

Il fascino dei minerali

Un mondo di forme e colori

Claudio Gambelli



Collana Materiali e documenti 65

Il fascino dei minerali

Un mondo di forme e colori

Claudio Gambelli



SAPIENZA
UNIVERSITÀ EDITRICE
2020

Copyright © 2020

Sapienza Università Editrice

Piazzale Aldo Moro 5 – 00185 Roma

www.editricesapienza.it

editrice.sapienza@uniroma1.it

Iscrizione Registro Operatori Comunicazione n. 11420

ISBN 978-88-9377-163-4

DOI 10.13133/9788893771634

Pubblicato a novembre 2020



Quest'opera è distribuita
con licenza Creative Commons 3.0 IT
diffusa in modalità *open access*.

Impaginazione/layout a cura di Claudio Gambelli

Tutti i disegni e tutte le immagini sono stati prodotti dall'autore eccetto quella della *Grotta dei Cristalli*, Naica, Messico, pubblicata a pag. 147, per gentile concessione di Paolo Petrignani / La Venta.

In copertina: *Minerali*, foto di Claudio Gambelli, art by SUE.

*A tutte le Persone a me care
che non ci sono più.*

Indice

Introduzione	1
PARTE I – CRISTALLOGRAFIA, MINERALOGIA, PROCESSI PETROLOGICI GEODINAMICA DELLA TERRA, GIACIMENTOLOGIA	
1. Cristallografia e mineralogia: generalità	5
1.1. Tappe fondamentali della cristallografia	6
1.1.1. Legge della costanza dell'angolo diedro	6
1.1.2. Legge della razionalità degli indici	7
1.1.3. Struttura reticolare dei cristalli	8
1.2. Simmetria dei cristalli	10
1.3. Forma cristallina e assi cristallografici	13
1.4. Sistemi cristallini	15
1.4.1. Gruppo monometrico	16
1.4.2. Gruppo dimetrico	16
1.4.3. Gruppo trimetrico	17
1.5. Morfologia dei cristalli	19
1.5.1. Cristallo singolo e aggregati cristallini	19
1.6. Crescita dei cristalli	21
1.6.1. Fattori che influenzano la crescita di cristalli reali	22
1.6.2. Aspetti particolari della crescita	25
1.7. Esempi reali	30
1.7.1. Abiti e varietà di quarzo	30
1.7.2. Grotta dei Cristalli di Naica, Chihuahua, Messico	33
1.7.3. La calcite di St. Andreasberg (Harz), Germania	34
1.8. Proprietà fisiche dei cristalli	37
1.8.1. Colore e striscio	37
1.8.2. Pleocroismo	39

1.8.3. Durezza	40
1.8.4. Densità e peso specifico	40
1.8.5. Tenacità	40
1.8.6. Sfaldatura e frattura	40
1.8.7. Lucentezza	41
1.8.8. Gioco di colori	41
1.8.9. Fluorescenza e fosforescenza	41
1.8.10. Magnetismo e radioattività	42
1.8.11. Conducibilità	42
2. Mineralogia sistematica	47
2.1. Classificazione di Nickel-Strunz	48
2.1.1. Elementi	48
2.1.2. Solfuri e solfosali	49
2.1.3. Alogenuri	49
2.1.4. Ossidi e idrossidi	50
2.1.5. Carbonati e nitrati	50
2.1.6. Borati	51
2.1.7. Solfati, cromati, molibdati e wolframati	51
2.1.8. Fosfati, arseniati e vanadati	52
2.1.9. Silicati	52
2.1.10. Composti organici	55
3. Processi petrologici	57
3.1. Ciclo litogenetico	57
3.2. Processo magmatico	59
3.2.1. Principali rocce magmatiche	60
3.3. Processo sedimentario	62
3.3.1. Principali rocce sedimentarie	63
3.4. Processo metamorfico	66
3.4.1. Principali fattori del metamorfismo	66
3.4.2. Tipi di metamorfismo	68
3.4.3. Principali rocce metamorfiche	69
4. Geodinamica della Terra	77
4.1. Struttura della Terra	77
4.2. Fondali oceanici e terre emerse	79
4.3. Tettonica delle placche	81

5. Elementi di giacimentologia	87
5.1. Giacimenti minerari e tettonica delle placche	89
5.2. Tipi di giacimenti	89
5.3. Giacimenti associati a processi magmatici	90
5.3.1. Giacimenti di consolidazione profonda	91
5.3.2. Giacimenti associati a processi tardo-magmatici	92
5.3.3. Giacimenti associati a rocce vulcaniche	96
5.4. Giacimenti associati a processi sedimentari	97
5.4.1. Processi supergenici	99
5.4.2. Processi alluvionali e detritici	99
5.4.3. Processi per precipitazione chimica	99
5.4.4. Processi per evaporazione	99
5.4.5. Processi per alterazione continentale	99
5.4.6. Processi per riduzione	100
5.5. Giacimenti associati a processi metamorfici	100
6. Esempi di giacimenti minerari	107
6.1. Distretto di Baia Mare, miniere di Baia Sprie e Cavnic, Romania	106
6.2. Giacimenti piritiferi di Niccioleta e Gavorrano, Toscana	108
6.3. Miniera di Montevecchio, Sardegna	109
6.4. Giacimenti di Cogne e di Balangero	111
6.5. Giacimento di Marra Mamba, Australia	112
6.6. Miniere di Sar-e-Sang, Badakhshan, Afghanistan	112
6.7. Distretto di Madan, miniera di Kroushev Dol, Bulgaria	112
7. Descrizione sistematica	115
Bibliografia	143
Ringraziamenti	145
PARTE II – TAVOLE FOTOGRAFICHE	147

Introduzione

L'idea di questo lavoro è nata dalla volontà di organizzare e sistemare la personale collezione di minerali iniziata quando, giovane studente del corso di mineralogia, rimasi affascinato dal mondo dei cristalli. Tale passione, anche se con periodi alternati ad altri interessi scientifici e professionali, è stata sempre accresciuta nel tempo con letture specializzate, visite in miniera, frequentazione di mostre e musei di tutto il mondo.

Oggi la mia personale collezione raggruppa circa 500 campioni tra quelli raccolti personalmente, quelli ricevuti in dono e quelli acquistati nelle diverse mostre mineralogiche che annualmente si svolgono in molte città italiane e straniere.

Il volume è stato dapprima configurato come un semplice catalogo fotografico ragionato della collezione, arricchito da riferimenti di carattere generale relativi al sistema di classificazione e alle principali caratteristiche morfologiche dei minerali. In realtà, il multiforme aspetto esteriore con cui i cristalli si possono presentare in natura, può suscitare nell'osservatore attento una serie di domande, quali per esempio: "Perché i minerali si presentano con forme geometriche regolari e/o sproporzionate? Perché sulle facce di alcuni cristalli sono presenti irregolarità, asperità, gradini e rientranze mentre altre facce sono perfettamente lisce? Perché alcuni minerali, come per esempio la calcite, presentano un'ampia variabilità morfologica rispetto ad altri?". Per queste ragioni, stimolato da parenti e amici, ho pensato di aggiungere al lavoro riferimenti di mineralogia generale e sistematica e di porre l'attenzione sulla relazione che esiste tra morfologia e struttura dei cristalli.

In sintesi ho immaginato di compiere un piacevole viaggio nel mondo dei minerali e con questo nuovo intendimento, nel corso della stesura del testo,

ho ritenuto utile dare anche un quadro informativo generale sui processi di formazione dei minerali e su come le variazioni delle caratteristiche chimico-fisiche dell'ambiente genetico ne influenzano la crescita.

In effetti, i processi genetici dei minerali sono strettamente legati alla geodinamica della Terra e per questo ho voluto fornire un ulteriore quadro di sintesi trattando i processi genetici delle rocce e i principi generali della geodinamica della Terra, con particolare riferimento alla tettonica delle placche nel cui contesto - oggi - i depositi minerari sono inquadrati. In tal modo ho dato un quadro d'insieme del mondo dei minerali nell'ambito delle Scienze della Terra. Alcuni approfondimenti apportati potranno fornire al lettore uno strumento divulgativo per comprendere il meraviglioso mondo dei minerali che tanto mi appassiona.

Il volume è stato strutturato in due parti principali.

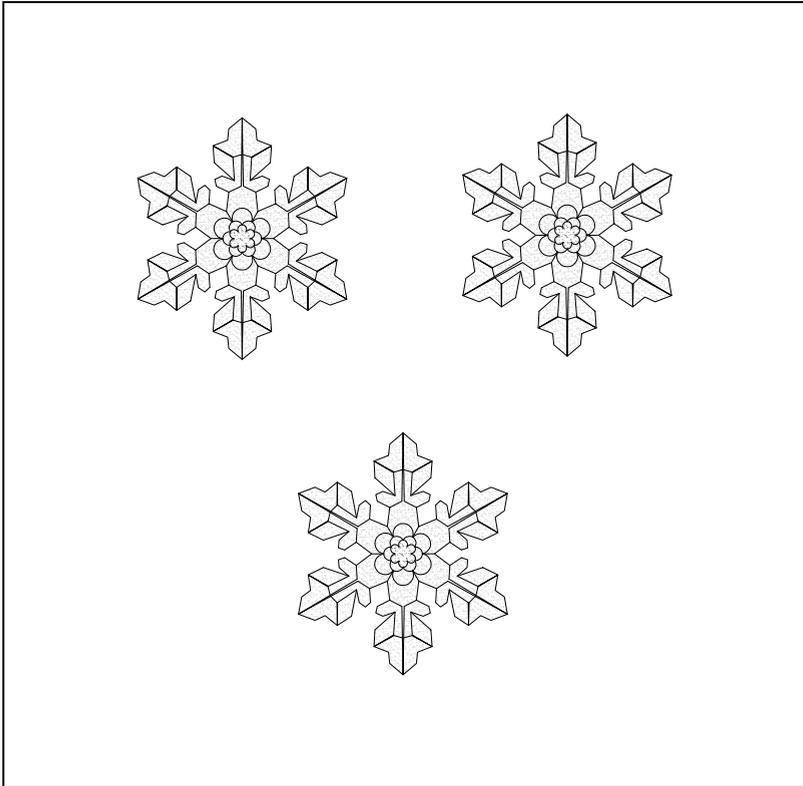
La prima parte descrive i principi generali delle diverse discipline che afferiscono al mondo dei minerali ed è stata corredata di figure e tabelle. Le discipline trattate riguardano la cristallografia, la mineralogia, i processi petrolologici, la geodinamica terrestre, la giacimentologia e la descrizione sistematica dei principali minerali.

La seconda parte comprende una raccolta di 235 fotografie a colori di minerali, la maggior parte della mia collezione e solo alcune sono state scattate in occasione di visite a mostre di settore e a musei. Per gentile concessione dell'Associazione La Venta Esplorazioni ho potuto inserire una foto che Paolo Petrignani ha scattato nella Grotta dei Cristalli di Naica in Messico e che ringrazio.

Claudio Gambelli

PARTE I

CRISTALLOGRAFIA - MINERALOGIA
PROCESSI PETROLOGICI - GEODINAMICA DELLA TERRA
GIACIMENTOLOGIA



Cristalli di ghiaccio: la parola cristallo deriva dal greco "γηιαχχιο" che significa ghiaccio.

1. Cristallografia e mineralogia: generalità

La mineralogia è la scienza che studia la composizione chimica e le caratteristiche strutturali e fisiche dei minerali nonché la loro genesi e le condizioni di crescita. Alla mineralogia afferiscono, pertanto, diverse discipline, tra cui la cristallografia che si occupa della struttura interna dei cristalli anche in relazione alla forma esterna e alle proprietà fisico-chimiche.

I minerali sono sostanze naturali, cristalline e inorganiche caratterizzate da omogeneità chimica e strutturale che si formano per crescita naturale a seguito di processi geologici.

L'*omogeneità chimica* è rappresentata da un definito rapporto degli elementi chimici che compongono il minerale ed è esprimibile con una formula chimica che può variare tra due definite composizioni chimiche, come nelle miscele isomorfe. In queste si possono avere minerali con diversa composizione chimica a causa della sostituzione di uno ione con un altro.

L'*omogeneità strutturale* è legata a un rigoroso ordine interno dovuto a una periodica e ordinata ripetizione di atomi o ioni, che si dispongono regolarmente nelle tre direzioni dello spazio. I solidi che non presentano un ordine interno periodico e regolare sono i *solidi amorfi* o *non cristallini*, composti da particelle disposte in modo disordinato e caratterizzati da valori isotropi delle proprietà, cioè uguali in tutte le direzioni. I *solidi cristallini*, invece, possono presentare alcune proprietà anisotrope, cioè che assumono valori diversi secondo la direzione.

La *crescita naturale* dei minerali avviene attraverso processi geologici ed è legata a diversi fattori di notevole importanza, tra cui le condizioni chimico-fisiche dell'ambiente genetico, la natura delle rocce incassanti e delle soluzioni mineralizzanti. Questi fattori condizionano molto la crescita per cui, per esempio, alcune facce di un cristallo si possono accrescere in

maniera diversa nelle tre direzioni dello spazio oppure mancare del tutto. Ne consegue che in natura è più facile trovare cristalli geometricamente sproporzionati e più raramente quelli aventi una forma geometrica regolare.

1.1. Tappe fondamentali della cristallografia

Lo sviluppo delle conoscenze mineralogiche è avvenuto attraverso le osservazioni e gli studi eseguiti da diversi scienziati nel corso del tempo. Le principali tappe che hanno portato alla moderna cristallografia possono essere sintetizzate con la formulazione delle seguenti leggi fondamentali.

1.1.1. Legge della costanza dell'angolo diedro

In natura è molto difficile trovare cristalli geometricamente proporzionati perché non sempre un cristallo cresce in modo regolare e uniforme per una serie di ragioni e impedimenti che ostacolano il regolare sviluppo delle singole facce e che portano alla formazione di cristalli sproporzionati.

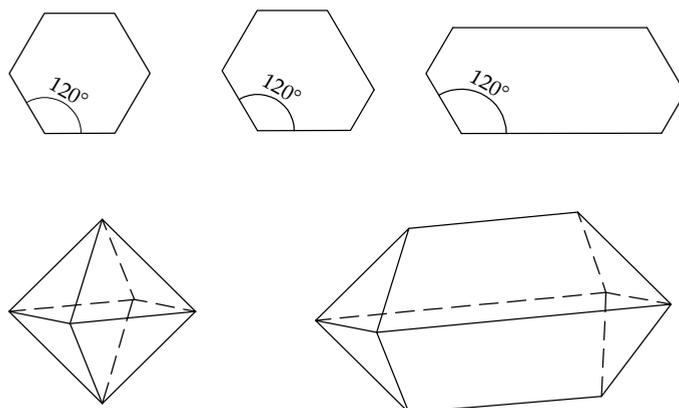


Fig. 1.1. In alto: costanza dell'angolo tra le facce di un cristallo di quarzo ideale e di uno sproporzionato (da Klein C., *Mineralogia* 2004; ridisegnato e modificato). In basso: un cristallo ideale e uno sproporzionato a confronto. (da Artini E., *I minerali* 2003; ridisegnato e modificato).

Nel 1669, Nicola Stenone osservò che le facce adiacenti di un cristallo regolare e di uno sproporzionato mantenevano costanti i valori angolari. Tali osservazioni furono confermate nel 1783 da Jean Baptiste Romé de Isle che, a seguito di misure angolari eseguite su più cristalli, enunciò la *legge della*

costanza dell'angolo diedro. Secondo tale legge i rapporti angolari tra le facce di un cristallo rimangono invariati a parità di specie mineralogica, temperatura e pressione, anche se impedimenti meccanici, variazioni o cambiamenti chimici dell'ambiente di formazione possono portare a forme geometriche distorte. In altre parole, la legge stabilisce che gli angoli diedri tra le stesse facce di un cristallo ideale e di uno sproporzionato della stessa specie mineralogica hanno sempre lo stesso valore.

La conseguenza pratica di questa legge è che per l'identificazione di un cristallo è fondamentale considerare la relazione angolare tra le facce e non la loro dimensione relativa.

1.1.2. Legge della razionalità degli indici

Nel 1784 l'abate francese René Just Haüy, a seguito di studi sulle relazioni tra aspetto esterno e struttura interna dei cristalli, osservò che la calcite romboedrica si sfaldava in piccoli romboedri, cioè in parti aventi la stessa forma del cristallo iniziale. Da tale osservazione Haüy dedusse che un cristallo può essere pensato come composto di tante particelle poliedriche elementari, che chiamò *molecole integranti*, accostate le une alle altre e aventi la forma del solido di partenza.

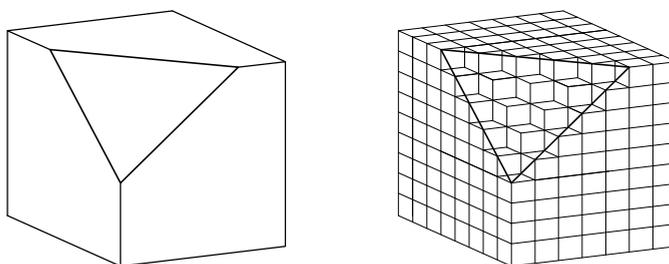


Fig. 1.2. Confronto tra l'aspetto esterno di un cristallo (a sinistra) e la sua struttura interna (a destra) secondo l'ipotesi delle molecole integranti di Haüy. (da Gramaccioli C.M., *Minerali alpini e prealpini* 1975; modificato e ridisegnato).

In seguito, Haüy osservò che la distribuzione delle facce presentava delle regolarità controllate dalla forma delle molecole integranti e nel 1801 enunciò la *legge di razionalità degli indici*, che può essere espressa come segue: "Assunti come assi di riferimento tre spigoli reali o possibili di un cristallo, non complanari e convergenti, i rapporti parametrici ($a : b : c$) della faccia

fondamentale e quelli di una qualsiasi altra faccia ($a' : b' : c'$) stanno tra loro come tre numeri razionali, interi, primi tra loro e generalmente piccoli".

Nei prossimi paragrafi saranno dati riferimenti relativi ai rapporti parametrici e alla faccia fondamentale. Per il momento interessa sapere che questa legge fondamentale della cristallografia regola la giacitura reciproca delle facce dei cristalli e stabilisce che in un determinato cristallo possono coesistere solo forme geometriche formate da facce aventi giaciture compatibili con le possibili combinazioni di simmetria.

1.1.3. Struttura reticolare dei cristalli

Nel 1848 il mineralogista Auguste Bravais introdusse il concetto di *struttura reticolare dei cristalli*, secondo cui un cristallo è formato dalla ripetizione discontinua, periodica e regolare di una *cella elementare* - unità chimica elementare che conserva tutte le proprietà chimiche, fisiche e geometriche del reticolo spaziale di un cristallo - nel rispetto rigoroso delle possibili associazioni degli elementi di simmetria. In altre parole, Auguste Bravais modificò il concetto di molecole integranti di Hauy ipotizzando che i componenti elementari di un cristallo non sono giustapposti come nel caso delle molecole integranti, ma intervallati regolarmente su ciascun asse. Auguste Bravais dimostrò anche che la cella elementare non si può ripetere nello spazio in maniera illimitata, ma solo secondo quattordici disposizioni spaziali regolari delle celle elementari (*reticoli di Bravais*).

Le ipotesi di Bravais sulla struttura reticolare dei cristalli furono confermate sperimentalmente da Max von Laue (1879-1960) e da William Lawrence Bragg (1862-1924) sulla base delle esperienze compiute sulla diffrazione dei raggi X, che oggi rappresenta uno dei metodi investigativi più importanti per l'identificazione dei minerali in quanto permette la definizione del reticolo cristallino e della struttura atomica.

L'elemento base di un reticolo spaziale è il *filare* composto da un insieme di *nod*i in cui si trovano le unità chimiche elementari (atomi o ioni) orientate nella stessa direzione dello spazio a una distanza fissa detta *periodo*. Due o più filari, posti su due direzioni dello spazio, formano un *piano reticolare*, che si ottiene per traslazione di una maglia piana elementare. Più piani reticolari, disposti nelle tre direzioni dello spazio, formano un *reticolo spaziale*. Questo scaturisce dalla ripetuta traslazione nelle tre dimensioni di una cella elementare, che è caratterizzata dalle grandezze lineari a, b, c definite dal periodo di ciascun filare e dai tre angoli α, β, γ che i tre piani reticolari formano tra loro.

Le celle elementari hanno la forma di parallelepipedo in cui gli atomi possono disporsi ai vertici (*celle primitive P*) o ai vertici e al centro delle facce (*celle a facce centrate FC*) o ai vertici e al centro (*celle a corpo centrato CC*) del solido unitario. In alcuni sistemi cristallini questa diversa possibilità permette di avere più celle elementari e quindi più tipi di impacchettamento degli atomi nel reticolo. Ciò comporta un diverso numero di coordinazione, una minore quantità di vuoti nel reticolo e la definizione dell'aspetto morfologico finale del cristallo.

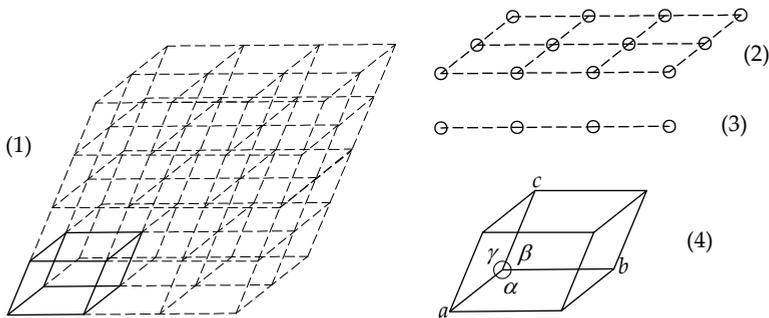


Fig. 1.3. Struttura reticolare dei cristalli: reticolo spaziale (1), piano reticolare (2), filare (3) e cella elementare (4).

Gli atomi collocati ai vertici e al centro di ogni faccia della cella sono condivisi con quelli delle celle adiacenti attraverso legami chimici.

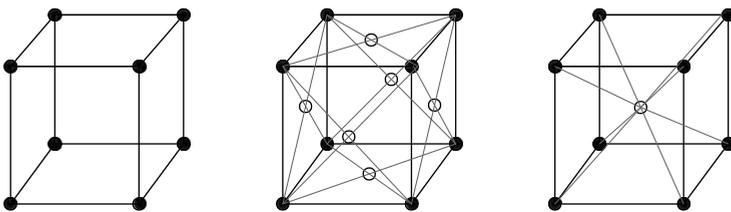


Fig. 1.4. Celle elementari; da sinistra: cella primitiva P, cella a facce centrate FC e cella a corpo centrato CC.

Il numero totale di atomi presenti in una cella elementare è dato dalla relazione:

$$N_t = N_i + 2N_f + 1/8N_v$$

$N_t = n^\circ$ totale di atomi $N_i = n^\circ$ atomi al centro

$N_f = n^\circ$ atomi sulle facce $N_v = n^\circ$ atomi ai vertici

Nota. Nello stato solido, i legami chimici che si sviluppano tra gli atomi, sono di natura elettrica e sono in gran parte responsabili delle caratteristiche chimiche e fisiche del minerale. I legami chimici possono essere di diversa intensità e di diverso tipo.

Il *legame metallico* si sviluppa quando gli elettroni possono muoversi liberamente da uno ione all'altro ed è frequente nei metalli nativi.

Il *legame covalente* è un legame molto forte che si sviluppa tra semimetalli senza scambio di elettroni, come nel caso del diamante.

Il *legame ionico* è un legame forte che si sviluppa tra metalli e non metalli (per esempio nel salgemma) quando ioni di carica opposta sono attratti reciprocamente in base alla loro differenza di elettronegatività, che rappresenta la tendenza di un atomo ad attrarre elettroni di altri atomi.

Il *legame di Van der Waals* presenta legami deboli tra gli atomi, come nel caso dello zolfo.

La teoria reticolare dei cristalli conferma la legge della costanza dell'angolo diedro e la legge di razionalità degli indici di Hauy. Infatti, in base alla natura reticolare dei cristalli, ogni spigolo corrisponde a un filare e ogni faccia ad un piano reticolare, per cui i vari piani reticolari (facce del cristallo) possono tagliare, su filari non paralleli al piano stesso, solo multipli del periodo. Di conseguenza, gli indici delle varie entità cristallografiche possono essere solo numeri interi, piccoli e razionali e gli angoli diedri tra le facce hanno lo stesso valore.

1.2. Simmetria dei cristalli

La morfologia di un cristallo reale è il risultato della combinazione di più facce, legate tra loro da un rigoroso ordine interno nel rispetto dei possibili elementi di simmetria. Le facce (F) sono porzioni di piano che si uniscono negli spigoli (S) e che convergono in punti detti vertici (V); questi elementi reali sono legati dalla relazione: $F + V = S + 2$.

I principali elementi di simmetria di un cristallo, macroscopicamente visibili, sono i seguenti:

– *piano di simmetria*: rappresenta il piano che divide un cristallo in due parti speculari;

- *asse di simmetria*: rappresenta l'asse attorno a cui una faccia di un cristallo si può ripetere dopo una rotazione di 60° , 90° , 120° e 180° , individuando rispettivamente assi senari, quaternari, ternari e binari;
- *centro di simmetria*: rappresenta il centro rispetto al quale le facce di un cristallo sono disposte in modo speculare.

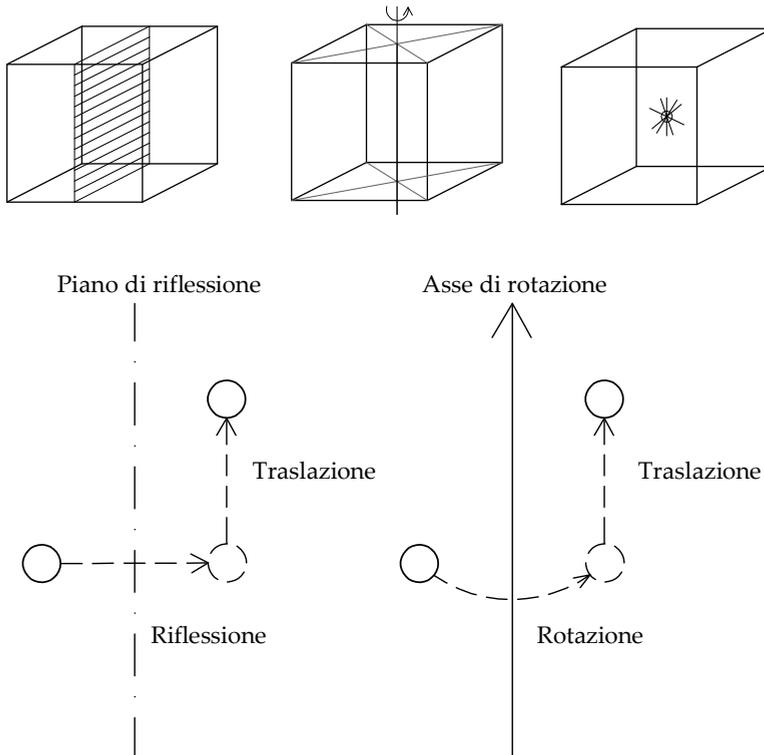


Fig. 1.5. In alto: piano, asse e centro di simmetria; in basso: slittopiano e asse elicogiro.

Gli elementi di simmetria rappresentano le entità geometriche rispetto alle quali è possibile effettuare le *operazioni di simmetria*, la cui applicazione porta ad una configurazione equivalente del cristallo. Queste operazioni sono rappresentate da rotazione, riflessione, rotazione più traslazione (*asse elicogiro*) e riflessione più traslazione (*slittopiano*). L'*asse elicogiro* opera un ricoprimento per rotazione seguito da una traslazione lungo lo stesso asse mentre lo *slittopiano* opera una riflessione rispetto a un piano e la successiva traslazione parallela al piano stesso. C'è da sottolineare che la traslazione avviene a livello atomico e, quindi, non è visibile macroscopicamente. La

manca del centro di simmetria comporta la presenza di un *asse polare* che alle due estremità del cristallo incontra geometrie diverse e che in alcuni minerali, come quarzo e tormalina, permette la piezoelettricità.

È molto importante considerare che la simmetria evidenzia una equivalenza strutturale e non geometrica, per cui la regolare geometria di un cristallo non è sufficiente per formulare una corretta valutazione del grado di simmetria, che riveste molta importanza per l'identificazione di un minerale. Ciò è dovuto al fatto che le caratteristiche fisiche e l'eventuale anisotropia di tali proprietà sono definite dalla struttura reticolare interna di un cristallo. Nella figura 1.6. sono riportati tre esempi di simmetria reale e geometrica relativi alla sfalerite, al quarzo e alla pirite.

La sfalerite ha le facce fisicamente equivalenti in modo alternato (le une sono lisce le altre sono opache e scabre) per cui quello che geometricamente sembra un ottaedro è il risultato della combinazione di due tetraedri.

Nel quarzo, le facce delle piramidi esagonali sono equivalenti in modo alternato perché le facce *r* sono più reattive delle facce *z* e questo indica che il quarzo ha una simmetria trigonale e non esagonale.

La pirite cubica da un punto di vista mineralogico non è composta da sei facce uguali, perché le stesse sono diversamente striate, per cui la simmetria reale è inferiore a quella geometrica.

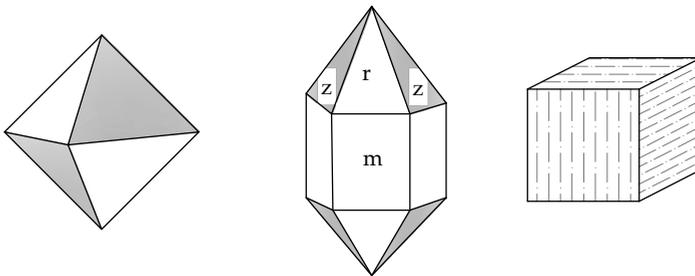


Fig. 1.6. Esempi di simmetria reale e simmetria geometrica; da sinistra sfalerite, quarzo e pirite. (da Artini E., *I minerali* 2003; ridisegnato e modificato).

Un modo per valutare la reale equivalenza delle facce è legato alle *figure di corrosione* che si formano quando le facce di un cristallo sono trattate con acidi forti. La risposta all'attacco di questi acidi produrrà effetti diversi sulle facce consentendo di definire una data forma cristallina che presenta stesse

caratteristiche fisiche e, quindi, la perfetta equivalenza o meno delle facce e la corretta simmetria di un cristallo. Nella fig. 1.7 sono riportati due esempi di figure di corrosione in un cristallo di calcite e di apatite.

Occorre sempre ricordare che la simmetria reale di un cristallo è sempre inferiore a quella geometrica.

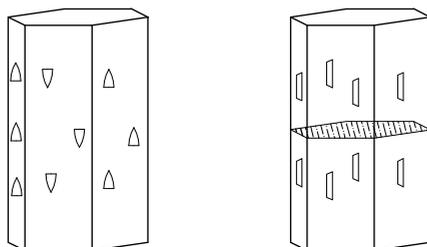


Fig. 1.7. Figure di corrosione: a sinistra cristallo di calcite, a destra cristallo di apatite (da Artini E., *I minerali* 2003; ridisegnato e modificato).

1.3. Forma cristallina e assi cristallografici

L'insieme delle facce, fisicamente equivalenti, che si ripetono nello spazio secondo le possibili combinazioni degli elementi di simmetria definisce una *forma cristallina* che può essere chiusa o aperta, a seconda se chiude o meno lo spazio. Per esempio, il cubo e il tetraedro sono *forme chiuse* mentre il prisma, la piramide, lo sfenoide, il doma, il pinacoide e il pedione sono *forme aperte* che devono essere sempre associate ad altre per formare combinazioni con cui è possibile chiudere lo spazio. Un cristallo è quindi il risultato della combinazione di una o più forme cristalline, che possono essere individuate nello spazio attraverso la *croce assiale*. Questa è costituita da tre assi non complanari, detti *assi cristallografici*, che corrispondono a spigoli reali o possibili del cristallo e che si possono intersecare tra loro anche con angoli diversi da 90° . L'identificazione univoca di una forma cristallina è definita dalle *costanti cristallografiche* che sono rappresentate dagli angoli $\alpha : \beta : \gamma$ con cui gli assi cristallografici si intersecano e dal rapporto parametrico $a : b : c$ che definisce i segmenti che una faccia stacca sugli assi cristallografici. Per convenzione, l'angolo α è compreso tra gli assi z e y , l'angolo β tra gli assi x e z e l'angolo γ tra gli assi x e y . Una faccia di un cristallo può assumere diverse giaciture rispetto agli assi cristallografici in quanto può intersecare o meno gli assi in diverso modo. La faccia che taglia tutti e tre gli

assi x , y , z con intercette diverse dall'origine è detta *faccia fondamentale*.

Per identificare le varie entità cristallografiche si possono utilizzare gli *indici di Miller*, costituiti da una terna di numeri interi racchiusi tra parentesi di diverso tipo secondo le seguenti convenzioni.

Una *faccia* è indicizzata tra parentesi tonde e può assumere diverse giaciture rispetto agli assi cristallografici. Per esempio la faccia $(1\ 1\ 1)$ taglia tutti e tre gli assi x , y , z ; la faccia $(1\ 0\ 0)$ è parallela al piano z - y e taglia l'asse x ; la faccia $(0\ 0\ 1)$ è parallela al piano x - y e taglia l'asse z ; la faccia $(0\ 1\ 0)$ è parallela al piano x - z e taglia l'asse y .

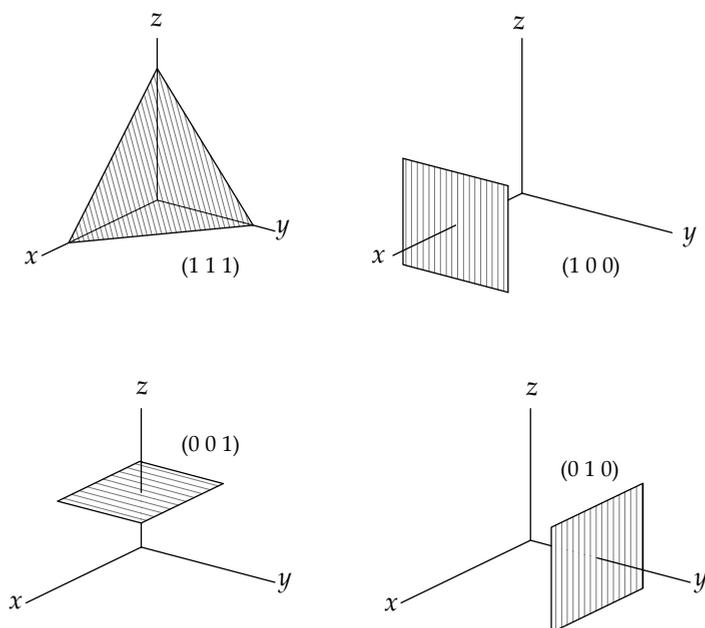


Fig. 1.8. Diverse giaciture di una faccia rispetto agli assi cristallografici (da Wenk & Bulakh, *Minerals: their constitution and origin* 2016; ridisegnato e modificato).

La *direzione di un asse* è indicizzata tra parentesi quadre $[010]$.

Una *forma cristallina* è rappresentata tra parentesi graffe; per esempio, la forma cristallina $\{1\ 1\ 1\}$ rappresenta lo spazio racchiuso tra le facce $(1\ 0\ 0)$, $(0\ 1\ 0)$, $(0\ 0\ 1)$, $(-1\ 0\ 0)$, $(0\ -1\ 0)$ e $(0\ 0\ -1)$.

Nota. Esempio di determinazione degli indici di Miller di una faccia (a b c) di intercette (2 2 2) rispetto a una faccia (A B C) di intercette (1 4 3).

Procedura da seguire:

- rapporto tra le intercette delle due facce, pari a $(2/1 \ 2/4 \ 2/3)$;
- reciproco del rapporto ottenuto che è uguale a $(1/2 \ 4/2 \ 3/2)$;
- semplificazione per avere numeri interi (si moltiplicano tutti i termini per 2);
- gli indici di Miller della faccia ottenuti sono (1 4 3).

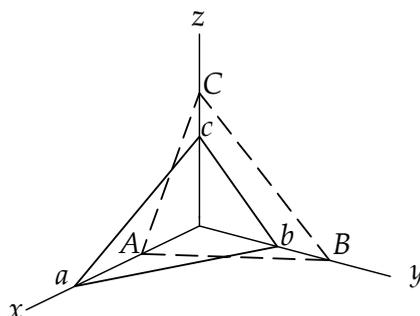


Fig. 1.9. Determinazione degli indici di Miller.

1.4. Sistemi cristallini

La periodica e regolare ripetizione della cella elementare nelle tre direzioni dello spazio può assumere solo 14 disposizioni spaziali regolari definite dai reticoli di Bravais che, con le possibili combinazioni di simmetria di tipo macroscopico, consente 32 possibili raggruppamenti di forme semplici, detti *gruppi puntuali cristallografici* o *classi di simmetria*.

I gruppi puntuali considerano solo piani, assi e centri di simmetria. Se si comprendono anche le operazioni di *traslazione semplice* e *traslazione associata* (assi elicogiri e slittopiani), non visibili macroscopicamente, la combinazione dei 14 reticoli di Bravais con i 32 gruppi puntuali porta alla definizione di 230 *gruppi spaziali cristallografici*, che rappresentano le possibili disposizioni spaziali, omogenee e ordinate delle celle elementari.

Le 32 classi di simmetria sono suddivise in sette sistemi cristallini: *cubico*, *tetragonale*, *esagonale*, *trigonale*, *ortorombico*, *monoclino* e *triclino*. Ogni sistema cristallino è definito dai *parametri di cella* ed è caratterizzato da uno o più tipi di cella elementare. I sistemi cristallini si rappresentano nello spazio con tre assi cristallografici di riferimento (x, y, z) ad eccezione dei sistemi esagonale e trigonale per i quali si preferisce utilizzare una rappresentazione a quattro

assi (x, y, z, w). In base alle lunghezze delle intercette a, b, c sugli assi cristallografici, i sistemi cristallini si possono raggruppare in tre gruppi principali (*monometrico, dimetrico, trimetrico*).

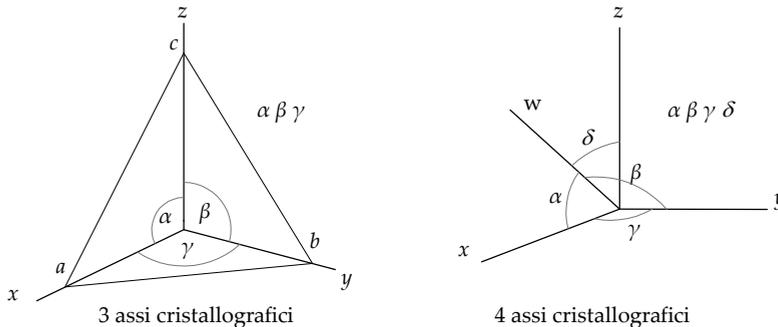


Fig. 1.10. Rappresentazione spaziale a 3 e 4 assi cristallografici.

