mediu cu caracter reductor in care se realizeaza depunerea.

Litologia rocilor sursa de metale nu este mereu aceeaasi. Cele mai probabile surse sunt reprezentate de asociatiile de roci din mediile de rift continental, asa cum sunt rocile sedimentare cu caracter oxidat, cu sau fara intruziuni cu caracter bimodal si/sau extruziuni aflate la nivele adanci in bazinele majore de rift.

Metalele sunt transportate sub forma unor complexi metal-clorura. La locul depunerii, roca gazda trebuie sa fie pregatita fizic si chimic pentru introducerea metalelor. In primul rand roca trebuie sa fie permeabila pentru a usura infiltrarea sau difuzia fluidelor. In cel de-al doilea rand, gazda trebuie sa contina suficient sulf pentru a forma un corp de minereu. Precipitarea metalelor in rocile sedimentare gazda este in esenta un eveniment chimic ce are loc la traversarea unei linii redox bine definite.

Cele mai comune litologii gazda sunt reprezentate de unitati clastice bogate in materie organica, cu structura fin granulara si cu pirita si de unitati carbonat-evaporitice cu materie organica microbial laminate. Trecerea de la roci de culoare rosie cu caracter oxidat la roci cenusii cu caracter reductor evidentiaza trecerea de la medii continentale la medii marine.

Exemple de zacaminte. Desi nu sunt numeroase, zacamintele de cupru asociate rocilor sedimentare sunt raspandite pe aproximativ toate continentele.

Ca varsta ele sunt abundente in proterozoicul terminal (Copperbelt African, White Pine) si in Permian (Kupferschiefer). Nu sunt cunoscute zacaminte de acest fel in Arhaic. Ele sunt restranse la bazine sedimentare care s-au format dupa ce atmosfera Pamantului a devenit bogata in oxigen. Aceasta observatie este in accord cu modul de transport al Cu, care la temperaturi scazute in saramuri bazinale este favorizat de conditii oxidante.

Kupferschiefer. Stratigrafia acestui district este in general urmatoarea (zona Fore-Sudeta): in baza este permianul inferior (Rotliegendes), cu roci continentale rosii, oxidate, cu grosimi de 250-900 m si permianul superior (Zechstein), cu gresii cenusii, cu caracter

reducator, cu grosimi de peste 250 m, ce stau discordant peste un fundament precambrian/paleozoic inferior (fig. 55).

Permianul inferior reprezinta o unitate de roci vulcanice bazale si roci clastice depuse intr-un mediu desertic eolian-fluviatil.

Zechsteinul inferior cuprinde conglomeratele de Zechstein si gresia de Zechstein ce sunt derivate din unitatile clastice din Rotliegendes si care au fost prelucrate de transgresiunea marii Zechstein.

Aceasta secventa clastica marina initiala este acoperita de o unitate carbonatica subtire (0-20 cm) peste care se dispune Kupferschiefer. Acesta este reprezentat prin sisturi argiloase cenusii inchise, cu matrice organica, cu laminatii. El este acoperit de calcarele de Zechstein si peste acestea, anhidritele de Werra.

Mineralizatia de sulfuri ocura in Kupferschiefer. Sulfurile de Cu si ale celorlalte metale sunt diseminate in matricea rocii ca minerale cu granulatie fina (bornit, calcozina, calcopirita, galena, blenda). Acestea substituie uneori calcitul, fragmentele litice, granulele de cuar si sulfurile formate timpuriu.

Orizonturile stratigrafice sunt transgresate de o zona de oxidare diagenetica denumita Rote Faule. Mineralizatia cuprifera este asociata in mod direct acestei zone. Mineralizatia cuprifera este acoperita de mineralizatia de Pb si Zn ce are o pozitie mai periferica.

Kupferschiefer ocupa o suprafata de aproximativ 600.000 km² in Germania, Polonia, Olanda si Anglia. El nu este productiv pe toata aceasta suprafata. Continuturi in Cu mai mari de 0,3% sunt cunoscute pe aproximativ 1% din suprafata iar continuturi de Zn de peste 0,3% pe aproape 5%.

Descoperiri mai noi au identificat sisturi bogate in Pt (> 10 ppm) in Polonia. Aceasta se adauga la identificarea in sisturile argiloase din Canada, China, Cehia si SUA a unor continuturi ridicate in elemente din grupa Pt, ceea ce ar putea duce la considerarea acestor roci ca sursa potentiale pentru aceste elemente.

Copperbelt-ul African. Aceasta centura gigantica este notabila pentru continutul sau in cobalt si cantitatea mare de cupru pe care o are. Ea se intinde pe circa 500 km lungime si o latime de 30-50 km. Varsta acestei centuri care se suprapune arcului proterozoic Lufilian este de 1300-650 Ma.

In Zambia, rocile supergrupului Roan sunt moderat sau puternic deformatate si metamorfozate. Mineralizatia ocura in roci clastice si in unitatile argiloase si dolomitice de deasupra. Mineralele utile sunt diseminate si constau in principal in calcozina, bornit si calcopirita. Alaturi de mineralele de cupru sunt prezente si cele de cobalt si fier. In unele

locuri, mineralizatia trece pe distante scurte si in rocile din fundament. Limitele superioara si inferioara a mineralizatiei sunt clar definite. Distributia sulfurilor pune in evidenta urmatoarea zonalitate: sedimente sterile in apropierea tarmului – calcozina, in sedimente de apa putin adanca – bornit cu carrolit si calcopirita – calcopirita – pirita (uneori cu blenda), in zonele mai adanci ale lagunelor marine si bazinelor.

VIII.7.4. Zacaminte reziduale de Al, Fe, Ni si Mn

Concentrarea reziduala consta in acumularea mineralelor de interes economic si indepartarea celorlalti componente dintr-o roca sau dintr-un corp de minereu in timpul proceselor de alterare chimica superficiala.

Pentru realizarea concentrarii reziduale trebuiesc indeplinite urmatoarele conditii:

1. Existenta unei roci sau a unui corp de minereu care contine minerale ce pot fi valorificate in asociatie cu minerale nevalorificabile. Mineralele de interes economic sunt mai putin solubile si se pot acumula, pe cand celelalte sunt solubile si pot fi indepartate pe cale chimica;
2. Conditii climatice trebuie sa fie favorabile descompunerii. In general acestea sunt oferite de un climat tropical umed;
3. Relieful nu trebuie sa prezinte o morfologie accentuata pentru a nu permite mobilizarea materialului insolubil si indepartarea lui;
4. Este necesara o stabilitate crustala pentru o perioada indelungata de timp, pentru ca rezidiile sa se acumuleze in cantitati mari si sa nu fie distruse de eroziune.

In concentrarea reziduala trebuie sa distingem doua directii. Una este aceea ca minereul rezidual este o simpla acumulare a unor minerale preexistente care nu s-au schimbat in timpul descompunerii si a doua ca rezidul reprezinta o faza minerala noua care a aparut ca urmare a descompunerii si ramane insolubil pe cand alti componente rezultati sunt solubili si sunt indepartati.

Prin concentrare reziduala se formeaza concentratiuni de Fe, Mn, Al, Ni, Sn, Au, fosfati, baritina, argile, etc.

Zacaminte reziduale de Fe.

Cea mai mare parte a rocilor contin Fe si in conditii favorabile o mare parte din acesta se acumuleaza sub forma unor produse reziduale care la un moment dat pot forma un corp de minereu. Aceasta este dependenta de natura rocii care il contine, de forma chimica sau mineralogica in care este prezent Fe si de continutul la care acesta se gaseste.

Sursa materialului pentru concentratiile reziduale de Fe poate fi:

- a. Corpuri de siderit sau sulfuri de fier. Rezidul de oxizi si hidroxizi de fier rezultat din descompunerea corpurilor de pirita este numai in unele cazuri folosit ca minereu de fier;
- b. Minerale de fier diseminate in roci carbonatice;
- c. Calcare care au fost substitute partial de minerale de fier inainte sau in timpul alterarii;
- d. Roci bazice;
- e. Sedimente silicioase bogate in fier.

Din cele aratate mai sus, corpurile epigenetice de siderit, cherturile bogate in fier si rocile bazice reprezinta principala sursa. In regiunile temperate, calcarele si corpurile de siderit sunt roca sursa pentru zacamintele reziduale de fier, deoarece toate celelalte dau continut mare in silice sau alumina. Corpurile masive de pirita sunt sursa pentru concentratiuni de goethit sau hematit care uneori sunt valorificabile. Insa, in general, minereul de fier format prin descompunerea piritei are un continut ridicat in sulf, ceea ce il face neutilizabil.

Rocile bazice nu se preteaza pentru formarea unor zacaminte reziduale de fier intr-un climat temperat, datorita formarii prin descompunere a unei cantitati de minerale argiloase, care uneori sunt superioare acumularii fierului. Dar, in conditii tropicale, toti constituentii, cu exceptia aluminei si fierului pot fi solubilizati si indepartati lasand un rezidu fie bogat in Fe, fie in Al.

Zacamintele comerciale de Fe rezidual pot fi impartite astfel:

1. Concentratiuni de Fe din corpuri de siderit si/sau ankerit. Acestea sunt relativ putine dar importante deoarece minereul are continuturi ridicate si are putine impuritati;
2. Concentratiuni de Fe derivate din descompunerea corpurilor de sulfuri de fier. Acestea sunt mici, cu multe impuritati si doar cu importanta locala;

3. Concentrații de Fe formate pe seama calcarelor care conțin strate sau lentile de siderit. Acesta este grupul cu cele mai multe zăcăminte reziduale de Fe. În general are conținuturi medii și impurități de argilă sau silice.

4. Concentrații de Fe care deriva din calcare ce conțin diseminări de minerale de fier. Acestea au un conținut ridicat în minerale argiloase și constau din mase nodulare sau concrețiuni de hidroxid de fier. Au conținuturi mici și sunt dificil de prelucrat;

5. Concentrații de Fe derivate din roci bazice. Ele se formează numai în climat tropical sau subtropical. Ele pot fi destul de extinse, dar în general sunt bogate în Al;

6. Concentrații de Fe derivate din sedimente silicioase bogate în fier. Ele sunt de obicei cu conținuturi ridicate și au rezerve mari.

Zăcămintele reziduale de fier sunt larg răspândite, cu excepția regiunilor glaciare. Ele sunt cunoscute și exploatate în SUA, Brazilia, Venezuela, Europa de sud, Africa și India.

Zăcămintele reziduale de Mn.

Concentrațiile reziduale de Mn însoțesc pe cele de Fe, dar sunt subordonate cantitativ acestora. Condițiile de formare sunt similare, dar sunt și excepții, atunci când dominant este Mn, lucru ce necesită valori speciale ale pH și Eh.

Sursa Mn necesară pentru acumulările reziduale este mai restrictivă decât pentru Fe. Manganul este întotdeauna prezent în rocile bazice, dar în cantități mult prea mici pentru a forma prin descompunerea corpurilor de roci un corp de minereu rezidual.

În general concentrațiile reziduale de Mn sunt rezultatul alterației chimice a următoarelor surse:

1. Calcare și dolomite cu un conținut sărac în aluminiu, dar cu diseminări de natură singenetica de carbonați de Mn și de oxizi sau roci carbonatice substituie parțial de carbonați de Mn;

2. Rocile silicatice manganifere, așa cum sunt unele sisturi cristaline. Acestea sunt o excelentă sursă pentru acumulările reziduale de Mn dacă roca primară conține rodocrozit (Brazilia), rodocrozit, spesartin și/sau tefroit (India);

3. Corpuri de minereu de mangan sau cu conținut ridicat în Mn.

Descompunerea acestor surse pune în libertate mineralele solubile și permite acumularea unor forme minerale insolubile cu Mn. Cele mai importante acumulări reziduale de Mn se formează pe seama sisturilor cristaline manganifere în climat tropical sau

subtropical. Se cunosc si cateva acumulari formate pe calcare, dar acestea sunt impurificate de prezenta mineralelor argiloase si a silicei.

Zacamintele reziduale de Mn pot fi clasificate in felul urmatoar:

- a. Zacaminte derivate prin descompunerea sisturilor cristaline manganifere in conditiile unui climat tropical;
- b. Zacaminte derivate prin descompunerea calcarelor, care initial au fost imbogatite prin substitutie cu minerale de mangan;
- c. Zacaminte derivate prin descompunerea corpurilor de minereu manganifer.

Cele mai importante sunt primele doua grupe.

Principalele zacaminte reziduale de Mn sunt in India, Ghana, Brazilia, Egipt si Maroc.

Zacaminte reziduale de Al (bauxita).

Bauxita se formeaza in depozite reziduale in conditii tropicale si subtropicale. Trebuie considerat insa faptul ca acest minereu de Al se formeaza si este valorificat si din zacaminte sedimentare propriu-zise.

Bauxita reprezinta o mixtura de oxizi de Al hidratati, oxizi si hidroxizi de fier, oxizi de titan, minerale argiloase, silice, etc.