1.4.1. Gruppo monometrico

Questo gruppo comprende un solo sistema cristallino e raggruppa i cristalli che hanno una forma isometrica avendo le intercette a, b, c di uguale valore.

sistema cubico $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ $a = b = c$

Le celle elementari sono cubica semplice, cubica corpo centrato e cubica a facce centrate. Gli angoli sono ortogonali tra loro e le intercette hanno lo stesso valore. Il sistema cubico comprende i cristalli che ammettono più assi trigiri A3 come *argento, argentite cuprite, diamante, fluorite, galena, granati, magnetite, oro, pirite, salgemma, sfalerite, skutterudite, spinello, tetraedrite*.

1.4.2. Gruppo dimetrico

Comprende cristalli allungati nella direzione z in quanto due intercette sono uguali e una è diversa.

Il gruppo dimetrico è suddiviso in tre sistemi cristallini:

sistema tetragonale $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ $a = b \neq c$

Le celle elementari sono tetragonale semplice e tetragonale a corpo centrato. I tre assi x, y, z sono ortogonali tra loro; le intercette a e b sono di uguale lunghezza e giacciono nello stesso piano mentre l'intercetta c giace su un piano ortogonale e può essere più lunga o più corta delle altre due. Il sistema

tetragonale comprende i cristalli che ammettono un solo asse tetragiro A4 come *apofillite*, *calcopirite*, *cassiterite*, *fosgenite*, *grafite*, *rutilo*, *scapolite*, *scheelite*, *vesuvianite*, *wulfenite*, *zircono*.

sistema esagonale $\alpha = \beta = \gamma = 120^\circ$ $\delta = 90^\circ$ $a = b = c \neq d$

La cella elementare è esagonale primitiva. Gli assi di riferimento sono quattro (x, y, z, w); le intercette $a : b : c$ sono di uguale lunghezza e giacciono a 120° tra loro nello stesso piano che è ortogonale all'asse w , su cui si trova l'intercetta d che può essere di diversa lunghezza. Il sistema esagonale comprende i cristalli che ammettono un solo asse di simmetria esagiro A6 come *apatite*, *berillo*, *molibdenite*, *nefelina*, *piromorfite*, *quarzo beta*, *vanadinite*, *wurzite*, *zincite*.

sistema trigonale $\alpha = \beta = \gamma = 120^\circ$ $\delta = 90^\circ$ $a = b = c \neq d$

Le celle elementari sono esagonale primitiva e romboedrica. Questo sistema è detto anche romboedrico e si rappresenta con quattro assi di riferimento x, y, z, w . Le intercette $a : b : c$ sono di uguale lunghezza e giacciono a 120° nello stesso piano che è ortogonale all'asse w su cui si ha l'intercetta d , che può essere di diversa lunghezza. Il sistema trigonale comprende i cristalli che ammettono un solo asse di simmetria trigiro A3 come *calcite*, *cinabro*, *corindone*, *dolomite*, *ematite*, *ilmenite*, *quarzo*, *siderite*, *smithsonite*, *tormalina*.

1.4.3. Gruppo trimetrico

Nel gruppo trimetrico, i tre parametri delle facce sono tutti diversi tra loro per cui questo gruppo raggruppa cristalli di diverse dimensioni.

Il gruppo trimetrico è suddiviso in tre sistemi cristallini:

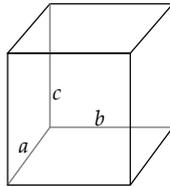
sistema ortorombico $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ $a \neq b \neq c$

Le celle elementari sono rombica semplice, rombica a base centrata, rombica a corpo centrato e rombica con tutte le facce centrate. Gli assi x, y, z sono disposti a 90° mentre le intercette $a : b : c$ sono tutte diverse tra loro. Il sistema ortorombico comprende i cristalli che ammettono più assi digiro A2 o un solo piano di simmetria, come *anglesite*, *antimonite*, *arsenopirite*, *andalusite*, *barite*, *calamina*, *celestina*, *cerussite*, *emimorfite*, *epsomite*, *marcasite*, *natrolite*, *olivina*, *topazio*, *staurolite*, *zolfo*.

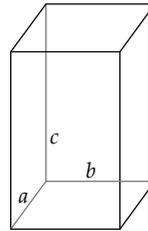
sistema monoclinico $\alpha = \gamma = 90^\circ$ $\beta \neq 90^\circ$ $a \neq b \neq c$

Le celle elementari sono monoclina semplice e monoclina a basi centrate. Gli assi x, y e z, y si incrociano a 90° mentre gli assi x e z si intersecano con un angolo diverso da 90° . Il sistema monoclinico comprende i cristalli che ammettono un solo asse digiro A2 o un solo piano di simmetria come

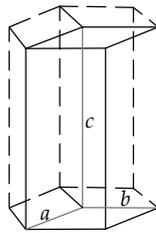
anfiboli, arsenopirite, augite, biotite, diopside, epidoti, eritrite, gesso, malachite, miche, orpimento, ortoclasio, pirosseni, realgar, scolecite, spodumene, vivianite.



CUBICO
 $a=b=c$ $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$
 cubo



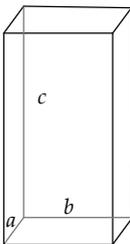
TETRAGONALE
 $a=b \neq c$ $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$
 prisma quadrato



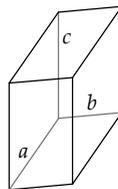
ESAGONALE
 $a=b \neq c$ $\alpha=\beta=90^\circ$ $\gamma=120^\circ$
 prisma esagonale



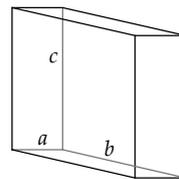
TRIGONALE
 $a=b=c$ $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$
 romboedro



ORTOROMBICO
 $a \neq b \neq c$ $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$
 prisma rettangolare



MONOCLINO
 $a \neq b \neq c$ $\alpha=\gamma=90^\circ$ $\beta \neq 90^\circ$
 prisma



TRICLINO
 $a \neq b \neq c$ $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$
 parallelepipedo

Fig. 1.11. I sette sistemi cristallini con le relative costanti cristallografiche.

α = angolo compreso tra b -c; β = angolo compreso tra b -c; γ = angolo compreso tra b -c.
 (da Wenk & Bulakh, *Minerals: their constitution and origin* 2016; ridisegnato e modificato).

sistema triclino $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$ $a \neq b \neq c$

La cella elementare è triclina semplice. I tre assi x, y, z si intersecano tra loro con angoli tutti diversi da 90° . Il sistema triclino comprende i cristalli che non ammettono assi o piani di simmetria come per esempio *albite*, *anortite*, *cianite*, *heulandite*, *microclino*, *pirosseni*, *plagioclasti*

1.5. Morfologia dei cristalli

Forma e dimensioni della cella elementare condizionano proprietà e l'aspetto geometrico finale di un cristallo reale. Se i parametri della cella elementare sono di uguale lunghezza ($a = b = c$) il cristallo avrà una *forma isometrica*; se due parametri sono uguali e più piccoli del terzo ($a = b < c$) il cristallo avrà una *forma tabulare*; se invece i due parametri sono uguali e più grandi del terzo ($a = b > c$) il cristallo avrà una *forma prismatica*. Così, per esempio, la galena si presenta con abiti cubici o ottaedrici, la barite con abito tabulare e il quarzo con abito prismatico.

In *condizioni ideali*, l'aspetto esteriore dei cristalli corrisponde a forme poliedriche geometriche regolari e rispecchia le caratteristiche del sistema cristallino di appartenenza, in quanto non ci sono fattori esterni che possono agire selettivamente sulla velocità di crescita delle facce. In *condizioni reali*, la perfetta geometria finale di un cristallo non è comune perché la crescita dei cristalli è condizionata, oltre che dalle caratteristiche strutturali, anche dalle reciproche interferenze dei molti fattori in gioco. Non esistono, infatti, due minerali della stessa specie perfettamente uguali, in quanto la loro formazione è il risultato di equilibri diversi e condizioni ambientali mutevoli che possono agire selettivamente sulla velocità di crescita determinando, tra le possibili facce, quelle che prevarranno. I cristalli reali risentono molto delle variazioni chimico-fisiche che si possono manifestare nell'ambiente di formazione per cui, nel rispetto della legge della costanza dell'angolo diedro, si possono avere cristalli con morfologie distorte, con facce molto o poco sviluppate oppure mancanti. Tra i fattori in gioco che possono intervenire ricordiamo i valori di temperatura e pressione presenti nell'ambiente di formazione, la natura e la concentrazione delle soluzioni circolanti e la disponibilità di spazio fisico.

1.5.1. Cristallo singolo e aggregati cristallini

Un cristallo può crescere come un *singolo individuo* o come una combinazione di più individui cristallini, detti *aggregati cristallini*, in cui l'abito non è spesso

individuabile. Queste due possibilità sono legate alla maggiore o minore disponibilità di spazio fisico nell'ambiente di formazione. Un cristallo che può crescere senza costrizioni potrà assumere forme geometriche regolari mentre, se lo spazio disponibile è limitato, la crescita sarà ostacolata e condizionata dalla presenza di altri individui. Ciò è legato alle diverse eventuali irregolarità che si possono innestare nell'ambiente di formazione, quali, per esempio, interruzioni della crescita, variazioni delle concentrazioni delle soluzioni, presenza di impurità.

Cristallo singolo

In un cristallo singolo, l'aspetto che salta subito agli occhi dell'osservatore è la sua morfologia globale e lo sviluppo delle singole facce. In cristallografia l'aspetto morfologico di un cristallo è definito dai termini *tratto* e *abito* aventi un diverso significato. Il *tratto* descrive l'aspetto dimensionale relativo del cristallo ed è legato allo sviluppo differenziato delle facce, per cui si può avere un tratto tozzo, allungato, aciculare, ecc. L'*abito* rappresenta, invece, la combinazione delle possibili forme semplici compatibili con gli elementi di simmetria e con la velocità di crescita delle singole facce. L'abito descrive, quindi, l'aspetto geometrico globale che le facce a maggior sviluppo conferiscono al cristallo; si può avere un abito cubico, prismatico, ottaedrico, scalenoedrico, tabulare, aciculare, dendritico, ecc.

La perfezione delle facce di un cristallo è espressa dai termini *eudrale*, *subeudrale* o *anedrale* a seconda se il cristallo presenta facce completamente, parzialmente o per nulla sviluppate.

Aggregati cristallini

In natura, i singoli individui cristallini molto spesso non si possono sviluppare regolarmente, ma crescono con diverse forme, orientazioni e organizzazioni dando vita ad associazioni di cristalli della stessa specie, che assumono diverse denominazioni. Gli aggregati possono essere:

- *aciculari*: sono formati da sottili cristalli aghiformi;
- *fibrosi*: i cristalli sono allungati e paralleli tra loro;
- *globulari*: presentano con una forma sferica;
- *botroidali*: ricordano la forma di un grappolo d'uva;
- *oolitici*: sono formati da piccole particelle sferiche;
- *raggiati*: i cristalli, aghiformi, divergono da uno stesso nucleo;
- *mammellonari*: hanno una forma tondeggiante;
- *lamellari*: sono costituiti da più strati di cristalli tabulari;
- *dendritici*: i cristalli sono diversamente ramificati;

- *coralloidi*: i cristalli, anche piegati, hanno una forma arrotondata e arcuata;
- *a covone*: i cristalli tendono ad allargarsi a ventaglio;
- *zonati*: costituiti da bande formate da strati alternati;
- *sferulitici*: i cristalli si impostano su un granello di sabbia e si dispongono radialmente per formare un aggregato policristallino sferico.

Altre associazioni di cristalli interessanti sono il *geode*, in cui i singoli cristalli si impostano su una superficie concava e crescono verso l'interno e la *drusa*, in cui i singoli cristalli si impostano su una superficie piana e crescono verso l'esterno.

1.6. Crescita dei cristalli

I cristalli si formano in diversi ambienti genetici (magmatico, sedimentario e metamorfico) attraverso processi di crescita che si sviluppano, anche in più fasi, per successive deposizioni del nutriente disponibile in strati paralleli sulle superfici esterne del cristallo. La crescita di un cristallo avviene quando un germe cristallino raggiunge una dimensione critica oltre la quale non può rimanere più in una soluzione supersatura (il soluto è superiore a quello consentito dal solvente) e quindi si deposita su una faccia del cristallo consentendone l'accrescimento. La supersaturazione può raggiungere differenti valori in corrispondenza di facce, spigoli e vertici di un cristallo, che possono così crescere con velocità e/o meccanismi diversi.

Le principali teorie sulla crescita dei cristalli, basate su principi ed equilibri termodinamici, sono la *teoria VKS* (nome formato con le iniziali degli autori Volmer, Kossel e Stranski) per i cristalli ideali e la *teoria BCF* (nome formato con le iniziali degli autori Burton, Cabrera e Frank) per i cristalli reali. Queste due teorie sono complementari tra loro. Infatti, le superfici di un cristallo ideale sono piane e prive di imperfezioni mentre quelle di un cristallo reale sono caratterizzate da irregolarità e difetti strutturali che influenzano il tipo di crescita. Le imperfezioni si possono manifestare se le unità chimiche elementari non si ripetono perfettamente nella struttura cristallina, se occupano una diversa posizione nel reticolo oppure se sono presenti unità chimiche diverse.

La *teoria VKS* si riferisce alla crescita di cristalli ideali, costituiti da un reticolo cristallino senza difetti, ed è valida solo per alti valori di supersaturazione della soluzione mineralizzante. Secondo questa teoria la crescita avviene *strato per strato*: in base ai legami chimici non saturati disponibili si forma un nuovo strato per progressiva deposizione di atomi su

una faccia del cristallo. Tale disposizione avviene secondo un iter gerarchico che prevede prima il riempimento di vuoti esistenti e poi la formazione di angoli e gradini.

La *teoria BCF* si riferisce alla crescita di cristalli reali che sono caratterizzati dalla presenza di imperfezioni nel reticolo cristallino. Secondo questa teoria, che è valida anche per bassi valori di soprassaturazione, la crescita si sviluppa per successive deposizioni di sostanze nutrienti su imperfezioni strutturali o impurità (dette *dislocazioni a vite*) presenti sulla faccia del cristallo in crescita. La deposizione avviene con un andamento a spirale (*crescita a spirale*). Si fa osservare che le imperfezioni, comuni nei cristalli reali, facilitano i processi di nucleazione perché modificano l'equilibrio dello stato elettronico nell'intorno del sistema.

1.6.1. Fattori che influenzano la crescita dei cristalli reali

I cristalli reali presentano imperfezioni e disomogeneità che testimoniano la possibile variabilità dei processi di crescita, legati a diversi fattori che possono agire in maniera combinata e influenzare le modalità di accrescimento di alcune facce cristalline rispetto ad altre, tanto che una stessa specie cristallina può presentare abiti diversi in funzione delle condizioni al contorno. Tra i fattori più importanti abbiamo le imperfezioni presenti sulle facce dei cristalli, le condizioni di interfaccia tra cristallo in crescita e ambiente di formazione, la variabilità delle condizioni chimico-fisiche dell'ambiente, la velocità di crescita, lo spazio fisico a disposizione e le inclusioni.

Imperfezioni delle facce

L'osservazione attenta di un minerale permette di osservare la presenza o meno di alcune irregolarità sulle facce di un cristallo reale. Tali imperfezioni sono sempre riconducibili a cause strutturali e possono essere di *tipo puntuale, lineare e planare*. Le *imperfezioni di tipo puntuale* sono legate a più cause come l'assenza di ioni normalmente presenti nella struttura cristallina, la loro posizione anomala oppure la presenza di ioni estranei. Le *imperfezioni di tipo lineare* sono dovute alla presenza di gradini posti a spirale che si sono formati a seguito di uno spostamento della struttura cristallina. Le *imperfezioni di tipo planare* si sviluppano quando una ripetizione spaziale non allineata dei piani reticolari porta a un disallineamento di blocchi adiacenti di celle elementari che non combaciano più tra loro.

Le *strie* sono connesse ad una crescita con variazioni della concentrazione chimica della soluzione; sono irregolarità caratteristiche, diversamente

disposte sulle facce dei cristalli. Per esempio, nel topazio, epidoto, tormalina e berillo le strie sono parallele all'asse principale; nella magnetite sono disposte secondo la diagonale lunga; nella calcite sono parallele agli spigoli laterali degli scalenoedri; nel quarzo le facce del prisma sono striate orizzontalmente; nella pirite le facce sono alternativamente striate in senso perpendicolare.

Interfaccia cristallo - ambiente

Un ruolo importante nei meccanismi di crescita e nella definizione dell'abito finale di un cristallo è legato alle condizioni di frontiera tra cristallo e ambiente. Infatti, la presenza di impurità nelle soluzioni mineralizzanti può influenzare la capacità di adesione delle particelle in soluzione, favorendo accrescimenti preferenziali, limitando o impedendo lo sviluppo di altre facce. Un esempio è l'*abito a tramoggia* caratterizzato da facce scalinate che portano alla formazione di una faccia incavata a causa di una maggiore velocità di crescita dei vertici e degli spigoli rispetto al centro delle facce. Ciò è legato alla diversa concentrazione della soluzione mineralizzante nell'intorno del cristallo, che causa uno sviluppo diversificato delle facce del cristallo.

Variazioni delle condizioni ambientali

Le variazioni delle condizioni chimico-fisiche dell'ambiente di formazione sono spesso causa di un'alternanza di cicli di crescita. Tali cambiamenti sono da riferire a modifiche della temperatura e della pressione, a fluttuazioni della concentrazione delle soluzioni mineralizzanti e alle condizioni di alimentazione, che possono essere prolungate e costanti nel tempo oppure intermittenti e di limitata durata. Alla ripresa della crescita, l'accrescimento delle facce dei cristalli esistenti si può sviluppare con una diversa orientazione o con le stesse relazioni di intercrescita esistenti se le facce dei cristalli esistenti sono rimaste libere (crescite epitassiche, parallele, ecc.). Tale variabilità delle condizioni ambientali può influire anche sull'estensione dei piani che costituiscono le facce di un cristallo, per cui, ancora una volta, la regolarità geometrica di un cristallo deve considerarsi un'eccezione.

Velocità di crescita

Secondo la regola empirica del Bravais, le velocità di crescita sono inversamente proporzionali alla densità reticolare delle facce, per cui una faccia a bassa densità reticolare crescerà più velocemente rispetto ad una faccia ad alta densità reticolare. Nella condizione di equilibrio finale, le facce cresciute più velocemente (B) scompariranno per far spazio a quelle a

crescita più lenta (facce A) che controllano di fatto la forma finale di un cristallo.

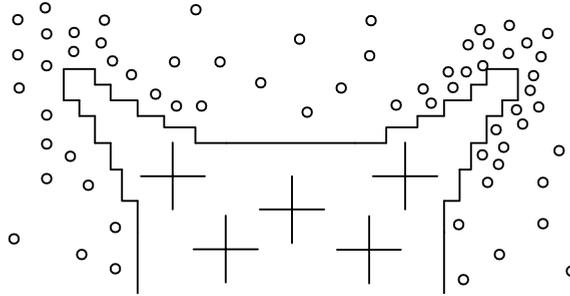


Fig. 1.12. Abito a tramoggia: vertici e spigoli del cristallo crescono più rapidamente delle facce con conseguente formazione di una faccia incavata. (da Wenk & Bulakh, *Minerals: their constitution and origin* 2016; ridisegnato e modificato).

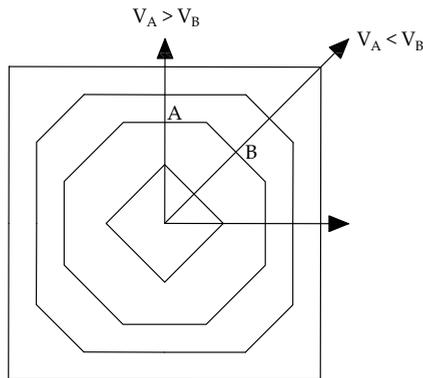


Fig. 1.13. Crescita delle facce: la faccia B cresce più velocemente della faccia A e alla fine la faccia B scompare. (da Klein C., *Mineralogia* 2004; ridisegnato e modificato).

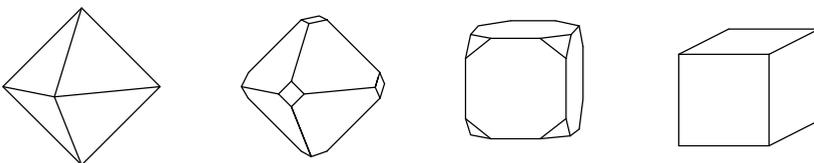


Fig. 1.14. Stadi successivi di crescita di un cristallo di spinello che portano da un abito ottaedrico (a sinistra) ad uno cubico (a destra). (da Klein C., *Mineralogia* 2004; ridisegnato e modificato).

L'effetto della diversa velocità di crescita delle facce può portare ad avere un'ampia variabilità di forme esterne anche nell'ambito della stessa specie, tutte legate a caratteristiche strutturali interne proprie e sempre rispettando la costanza dell'angolo diedro. Per esempio, lo spinello cristallizza con abito tetraedrico, cioè composto di sei facce triangolari, ma si può trovare in natura in cristalli con facce anche trapezoidali. La calcite si forma da una cella elementare romboedrica, ma si può presentare con numerosi abiti. Anche la combinazione di poche forme semplici, può dare vita ad una grande varietà di abiti, come nel caso della pirite che può avere abito cubico, ottaedrico e piroedrico.

Disponibilità di spazio fisico

La disponibilità di spazio fisico nell'ambiente di formazione di un cristallo riveste una notevole importanza, in quanto i cristalli liberi di crescere danno vita a forme geometricamente regolari mentre una limitazione di spazio porta ad impedimenti con conseguente maggior sviluppo di alcune facce a scapito di altre.

Inclusioni

La presenza di elementi estranei, che rimangono intrappolati nel cristallo durante la loro formazione, può influenzare la crescita dei cristalli reali. Tali sostanze possono essere costituite da diversi minerali (anfiboli, rutilo, anatasio, brookite, cloriti, granati, ossidi e idrossidi di ferro, argille, sabbia) e/o da fasi fluide (acqua, bitume e metano). Se tali sostanze sono già presenti nell'ambiente di formazione, prima della crescita, le inclusioni sono dette *protogeniche* e il cristallo le ingloberà mantenendo la loro forma originale. Se le sostanze sono contemporanee alla crescita del cristallo, le inclusioni sono dette *singenetiche* e i minerali inclusi assumeranno abiti non regolari e talora possono formare cristalli fantasma (*phantom*). Se le sostanze entrano nel cristallo per successivi fenomeni di smiscolamento, le inclusioni sono dette *epigenetiche*.

1.6.2. Aspetti particolari della crescita

I diversi fattori che interagiscono durante la crescita di un cristallo non si mantengono sempre costanti nel tempo, ma più spesso subiscono delle variazioni con conseguenti situazioni d'instabilità.

Queste nuove condizioni possono portare a particolari meccanismi di crescita, come la geminazione, l'epitassia, la paramorfosi, la pseudomorfosi, il polimorfismo e l'isomorfismo.

Geminazione

I *geminati* sono cristalli formati dall'unione di due o più individui della stessa specie che si dispongono in modo regolare l'uno rispetto all'altro o per rotazione intorno a un asse oppure per riflessione rispetto a un piano. La formazione dei minerali geminati avviene a seguito di variazioni delle condizioni ambientali o per deformazioni del reticolo cristallino. Per queste ragioni, la crescita di un nuovo individuo cristallino si può innestare sulla faccia di un cristallo esistente oppure si può sviluppare con simmetrie coerenti con le nuove condizioni genetiche.

La geminazione comporta un aumento della simmetria del cristallo perché la simmetria di geminazione si somma a quella del cristallo per cui bisogna fare attenzione nella determinazione della simmetria.

A seconda del modo in cui si sviluppa il processo si possono avere seguenti tipi di geminati:

geminati di contatto: sono formati da due individui della stessa specie che si uniscono secondo un piano che non può mai essere parallelo ad un piano di simmetria. I geminati di contatto possono essere *a becco di stagno* (cassiterite), *a coda di rondine* (gesso), *a ginocchio* (rutilo), secondo la *legge di Baveno* (ortoclasio), secondo la *legge di Maneback* (ortoclasio), secondo la *legge dello spinello* (spinello, magnetite) e secondo la *legge del Giappone* (quarzo).

geminati di compenetrazione: sono costituiti da due individui che si compenetrano secondo una superficie di contatto irregolare. La legge di geminazione è rappresentata da un asse di rotazione che non può coincidere con un asse di simmetria. I geminati di compenetrazione possono essere di tipo diverso: geminati *a croce di ferro* (pirite), *a croce retta* e *a croce obliqua* (staurolite), geminati secondo la *legge del periclino* (albite, periclino), la *legge di Carlsbad* (ortoclasio, sanidino), la *legge del Delfinato*, che comporta l'unione di due quarzi destri o di due quarzi sinistri, la *legge del Brasile*, che comporta l'unione di un quarzo destro e di un quarzo sinistro, la cui spiegazione è riportata più avanti nel testo.

geminati polisintetici: si formano quando più individui cristallini si sviluppano secondo piani di contatto paralleli tra loro; in pratica si ha una ripetizione alternata degli individui. Un esempio classico è rappresentato dai geminati secondo la *legge dell'albite* (albite, periclino).

geminati ciclici: si formano quando più cristalli si uniscono secondo più piani di contatto che non sono paralleli tra loro, ma corrispondenti a diverse facce della stessa forma semplice. Molto spesso danno luogo ad un aspetto pseudoesagonale, come nel caso di aragonite, cerussite e crisoberillo.

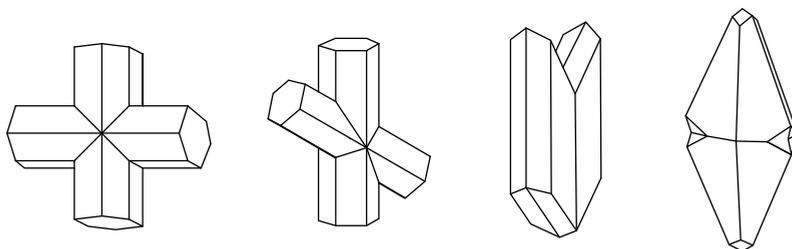


Fig. 1.15. Esempi di geminazione: da sinistra a destra: geminati di compenetrazione a croce retta e a croce obliqua nella staurolite, geminato di contatto a coda di rondine nel gesso, geminato di contatto nella calcite scalenoedrica. (da Klein C., *Mineralogia* 2004; ridisegnato e modificato).

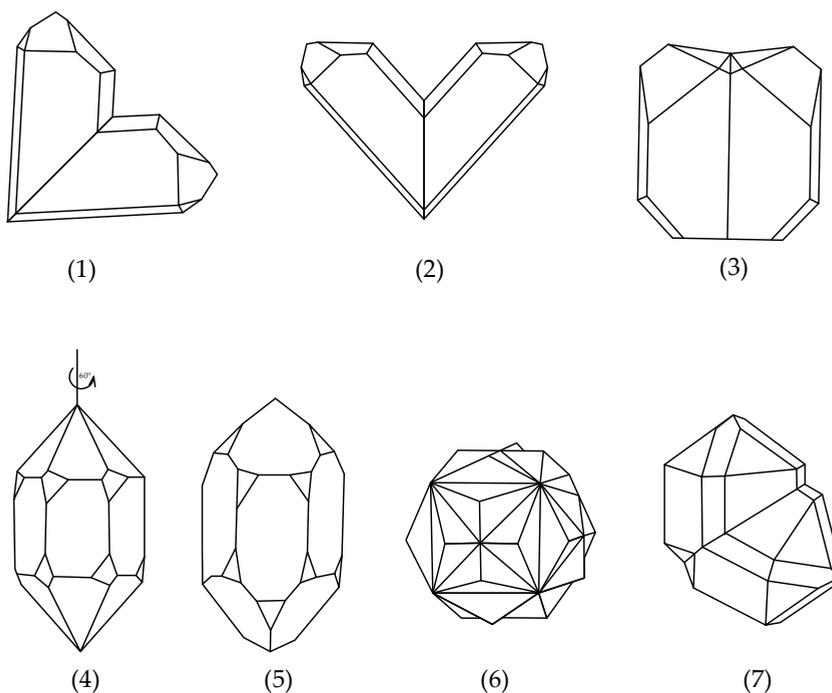


Fig. 1.16. Esempi di geminazioni. (1) (2) (3): tipi di geminazione di contatto secondo la legge del Giappone nel quarzo; (4) (5) (6) (7) (8): geminazione di compenetrazione secondo la legge del Brasile e del Delfinato nel quarzo e a croce di ferro nella pirite, geminazione di contatto a ginocchio nel rutilo. (da Gramaccioli C.M., *Minerali alpini e prealpini* 1975; modificato e ridisegnato).

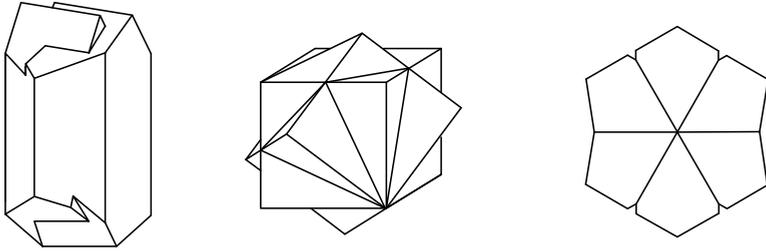


Fig. 1.17. Esempi di minerali geminati (da sinistra a destra): geminazione di compenetrazione secondo la legge di Carlsbad nell'ortoclasio, geminazione di compenetrazione nella fluorite, geminazione ciclica nell'aragonite. (da Gramaccioli C.M., *Minerali alpini e prealpini* 1975; modificato e ridisegnato).

Epitassia

L'epitassia rappresenta una concrescita orientata di un minerale su un cristallo di differente composizione secondo direzioni cristallografiche ben definite. Questa condizione si può verificare se esiste una compatibilità dei reticoli cristallini dei due minerali, in quanto la cella elementare del nuovo cristallo si deve poter adattare a quella del cristallo esistente affinché l'orientazione cristallografica della nuova crescita sia governata dalla struttura cristallina del vecchio individuo. Esempi sono rappresentati da ematite con rutilo, ortoclasio con albite e staurolite con cianite, in cui rispettivamente ematite, ortoclasio e staurolite fungono da substrato.

Paramorfosi e pseudomorfosi

Un cambiamento delle condizioni ambientali chimiche e fisiche può rendere instabile un minerale e indurre trasformazioni del minerale in un altro senza alcuna variazione della forma originale. Se il riassetto di atomi o ioni avviene senza che si sviluppi un cambio di composizione, si parla di *paramorfosi* mentre, se avviene la completa sostituzione del minerale che conserva solo l'aspetto esteriore, si parla di *pseudomorfosi*.

Un *minerale paramorfo* è un minerale che ha la stessa forma geometrica esterna e la stessa composizione chimica mentre un *minerale pseudomorfo* è un minerale con la stessa forma esterna ma diversa composizione chimica.

Paramorfosi e pseudomorfosi si possono sviluppare attraverso i seguenti processi: 1) *sostituzione volume per volume* di un cristallo da parte di un altro che ne assume la forma; 2) *incrostazione superficiale* su un minerale esistente che, se completamente sostituito, darà origine ad un calco che ha la forma

del minerale iniziale; 3) *alterazione* che può modificare la composizione chimica interna del minerale preesistente che conserva l'originaria forma esterna originaria.

La terminologia "*pseudomorfo di quarzo su fluorite*" indica che la fluorite è stata sostituita dal quarzo.

Polimorfismo

Il polimorfismo è un processo per cui un singolo composto chimico può presentarsi con diverse strutture cristalline e dare luogo a minerali aventi differenti caratteristiche fisiche. Il polimorfismo si può innestare per variazioni di pressione e/o di temperatura, che possono indurre una instabilità del reticolo cristallino con conseguente variazione del grado di simmetria. L'instabilità del reticolo può portare anche alla sua deformazione o alla sua ricostruzione oppure ad una graduale trasformazione da uno stato ordinato a uno stato disordinato.

Di seguito si riportano alcuni esempi:

carbonio C: a pressioni e temperature alte, il carbonio cristallizza nel sistema cubico come diamante mentre a pressioni e temperature basse nel sistema esagonale come grafite.

silicato di alluminio Al_2SiO_5 : ad alte pressioni cristallizza nel sistema triclino come *cianite*, ad alte temperature nel sistema ortorombico come *sillimanite* e a basse temperature e pressioni nel sistema ortorombico come *andalusite*.

carbonato di calcio $CaCO_3$: la fase stabile ad alta pressione è l'*aragonite* che cristallizza nel sistema ortorombico mentre a bassa pressione si ha la *calcite* che cristallizza nel sistema trigonale con trasformazioni che portano alla ricostruzione del reticolo cristallino.

biossido di silicio SiO_2 : presenta diversi polimorfi stabili a differenti condizioni di pressione e temperatura. Al di sotto di 573 °C la fase stabile del biossido di silicio è il *quarzo α* (trigonale); tra 573 °C e 870 °C si ha il *quarzo β* (esagonale); tra 163 °C e 870 °C si ha la *tridimite* (ortorombica). A pressioni ambientali e tra 870 °C e 1470 °C si ha la *tridimite β* (esagonale). Per temperature fino a 275 °C si ha la *crystalite α* (tetragonale) mentre a pressione atmosferica e temperature comprese tra 1470 °C e 1713 °C si ha la *crystalite β* (cubica). Tra 450 e 800 °C e a pressioni di 38 kbar si forma la *coesite* (monoclina) mentre in condizioni più severe (1200 °C e 130 kbar) si ha la *stishovite* (tetragonale). Tridimite e crystalite si formano in condizioni di

alta temperatura e si trovano spesso in cavità di rocce vulcaniche (ossidiane). Coesite e stishovite sono invece correlate ad alte pressioni, come nel caso di impatto di meteoriti. A temperature fino a 1000 °C si forma il *vetro siliceo* (silica glass) che è una varietà di tectite.

feldspato potassico $KAlSi_3O_8$: il feldspato potassico presenta tre polimorfi che derivano da trasformazioni ordine-disordine della struttura cristallina. Ad alta temperatura il feldspato potassico cristallizza con due fasi monocline, *sanidino* e *ortoclasio*; al diminuire della temperatura si ha una fase triclina (*microclino*).

ossido di titanio TiO_2 : cristallizza nel sistema tetragonale come *rutilo* e *anatasio* e nel sistema ortorombico come *brookite*.

zolfo S : presenta una fase rombica (*zolfo α*) che a 95 °C si trasforma in una fase monoclina (*zolfo β*).

Isomorfismo

L'isomorfismo è il fenomeno per cui alcuni minerali con una composizione chimica simile, presentano la stessa struttura cristallina. L'isomorfismo può essere dovuto a due cause principali: o per sostituzione di ioni con altri di dimensioni e cariche simili, come nel caso delle miscele isomorfe delle olivine e dei plagioclasti oppure per la presenza di vuoti nel reticolo cristallino occupati da altri ioni, come avviene nelle miscele pirite-pirrotina e leucite-analcime.

1.7. Esempi reali

Di seguito sono descritti alcuni esempi reali che illustrano in che modo le condizioni di crescita abbiano influito sulla morfologia dei cristalli.

In particolare saranno descritti:

- abiti e varietà del quarzo;
- i megacristalli della Grotta dei Cristalli di Naica, in Messico;
- i diversi abiti che la calcite ha assunto nel giacimento di St. Andreasberg (Harz) in Germania.

1.7.1. Abiti e varietà del quarzo

Da un punto di vista morfologico, il quarzo può cristallizzare con un abito prismatico e/o bipiramidale; tuttavia, la combinazione e il diverso sviluppo delle tre possibili forme semplici (prisma, romboedro diretto e inverso) portano alla formazione dei diversi abiti, quali ad esempio:

abito aciculare, caratterizzato da cristalli sottili e molto allungati;
abito ticinese o Tessiner, in cui il prisma si assottiglia verso la punta del cristallo alternando i romboedri acuti con le facce del prisma che degradano lentamente verso l'estremità;
abito a scettro o a tramoggia, in cui le facce del cristallo sono incavate a causa della maggiore velocità di crescita degli spigoli rispetto al centro;
abito di Dauphine o a becco di flauto, caratterizzato dall' esteso sviluppo di una faccia del romboedro, legato a una crescita preferenziale a causa di un apporto asimmetrico della soluzione nutriente.

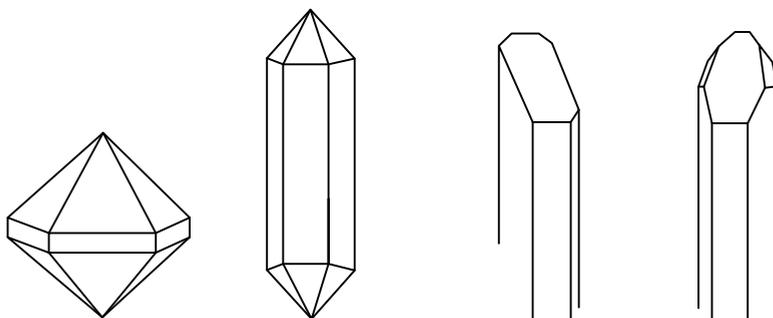


Fig. 1.18. Diversi abiti del quarzo - da sinistra: abito di Cumberland, abito allungato, abiti di Dauphine o a becco di flauto. (da Gramaccioli C.M., *Minerali alpini e prealpini* 1975; modificato e ridisegnato).

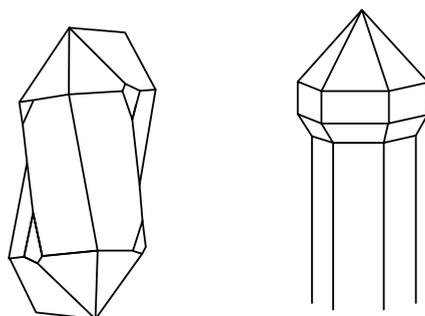


Fig. 1.19. Quarzo gwindel e quarzo a cappuccio o scettro. (da Gramaccioli C.M., *Minerali alpini e prealpini* 1975; modificato e ridisegnato).

Particolari condizioni di crescita, possono invece portare alla formazione di cristalli aventi caratteristiche particolari, come per esempio:

quarzo faden: si presenta incolore e appiattito con una tipica striscia filiforme biancastra di quarzo latteo al suo interno. L'origine è legata alla presenza di fratture attraverso le quali si ha un maggior apporto di sostanze nutrienti nell'ambiente genetico. Di conseguenza, si ha la formazione di fibre di quarzo biancastro in continuità cristallografica su cui poi si può innestare una nuova generazione di cristalli;

quarzo destro e quarzo sinistro: quarzi caratterizzati dall'*enantiomorfismo*, fenomeno secondo cui due cristalli non sono sovrapponibili come le mani. La loro distinzione macroscopica è possibile per la presenza di determinate facce: nel quarzo sinistro la *faccia x* e/o la *faccia s* si trovano a sinistra della *faccia r* mentre nel quarzo destro tali facce si trovano a destra;

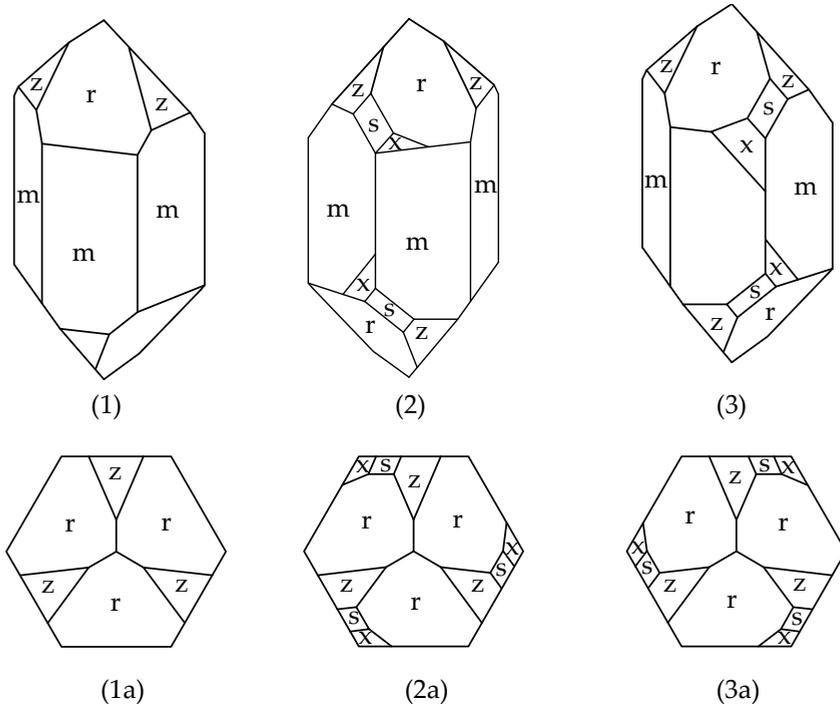


Fig. 1.20. Quarzo normale (1-1a), quarzo sinistro (2-2a) e quarzo destro (3-3a); si osservi la diversa posizione delle facce *x* e *s*.

quarzo gwindwl o elicoidale: è caratterizzato da un'impalcatura a elica dovuta alla presenza di diverse temperature nell'ambiente di formazione che possono indurre una rotazione fino a 66° degli assi principali del cristallo;

quarzo a cappuccio o a scettro: si forma quando un nuovo cristallo si imposta sulla terminazione di un quarzo già formato, a seguito di una ripresa della crescita.

La presenza di inclusioni porta alla formazione di diverse varietà di quarzo che hanno anche un valore gemmologico, come per esempio la varietà *occhio di falco* che contiene fibre di crocidolite, la varietà *occhio di tigre* che contiene fibre di crocidolite alterata, il *quarzo avventurina* che contiene pagliuzze di mica e/o di ematite e il *quarzo rutilato* che contiene aghi di rutilo.

1.7.2. Grotta dei Cristalli di Naica, Chihuahua, Messico

Condizioni particolari dell'ambiente di formazione hanno portato a cristallizzazioni e mineralizzazioni spettacolari ed eccezionali, come quelle che hanno consentito la formazione di cristalli giganti.

In Messico, a sud della città di Chihuahua, è presente il giacimento polimetallico di Naica che si è sviluppato in un complesso calcareo cretaco, costituito da calcari, da calcari dolomitici e da dolomie con intercalazioni di sequenze evaporitiche. Si tratta di un giacimento a solfuri (pirite, sfalerite, pirrotina, galena e calcopirite) di origine idrotermale, legato ad intrusioni magmatiche terziarie e interessato da un sistema di faglie lungo cui si sono localizzate le mineralizzazioni. Alla profondità di 590 metri si trovano delle sorgenti termali aventi temperature di 540 °C che sono connesse con una massa magmatica profonda, ipotizzata ad una profondità di 2000 metri, che riscalda le acque circolanti.

Il giacimento di Naica è famoso per la presenza di alcune grotte, equivalenti a enormi geodi in quanto prive di un accesso naturale. Tra queste, le più famose e importanti sono la Grotta dei Cristalli e la Grotta delle Spade. La loro scoperta è avvenuta nel corso delle diverse fasi di coltivazione del giacimento polimetallico e a seguito della necessità di pompare in continuo le acque termali presenti per abbassare la falda fino a circa 800 metri di profondità.

La Grotta dei Cristalli si trova alla profondità di 290 m e si sviluppa su una superficie di 1100 m²; presenta un'altezza massima di 12 m e una estensione areale di 50 m di lunghezza e 40 m di larghezza. In questa grotta sono stati rinvenuti megacristalli di selenite, il più grande dei quali denominato Cristal de Cin è lungo 11,40 m. La grotta si trova a temperature di 50 °C con un'umidità del 100% e, quindi, in condizioni ambientali proibitive per l'uomo, tanto che per entrare nella grotta gli scienziati erano equipaggiati con tute refrigeranti e strumenti di raffreddamento dell'aria respirata. Dopo

anni di studi e ricerche specialistiche, le operazioni di pompaggio sono state interrotte ed attualmente la grotta dei Cristalli è sommersa dalle acque.

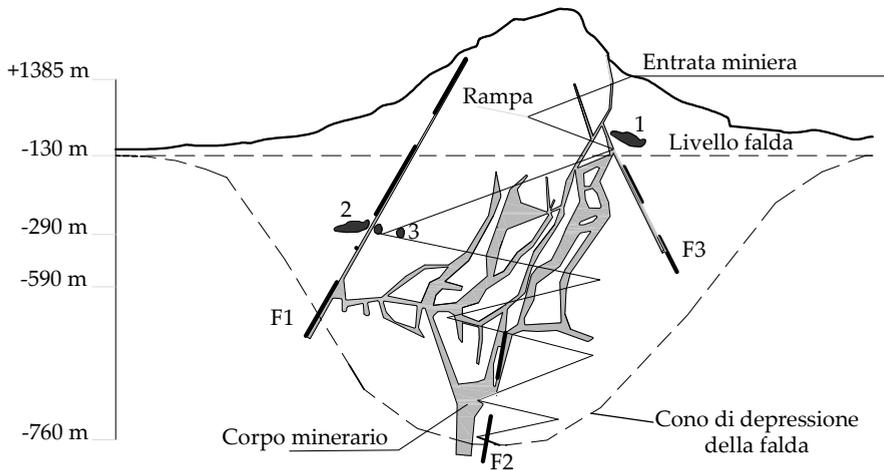


Fig. 1.21. Schema della miniera di Naica. Legenda: F1 = Faglia di Naica; F2 = Faglia di Gibilterra; F3 = faglia di Montanas; 1 = Grotte delle Spade; 2 = Grotta dei Cristalli; 3 = Grotta di Velas. (da Forti P. & Sanna L., *A multidisciplinary study of the largest gypsum crystals of the world* 2010 modificato e ridisegnato).

1.7.3. La calcite di St. Andreasberg, Harz, Germania

Il campo filoniano argentifero di St. Andreasberg (Harz) in Germania rappresenta un classico esempio che ha permesso di studiare l'interazione dei fattori di crescita sulla formazione dell'abito della calcite; per questo la miniera di St. Andreasberg è diventata un riferimento molto importante in campo giacimentologico.

Questo deposito si è impostato a seguito della messa in posto di una grande massa granitica e nel corso del tempo è stato sottoposto a diverse fasi mineralizzanti, ciascuna delle quali caratterizzata da specifiche condizioni di temperatura e di chimismo della soluzione mineralizzante. Le variazioni di fattori chiave per la crescita dei cristalli hanno portato a significative modifiche delle condizioni chimico-fisiche dell'ambiente di formazione che hanno avuto un considerevole riflesso sulla cristallizzazione della calcite che, in funzione delle diverse condizioni, ha assunto una grande variabilità di abito. Le diverse soluzioni mineralizzanti che si sono sviluppate nel giacimento di St. Andreasberg hanno portato alla definizione delle seguenti

tre fasi principali:

- *fase preliminare* (FASE I): caratterizzata da alte temperature e dalla presenza di ossidi e solfuri nelle soluzioni circolanti, per cui la calcite ha assunto abito scalenoedrico.
- *fase principale* (FASE II): sviluppata in presenza di minerali di cobalto, nichel e argento nelle soluzioni mineralizzanti; al decrescere della temperatura l'abito della calcite è passato da lamellare a tabulare e poi a prismatico. In assenza di minerali metallici, invece, sempre al decrescere della temperatura, la calcite ha assunto prima abiti prismatici ricchi di facce romboedriche e poi abiti romboedrici.
- *fase tardiva* (FASE III): caratterizzata da temperature più basse di quelle delle fasi precedenti e anche dallo sviluppo di due paragenesi distinte: una *paragenesi a zeoliti* (FASE IIIa), che si è sviluppata a temperature relativamente più alte, e una *paragenesi a barite e fluorite* (FASE IIIb), che si è instaurata a temperature più basse. In tali condizioni, la calcite ha assunto un abito prismatico tozzo, ricco di faccette che sono diminuite in numero al decrescere della temperatura.

Nella Figura 1.22. è riportato lo schema generale dei diversi abiti che la calcite ha assunto nelle diverse condizioni ambientali.

Nota. Le paragenesi sono associazioni di minerali proprie di differenti condizioni termodinamiche.

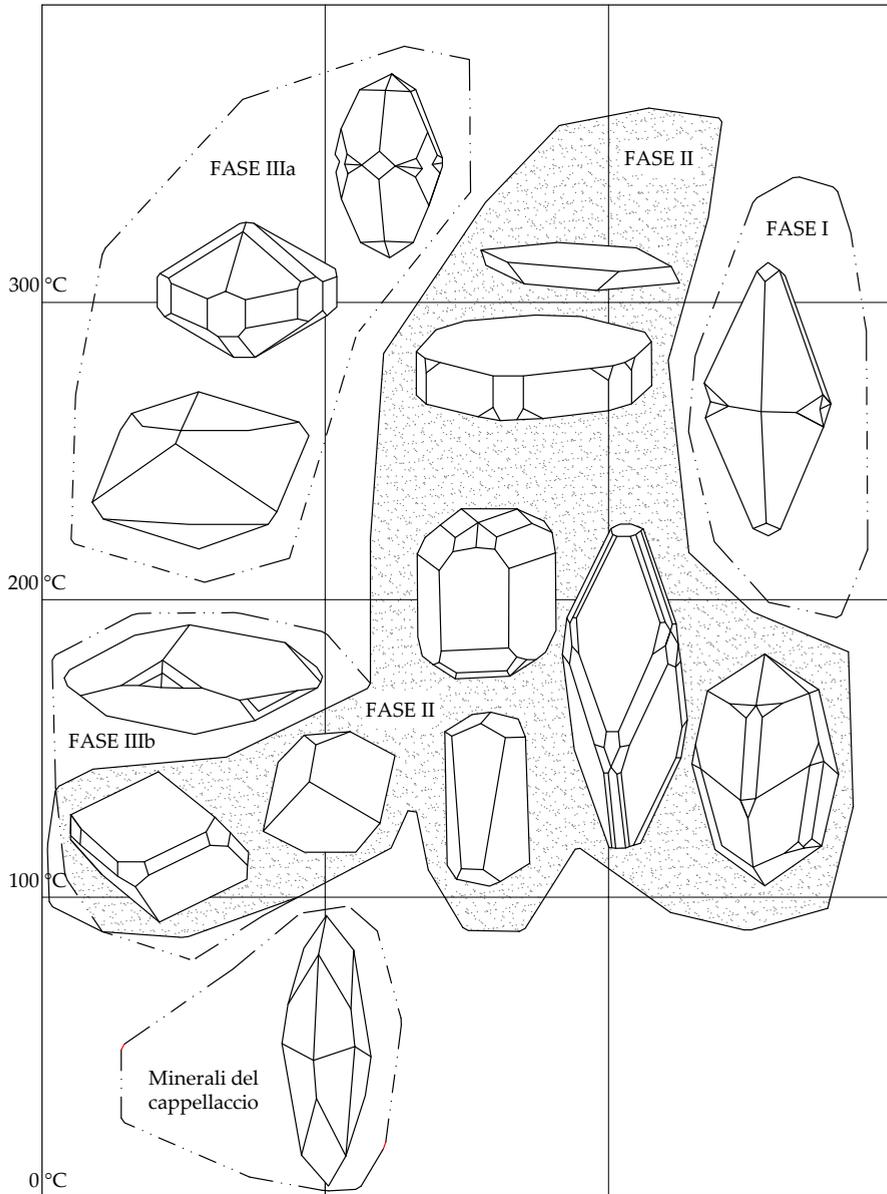


Fig. 1.22. Campo filoniano di St. Andreasberg (Harz): schema generale dei diversi abiti della calcite; la fase principale è evidenziata da un retino. (da Di Cobertaldo D., *Giacimenti minerali* 1967; ridisegnato e modificato).

1.8. Proprietà fisiche dei cristalli

Le proprietà fisiche di un solido cristallino sono direttamente correlate alla struttura cristallina e alla simmetria che presenta. Le proprietà dei cristalli sono dette *scalari* se possono essere espresse con un numero, la cui grandezza è indipendente dalla direzione in cui è misurata. Altre proprietà sono *anisotrope* se il loro valore è legato alla direzione lungo cui sono misurate. Proprietà come il colore non sono definibili con un numero, ma possono essere definite con valutazioni qualitative.

In questo paragrafo non sono trattate le proprietà ottiche dei minerali che sono alla base della microscopia minerale molto importante nello studio dei minerali e delle rocce ignee, metamorfiche e sedimentarie.

1.8.1. Colore e striscio

Il *colore* rappresenta una proprietà fisica tra le più interessanti ed intriganti di un minerale che dipende da diversi fattori. Pur non essendo un carattere diagnostico, può essere utile nella determinazione di un minerale se associato al colore del minerale ridotto in polvere (*striscio*), che si ottiene sfregando il minerale su una tavoletta di porcellana.

Colore e striscio non sempre coincidono.

<i>Minerale</i>	<i>Colore</i>	<i>Striscio</i>
oro	giallo	giallo
argento	bianco argento	bianco argento
rame	rosso rame	rosso
grafite	grigio piombo	nero
pirite	giallo ottone	grigio nero - nero
cassiterite	nero o bruno	bianco
rutilo	nero	marrone chiaro
molibdenite	nero blu	grigio-nero
arsenopirite	argenteo	nero
ematite	nero - grigio acciaio	rosso
galena	grigio piombo	grigio piombo
cinabro	rosso rubino	rosso scarlatto

Tabella 1.1. Colore e striscio di alcuni minerali.

Il colore è la risposta dell'occhio alla parte visibile della luce che, colpendo un corpo, può essere riflessa in toto oppure assorbita del tutto o in parte. Un minerale può, quindi, apparire incolore, nero o con la colorazione della lunghezza d'onda non assorbita. La luce è la parte delle radiazioni elettromagnetiche percepite dall'occhio umano che, in base alla lunghezza d'onda, si suddividono cromaticamente per dispersione. Questo è un fenomeno ben visibile facendo attraversare un prisma da una luce bianca, che si rifrange selettivamente nei suoi colori spettrali.

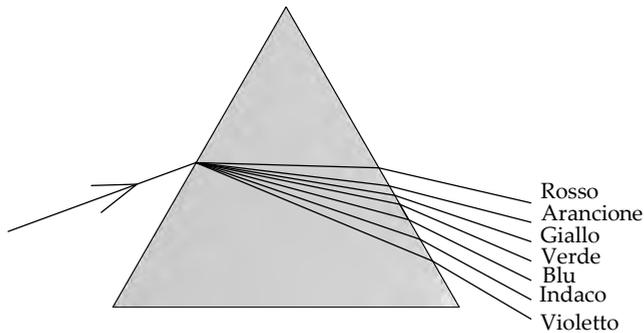


Fig. 1.23. Scomposizione della luce che attraversa un prisma nelle sette componenti cromatiche.

In Tabella 1.2. sono riportate le varie lunghezze d'onda della luce che distinguono il campo dell'infrarosso, del visibile e dell'ultravioletto.

tra 800 e 780 nm	campo dell'infrarosso
tra 780 e 640 nm	rosso
tra 640 e 595 nm	arancione
tra 595 e 570 nm	giallo
tra 570 e 480 nm	verde
tra 480 e 450 nm	blu
tra 450 e 425 nm	indaco
tra 425 e 380 nm	violetto
tra 380 e 200 nm	campo dell'ultravioletto

Tabella 1.2. Lunghezze d'onda della luce: 1 nm (nanometro) = un miliardesimo di metro.

I minerali sono suddivisi in *idiocromatici*, se il colore dipende direttamente da quello dei suoi componenti chimici e/o dalla struttura del

minerale e in *allocromatici*, se il diverso colore è legato a difetti presenti nel reticolo cristallino, ad impurezze oppure ad inclusioni che causano una diversa risposta quando attraversati dalla luce.

Così, per esempio, il corindone è incolore quando è puro, ma può assumere diverse colorazioni per la presenza di impurità come nelle seguenti varietà: *rubino*, rosso per la presenza di cromo; *zaffiro*, blu per la presenza di ferro; *topazio orientale*, giallo; *smeraldo orientale*, verde. Nel berillo, la presenza di ioni estranei nel reticolo cristallino origina le varietà: *smeraldo*, verde per la presenza di cromo; *acquamarina*, verde-azzurrognolo per la presenza di ferro; *eliodoro* giallo per la presenza di uranio; *morganite*, rosa per la presenza di manganese; *berillo rosso* per la presenza di manganese. Variazioni della composizione della soluzione mineralizzante originaria e delle condizioni chimiche e fisiche dell'ambiente di formazione possono portare a variazioni cromatiche nell'ambito dello stesso cristallo, come è ben visibile sezionando un cristallo di tormalina perpendicolarmente alla sua lunghezza.

Il colore della polvere, detto *striscio*, permette di distinguere i minerali idiocromatici da quelli allocromatici, in quanto in questi ultimi lo striscio è grigio oppure bianco.

1.8.2. Pleocroismo

Un fenomeno interessante legato al colore è il *pleocroismo* secondo cui il colore può variare una o due volte cambiando la direzione di osservazione, a causa del diverso assorbimento della luce nelle diverse direzioni. Tale fenomeno è presente solo nei minerali appartenenti ai gruppi dimetrici, dove la variazione di colore è doppia (*minerali dicroici*) e trimetrici dove è tripla (*minerali tricroici*). Nei minerali monometrici il pleocroismo è assente.

Il fenomeno del pleocroismo è visibile ad occhio nudo solo in pochi minerali come cordierite, tormalina, rubino e zaffiro mentre è sempre visibile al microscopio polarizzatore.

1.8.3. Durezza

La *durezza* è la resistenza alla scalfitura e dipende dalla sua struttura interna reticolare, periodica e discontinua, cioè dalla resistenza dei legami chimici fra gli atomi. La durezza è una proprietà anisotropa, nel senso che il suo valore varia al variare della direzione di scalfitura; per esempio, un cristallo di cianite presenta due diversi valori di durezza a seconda se si scalfisce una faccia in senso trasversale o longitudinale.

Una misura empirica della durezza si può effettuare con la scala di Federico Mohs (1773-1839) che si riferisce a minerali non alterati e che

comprende 10 termini in ordine crescente di durezza.

I termini della scala di Mohs sono i seguenti:

1) talco; 2) gesso; 3) calcite; 4) fluorite; 5) apatite; 6) ortoclasio; 7) quarzo; 8) topazio; 9) corindone; 10) diamante.

1.8.4. Densità e peso specifico

La *densità* è il peso della massa per unità di volume mentre il *peso specifico* rappresenta il rapporto tra peso del minerale e quello di un uguale volume di acqua. La densità è espressa in g/cm³ mentre il peso specifico è un numero puro.

1.8.5. Tenacità

La tenacità rappresenta il modo in cui un minerale si deforma e si rompe per cui un minerale può essere definito fragile, malleabile, duttile, settile, flessibile e elastico.

1.8.6. Sfaldatura e frattura

La *sfaldatura* rappresenta la tendenza di un minerale a rompersi lungo una o più superfici piane (*piani di sfaldatura*), che sono sempre paralleli a facce reali o possibili del cristallo, in cui il reticolo cristallino presenta atomi o ioni uniti con deboli legami chimici.

Uno stesso minerale può presentare più tipi di sfaldatura che può essere descritta come facile, difficile e imperfetta.

In genere i piani di sfaldatura si distinguono dalle facce naturali per una maggiore lucentezza e vivacità del riflesso. I possibili solidi di sfaldatura che si possono sviluppare nei minerali sono legati ai diversi sistemi cristallini. Nel sistema monometrico, i piani di sfaldatura sono paralleli alle facce di cubo, ottaedro e rombododecaedro mentre nel sistema tetragonale a quelle di prisma, bipiramide e pinacoide basale. Nel sistema esagonale la sfaldatura avviene secondo le facce del prisma esagonale e del pinacoide basale mentre nel sistema trigonale secondo le facce di prisma, romboedro e pinacoide basale. Nel sistema ortorombico e monoclinico la sfaldatura avviene secondo le facce di prisma e pinacoide mentre nel sistema triclinico secondo le facce del pinacoide (da Onorato E., *Tabella mineralogiche*, 1959).

La *frattura* è il modo in cui un minerale si rompe lungo un piano che non è di sfaldatura e può essere irregolare, concoide, scheggiata. Alcuni minerali, come il quarzo e i granati, non si sfaldano, ma presentano una superficie di frattura irregolare.

1.8.7. Lucentezza

La *lucentezza* rappresenta il grado con cui la luce è riflessa da una superficie. I minerali possono così essere suddivisi in *minerali metallici*, come grafite, pirite, galena e in *minerali non metallici* come quarzo, calcite, feldspati.

I *minerali metallici* si presentano lucenti come un metallo e hanno lo striscio nero o scuro mentre i *minerali non metallici* presentano una lucentezza che può essere *adamantina* (diamante), *resinosa* (zolfo, sfalerite), *vitrea* (quarzo ialino, tormalina), *perlacea* (apofillite), *setosa* (gesso, malachite).

1.8.8. Gioco di colori

I minerali sono detti *trasparenti* quando si lasciano attraversare dalla luce, *traslucidi* se la diffondono uniformemente senza essere trasparenti oppure *opachi* se la luce non li attraversa.

L'attraversamento della luce e i conseguenti fenomeni di rifrazione e riflessione che si sviluppano possono dare luogo a *giochi di colore*, molto apprezzati in campo gemmologico, che assumono diverse denominazioni, quali per esempio:

- *adularescenza*: è dovuta alla dispersione della luce ad opera di piccoli cristalli di albite presenti nell'adularia, varietà di ortoclasio contenente albite e nota come *pietra di luna*;
- *gatteggiamento*: è dovuto alla presenza di inclusioni cristalline aghiformi all'interno di minerali, come nell'*occhio di tigre* (varietà di quarzo) e nell'*occhio di gatto* (varietà di crisoberillo);
- *iridescenza*: è un fenomeno legato alla scomposizione della luce nei suoi colori spettrali entro un cristallo;
- *asterismo*: è presente in alcuni zaffiri e rubini ed è legato alla presenza di inclusioni aghiformi disposte a 120° che, attraversate dalla luce, producono una stella luminosa a sei punte;
- *opalescenza*: è tipica degli opali ed è legata alla dispersione della luce al loro interno in cui è presente acqua.

1.8.9. Fluorescenza e fosforescenza

La *fluorescenza* è un fenomeno molto interessante e anche diagnostico che si sviluppa quando un minerale emette una caratteristica luce visibile se sottoposto a radiazioni non visibili, come i raggi ultravioletti UV. Tali raggi hanno una lunghezza d'onda compresa tra 380 nm e 200 nm.

Per osservare la fluorescenza è sufficiente sottoporre, in una stanza buia, il minerale alla luce di una lampada a raggi ultravioletti. Il colore che il

minerale assume può variare se la radiazione ultravioletta emessa è a onde lunghe (366 nm) oppure a onde corte (254 nm).

(1 nm = 1 nanometro = un milionesimo di mm).

La *fosforescenza* è il fenomeno per cui un minerale, dopo essere stato colpito da una radiazione elettromagnetica, emette una radiazione luminosa che continua anche dopo la cessazione della eccitazione.

1.8.10. Magnetismo e radioattività

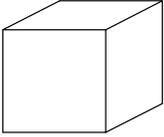
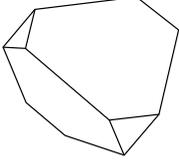
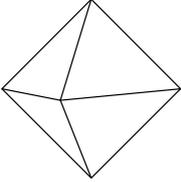
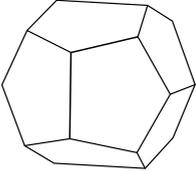
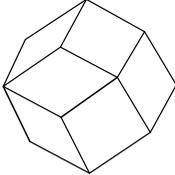
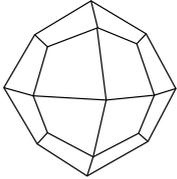
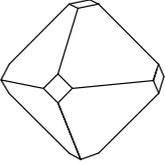
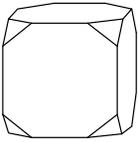
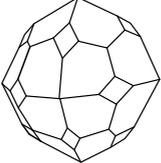
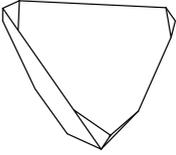
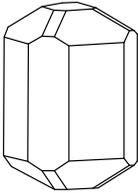
I minerali possono contenere elementi che risentono del *magnetismo* esistente in maniera diversa. I minerali *ferromagnetici*, come magnetite ed ematite, hanno un magnetismo permanente; quelli *paramagnetici*, come quarzo e calcite, presentano il magnetismo se e solo se soggetti ad un campo magnetico esterno; quelli *diamagnetici*, come il rutilo, non risentono del magnetismo.

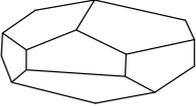
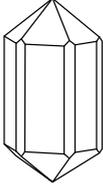
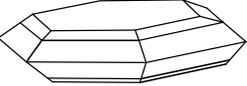
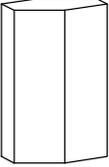
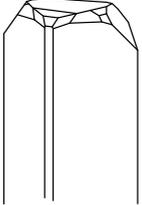
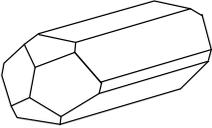
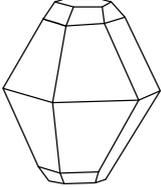
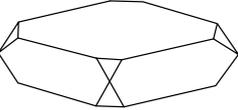
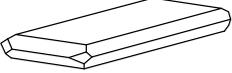
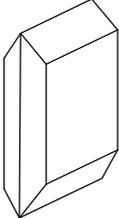
Alcuni minerali, come quelli che contengono uranio, emettono spontaneamente particelle alfa, beta e raggi gamma e sono detti *radioattivi*. Le particelle emesse possono essere misurate con un contatore Geiger.

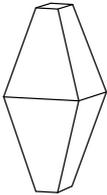
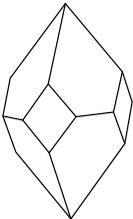
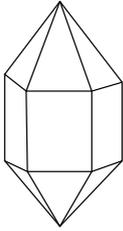
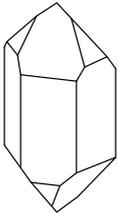
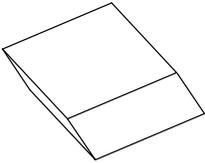
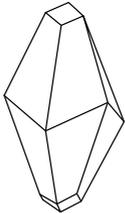
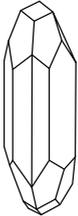
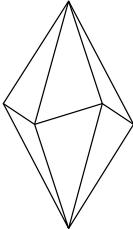
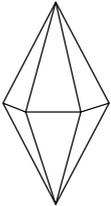
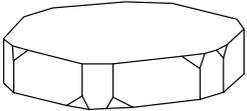
1.8.11. Conducibilità

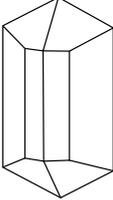
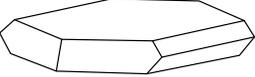
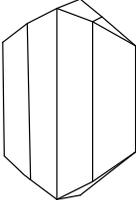
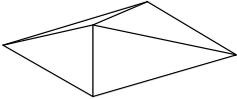
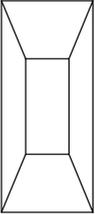
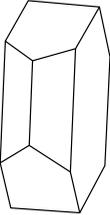
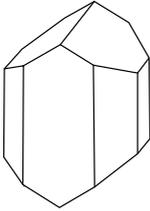
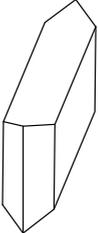
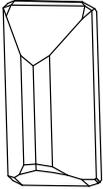
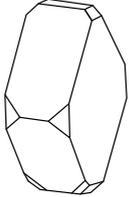
I minerali possono essere o meno buoni conduttori di corrente elettrica. Per esempio, gli elementi metallici sono buoni conduttori al contrario dei silicati mentre minerali come quarzo e tormalina possono condurre correnti elettriche solo se sottoposti a sollecitazioni meccaniche direzionali di compressione (*piezoelettricità*) o termiche (*piroelettricità*).

Nota. Nelle seguenti illustrazioni sono riportati gli abiti ideali di alcuni minerali. Le figure sono state tratte da Onorato E. (*Tabelle mineralogiche* 1959), da Di Cobertaldo D. (*Giacimenti minerari*, 1975) e da Gramaccioli C. (*Minerali alpini e prealpini* 1975) sono state modificate e ridisegnate dall'Autore.

 <p>salgemma, pirite, galena</p>	 <p>tetraedrite - sfalerite</p>	 <p>galena - magnetite - fluorite spinello - pirite - cuprite</p>
 <p>cobaltite - pirite</p>	 <p>granati</p>	 <p>granati - leucite</p>
 <p>galena</p>	 <p>galena</p>	 <p>granati - leucite</p>
 <p>calcopirite</p>	 <p>vesuvianite - fosgenite</p>	 <p>wulfenite</p>

 <p>calcite - ematite</p>	 <p>ilmenite</p>	 <p>apatite</p>
 <p>molibdenite</p>	 <p>ematite</p>	 <p>apatite - berillo calcite - nefelina</p>
 <p>anglesite - topazio</p>	 <p>celestina - barite - anglesite</p>	 <p>zolfo</p>
 <p>barite</p>	 <p>barite - celestina</p>	 <p>celestina - barite - cerussite</p>

 <p>anatasio</p>	 <p>apofillite</p>	 <p>quarzo</p>
 <p>quarzo</p>	 <p>calcite</p>	 <p>calcite</p>
 <p>calcite</p>	 <p>calcite</p>	 <p>calcite</p>
 <p>calcite</p>	 <p>calcite</p>	 <p>calcite</p>

 <p>topazio</p>	 <p>marcassite</p>	 <p>stibnite</p>
 <p>stibnite</p>	 <p>arsenopirite</p>	 <p>arsenopirite</p>
 <p>arsenopirite</p>	 <p>ortoclasio</p>	 <p>augite</p>
 <p>gesso</p>	 <p>realgar</p>	 <p>heulandite</p>

2. Mineralogia sistematica

Le specie mineralogiche a oggi conosciute sono più di 5000 e sono tutte caratterizzate da un'ampia diversità chimica e strutturale, per cui una classificazione dei minerali deve essere basata su criteri sia chimici sia strutturali perché, a parità di composizione chimica, si possono avere una o più fasi mineralogiche. Un esempio è offerto dal carbonio, elemento chimico che può cristallizzare come diamante nel sistema cubico e come grafite in quello trigonale. Le relative proprietà fisico-chimiche, molto differenti, dipendono dal tipo di legame chimico presente, molto debole nella grafite e molto forte nel diamante. Un altro esempio è offerto dal carbonato di calcio CaCO_3 che può cristallizzare in funzione della pressione in due fasi strutturalmente diverse: come calcite nel sistema trigonale e aragonite nel sistema ortorombico. A parità di formula chimica, quindi, si hanno due minerali con diversa struttura e cella elementare. Per questi motivi, una classificazione dei minerali deve basarsi su più fattori, quali composizione chimica del minerale, tipo di cella elementare, parametri di cella e gruppo spaziale di appartenenza. Non esiste, però, una classificazione completa perché le ricerche specialistiche sono sempre in evoluzione e le diverse classificazioni proposte nel tempo sono in continuo aggiornamento perché limitate e incomplete, in particolare nella definizione sistematica delle suddivisioni di rango inferiore.

La parte sistematica è stata strutturata descrivendo le principali caratteristiche delle dieci classi e dei relativi principali raggruppamenti di rango inferiore. Le specie mineralogiche più significative sono state qui solo indicate in quanto descritte in ordine alfabetico prima della parte fotografica, per una più facile accessibilità di lettura.

2.1. Classificazione di Nickel-Strunz

In questo lavoro presentiamo la classificazione di Nickel-Strunz (nona edizione 2001), basata su criteri chimici e strutturali che è stata adottata dalla "Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification - International Mineralogical Association". La classificazione raggruppa i minerali in dieci classi, a loro volta suddivise in raggruppamenti di rango inferiore (divisione, famiglia, gruppo) secondo criteri chimici e caratteristiche strutturali sempre più rigorosi.

Le dieci classi sono:

1. Elementi
2. Solfuri e solfosali
3. Alogenuri
4. Ossidi e idrossidi
5. Carbonati e nitrati
6. Borati
7. Solfati, cromati, molibdati e wolframati
8. Fosfati, arseniati e vanadati
9. Silicati
10. Composti organici

Nota. Alcune definizioni:

specie mineralogica: rappresenta una fase con una composizione chimica e strutturale ben definita;

varietà: rappresenta una specie mineralogica che presenta delle piccole variazioni di composizione;

gruppo: rappresenta l'insieme di due o più minerali che presentano la stessa struttura e che sono composti da elementi chimici simili;

famiglia: comprende gruppi di minerali aventi caratteristiche chimiche e strutturali simili che li rende unici, come per esempio, la famiglia delle zeoliti e dei feldspatoidi.

2.1.1. Elementi

Classe di pochi minerali perché in natura gli elementi sono spesso legati ad altri e quindi è difficile trovarli liberi. In base alle caratteristiche chimico-fisiche, gli elementi possono essere suddivisi in: **metalli** (oro, argento, rame, piombo, ferro, mercurio, stagno, zinco) sono malleabili, duttili e buoni conduttori di calore e di elettricità; **non-metalli** (zolfo α , zolfo β , diamante, grafite) sono cattivi conduttori di calore e di elettricità; **semimetalli** (arsenico, antimono, bismuto, selenio, tellurio) presentano caratteristiche intermedie.

Gli elementi sono caratterizzati dall'elettronegatività, che rappresenta la tendenza di un atomo ad attrarre elettroni di altri atomi. Gli atomi elettronegativi tendono ad acquisire elettroni mentre quelli elettropositivi hanno una maggiore tendenza a cedere elettroni. I metalli sono elementi elettropositivi, i non metalli sono elettronegativi mentre i semimetalli hanno poca tendenza in entrambi i casi.

Nota. Da un punto di vista geologico, gli elementi si suddividono in:
litofili che si combinano con ossigeno e danno composti ossigenati;
calcofilo che si combinano con lo zolfo e danno solfuri;
siderofili che si combinano con il ferro;
atmofili che sono gassosi e si trovano nell'atmosfera terrestre.

2.1.2. Solfuri e solfosali

La classe comprende anche arseniuri, antimoniuri, seleniuri e tellururi.

Solfuri

Si sono formati dalla combinazione dello zolfo con elementi metallici e semi-metallici. I legami chimici dei solfuri sono in prevalenza di tipo ionico e covalente e in subordine di tipo metallico. I solfuri hanno un'origine idrotermale, ma si formano anche per alterazione di giacimenti metalliferi e per azione biochimica. I principali rappresentanti sono: *acantite, arsenopirite, bornite, calcocite, calcopirite, cinabro, cobaltite, galena, marcasite, molibdenite, orpimento, pirite, pirrotina, realgar, sfalerite o blenda, stibnite o antimonite.*

Solfosali

Sono minerali strutturalmente diversi dai solfuri. Infatti, i gruppi anionici formati da zolfo e da un semimetallo (arsenico, bismuto, antimonio) si uniscono a un elemento metallico per formare sali doppi, dando così solfo-arseniti, solfo-antimoniti e solfo-bismutiti. I principali rappresentanti sono: *berthierite, boulangerite, jamesonite, pirargite, proustite, tetraedrite.*

Arseniuri, antimoniuri, seleniuri e tellururi

Sono composti in cui lo zolfo è sostituito rispettivamente da arsenico, antimonio, selenio e tellurio. Ricordiamo l'arseniuro *skutterudite.*

2.1.3. Alogenuri

Si formano per combinazione di un metallo e di un elemento alogeno (cloro, bromo, fluoro, iodio) attraverso legami chimici prevalentemente di tipo ionico. Tra gli alogenuri, i più importanti sono i *cloruri* che si formano per

evaporazione di bacini marini chiusi mentre i *fluoruri* sono tipici di rocce magmatiche, di pegmatiti e vene idrotermali. I principali rappresentanti sono: *atacamite*, *salgemma* o *halite*, *silvite* (cloruri) e *fluorite* (fluoruro).