Minereurile de bauxita pentru ca sa fie valorificabile necesita anumite calitati chimice. O bauxita tipica trebuie sa contina 35-65% Al_2O_3 , 2-10% SiO_2 , 2-20% Fe_2O_3 , 1-3% TiO_2 si 10-30% H_2O in diferite combinatii.

Daca minereul este folosit pentru industria chimica, continutul in fier si titan nu trebuie sa depaseasca 3% fiecare.

Un subprodus important rezultat din prelucrarea bauxitei este galiul.

Sursa pentru dezvoltarea acumularilor de bauxita o reprezinta orice roca bogata in feldspati si care fie ca are un continut scazut in fier, fie ca fierul a putut fi indepartat in timpul alterarii chimice. La fel ca zacamintele de placer, zacamintele de bauxita sunt supuse eroziunii si deci dispersarii lor. Din acest motiv majoritatea zacamintelor de bauxita sunt post-Mezozoice. Sunt cunoscute insa si zacaminte de bauxita mai vechi, asa cum sunt cele din Paleozoicul din Rusia. Sunt deasemenea cunoscute si cazuri in care acumularile de bauxita au fost erodate, transportate si redepuse dand ceea ce am numit mai sus bauxite sedimentare.

Exista mai multe scheme de clasificare a bauxitelor, bazate pe criterii diverse, precum morfologia regiunii, etc. In lucrarea de fata adaptam clasificarea utilizata de Evans (1993), in

care criteriile de separare tin de morfologia regiunii si de modul de formare al acumularilor, rezidual sau sedimentar.

A. *Bauxite formate pe platouri inalte.* Acestea se formeaza pe seama rocilor magmatice care au morfologia unor platouri inalte. Alterarea se produce in climat tropical la subtropical. Cele mai cunoscute exemple de bauxita de acest tip sunt cele din platoul Deccan (India), din Ghana si Guineea. Aceste bauxite au porozitate ridicata, sunt friabile, conserva in cea mai mare parte structura rocii parentale si sunt dominant gibbsifere. Procesul de bauxitizare este controlat structural de fisuratiile rocii parentale. Corpurile de minereu de Al au din aceasta cauza o morfologie tabulara sau chiar tubulara.

B. *Bauxite formate pe terenuri joase, pleneplenizate.* Acestea se formeaza de-a lungul coastelor in conditii tropicale. Sunt cunoscute astfel de acumulari in America de Sud, Australia si Malaysia. Bauxitele de acest tip au structura pisolitica si din punct de vedere mineralogic compozitia este dominata de boehmit. In majoritatea cazurilor ele sunt separate de roca parentala de un strat de argila.

C. *Bauxite tip karst.* In aceasta categorie intra bauxitele din nordul Mediteranei, a caror varsta este de la Devonian la Miocen, sau bauxitele din Jamaica de varsta Tertiara. Corpurile de minereu de Al muleaza neregularitati exocarstice de pe calcare sau dolomite. Bauxitele au o structura variata. Astfel, bauxitele din Indiile de Vest au o structura concretionara sau pamantoasa si sunt alcatuite dominant din gibbsit. Bauxitele europene au structura pisolitica, sunt compacte si sunt alcatuite din boehmit.

In ceea ce priveste geneza bauxitelor, in mod obisnuit se considera urmatoarele etape:

1. Alterarea chimica si levigarea compusilor solubili pentru a avea loc imbogatirea in alumina si fier;
2. Imbogatirea rocii alterate in alumina cu ajutorul apelor subterane care indeparteaza compusii solubili;
3. Eroziunea si redepunerea bauxitei.

In obtinerea unor acumulari importante de bauxita trebuie sa luam in considerare actiunea cumulativa a factorilor urmatoari:

- a. Existenta unei rocii parentale favorabile, adica a unei rocii bogate in alumosilicati. Aceasta sursa trebuie sa contina si componente solubili care sa fie usor de indepartat;
- b. Roca trebuie sa aiba o porozitate efectiva ridicata care sa permita o circulatie libera a apelor subterane;
- c. Climatul trebuie sa fie tropical, cu perioade de ploi puternice urmate de perioade aride;

- d. Morfologia regiunii trebuie sa permita un bun drenaj;
- e. Stabilitatea a regiunii pentru o perioada lunga de timp;
- f. Prezenta unei vegetatii abundente, inclusiv prezenta bacteriilor.

Acesti factori sunt luati in considerare atunci cand discutam modelul clasic de formare al bauxitelor. Lucrari mai recente (Brimhall et al., 1988) aduc date noi pentru interpretarea cel puțin a unor zacaminte de bauxita. Astfel, studiile autorilor citati mai sus asupra acumularilor de bauxita de la Darling Downs (Australia de Vest) au aratat ca la formarea acestora a contribuit in mare masura si o cantitate de praf transportata eolian din interiorul arid al continentului. Acest material foarte fin a fost imbogatit in Al si Fe, a avut un continut ridicat de minerale argiloase si material amorf de compozitie alumo-silicatica.

Zacaminte reziduale de Ni.

Multe roci ultrabazice sunt cunoscute ca avand continuturi relativ ridicate de nichel. Acesta se gaseste fie in sulfuri fie in silicati, in special in olivine. In conditii tropicale si subtropicale aceste roci sunt descompuse chimic, pierd silicea pe care o aveau si care este indepartata si apar neoformatiuni minerale sub forma unor silicati hidratati de magneziu si nichel. In cea mai mare parte aceste neoformatiuni sunt minerale serpentinite cu continut de Ni.

In unele cazuri si Co este un subprodus. Continuturile la care astfel de acumulari pot deveni economice sunt 1-3% Ni+Co si o cantitate de rezerve de 10 la 100 Mt. Un alt subprodus important in unele zacaminte este Cu.

Cele mai cunoscute zacaminte de acest tip sunt in Noua Caledonie, unde exploatarea lor a inceput in 1876. Cea mai mare parte a insulei are in fundament roci ultrabazice din care o parte sunt puternic serpentinizate.

Materialul care se exploateaza este un amestec din partile inferioare ale lateritului si din partea superioara a rocii alterate chimic. Deasupra zonei bogate in Ni se gasesc lentile cu continuturi ridicate in Co. La minele din Noua Guinee au existat si corpuri de minereu care s-au valorificat la continuturi de 10% Ni, dar astazi continutul mediu este in jur de 3% Ni.

Se considera ca formarea acumularilor de Ni din aceasta regiune a inceput in Miocen.

In 1966, prin comparatia cu Noua Caledonie a fost descoperit zacamantul Greenndale (Australia). Dezvoltarea lateritelor nichelifere se face sub forma unui patru ce acopera circa 2/3 din suprafata unui corp de serpentinit. Continuturile sunt de 1,57% Ni si 0,12% Co intr-o cantitate de rezerve de 40 Mt.

Alte concentratii reziduale, fara extindere mare si uneori doar cu importanta locala sunt cele de Cr, Au, Ti si pamanturi rare.

VIII.7.5. Zacaminte de tip placer

Zacamintele de tip placer se formeaza prin concentrare mecanica. Procesul de concentrare mecanica este reprezentat de separarea gravitacionala naturala a unor minerale cu greutate specifica mica prin intermediul apei sau aerului in miscare. Pa langa apa si aer si ghetarii pot contribui la obtinerea unor acumulari de tip placer, dar mai putin semnificative economic.

Pentru obtinerea unor acumulari de tip placer este necesar sa fie indeplinite mai multe conditii care tin de roca sursa, de agentul de transport, de morfologia sistemului in care se produce concentrarea si depunerea si de proprietatile mineralelor transportate.

Zacamintele de tip placer pot fi actuale sau fosile. Deasemenea, ele pot fi consolidate sau neconsolidate. Ele sunt concentratii cu caracter allohton.

In formarea lor exista urmatoarele etape:

1. Sursa si eliberarea mineralelor din sursa;
2. Agentul de transport si modul cum are loc transportul;
3. Locul si modul in care are loc concentrarea.

Aparitia unor zacaminte de placer nu poate avea loc daca mineralele care se acumuleaza nu poseda urmatoarele proprietati:

- greutate specifica mare pentru a crea un contrast fizic accentuat fata de mineralele cu greutate specifica mica;
- rezistenta chimica mare pentru a nu se descompune in contact cu apa si gazele din atmosfera;
- rezistenta mecanica ridicata pentru a nu se sparge usor sau prin clivare sa se descompuna in fragmente din ce in ce mai mici.

Mineralele care poseda aceste proprietati si deci pe care avem sansa de a le gasi in zacamintele de tip placer sunt: aurul, platina, casiteritul, magnetitul, cromitul, ilmenitul, zirconul, rutilul, cuprul nativ, monazitul, fosfatii, pietrele pretioase si uneori cinabrul.

Mineralele din placers-uri pot deriva din urmatoarele surse:

a. Corpuri de minereu cu rezerve mari si cu continuturi ridicate. Este cazul corpurilor de minereu aurifer din zacamantul Mother Lode, care au fost o sursa de aur pentru placers-uri;

b. Corpuri de minereu mici, fara semnificatie economica. In aceasta categorie intra filonase de aur sau cu casiterit ce au fost sursa pentru unele placers-uri din Indonezia;

c. Corpuri de roci cu diseminari de metale pretioase. Poate fi luata ca exemplu platina care apare ca diseminari in corpurile intrusive bazice din Muntii Urali;

d. Roci magmatice, metamorfice sau sedimentare care pot fi sursa pentru magnetit, ilmenit, rutil, zircon, etc., ce sunt ca minerale accesorii.

Dupa ce dezagregarea fizica (si uneori chimica) pune in libertate mineralele, acestea sunt transportate mai aproape sau mai departe de sursa prin intermediul apei, aerului, ghetarilor sau pur si simplu sub actiunea gravitatiei. In functie de mediul si factorul de transport, mineralele sunt deplasate prin impingere, rostogolire, saltatie si suspensie.

Operatia de concentrare gravitacionala se bazeaza pe cateva principii de baza, cum sunt: contrastul de greutate specifica, marimea si forma particulelor ca si viteza si modul de curgere al fluidului. Diferenta de greutate specifica a particulelor minerale este mai accentuata in apa decat in aer. Atat in apa cat si in aer, viteza de depunere a particulelor minerale este functie de suprafata specifica a granulelor. Daca luam in considerare doua particule minerale de forma sferica avand aceiasi greutate dar cu marime diferita. cea cu diametru mai mic, deci cu frecare mai mica, va cadea si se va depune mai repede. Deasemenea trebuie considerata forma granulelor minerale in aprecierea vitezei de depunere. Un granul mineral cu forma izometrica are o suprafata specifica mai mica decat unul cu forma tabulara si deci posibilitatea ca el sa se depuna este mai mare. In felul acesta ne putem explica de ce unele minerale, precum oligistul sau molibdenitul, desi au greutate specifica mare nu se pot concentra in zacaminte de tip placer.

Pentru a intelege in continuare procesul de concentrare mecanica trebuie sa adaugam la factorii enumerati mai sus si efectul hidrodinamicii. Abilitatea unui corp de apa sau aer, in miscare, de a transporta un solid depinde de viteza si variaza cu patratul acesteia. O cantitate de apa care se misca repede accentueaza diferentele in rata de depunere cauzata de greutatea specifica. In felul acesta dintr-un amestec de granule minerale de aur si quart cu dimensiuni aproape egale transportate de un fluid in miscare, aurul se depune foarte repede, iar quartul este purtat la distanta. Caracterul curgerii, mai turbulente sau mai putin turbulente, influenteaza deasemenea separarea mineralelor grele de cele usoare. Aceste elemente ale curgerii unui fluid au fost folosite pentru separarea gravitacionala in procesele mineralurgice.

Prin actiunea factorilor enumerati mai sus, actiune care se desfasoara in timp indelungat, se realizeaza separarea mineralelor grele de cele usoare si se obtine o suficienta concentrare a mineralelor grele pentru a forma un placer cu semnificatie economica. Pentru aceasta este necesar ca sa fie asigurata o alimentare continua cu minerale din roca sursa. La aceasta contribuie si o morfologie adecvata a suprafetei de transport si a segmentului de depunere. Cele mai favorabile regiuni sunt cele cu o dezagregare fizica puternica si cu un relief topografic accentuat.

Zacamintele de tip placer pot fi sistematizate in felul urmator:

1. Zacaminte eluviale;
2. Zacaminte aluviale;
3. Zacaminte de plaja;
4. Zacaminte eoliene.

1. *Zacaminte eluviale*. Aceste placers-uri pot fi considerate ca un stadiu embrionar in dezvoltarea zacamintelor aluviale sau a celor de plaja. Ele se formeaza prin dezagregarea rocii sursa si rostogolirea pe panta nu departe de sursa a fragmentelor rezultate. Fragmentele minerale cu greutate specifica si rezistenta chimica si fizica mare se acumuleaza imediat sub afloriment, pe cand celelalte sunt indepartate. Aceasta duce la o concentrare partiala prin reducerea volumului, proces care continua odata cu rostogolirea pe panta.

Cele mai importante concentratii sunt cele de aur si staniu. Cu importanta minora sunt cele de mangan, disten, baritina si pietre pretioase. Uneori din eluviile cu cassiterit este valorificat si wolframul ca subprodus.