2.1.4. Ossidi e idrossidi

Ossidi

Si formano per combinazione di cationi metallici con l'ossigeno e possono essere anidri oppure idrati. Gli *ossidi anidri* si formano in condizioni di alta temperatura, a seguito del lento raffreddamento di un magma profondo mentre gli *ossidi idrati* hanno un'origine secondaria e in genere si trovano concentrati nelle zone di alterazione di giacimenti metallici primari. Presentano legami essenzialmente ionici tra catione metallico e ioni ossigeno ma anche di tipo covalente e metallico. Gli ossidi hanno genesi magmatica, idrotermale, sedimentaria, metamorfica. I principali rappresentanti sono: *cromite*, *cassiterite*, *corindone*, *crisoberillo*, *cuprite*, *ematite*, *ilmentite*, *pirolusite* e i seguenti raggruppamenti:

famiglia del quarzo SiO_2 : il biossido di silicio è presente in natura come solidi macrocristallini (*quarzo α*), come aggregati criptocristallini (*calcedonio*) e in forma amorfa (*opale*), cioè priva di ordine strutturale interno. Il quarzo comprende i polimorfi *tridimite*, *crystalite*, *coesite* e *stisovite*;

gruppo dello spinello MgAl_2O_4 : gruppo di ossidi cubici costituito da *spinello*, *magnetite*, *cromite*; lo spinello comprende varietà gemmologiche con colorazioni variabili dal rosso al giallo per la presenza nel reticolo cristallino di cromo e ferro. Gli spinelli si ritrovano nelle rocce carbonatiche termometamorfosate per contatto;

gruppo del rutilo TiO_2 : comprende *cassiterite* e i polimorfi *rutilo*, *anatasio* e *brookite*, che raramente cristallizzano insieme. Il rutilo rappresenta la fase più comune al contrario di anatasio e brookite. La *sagenite* è una varietà di rutilo.

Idrossidi

Sono caratterizzati dalla presenza di ioni ossidrilici; i principali rappresentanti sono: *bauxite*, *brucite*, *diasporo*, *goethite*, *limonite*, *psilomelano*.

2.1.5. Carbonati e nitrati

Carbonati

Sono costituiti uno o più cationi legati al gruppo anionico radicale $[\text{CO}_3]^{2-}$ e comprendono diverse sottoclassi in base alla loro composizione chimica. I carbonati possono essere anidri, con o senza anioni estranei, e idrati.

Cristallizzano nel sistema trigonale e ortorombico e presentano abito romboedrico, scalenoedrico e prismatico. La genesi dei carbonati è prevalentemente sedimentaria, ma può essere anche idrotermale e metamorfica.

I principali rappresentanti sono: *artinite*, *auricalcite*, *azzurrite*, *fosgenite*, *malachite* e i seguenti gruppi:

gruppo della calcite CaCO_3 : costituito da *calcite*, *magnesite*, *rodocrosite*, *siderite* e *smithsonite*, fasi che cristallizzano nel sistema trigonale;

gruppo dell'aragonite CaCO_3 : costituito da *aragonite*, *cerussite*, *stronzianite* e *witherite*, fasi che cristallizzano nel sistema ortorombico;

gruppo della dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$: costituito da *ankerite*, *dolomite* e *kutnahorite*, fasi che cristallizzano nel sistema ortorombico.

Nitrati

Sono composti igroscopici, solubili in acqua che contengono nella loro struttura il gruppo $[\text{NO}_3]^{-3}$; non hanno importanza per i collezionisti.

2.1.6. Borati

Questa classe comprende minerali con gruppo anionico $[\text{BO}_3]^{-3}$ oppure $[\text{BO}_4]^{-5}$ e possono essere anidri o idrati. I borati anidri sono di origine primaria e si formano nelle pegmatiti e da sorgenti idrotermali profonde mentre quelli idrati si formano in climi aridi.

I principali rappresentanti sono: *borace*, *colemanite*, *idroboracite*, *ludwigite*, *ulexite*.

2.1.7. Solfati, cromati, molibdati e wolframati

Solfati

Sono costituiti da tetraedri isolati $[\text{SO}_4]^{-2}$ legati ad uno o più cationi metallici e si formano per alterazione nelle zone di ossidazione di giacimenti metallici o per evaporazione di acque salate. Barite e poche altre specie mineralogiche sono di origine primaria e si ritrovano in filoni.

I principali rappresentanti sono: *anidrite*, *antlerite*, *calcantite*, *gesso* e il **gruppo della barite**, composto da *anglesite*, *barite* e *celestina*.

Cromati, molibdati e wolframati

Sono composti in cui il tetraedro $[\text{SO}_4]^{-2}$ è sostituito rispettivamente dai gruppi anionici $[\text{CrO}_4]^{-2}$, $[\text{MoO}_4]^{-2}$ e $[\text{WO}_4]^{-2}$.

I principali rappresentanti sono il cromato *crocoite*, il molibdato *wulfenite* e i wolframati *scheelite* e *wolframite*.

2.1.8. Fosfati, arseniati, vanadati

Questa classe raggruppa i minerali che contengono elementi combinati con i gruppi anionici $[\text{PO}_4]^{-3}$, $[\text{AsO}_4]^{-3}$ e $[\text{VO}_4]^{-3}$ in cui i cationi P^{+5} , As^{+5} e V^{+5} si possono sostituire reciprocamente. La maggior parte dei minerali di questa classe si formano per alterazione superficiale dei depositi metallici in presenza di ossigeno. I principali rappresentanti sono: *apatite*, *autunite*, *piromorfite*, *turchese*, *vivianite* (fosfati), *adamite*, *eritrite*, *farmacolite*, *olivinite* (arseniati), *vanadinite* (vanadati) e il **gruppo dell'apatite**, costituito da *apatite* (*fluoroapatite*, *cloroapatite*), *mimetite*, *piromorfite* e *vanadinite*.

2.1.9. Silicati

Sono minerali costituiti da tetraedri SiO_4^{4-} , unità strutturale elementare che presenta un atomo di silicio e 4 atomi di ossigeno ai vertici. I silicati presentano diverse caratteristiche cristallografiche correlate alla diversa modalità con cui i tetraedri sono legati tra loro.

I silicati sono suddivisi in sei sottoclassi: nesosilicati, sorosilicati, ciclosilicati, inosilicati, fillosilicati, tettosilicati.

Nesosilicati

Hanno i tetraedri SiO_4^{4-} che sono isolati tra loro in quanto non è presente alcun legame di collegamento. I minerali appartenenti a questa sottoclasse assumono un abito equidimensionale, non presentano direzioni di sfaldatura preferenziali e hanno peso specifico e durezza elevati.

Principali rappresentanti: *cloritoide*, *datolite*, *staurolite*, *titanite* o *sfene*, *topazio*, *zircono* e i seguenti gruppi:

gruppo delle olivine $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_4$: è costituito da una soluzione solida tra i termini monoclina *forsterite* (ricca in magnesio) e *fayalite* (ricca in ferro). Le olivine sono diffuse nelle rocce ignee basiche; si trasformano per alterazione in serpentino;

gruppo dei granati: è costituito da *piropo*, *almandino*, *spessartina*, *glossularia*, *andradite* e *uvarovite* che cristallizzano nel sistema cubico e presentano abito rombododecaedrico e icositetraedrico, spesso combinati tra loro. I granati sono diffusi nelle rocce metamorfiche e si possono alterare in talco, serpentino e clorite;

gruppo del silicato di alluminio Al_2SiO_5 : è costituito dai polimorfi *cianite*, fase triclina stabile ad alte pressioni, *sillimanite*, fase ortorombica stabile ad alte temperature e *andalusite*, fase ortorombica stabile a basse temperature e pressioni. Rappresentanti di questo gruppo si possono trovare nelle rocce metamorfiche di vario grado.

Sorosilicati

Sono organizzati in gruppi $\text{Si}_2\text{O}_7^{6-}$, formati da una coppia di tetraedri SiO_4 aventi un vertice in comune e separati tra loro da ioni intermedi.

I principali rappresentanti dei sorosilicati sono: *axinite*, *emimorfite (calamina)*, *vesuviana* e gli *epidoti*.

Il **gruppo dell'epidoto** $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})$ è costituito da *allanite*, *epidoto* (monoclini) e *zoisite* (ortorombica). Gli epidoti più ricchi in ferro sono detti *pistaciti* mentre quelli ricchi in manganese sono detti *piemontiti*. La *tanzanite* è una varietà di *zoisite*, molto ricercata in campo gemmologico. Gli epidoti si trovano in rocce calcaree e calcareo-argillose metamorfosate per contatto, in rocce metamorfiche ed eruttive e come prodotto secondario di alterazione di minerali primari.

Nota. Attualmente con *calamina* si intende l'emimorfite, ma il termine deriva da un uso minerario con cui si indicava un miscuglio di minerali secondari zinciferi, come smithsonite ed emimorfite, presente nei giacimenti di zinco e piombo.

Ciclosilicati

Sono silicati in cui i tetraedri sono legati ad anello in rapporto 1:3 come $\text{Si}_3\text{O}_9^{6-}$, $\text{Si}_4\text{O}_{12}^{9-}$ (silicati rari) e $\text{Si}_6\text{O}_{18}^{12-}$.

I principali rappresentanti: *benitoite*, *cordierite*, *diopasio*, *joaquinite* e i seguenti raggruppamenti di rango inferiore:

gruppo del berillo $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$: costituito da ciclosilicati esagonali aventi abito prismatico esagonale allungato, a volte terminato da bipiramidi. La presenza di ioni estranei nel reticolo cristallino origina le varietà: *smeraldo*, verde per presenza di cromo; *acquamarina*, verde azzurrognolo per presenza di ferro; *eliodoro*, giallo per presenza di uranio; *morganite*, rosa per minime tracce di manganese; *berillo rosso* per presenza di manganese;

gruppo delle tormaline $(\text{Na,Ca})(\text{Li,Mg,Al})(\text{Al,Fe,Mn})_6[(\text{BO}_3)_3(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{OH})_4]$: costituito da ciclosilicati trigonali con abito prismatico allungato e striato con terminazioni talora diverse. In base al colore, si hanno le varietà: *acroite* incolore; *indicolite* azzurra; *rubellite* rossa; *dravite* bruna; *elbaitte* chiara; *schorl* nera. Le tormaline si ritrovano nelle pegmatiti associate a rocce granitiche.

Inosilicati

Silicati in cui i tetraedri SiO_4^{4-} possono formare, per condivisione di atomi di ossigeno, catene singole come nei pirosseni oppure catene doppie come negli anfiboli. Cristallizzano nel sistema monoclini e in quello ortorombico;

presentano un abito prismatico, fibroso o raggiato e sfaldatura caratteristica. I principali raggruppamenti sono:

gruppo dei pirosseni: inosilicati a catena singola ortorombici (*enstatite*) e monoclini (*aegirina*, *augite*, *bronzite diallagio*, *diopside*, *giadeite*, *hedembergite*, *hiddenite*, *kunzite*, *iperstene*, *spodumene*);

gruppo dei pirossenoidi: inosilicati aventi una struttura a geometria complessa per la rotazione dei tetraedri SiO_4^{4-} che porta ad una simmetria triclinica. Principali rappresentanti: *wollastonite*, *rodonite*, *pectolite*, *neptunite*;

gruppo degli anfiboli: costituito da inosilicati a catena doppia che si estendono indefinitamente in una direzione e che danno serie isomorfe.

Gli anfiboli cristallizzano nei sistemi rombici e monoclini e presentano abiti prismatici molto allungati. In base alla composizione chimica possiamo distinguere: anfiboli ferro-magnesiaci (*antofillite*), anfiboli calcici (*actinolite*, *orneblenda*, *tremolite*), anfiboli calco-sodici (*edenite*, *pargasite*) e anfiboli sodici (*crocidolite*, *glaucofane*, *riebeckite*). Gli anfiboli sono componenti importanti di rocce ignee plutoniche e metamorfiche.

Fillosilicati

Sono silicati in cui i tetraedri SiO_4^{4-} sono legati tra loro in catene multiple organizzate in strati sottili singoli o doppi, assetto strutturale conferisce ai fillosilicati un aspetto lamellare.

I principali rappresentanti sono: *ajoite*, *apofillite*, *cavansite*, *crisocollo*, *hallojsite*, *neptunite*, *okenite*, *prehnite*, *pirofillite*, *talco* e i seguenti raggruppamenti:

gruppo del serpentino: $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$: formato dai polimorfi monoclini *antigorite*, *crisotilo* e *lizardite*;

gruppo delle miche: fillosilicati monoclini che presentano abito pseudo-esagonale e lamellare come *biotite*, *flogopite*, *lepidolite* e *muscovite*.

gruppo delle cloriti: fillosilicati monoclini, molto simili alle miche, come *clorite* e *clinocloro*; si formano in rocce metamorfiche di basso grado;

minerali argillosi: fillosilicati del sistema monoclini come *caolinite*, *illite*, *montmorillonite*, *sepiolite*, *smectite*, *vermiculite*

Nota. Con *amianto* o *asbesto* si intende un insieme di minerali di aspetto fibroso a struttura microcristallina appartenenti al gruppo degli anfiboli (inosilicati) e al gruppo del serpentino (fillosilicati).

Sono considerati minerali di amianto gli anfiboli *crocidolite* (amianto blu), *grunerite* (amianto bruno noto come *amosite* da Asbestos Mines of South Africa), *antofillite*, *actinolite*, *tremolite* e *crisotilo* (amianto bianco), che è una varietà fibrosa di serpentino.

Tettosilicati

Sono silicati in cui i tetraedri sono legati tra loro tramite un atomo di ossigeno per formare una impalcatura tridimensionale stabile. I principali rappresentanti sono: *nefelina* e i seguenti raggruppamenti di rango inferiore:

gruppo dei feldspati alcalini: è rappresentato dai polimorfi del feldspato potassico $KAlSi_3O_8$ *sanidino*, *ortoclasio* e *microclino* stabili a diverse condizioni di temperatura: ad alta temperatura si ha il sanidino e l'anortoclasio mentre ortoclasio e microclino sono le fasi che si formano al decrescere della temperatura;

gruppo dei feldspati plagioclasti: è rappresentato dalla miscela solida tra albite e anortite, costituita da termini triclini calco-sodici con abito tabulare e prismatico. La miscela è formata da *albite*, *oligoclasio*, *andesina*, *labradorite*, *bytownite* e *anortite*; i termini sono elencati secondo il contenuto decrescente di sodio e crescente di calcio;

gruppo delle zeoliti: tettosilicati caratterizzati dalla presenza di vuoti nella struttura cristallina e rappresentati da *analcime*, *cabasite*, *heulandite*, *laumontite*, *natrolite*, *scolecite* e *stilbite*. Si ritrovano in cavità di rocce vulcaniche e sono il prodotto di un metamorfismo di grado molto basso;

gruppo della sodalite: è costituito da *sodalite*, *lazurite*, *noseana*, *afghanite* e *hauyana*, tettosilicati che cristallizzano nel sistema cubico. Il lapislazzulo è costituito da lazurite associata a pirite e calcite.

Nota. I tettosilicati *nefelina*, *sodalite*, *afghanite*, *hauyana*, *leucite*, *analcime* appartengono chimicamente nel gruppo dei feldspatoidi che però non rientrano nella classificazione esposta. I feldspatoidi presentano una struttura simile a quella dei feldspati e hanno un'importanza petrografica, perché possono cristallizzare solo da magmi poveri di silice e ricchi di alcali e allumina.

2.1.10. Composti organici

La nona edizione della classificazione Nickel-Strunz non prevede, tra i composti organici, l'ambra che, invece, è presente nella ottava edizione. Tuttavia, volendo dare un inquadramento di tipo divulgativo e non strettamente sistematico specialistico, l'ambra sarà comunque descritta tra i composti organici.

L'*ambra* è una resina fossile proveniente principalmente da resine di conifere che nel tempo sono state sottoposte a polimerizzazione. Con questo processo le singole molecole si uniscono per formare una macromolecola detta polimero, che presenta caratteristiche fisiche e chimiche diverse da

quelle presenti nella resina originaria. L'ambra che non ha raggiunto una completa polimerizzazione è detta *copale*.

Secondo la provenienza geografica si hanno diverse varietà:

ambra del Baltico, detta **succinite** per l'alto contenuto di acido succinico, proviene dalla resina di *Pinus succinifera* e risale a 35-40 milioni di anni fa. Di aspetto poco trasparente per la presenza di bolle gassose, presenta una colorazione giallo, arancio-bruno e rosso-bruno;

ambra di Santo Domingo, detta **retinite** perché non contiene acido succinico, proviene da *Hymenaea protera*, leguminosa del Miocene e risale a 5-25 milioni di anni fa. Trasparente e molto tenera, ha una colorazione da giallo a giallo bruno e da rossa (per ossidazione superficiale) a rosso-bruno (blu-verde per fluorescenza);

ambra del Messico (Chiapas): proviene da resine di specie tropicali estinte come *Hymenaea protera*, leguminosa del Miocene. Ha un'età tra 23 e 26 milioni di anni. Spesso trasparente, questa ambra ha una colorazione che varia dal giallo al giallo-bruno, raramente rosso-bruno (blu-verde per fluorescenza);

ambra della Birmania detta **burmite**, contiene acido succinico e risale a 45 milioni di anni. Ambra molto dura che presenta una colorazione rosso bruno con frequenti inclusioni di calcite;

simetite; è il nome dell'ambra ritrovata lungo le sponde del fiume Simeto in Sicilia. Risale a circa 20 milioni di anni e ha una colorazione rosso-violaceo, rosso-bruno e rosso-arancio.

3. Processi petrologici

I processi di formazione delle rocce si sono sempre sviluppati ciclicamente attraverso fenomeni dinamici correlati alla geodinamica terrestre, per cui esiste una stretta correlazione tra gli antichi ambienti genetici e quelli attuali. Le rocce sono costituite dall'associazione di uno o più minerali, la cui composizione è fortemente dipendente dalle condizioni chimico-fisiche dell'ambiente di formazione.

Un modello semplificato che mette in relazione i processi genetici delle rocce magmatiche, sedimentarie e metamorfiche è rappresentato dal *ciclo litogenetico* o *ciclo delle rocce*, che fu proposto per la prima volta nel 1795 da James Hutton e che ha un valore di carattere generale, perché nella realtà si possono verificare condizioni per cui la sequenza indicata non è rispettata.

3.1. Ciclo litogenetico

Il ciclo litogenetico riportato in figura illustra schematicamente il legame che intercorre tra i processi magmatico, sedimentario e metamorfico.

A seguito di movimenti convettivi locali che avvengono nel mantello superiore, a notevoli profondità all'interno della Terra, si possono instaurare cambiamenti delle condizioni chimico-fisiche delle rocce presenti che possono portare anche alla loro fusione e alla formazione di un magma. Questo, essendo più leggero delle rocce circostanti, tende a risalire verso la superficie con due diverse modalità: o il magma si consolida e si raffredda lentamente in profondità originando le *rocce ignee intrusive* oppure risale in superficie come lava, attraverso gli apparati vulcanici, per formare le *rocce ignee effusive*. Lo sviluppo di fenomeni orogenetici, può portare le rocce intrusive e quelle effusive in superficie dove saranno sottoposte all'azione

degli agenti esogeni e a processi più o meno intensi di alterazione e disgregazione, con conseguente formazione di sedimenti. Inizia così il *ciclo sedimentario*. Dopo l'alterazione e l'erosione delle rocce in posto, i sedimenti prodotti saranno soggetti al trasporto ad opera di corsi d'acqua e/o del vento e poi depositati e accumulati negli ambienti di sedimentazione, dove saranno sottoposti al seppellimento e al carico di materiali sovrastanti. Successivamente questi sedimenti saranno sottoposti a processi diagenetici, che si sviluppano in condizioni di temperatura fino a circa 200 °C e pressioni di 2-3 bar. Durante la diagenesi si ha il costipamento e l'espulsione delle acque interstiziali e la conseguente cementazione dovuta alla precipitazione di minerali dalle acque percolanti negli interstizi dei sedimenti che portano alla litificazione dei sedimenti e alla formazione delle *rocce sedimentarie*.

CICLO LITOGENETICO

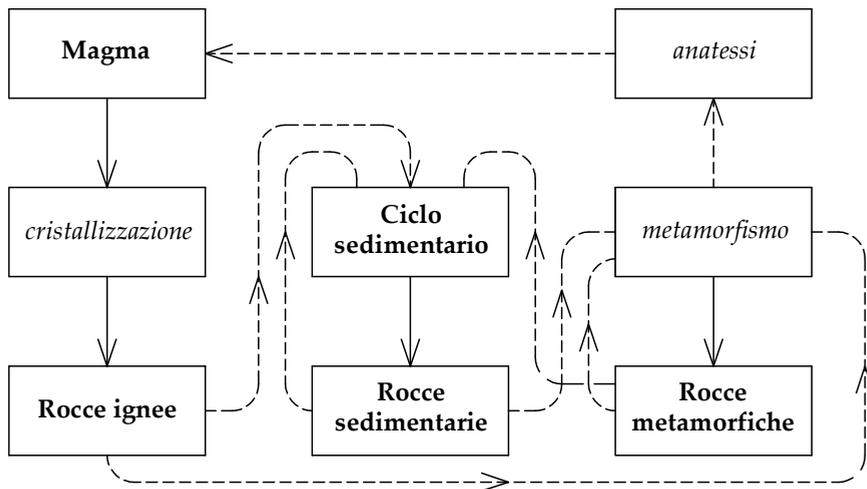


Fig. 3.1. Ciclo litogenetico.

L'azione della geodinamica terrestre può portare in profondità rocce di diversa natura, che per stabilizzarsi alle più severe condizioni di temperatura e pressione subiscono adattamenti chimici e trasformazioni strutturali con formazione di nuovi minerali compatibili con le condizioni ambientali esistenti. Si originano così le *rocce metamorfiche* che poi possono risalire in superficie ed entrare nel ciclo sedimentario. In un tale contesto

geodinamico, si possono anche avere fenomeni di fusione (anatessi) e la formazione di nuovo magma.

3.2. Processo magmatico

Le rocce magmatiche si formano a seguito della solidificazione di un magma che si trova a temperature di 900-1200 °C e che è composto da diversi elementi chimici (Si, Al, Ca, Mg, Na, K, Fe), vapore d'acqua e gas disciolti. Il magma si forma nella parte alta del mantello e/o della crosta terrestre, a profondità variabili tra 15 e 100 km, e in base al contenuto di silice SiO₂ è classificato in magma *acido* se SiO₂ > 65%, magma *neutro* se 65% < SiO₂ < 53%, magma *basico* se 53% < SiO₂ < 42% e magma *ultrabasic* se SiO₂ < 42%.

Da un punto di vista composizionale, i magmi più abbondanti sono il *basaltico* (80%), l'*andesitico* (10%) e il *riolitico* (10%). La diversa composizione chimica del magma è molto importante perché si riflette nella composizione delle rocce e nel tipo di vulcanismo. Infatti, i magmi ad alto contenuto in silice sono più densi e determinano il carattere esplosivo dei vulcani in quanto i gas disciolti rimangono inglobati nel magma stesso a differenza di quelli più basici che sono più fluidi.

Il processo magmatico comprende quattro fasi principali e precisamente: una *fase ortomagmatica* o *liquido-magmatica*, che si sviluppa a temperature superiori a 750 °C; una *fase pegmatitica*, che si ha dopo il consolidamento del magma (tra 750 °C e 550 °C) con il fuso che si è arricchito in componenti volatili con conseguente aumento della pressione interna; una *fase pneumatolitica*, che si sviluppa tra 550 °C e 372 °C ed è legata a fusi magmatici caratterizzati da un basso contenuto di sostanze volatili; una *fase idrotermale*, che si svolge quando la temperatura del bacino magmatico scende sotto la temperatura critica dell'acqua, che è di 372 °C.

A seconda delle modalità di raffreddamento del magma l'ambiente magmatico si divide in plutonico e vulcanico.

Nell'*ambiente plutonico* il processo di raffreddamento avviene lentamente, con un aumento progressivo della fase volatile e, quindi, della pressione interna che permette al residuo magmatico di mantenere lo stato fuso anche a temperature più basse di 600-700 °C; ciò consente una cristallizzazione graduale e selettiva. Si formano così le *rocce plutoniche* o *abissali* o *intrusive* che sono caratterizzate da una *struttura olocristallina*, in cui i singoli minerali che compongono la roccia sono visibili ad occhio nudo. Nell'*ambiente vulcanico* il raffreddamento del magma avviene rapidamente con una

fuoriuscita veloce delle sostanze volatili (fluoro, cloro, boro e vapore acqueo) che porta ad un veloce abbassamento di pressione e alla formazione di singoli cristalli (*fenocristalli*) immersi in una *pasta di fondo*, composta da microcristalli e vetro. Si formano così le *rocce effusive*, suddivise in *rocce ipoabissali o sub-vulcaniche* se la consolidazione avviene in prossimità della superficie terrestre e in *rocce vulcaniche*, se la consolidazione e la messa in posto avviene in superficie. Le rocce effusive presentano una *struttura porfirica* in cui solo i fenocristalli sono visibili ad occhio nudo.

I minerali delle rocce ignee possono essere suddivisi in primari (*essenziali e accessori*) e secondari, che si formano in seguito per alterazione di minerali già formati. La formazione dei minerali delle rocce magmatiche è conseguente al processo di cristallizzazione del magma che porta ad un arricchimento progressivo in silice della massa fusa. Infatti, i primi minerali che cristallizzano sono quelli ferromagnesiaci che, separandosi dal fuso, modificano il magma in senso sialico, cioè silico-alluminifero.

L'ordine con cui si formano i vari minerali a partire da un magma è legato alla loro temperatura di fusione e al diminuire della temperatura si ha un processo di *cristallizzazione frazionata*, che si sviluppa, come individuato da Norman Bowen, secondo una *sequenza continua* e una *sequenza discontinua*.

La *serie continua* è formata dalla miscela isomorfa dei plagioclasti che, al diminuire della temperatura, è costituita dai termini anortite, bytonite, labradorite, andesina, oligoclasio e albite. I minerali che si formano per primi interagiscono di continuo con il fuso magmatico cambiando composizione chimica ma non la struttura cristallina.

La *serie discontinua* è costituita, al diminuire della temperatura, dalla sequenza olivina, pirosseni, anfiboli, feldspato potassico, muscovite e quarzo. A ogni passaggio si ha un nuovo minerale con composizione chimica e struttura cristallina diverse.

3.2.1. Principali rocce magmatiche

Le rocce magmatiche hanno una grande diffusione a scala mondiale e sono suddivise in diversi gruppi a seconda della loro composizione mineralogica.

Le rocce magmatiche sono suddivise in:

- *rocce quarzose*: sono composte da alte percentuali di quarzo;
- *rocce quarzo feldspatiche*: i termini effusivi sono caratterizzati da una abbondante componente vetrosa nella pasta di fondo;

- *rocce feldspatiche*: presentano una diffusione dei termini effusivi più ampia delle equivalenti rocce plutoniche;
- *rocce a feldspatoidi*: sono poco diffuse e si formano da magmi poveri di silice con cristallizzazione di feldspatoidi, minerali aventi una struttura cristallina simile a quella dei feldspati;
- *rocce ultramafiche*: sono molto povere o del tutto prive di minerali sialici; i termini effusivi sono detti *picriti*.

Di seguito si riportano schematicamente le composizioni delle principali rocce magmatiche; in *corsivo* sono riportati i minerali accessori.

Intrusive	Rocce quarzose	Effusive
quarzoliti	alta percentuale di silice	rocce silicee

Intrusive	Rocce quarzo-feldspatiche	Effusive
granito alcalino	quarzo, ortoclasio	riolite alcalina
	vetro compatto vetro soffiato	<i>ossidiana</i> <i>pomice</i>
granito	quarzo, ortoclasio, oligoclasio <i>orneblenda, biotite, muscovite</i>	riolite
granodiorite	oligoclasio/ andesina, quarzo, ortoclasio <i>pirosseni, orneblenda, biotite</i>	dacite
tonalite	andesina, quarzo, ortoclasio, <i>pirosseni, orneblenda, biotite</i>	quarzo andesite

Intrusive	Rocce feldspatiche	Effusive
sienite alcalina	ortoclasio, quarzo	trachite alcalina
sienite	sanidino, oligoclasio, <i>orneblenda, biotite, pirosseno raro</i>	trachite
monzonite	sanidino andesina, <i>orneblenda, pirosseno, biotite</i>	latite
diorite	oligoclasio, andesina, pirosseni <i>orneblenda, biotite, olivina</i>	andesite
gabbro	labradorite / bytonite, augite <i>olivina</i>	basalto

Intrusive	Rocce a feldspatoidi	Effusive
non comune	nefelina o leucite, sanidino <i>augite, biotite</i>	fonolite
non comune	labradorite, leucite <i>augite</i>	tefrite
non comune	labradorite, leucite, olivina <i>augite</i>	basanite
non comune	leucite, augite	leucitite

Intrusive	Rocce ultramafiche	Effusive
peridotite	olivina, pirosseni, orneblenda	picrite
pirossenite	pirosseni, orneblenda, olivina	picrite
orneblendite	orneblenda, pirosseni, olivina	picrite

3.3. Processo sedimentario

Il processo sedimentario porta alla formazione delle rocce sedimentarie per opera di agenti esogeni che agiscono sulle rocce preesistenti e si sviluppa attraverso diversi stadi, che possono realizzarsi anche solo in parte, quali *degradazione, trasporto, sedimentazione e diagenesi*.

L'ambiente sedimentario è caratterizzato da basse pressioni e temperature variabili da -60 °C nelle regioni polari a +50 °C nelle zone desertiche.

La degradazione consiste in un processo di trasformazione, di attacco e di aggressione delle rocce preesistenti e avviene attraverso mezzi meccanici come vento, pioggia, ghiacciai, sbalzi termici e mezzi chimici soprattutto per l'azione dell'acqua che presenta caratteristiche idratanti, decomponenti solventi e ossidanti. I processi di argillificazione e laterizzazione delle rocce silicatiche e quelli di dissoluzione nelle rocce carbonatiche sono solo alcuni esempi degli effetti legati all'azione chimica. Il risultato di queste azioni porta alla formazione di *minerali stabili o primari*, che non hanno subito alcuna trasformazione e *minerali residuali* che, invece, sono il risultato dei processi di trasformazione. Il trasporto dei materiali prodotti dalla degradazione delle rocce preesistenti avviene ad opera delle acque, del vento e dei ghiacciai e/o in modo chimico, cioè in soluzione. La sedimentazione consiste nella deposizione del materiale trasportato nei bacini di sedimentazione, in cui si sviluppa la diagenesi, che rappresenta un processo

di trasformazione dei sedimenti in rocce e che si sviluppa attraverso fenomeni chimico-fisici di diversa natura, in funzione delle caratteristiche dell'ambiente.

3.3.1. Principali rocce sedimentarie

Da un punto di vista compositivo, le rocce sedimentarie possono derivare da trasporto solido, da attività biologica oppure per precipitazione chimica a seguito del raggiungimento del prodotto di solubilità.

Le rocce sedimentarie sono suddivise in:

Rocce clastiche	
psefiti	conglomerati (breccie e puddinghe)
psammiti	quarziti, calcareniti, doloareniti, arenarie quarzose, arcose, grovacche
peliti	siltiti, argille, marne

Rocce organogene	
biochimiche bioclastiche	calcareae e siliciche
biochimiche biolititiche	calcareae
organogene s.s.	fosfatiche, carboni, idrocarburi

Rocce chimiche	
chimiche calcareae	calcari oolitici, dolomie, travertino, alabastro
chimiche siliciche	selce e diaspri
evaporitiche	
residuali	lateriti, terre rosse, bauxiti
ferrifere	taconiti o BIF

Rocce piroclastiche	
	bombe, blocchi, lapilli e cenere, tufi e tufiti

Rocce clastiche

Sono suddivise in base alla dimensione degli elementi che le compongono, le rocce clastiche sono suddivise in psefiti, psammiti e peliti.

Le *psefiti* o *ruditi* sono costituite da elementi superiori a 2mm e possono essere sciolte, come le *ghiaie* e i *ciottoli* oppure cementate come i *conglomerati*. I conglomerati si suddividono in *puddinghe* e *brecce* a seconda se gli elementi che li compongono sono arrotondati o a spigoli vivi e possono essere *monogenici* o *poligenici* a seconda se gli elementi sono costituiti da uno o più tipi litologici.

Le *psammiti* o *areniti* derivano dalla cementazione di particelle comprese tra 2 e 0,2 mm e possono essere anche sciolte come le sabbie che possono essere di diversa composizione mineralogica. La cementazione delle sabbie, aventi una composizione silicica e carbonatica (calcaree e dolomitica), dà origine rispettivamente a quarziti, calcareniti e doloareniti mentre la cementazione di sabbie quarzoso-feldspatiche-micacee dà origine ad arenarie quarzose, arcose e grovacche. Le arenarie quarzose sono in prevalenza composte da quarzo e hanno un cemento siliceo; le arcose sono arenarie feldspatiche che si formano in ambiente continentale, senza subire un lungo trasporto; le grovacche sono arenarie contenenti fillosilicati e si trovano nei flysch. Il flysch è una successione alternata di livelli argillosi, arenacei e marnosi.

Le *peliti* o *lutiti* sono costituite dalla cementazione di particelle inferiori a 0,2 mm e sono suddivise in argille (inferiori a 1/250 mm) e silt (tra 1/16 e 1/250 mm). Le argille sono caratterizzate dalla plasticità, più o meno alta in base ai minerali argillosi che le compongono. Tra le peliti si comprendono anche le marne che sono rocce composte da una uguale percentuale di argilla e calcare e che possono presentare litotipi intermedi come marne argillose, marne calcaree e calcari marnosi.

Rocce organogene

Sono suddivise in due grandi gruppi: le rocce organogene biochimiche, bioclastiche e biolititiche e le rocce organogene sensu stricto (fosfatiche, carboni e idrocarburi).

Le *rocce organogene biochimiche bioclastiche* possono essere calcaree e siliciche e derivano dall'accumulo passivo di materiale biologico. Tra le *rocce bioclastiche calcaree* abbiamo calcari a lamellibranchi, gasteropodi, brachipodi, crinoidi, foraminiferi, brozoi, tintinnidi e coccoliti; (tintinnidi e coccoliti sono organismi dell'ordine del micron). Le *rocce bioclastiche siliciche* sono composte da silice derivante da organismi silicei come diatomee (*diatomiti* o *farine fossili*), radiolari (*radiolariti*) o spugne (*spongoliti*); ricordiamo, infine, il *tripoli*, costituito da alternanze di livelli diatomitici e strati marnoso-calcarei. Le *rocce organogene biochimiche biolititiche* sono legate all'accumulo di

materiale biologico prodotto da organismi costruttori, come i calcari di scogliera, i calcari a coralli e i calcari a rudiste.

Le *rocce organogene sensu stricto* derivano dall'accumulo di materia organica e comprendono *rocce fosfatiche* (fosforiti e guano), *carboni* (torba, lignite, litantrace, antracite in ordine crescente di contenuto di carbonio) e *idrocarburi* (liquidi, solidi e gassosi).

Rocce chimiche

Sono suddivise nei seguenti gruppi:

Rocce chimiche calcaree rappresentate da: *calcari oolitici*, *dolomie*, *travertino* e *alabastro*.

Rocce chimiche siliciche rappresentate prevalentemente da *selce* e *diaspri*.

La *selce* è una varietà di calcedonio di colore grigiastro opaco che si trova in piccoli strati o lenti entro rocce sedimentarie. I *diaspri* sono invece composti in prevalenza da quarzo microcristallino e presentano diverse varietà, tra cui ricordiamo *lydite* e *diaspro oceanico*. La *lydite* è una varietà nera di diaspro usata come "pietra di paragone" per determinare il saggio del titolo dei metalli nobili. Il *diaspro oceanico* è una varietà molto colorata di diaspro orbicolare, caratterizzato dalla presenza di sferuliti silicatiche millimetriche, la cui origine è legata a intensi fenomeni di silicizzazione di rocce ignee acide come rioliti e tufi riolitici.

Rocce evaporitiche: sono costituite da depositi salini che si sono formati per precipitazione diretta da soluzioni concentrate, per evaporazione del solvente e che comprendono minerali come calcite, aragonite e dolomite, anidrite, gesso, salgemma, silvite, carnallite, ecc.

Rocce residuali: sono rocce ricche di ossidi idrati che si formano per alterazione in posto di rocce ignee esistenti (*lateriti*) o carbonatiche (*terre rosse*). Le lateriti e le terre rosse diagenizzate danno luogo alle *bauxiti*.

Rocce ferrifere: presentano un alto contenuto in ossidi o silicati di ferro e sono rappresentate in prevalenza dalle *BIF (Banded Iron Formation)*, rocce del Precambriano costituite da potenti alternanze di rocce ferrifere e selci stratiformi. In gergo minerario, le rocce sedimentarie ferrifere a limonite con struttura oolitica erano dette *minette*.

Rocce piroclastiche

Sono costituite dai piroclasti (bombe, blocchi, cenere e lapilli) che si formano a seguito dell'attività di ricaduta dei prodotti piroclastici dei vulcani che può avvenire in ambiente aereo e sub-aereo. Nel primo caso le rocce sono dette *tufi*, nel secondo caso *tufiti*.

3.4. Processo metamorfico

I processi metamorfici sono legati alle trasformazioni chimico-fisiche che avvengono quando rocce esistenti di vario tipo (igneo, sedimentarie e metamorfiche) si trovano in condizioni ambientali differenti da quelle di origine. I processi metamorfici si possono verificare sia su scala locale sia su scala regionale e le diverse ambientazioni genetiche del metamorfismo sono comprese in un intervallo di temperature compreso tra 200 °C e 700-800 °C, cioè in un dominio compreso tra diagenesi e magmatismo.

Le trasformazioni metamorfiche portano alla ricristallizzazione dei singoli componenti con formazione di nuove specie mineralogiche in funzione della composizione chimica originaria delle rocce e delle nuove condizioni di temperatura e pressione, variabili con la profondità e che designano il grado metamorfico.

3.4.1. Principali fattori del metamorfismo

I principali fattori del metamorfismo sono la composizione delle rocce di partenza (protolito), la temperatura, la pressione, il tempo, il grado metamorfico e il gradiente geotermico.

Composizione delle rocce di partenza (protolito)

Il chimismo delle rocce interessate da trasformazioni metamorfiche è molto importante, in quanto esiste una correlazione diretta tra protolito, grado metamorfico e roccia metamorfica. A seguito del metamorfismo si avranno diverse associazioni mineralogiche, ma poiché il processo è prevalentemente isochimico, cioè senza apporto di materiale, la composizione della roccia di partenza e della roccia metamorfica sarà sempre la stessa. Può accadere che due rocce di diverso chimismo siano sottoposte alle stesse condizioni di temperatura e pressione oppure che una stessa roccia sia sottoposta a diversi campi di temperatura e pressione. Nel primo caso si avranno due diverse associazioni di minerali e quindi due tipi di rocce metamorfiche; per esempio, una roccia pelitica e un'arenaria quarzosa sottoposte alle stesse condizioni ambientali daranno vita rispettivamente a una fillade e a una quarzite. Nel secondo caso, si avranno più associazioni mineralogiche, ciascuna stabile alle diverse condizioni, e quindi diverse rocce metamorfiche; per esempio, una roccia pelitica in funzione delle condizioni ambientali in cui si trova può dare luogo a una fillade, a un micascisto o a un gneiss.

Temperatura

L'aumento della temperatura è un fattore che permette l'attivazione di

nuove trasformazioni chimiche e fisiche. I legami reticolari dei minerali del protolito, infatti, si possono indebolire e rompere creando così le condizioni per cui elementi chimici diversi si possono inserire nei nuovi reticoli e formare minerali stabili alle mutate condizioni ambientali. In casi estremi si può verificare la fusione totale o parziale del protolito.

Pressione

La pressione presente nell'ambiente metamorfico può essere di due tipi principali: *idrostatica*, con valori uguali in tutte le direzioni, dovuta al carico delle rocce sovrastanti e della fase fluida oppure *orientata*, cioè generata da spinte tettoniche preferenziali con diversi valori nelle tre direzioni dello spazio. A seconda del tipo di pressione a cui sono state sottoposte, le rocce metamorfiche possono presentare una struttura massiva o scistosa.

Tempo

Il tempo ha un ruolo fondamentale, in quanto le trasformazioni chimico-fisiche legate ai processi metamorfici, che avvengono allo stato solido in quanto si sviluppano al di sotto del punto di fusione dei minerali che costituiscono la roccia di partenza, richiedono tempi a scala geologica.

Grado metamorfico

Il grado metamorfico è riferito prevalentemente alla temperatura e rappresenta la severità dell'ambiente genetico metamorfico, che poi si riflette sui caratteri strutturali e composizionali delle rocce metamorfiche.

Si può distinguere un grado metamorfico *basso* ($P = 3-7$ kbar e $T = 350$ °C - 550 °C), un grado *medio* ($P = 3-7$ kbar e $T = 500$ °C - 700 °C) e un grado *alto* ($P = 3-10$ kbar e $T > 650$ °C). Con i termini di grado *bassissimo* e *altissimo* si intendono i limiti estremi del metamorfismo; il primo termine indica le condizioni di passaggio tra diagenesi e metamorfismo (*semi-metamorfismo*) mentre il secondo termine indica il passaggio tra metamorfismo e fusione delle rocce (*anatessi*).

Gradiente geotermico

Il gradiente geotermico indica la variazione di temperatura con la profondità ed è espresso come la variazione della temperatura con la profondità (°C/km). Nell'ambito di interesse, i gradienti geotermici possono variare da 6 °C/km a 100 °C/km a seconda dell'ambiente geotettonico. Dal punto di vista del metamorfismo, l'importanza del gradiente geotermico è legata alla diversa profondità e, quindi, alla diversa pressione a cui si può avere lo stesso valore di temperatura.

3.4.2. Tipi di metamorfismo

Il metamorfismo può essere suddiviso su base geologica, e in funzione della profondità in cui si sviluppa.

Da un punto di vista geologico, si distinguono i seguenti tipi:

metamorfismo di contatto e **metasomatismo**: avviene a scala locale per cause geologiche, come l'intrusione di un plutone in rocce incassanti esistenti e può essere legato allo sviluppo di processi di assimilazione tra i fluidi caldi magmatici circolanti e la roccia esistente. L'azione del calore sulle rocce incassanti diminuisce a mano a mano che ci si allontana dal plutone, creando la cosiddetta *aureola di contatto*, con una conseguente variazione della composizione mineralogica delle rocce esistenti, attraverso smistamenti di materiale e formazione di filoni idrotermali. I processi avvengono a pressioni litostatiche e con temperature variabili da 300 °C a 800 °C ;

metamorfismo di dislocazione: si sviluppa nelle zone di ripiegamento tettonico, che possono causare dissimetrie nel campo delle pressioni e delle temperature di formazioni rocciose, con conseguenti possibili riflessi sulla trasformazione delle rocce;

metamorfismo regionale: si sviluppa su scala regionale in aree orogenetiche e non. I processi di disidratazione e ricristallizzazione che si generano portano a nuove associazioni mineralogiche compatibili con la profondità e le condizioni di pressione e temperatura che hanno agito. Questo metamorfismo può essere suddiviso in dinamotermico e di carico.

Il **metamorfismo dinamotermico** o **orogenetico** è legato alle zone orogenetiche e avviene in un range termico compreso tra 200 °C e 700-800 °C con pressioni che non superano i 10 kb. Le trasformazioni delle rocce esistenti sono condizionate da forti pressioni orientate e da temperature molto alte che possono portare alla fusione dei materiali;

Il **metamorfismo di carico** o **di seppellimento** si sviluppa a seguito dell'accumulo di sedimenti in bacini sedimentari localizzati in aree non orogenetiche e si sviluppa a temperature che non superano i 400 °C con pressioni di carico molto alte che possono superare i 10 kbar.

In funzione della profondità, il metamorfismo è suddiviso in tre zone:

catazona o **zona inferiore**, caratterizzata da temperatura elevata, pressioni di carico altissime, poco o per nulla orientate e assenza di minerali con ossidrilici, eccetto la biotite. Le rocce hanno una somiglianza con le rocce intrusive;

mesozona o **zona intermedia**, caratterizzata da temperature meno elevate, pressioni di carico modeste e pressioni orientate di maggiore entità. I minerali che si formano hanno un tenore più alto di ossidrilici;

epizona o *zona superiore*, caratterizzata da temperature basse, pressioni di carico modeste e pressioni orientate che inducono scorrimenti e forti deformazioni elastiche; i minerali che si formano sono ricchi in ossidrilii.

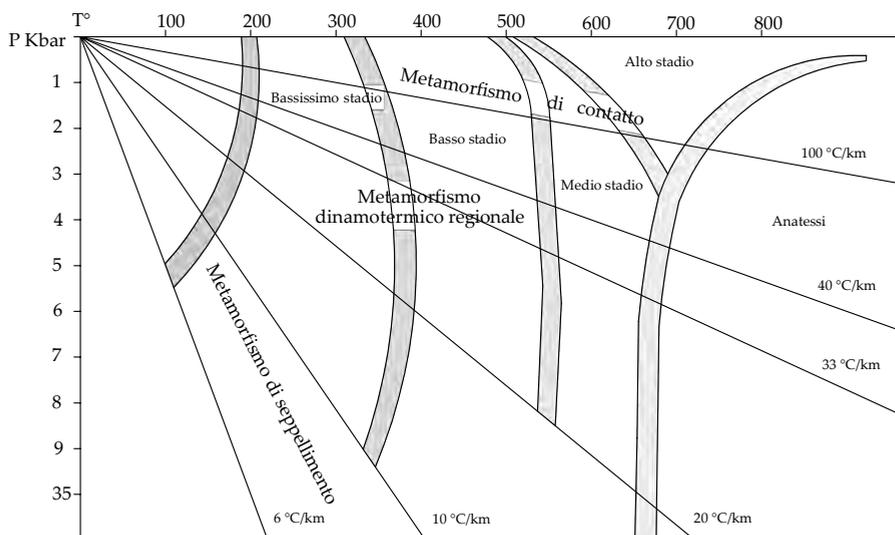


Fig. 3.2. Gradi metamorfici e tipi di metamorfismo. (da Negretti G, *Fondamenti di petrografia*, 2003; ridisegnato e modificato).

3.4.3. Principali rocce metamorfiche

Le rocce metamorfiche sono legate alle caratteristiche mineralogiche delle rocce di origine e al grado metamorfico che dipende principalmente dalla temperatura. Queste rocce possono essere *scistose* oppure *massive*, cioè presentare o meno una scistosità dovuta alla presenza di pressioni orientate.

Di seguito sono descritte le principali rocce metamorfiche raggruppate per tipo di metamorfismo.

Rocce per metamorfismo di contatto e metasomatismo

Le principali rocce legate a questo tipo di metamorfismo sono:

cornubianiti: rocce compatte a grana fine, composte da quarzo, andalusite sillimanite e feldspato alcalino con cordierite, spinelli, corindone. Si formano per metamorfismo di contatto di medio e alto grado di argille.

rodingiti (granatiti): cornubianiti ricche in granati.

calcefiri: marmi ad alto contenuto di silicati di calcio e/o di magnesio che provengono da rocce di natura marnosa.

calcescisti: calcefiri che presentano una scistosità.

greisen: si formano per metasomatismo da rocce granitiche fortemente alterate a seguito del quale il feldspato potassico si trasforma in illite e silice colloidale (calcedonio).

marmi: rocce massive, costituite da calcite ricristallizzata per metamorfismo di rocce carbonatiche, che possono presentare una debole scistosità se sono originate da metamorfismo regionale.

serpentiniti: rocce che si formano a basse temperature e a basse pressioni per processi di idratazione di rocce ignee ultrabasiche a seguito dell'azione dei fluidi circolanti. Sono composte dai minerali del gruppo del serpentino, come antigorite, lizardite e crisotilo.

oficalciti: serpentiniti che contengono grandi quantità di calcite.

skarn: rocce ricche in silicati di calcio, come pirosseni e granati, che derivano da calcari e dolomie sottoposti a metasomatismo.

Rocce per metamorfismo regionale

Le principali rocce legate a questo tipo di metamorfismo sono le seguenti:

amfiboliti: rocce massive a grana medio-grande, costituite da orneblenda e plagioclasio, che derivano da rocce basiche e ultrabasiche per metamorfismo di medio alto grado.

argilloscisti: rocce scistose a grana fine che derivano da rocce argillose sottoposte a metamorfismo di bassissimo grado; si hanno le *filladi* nel caso in cui il grado metamorfico è basso.

eclogiti: derivano da rocce ultramafiche per metamorfismo con temperature moderate e pressioni molto alte. Sono rocce massive a grana medio-grossa, composte da granato rosso (piropo e almandino) e omfacite (clinopirosseno verde); le eclogiti sono caratterizzate dall'assenza di plagioclasio.

gneiss: derivano da areniti, da areniti argillose e da rocce magmatiche acide o intermedie sottoposte a metamorfismo regionale di alto grado. Gli gneiss sono composti da quarzo e feldspato con miche (biotite e muscovite) e presentano una scistosità a bande alternate. I gneiss si distinguono dai micascisti per la presenza di feldspato.

granulite: varietà di gneiss a grana fine, derivanti da rocce quarzose feldspatiche, composta da plagioclasti, ortopirosseno e poche miche.

granofels: rocce massive che si formano quando i sedimenti accumulati in bacini sedimentari sono sottoposti a metamorfismo di seppellimento.

kinzigiti: rocce a debole scistosità composte da biotite e granato che derivano da un metamorfismo di alto grado di rocce pelitiche.

marmi: rocce massive costituite da calcite ricristallizzata per metamorfismo di rocce carbonatiche. Se derivano da metamorfismo regionale, i marmi presentano una debole scistosità.

migmatiti: rocce prodotte per fusione parziale della roccia di origine; sono costituite da una parte di roccia originaria (*paleosoma*) e da una parte quarzo-feldspatica di derivazione metamorfica (*neosoma*).

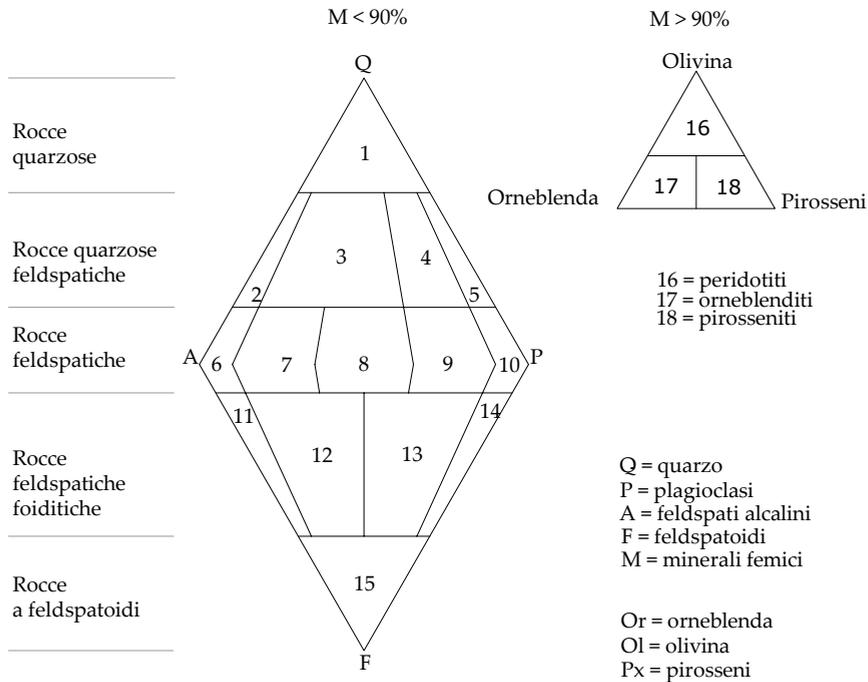
quarziti: rocce massive, costituite da quarzo ricristallizzato, che derivano da rocce quarzoso-feldspatiche per metamorfismo di contatto e regionale.

scisti: rocce scistose e foliate a grana medio-fine, composte da biotite, muscovite, quarzo, clorite e feldspati, che si formano per metamorfismo regionale di argille, arenarie, sedimenti silicei e carbonatici. Sulla base del componente mineralogico predominante si distinguono in:

- *micascisti* e *scisti micacei*: privi di feldspati, derivano da depositi argillosi;
- *scisti sericitici*: derivano da rocce effusive acide; sono detti *porfiroidi* se la grana è molto evidente;
- *scisti blu*: derivano da rocce basiche e ultrabasiche per metamorfismo di bassa temperatura e alte pressioni; t la presenza di glaucofane, (anfibolo sodico di colore blu) e di lawsonite è tipica di questi scisti;
- *scisti verdi*: derivano da rocce basiche e ultrabasiche per metamorfismo di basso grado e sono costituiti da clorite, actinolite, epidoto albite, quarzo, calcite. In assenza di scistosità si parla di *rocce verdi*.
- *cloritoscisti*, *talcoscisti* e *scisti grafitici*.

Rocce per metamorfismo di dislocazione

I litotipi che si formano sono la conseguenza dell'azione tettonica che si sviluppa su rocce esistenti e assumono diversi nomi in funzione delle trasformazioni subite. In ordine di severità delle condizioni di formazione, si hanno *brecce di faglia*, *cataclasiti*, *miloniti* e *ultramiloniti*.



Plutoniti

- 1) rocce quarzose
- 2) graniti alcalini
- 3) graniti
- 4) granodioriti
- 5) onaliti
- 6) sieniti alcaline
- 7) sieniti
- 8) monzoniti
- 9) monzodioriti e monzogabbri
- 10) dioriti e gabbri
- 11) sieniti a feldspatoidi
- 12) monzosieniti a feldspatoidi
- 13) monzodioriti e monzogabbri a feldspatoidi
- 14) dioriti e gabbri a feldspatoidi
- 15) foidoliti
- 16) peridotiti
- 17) orneblenditi
- 18) pirosseniti

Vulcaniti

- 1) rocce silicee
- 2) rioliti alcaline
- 3) rioliti e riodaciti
- 4) daciti
- 5) quarzoandesiti
- 6) trachiti alcaline
- 7) trachiti
- 8) latiti
- 9) latiandesiti
- 10) andesiti e basalti
- 11) fonoliti
- 12) fonoliti tefritiche
- 13) tefriti fonolitiche
- 14) tefriti e basaniti
- 15) foiditi (nefelititi, leucititi)
- 16) picriti
- 17) picriti
- 18) picriti

Fig. 3.3. Classificazione delle rocce ignee in base alla composizione mineralogica. (da Negretti G., *Fondamenti di petrografia* 2003; ridisegnato e modificato).

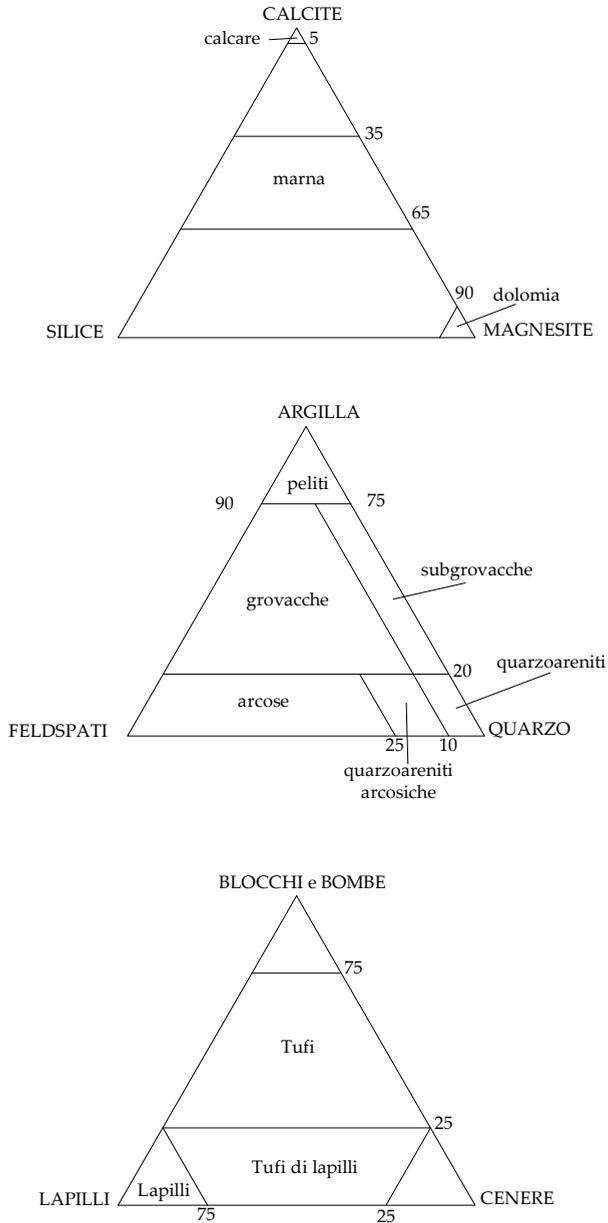


Fig. 3.4. Diagrammi triangolari di classificazione: calcite-silice-magnesite (in alto); argilla-feldspati-quarzo (al centro); blocchi/bombe-lapilli-cenere (in basso).

Origine dei principali minerali presenti nelle rocce metamorfiche

(da D'Amico C., *Le rocce metamorfiche*, 1973; ridisegnato e modificato).

BB = bassissimo grado metamorfico

B = basso grado metamorfico

M = medio grado

A = alto grado metamorfico

AA = altissimo grado

C = metamorfismo di contatto

SM = semimetamorfismo di profondità

R = metamorfismo regionale

Minerale	Metamorfismo		Grado metamorfico				Pressione
	C	R	BB	B	M	A	
actinolite	C	R	BB	B	M		
albite	C	R		B	M		
almandino	C raro	R			M	A	
analcime	C						
andalusite	C	R			M		bassa
andradite	C	R			M	A	
ankerite	C	R		B	M		
anortite	C					A	
antofillite	C	R			M	A	
aragonite							alta
biotite	C	R		B	M	A	
bronzite						AA	
calcite	stabile in tutte le condizioni						
cianite	C	R			M		alta
cloriti	C	R		B			
cloritoide		R		B	M		
cordierite	C	R			M	A	bassa
corindone	C	R				A	
diopside	C				M	A	
dolomite	C	R		B	M		
enstatite						AA	
epidoti		R		B	M		
flogopite	C				M	A	
fluorite	C			B			
forsterite	C	R			M	A	
giadeite		R		B			altissima
glaucofane		R		B			alta
grafite	stabile in tutte le condizioni						
grossularia	C	R			M	A	

<i>Minerale</i>	<i>Metamorfismo</i>		<i>Grado metamorfico</i>				<i>Pressione</i>
ilmenite	stabile in quasi tutte le condizioni						
iperstene	C	R				AA	
laumontite	SM		BB				
lawsonite		R	BB				alta
lepidolite	C				M		
magnesite	C				M		
magnetite	stabile in quasi tutte le condizioni						
microclino	C raro	R		B	M	A	
muscovite	C	R		B	M	MA	
olivine		R				A	
omfacite							altissima
orneblenda	C	R			M	A	
ortoclasio	C	R				A	
pirofillite		R		B			
piropo		R				A	alta
plagioclasi	C	R			M	A	
prehnite	SM		BB				
pumpellyte	SM		BB	B			
quarzo	stabile in tutte le condizioni						
rutilo					M	A	
serpentino	C	R		B			
siderite		R		B			
sillimanite	C	R				A	
spessartina				B			
spinello	C	R				A	
staurolite		R			M		
talco	C	R		B	M		
titanite	C	R		B	M	A	
topazio	C			B			
tormalina	C	R		B	M		
tremolite	C	R		B	M		
vesuviana	C	R				A	
wollastonite	C	R			M	A	bassa
xantofillite	C			B	M		
zoisite		R			M	A	alta
zeoliti	SM		BB				

4. Geodinamica della Terra

I processi genetici di rocce e minerali sono strettamente correlati alla dinamica della crosta terrestre che, nel corso della sua storia, si è sviluppata attraverso processi geologici che si sono ripetuti con le stesse modalità dando vita a fenomeni sismici e ad attività vulcaniche di diverso tipo ed entità. Esistono strette relazioni tra depositi minerali e processi geodinamici della Terra in quanto le modificazioni degli ambienti di formazione, avvenute a seguito di variazioni e fluttuazioni delle condizioni fisico-chimiche e dei componenti del sistema, hanno avuto riflessi sui processi di formazione dei minerali e sulle condizioni necessarie per il loro arricchimento. La descrizione degli ambienti di formazione dei minerali sarà quindi portata con riferimento alla dinamica globale della crosta terrestre.

Prima di dare dei riferimenti al riguardo, è opportuno osservare la struttura della Terra, ormai rilevata in dettaglio dai satelliti e riprodotta con foto aeree.

4.1. Struttura della Terra

La Terra ha una forma sub-sferica ed è schiacciata ai poli avendo un raggio equatoriale di 6378 km e un raggio polare di 6357 km. La sua massa è di 5876×10^{12} tonnellate e la sua densità media è di $5,52 \text{ g/cm}^3$.

La struttura della Terra è formata da più involucri concentrici, costituiti da materiali di diversa densità, separati da superfici di discontinuità definite sulla base dello andamento delle velocità delle onde sismiche, che variano al variare della densità dei materiali attraversati. Essa può essere descritta sulla base della composizione chimico-fisica e del comportamento reologico dei materiali.

Composizione chimico-fisica

In base alla composizione chimico-fisica, la Terra è costituita da tre parti principali: crosta, mantello e nucleo.

La *crosta* si estende dalla superficie terrestre fino a circa 70 km di profondità ed è suddivisa in *oceanica* e *continentale*. Le rocce che compongono la crosta hanno una densità di 2,7-3 g/cm³ per cui, considerando che il valore della densità media della Terra è di 5,5 g/cm³, è lecito pensare che al suo interno si abbiano materiali con densità di 10 g/cm³. La *crosta oceanica* ha una densità media di 3 g/cm³ ed è formata da rocce di età non superiore a 190 milioni di anni, costituite dal basso verso l'alto da peridotiti e gabbri; da basalti (dicchi, lave, lave a cuscini); da sedimenti non consolidati. Lo spessore della crosta oceanica è compreso tra 5 e 8 km e aumenta a mano a mano che ci si allontana dalla zona assiale delle dorsali oceaniche.

La *crosta continentale* ha una densità media di 2,7 g/cm³ ed è formata da rocce, risalenti anche a 3900 milioni di anni, costituite dal basso verso l'alto da rocce femiche stratificate; da rocce metamorfiche e intrusioni granitiche; da sedimenti aventi una potenza di migliaia di metri. Lo spessore medio della crosta continentale è di 35 - 40 km, ma sotto le zone cratoniche e gli orogeni può arrivare a 70 km mentre, in corrispondenza dei margini continentali passivi, si può ridurre a 15 km.

Al di sotto della crosta si trova il *mantello*, il cui passaggio è segnato dalla *discontinuità di Mohorovicic* che si trova a 60-70 km di profondità sotto le catene montuose e a 10 km sotto gli oceani. Il mantello si estende fino a 2900 km di profondità ed è suddiviso in *mantello superiore* o *litosferico*, in una *zona di transizione* dove si ha una brusca diminuzione delle velocità delle onde sismiche e in *mantello inferiore*.

Al di sotto del mantello si trova il *nucleo*, il cui passaggio è segnato dalla *discontinuità di Gutenberg* ad una profondità di 2900 km. Il nucleo è formato da un guscio esterno, composto da una lega di ferro e nickel allo stato fuso, e da un guscio interno solido, il cui passaggio è segnato dalla *discontinuità di Lehmann*, stimata a 5100 km di profondità.

Comportamento reologico

In base alle proprietà fisiche dei materiali e al loro comportamento reologico, cioè riferito agli equilibri della materia che fluisce o si deforma in seguito a sollecitazioni, la Terra è suddivisa in *litosfera*, *astenosfera* e *mesosfera*. La *litosfera* è composta da crosta e mantello superiore o litosferico ed è costituita da rocce a composizione peridotitica e comportamento rigido. A 100 km di

profondità, la litosfera poggia sull'*astenosfera*, rappresentata da una fascia deformabile di 300 km, costituita da materiali a comportamento duttile. Il passaggio da litosfera ad astenosfera è associato alla temperatura di circa 1300 °C, oltre la quale il mantello inizia a fondere. Al di sotto dell'*astenosfera* si trova la *mesosfera*, costituita dal mantello inferiore.

Composizione		Discontinuità Velocità Onde Sismiche	Suddivisione Reologica
CROSTA	Oceanica	<i>Mohorovicic</i>	LITOSFERA
	Continentale		
MANTELLO	mantello litosferico o superiore	<i>Gutenberg</i>	ASTENOSFERA
	zona di transizione		
	mantello inferiore		MESOSFERA
NUCLEO	esterno	<i>Lehaman</i>	
	interno		

Fig. 4.1. Costituzione schematica della Terra (non in scala). A sinistra la suddivisione in base alla composizione, a destra in base al comportamento dei materiali.

4.2. Fondali oceanici e terre emerse

I *fondali oceanici* sono costituiti da crosta oceanica e sono rappresentati da estese piane abissali, interrotte da rilievi vulcanici isolati o allineati, attraversate da un sistema di 60.000 km di dorsali oceaniche, tutte collegate

tra loro. Le dorsali hanno una larghezza compresa tra 1000 e 4000 km e un'altezza massima di 4 km e sono disarticolate da un sistema di fratture trasversali (*faglie trasformi*). La zona assiale delle dorsali, in cui la crosta oceanica presenta spessori minimi di 5 km, è interessata da una estesa depressione (*rift system*) legata a una tettonica distensiva.

In prossimità delle terre emerse e degli oceani, sono presenti profonde *fosse oceaniche*, larghe 100 km e lunghe sino a 1000 km con profondità variabili tra 7 e 11 km, associate ad *archi insulari*, disposti parallelamente tra fosse e terre emerse. Queste zone, come la Cintura di Fuoco del Pacifico, lunga circa 40.000 km, sono interessate da un intenso vulcanismo e da un'alta sismicità. Le principali fosse oceaniche sono la fossa di Portorico (-9218 m), la fossa delle Marianne (-11.030 m), la fossa di Giava (-7400 m), la fossa delle Filippine (-10.500 m) e la fossa del Perù-Cile (-8000 m). L'origine dei rilievi vulcanici isolati e/o allineati è correlata all'esistenza di aree localizzate, dette punti caldi (*hot spots*), che sono legate alla presenza, nell'astenosfera e nel mantello inferiore, di un'attività ignea dovuta alla risalita verticale di prodotti fusi che, attraverso la litosfera, si indirizzano verso la superficie come un pennacchio di vapore. Tali punti sono fissi e non sono legati all'instabilità crostale, per cui il transito sopra di essi di una placca litosferica, oceanica o continentale, può dar luogo ad allineamenti di apparati vulcanici, come quelli che costituiscono le isole Hawaii. In altri casi, gli *hot spot* sono localizzati lungo il percorso delle dorsali medio-oceaniche, come avviene per l'Islanda.

Le *terre emerse* sono composte da crosta continentale e sono rappresentate da estese aree di modesta altitudine, attraversate da strette e lunghe catene montuose e interessate da una sismicità caratterizzata da ipocentri poco profondi. Nelle aree emerse possiamo distinguere aree cratoniche, orogeni, plateau basaltici e graben.

Le *aree cratoniche* costituiscono le regioni centrali dei continenti e sono zone tettonicamente stabili, nel senso che non sono state interessate da fenomeni tettonici per diverse centinaia di milioni di anni.

Gli *orogeni* sono aree tettonicamente attive, costituite da lunghe catene di crosta, deformate per i considerevoli sforzi di compressione che si sono sviluppati durante le orogenesi. In queste zone, la crosta continentale raggiunge uno spessore di 60-70 km.

I *plateau basaltici (trappi)* sono rappresentati da immensi espandimenti di lava di migliaia di km² che si trovano in alcune aree continentali con notevoli spessori che possono raggiungere migliaia di metri. Queste strutture si sono formate in tempi passati, a seguito di colate basaltiche eruttate, avvenute

attraverso lunghe fratture presenti nella crosta continentale e che sono legate alla presenza di pennacchi di vapore o di calore nel mantello terrestre. Esempi: i plateaux basaltici del Deccan in India e del Paranà in Brasile.

I *graben* sono aree interessate da una tettonica estensionale, che ha portato alla formazione di strutture lunghe e strette delimitate ai lati da un sistema di faglie dirette, attraverso cui si è sviluppato un vulcanismo di tipo alcalino. Esempi di queste strutture sono il Graben del Reno in Germania, formatosi nel terziario e avente una lunghezza di 300 km e un'ampiezza di 30-35 km, e la Rift Valley africana, che si sviluppa per 6000 km dallo Zambesi al Mar Rosso con una ampiezza di 40-60 km.

4.3. Tettonica delle placche

La teoria generale che spiega in maniera globale la geodinamica della Terra è conosciuta come *tettonica delle placche*, che si basa sull'espansione dei fondali oceanici e che è stata formulata a seguito di osservazioni scientifiche ed evidenze sperimentali ottenute nei vari campi di studio. Secondo tale teoria, la litosfera è percorsa da un reticolo di fasce di estrema mobilità, che la suddivide in una serie di *placche litosferiche* di diverse dimensioni a comportamento rigido. Questi elementi di litosfera hanno subito e subiscono passivamente i movimenti dovuti all'espansione dei fondali oceanici, legati al movimento della litosfera sull'astenosfera. Ogni placca litosferica è caratterizzata da un suo moto, indipendente dalle altre placche.

La configurazione dei continenti e degli oceani non è mai stata la stessa; infatti, l'evoluzione geodinamica della Terra si è sviluppata secondo una scala temporale di milioni di anni a seguito di movimenti reciproci delle varie placche litosferiche e di processi di mobilitazione. I continui processi dinamici hanno portato a differenti distribuzioni delle terre emerse nel corso del tempo e a vari ambienti geologici in cui si sono sviluppati i diversi processi genetici di rocce e minerali.

Il movimento delle placche litosferiche è dovuto alla presenza nell'astenosfera di grandi celle convettive profonde che disperdono l'elevatissimo calore presente, valutato in circa 5000-6000 °C. L'espansione dei fondali oceanici ha origine nei *rift system* delle dorsali medio oceaniche da cui fuoriesce continuamente materiale basaltico che si espande lateralmente a partire dalla dorsale. In altre parole, gli oceani sono strutture giovani e in continua formazione a seguito della continua espansione ai lati della dorsale, dovuta al magma in risalita che spinge lateralmente quello già

solidificato. Questa espansione spiega perchè i sedimenti marini sono tanto più antichi quanto più ci si allontana dalla dorsale e perchè in tutti gli oceani non sono stati mai trovati sedimenti più antichi di 190 milioni di anni, anche se nei continenti ci sono testimonianze di sedimenti marini più antichi.

Poiché il volume della Terra è rimasto costante nel tempo, questo vuol dire che la crosta oceanica si forma e si distrugge di continuo e, quindi, si deve ammettere che, ad un certo momento, l'espansione dei fondali oceanici termini per la presenza di zone di riassorbimento. Le zone, dove la crosta oceanica in espansione è riassorbita all'interno della Terra, sono le *zone di subduzione*, morfologicamente rappresentate da sistemi associati di fosse oceaniche e archi insulari associati e dalle *zone orogenetiche*.

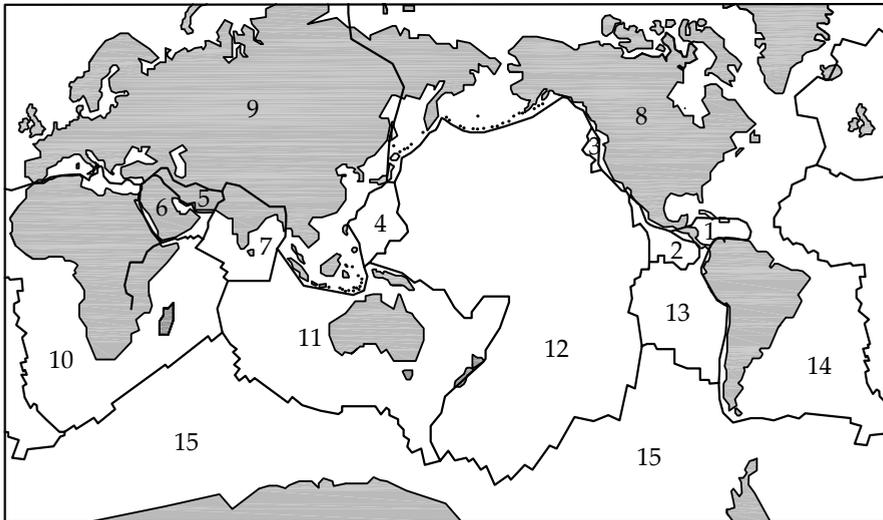


Fig. 4.2. Principali placche tettoniche: 1) placca dei Caraibi - 2) placca delle Cocos - 3) placca Juan de Fuca - 4) placca delle Filippine - 5) placca dell'Anatolia - 6) placca Arabica - 7) placca Indiana - 8) placca Nordamericana - 9) placca Euroasiatica - 10) placca Africana - (11) placca Australiana - 12) placca del Pacifico - 13) placca di Nazca - 14) placca Sudamericana - 15) placca Antartica.

Le fasce mobili che suddividono le placche litosferiche sono rappresentate dalle dorsali oceaniche (*margini divergenti*) e dalle zone di subduzione (*margini convergenti*) in corrispondenza delle quali si possono rispettivamente accrescere e consumare; tali fasce possono essere presenti anche all'interno delle placche stesse.

I *margini divergenti o costruttivi* sono costituiti dalle zone di rift delle dorsali oceaniche in cui due placche oceaniche adiacenti si separano l'una dall'altra. In queste zone si sviluppa un'attività vulcanica effusiva fessurale di tipo basaltico tholeitico, cioè con *augite*, *pigeonite* e *olivina* come accessorio. Tale composizione è legata alla differenziazione magmatica dovuta alla parziale fusione delle rocce ultrabasiche in risalita dal mantello. A questo vulcanismo è associata un'importante attività idrotermale connessa alla infiltrazione profonda di acqua marina fredda, che, attraverso le fratture presenti nella dorsale, entra in contatto con masse basaltiche. Le acque così riscaldate fino a 350 °C risalgono in superficie portando in soluzione una grande quantità di sostanze minerali e solfuri per poi sgorgare attraverso bocche idrotermali dette *fumarole nere* (*black smokers*). A contatto con l'acqua più fredda del mare, le calde soluzioni idrotermali subiscono un brusco raffreddamento e depositano progressivamente sul fondo oceanico le sostanze metalliche portate in soluzione, arricchendo così i fondali oceanici di composti metallici, come i *noduli di manganese*. In corrispondenza delle dorsali medio-oceaniche, inoltre, si sviluppa anche una forte alterazione idrotermale, caratterizzata da bassa pressione e alta temperatura.

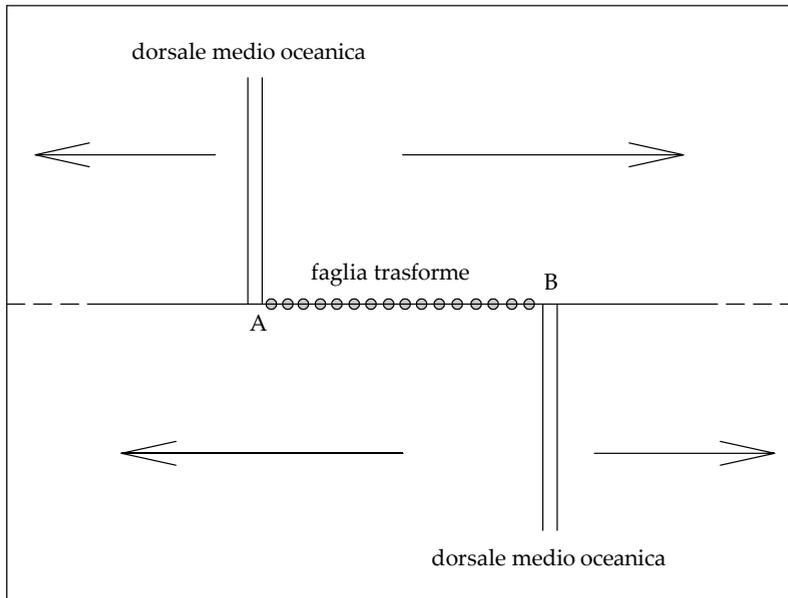


Fig. 4.3. Faglia trasforme: il tratto A-B, sede di sismicità, definisce la faglia trasforme, in cui le placche scorrono in senso opposto.

I *margini conservativi* sono rappresentati dalle zone in cui le placche non si creano e non si distruggono, ma possono muoversi solo lateralmente una rispetto all'altra per la presenza delle *faglie trasformi*. In corrispondenza di queste faglie, due placche adiacenti possono scorrere una a fianco all'altra in direzioni opposte innestando un'intensa attività sismica e un'attività vulcanica poco significativa. Le *faglie trasformi* hanno una lunghezza che può arrivare a centinaia di chilometri e un andamento trasversale rispetto alle dorsali oceaniche, che interrompono in più punti. Lungo questi punti si sviluppa un vulcanismo e una modesta attività idrotermale a basso interesse giacimentologico, una discreta sismicità e un metamorfismo di bassa profondità con fenomeni di granulazione e milonitizzazione. Due esempi di faglie trasformi sono dati dalla faglia di Sant'Andreas in California, U.S.A. e dalla faglia dell'Anatolia del Nord in Turchia.