2. *Zacaminte aluviale*. Acestea reprezinta cel important tip de zacaminte de placer. Din ele au fost extrase cele mai mari cantitati de aur, cassiterit, platina, pietre pretioase.

La zacamintele aluviale cel mai important factor de separare a mineralelor grele de cele usoare este caracterul curgerii corpurilor de apa. Acestea se deplaseaza in sistemele fluviatile pe anumite morfologii care determina un anumit caracter la curgerii. Aceste morfologii reprezinta si "capcanele" pentru colectarea si concentrarea mineralelor grele. Ele sunt urmatoarele:

- zonele de meandra ale cursurilor de apa;
- in fata unor obstacole cere apar ca un relief pozitiv perpendicular pe directia de curgere (fig. 56);
- la jonctiunea a doua cursuri de apa (fig. 56);
- in aval de corpuri de minereu dispuse normal la cursul de apa (fig. 56).

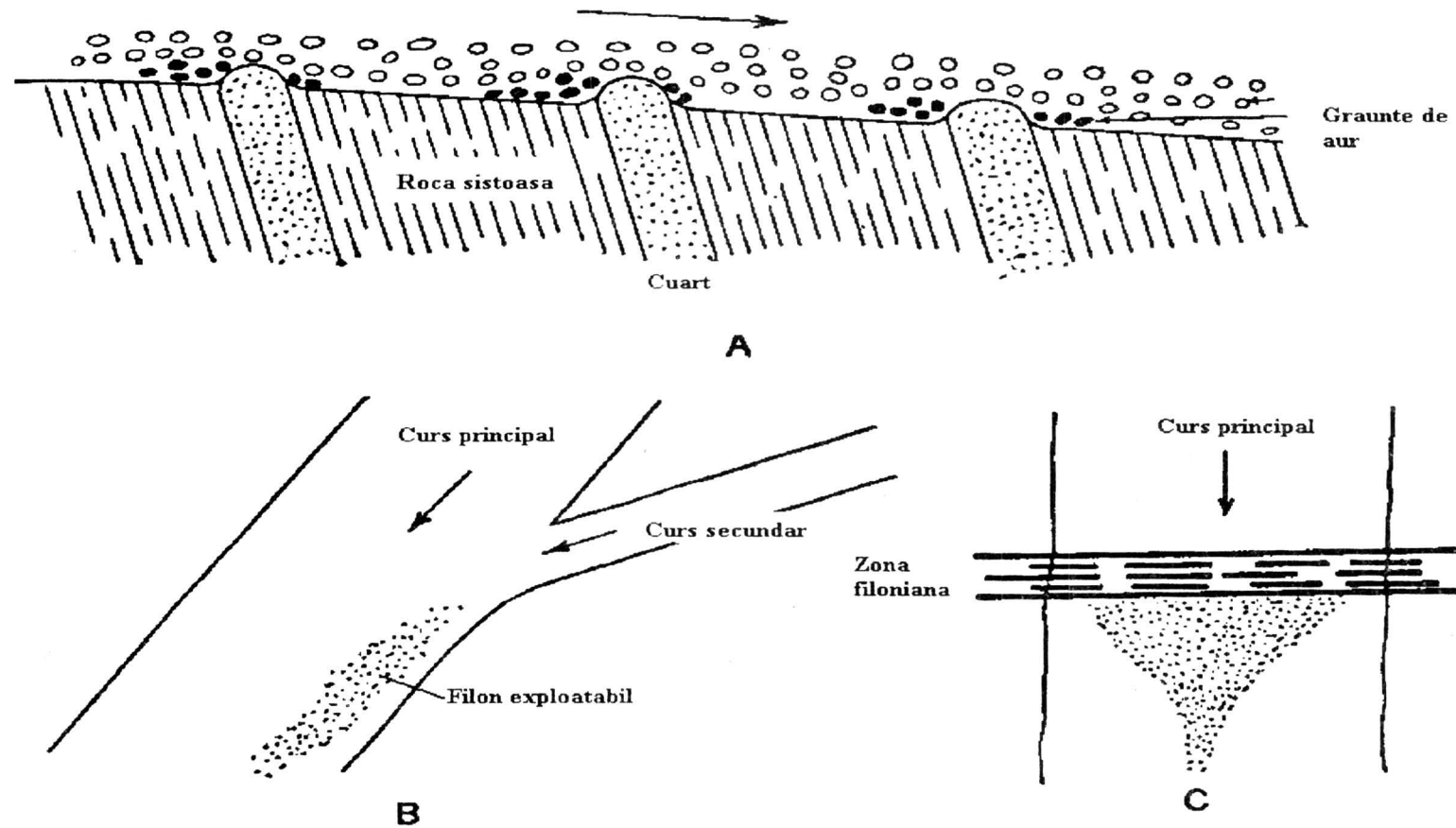


Fig. 56. Capcane pentru acumularile de tip placers.

3. *Zacaminte de plaja*. Aceste acumulari se formeaza de-a lungul tarmului marii sub actiunea valurilor si a curentilor marini. Ele sunt formate atat pe plajele emerse cat si pe plajele submerse. Pe plajele emerse, mineralele grele sunt reconcentrate uneori prin actiunea eoliana (acumulari in dune sau la baza dunelor).

Materialul mineral care se concentreaza in zacamintele de plaja provine din:

- aluviunile transportate de rauri, din interiorul continentului;
- actiunea eroziva a valurilor asupra falezelor si teraselor;
- actiunea curentilor marini.

4. *Zacaminte eoliene*. La fel ca apa si aerul in miscare are posibilitatea de a separa mineralele grele de cele usoare si a le concentra in zacaminte de placer. Mineralele cu greutate specifica mica sunt indepartate iar cele grele, eliberate din matricea lor, raman pe loc.

Dupa mineralele care pot fi valorificate, zacamintele de placer pot fi sistematizate astfel:

- a. *Zacaminte de aur*;
- b. *Zacaminte de platina*;
- c. *Zacaminte de staniu*;
- d. *Zacaminte de pietre pretioase*;
- e. *Zacaminte de monazit, ilmenit, zircon, cromit, etc.*

a. *Zacaminte de aur.*

Aurul in zacaminte de placer provine din corpuri primare de minereu aurifer cu rezerve si continuturi semnificative, sau din roci in care aurul se gaseste impreuna cu cuarțul in filonase subtiri si la continuturi nesemnificative. Bogatia unui zacamant de tip placer este rezultatul unei puternice dezintegrari a rocii purtatoare de aur si a unei bune concentrari.

Placers-urile aurifere pot fi eluviale, aluviale, de plaja sau eoliene.

Cea mai mare parte a aurului se gaseste sub forma unor paiete fine, cu dimensiuni foarte mici. Sunt insa cazuri cand au fost identificate fragmente mai mari, cunoscute sub numele de "nuggets". De obicei au dimensiuni submicroscopice la microscopice, dar sunt si unele cu dimensiuni apreciabile. Asa este de exemplu "Welcome Stranger" din Ballarat, Australia, care cantareste 2280 de uncii.

Aurul din zacamintele de placer aluviale are o finete ce variaza intre 500 si 999, spre deosebire de cel din filoane a carui finete este intre 500 si 860.

Desi zacaminte de aur de tip placer au fost intalnite si valorificate in diferite parti ale lumii, cele mai importante si care au dat si inca mai dau cantitati semnificative de aur sunt cele din Alaska, California, Columbia, Siberia, Africa Centrala si Noua Guinee.

Unul din cele mai importante placers-uri fosile, usor metamorfozat, in care aurul este alaturi de uraniu este Witwatersrand (Africa de Sud).

b. Zacaminte de platina.

O mare parte a productiei de platina provine din zacaminte de placer aluvial sau de plaja.

Sursa placers-urilor platinifere o reprezinta rocile ultramafice (dunite, peridotite) in care Pt si platinoidele insotite uneori de cromit apar ca diseminari. Concentrarea Pt in placers-uri se realizeaza in acelasi fel cu aurul si de aceea apar in unele zacaminte impreuna. Cu toate acestea, numai cateva zacaminte de aur au continuturi semnificative de platina.

Platina ocura in placers-uri sub forma de paiete foarte fine si foarte rar sub forma de nugget. Finetea ei este intre 700 si 850. In mod obisnuit, platina este aliata cu Pd, Os, Ir, Rh, Ru si chiar cu Cu, Fe, etc.

Cele mai importante placers-uri platinifere sunt cele din Muntii Urali, Africa de Sud si Canada.

c. Zacaminte de staniu.

Mineralul principal intalnit in placers-urile stanifere este cassiteritul. Alaturi de el sunt intalnite magnetitul, hematitul, wolframitul, turmalina, etc.

Cele mai importante si mai mari placers-uri stanifere sunt in Malaezia si in Indonezia. Ultimele investigatii au adus Japonia in primplan.

d. Zacaminte de pietre pretioase.

Cele mai importante placers-uri cu pietre pretioase sunt cele cu diamant. Inainte de 1871, cand au fost descoperite primele diamante la Kimberley, in Africa de Sud, intreaga productie a lumii provenea din placers-urile din India si Brazilia.

Sursa diamantelor in placers-urile din Africa de Sud o constituie cosurile de kimberlite sau de lamproite, unde ele au statut de minerale accesorii. Pentru placers-urile din America de Sud sursa nu este clar definita.

Una din cele mai importante concentratiuni diamantifere in placers-uri este Namaqualand (Africa de Sud). Aici diamantele ocura in pietrisuri marine care ocupa terase

sapate de valuri si dispuse la 6-65m deasupra nivelului marii si care se intind pe o lungime de aproximativ 320km de-a lungul coastei. Coasta este aflata la sud de varsarea fluviului Orange in ocean.

Pentru alte pietre pretioase putem aminti placers-urile din Sri Lanka si Kashmir, cu safir, aquamarin, zircon.

VIII.7.6. Zacaminte de Pb-Zn si de U de tip stratabound

Zacamintele de tip stratabound sunt denumite astfel in acord cu morfologia si cu pozitia lor in coloana litologo-stratigrafica. Ele sunt constituite din corpuri de minereu concordante, pseudodiscordante sau discordante care sunt localizate intr-o coloana stratigrafica intotdeauna la acelasi nivel. In aceasta categorie sunt doua tipuri importante de zacaminte:

- a. Zacaminte de Pb-Zn in roci carbonatice;
- b. Zacaminte de U in gresii.

VIII.7.6.1. Zacaminte de Pb-Zn in roci carbonatice

Ele reprezinta zacamintele cele mai importante de Pb-Zn, alaturi de care se valorifica fluorina, baritina si in unele situatii cuprul. Sunt cunoscute sub numele de Mississippi Valley, dupa regiunea unde au fost descrise si identificate ca tip de zacamant.

Compozitia mineralogica este destul de saraca in specii minerale. Ea este dominata de prezenta galenei si blendei, insotite de calcopirita, pirita, marcasita si uneori bornit, millerit, bravoit. Alaturi de acestea, pot fi prezente fluorina si baritina, in proportii diferite. Mineralele de ganga sunt calcitul, dolomitul, alti carbonati si cuarțul.

Plumbul si zincul sunt elementele care prin continut determina valoarea economica a zacamintelor. In unele mine argintul si cuprul pot fi valorificate ca subproduse; cadmiul si germaniul sunt uneori importante. Fluorina si baritina sunt in unele situatii valorificate ca produse principale, alteleori ca subproduse.

Din punct de vedere structural, corpurile de minereu se caracterizeaza prin prezenta structurilor colomorfe sau a celor grosier granulare.

Majoritatea zăcămintelor au rezerve sub 50 Mt, dar sunt și unele mari, cu tonaj între 50-500 Mt.

Roca gazda este mereu o roca carbonatică, de obicei dolomit, mai rar calcar. Cea mai importantă caracteristică este prezența unei secvențe carbonatice groase. Roca gazda este mereu o secvență carbonatică marină de apă puțin adâncă. Aceste roci apar pe marginea unui bazin de sedimentare larg sau a unor boltiri ale fundamentului. Generarea lor în condiții de mare puțin adâncă și într-un climat cald este dovedită de asocierea acestor zăcămintele cu recifi.

În aceste roci, mineralele utile au fost introduse epigenetic, de către soluții hidrotermale saline, de temperatură scăzută. Depunerea mineralizației de Pb-Zn a fost precedată de o etapă de dolomitizare.

În unele regiuni ale globului, secvențele carbonatice purtătoare de mineralizații sunt asociate cu secvențe evaporitice, formate prin procese tip sabkha costale. Acest lucru este semnificativ întrucât compoziția izotopică a sulfului din sulfuri arată o origine în sulfatii din apa de mare.

Corpurile de minereu sunt controlate atât de elemente sedimentare cât și structurale.

Astfel în Anglia, în zona Penninelor, corpurile de minereu au aspecte filoniene, cu zone de îmbogățire cu structură rubanată ce constituie umplutura unor falii normale. În alte regiuni, ca în zona Tri-State (SUA), corpurile de minereu sunt legate de o topografie karstică, ele constituind umplutura unor canale conectate la această suprafață topografică sau a unor spații obținute prin dizoluție sau colaps.