I *margini convergenti o distruttivi* sono individuabili nelle zone in cui le placche si avvicinano e sono rappresentati dal sistema fosse oceaniche-archi insulari e dalle catene montuose. Nelle zone di subduzione, la crosta oceanica in espansione urta contro quella presente al di sotto della crosta continentale e si inclina verso il basso immergendosi in profondità lungo il piano di Benjoff. Lungo questo piano la crosta raggiunge temperature e pressioni sempre più elevate, che possono portare a fenomeni di fusione dei materiali. Il forte attrito, che si sviluppa tra il materiale che scende verso il basso e quello in posto, genera una sismicità notevole, con terremoti molto profondi il cui ipocentro può arrivare a 700 km. Come conseguenza, il materiale della crosta oceanica fonde per attrito e aumento della temperatura e si mescola con i magmi presenti in profondità alimentando un vulcanismo di tipo acido. Infatti, il magma durante la sua risalita entra in contatto con i litotipi esistenti innestando fenomeni di mescolamento e assimilazione di rocce sialiche. L'arricchimento di fluidi e di silice nel magma, che avviene per la presenza di notevoli spessori di sedimenti marini, porta a manifestazioni effusive esplosive di carattere prevalentemente andesitico. Le relative fasi magmatiche tardive, legate alla parziale fusione di litosfera oceanica, possono dare origine a importanti depositi metallici. Gli archi insulari sono anche interessati da fenomeni di metamorfismo di alta temperatura e basse pressioni orientate mentre la litosfera oceanica che s'immerge nelle zone di subduzione è via via disidratata e metamorfosata a causa delle pressioni e delle temperature che crescono con la profondità. Oltre a manifestazioni di tipo effusivo, il processo di subduzione può produrre magma che non risale in superficie,

ma che si raffredda lentamente, producendo ammassi intrusivi anche importanti.

Durante il movimento reciproco delle placche, che si spostano con velocità differenti, le diverse placche possono collidere e produrre effetti diversi a seconda del tipo di placche che entrano in collisione. Si possono così distinguere tre tipi principali di movimenti, tenendo presente che la crosta continentale è più leggera di quella oceanica:

- **convergenza oceano-oceano**: si ha quando due placche oceaniche entrano in collisione e una delle due entra in subduzione sprofondando sotto l'altra con conseguente formazione di una fossa oceanica, di un arco insulare e di una ghirlanda di isole. Esempio: l'arcipelago delle Tonga.

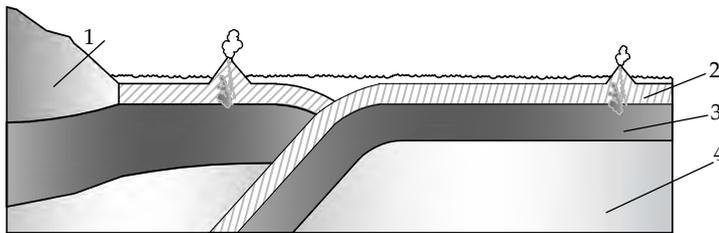


Fig. 4.4. Collisione tra due placche oceaniche. Legenda: 1) crosta continentale, 2) crosta oceanica, 3) mantello superiore, 4) astenosfera.

- **convergenza oceano-continente**: quando una placca continentale e una oceanica entrano in collisione si ha la subduzione della placca oceanica più densa, che sprofonda al di sotto di quella continentale. Come conseguenza si può avere la formazione di una fossa oceanica e di un arco magmatico sulla placca continentale più leggera, come nella Cintura di fuoco del Pacifico oppure, se la subduzione prosegue, il corrugamento della placca continentale con formazione di una catena montuosa dietro l'arco magmatico, come è avvenuto nelle Ande.

- **convergenza continente-continente**: la collisione tra due placche continentali avviene perché la crosta continentale è troppo leggera per sprofondare nell'astenosfera per cui si ha la formazione di una catena montuosa. A causa della forte compressione che si sviluppa tra le placche che si sovrappongono, si innesta un metamorfismo caratterizzato da pressioni elevate e temperature intermedie. Esempi: catena delle Alpi e dell'Himalaya.

Oltre che in corrispondenza dei margini delle zolle tettoniche, anche all'interno delle *placche litosferiche* è possibile lo sviluppo di processi di mobilizzazione della crosta, in questo caso legati alla presenza di correnti ascensionali calde (*plumes* o *pennacchi*) nel mantello superiore, che permettono la risalita di magma basaltico in superficie. Se la fuoriuscita del magma avviene all'interno di placche oceaniche si possono sviluppare abbondanti manifestazioni vulcaniche di tipo tholeitico che possono dare origine a isole vulcaniche allineate, come per esempio avviene alle isole Hawaii. Se, invece, la risalita in superficie interessa aree situate entro placche continentali, si possono avere sia fenomeni tettonici estensivi con sviluppo di un vulcanismo di tipo alcalino (Fossa del Reno) sia la formazione di estesi plateau basaltici, come quelli presenti nella penisola del Deccan in India.

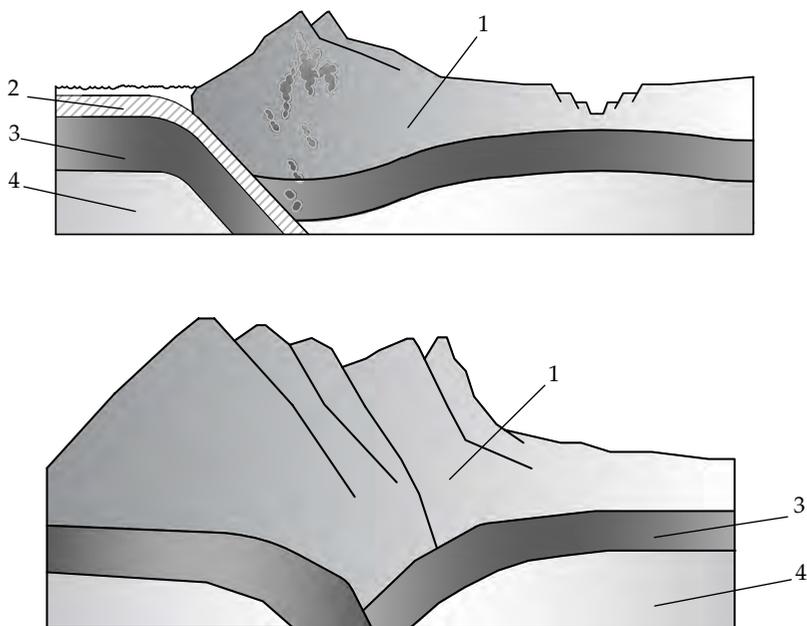


Fig. 4.5. Sopra: Collisione tipo Ande tra una placca oceanica e una continentale. Sotto: Collisione tra due placche continentali. Legenda: 1) crosta continentale, 2) crosta oceanica, 3) mantello superiore, 4) astenosfera.

5. Elementi di giacimentologia

Prima di descrivere i diversi tipi di giacimenti si ritiene opportuno dare alcune definizioni giacimentologiche, tratte da Di Colbertaldo, *Giacimenti minerari* 1967.

Provincia metallifera o distretto metallifero

Comprende le zone aventi un'estensione areale di migliaia di km² costituite da terreni di varia età in cui sono frequenti concentrazioni di sostanze utili che si possono essere formate in più epoche metallogeniche, attraverso diversi processi metallogenici.

Provincia metallogenica o distretto metallogenico

Rappresenta l'area che raggruppa tutti i giacimenti minerari che si sono formati, per uno stesso processo metallogenico, in una *epoca metallogenica*, cioè in un definito periodo di tempo. Per esempio, la Sardegna rappresenta una provincia metallifera a piombo e zinco, che raggruppa varie province o distretti metallogenici in cui le concentrazioni minerarie si sono costituite in diverse epoche metallogeniche.

Filone

Consiste in una spaccatura presente in un ammasso roccioso riempita in parte o in toto da più minerali e si compone di un *corpo minerario* e di un *corpo metallifero*. I filoni possono essere isolati o essere disposti a gruppi a formare un *campo filoniano*, in cui i singoli filoni sono disposti a ventaglio oppure intersecarsi.

Corpo minerario

Rappresenta l'insieme dei minerali metallici e di ganga che sono compresi tra le due pareti opposte di un filone; i primi rappresentano la parte utile del giacimento mentre i secondi rappresentano l'insieme dei minerali non metallici che accompagnano quelli metallici.

Corpo metallifero

Indica le concentrazioni di minerali metallici presenti nel corpo minerario; possono essere *concordanti* se si sono impostate secondo la giacitura delle rocce incassanti oppure *discordanti* se non lo sono.

Stockworks.

Corpo minerario costituito da un fitto intreccio di piccole vene metallifere che attraversano una porzione più o meno estesa di roccia; le singole vene hanno una potenza non superiore a 3 cm e una lunghezza non superiore al metro.

Salbande.

Rappresentano le parti esterne di un filone a contatto con la *roccia incassante*; possono essere costituite in parte da minerali di ganga e in parte da materiale argilloso.

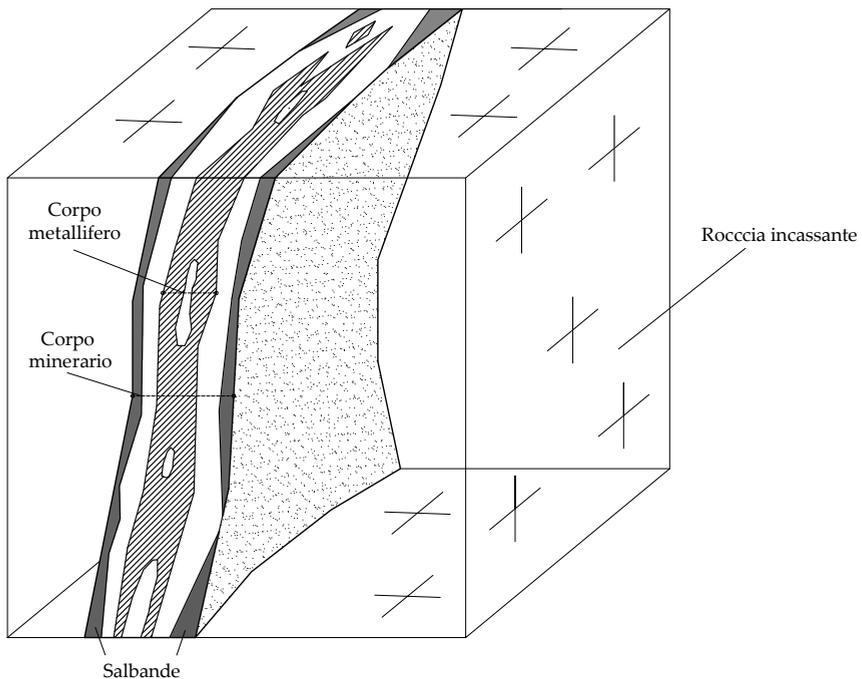


Fig. 5.1. Schema e nomenclatura di un filone minerario. (da Di Colbertaldo, *Giacimenti minerali* 1967, ridisegnato e modificato).

5.1. Giacimenti minerari e tettonica delle placche

I processi diagenetici dei minerali si sviluppano negli stessi ambienti di formazione delle rocce con cui sono intimamente connessi, anche in base alla natura dei litotipi interessati. Essi sono sovrapponibili e variabili nel tempo e spesso una loro combinazione ha portato alla formazione di un *giacimento minerario*, cioè a una concentrazione di minerali economicamente coltivabili. In questo caso, il processo genetico di riferimento associato al giacimento è quello che ha avuto il maggior peso nella formazione della mineralizzazione. Per esempio, lo sviluppo di un metamorfismo può interessare giacimenti preesistenti, legati a processi che non prodotto concentrazioni utili, apportando cambiamenti strutturali e tessiturali della mineralizzazione che hanno conferito al giacimento un interesse economico.

Gli ambienti giacimentologici si sviluppano in aree dove le condizioni geodinamiche sono fortemente attive e dove si possono innestare processi geologici adatti alla formazione di minerali. Alla luce della tettonica delle placche, le aree in cui si possono instaurare processi metallogenici sono localizzate principalmente lungo i margini divergenti e convergenti delle placche, lungo le faglie trasformati e all'interno delle placche litosferiche. Ciò perché in tali ambiti si possono sviluppare condizioni magmatiche e metamorfiche tali da consentire la formazione e l'accumulo di giacimenti minerari.

5.2. Tipi di giacimenti

I giacimenti minerari sono correlabili alle diverse modalità di formazione delle rocce, per cui una grande distinzione è quella di associare i giacimenti ai processi magmatici, sedimentari e metamorfici. Il processo di formazione dei minerali si può sviluppare attraverso processi di solidificazione, precipitazione, nelle reazioni metamorfiche e per sublimazione da vapore.

La *crystallizzazione* dei componenti liquidi da un magma può avvenire in tempi e a temperature diverse. La *precipitazione* avviene da soluzioni fluide contenenti sali disciolti che si depositano al raggiungimento del prodotto di solubilità, che definisce la massima quantità di soluto possibile nella soluzione; può avvenire da soluzioni idrotermali, da reazioni metamorfiche di deidratazione e decarbonatazione e per evaporazione da soluzioni marine, ecc. Nei *processi metamorfici* avvengono reazioni solido-solido come, ad esempio, nelle trasformazioni polimorfiche (da diamante a grafite; da quarzo α a quarzo β , da aragonite a calcite) e nelle reazioni di trasformazione di un minerale in una nuova fase di diversa composizione.

La *sublimazione da vapore* avviene per passaggio diretto dallo stato aeriforme a quello solido, come nel caso dello zolfo delle solfatere.

Di seguito si riporta lo schema di classificazione dei giacimenti minerari definito sulla base di quanto tratto da Di Cobertaldo, 1967 e di Zuffardi, 1986.

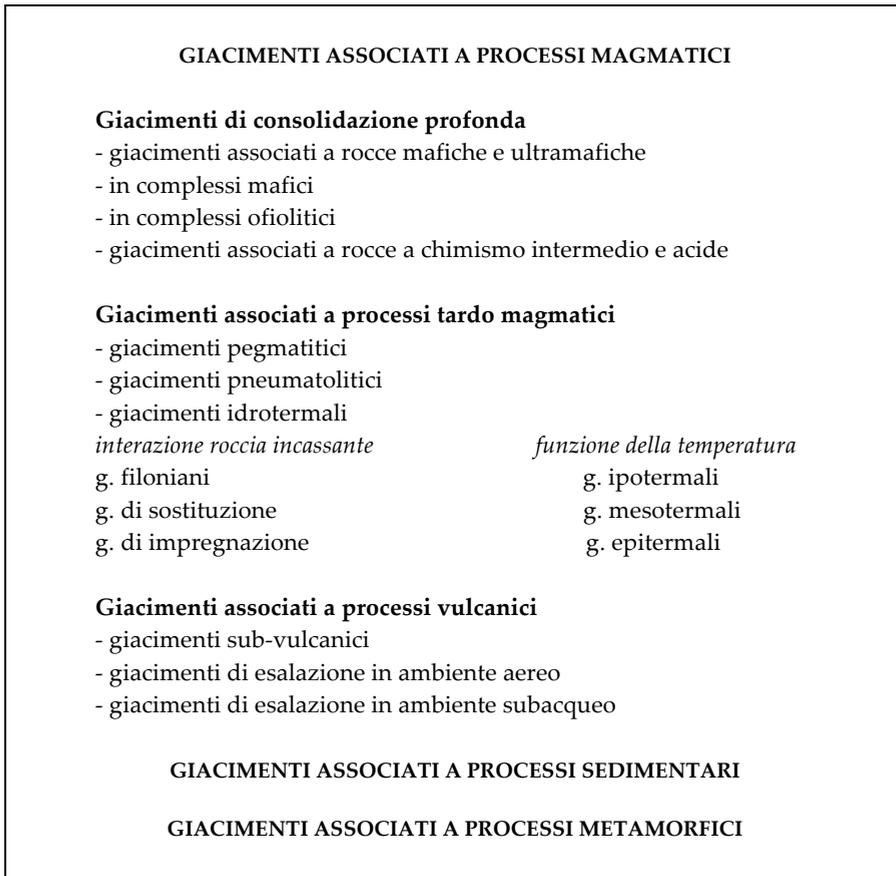


Fig. 5.2. Classificazione dei giacimenti minerari

5.3. Giacimenti associati a processi magmatici

Si dividono principalmente in: 1) giacimenti di consolidazione profonda; 2) giacimenti associati a processi tardo-magmatici; 3) giacimenti associati a processi vulcanici.

5.3.1. Giacimenti di consolidazione profonda

I processi magmatici, riferibili ai processi di consolidazione profonda, comprendono adunamenti di minerali che cristallizzano direttamente dal magma, la cui diversa composizione può portare a diverse paragenesi ed estensioni. Per tale ragione, questi giacimenti possono essere affiliati a rocce magmatiche mafiche e ultramafiche e a rocce a chimismo intermedio e acido.

Giacimenti affiliati a rocce magmatiche mafiche e ultramafiche

Questi giacimenti sono riferibili a complessi di rocce a composizione mafica e a complessi ofiolitici.

I *complessi mafici* sono costituiti da gabbri, noriti, peridotiti, duniti e sono caratterizzati da una struttura a bande, legata alla ripetizione dei litotipi antichi che, durante il lento raffreddamento del magma, si sono sviluppati per fenomeni di smistamento allo stato fluido di minerali a più alto peso specifico. Ciò ha portato a importanti concentrazioni di minerali utili in varie parti del plutone intrusivo, come è avvenuto nei giacimenti di Sudbury, Ontario in Canada e del Complesso di Bushveld in Sud Africa.

I *complessi ofiolitici* sono di età più recente e sono costituiti dall'alto verso il basso da: 1) diaspri; 2) basalti a pillow; 3) gabbri, diabasi e peridotiti. In questi complessi si sono sviluppati importanti giacimenti come quello ferrifero di Cogne e quello amiantifero di Balangero.

Nei giacimenti di consolidazione profonda rientra anche il famoso *giacimento diamantifero di Kimberly* in Sud Africa, che si è sviluppato a circa 50 km di profondità nelle kimberliti, rocce intrusive basiche di composizione noritica (olivina, biotite e granato) che si rinvengono nei grandi camini vulcanici.

Giacimenti affiliati a rocce a chimismo intermedio e acido

Le rocce a chimismo intermedio e acido sono quelle granitoidi, rappresentate da graniti, monzoniti, granodioriti e dioriti, a cui sono associati tutti i principali tipi di giacimenti, ad eccezione di quelli relativi a paragenesi mafiche. I vari minerali in formazione si distribuiscono zonalmente attorno al plutone con paragenesi molto ricche; per esempio, vicino al plutone si hanno silicati e poi, allontanandosi, solfuri ad alto tenore in zolfo, ossidi, metalli nativi e infine quarzo.

In questo ambito petrografico si possono formare sia giacimenti endoplutonici, come per esempio quelli a rame porfirico (*porphyry copper*) e sia importanti giacimenti associati a processi tardomagmatici, molto più rilevanti di quelli che si sviluppano in prossimità di litotipi mafici e ultramafici.

5.3.2. Giacimenti associati a processi tardo-magmatici

Gli elementi che non hanno partecipato alla consolidazione del magma possono rimanere nel fuso come parte fluido-gassosa che può evolvere in diverso modo e dare vita, nelle rocce granitoidi, a importanti depositi minerali. Nelle zone di contatto fluido-plutone, *salbande*, l'interazione dei fluidi circolanti con le pareti delle rocce incassanti può portare allo sviluppo del *metasomatismo*, un fenomeno che innesta sostituzioni strutturali e mineralogiche di diversa severità in una fascia più o meno estesa a partire dal plutone.

Nei litotipi mafici e ultramafici, i giacimenti che si sviluppano nelle fasi tardo-magmatiche danno luogo a scarse deposizioni di minerali arealmente ristrette attorno al plutone, con paragenesi limitate e con sviluppo di significativi fenomeni di autoidratazione e conseguente formazione di serpentino, amianto e talco. Al contatto tra fluido mineralizzante e roccia incassante, si possono avere diversi tipi di alterazione, fortemente dipendenti dalla natura della roccia incassante, come per esempio:

- *alterazione potassica*: legata a soluzioni neutre di alta temperatura (tra 500 °C e 600 °C) che porta alla formazione di feldspato potassico e biotite secondaria; alterazione associata a depositi tipo *porphyry copper*;
- *alterazione quarzo-sericitica* o *sericitica*: molto comune, si sviluppa a temperature comprese tra 300 °C e 400 °C per idrolisi dei feldspati con formazione di sericite e quarzo; alterazione associata a depositi tipo *porphyry copper*;
- *alterazione propilitica*: molto diffusa e legata a soluzioni neutre con formazione di clorite, epidoto, calcite e albite; questa alterazione è associata a depositi di rame porfirico (*porphyry copper*) e a depositi epitermali di metalli preziosi;
- *alterazione argillitica*: quando le temperature sono inferiori a 250 °C si ha la trasformazione dei plagioclasti in caolinite e montmorillonite mentre a temperature più alte i feldspati si trasformano per idrolisi in caolino, pirofillite e alunite;
- *silicizzazione*: processo che comporta la conversione di ossidi metallici in silicati per combinazione con SiO₂;
- *silicificazione*: ad altissime temperature si sviluppano processi di idrolisi che trasformano la roccia originaria in nuovo quarzo e/o in silice amorfa;
- *carbonatazione*: processo che avviene in presenza di anidride carbonica e che porta alla formazione di minerali come calcite, dolomite, magnesite e siderite.

I giacimenti tardo-magmatici sono suddivisi in *giacimenti pegmatitici*, *giacimenti pneumatolitici* e *giacimenti idrotermali*. La distinzione tra quelli pneumatolitici e quelli idrotermali è legata alla natura dei fluidi e al grado di metamorfismo che si sviluppa nelle salbande. Nei giacimenti pneumatolitici i fluidi sono gassosi e il grado di metamorfismo che si sviluppa nelle salbande è più intenso con sviluppo di processi di silicizzazione. Nei giacimenti idrotermali, invece, i fluidi hanno una natura acquosa e il grado di metamorfismo è meno intenso con conseguente sviluppo di processi di silicizzazione e di sericitizzazione.

Giacimenti pegmatitici

Questi giacimenti sono caratterizzati dalle *pegmatiti*, rocce che presentano individui cristallini di grandi dimensioni che si possono formare grazie alla ricchezza di sostanze volatili presenti nell'ambiente di formazione, che favoriscono la mobilità e la migrazione delle sostanze nutrienti. La genesi delle pegmatiti può essere strettamente connessa al plutone oppure essere il prodotto di un processo metamorfico. Le pegmatiti sono per lo più di natura granitoide e in esse si ritrovano quarzo, feldspato potassico (ortoclasio e microclino), albite, mica, muscovite con tormalina, apatite, fluorite, lepidolite, berillo, topazio, corindone, monazite e cassiterite. A seconda della distanza dal plutone si possono avere pegmatiti con diverse associazioni mineralogiche che si formano in condizioni diverse di temperatura e pressione. Si passa da termini di alta temperatura come biotite, plagioclasi e quarzo a termini di bassa temperatura come tormalina, microclino e quarzo.

Giacimenti pneumatolitici (T= 600 °C - 400 °C)

Si formano per l'azione della parte gassosa presente nel magma che, interagendo con le rocce incassanti, originano rocce di *aureola metamorfica* rappresentate da termini che hanno subito trasformazioni più o meno intense sia per composizione chimica sia per gli aspetti strutturali. Le trasformazioni si sviluppano per *pirometasomatismo* e si estendono in una zona più o meno estesa a partire dal plutone portando alla deposizione di silicati di neoformazione e di importanti minerali metallici.

Le più importanti trasformazioni sono quelle legate all'interazione dei fluidi mineralizzanti ad alta temperatura con rocce carbonatiche e con le zone corticali di graniti alterati; tale interazione origina due tipi di rocce. rispettivamente *skarn* e *greisen*.

Negli *skarn* è tipica la formazione di silicati calcici come epidoti, anfiboli, pirosseni, granati calcici e minerali metallici come scheelite, cassiterite, fluorite, blenda, galena, ematite, pirite, calcopirite e molibdenite. In questo

ambito ricadono i giacimenti stanniferi della Cornovaglia e quelli piombo zinciferi dell'Arburese in Sardegna.

Nei *greisen* si ha la sostituzione del feldspato potassico con conseguente formazione di illite e silice colloidale (calcedonio), oltre alla formazione di cassiterite e wolframite che sono i principali minerali associati a questi giacimenti (Esempi: Panasqueira in Spagna).

In questa categoria di giacimenti rientrano anche i depositi di zolfo delle solfatare di Pozzuoli, che si sono formati per ossidazione dei vapori solfurei e i depositi di allume di Tolfa, che si sono formati per alterazione dei feldspati presenti nelle rocce. Trovano origine in questo ambito, le lamelle di ematite presenti nelle lave del Vesuvio che si formano per l'azione di vapor d'acqua sul cloruro di ferro presente nelle emanazioni vulcaniche, la calcite che si trova nei basalti di Montalto di Castro e le geodi di calcedonio che si ritrovano nelle rocce basaltiche.

Giacimenti idrotermali (T = 400 °C - 100 °C)

Si formano negli stati finali della metallogenesi, quando la temperatura del bacino magmatico scende sotto la temperatura critica dell'acqua (372 °C) per cui il vapore d'acqua passa da uno stato gassoso ad uno stato liquido surriscaldato. Questi giacimenti si sviluppano raramente attorno a plutoni mafici mentre sono frequenti attorno a masse intermedie o acide. La deposizione dei minerali avviene da soluzioni fortemente diluite sia per evaporazione del solvente sia per diminuzione della temperatura. Le *ganghe* sono in prevalenza carbonatiche, ma anche quarzose, fluoritiche, baritiche e raramente silicatiche. I depositi idrotermali possono anche riempire cavità che si trovano lungo il percorso del liquido, depositando diversi minerali sulle pareti della cavità con sviluppo di incrostazioni, geodi e druse. I principali minerali sono rappresentati da cassiterite, molibdenite wolframite, pirite, calcopirite, oro e minerali di ganga quarzosi.

In funzione del modo in cui i fluidi circolanti interagiscono con le rocce incassanti, i giacimenti idrotermali possono essere distinti in *giacimenti filoniani*, *giacimenti di sostituzione* e *giacimenti di impregnazione*. La loro forma è strettamente legata al tipo di roccia incassante ed è indipendente dalle caratteristiche delle soluzioni mineralizzanti. Per esempio, nelle rocce eruttive e metamorfiche la forma del corpo minerario è filoniana, nelle arenarie e nelle marne è d'impregnazione mentre nei calcari e nelle dolomie è di sostituzione con formazione di tasche e colonne.

I *giacimenti filoniani* si formano quando i convogli mineralizzanti depositano i minerali nelle fratture presenti nelle rocce circostanti e sono il

tipo più diffuso. Sono costituiti da mineralizzazioni che hanno riempito in tempi successivi le spaccature presenti nelle rocce incassanti, dando luogo a corpi metalliferi di varie forme. Sono frequenti fenomeni di alterazione idrotermale di tipo potassico, propilitico, quarzo-sericitico e argillitico e le ganghe, contemporanee al filone, sono in genere costituite da quarzo, carbonati, fluorite e barite.

I **giacimenti di sostituzione** si formano a seguito di fenomeni di dissoluzione da parte dei convogli mineralizzanti che si sviluppano durante l'attraversamento di rocce permeabili. Questi depositi sono caratterizzati da minerali di nuova formazione che costituiscono corpi minerari di limitate dimensioni.

I **giacimenti di impregnazione** si formano quando la sostituzione non è molto spinta e sono caratterizzati da corpi minerari di maggiori dimensioni ma con tenori più bassi di minerali utili rispetto ai giacimenti di sostituzione. In funzione del loro intervallo di temperatura, i giacimenti idrotermali, possono essere suddivisi in *giacimenti ipotermali*, *giacimenti mesotermali* e *giacimenti epitermali*.

I **giacimenti ipotermali** si sviluppano vicino al plutone e i fluidi sono ad alta temperatura ($T = 400\text{ }^{\circ}\text{C} - 300\text{ }^{\circ}\text{C}$). I principali minerali sono molibdenite, scheelite, cassiterite, wolframite (sempre associata alla molibdenite) con ganghe silicatiche ad anfiboli, granati, tormaline, fluorite, miche, topazio, apatite e quarzo. Esempio il giacimento di Climax in Canada.

I **giacimenti mesotermali** si formano in un intervallo di temperatura compreso tra $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ e sono tipicamente filoniani, ma possono essere anche di impregnazione e di sostituzione se si sviluppano in calcari e dolomie. I convogli mineralizzanti circolanti, a seconda delle rocce attraversate inducono alterazioni di diverso tipo; nei calcari e nelle dolomie si ha sericitizzazione e silicizzazione, nelle rocce anfibolico-biotitiche la formazione di talco mentre in quelle femiche si ha cloritizzazione.

I minerali principali sono galena, blenda, pirite, calcopirite, arsenopirite e tetraedrite mentre quelli di ganga sono rappresentati da quarzo, barite, calcite, dolomite, siderite, rodocrosite e fluorite. Esempi: i giacimenti di Montevecchio in Sardegna e di Broken Hill in Australia.

I **giacimenti epitermali** sono caratterizzati da basse temperature, comprese tra $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $50\text{ }^{\circ}\text{C}$, e da un debole metamorfismo associato a fumarole e sorgenti termali. I depositi epitermali più importanti sono quelli di oro e argento, che si formano attraverso l'azione di fluidi, ad alta e bassa solforazione, chimicamente distinti a causa del diverso percorso fatto per

raggiungere la superficie. I fluidi ad alta solforazione (*high sulfidation*) sono legati al plutone di origine e sono acidi, ossidanti con un alto potere lisciviante. I fluidi a bassa solforazione (*low sulfidation*) hanno caratteristiche chimiche riducenti e sono di provenienza meteorica e assimilabili a fluidi termali. I termini *alta* e *bassa solforazione* si riferiscono allo stato di ossidazione dello zolfo che nei fluidi ad alta solforazione è sotto forma di SO₂ (ossidato) mentre in quelli a bassa solforazione è sotto forma di H₂S (ridotto). I principali minerali sono galena, blenda, calcopirite, argentite, antimonite, cinabro, pirolusite, da minerali secondari come anglesite, cerussite, smithsonite (per ossidazione della galena) e da minerali di ganga come calcite, barite e fluorite, aragonite, silice amorfa (opale e calcedonio), feldspati e zeoliti.

5.3.3. Giacimenti associati a rocce vulcaniche

Nelle fasi tardo-magmatiche, i fluidi idrotermali nel loro percorso ascensionale possono attraversare le fratture presenti nelle rocce sino a raggiungere, in alcuni casi, la superficie e formare geysers, fumarole, solfatare e sorgenti termali. I processi genetici effusivi connessi alla fuoriuscita di magma portano alla suddivisione in *giacimenti subvulcanici* se si localizzano in filoni, nei camini vulcanici o nelle rocce incassanti e in *giacimenti vulcanici di esalazione*, che si possono formare sia in ambiente aereo sia in quello subacqueo. In *ambiente aereo* l'emissione di volatili avviene nelle fumarole, nelle solfatare e nei soffioni boraciferi in cui si sviluppano processi di sublimazione a causa del repentino raffreddamento dei vapori. In *ambiente marino* i depositi sono localizzati in corrispondenza della dorsale medio oceanica in zone vulcanologicamente attive note come *fumarole nere* (*black smokers*). Tali depositi sono legati alla circolazione di fluidi caldi idrotermali che lisciviano i metalli presenti nelle rocce basaltiche della crosta oceanica e che, a contatto con l'acqua fredda dell'oceano, precipitano sotto forma di solfuri metallici a rame e zinco.

Nota. Deposito singenetico: deposito minerario che si è formato con lo stesso processo che ha formato la roccia. *Deposito epigenetico:* deposito minerario che si è formato con un processo successivo alla formazione della roccia.

Tra i depositi affiliati a rocce vulcaniche, rivestono particolare valenza giacimentologica i seguenti:

- VMS (*Volcanogenic Massive Sulfide*): sono depositi stratiformi o lenticolari in prevalenza a zinco e rame principalmente legati alla precipitazione di

metalli da soluzioni idrotermali circolanti sottomarine prodotte dalle fumarole nere presenti nei fondali oceanici;

- SEDEX (*SEDimentary EXhalative deposits*): sono depositi singenetici stratiformi a zinco e piombo che si sviluppano per fenomeni idrotermali in ambiente sottomarino legati alle zone di rift delle dorsali medio-oceaniche e quindi lontani dalla fumarole nere;
- MTV (*Mississippi Valley Type*): sono depositi epigenetici a zinco e piombo che si trovano disseminati entro rocce calcaree e cui metalli sono stati depositati anche milioni di anni dopo la deposizione dei sedimenti.

5.4. Giacimenti associati a processi sedimentari

Nell'ambiente sedimentario si possono formare adunamenti di minerali in base al processo che li ha originati. Tra i principali processi sedimentari, il più importante da un punto di vista giacimentologico è quello legato ai processi supergenici.

5.4.1. Processi supergenici

Questi processi si sviluppano nella parte alta di giacimenti idrotermali a solfuri per azione delle acque meteoriche che, penetrando in profondità, interagiscono chimicamente con i minerali primari esistenti con formazione di nuove specie mineralogiche. In base alla profondità si possono distinguere tre zone principali del giacimento: la *zona di ossidazione*, la *zona di cementazione* o *supergenica* e la *zona primaria* o *ipogenica*.

La *zona di ossidazione* si trova al di sopra della falda freatica ed è la parte affiorante del giacimento, detta *cappellaccio* o *gossan*, ricca di idrossidi di ferro, carbonati e solfati. Essa è attraversata dalle acque meteoriche che percolano nella sottostante zona di lisciviazione, dove i minerali subiscono processi che arricchiscono le soluzioni circolanti di sostanze minerali. Queste soluzioni scendono poi verso il basso dove reagiscono con i minerali primari presenti originando minerali secondari di diverso tipo a seconda degli ioni metallici presenti e del tipo di roccia incassante (zona di ossidazione dei minerali in posto). L'ambiente ossidante permette la deposizione degli ossidi ma non dei solfuri ed è caratterizzato dalla presenza di una particolare colorazione dei sedimenti che riflette la presenza degli elementi chimici presenti. Per esempio una colorazione rossa indica la presenza di idrossidi di ferro mentre una colorazione giallo-verdastra la presenza di ossidi e carbonati di rame. Nella zona di ossidazione si possono trovare minerali di

rame (*malachite, azzurrite, crisocola, cuprite, piromorfite*), di ferro (*limonite, goethite, ematite*), di manganese: (*pirolusite, rodocrosite*), di argento: (*argento nativo*), di piombo: (*anglesite, cerussite*) e di zinco (*smithsonite, idrozincite*).

	<i>gossan</i>	<i>limonite, pirolusite</i>
	
zona di ossidazione	<i>zona di lisciviazione</i>	<i>malachite - cerussite</i>
	<i>azzurrite - smithsonite</i>
	<i>zona di ossidazione dei minerali in posto</i>	<i>oro - argento - rame nativi</i>
<i>falda acquifera</i>	-----	<i>falda acquifera</i>
zona di cementazione o supergenica	<i>zona di arricchimento per discensum</i>	<i>calcocite - argentite</i>
	<i>oro - argento</i>
zona primaria o ipogenica	<i>zona primaria con solfuri inalterati</i>	

Fig. 5.3. Schema della zona di alterazione dei solfuri. (da Di Colbertaldo, *Giacimenti minerali* 1967, ridisegnata e modificata).

La **zona di cementazione** si trova al di sotto della falda freatica ed è caratterizzata da condizioni riducenti, perché le acque circolanti sono ormai prive di ossigeno. Le condizioni riducenti, caratterizzate dalla presenza di sedimenti neri e grigi, consentono la precipitazione dei solfuri, ma non degli ossidi. In questa zona, le soluzioni provenienti dalla zona di ossidazione depositano metalli pesanti, apportando un arricchimento supergenico sotto forma di solfuri secondari, tra cui minerali di rame (*rame nativo, calcocite, covellite, bornite*), di piombo: (*galena supergenica*), di argento (*acantite, argento nativo*) e di zinco (*sfalerite supergenica, wurtzite*)

La **zona primaria** si trova al di sotto della zona di cementazione e in essa si trovano i minerali non alterati. Se i depositi originali contengono arsenico e fosforo, si possono formare minerali secondari della classe arseniati e fosfati.

Nota. In gergo minerario con *calamine* si intende una mistura di carbonati come smithsonite, idrozincite, cerussite, anglesite e di silicati di zinco come emimorfite e willemite che si sviluppano in rocce carbonatiche. Le *calamine* possono avere origine supergenica oppure ipogenica se sono legate alla circolazione di fluidi idrotermali.

5.4.2. Processi alluvionali e detritici

Un esempio classico legato a questi processi è dato dai *placers*, depositi costituiti da materiale alluvionale, eluviale e colluviale contenente anche minerali preziosi come oro, platino, diamanti e stagno (cassiterite). Esempio: giacimenti auriferi del Sudafrica.

5.4.3. Processi per precipitazione chimica

Hanno questa origine i depositi BIF (*Banded Iron Formation*) che risalgono a 2,5 miliardi di anni fa e che segnano l'inizio della fotosintesi ad opera di batteri fotoferrotropi. Questi depositi sono costituiti da ripetizioni di sottili intercalazioni di ossidi di ferro (ematite e magnetite) e di selce rossastra. Si sono formati in ambienti fortemente ossidanti di bacini marini di bassa profondità per precipitazione chimica di ossidi di ferro a seguito della combinazione dell'ossigeno prodotto dalla fotosintesi con il ferro disciolto nelle acque marine. Altri esempi di processi di questo tipo hanno prodotto i depositi di sale di Wieliczka in Polonia e di Turda e Slanic Prahova in Romania.

5.4.4. Processi per evaporazione

Questi processi possono avvenire in acque marine o in laghi salati. Una sequenza evaporitica ideale è costituita da: *halite*, *silvite*, *carnallite*, *gesso* (se $T < 42\text{ }^{\circ}\text{C}$) o *anidrite* (se $T > 42\text{ }^{\circ}\text{C}$), *aragonite* e *magnesite*.

5.4.5. Processi per alterazione continentale

Questi processi, che si sviluppano in maniera significativa in aree tropicali a clima caldo umido, agiscono attraverso un processo di lisciviazione selettiva sugli elementi solubili presenti in rocce e ciò porta ad un arricchimento di elementi utili insolubili come ferro, alluminio, argilla e caolino.

I principali depositi utili di questo tipo sono rappresentati dalle *bauxiti*, composte da ossidi idrati di alluminio, dalle *lateriti*, ricche in ferro e alluminio e dai *minerali argillosi* (*caolinite*, *illite*, *montmorillonite*, *bentonite*, *vermiculite*, *glauconite*, *sepiolite*, *attapulgitite*).

5.4.6. Processi per riduzione.

Si sviluppano in ambiente riducente ad opera di batteri che favoriscono la precipitazione di pirite e di altri solfuri che si ritrovano disseminati in rocce argillose marnose. L'azione di tali batteri sul gesso può produrre zolfo.

5.5. Giacimenti associati a processi metamorfici

In ambito metamorfico, la formazione dei minerali è una diretta conseguenza delle caratteristiche dei processi metamorfici che si instaurano e della composizione chimica iniziale della roccia che possono creare condizioni ottimali da un punto di vista giacimentologico. In questa sede faremo riferimento ai depositi minerali che derivano da metamorfismo di contatto e metasomatismo a seguito di processi che si sviluppano nella *aureola di contatto*. Questa zona rappresenta il volume circostante un magma intruso che subisce variazioni e dove si possono formare minerali come grossularia, vesuviana, epidoto e concentrazioni utili di ferro, rame e manganese. In questi processi è molto importante l'azione dei fluidi provenienti dal magma perché trasportano calore e facilitano le reazioni di trasformazione e alterazione. Per esempio, lo zolfo nei fluidi circolanti può innescare processi di caolinizzazione e tormalizzazione in rocce granitiche e portare alla formazione di lazurite (lapislazzuli) nei calcari dolomitici. L'azione dei fluidi circolanti caldi sulle rocce incassanti ha un'interessante rilevanza anche in corrispondenza delle dorsali medie oceaniche, dove le trasformazioni metamorfiche, indotte dall'elevata temperatura dei fluidi circolanti, possono dare luogo ad adunamenti minerali interessanti e a fenomeni di smistamento.

L'intrusione di un plutone magmatico in risalita comporta un aumento di temperatura in condizioni di pressioni litostatiche, che induce diverse trasformazioni mineralogiche nelle rocce circostanti, in funzione della loro composizione, della distanza dal plutone e della temperatura a cui sono state sottoposte. Per esempio, un plutone intruso in rocce arenacee e/o argillose al contatto plutone-roccia incassante (salbande) porterà alla formazione di minerali anidri come granati e pirosseni, poi di minerali idrati come anfiboli ed epidoti e infine di clorite e serpentino.

Tipologia dei giacimenti di alcuni minerali industrialmente utili

(da Schneiderhohn, 1962 in De Cobertaldo *Giacimenti minerali* 1967, modificato)

LM	giacimenti liquido magmatici
Pg	giacimenti pegmatitici
Pn	giacimenti pneumatolitici e di contatto (metasomatismo)
Idro	giacimenti idrotermali
Z.O.	zona di ossidazione e cementazione
Ls	giacimenti alluvionali ed eluviali
Alt	giacimenti di alterazione
Sep	giacimenti di separazione da acque interne e marine
Me	giacimenti metamorfici

Adularia				Idro					
Albite				Idro					
Anatasio		Pg				Ls			
Anidrite				Idro			Alt	Sep	
Anglesite					Z.O.				
Ankerite				idro				Sep	
Antimonite				Idro					
Apatite		Pg	Pn		Z.O.	Ls			
Aragonite				Idro			Alt	Sep	
Argentite				Idro	Z.O.				
Argento				Idro	Z.O.				
Arsenopirite			Pn	Idro					Me
Atacamite					Z.O.				
Autunite					Z.O.				
Azzurite					Z.O.				
Barite				Idro				Sp	
Bauxite							Alt		
Berillo		Pg							
Borace								Sep	
Bornite		Pg	Pn	Idro	Z.O.			Sep	Me
Boulangerite				Idro					
Bournite				idro					
Brookite		Pg				Ls			
Calamina					Z.O.				Me
Calcedonio				Idro			Alt	Sep	
Calcite				Idro				Sep	Me
Calcocite					Z.O.				

Calcopirite	LM		Pn	Idro					Me
Caolinite	LM			idro			Alt	Sep	
Cassiterite		Pg	Pn			Ls			
Celestina				Idro				Sep	
Cerussite					Z.O.				
Calcantite					Z.O.				
Cianite					Z.O.				
Cinabro				Idro	Z.O.				
Clorite				Idro					
Covellina				Idro	Z.O.				
Crisocola					Z.O.				
Cuprite					Z.O.				
Diasporo							Alt		
Dioplasio					Z.O.				
Dolomite				Idro				Sep	
Ematite			Pn	Idro					Me
Emimorfite					Z.O.				
Epidoto			Pn	Idro					
Eritrite				Idro					
Fluorite			Pn	Idro					
Galena				Idro					
Gesso				Idro			Alt	Sep	
Goethite					Z.O.		Alt	Sep	
Halite								Sep	
Ilmenite	LM					Ls			
Jamesonite				Idro					
Lepidolite			Pn						
Leucite	LM								
Limonite					Z.O.		Alt	Sep	
Ludwigite			Pn						Me
Magnesite				Idro			Alt	Sep	Me
Magnetite	LM		Pneu			Ls			Me
Malachite					Z.O.				
Marcassite				Idro				Sep	
Mercurio					Z.O.				
Molibdenite		Pn	Pneu	Idro					
Nefelina	LM								
Olivinite				idro					
Opale				Idro			Alt	Sep	
Oro		Pn	Pneu	Idro	Z.O.	Ls			
Orpimento					Z.O.				
Pirite			Pneu	Idro				Sep	Me

Pirargirite				Idro					
Pirolusite					Z.O.		Alt		
Piomorfite				Idro					
Proustite				Idro					
Quarzo			Pneu	Idro			Alt	Sep	
Rame				Idro	Z.O.				
Realgar					Z.O.				
Rodocrosite				Idro	Z.O.			Sep	
Rutilo		Pn				Ls			
Scheelite		Pn	Pneu						
Sericite			Pneu	Idro					
Sfalerite			Pneu	Idro					Me
Siderite				Idro				Sep	
Skutterudite				Idro					Me
Spodumene		Pn							
Steatite				Idro					
Tetraedrite				Idro					
Topazio			Pneu						
Tormalina			Pneu						
Valentinite					Z.O.				
Vanadinite				Idro					
Whiterite				Idro					
Wolframite		Pg	Pneu						
Wulfenite		Pg			Z.O.				
Zircone	LM	Pg				Ls			Me

6. Esempi di giacimenti minerali



Fig. 6.1. Scultura moderna di "minatore" a Montevecchio, Sardegna.

In questa parte saranno dati dei riferimenti sui seguenti siti giacimentologici:

1. distretto di Baia Mare, miniere di Baia Sprie e Cavnic, Romania;
2. giacimenti piritiferi di Niccioleta e Gavorrano, Toscana, Italia;
3. miniera di Montevecchio, Sardegna, Italia;
4. giacimenti di Cogne e di Balangero, Italia;
5. giacimento di Marra Mamba, Australia;
6. depositi di Sar-e-Sang, Badakhshan, Afghanistan;
7. distretto di Madan, miniera di Kroushev Dol, Bulgaria.

6.1. Distretto di Baia Mare, miniere di Baia Sprie e Cavnic, Romania

Il distretto minerario di Baia Mare si trova nella zona nord-est della Romania ed è correlato alla subduzione neogenica della catena montuosa dei Carpazi, che si sono formati dopo la collisione tra la placca africana e quella europea a seguito della chiusura della Tetide mesozoica. A questo importante momento della geodinamica terrestre, si è sviluppato un vulcanismo di tipo calco-alcalino che ha portato a importanti mineralizzazioni associate a intrusioni di plutoni, controllato dalla grande faglia di Droșog Vodă. Lungo questa faglia d'importanza regionale sono dislocate 15 importanti miniere, tra cui i depositi di Baia Sprie e Cavnic. Questi depositi sono di tipo polimetallico e presentano un'ampia tipologia di corpi minerali, costituiti da vene, cavità riempite, stockworks e disseminazioni minori.

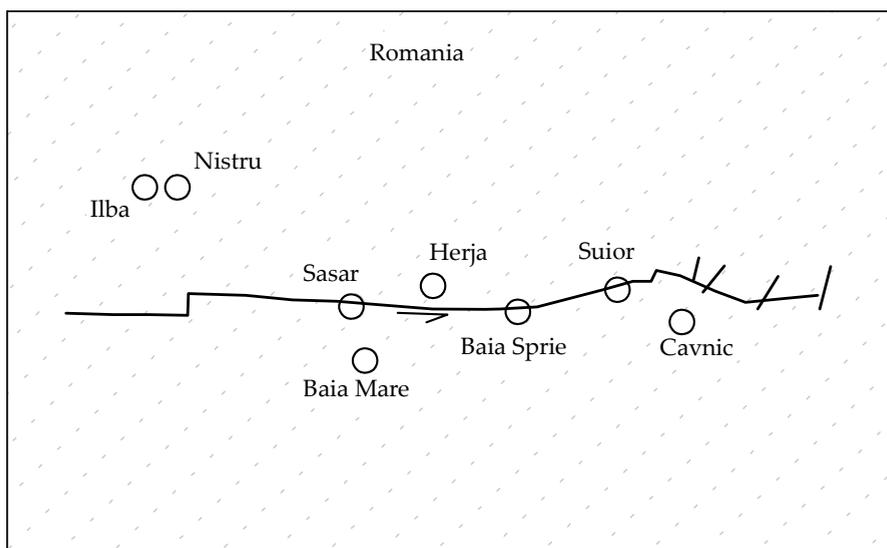


Fig. 6.2. Schema del distretto di Baia Mare con principali miniere dislocate lungo la faglia di Droșog Vodă. (da Grancea L. et alii, *Fluid evolution in the Baia Mare epithermal gold/polymetallic district, Inner Carpathians 2002*; ridisegnato e modificato).

Il giacimento di Baia Sprie è un deposito polimetallico a piombo e zinco con arricchimento di argento e rame, localizzato lungo la faglia regionale, e costituito da due vene di cui la principale è lunga 5.250 m, larga 22 m ed ha una estensione verticale di circa 800 m.

Il giacimento di Cavnic è un deposito polimetallico a piombo e zinco con locali arricchimenti in oro e argento, composto da 14 vene di lunghezza variabile da 400 a 1500 m, spessori di 7 m e un'estensione verticale di 900 m. La coltivazione di questo giacimento risale ai tempi dei Romani.

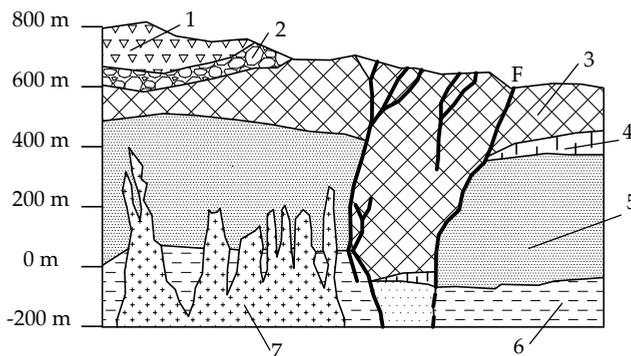


Fig. 6.3. Contesto giacimentologico della miniera di Baia Sprie. Legenda: 1 = quarzoandesiti, 2 = sequenza vulcano-sedimentaria, 3 = andesiti, 4 = daciti, 5 = rocce sedimentarie neogeniche, 6 = rocce sedimentarie paleogeniche, 7 = intrusioni ignee neogeniche, F = faglie. (da Grancea L. et alii, *Fluid evolution in the Baia Mare epithermal gold/polymetallic district, Inner Carpathians 2002*; ridisegnato e modificato).

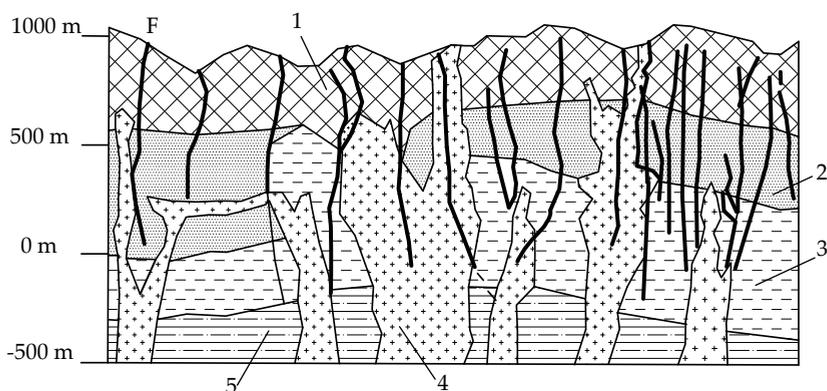


Fig. 6.4. Contesto giacimentologico della miniera di Cavnic. Legenda: 1 = andesiti, 2 = rocce sedimentarie neogeniche, 3 = rocce sedimentarie paleogeniche, 4 = intrusioni ignee neogeniche, 5 = rocce metamorfiche, F = faglie. (da Grancea L. et alii, *Fluid evolution in the Baia Mare epithermal gold/polymetallic district, Inner Carpathians 2002*; ridisegnato e modificato).

6.2. Giacimenti piritiferi di Niccioleta e Gavorrano, Toscana

Questi due giacimenti di pirite hanno rivestito un ruolo importante nell'ambito delle attività estrattive delle Colline Metallifere in Toscana. Il giacimento di Niccioleta presenta lenti a pirite localizzate prevalentemente al contatto tra scisti e dolomie a cellette mentre quello di Gavorrano è localizzato in masse mineralizzate disposte al contorno del batolite granitico.

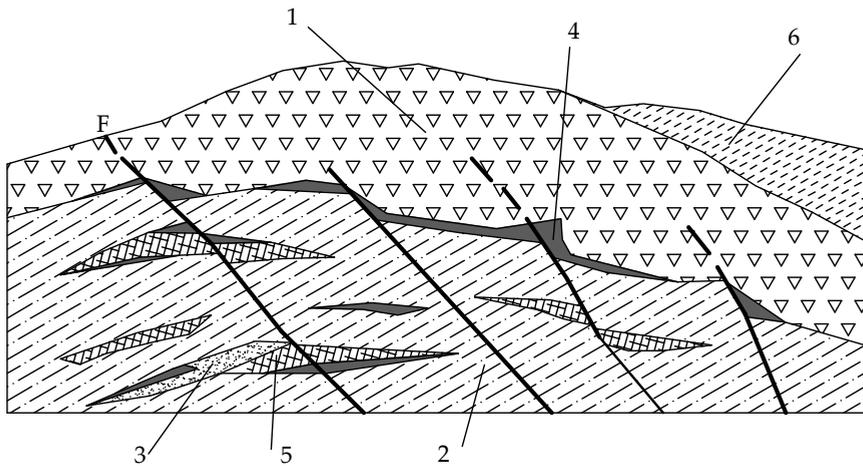


Fig. 6.5. Giacimenti piritiferi di Niccioleta. Legenda: 1= dolomie a cellette, 2 = filladi, 3 = skarn, 4 = pirite, 5 = evaporiti, 6 = flysch, F = faglie. (da Zuffardi, *Giacimentologia e prospezione mineraria* 1986; ridisegnato e modificato).

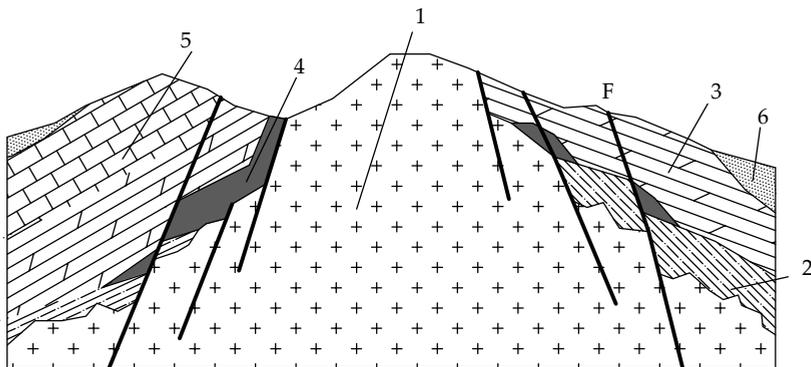


Fig. 6.6. Giacimenti piritiferi di Gavorrano. Legenda: 1 = granito, 2 = filladi, 3 = dolomie massive, 4 = pirite, 5 = calcari, 6 = flysch, F = faglie. (da Zuffardi, *Giacimentologia e prospezione mineraria* 1986; ridisegnato e modificato).

6.3. Miniera di Montevecchio, Sardegna

L'area di Montevecchio in Sardegna è interessata dalla presenza di filoni, incassati entro scisti siluriani e disposti al bordo del batolite granitico di Arbus. Questi filoni sono di diversa composizione e sono caratterizzati da una mineralizzazione a piombo e zinco; inoltre, al tetto e al letto presentano due vene collegate tra loro da vene secondarie. Il filone più importante e strutturalmente più complesso è quello di Sant'Antonio che affiora per circa 1300 metri con una potenza massima di circa 30 metri e che si estende in profondità per più di 900 metri. Questo filone si compone di due vene distanti qualche metro: quella di tetto è mineralizzata a galena con una ganga quarzoso-baritica mentre quella di letto è mineralizzata a blenda.

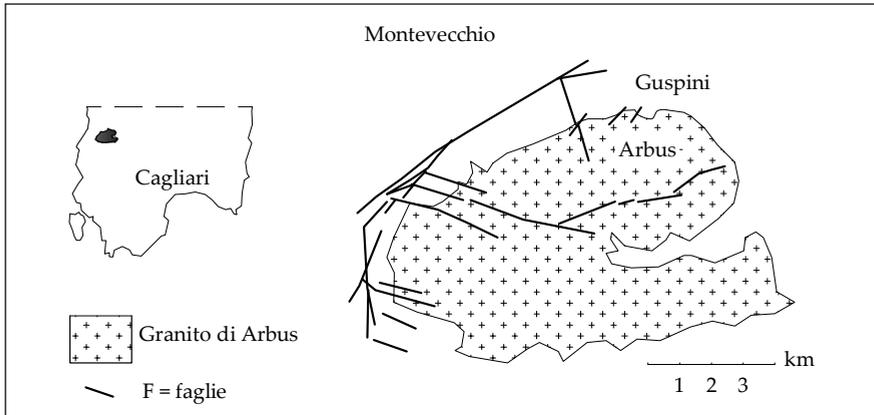


Fig. 6.7. Quadro di sintesi dell'area di Montevecchio. (da Zuffardi, *Giacimentologia e prospezione mineraria* 1986; ridisegnato e modificato).

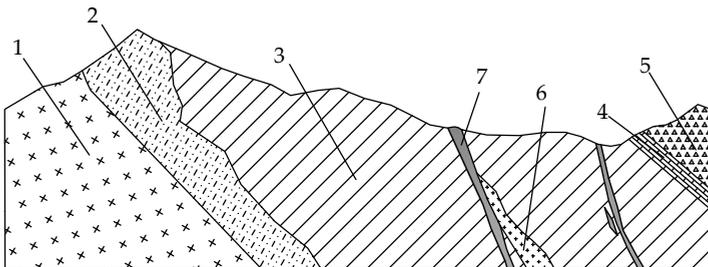


Fig. 6.8. Area di Montevecchio. Profilo geologico schematico. Legenda: 1 = granito ercinico, 2 = aureola metamorfica, 3 = argilloscisti e arenarie (Devoniano - Carbonifero), 4 = conglomerati e calcari arenacei eocenici, 5 = breccie e tufi quaternari, 6 = porfiroidi (tufiti acide interstratificate), 7 = filoni mineralizzati. (da Zuffardi, *Giacimentologia e prospezione mineraria* 1986; ridisegnato e modificato).

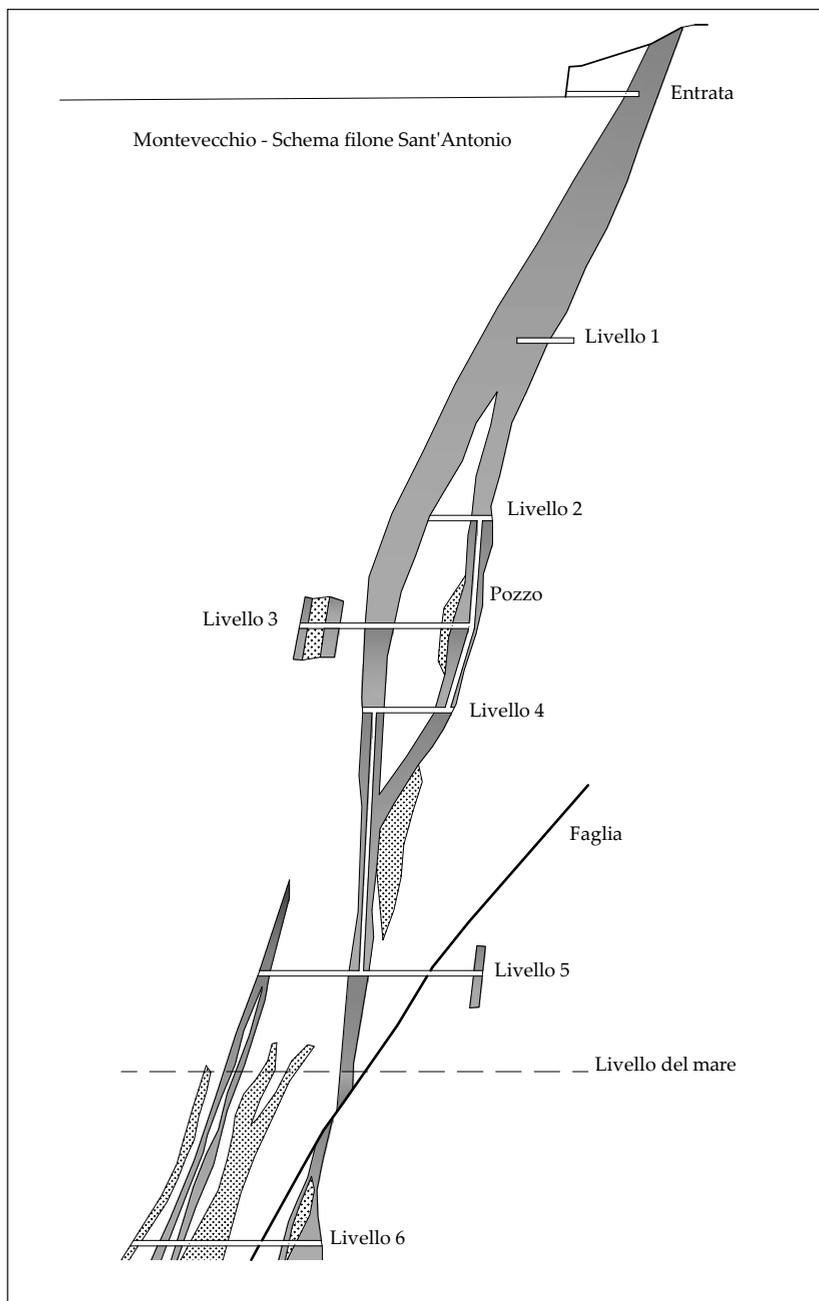


Fig. 6.9. Sezione relativa al filone di Sant'Antonio in cui sono visibili i diversi livelli di coltivazione che vanno anche al di sotto del livello del mare. (da Di Colbertaldo, *Giacimenti minerali* 1967, ridisegnata e modificata).

6.4. Giacimenti di Cogne e di Balangero

I giacimenti di Cogne in Val d'Aosta e di Balangero in Val di Lanzo sono giacimenti minerali di consolidazione profonda legati a processi di serpentinizzazione che hanno interessato i termini ultra-mafici delle ofioliti alpine, in particolare il complesso mesozoico dei calcescisti e delle pietre verdi.

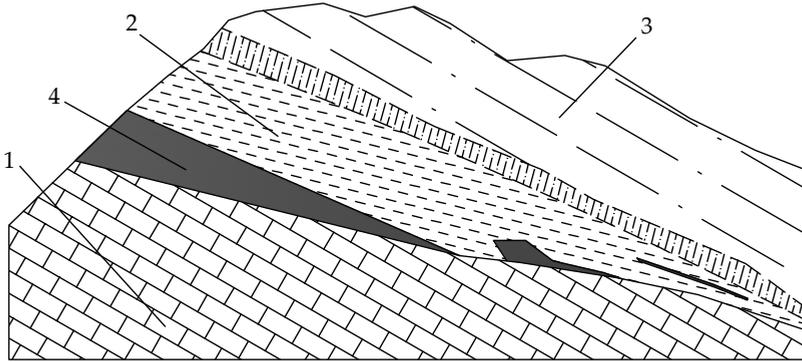


Fig. 6.10. Giacimento ferrifero di Cogne. Legenda: 1 = calcari triassici, 2 = serpentino cretaceo, 3 = calcescisti cretacei, metamorfosati al contatto con il serpentino, 4 = magnetite. (da Zuffardi, *Giacimentologia e prospezione mineraria* 1986; ridisegnato e modificato).

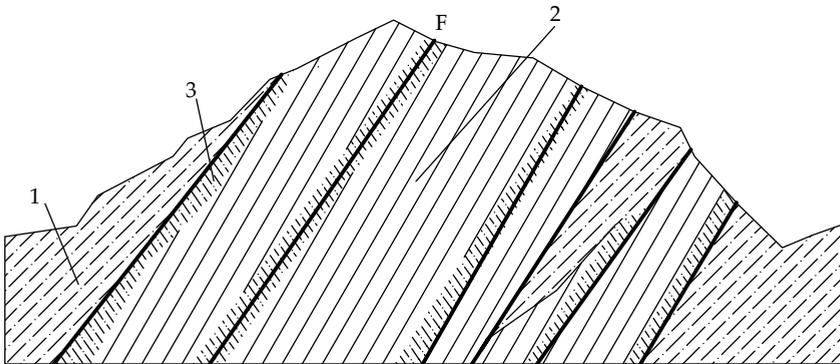


Fig. 6.11. Giacimento amiantifero di Balangero. Legenda: 1 = gneiss paleozoici, 2 = serpentino cretaceo, 3 = amianto (zone tratteggiate nelle zone di faglia), F = faglie. (da Zuffardi, *Giacimentologia e prospezione mineraria* 1986; ridisegnato e modificato).

La differenza tra i giacimenti di Cogne e di Balangero sembra essere legata alla diversa composizione della massa litoide serpentinizzata, che nel giacimento di Cogne risulta più ricca in ferro mentre nel giacimento di

Balangero è più ricca in magnesio. Il *giacimento ferrifero* di Cogne è localizzato in una grossa lente di serpentino, situata al di sotto di un complesso di calcescisti e in contatto tettonico su un complesso calcareo triassico. Al contatto tra calcescisti e serpentini è presente una banda metamorfosata a calcefiri, prodotta per metamorfismo di contatto. La mineralizzazione ferrifera di Cogne è legata ai processi di trasformazione che si sono sviluppati nell'area e che hanno portato ad un arricchimento di magnetite con ric concentrazioni in lenti ed ammassi. Il *giacimento amiantifero* di Balangero si è sviluppato tra gneiss paleozoici e serpentini triassici attraverso un processo di serpentizzazione che è stato accompagnato dalla formazione di minerali amiantiferi (idrosilicati di magnesio) che hanno prodotto una mineralizzazione amiantifera d'importanza europea.

6.5. Giacimento di Marra Mamba, Australia

Il giacimento di Marra Mamba si trova in Australia nell'ambito della Banded Iron Formation, di età protorozoica (2,5 miliardi di anni fa), caratterizzata da colori rossi e blu scintillanti e da magnetite nero specchio ed è costituita da alternanze di ferro e silice microcristallina. La componente ferrosa è costituita da martite, goethite ed ematite mentre quella silicea, che ha sostituito la crocidolite originaria, è costituita da diaspro.

6.6. Miniere di Sar-e-Sang, Badakhshan, Afghanistan

Il deposito di Sar-e-Sang è famoso nel mondo per la coltivazione del lapis o lapislazzuli, miscela di lazurite e piccole quantità di silicati feldspatoidi, anfiboli, calcite e granuli di pirite disseminati. Sar-e-Sang si trova in Afghanistan, nella valle Kolscha, nel distretto di Badakhshan. Il tipico colore blu del lapislazzuli è dato dal minerale lazurite. Nelle miniere di Sar-e-Sang sono stati trovati meravigliosi cristalli di lazurite, di sodalite, di afghanite e di altri minerali, come hauyna, diopside, dravite.

6.7. Distretto di Madan, miniera di Kroushev Dol, Bulgaria

Il distretto di Madan si trova nella parte centrale dei Monti Rhodope, in Bulgaria e comprende diversi depositi idrotermali polimetallici a piombo e zinco, tra cui quelli presenti nella miniera di Kroushev Dol. Tali depositi, conosciuti sin dai tempi dei Traci, sono legati alla presenza di faglie mineralizzate che hanno interessato un complesso metamorfico composto da gneiss, anfiboliti e marmi. I corpi minerari presenti sono costituiti da filoni e stockworks, localizzati lungo le faglie, e da corpi metasomatici che si sono sviluppati all'intersezione delle faglie mineralizzate con i marmi.

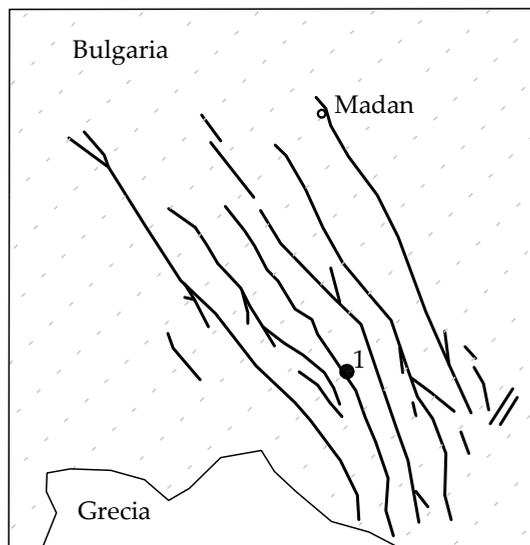


Fig. 6.12. Sopra: schema del distretto di Madan: 1 = miniera di Kroushev Dol. (da Vassileva et alii, *A review of the morphological varieties of ore bodies in the Madan Pb-Zn deposits, Central Rhodopes Bulgaria*, 2009; ridisegnato e modificato).

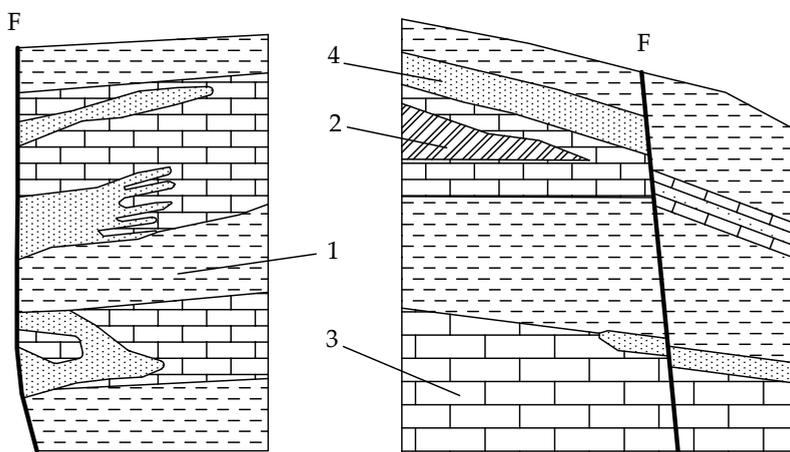


Fig. 6.13. Contesti giacimentologici della miniera di Kroushev Dol. Legenda: 1 = gneiss, 2 = marmi, 3 = corpo metasomatico, 4 = anfiboliti, F = faglie. (da Vassileva et alii, *A review of the morphological varieties of ore bodies in the Madan Pb-Zn deposits, Central Rhodopes Bulgaria*, 2009; ridisegnato e modificato).

7. Descrizione sistematica

In questo capitolo sono riportati, succintamente e in ordine alfabetico, i nomi e le principali caratteristiche dei minerali citati nel volume. I gruppi mineralogici, invece, sono elencati solo per memoria in quanto le loro caratteristiche sono state descritte in maniera dettagliata nella sezione sistematica di appartenenza.

Nota. Le formule dei termini intermedi *oligoclasio*, *andesina*, *labradorite*, *bytownite* dei plagioclasii, miscela solida tra *albite* (sodica) e *anortite* (calcica), sono espresse come Ab_x-An_y , dove x e y esprimono rispettivamente la percentuale di componente sodico e calcico.

Acantite Ag_2S - Solfuro monoclinico pseudortorombico. Abito prismatico e tabulare. Fase stabile a temperature inferiori a 173 °C; a temperature superiori si ha l'*argentite* che cristallizza nel sistema cubico. Di colore bianco, all'aria diventa nero. Genesi idrotermale di bassa temperatura; si trova come minerale secondario in depositi di argento. È associata a piragite, proustite, galena, calcopirite e sfalerite.

Acquamarina - Varietà di berillo di colore azzurro-verde per la presenza di ferro nel reticolo cristallino.

Actinolite $Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$ - Inosilicato monoclinico del gruppo degli anfiboli. Abito prismatico allungato e aggregati. La varietà *nefrite* è compatta e tenace ed è commercializzata come *giada* mentre la varietà *bissolite* è finemente fibrosa e rientra nel gruppo dell'amianto. Metamorfismo di contatto e regionale di basso grado. È associata a talco, clorite ed epidoto.

Adamite $Zn_2(AsO_4)(OH)$ - Arseniato ortorombico. Rara in cristalli, comune in druse. Minerale secondario nei depositi di zinco.

Adularia - Varietà di ortoclasio opalina detta *pietra di luna*. Abito romboidale di colore verde chiaro per la presenza di clorite.

Aegirina $\text{NaFe}_3(\text{SiO}_3)_2$ - Inosilicato monoclinico del gruppo dei pirosseni sodici. Abito prismatico allungato con terminazioni appuntite e cristalli aciculari. Si trova in quasi tutte le rocce metamorfiche e ignee.

Afghanite $(\text{Na,Ca,K})_8(\text{Si,Al})_{12}\text{O}_{24}(\text{Cl,SO}_4,\text{CO}_3)_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ - Tettosilicato esagonale del gruppo appartenente al gruppo della sodalite (feldspatoide) che cristallizza nel sistema esagonale. Abito prismatico, anche allungato con terminazione piramidale. Si trova in calcari metamorfosati.

Agata - Varietà di calcedonio.

Ajoite $(\text{Na,K})_3\text{Cu}_{20}\text{Al}_3\text{Si}_{29}\text{O}_{76}(\text{OH})_{16} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ - Fillosilicato triclino di aspetto fibroso, talora con abito prismatico lamellare. Si forma nella zona di ossidazione dei depositi di rame.

Alabastro o alabastrite CaCO_3 - calcite concrezionata, fibroso raggiata.

Albite $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - Tettosilicato triclino dei feldspati plagioclasti. Abito tabulare e prismatico. La varietà *periclino* $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_2$ presenta cristalli prismatici allungati. Si forma per metasomatismo e per metamorfismo di bassa temperatura e pressione. Si trova in rocce ignee e metamorfiche.

Alessandrite - Varietà di crisoberillo.

Allanite $(\text{CaCe})_3(\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+})\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})$ - Sorosilicato monoclinico appartenente a gruppo degli epidoti, di colore marrone nero. Abito simile all'epidoto.

Almandino $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ - Nesosilicato cubico del gruppo dei granati. Abito dodecaedrico o trapezoedrico, di colore rosso. Si trova in micascisti, gneiss e hornfels.

Amazzonite - Varietà verde del feldspato microclino.

Ambra - Resina fossile composta da carbonio, idrogeno e ossigeno in proporzioni variabili proveniente da piante resinose. È caratterizzata dalla presenza di acido succinico ed è il risultato della polimerizzazione, processo che conferisce alla resina caratteristiche fisiche e chimiche diverse da quelle di origine.

Amianto o asbesto - Silicati microcristallini fibrosi appartenenti ai gruppi degli anfiboli e del serpentino. Tra gli anfiboli abbiamo: *crocidolite* varietà di

riebeckite (amianto blu), *grunerite*, *cumingtonite* (amianto bruno conosciuto come amosite), *antofillite*, *actinolite* e *tremolite*. Tra i serpentini abbiamo il *crisotilo*, detto amianto bianco.

Analcime $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6\text{H}_2\text{O}$ - Tettosilicato cubico, feldspatoide, del gruppo delle zeoliti. Abito icositetraedrico, composto da 24 facce quadrilatero trapezoidali. Si forma in cavità entro rocce magmatiche povere di silice, come basalti e andesiti. È associata alle zeoliti.

Anatasio TiO_2 - Ossido del gruppo del biossido di titanio. Cristallizza nel sistema tetragonale. Abito bipiramidale, tabulare per lo sviluppo del pinacoide. Trimorfo con brookite e rutilo. Origine secondaria in rocce metamorfiche.

Andalusite Al_2SiO_5 - Nesosilicato ortorombico del gruppo del silicato di alluminio. Abito prismatico allungato a sezione quadrata. Trimorfo con cianite e sillimanite. Metamorfismo di bassa temperatura.

Andesina $\text{Ab}_{70}\text{An}_{30}$ - $\text{Ab}_{50}\text{An}_{50}$ - Tettosilicato triclinico del gruppo dei feldspati plagioclasti. Abito tabulare e prismatico. Si trova in rocce andesitiche e dioritiche.

Andradite $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ - Nesosilicato cubico del gruppo dei granati. Abito dodecaedrico e trapezoedrico. Presenta due varietà: *demantoide*, di colore verde, e *melanite*, di colore grigio per il contenuto in titanio. Si origina per metamorfismo di contatto e si trova in skarn, cloritoscisti, serpentiniti, e rocce ignee alcaline.

Anfiboli Gruppo di inosilicati a catena doppia di tetraedri che cristallizzano nel sistema rombico e monoclinico.

Anglesite PbSO_4 - Solfato ortorombico del gruppo della barite. Abito prismatico tozzo o allungato, talora bipiramidale, anche tabulare. Minerale di alterazione dei giacimenti di piombo.

Anidrite CaSO_4 - Solfato ortorombico. Masse granulari spatiche. Giacimenti di sale, raro in filoni metalliferi idrotermali.

Ankerite $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ - Carbonato trigonale del gruppo della calcite. Abito romboedrico, più spesso in masse compatte. Metamorfismo di basso grado e come prodotto di alterazione idrotermale.

Anortite $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - Tettosilicato del sistema triclinico; gruppo dei feldspati plagioclasti. Abito tabulare, raro quello prismatico. Si trova in rocce ignee mafiche.