Compilarea caracteristicilor structurale și sedimentare ale acestor zăcămintele conduce la evidențierea următoarei clasificări a situațiilor geologice în care pot apărea (fig. 57):

1. Zăcămintele de Pb-Zn în roci carbonatice sunt întâlnite deasupra unor discontinuități în mediul de formare, precum recifi permeabili, schimbări de facies, cule, în canale permeabile orizontale, deasupra sau în complexele de maluri carbonatice;

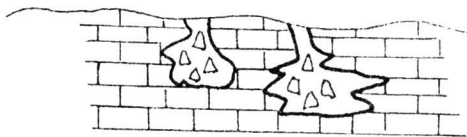
2. În alte situații ele sunt localizate sub discontinuități, constituind umplutura unor spații formate prin dizoluție (cavități) și care sunt asociate unui relief karstic, în structuri de breșii formate prin colaps datorită dizolvării parțiale a stratelor situate deasupra suprafeței de drenaj;

3. Schimbările de facies ale unei formațiuni sau între două bazine de sedimentare sunt de asemenea favorabile depunerii;

4. Tot o situație favorabilă localizării corpurilor de minereu o constituie sistemele de fracturi regionale.

SEDIMENTE (POT CONTINE TUFURI)

DISCONTINUITATE



Brecii de colaps formate prin dizolvare asociată unei suprafețe carstice

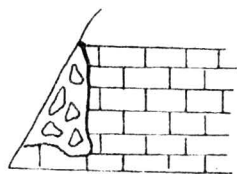


Structura de colaps prin subțierea straturilor de dedesubt



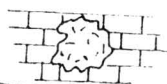
Schimbare de facies

ZONA DILATANTA



Brecie de colaps în culcușul unei falii cauzată de dizoluția straturilor de sub falie

Recif



Taluz



Mâluri carbonatice



Discontinuitate

Fundament: roci magmatice, metamorfice, sedimentare

Fig.57. SECȚIUNE VERTICALĂ IDEALIZATĂ CU SITUAȚIILE GEOLOGICE ÎN CARE POT APAREA MINERALIZAȚII DE Pb-Zn ÎN ROCI CARBONATICE (Callahan, 1967, cu modificări)

Distributia in spatiu si timp. Atat in Europa cat si in SUA, cea mai mare productie de plumb si zinc provine din acest tip de zacaminte. In Europa, cele mai importante zacaminte sunt in Irlanda, Alpi, sudul Poloniei si Penninele britanice. In SUA, cele mai cunoscute regiuni sunt in centura Appalasiiana, in districtul Tri-State (partea sud-vestica a statului Missouri, nord-estul statului Oklahoma si sud-estul statului Kansas) si in Mississippi. Sunt cunoscute deasemenea zacaminte importante in Africa de Nord (Tunisia, Algeria) si in Canada.

Ca timp ele sunt cunoscute incepand din Cambrian pana in Cretacic. Numai putine zacaminte sunt cunoscute la nivelul Precambrianului.

Terminologie. Cea mai mare parte din autori considera aceste zacaminte ca apartinand tipului Mississippi Valley. Alti autori considera ca fiind mai eficienta separarea lor in doua clase:

1. Tipul Mississippi Valley;
2. Tipul Alpin.

Separarea in cele doua tipuri este dificila si are la baza mai mult aspectele geometrice si relationale ale corpurilor de minereu, decat cele genetice.

Incadrarea in acest tip de zacaminte trebuie sa tina seama de *caracterul epigenetic* al mineralizatiilor, de *controlul lor structural* si de faptul ca ele au fost puse in loc de *solutii de temperatura scazuta*. Separarea lor fata de zacamintele epitermale se realizeaza pe baza caracterului incluziunilor fluide. In cazul in care sunt indeplinite conditiile de mai sus, zacamintele de Pb-Zn localizate in roci carbonatice pot fi incadrate tipului Mississippi Valley.

Modelul genetic. In vederea elaborarii unui model genetic trebuie luate in considerare pe langa compozitia mineralogica, caracterul rocii gazda si caracterul incluziunilor fluide ca si compozitiile izotopice ale Pb, S si O.

A. Incluziunile fluide. Cu rare exceptii, densitatea incluziunilor fluide, in momentul inchiderii lor este mai mare ca 1 si in mod frecvent mai ridicata de $1,1 \text{ g/cm}^3$. Aceasta conduce la concluzia unei deplasari relativ incete a solutiilor catre locul de depunere. In nici un zacamant nu au fost gasite indicii pentru aprecierea fierberii retrograde in momentul depunerii. Fluidele care au generat mineralizatiile au avut temperaturi cuprinse intre 100-150°C in mod frecvent si rar depaseau 200°C. Temperatura de depunere a filonaselor tarzii de calcit a fost determinata ca fiind mai mica de 100°C. Salinitatea incluziunilor este intre 15% si 20%, frecvent peste 20%. Pe baza compozitiei incluziunilor fluide s-a apreciat ca

zacamintele tip Mississippi Valley s-au format din fluide care erau in mod esential niste saramuri cu Ca, Na, Cl, cu continuturi apreciabile de metan si cu o faza uleioasa asemanatoare petrolului.

B. Izotopii Pb. Compilarea unui numar mare de analize asupra compozitiei izotopice a Pb a aratat ca o trasatura caracteristica a multor zacaminte este prezenta unui Pb radiogen abnormal, care nu poate fi folosit pentru datari, pentru ca se ajunge la varste negative sau viitoare. Imbogatirea in Pb radiogen a fost interpretata ca indicand o sursa crustala superficiala pentru Pb. Aceasta ar putea fi rocile din fundamentul precambrian si/sau rocile grezoase sau carbonatice. Fiecare district purtator de mineralizatii tip Mississippi Valley are anumite caracteristici ale compozitiei izotopice a Pb, care reflecta directia de deplasare a fluidelor, posibilele surse adanci de caldura ca si trasaturile geologice generale ale regiunilor in care sunt localizate zacamintele.

C. Izotopii S. Compozitia izotopica globala a S arata originea sa crustala. Exista un interval larg de valori pentru $\delta^{34}\text{S}$, care argumenteaza impotriva unei surse magmatice majora, localizate in adancime. In unele situatii, intervalul de valori coincide cu cel al petrolului sau evaporitelor. Sursa pentru cea mai mare parte a sulfului poate fi petrolul, hidrogenul sulfurat, sulfatii din saramurile din bazine sau din evaporite, apele conate sau carbuni. Compozitia izotopica a sulfului pledeaza pentru o sursa crustala cu caracter multiplu.

D. Izotopii O. Studiile de izotopi ai O pe zacamantul Pine Point din Canada, arata existenta a doua surse de apa pentru fluidele mineralizatoare. Unul din fluide prezinta similaritati cu saramurile din campurile petrolifere. In stadiile tarzii ale procesului de mineralizare, acest fluid hidrotermal a fost diluat de ape de suprafata, care au contribuit la descresterea salinitatii si a continutului in $\delta^{18}\text{O}$.

De remarcat ca similaritatile chimice si izotopice dintre saramurile din campurile cu petrol si fluidele hidrotermale sunt intalnite si la alte zacaminte tip Mississippi Valley.

E. Modelul genetic. Sunt doua teorii majore privind geneza zacamintelor de acest tip:

- a. Precipitarea dintr-un singur fluid; cea ce pare a fi negat de datele izotopice;
- b. Amestecul a cel putin doua fluide in apropierea suprafetei; conceptie sustinuta de datele izotopice.

Localizarea zacamintelor de tip Mississippi Valley pe flancurile bazinelor petrolifere si cu anhidrit din SUA implica faptul ca deplasarea spre marginile bazinelor a saramurilor bazinale s-a produs in timpul diagenzei, iar transportul petrolului si metalelor s-a facut de acelasi tip de ape conate sarate.

Este evident in toate cazurile ca magmatismul nu a avut nici un rol in formarea acestor zacaminte. Sursa metalelor a fost reprezentata de diferitele roci din fundament, de unde acestea au fost extrase si transportate.

Transportul componentilor a putut fi realizat in urmatoarele moduri:

1. Vehicularea metalelor s-a facut sub forma unor complecsi de bisulfuri. Depunerea s-a realizat prin racire, la contactul cu apele subterane;

2. Transportul a fost sub forma de complecsi clorurati iar precipitarea a avut loc in momentul amestecului cu un fluid cu H_2S ;

3. Transportul s-a realizat sub forma de compusi clorurati, alaturi de sulfati. Precipitarea a avut loc odata cu reducerea sulfatilor;

4. Compusii organo-metalici au fost purtatori ai componentilor metalici. Este o teorie putin argumentata.

Studiu de caz 1. Vilburnum Trend, Missouri. Aceasta regiune este cel mai important producator de Pb al lumii si unul din marii producatori de zinc. Minereul are deasemenea continuturi semnificative de cupru, argint si cadmiu. In acest areal, rocile magmatice ale fundamentului precambrian sunt acoperite discordant de o formatiune grezoasa metamorfozata. Sedimentarea cu caracter de shelf continua in Cambrianul superior. In rocile formate in acest interval de timp este localizata mineralizatia. Zonele mai ridicate ale fundamentului au reprezentat nucleul pentru o platforma carbonatica, pe ale carei margini s-au dezvoltat recifi stromatolitici. Toate minele sunt situate in apropierea acestora (fig. 58). Corpurile de minereu localizate in recifii algali au controlul structural determinat de zona de contact dintre sedimentele clastice carbonatice si structurile algale coloniale supraimpuse. Mineralizatia ocura de-a lungul planelor de stratificatie, al zonelor de contact aparute in urma cresterii, in zone de fractura si ca impregnatii in rocile carbonatice.

Studiu de caz 2. Penninele britanice. Aici, exploatarile miniere sunt localizate in trei regiuni ridicate, cu structura de dom: blocurile Alstan, Askrigg si Derbyshire. Mineralizatiile sunt localizate la nivelul Viseanului si Namurianului, in blocurile Alstan si Askrigg si in Visean in Derbyshire. Corpurile de minereu reprezinta depuneri de fluide mineralizate intr-un sistem de fracturi, in general verticale. Ele sunt si sub forma de "pipe" si in acest caz umplu o serie de cavitati sau spatiile dintre blocurile de roci carbonatice sau sunt corpuri orizontale paralele cu stratificatia.

Studiul incluziunilor fluide arata depunerea mineralizatiei din fluide hipersaline, de 5-6 ori mai concentrate ca apa de mare, cu un raport mare K/Na. Corelarea datelor din incluziunile fluide cu cele ale compozitiei izotopice a sulfurului, argumenteaza originea

mineralizatiilor prin depunerea dintr-un fluid rezultat prin amestecul unor ape de adancime, bogate in cloruri, cu ape mai reci, superficiale, bogate in sulfati. Sursa metalelor a fost demonstrata ca fiind reprezentata de rocile granitice din fundament (fig. 59).

VIII.7.6.2. Zacaminte de U tip stratabound

Zacaminte de U de tip stratabound sunt intalnite de obicei in depresiuni intramontane care se dezvoltă pe platforme cratonice. Astfel de zacaminte sunt prezente in interiorul continentului, departe de marginea acestuia, dar pot fi importante si in medii fluviale largi din zonele de coasta.

Exista o disputa asupra originii lor: singenetice sau epigenetice? Datele si observatiile asupra zacamintelor de acest tip au inclinat si au demonstrat originea epigenetica.

Varsta mineralizatiilor este dificil de determinat, dar sunt argumente pentru formarea lor la o perioada de timp dupa ce sedimentele s-au litificat.

Zacaminte de U-V in gresii.

Cea mai mare parte a acestor zacaminte sunt corpuri tabulare, paralele cu stratificatia. Din acest motiv ele sunt denumite *corpuri peneconcordante* (fig. 60).

Mineralele utile umplu in principal porii rocii gazda, dar uneori substituie granulele minerale ale rocii, plantele fosile sau actioneaza asemenea unei matrici. In unele zacaminte, uraniul este prezent in materialul asfaltic care impregneaza si substituie partial roca. In alte zacaminte, corpurile de minereu sunt localizate de-a lungul unor fracturi, cu aspect de pseudo-filon. In aceste situatii, mineralele de uraniu constituie umplutura fracturii si impregneaza peretii acesteia.

Aproape toate mineralizatiile de U cunoscute sunt in strate de varsta devoniana, sau mai tinere. Cea mai mare parte a corpurilor de minereu si implicit a zacamintelor localizate in lentile de gresii formate in urmatoarele trei medii:

1. Depresiuni putin adanci in centurile de forland care sunt intre bazinele cratonice si interiorul stabil al continentului;
2. Bazine intramontane;
3. Campii costale, langa linia de tarm.

In aceste situatii, drenajul apelor subterane a fost dificil. Fluidele apoase au stationat o buna bucata de vreme in porii rocii, pana cand prin deformari ulterioare au fost puse in

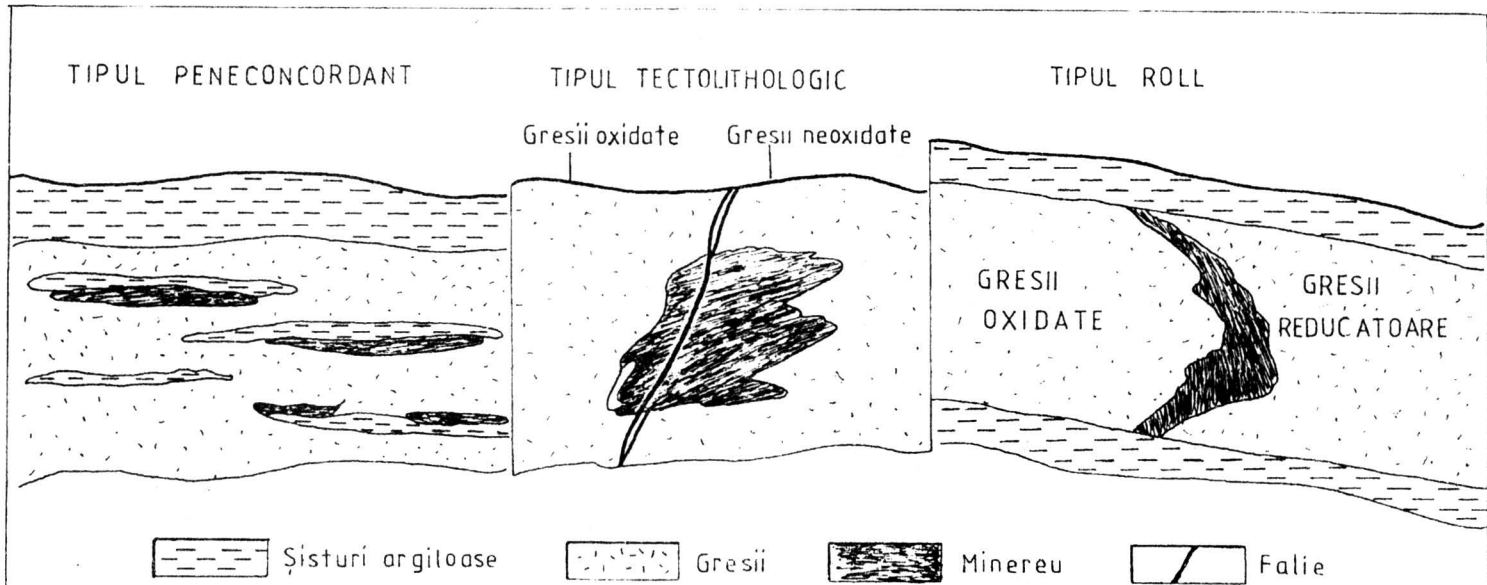


Fig. 60. MORFOLOGIA CORPURILOR DE MINEREU DE URANIU IN GRESII

libertate. Prin reactia lor cu rocile, solutiile din pori s-au imbogatit in metale dizolvate. Orizonturile si nivelele tufacee care sunt comune in secventele de roci formate in aceste medii au furnizat U si V, prin eroziune, trecere in solutii si depunere.

O lucrare de compilatie, Finch (1967), asupra a 4600 de concentratiuni de U din Statele Unite pune in evidenta urmatoarele:

- 4300 din zacamintele si ocurente analizate sunt de tip peneconcordnt si sunt localizate in gresii;

- 97% din ele sunt formate in sedimente continentale si doar 3% sunt in apropiere de linia tarmului sau in secvente mixte marin - continentale;

- zacamintele si ocurente sunt restranse la lentilele de gresii dintr-o anumita zona stratigrafica;

- astfel de zacaminte contin pe langa U si V, si Cu.

Mineralogia zacamintelor. Principalele minerale de U sunt pechblenda si coffinitul. Pechblenda este prezenta ca mase microbotrioidale, plaje sau impregnatii. Atat pechblenda cat si coffinitul $[(USiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}]$ substituie lemnul fosil si partial cimentul gresiei gazda. Vanadiul este in general prezent sub forma de roscoelit (mica vanadifera) sau ca montroseit $[VO(OH)]$.

In zacamintele si ocurente de acest tip, pe langa U, V si Cu, si alte metale sunt importante: Ag, Se, Mo. Un zacamant poate contine oricare din metalele de mai sus, in orice combinatie, cu exceptia V si Cu, care sunt in relatie geochimica mutuala exclusiva.

Continutul si cantitatea de U, V si Cu variaza enorm in si intre zacaminte. Majoritatea zacamintelor se incadreaza ca tonaj intre 1.000 - 10.000 t de U in minereuri cu continuturi de 0,1% - 0,2%. Multe zacaminte contin sub 1.000 t U, dar sunt si altele care depasesc 30.000 t U. Unele zacaminte din America de Nord au circa 1,5% V_2O_5 si pana la 0,2% Mo, dar Mo este de multe ori nedorit in minereurile de U - V.

Alaturi de mineralele de U si V sunt prezente uneori si sulfuri de cupru, precum calcopirita, bornit, calcozina si covelina, ce ocura ca particule discrete sau concresteri. Uneori ele substituie pirita in plantele fosile. Pirita sau marcasita sunt intotdeauna prezente si in unele minereuri participa cu o pondere de 10% la compozitia acestora.

In zona de oxidatie se formeaza minerale secundare (vanadati de uranil hidratati) precum carnotit si tyuyamunit. Alaturi de ele sunt metatorbernitul si metazeuneritul asociate cu goethit, lepidocrocit, jarasit, hematit, calcit, gips si oxizi de mangan.

Morfologia corpurilor de minereu. In cea mai mare parte, corpurile de minereu prezinta similaritudini. Sunt frecvent intalnite corpuri mici, de forma neregulata, cu

distributie arbitrara in roca gazda. Cele mai mari zacaminte au morfologie de mantos cu dezvoltare mare. Dar cele mai comune morfologii sunt urmatoarele (fig. 60):

- a. Corpuri peneconcordante (tabulare);
- b. Corpuri tip roll;
- c. Corpuri tectolitologice.

In toate cazurile, ele sunt epigenetice, in sensul ca s-au format in pozitia in care le gasim astazi, dupa ce roca gazda s-a consolidat.

Caracterele rocii gazda. Zacamintele de acest tip ocura in formatiuni sedimentare ce contin atat litofaciesuri oxidate cat si litofaciesuri reducatoare. Faciesurile cu caracter reductor sunt bogate in materie organica si in pirita. Unitati, segmente groase de roci dominate de un facies reductor alterneaza cu alte unitati caracterizate printr-un facies oxidant. Ele au inregistrat perioade de timp in care climatul a variat, de la tropical umed la arid fierbinte.

Modelul genetic. In elaborarea modelului genetic au fost compilate datele din zacamintele si ocurente cunoscute. Pentru a se forma un zacamant de U in gresii sunt necesare urmatoarele etape:

1. Sursa. Aceasta este reprezentata prin roci acide, cu continut ridicat in U. De obicei masivele granitice, curgerile riolitice, ignimbritele si tufurile acide sunt alterate chimic si pun in libertate U.

2. Transport. Transportul U se realizeaza prin apele subterane sub forma ionului uranil (UO_2^{2+}). Acesta are o mare mobilitate si poate circula la distante apreciabile daca nu sunt intalnite conditiile necesare depunerii.

3. Depunerea. Aceasta se realizeaza acolo unde sunt conditii reducatoare: materie organica sau sulfuri. In cazul corpurilor de tip roll, depunerea mineralizatiilor de U are loc la limita sau mai precis pe interfata dintre apele oxigenate, cu caracter oxidant si zonele cu caracter reductor.

Pentru conservarea corpurilor de minereu, este necesara o capcana litologica, in sensul ca zona permeabila trebuie sa se gaseasca intre doua unitati impermeabile care sa impiedice accesul unor noi fluide oxidante, care, in acest caz, ar dispersa corpurile de minereu.

Rasandire. Cele mai mari si mai cunoscute zacaminte de uraniu in gresii sunt cele din Platoul Colorado, din Wyoming si Dakota de Sud (America de Nord).

In Romania astfel de zacaminte sunt cunoscute in permianul din Muntii Bihor si Banat.

VIII.7.7. Zacăminte de U asociate discordanțelor

Zacămintele de U asociate unor paleosuprafete au fost puse în evidență în ultimii 20-25 ani. Primul zacămant de acest tip a fost identificat în 1968 la Rabbit Lake, în Saskatchewan (Canada). Apoi au fost descoperite altele: Cluff Lake, Key Lake, McClean, Cigar Lake, între 1968 și 1988. În același timp, alte zacăminte aparținând aceluiași tip au intrat în circuitul economic în Australia: Koongarra, Ranger, Nabarlek, Jabiluka.

Declinul pretului uraniului pe piața mondială în ultimii ani ai deceniului șapte a făcut să scadă interesul pentru explorarea în continuare a zacămintelor de uraniu ca și pentru exploatarea lor.

Din punct de vedere economic, zacămintele de U asociate discordanțelor au o pondere de aproximativ 25% din rezervele mondiale. Pe zacăminte individuale ele se caracterizează prin rezerve mari, având între 10.000 și 210.000 t U_3O_8 , și conținuturi uneori de zeci de procente. Alături de U, zacămintele mai conțin Ni, Co, Ag, Mo, Cu, Pb, Zn, Bi, Se și As și mai puțin frecvent Au și platinoide, care în unele zacăminte ajung la conținuturi economice.

Corpurile de minereu de U se găsesc asociate unor discordanțe proterozoice sau fanerozoice. Ele sunt localizate în gresiile ce domina secvențele litologice ale Proterozoicului mediu care acoperă metasedimentele Proterozoic inferioare ce stau peste domuri granitice Arhaice. Mineralizația are o extindere de circa 200 m sub discordanța, dar corpul principal de minereu se găsește deasupra discordanței. În unele situații, minereul de U este mobilizat pe fracturile ce taie gresiile Proterozoicului mediu (fig. 61). Mineralizația de U este uneori asociată argilei de pe discordanța. Mineralizația este compactă sau diseminată. Mineralele de U sunt reprezentate prin pechblenda și coffinit.

Tipurile principale de alterație constau în cloritizări, argilizări, carbonatizări (în mod obișnuit dolomitizare), silicifizări și chiar turmalinizări.

În provincia Saskatchewan din Canada, zacămintele de U din acest grup sunt în interiorul și pe marginile bazinului Athabaska. Peste rocile metamorfizate ale fundamentului, de vârstă Proterozoică, stau gresiile formațiunii Athabaska. O zonă de paleoregolitizare este asociată discordanței. Discordanța pe care se găsesc zacămintele de U este găsită la adâncimi diferite în cadrul bazinului. Astfel, zacămantul Cluff Lake (fig. 62) este în apropierea suprafeței și aparține unei structuri circulare ridicate (Carswell Structure) ce este interpretată ca fiind rezultatul unei astobleme sau al unei explozii criptodiapirice în Paleozoicul inferior (Pagel et al., 1986). Zacămantul Cigar Lake se găsește la 400m adâncime, iar fundul bazinului în partea sa cea mai adâncă este la 1700m. Această neomogenitate a adâncimilor

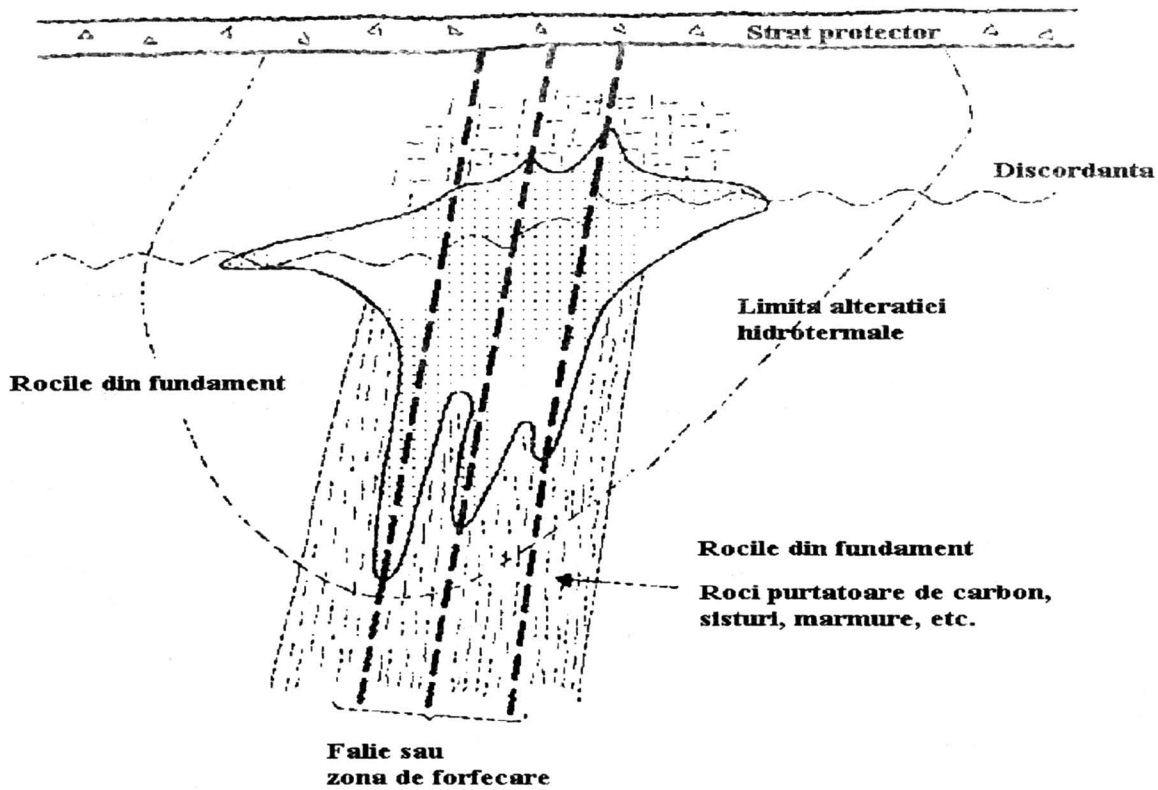


Fig. 61. Diagrama generalizata a unui zacament de uraniu asociat unei discontinuitati

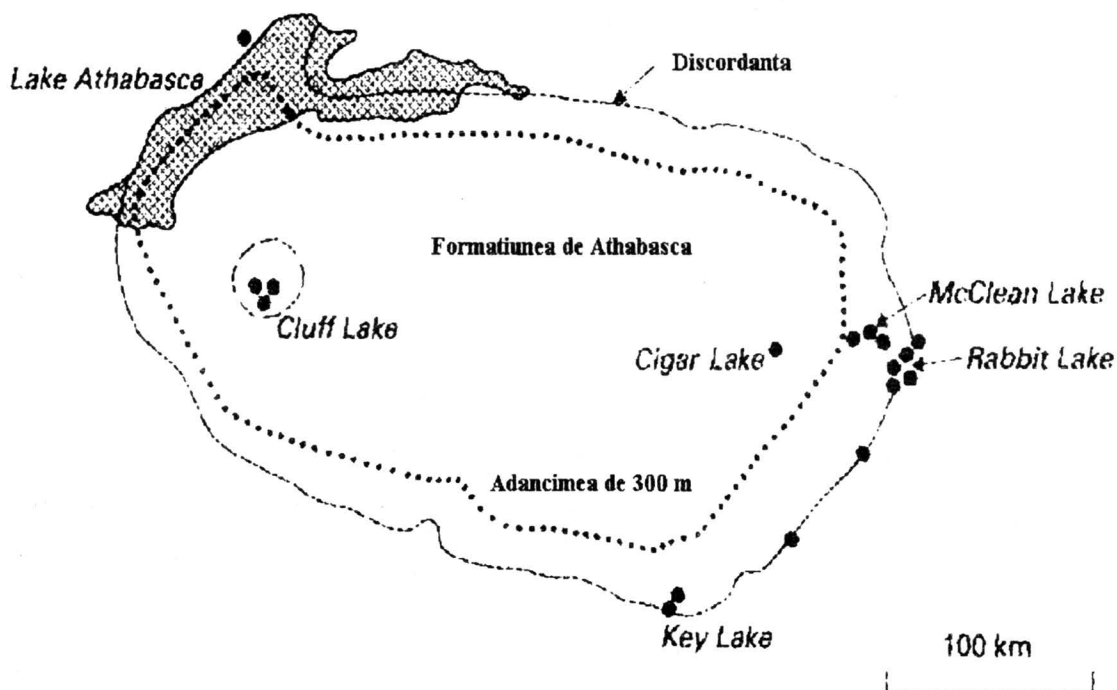


Fig. 62. Bazinul Athabasca si distributia zacamintelor de uraniu asociate.

ofera o premisa pentru explorare, permitand intuirea si in alte zone ale bazinului a mineralizatiilor uranifere.

Pentru zacamintelor de uraniu de acest tip au fost emise mai multe modele genetice, cel mai agreat fiind cel diagenetic-hidrotermal, polifazic.

Pentru a incerca sa-l construim este necesar sa raspundem la urmatoarele intrebari:

1. Sursa uraniului;
2. Fixarea uraniului;
3. Circuitul apelor subterane.

1. *Sursa uraniului* poate fi considerata conjuncturala. Rocile din fundament, atat in Canada cat si in Australia au continuturi ridicate in U ce a putut fi mobilizat in anumite conditii in momentul regolitizarii.

Incluziunile fluide arata pentru ambele regiuni temperaturi cuprinse intre 110° - 350° C, salinitati ridicate si continuturi mari de CO_2 . Pe baza incluziunilor fluide s-a apreciat (Pagel, 1975) ca fundamentul bazinului Athabasca s-a aflat in trecutul geologic la adancimi mai mari de 3500 m.

Compozitia incluziunilor fluide arata ca uraniul dupa mobilizare a circulat sub forma de complexi de tipul $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$. Fixarea lui s-a realizat prin reducerea U^{6+} datorita interactiunii cu carbonul din rocile gazda.

2. In multe zacaminte de acest tip din Saskatchewan, mineralizatia de uraniu este asociata cu material carbonic. Originea acestui material este dificil de interpretat, deoarece este localizat in faciesuri in care nu se recunosc caracteristicile unor roci sursa de petrol. Mineralizatia uranifera este asociata cu bitumene cu aromaticitate relativ redusa si bitumenul este partial oxidat.

Fundamentul gnaisic al bazinului Athabasca are un continut de circa 15% grafit. Este o posibilitate ca acest material sa fie implicat in fixarea uraniului.

In zonele cu alteratie hidrotermala, grafitul dispare progresiv catre arealele cu alteratie intensa, areale ce sunt asociate cu mineralizatia de U si este inlocuit cu bitumene.

In fundamentul cristalin, in zonele fara alteratii si fara mineralizatii de U, grafitul lamelar are reflectivitate cuprinsa intre 20 – 22%. Ea ajunge in zonele cu alteratii la 14 – 16%, ceea ce arata o distrugere a structurii grafitului.

Dar, este destul de dificil sa vorbim, in lipsa unor informatii, de un model genetic in care sa existe o legatura intre grafitul din fundament si bitumenele din zona mineralizata.

Singurul alt argument pe care putem sa-l luam in considerare, in afara de descresterea reflectivitatii grafitului, este corelatia pozitiva a valorilor lui $\delta^{13}\text{C}$ pentru grafitul din fundament si pentru sideritul concrecut cu mineralizatia de uraniu, ceea ce sugereaza ca grafitul a fost sursa carbonului din siderit (Bray et al., 1982).

3. *Circuitul convectiv al apelor subterane* care au contribuit la formarea zacamintelor de uraniu asociate discordantelor, a fost studiat prin imbinarea unor modele matematice si modele experimentale. Acestea au aratat ca pentru formarea zacamintelor, adancimea bazinului si grosimea gresiilor permeabile are importanta deosebita. Celulele convective care se dezvoltă la scara bazinului nu pot functiona la o grosime a sedimentelor mai mica de 3 km (in concordanta cu datele de incluziuni fluide). In acelasi timp, heterogenitatile fundamentului cristalin nu au influenta semnificativa in permeabilitate si conductivitate termica si deci nu influenteaza circuitul convectiv. Conditii optime de formare a celulelor de convecție sunt conductivitatea hidraulica subterana (K_a) orizontala de 50 m/an, ceea ce ar permite o viteza de circulatie a fluidului de 1 cm/an.

Datele experimentale au aratat ca solutiile la inceput nu trebuie sa fie supraconcentrate si ca o concentratie moderata de 30 ppm este suficienta pentru a produce un corp de minereu de 1 km lungime, cu 130.000 t UO_2 , in 500.000 ani.

Permeabilitatea fundamentului si potentialul redox exercita o influenta puternica in formarea zacamintelor de uraniu asociate discordantelor. Contrastul de permeabilitate intre fundament si fundamentul fracturat, bogat in grafit, amorseaza dirijarea fluidelor “ad ascensum” in zonele superioare mai grafitice.

In acord cu acest model conceptual al convecției libere, sunt prezente o serie de schimbari mineralogice care determina aparitia unor halouri de alteratie ce insotesc corpurile de minereu. Cele mai comune minerale de alteratie sunt: muscovit (sericit), clorit, quart, hematit si pirita. Cloritul este produsul de alteratie cel mai abundent, care este intalnit de-a lungul discordantei, si el formeaza un halo in primii 250.000 de ani de functionare a celulei de convecție, halo ce persista perioade mari de timp. Formarea semnificativa a cloritului este intr-o zona situata dedesubtul corpului de minereu, pe cand muscovitul apare atat in interiorul corpului de minereu, cat si deasupra lui. Dupa 500.000 ani, muscovitul formeaza un halo care inconjoara corpul de minereu si care dureaza 1.000.000 ani. Acest halo se dezvoltă intai ca o zona ingusta de-a lungul discordantei datorita transportului dispresiv si advectioniv si dupa aceea migreaza si inconjoara corpul de minereu.

VIII.8. Zacaminte asociate zonelor de forfecare din rocile metamorfice

In termeni generali, metamorfismul poate fi izochimic sau allochimic. In timpul metamorfismului izochimic apar concentratiuni de roci utile si minerale cu utilizare industriala, precum marmure, azbest, corindon, granati, unele pietre pretioase, grafit, magnezit, pirofilit, silimanit, talc, wollastonit.

Metamorfismul allochimic poate insoti atat metamorfismul de contact cat si metamorfismul regional. In cazul metamorfismului de contact termic si metasomatic se formeaza skarnele care sunt purtatoare de concentratiuni metalifere importante si care au fost analizate intr-un capitol anterior.

In capitolul de fata nu ne propunem sa prezentam zacamintele metamorfozate sau zacamintele de minerale industriale formate in cursul procesului de metamorfism ci ne vom focaliza pe intuirea unui sistem hidrotermal la scara larga (Co et al., 1987) care se dezvolta paralel cu foliatiia metamorfica si care este asemanator cu ceea ce se intampla in crusta oceanica tanara. Astfel de sisteme au capacitatea de a leviga o gama larga de componente minerali dintr-un volum mare de crusta. Circulatia fluidelor se realizeaza prin zone cu caracter dilatant care apar la nivel de granule, apoi la nivel de corp petrografic si apoi la scara unei stive de roci metamorfice. Daca fluidul este focalizat de-a lungul unor spatii dilatante, in anumite conditii se poate forma un zacamant.

Fyfe, Henley (1973) au folosit un astfel de mecanism pentru a explica formarea zacamantului Morro Velho (Brazilia) in conceptul zonelor de forfecare. Acest concept a plecat de la imposibilitatea de a explica existenta unor zacaminte mari de aur in terenurile cristaline, fara legatura genetica sau spatiala cu roci magmatice.

Zonele de forfecare sunt zone de deformare sunt zone de deformare la nivelul unor stive groase de roci metamorfozate. Ele se caracterizeaza prin tipuri specifice de fabric precum clivaje, liniatii, microcute si prin anumite tipuri de roci (roci milonitice, sisturi, etc.).

Conform clasificarii lui Ramsay (1980), zonele de forfecare pot fi: casante, casant-ductile si ductile. Zonele de forfecare casante au caracteristic brechiile de falie iar markerii de deplasare arata o "rupere" brusca transversal pe zona. Zonele de forfecare casant-ductile sunt zone de sisturi sau roci milonitice care pot aparea cu caracter continu sau discontinu secant la zona, iar cele ductile se caracterizeaza prin serii de roci milonitice care au continuitate de-a lungul zonei de forfecare.

O trasatura comuna a zonelor de forfecare este ocurenta lor in seturi care se intersecteaza formand o retea de zone planare cu grad mare de deformare in jurul unor

domenii izometrice caracterizate de o deformare slabă. Un grup de astfel de zone de forfecare formează un sistem de zone de forfecare.

Caracteristicile zonelor de forfecare reflectă temperatura, presiunea și regimul fluidelor din mediu ca și caracteristicile reologice ale rocii gazdă. Reologia rocii gazdă este dependentă de istoria deformatională și de litologia inițială.

Interacțiunea acestor variabile, atât spațial cât și temporal în dezvoltarea zonelor de forfecare, este complexă. O trăsătură spațială comună în zonele de forfecare este intensitatea deformării către centrul zonei. Astfel, în zonele de forfecare ductile această trăsătură se manifestă printr-o zonare a faciesurilor structurale de la o roca normală la exteriorul zonei, la o zonă de protomilonit apoi la un milonit intermediar pentru că în interior să se ajungă la un ultramilonit. În cazul unei zone de forfecare casantă trecerea este de la o roca cu fracturi mici la o breșă de falie. Dacă structura trece de la o litologie incompetentă la una competentă pe direcție, atunci trăsăturile de deformare casante vor apărea în unitatea competentă iar cele ductile în unitatea incompetentă.

Gibson (1977) a intuit un profil idealizat pentru o zonă de forfecare prin compensarea diferitelor zone de forfecare formate la adâncimi diferite în metamorfismul regional. În această schemă este de remarcat faptul că tranziția de la comportarea casantă la cea ductilă coincide aproximativ cu temperatura și adâncimea trecerii de la condițiile de metamorfism ce caracterizează începutul faciesului sisturilor verzi la acest facies.

Caracteristicile mineralizațiilor din zonele de forfecare.

În depunerea mineralizațiilor în zonele de forfecare pot fi distinse trei medii structurale:

- a) mineralizații în interiorul zonelor de forfecare;
- b) mineralizații în rocile mai puțin deformate dintre zonele de forfecare;
- c) mineralizații în zonele dilatationale asociate cutelor.

Cele mai comune geometrii ale filoanelor în zonele de forfecare sunt prezentate în fig. 63, iar în fig. 64 sunt prezentate trăsăturile structurale ale zonelor de forfecare și filoanelor asociate cu elipsa strainului (Hodgson, 1989).

Mineralizațiile din zonele de forfecare pot fi clasificate pe mai multe criterii, precum procesul de formare prin umplerea golurilor sau substituție. Mineralizațiile formate prin substituție pot fi divizate într-o serie gradată ca: diseminată, slab diseminată și înlocuire pervazivă.

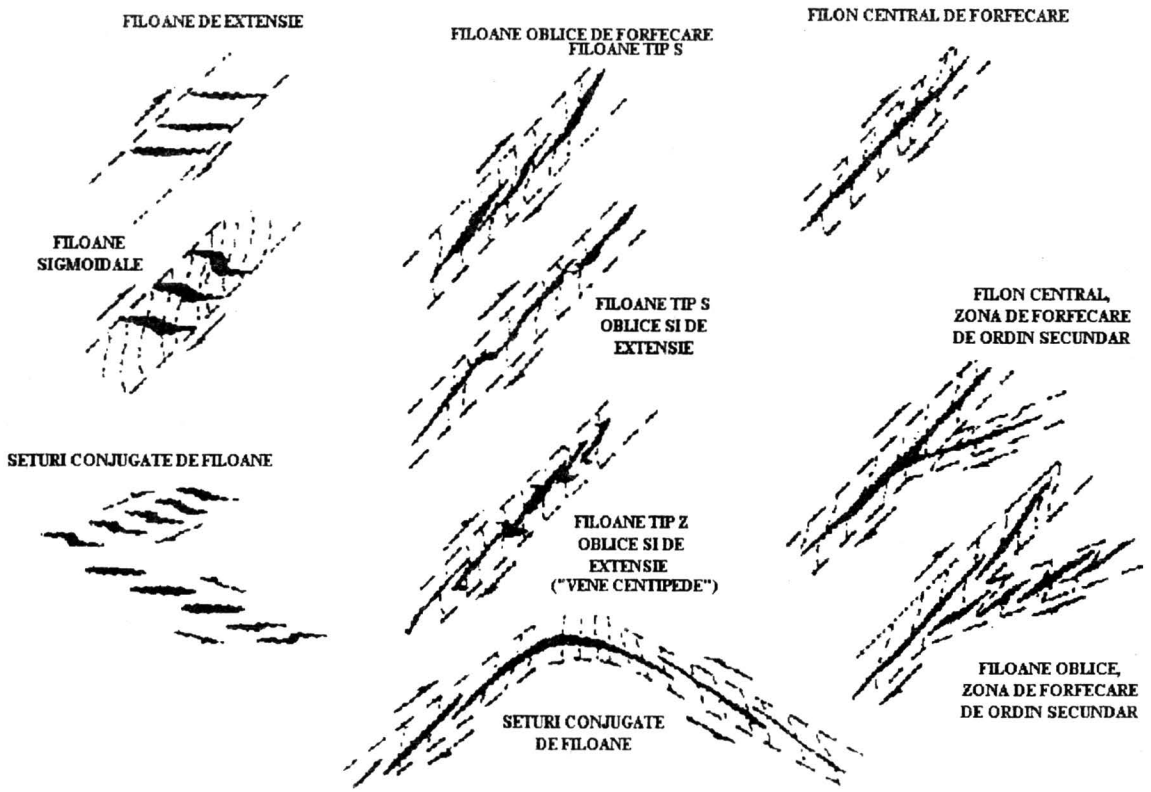


Fig. 63. Geometria filoanelor din zonele de forfecare.

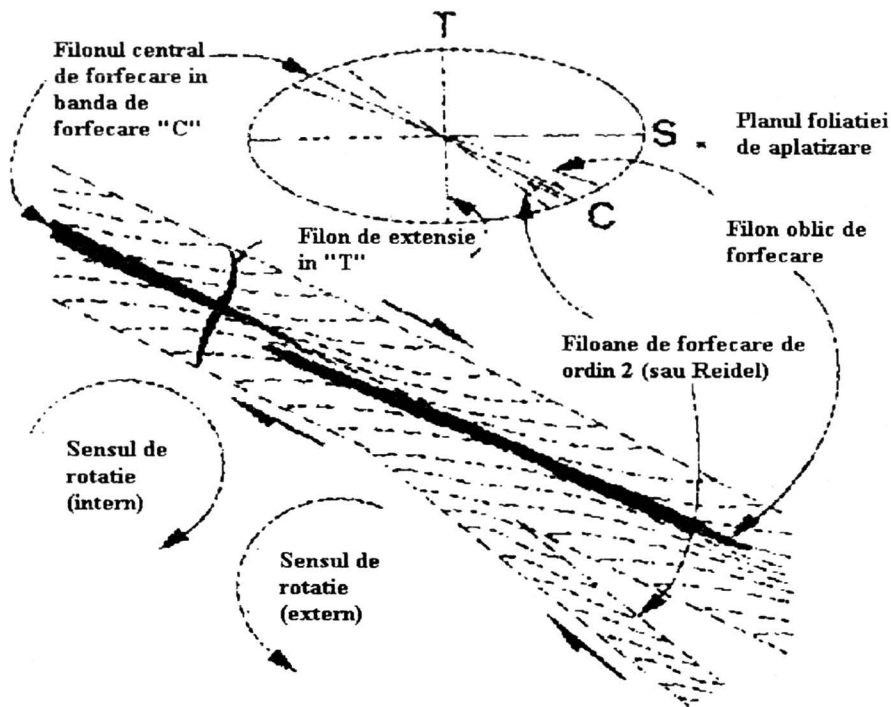


Fig. 64. Caracteristicile structurale ale zonelor de forfecare.

Mineralizatiile formate prin umplerea golurilor pot fi clasificate in functie de marime in filoane sens strict si vinisoare. Acestea pot fi divizate la randul lor, functie de distributia interna a mineralelor in tipuri stratificate, masive si breccii.

Cea mai mare parte a zonelor mineralizate constau din combinatia acestor trasaturi geometrice formate fie intr-un singur eveniment de mineralizare sau in evenimente multistadiale.

O trasatura comuna este prezenta zonelor de diseminare in rocile alterate din jurul filoanelor sau zonelor cu vinisoare mineralizate.

Variatiile spatiale in ceea ce priveste forma mineralizatiilor sunt asociate cu natura sau structura rocii gazda. In unele regiuni a putut fi identificata o zonalitate locala cu diseminari de tip substitutie si mineralizatii de tip vinisoare in roci metamorfice de intensitate mai mare si mai aproape de corpuri de granitoide la filoane largi si mineralizatii de tip stockwork in roci metamorfice de grad mai scazut si localizate mai departe de granitoide.

Zonele de forfecare aurifere arata o dezvoltare secventiala complexa. In unele zone de forfecare ductile sau casant-ductile, mineralizatia timpurie este puternic cutata si apare sub forma unor vinisoare fara continut de aur.

Stadiul principal de formare a unui filon intr-o zona de forfecare apare atunci cand aceasta a fost definita ca o zona de strain ridicat. O secventa clasica de formare a unui filon intr-o zona de forfecare implica urmatoarele trepte:

1. Filon discontinu cu breccii;
2. Filon compus, in mod comun laminat sau rubanat;
3. Rebrecifierea ulterioara cu filoane scara sau vinisoare fantoma (acestea sunt vinisoare de generatie mai tarzie care intersecteaza pe cele formate anterior dar care sunt dificil de interpretat).

Cea mai importanta mineralizatie aurifera este in mod comun dar nu invariabil asociata cu filoanele scara si cu vinisoarele fantoma.

Comparand relatiile temporale si spatiale ale zacamintelor cu zonele de forfecare gazda, trasatura generala apare a fi faptul ca mineralizatia si rocile magmatice asociate spatial si temporal cu mineralizatia sunt localizate in zone de forfecare, in ultimele faze de deformare, probabil in timpul exhumarii acestora. Conditiiile cele mai comune asociate cu depunerea mineralizatiei corespund cu regimul casant si cu tranzitia de la un regim de strain ductil la casant.

Pentru obtinerea unui spatiu dilatant in care sa se depuna mineralizatia sunt implicate forte tectonice, la care se adauga presiunea fluidelor si uneori presiunea litostatica. Cel mai

important mecanism tectonic pentru generarea unor spatii dilatante intr-o zona de forfecare cuprinde urmatoarele etape:

- deschiderea fracturilor de extensie;

- rotatia, in timpul deformarii progresive, a fracturilor formate la 45° fata de axa de scurtare maxima;

- forfecarea simpla de-a lungul suprafetelor neplanare.

Zacaminte de aur de acest tip sunt intalnite in centurile de roci verzi arhaice, in diverse locuri de pe glob. Cele mai importante regiuni sunt Golden Mile (Kalgoorlie, Australia de Vest), Kolar Goldfield (India), Kirkland Lake si Timmins (Ontario, Canada).

Cea mai mare parte a acestor zacaminte sunt localizate in terenuri metamorfozate in faciesul sisturilor verzi. Rocile initiale sunt foarte variabile ca tipuri petrografice, dar dominante in cratoanele arhaice sunt bazaltele tholeitice cu forme de pillow-lava, komatiitele si echivalentii lor piroclastici sau intrusivale felsice la mafice.

Depunerea aurului s-a produs in conditii de P-T ce caracterizeaza trecerea de la faciesul amfibolitelor cu almandin la faciesul sisturilor verzi. Cea mai mare parte a aurului s-a depus la $T=300^\circ\pm 50^\circ\text{C}$ si $P=1-3\text{Kbar}$ si a avut un caracter retrograd fata de maximumul de intensitate al metamorfismului. Depunerea aurului a fost supusa mai multor factori de control, schimbari in P, pH si/sau $f\text{O}_2$, ca si sulfidizarea rocilor bogate in Fe. Se considera pe baza incluziunilor fluide ca aurul a fost transportat in fluide aproape neutre, cu densitate moderata, salinitate scazuta, cu compozitie $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, dar sursa acestui fluid si a componentilor sai este dificil de apreciat.

Mineralizatia aurifera este insotita de alteratia rocilor gazda care implica aditia de SiO_2 , K_2O , CO_2 , H_2O si Au. In general mineralizatia aurifera are tendinta de a fi prezenta in structuri insotite de o carbonatare regionala si de amplasarea unor seturi de dike-uri de intruziuni mici de tip porfire si lamprofire.

Rock et al. (1987) si Rock, Grover (1988) au aratat ca lamprofirele pot reprezenta sursa aurului in unele zacaminte. Aceasta apreciere a fost facuta pe considerentele urmatoare:

- a) lamprofirele au continuturi ridicate in Au (pana la 500ppb) si adesea ele sunt contemporane cu mineralizatia diseminata de Au, dar raman in cea mai mare parte proaspete petrografic;

- b) in multe locuri de pe glob a fost observata asocierea lamprofirelor cu zacaminte mari de Au, a caror varsta este de la Arhaic la Tertiara;

c) similitudini între chimismul magmelor lamprofirice și a fluidelor mineralizatoare și alterațiilor hidrotermale.

Fără a lua în considerare sursa fluidului mineralizator care este necunoscută, toate datele pe care le avem la îndemână indică faptul că mineralizația auriferă apare în relație cu o perturbanță termică majoră în manta, care determină topirea mantalei și degazeificarea ei, topirea crustei și metamorfism regional, ce coincide cu un regim tectonic extern suprainpus (Groves et al. 1988). Tectonica a generat zonele de forfecare necesare pentru canalizarea fluidelor și magmelor.

BIBLIOGRAFIE

Anderson G.M. (1977) – *Thermodynamics and sulfide solubilities*. In Greenwood H.J. (ed.) – “Application of Thermodynamics to Petrology and Ore Deposits”, Min. Assoc. Can., Toronto.

Atkinson W.W., Einaudi M.T. (1978) – *Skarn formation and mineralization in the Contact Aureola at Carr Fark, Bingham, Utah*. *Econ. Geol.*, 73, 1326-1365.

Ballhause C.G., Stumpfl E.F. (1985) – *Fluid inclusions in Merensky and Bastard Reefs, Western Bushveld Complex*. *Can. Min.*, 23, 294.

Barnes H.L. (1979) – *Solubilities of ore minerals*. In Barnes H.L. (ed.) – “Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits”, Wiley, New York, 404-460.

Bateman A.M. (1950) – *Economic Mineral Deposits*. John Wiley and Sons, New York.

Bell K. (1989) – *Carbonatites. Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London.

Bray C.J., Spooner E.T.C., Golightly J.P., Saracoglu N. (1982) – *Carbon and sulphur isotope geochemistry of unconformity-related uranium mineralization, McClean Lake Deposits, Northern Saskatchewan*. *Canada. Geol. Soc. Am. Abstr. Vol.*, New Orleans, 451.

Brimhall G.H. (1979) – *Lithologic determination of mass transfer mechanism of multiple-stage porphyry-copper mineralization at Butte, Montana: vein formation by hypogene leaching and enrichment of potassium-silicate protore*. *Econ. Geol.*, 74, 556-589.

Brimhall G.H., Lewis C.J., Agne J.J., Dietrich W.E., Hampel J., Teague T., Rix P. (1988) – *Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically mature aeolian dust*. *Nature*, 333, 819-824.

Cerny P. (1989) – *Characteristics of pegmatite deposits of tantalum*. In Moller P., Corny P., Saupe F. (eds.) – “Lantanides, Tantalum and Niobium”, Springer Verlag, Berlin, 195-239.

Cox S.F., Etheridge M.A., Wall V.J. (1987) – *The role of fluids in syntectonic mass transport, and the location of metamorphic vein-type ore deposits*. *Ore Geol. Rev.*, 2, 65-86.

Crocetti C.A., Halland H.D. (1989) – *Sulfur-lead isotope systematics and the composition of fluid inclusions in galena from the Vilburnum Trend, Missouri*. *Econ. Geol.*, 84, 2196-2216.

Dalkampf F.J. (1978) – *Classifications of uranium deposits*. *Miner. Deposita*, 13, 83-104.

- De Vore G.W. (1955) – *The role of adsorption in the fractionation and distribution of elements*. J. Geol., 63, 159-190.
- Dixon C.J. (1979) – *Atlas of Economic Mineral Deposits*. Chapman and Hall, London.
- Doe B.R., Hedge C.E., White D.E. (1966) – *Preliminary investigation of the source of lead and strontium in deep geothermal brines underlying the Salton Sea geothermal area*. Econ. Geol., 61, 462-483.
- Emmons W.H. (1936) – *Hypogene zoning in metalliferous bodies*. 16th Intern. Geol. Congr. Rept., vol.I.
- Evans A.M. (1993) – *Ore Geology and Industrial Minerals*. Blackwell Scientific Publications.
- Fersman A.E. (1940) – *Pegmatiti*. Izd-va AN-SSSR.
- Force R.E. (1991) – *Geology of titanium mineral deposits*. USGS Special Paper, 259.
- Fyfe W.S., Henley R.W. (1973) – *Some thoughts on chemical transport processes with particular reference to gold*. Mineral. Sci. Eng., 5, 295-303.
- Gemmel J.B., Zantap H., Meinert L.D. (1992) – *Genesis of the Aguilar lead-silver deposits, Argentina: Contact metasomatic versus sedimentary exhalative*. Econ. Geol., 87, 2085-2112.
- Genkin A.D., Dobroval'skaya M.G., Kovalenker V.A., Shadlun T.N. (1987) – *Paragenetic mineral associations of hydrothermal ore deposits; criteria for distinction and relationships with mineralization stages*. In Augustitis A. (ed.) – “Mineral parageneses”, Atena.
- Ginsburg A.I., Timofeev I.N., Feldman L.G. (1979) – *Principles of granitic pegmatites*. Nedra, Moscow.
- Gittins J. (1989) – *The origin and evolution of carbonatite magmas*. In Bell K. (ed.) – “Carbonatites. Genesis and Evolution”, Unwin Hyman, London.
- Grant J.H., Halls C., Avila W., Avila G. (1977) – *Igneous geology and the evolution of hydrothermal systems in some sub-volcanic tin deposits of Bolivia*. In: “Volcanic Processes in Ore Genesis”, Geol. Soc., Spec. Pub., London, 7, 117-126.
- Groves D.J., Ho E.S., McNaughton N.J., Mueller A.G., Perring C.S., Rock N.M.S., Skwarnecki M.S. (1988) – *Genetic models for Archaean lode-gold deposits in Western Australia*. In Ho E.S., Groves D.J. (eds.) – “Advances in understanding Precambrian Gold Deposits”, Geol. Dept., Univ. West. Aust. Publ., 12, 1-22.

Hayba D.O., Bethke P.M., Heald P., Foley N.K. (1986) – *Geologic, mineralogical and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious metal deposits*. In Bergen B.R., Bethke P.M. (eds.) – “Geology and Geochemistry of Epithermal Systems”, Society of Econ. Geologists, 129-167.

Hodgson C.J. (1975) – *The geology and geological development of the Broken Hill lode in the New Broken Hill Consolidated mine, Australia*; Part II: Mineralogy. Geol. Soc. Australia Journal, 22, 33-50.

Hodgson C.J. (1989) – *The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review*. Ore Geology Review, 4, 231-273.

Hoefs I. (1987) – *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin-New York-London-Paris-Tokyo.

Hollister V.F. (1975) – *An appraisal of the nature of some porphyry-copper deposits*. Miner. Sci. Eng., 7, 225-233.

Hutchinson C.S. (1983) – *Economic Deposits and their Tectonic Setting*. McMillan, London.

Ilton E.S., Veblen D.R. (1988) – *Copper inclusions in sheet silicates from porphyry-copper deposits*. Nature, 234, 516-518.

Irvine T.H. (1974) – *Crystallization sequences in the Muskox Intrusion and other layered intrusions. II. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores*. Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 991-1020.

James H.L. (1954) – *Sedimentary facies of iron formation*. Econ.Geol., 49, 235-293.

James H.L. (1983) – *Distribution of banded iron-formation in space and time*. In Trendall A.F., Morris R.C. (eds.) – “Iron formation: Facts and Problems”, Elsevier, Amsterdam.

Jensen M.L., Bateman A.M. (1979) – *Economic Mineral Deposits*. Wiley, New York.

Korjinski D.S. (1948) – *Petrology of the Turinsk skarn deposits of copper*. Academy Nauk SSSR, Institute of Geol., 10, 147p.

Laznicka P. (1985) – *Empirical Metallogeny*. Developments in Econ. Geol., 19, Elsevier, Amsterdam-New York-Tokyo.

Lindgren W. (1933) – *Mineral Deposits*. McGraw-Hill, Inc., New York.

Mariano A.N. (1989) – *Nature of economic mineralization in carbonatites and related rocks*. In Bell K. (ed.) – “Carbonatites. Genesis and Evolution”, Unwin Hyman, London.

Marza I. (1982-1992) – *Geneza zacamintelor de origine magmatica. vol. I, II, III*. Ed. Dacia, Cluj Napoca.

- Meinert L.D. (1987) – *Skarn zonation: and fluid evolution in the Groundhog Mine, Central Mining District, New Mexico*. Econ. Geol., 82, 523-545.
- Meinert L.D. (1992) – *Skarns and skarn deposits*. Geosci. Can., 19, 145-162.
- Meyer C., Hemley J.I. (1967) – *Wall rock alteration*. In “Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits”, Holt, Rinehart and Winston, Inc., New York-London.
- Mitchell A.H.G., Garson M.S. (1981) – *Mineral Deposits and Global Tectonic Settings*. Academic Press, London.
- Mutschler F.F., Wright E.G., Ludington S., Abbot J.T. (1981) – *Granite molybdenite systems*. Econ. Geol., 76, 874-897
- Naldrett A.J. (1973) – *Nickel sulphide deposits; their classification and genesis, with special emphasis and deposits of volcanic association*. Can. Inst. Min. Metall. Trans., 76, 183-201.
- Naldrett A.J. (1989) – *Magmatic Sulphide Deposits*. Oxford University Press, New York.
- Naldrett A.J., Cabri L.J. (1976) – *Ultramafic and related mafic rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulphides and platinum group elements*. Econ. Geol., 71, 1131-1158.
- Naldrett A.J., Duke J.M., Lightfoot P.C., Thompson J.F.H. (1984) – *Quantitative modeling of the segregation of magmatic sulfides: ore exploration guide*. Can. Min. Metall. Bull., 77, 46-56.
- Newberry R.J., Einaudi M.T. (1981) – *Tectonic and geochemical setting of tungsten skarn mineralization in the Cordillera*. Arizona Geological Digest, 14, 99-112.
- O’Neil J.R., Silberman M.L. (1974) – *Stable isotope relations in epithermal Au-Ag deposits*. Econ. Geol., 69, 902-909.
- Ohmoto H., Skinner B.J. (1983) – *The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits*. Econ. Geol. Monogr., 5.
- Pagel M. (1975) – *Determination des conditions physico-chimiques de la silicification diagenetique des gres Athabaska (Canada) au moyen des inclusions fluides*. C.R.Acad. Sci., Paris, ser. D, 280, 2301-2304.
- Pagel M., Wheatley K., Ey F. (1986) – *The origin of Carswell circular structure*. Geol. Assoc. Can., Spec. Paper, 29, 213-233.
- Park C.F., Mac Diarmid (1964) – *Ore Deposits*. W.H. Freeman and Comp., San Francisco.
- Petruilian N. (1973) – *Zacaminte de minerale utile*. Ed. Tehnica, Bucuresti.

- Ramdohr P. (1969) – *The Ore Minerals and Their Intergrowths*. Pergamon Press, Oxford.
- Ramsay J.C. (1980) – *Shear zone geometry: a review*. J. Struct. Geol., 2, 83-100.
- Ray G.E., Webster I.C.L. (1991) – *An overview of skarn deposits*. In “Ore deposits, tectonics and metallogeny in the Canadian Cordillera”, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, paper 1991, 4, 231-257.
- Reesman R.H. (1968) – *Strontium isotopic compositions of gangue minerals from hydrothermal vein deposits*. Econ. Geol., 63, 731-736.
- Rock N.M.S., Duller P., Haszeldine R.S., Groves D.J. (1987) – *Lamprophyres as potential gold exploration targets: some preliminary observations and speculations*. In Ho S.E., Groves D.J. (eds.) – “Recent advances in understanding Precambrian Gold Deposits”, Geol. Dept., Univ. West. Aust. Publ., 11, 271-286.
- Rock N.M.S., Groves D.J. (1988) – *Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits?* Geology, 16, 538-541.
- Roedder E. (1984) – *Fluid inclusions*. Reviews in Mineralogy, Min.Soc. of America, 12.
- Routhier P. (1963) – *Les gisements metalliferes*. Masson et Cie, Paris.
- Rye R.O., Ohmoto H. (1974) – *Sulfur and carbon isotopes and ore geneses: a review*. Econ. Geol., 69, 826-842.
- Sawkins F.J. (1984) – *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics*. Springer Verlag, Berlin.
- Scott S.D. (1997) – *Submarine hydrothermal systems and deposits*. In Bonne H.L. (ed.) – “Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits”, John Wiley and Sons, SUA.
- Scott S.D., Barnes H.L. (1971) – *Sphalerite geothermometry and geobarometry*. Econ. Geol., 66, 653-669.
- Sibson R.H. (1977) – *Fault rocks and fault mechanism*. J. Geol. Soc. London, 133, 191-213.
- Sillitoe R.H. (1973) – *The tops and bottoms of porphyry-copper deposits*. Econ. Geol., 68, 799-815.
- Sillitoe R.H., Halls C., Grant J.N. (1975) – *Porphyry tin deposits in Bolivia*. Econ. Geol., 70, 913-927.
- Smirnov V.J. (1976) – *Geology of mineral deposits*. Mir Publishers, Moscow.
- Spurr J.E. (1923) – *Ore magmas*. New York, McGraw-Hill Book and Co.
- Stanton R.L. (1972) – *Ore Petrology*. McGraw-Hill, New York.

Taylor H.P. jr. (1974) – *The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition*. Econ. Geol., 69, 843-883.

Turneure F.S. (1960) – *A comparative study of major ore deposits of central Bolivia. Parts I, II*. Econ. Geol., 55, 217-254, 274-806

Westra G., Keith S.B. (1981) – *Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits*. Econ. Geol., 76, 844-873.

Wolf K.H. (1981) – *Terminology, structuring and classification in ore and host-rock petrology*. In Wolf K.H. (ed.) – “Handbook of stratabound and stratiform ore deposits”, Elsevier, Amsterdam, 1-337.

Zharikov V.A. (1970) – *Skarns*. Intern.Geol.Rev., 12, 760-775.

VERIFICAT
2017

VERIFICAT
2007

Tiparul s-a executat sub c-da nr. 484/1998,
la Tipografia Editurii Universității din București

DATA RESTITUIRII

9. IAN. 2007	12. MAI. 2007	
10. IAN. 2007	12. MAI. 2007	
27. FEB. 2007	23. FEB. 2007	
27. FEB. 2007	—	
26. MAR. 2007		
27. NOV. 2007		
23. NOV. 2007		
21. MAR. 2008		
25. MAR. 2008		
09. MAR. 2008		

2

ISBN 973 – 575 – 283 – 2

Lei 2070