Antigorite $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ - Varietà di serpentino di colore verdastro avente abito lamellare. Sistema monoclinico.

Antimonite - Sinonimo di stibnite.

Antlerite $Cu_3(SO_4)(OH)_4$ - Solfato di rame ortorombico di colore verde.

Antofillite $(Mg,Fe)_7(Si_8O_{22})(OH)_2$ - Inosilicato ortorombico del gruppo degli anfiboli. Aspetto lamellare fibroso. Metasomatismo e metamorfismo da medio ad alto su rocce pelitiche. Si ritrova in filoni metalliferi associato a solfosali di piombo, galena e pirite.

Apatite $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$ - Fosfato esagonale. Abito prismatico, tabulare, aggregati globulari, reniformi; geminati poco comuni. Insieme a *piromorfite* (fosfato), *mimemite* (arseniato) e *vanadinite* (vanadato) costituisce il gruppo dell'apatite. Si trova come minerale accessorio in diverse rocce ignee e metamorfiche.

Apofillite $KCa_4Si_8O_{20}F \cdot 8H_2O$ - Fillosilicato tetragonale. Abito lamellare, talora a forma di bipiramide; colore bianco o debolmente rosa, verde e giallo. Minerale secondario. Si trova in cavità di basalti e di rocce effusive basiche.

Aragonite $CaCO_3$ - Carbonato ortorombico del gruppo dell'aragonite. Abito prismatico, talora con terminazioni a "*scalpello*" per la presenza di forme domatiche acute; in aggregati fibrosi e fibroso-raggiati; in masse reniformi, coralloidi (*flos ferri*), globulari, pisolitiche, stalattitiche e incrostazioni. Geminazione a simmetria pseudo esagonale. Stabile ad alte pressioni, si trasforma in calcite in condizioni ordinarie. Minerale secondario. Si trova in cavità basaltiche, nei giacimenti di zolfo e nelle zone di ossidazione dei giacimenti metalliferi.

Argentite Ag_2S - Solfo cubico. Abito ottaedrico e cubico e in aggregati arborescenti. Si trova in filoni idrotermali di bassa temperatura.

Argento Ag - Elemento cubico. Forme arborescenti, raro in cristalli cubici o ottaedrici; duttile, malleabile, buon conduttore termico ed elettrico. Di origine idrotermale, si forma nelle zone di ossidazione di giacimenti metalliferi e si trova in vene e filoni.

Arsenopirite $FeAsS$ - Solfo monoclinico pseudortombico. Abito prismatico allungato a sezione rombica con facce incurvate e striate, pseudorombico per geminazione. Si trova in vene idrotermali di alta e media temperatura.

Artinite $Mg_2(CO_3)(OH)_2 \cdot 3H_2O$ - Carbonato monoclinico. Aggregati botroidali o globulari, costituiti da cristalli aciculari. Si trova in rocce ultramafiche alterate e si forma a basse temperature.

Atacamite $Cu_2Cl(OH)_3$ - Alogenuro ortorombico. Cristalli prismatici sottili e striati di colore verde scuro. Minerale secondario; si forma per alterazione di solfuri di rame.

Augite $Ca,Na)(Mg,Fe,Al)(Si,Al)_2O_6$ - Inosilicato monoclinico del gruppo dei pirosseni. Abito prismatico tozzo a contorno quadrato, ottagonale. Colore verde scuro, nero. Si trova in rocce plutoniche e metamorfiche.

Auricalcite $(Zn,Cu)_5(CO_3)_2(OH)_3$ - Carbonato ortorombico. Cristalli aciculari o in sottili incrostazioni. Si trova nei depositi di zinco.

Autunite $Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 10H_2O$ - Fosfato del sistema tetragonale. Cristalli tabulari quadrati di colore giallo-verde. Appartiene alle miche d'uranio. Si trova nel cappellaccio dei giacimenti uraniferi.

Axinite $(Ca,Fe,Mn)_3Al_2BSi_4O_{15}(OH)$ - Sorosilicato triclino. Abito appiattito, obliquo con spigoli aguzzi e facce striate. Si forma per metamorfismo di contatto in rocce calcaree e ignee basiche alterate.

Azzurrite $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$ - Carbonato monoclinico di colore blu. Abito prismatico allungato, tabulare, in forme compatte e stalattitiche. Minerale secondario. Zone di ossidazione di giacimenti a solfuri di rame.

Barite $BaSO_4$ - Solfato ortorombico del gruppo della barite. Abito tabulare e prismatico prevalente; geminazione lamellare ciclica. La *pietra fosforica di Bologna* (Monte Paderno) è una varietà di barite che si presenta in masse globulari raggiate, fosforescenti per riscaldamento. Genesi idrotermale in giacimenti metalliferi o in rocce sedimentarie.

Bauxite - Miscela terrosa di *diasporo*, *gibbsite* e *bohemite*.

Benitoite $BaTi(Si_3O_9)$ - Ciclosilicato esagonale. Abito bipiramidale a sezione triangolare. Genesi idrotermale.

Bergherite - Varietà di diaspro reticolato.

Berillo $Be_3Al_2(Si_6O_{18})$ - Ciclosilicato esagonale. Abito prismatico esagonale, talora terminato con un pinacoide basale. La presenza di ioni estranei nel reticolo cristallino origina le seguenti varietà: *smeraldo*, verde per la presenza di cromo, *acquamarina*, verde azzurro per la presenza di ferro, *eliodoro*, giallo

per la presenza di uranio, *morganite*, rosa per la presenza di manganese, *berillo rosso* per la presenza di manganese. Si trova nelle pegmatiti, negli scisti micacei e nelle rocce calcaree.

Berillo rosso - Varietà di berillo, abito cubico e colore rosso per la presenza di manganese.

Berthierite FeSb_2S_4 - Solfosale ortorombico. Masse compatte e aggregati di cristalli aghiformi di colore scuro. Genesis idrotermale di bassa temperatura in vene. È associata a solfuri di piombo e antimonio.

Biotite $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ - Fillosilicato monoclinico del gruppo delle miche. Abito tabulare o prismatico tozzo a contorno esagonale, in aggregati foliati. Si trova in rocce ignee e metamorfiche.

Bissolite - Varietà fibrosa dell'anfibolo actinolite.

Borace $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ - Borato monoclinico.

Bornite Cu_5FeS_4 - Solfuro tetragonale pseudocubico. In masse compatte talvolta ricoperte da una patina iridescente (*erubescite*), più raramente in cristalli pseudo-cubici. Si forma nei depositi di rame. Si altera in azzurite, malachite, calcopirite.

Boulangerite $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$ - Solfosale monoclinico. Masse granulari, aggregati fibroso-raggiati, cristalli sottili allungati e striati. Giacimenti metalliferi idrotermali di bassa e media temperatura. Associata a blenda, galena, pirite.

Bronzite $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ - Inosilicati ortorombico del gruppo dei pirosseni.

Brookite TiO_2 - Ossido ortorombico del gruppo del TiO_2 . Abito tabulare o lamellare allungato, con presenza di striature nelle facce più sviluppate del pinacoide. Trimorfo con anatasio e rutilo. Si trova in graniti e pegmatiti granitiche.

Brucite $\text{Mg}(\text{OH})_2$ - Idrossido del sistema trigonale. Abito esagonale tabulare, prismatico e in masse fogliacee. Metamorfismo di contatto.

Bytownite $\text{Ab}_{30}\text{An}_{70}$ - $\text{Ab}_{10}\text{An}_{90}$ - Tettosilicato triclino del gruppo dei feldspati plagioclas. Abito tabulare e prismatico. Si trova nei gabbri.

Cabasite $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ - Tettosilicato trigonale del gruppo delle zeoliti. Cristalli romboedrici simili a cubi, perché l'angolo tra le facce è prossimo a 90° ; a volte a contorno esagonale per geminazione. Si forma in cavità entro rocce basaltiche.

Calamina - Vedere emimorfite.

Calcantite $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ - Solfato triclino. Abito prismatico tozzo e come incrostazioni reniformi; stabile solo in zone aride. Minerale secondario. Si forma per ossidazione di solfuri di rame.

Calcedonio SiO_2 - Ossido del gruppo del quarzo. Quarzo microcristallino costituito da aggregati di cristalli fibrosi paralleli tra loro a colorazione uniforme. La varietà *agata* è caratterizzata da una colorazione a bande o in zone concentriche. In base alla colorazione si hanno le seguenti varietà: *corniola* rosso (arancio), *sarda* (rosso scuro), *crisoprasio* (verde mela), *eliotropo* (verde scuro con macchie rosse), *agata muschiata* (con tipiche inclusioni dendritiche) e *onice* (con striature di colore bianco e nero). La varietà *lydite*, di colore nero, è la pietra di paragone degli orafi. Si forma in cavità e fratture presenti in rocce ignee e sedimentarie.

Calcite CaCO_3 - Carbonato trigonale, gruppo della calcite. Abito aciculare, romboedrico, scalenoedrico, prismatico e pseudo cubico per combinazione dei due scalenoedri diretti; in aggregati cristallini, masse saccaroidi, concrezioni fibrose parallele o raggiate: Geminazione a farfalla. Nella varietà *cobaltocalcite* il calcio è stato sostituito dal cobalto. Si forma in rocce sedimentarie, metamorfiche e ignee.

Calcopirite CuFeS_2 - Solfuro tetragonale. Abito pseudo tetraedrico formato dalla combinazione di bisfenoidi e in masse compatte. Colore giallo. Genesi idrotermale.

Caolinite $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ - Fillosilicato triclino dei minerali argillosi.

Cassiterite SnO_2 - Ossido tetragonale. Abito prismatico tozzo talvolta bipiramidato, talora aciculare o appiattito; geminazione a becco di stagno. Si trova in vene idrotermali e pegmatiti.

Cavansite $\text{Ca}(\text{V}_4+\text{O})\text{Si}_4\text{O}_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ - Fillosilicato monoclinico che si presenta con un abito tabulare pseudoesagonale o più spesso in rosette. Minerale di origine secondaria.

Celestina SrSO_4 - Solfato ortorombico del gruppo della barite. Abito prismatico più o meno sviluppato talora tabulare e in aggregati fibrosi. Genesi idrotermale.

Cerussite PbCO_3 - Carbonato ortorombico del gruppo dell'aragonite. Abito prismatico allungato, tozzo o tabulare. Geminazione di compenetrazione,

spesso ripetuta, con conseguente formazione di cristalli fascicolati e intrecciati. Si forma nelle zone di ossidazione dei giacimenti di piombo.

Cianite Al_2SiO_5 - Nesosilicato triclino del gruppo del silicato di alluminio. Abito prismatico allungato, in genere non terminato. Trimorfo con *andalusite* e *sillimanite*. Si forma per metamorfismo regionale di rocce pelitiche.

Cinabro HgS - Solfuro trigonale di aspetto pseudocubico. Di colore rosso si presenta con abito romboedrico, tabulare e in masse compatte. Geminato per compenetrazione. Fase stabile a basse temperature; a temperature superiori a $344\text{ }^\circ\text{C}$ si ha il *metacinabro*. Genesi metamorfica, idrotermale di bassa temperatura e anche per emanazioni di solfatare e sorgenti termali. Si trova nei giacimenti di rame e cinabro ed è associato a realgar, pirite, opale, calcedonio. Per alterazione si formano minerali secondari come malachite, azzurrite, cuprite.

Clinocloro $(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Al}(\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$ - Fillosilicato monoclinico del gruppo della clorite. Abito pseudoesagonale, spesso in aggregati fibrosi-aciculari. Si forma per alterazione idrotermale in cavità basaltiche. Minerale associato a calcite, apofillite, prehnite.

Cloriti - Gruppo costituito da fillosilicati monoclini, molto simili alle miche, come *clorite* e *clinocloro*; le cloriti si formano in rocce metamorfiche di basso grado.

Clorite $(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH})_6$ - Fillosilicato del gruppo della clorite, a cui appartengono fillosilicati simili alle miche. Cristallizza nel sistema monoclinico. Abito tabulare pseudoesagonale. Si trova nelle rocce metamorfiche di basso grado.

Cobaltite CoAsS - Solfuro cubico. Abito cubico, ottaedrico e pirotoedrico pseudocubico. Genesi idrotermale.

Colemanite $\text{CaB}_3\text{O}_4(\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ - Borato monoclinico. Cristalli incolori spesso pseudo-romboedrici. Si trova nei giacimenti di borati.

Copale - Ambra che non ha raggiunto una completa polimerizzazione.

Cordierite $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2\text{Al}_3[(\text{AlSi}_5\text{O}_{18}) \cdot n(\text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2)]$ - Ortorombico pseudo esagonale. Abito talora prismatico, delimitato da facce basali. Colore grigio, bluastro chiaro. Componente di rocce metamorfiche.

Corindone Al_2O_3 - Ossido trigonale. Abito prismatico pseudoesagonale a forma di barilotto, a volte tabulare o bipiramidale, con le facce del prisma o

della piramide striate. Il corindone è incolore quando è puro ma assume diverse colorazioni per la presenza di impurità, come nelle varietà: *rubino*, rosso per la presenza di cromo; *zaffiro*, azzurro per la presenza di ferro; *topazio orientale*, giallo; *smeraldo orientale*, verde. Il corindone presenta il fenomeno dell'*asterismo*, che produce una caratteristica luminosità a stella interna al cristallo. Accessorio di rocce metamorfiche e magmatiche, in calcari e dolomie cristalline.

Covellina CuS - Solfuro esagonale di colore blu. Si presenta in rosette e raramente in cristalli. Si forma nella zona di ossidazione dei solfuri di rame.

Crisoberillo BeAl_2O_4 - Ossido ortorombico. Abito prismatico o tabulare con facce striate parallelamente. La varietà *alessandrite* appare verde alla luce solare e rossa alla luce delle normali lampadine; questo fenomeno, detto *cangianza*, è legato alla presenza di cromo e ferro nel reticolo. Si trova nelle pegmatiti e anche nei micascisti e gneiss.

Crisocolla $\text{Cu}_4\text{H}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ - Miscela di vari silicati di rame e di silice idrata di colore dal verde all'azzurro. Si rinviene in ammassi criptocristallini e concrezioni nelle zone di ossidazione dei giacimenti di rame.

Crisotilo $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ - Fillosilicato del sistema monoclinico del gruppo del serpentino. Aggregati fibrosi giallastri.

Crocidolite $\text{NaFe}_3\text{Fe}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ - Inosilicato monoclinico del gruppo degli anfiboli. Aspetto fibroso. Varietà fibrosa della *riebeckite* detta amianto blu. Si trova nelle formazioni ferrifere BIF (Banded Iron Formation).

Crocoite PbCrO_4 - Cromato monoclinico di colore rosso arancio. Abito prismatico allungato aciculare. Di origine secondaria per ossidazione della galena.

Cromite FeCr_2O_4 - Appartiene al gruppo degli spinelli. Colore rosso rubino, cristallizza nel sistema cubico.

Cuprite Cu_2O - Ossido cubico di colore rosso scuro. Minerale secondario delle zone di ossidazione dei giacimenti a solfuri di rame. Associato a rame, azzurrite, malachite.

Datolite $\text{CaB}(\text{SiO}_4)(\text{OH})$ - Nesosilicato del sistema monoclinico. Abito equidimensionale. Appartiene al gruppo dell'*humite*. Minerale secondario, si forma entro cavità basaltiche.

Demantoide $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ - Varietà giallo-verde del granato andradite.

Diallagio $\text{Ca}(\text{Mg},\text{Al})[(\text{Al},\text{Si})\text{SiO}_6]$ - Inosilicato del gruppo dei pirosseni monoclini di colore verde grigio. È una varietà di diopside.

Diamante C - Elemento cubico. Abito ottaedrico, cubico e dodecaedrico. È il polimorfo di alta pressione del carbonio. Si trova nelle kimberliti e anche nei placers.

Nota. In gemmologia, il peso di un diamante e delle gemme è definito dal *carato*, unità che equivale a 0,20 grammi e che è suddiviso in 100 *punti di carato*.

Diasporo $\text{AlO}(\text{OH})$ - Idrossido ortorombico di alluminio.

Diaspro - Varietà di calcedonio.

Diopside $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - Inosilicati monoclini del gruppo dei pirosseni. Abito prismatico allungato. Colore verde chiaro. Si trova in rocce intrusive e metamorfiche.

Dioptasio $\text{Cu}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ - Ciclosilicato trigonale. Abito prismatico esagonale terminato da due romboedri, spesso con striature. Colore verde smeraldo. Si forma nelle zone di ossidazione dei giacimenti di rame e in vene calcaree e dolomitiche.

Dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ - Carbonato trigonale del gruppo della dolomite. Cristalli da incolore a bianchi con facce ricurve e conseguente forma a sella; sfaldatura perfetta. Si forma in ambienti sedimentari e metamorfici.

Dravite $(\text{Na},\text{Ca})(\text{Mg},\text{Al},\text{V},\text{Cr},\text{Fe})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{OH})_3(\text{OH})$ - Ciclosilicato trigonale del gruppo della tormalina, di colore marrone.

Edenite $\text{NaCa}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ - Inosilicato monoclini calcosodico del gruppo degli anfiboli.

Elbaito $\text{Na}(\text{Al},\text{Li})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$ - Ciclosilicato trigonale del gruppo della tormalina.

Eliodoro - Varietà di berillo di colore giallo per la presenza di uranio.

Ematite Fe_2O_3 - Ossido trigonale; gruppo dell'ematite. Abito romboedrico, piramidale, tabulare e lamellare; in aggregati fibroso raggiati, in rosette di ferro; in masse terrose note come *ocra*, e in raggruppamenti elicoidali a rosa. Si trova in rocce sedimentarie e metamorfiche.

Emimorfite o calamina $\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ - Sorosilicato ortorombico. Si trova in piccoli cristalli con terminazione piatta in alto e piramidale in basso

e masse mammellonari. Minerale secondario dei giacimenti a solfuri di piombo e zinco.

Nota. In gergo minerario per *calamine* si intende un gruppo di minerali formati per alterazione e ossidazione di solfuri di zinco primari in rocce carbonatiche. Questi minerali sono costituiti da *smithsonite*, *cerussite* e *idrozincolite* (carbonati), da *anglesite* (solfuro); da *emimorfite* e *willemite* (silicati di zinco).

Enstatite $MgSiO_3$ - Inosilicato ortorombico del gruppo dei pirosseni.

Epidoto $Ca_2(Al,Fe^{3+})Al_2O(SiO_4)(Si_2O_7)(OH)$ - Sorosilicato monoclinico che appartiene al gruppo dell'epidoto con *allanite* e *zoisite* (ortorombica). Gli epidoti più ricchi in ferro sono detti *pistaciti* mentre quelli ricchi in manganese sono detti *piemontiti*. La *tanzanite* è una varietà di *zoisite*, molto ricercata in campo gemmologico. In rocce calcaree e calcareo-argillose metamorfosate per contatto, in rocce metamorfiche ed eruttive e come prodotto secondario di alterazione di minerali primari.

Eritrite $Co_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$ - Arseniato monoclinico. Abito allungato prismatico, da aciculare a tabulare. Minerale secondario che si forma nelle zone di ossidazione dei giacimenti di cobalto, nichel e litio.

Essonite $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$ - Varietà di grossularia. Abito globulare. Si origina per metamorfismo di contatto.

Farmacolite $CaHAsO_4 \cdot 2H_2O$ - Arseniato monoclinico. Aggregati raggiati, ma anche in cristalli tozzi o tabulari. Si forma per ossidazione dell'arsenico nativo. Si trova nei giacimenti di minerali di arsenico.

Fayalite Fe_2SiO_4 - Nesosilicato ortorombico del gruppo delle olivine. Abito prismatico tozzo, spesso con spigoli arrotondati e come combinazione di tre prismi, tre pinacoidi e una bipyramide. Diffusa nelle rocce ignee basiche.

Feldspati alcalini - Gruppo di tetrosilicati rappresentato dai tre polimorfi del feldspato potassico $KAlSi_3O_8$ *sanidino*, *ortoclasio* e *microclino* stabili a diverse condizioni di temperatura. Ad alta temperatura si ha il sanidino (si trova in rocce effusive) mentre ortoclasio e microclino sono le fasi stabili che si formano al decrescere della temperatura.

Feldspati plagioclasti - Miscela solida di termini triclini compresa tra *albite* ($NaAlSi_3O_8$) e *anortite* ($CaAl_2Si_2O_8$). La miscela solida dei plagioclasti è costituita dai termini *albite*, *oligoclasio*, *andesina*, *labradorite*, *bytownite* e *anortite*

elencati secondo il contenuto decrescente di sodio e crescente di calcio. Abito tabulare e prismatico.

Feldspato potassico KAlSi_3O_8 - Tettosilicato che comprende i polimorfi *sanidino*, *ortoclasio* e *microclino*.

Feldspatoidi - Gruppo di tettosilicati aventi una struttura simile a quella dei feldspati, ma non rientrano nella classificazione utilizzata nel testo. I feldspatoidi hanno un'importanza petrografica in quanto cristallizzano da magmi poveri di silice.

Ferro nativo Fe - Elemento spesso di origine meteoritica. Presenta due polimorfi cubici, *kamacite* (ferro 4% - nickel 27%) e *taenite* (ferro 7% - nickel 65%). Alcuni meteoriti, sezionati e trattati con acido, mostrano le cosiddette *figure di Widmanstätten*, composte di lamelle alternate dei due polimorfi. Tali figure non sono visibili nei meteoriti ad alto contenuto di *kamacite* o *taenite*.

Flogopite $\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ - Fillosilicato monoclinico del gruppo delle miche di colore giallo-bruna.

Fluorite CaF_2 - Alogenuro cubico. Abito cubico e ottaedrico o come combinazione di cubo e ottaedro; i cristalli ottaedrici sono associati ad alta temperatura. Genesi idrotermale. Si trova in geodi entro rocce granitiche e in fessure alpine.

Forsterite Mg_2SiO_4 - Nesosilicato ortorombico del gruppo delle olivine.

Fosgenite $\text{Pb}_2\text{CO}_3\text{Cl}_2$ - Carbonato tetragonale.

Galena PbS - Solfuro cubico. Abito cubico, talvolta troncato dall'ottaedro, raro in cubo-ottaedri e rombododecaedri, anche in masse compatte. Sfaldatura cubica. Si trova in giacimenti metalliferi a piombo e zinco, pegmatiti e rocce metamorfiche di contatto. Si forma per ossidazione forma anglesite e cerussite.

Gesso $\text{Ca}(\text{SO}_4)\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ - Solfato monoclinico. Abito prismatico e tabulare; geminazione a coda di rondine o a ferro di lancia. Alcune varietà del gesso sono: la *selenite* che si presenta come un aggregato spatico, la *sericolite* che è costituita da fibre rigide dritte e parallele; la *rosa del deserto* che presenta i cristalli di gesso che spesso inglobano granuli di sabbia e l'*alabastro gessoso* che è una massa granulare, compatta e zonata. Il gesso è un minerale di origine chimica che si forma in ambienti evaporitici per precipitazione diretta da acqua oppure per idratazione dell'anidrite.

Giadeite $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ - Inosilicato monoclinico del gruppo dei pirosseni di colore verde.

Glaucofane $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ - Inosilicato monoclinico del gruppo degli anfiboli. Abito prismatico. Colore da blu a nero.

Goethite $\text{Fe}_3\text{O}(\text{OH})$ - Idrossido ortorombico. Aggregati botroidali, fibroso raggiati e aciculari, rara in cristalli prismatici. Si forma per alterazione dei minerali di ferro.

Grafite C - Elemento esagonale. In masse foliate o scagliose, di colore nero. La grafite è un polimorfo del carbonio insieme al diamante. Si trova in rocce metamorfiche.

Granati $\text{A}_2\text{B}_2(\text{SiO}_4)_3$ - Gruppo di nesosilicati cubici costituito da *piropo*, *almandino*, *spessartina*, *glossularia*, *andradite* e *uvarovite*. I granati cristallizzano nel sistema cubico e presentano abito rombododecaedrico e icositetraedrico, spesso combinati tra loro. Sono diffusi nelle rocce metamorfiche e si possono alterare in talco, serpentino e clorite.

Grossularia $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ - Nesosilicato cubico del gruppo dei granati. Presenta la varietà *essonite* di colore rosso-arancio.

Hallojsite $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ - Fillosilicato monoclinico appartenente ai minerale argillosi.

Hauyna $\text{Na}_3\text{Ca}(\text{Si}_3\text{Al}_3)\text{O}_{12}(\text{SO}_4)$ - Tettosilicato (feldspatoide) del gruppo della sodalite. Cristallizza nel sistema cubico.

Hedembergite $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ - Inosilicato monoclinico del gruppo dei pirosseni (clinopirosseno).

Heulandite $\text{NaCa}_4(\text{Si}_{27}\text{Al}_9)\text{O}_{72} \cdot 24\text{H}_2\text{O}$ - Tettosilicato monoclinico del gruppo delle zeoliti. Abito pseudorombico, tabulare e prismatico romboidale. Si trova in cavità presenti nelle rocce ignee basiche.

Hiddenite - Varietà di spodumene, inosilicato monoclinico del gruppo dei pirosseni.

Idroboracite $\text{CaMg}[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_3]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ - Borato monoclinico. In gruppi raggiati e lamellari, raramente in cristalli isolati. Si forma nei giacimenti di borati.

Idrozincite $\text{Zn}_5(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_6$ - Carbonato monoclinico; si trova allo stato terroso o come concrezioni e incrostazioni biancastre. Minerale secondario specie nei depositi zinciferi.

Illite $(K,H_3O)(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4O_{10}[(OH)_2,(H_2O)]$ - Fillosilicato monoclino dei minerali argillosi.

Ilmenite $FeTiO_3$ - Ossido trigonale. Abito tabulare con troncatura romboedrica nei piani basali. Minerale accessorio di rocce ignee e metamorfiche e in filoni pegmatitici.

Ilvaite $CaFe_3^{2+}Fe^{3+}O(Si_2O_7(OH))$ - Sorosilicato ortorombico di colore nero. Si presenta con abito prismatico allungato con striature sulle facce del prisma e in aggregati aghiformi a struttura fibroso-raggiata. Genesi metamorfica.

Indicolite - Ciclosilicato trigonale del gruppo della tormalina di colore blu.

Iperstene $(Mg,Fe)_2Si_2O_6$ - Inosilicato ortorombico; gruppo dei pirosseni.

Jamesonite $FePb_4Sb_6S_{14}$ - Solfosale monoclino di colore grigio scuro. Aggregati aciculari allungati e striati. La varietà *plumosite* non contiene ferro. Si forma in giacimenti idrotermali di bassa temperatura ed è associata ad altri solfuri.

Joaquinite $NaBa_2FeTi_2Ce_2(SiO_3)_8O_2(OH)\cdot H_2O$ - Ciclosilicato monoclino. Abito tabulare isometrico. San Benito è la località tipo.

Kongsbergite - Varietà di argento contenente il 5% di mercurio.

Kunzite - Varietà rosa del pirosseno monoclino *spodumene*.

Kutnahorite $CaMn(CO_3)_2$ - Carbonato ortorombico; gruppo della dolomite.

Labradorite $Ab_{50}An_{50}-Ab_{30}An_{70}$ - Tettosilicato del gruppo dei feldspati plagioclasti che cristallizza nel sistema triclino. Si trova in gabbri e basalti.

Lapis o lapislazzuli - Miscela di lazurite e piccole quantità di silicati feldspatoidi, anfiboli, calcite con granuli di pirite disseminati.

Laumontite $Ca(Al_2Si_4O_{12})\cdot 4H_2O$ - Tettosilicato monoclino del gruppo delle zeoliti.

Lawsonite $CaAl_2(Si_2O_7)(OH)_2H_2O$ - Sorosilicato del sistema ortorombico. Abito prismatico o tabulare. Si trova in gneiss e scisti.

Lazurite $(Na,Ca)_8(AlSO_4)_6(SO_4,S,Cl)_2$ - Tettosilicato del gruppo della sodalite; la lazurite cristallizza nel sistema cubico e si presenta in masse compatte di colore blu associata a pirite, raramente in cristalli dodecaedrici. La presenza di pirite distingue la lazurite dalla sodalite.

Lepidolite $K(\text{Li,Al})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{O,OH,F})_2$ - Fillosilicato monoclinico del gruppo delle miche di colore rosa, lilla e grigio.

Leucite KAlSi_2O_4 - Tettosilicato (feldspatoide) tetragonale, pseudocubico del gruppo delle zeoliti. Abito pseudocubico e icositetraedrico.

Limonite $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ - Idrossido amorfo. Si forma per alterazione dei minerali ferrosi.

Liddocoatite $\text{Ca}(\text{Li}_2\text{Al})\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3(\text{OH})$ - Ciclosilicato trigonale del gruppo della tormalina.

Lizardite $\text{Mg}_3(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$ - Fillosilicato del gruppo del serpentino.

Ludwigite $\text{Mg}_2(\text{Fe}_3\text{Al})\text{O}_2(\text{BO}_3)$ - Borato ortorombico. Raro in cristalli, spesso in aggregati raggiati. Si forma per metamorfismo di contatto.

Magnesite MgCO_3 - Carbonato trigonale del gruppo della calcite. In genere massiva, sfaldatura perfetta, colore bianco o incolore. Per alterazione di serpentiniti e peridotiti, che sono rocce ricche di magnesio.

Magnetite Fe_3O_4 - Ossido del sistema cubico. Gruppo dello spinello. Abito ottaedrico o rombododecaedrico con le facce striate parallelamente alla diagonale lunga del rombo. Geminato secondo la legge dello spinello. Minerale accessorio di rocce ignee.

Malachite $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$ - Carbonato monoclinico. Si trova in cristalli aciculari, in aggregati fibrosi e masse concrezionate di colore verde. Si forma nelle zone di ossidazione dei giacimenti di rame.

Marcasite FeS_2 - Solfuro ortorombico. Abito tabulare e prismatico (meno comune). Dimorfo con la pirite. Si forma in ambienti acidi. Si forma per alterazione della pirite; in rocce argillose e marne calcaree.

Martite Fe_2O_3 - Nome dato all'ematite pseudomorfa dopo la magnetite. Si forma per ossidazione indotta dalla circolazione di soluzioni idrotermali che trasforma la magnetite in ematite (Fe_2O_3) mantenendo l'abito originario della magnetite.

Melanite - Varietà del granato andradite di colore nero.

Mercurio Hg - Elemento nativo, liquido a temperatura ambiente e solido a temperature inferiori a -39°C . Il mercurio nativo è detto *argento vivo* per la sua caratteristica mobilità; con l'argento forma la lega *amalgama*. È spesso associato al cinabro.

Merlinoite $(K,Na)_5(Ca,Ba)_2Al_9Si_{23}O_{64} \cdot 23H_2O$ - Appartiene al gruppo delle zeoliti. Cristallizza nel sistema ortorombico.

Metacinnabro HgS - Solfuro cubico. Abito tetraedrico che presenta facce malformate. È la fase stabile a temperature superiori a 344 °C.

Meteoriti - Si dividono in *sideriti*, *sideroliti* e *aeroliti*. Le *sideriti* sono composte prevalentemente da ferro e nichel mentre le *sideroliti* sono costituite da ferro, nichel e silicati in parti uguali. Le *aeroliti* sono composte quasi interamente da silicati e si dividono in *condriti* e *accondriti*; le prime presentano sferule di olivina che sono invece assenti nelle accondriti. Le *tektiti* non sono meteoriti, ma la loro origine è legata alla caduta di meteoriti.

Miche - Gruppo costituito da fillosilicati monoclini, come *muscovite*, *flogopite*, *paragonite*, *glauconite*, *lepidolite*, *biotite* e *zinnwaldite*, che presentano un abito pseudoesagonale e lamellare.

Microclino $KAlSi_3O_8$ - Tettosilicato triclino; gruppo dei feldspati alcalini. Abito prismatico. È la fase a bassa temperatura del feldspato potassico. La varietà *amazonite* è di colore verde azzurro e presenta un abito prismatico tozzo. Si trova in graniti e sieniti, nelle pegmatiti, nei gneiss e nelle rocce sedimentarie.

Mimetite $Pb_5(AsO_4)_3Cl$ - Arseniato esagonale del gruppo dell'apatite. Abito piramidale, globulare. Colore da giallo pallido a giallo bruno. Somiglia tanto alla piromorfite.

Minerali argillosi - Gruppo di fillosilicati monoclini, costituito da *illite*, *caolinite*, *smectite*, *montmorillonite*, *vermiculite* e *sepiolite*.

Mocaite - Noto come *diaspro australiano*, si presenta con un colore marrone e rossiccio giallastro.

Molibdenite MoS_2 - Solfuro esagonale. Abito prismatico tozzo e lamellare a contorno esagonale. Colore grigio piombo. Si rinviene in vene di minerali stanniferi e wolframiferi; accessorio nei graniti.

Montmorillonite - Fillosilicato monoclini dei minerali argillosi.

Morganite - Varietà di berillo di colore rosa per la presenza di manganese.

Muscovite $KAl_2[(AlSi_3)O_{10}](OH)_2$ - Fillosilicato monoclini del gruppo delle miche. Abito lamellare. Si trova nei graniti, nelle pegmatiti granitiche e nelle apliti.

Natrolite $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}$ - Tettosilicato ortorombico del gruppo delle zeoliti. Abito prismatico striato verticalmente, aciculare e in aggregati raggiati. Si trova entro cavità di basalti.

Nefelina $(\text{Na},\text{K})\text{AlSiO}_4$ - Tettosilicato feldspatoide del sistema esagonale. Abito prismatico, massivo. Si trova in rocce vulcaniche.

Nefrite - Varietà di actinolite che cristallizza nel sistema monoclinico.

Neptunite $\text{KNa}_2\text{Li}(\text{Fe},\text{Mn})_2\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}$ - Fillosilicato monoclinico appartenente al gruppo della neptunite. Abito prismatico, tabulare, massivo. Colore nero. Associata a rocce sienitiche.

Noseana $\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{SO}_4)$ - Feldspatoide cubico.

Okenite $\text{Ca}_{10}[\text{Si}_{18}\text{O}_{46}] \cdot 18\text{H}_2\text{O}$ - Fillosilicato triclino. Cristalli aciculari.

Oligoclasio $\text{Ab}_{90}\text{An}_{10}$ - $\text{Ab}_{70}\text{An}_{30}$ - Tettosilicato triclino del gruppo dei feldspati plagioclasii. Abito tabulare e prismatico. Presenta la varietà *avventurina* o *pietra di sole*. Si trova in graniti e monzoniti.

Olivine $(\text{Mg},\text{Fe})\text{SiO}_4$ - Gruppo di nesosilicati ortorombici formati dalla soluzione solida tra *forsterite* e *fayalite*. Abito prismatico tozzo, bipiramidato o tabulare; massivo, granulare. Sono diffuse nelle rocce ignee basiche (duniti, peridotiti) e per alterazione si trasformano in serpentino.

Olivinite $\text{Cu}_2(\text{AsO}_4)(\text{OH})$ - Arseniato monoclinico. Minerale secondario nei depositi di rame.

Omfacite $(\text{Ca},\text{Na})(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})\text{Si}_2\text{O}_6$ - Pirosseno monoclinico di colore verde. Si trova nelle eclogiti.

Opale $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ - Ossido del gruppo del quarzo amorfo. È una varietà di silice costituita da sfere di cristobalite inglobate in una massa di gel di silice contenente quantità variabile di acqua. Presenta spettacolari varietà come *opale arlecchino* e *opale nobile*. Si trova come spalmatura su rocce e in masse reniformi e sferiche. Minerale secondario; si forma per evaporazione da soluzioni ricche di silice e in ampi ambienti fisici.

Orneblenda $(\text{Ca},\text{Na})_2(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_5\text{Si}_6(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ - Inosilicato monoclinico del gruppo degli anfiboli. Colore verde e nero. Si trova in rocce basiche e ultrabasiche.

Oro Au - Elemento cubico. Raro in cristalli, comune come lamine, fili, masse arrotondate e aggregati arborescenti. Si trova in vene di quarzo idrotermale,

in filoni di rocce acide e nei placers a seguito dell'alterazione di depositi primari.

Orpimento As_2S_3 - Solfuro monoclinico. Aggregati lamellari e piccoli cristalli tabulari e/o prismatici tozzi. In giacimenti metalliferi. È associato a realgar e antimonite.

Ortoclasio $KAlSi_3O_8$ - Tettosilicato monoclinico (*K feldspato*) del gruppo dei feldspati di media temperatura. Abito prismatico tozzo; geminazione Carlsbad e Baveno; la varietà *adularia*, di aspetto opalino, è detta *pietra di luna*. Si trova nei filoni di bassa temperatura, in graniti, nei gneiss e negli scisti.

Ossido di titanio TiO_2 - Gruppo di ossidi che comprende *rutilo*, *anatasio* e *brookite*.

Pargasite $NaCa_2(Mg_4Al)(Si_6Al_2)O_{22}(OH)_2$ - Inosilicato monoclinico del gruppo degli anfiboli.

Pectolite $Ca_2NaH(SiO_3)_3$ - Inosilicato triclinico del gruppo dei pirossenoidi. La *pietra Larimar* della Repubblica Dominicana è una pectolite. Genesi idrotermale. Si trova in cavità di rocce ignee basiche e metamorfiche ricche di calcio.

Pirargirite Ag_3SbS_3 - Solfosale trigonale. Abito prismatico piramidato. Colore rosso cupo. Genesi idrotermale.

Pirite FeS_2 - Solfuro cubico. A basse temperature e con basse concentrazioni di ferro e zolfo, l'abito è cubico con facce striate; a temperature e concentrazioni più alte, invece, l'abito è ottaedro e pentagonododecaedrico (piritoedro) con facce striate. Geminazione a croce di ferro, per compenetrazione e per contatto. Si trova nei giacimenti di rame porfirico (*porphyry copper*), nei filoni idrotermali e in ambienti neutri o alcalini.

Pirocloro $(Ca,Na)_2(Nb,Ta)_2O_6(O,OH,F)$ - Appartiene alle cloriti cromifere.

Pirofillite $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ - Fillosilicato triclinico. Abito lamellare, raggiato simile al talco. Si trova in rocce metamorfiche.

Pirolusite MnO_2 - Ossido tetragonale. Aspetto dendritico e fibroso raggiato.

Piomorfite $Pb_5(PO_4)_3Cl$ - Fosfato esagonale del gruppo dell'apatite. Abito prismatico spesso arrotondato a barilotto, talora con facce interessate da piccole cavità. Cappellaccio dei giacimenti di piombo.

Piropo $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$ - Inosilicato cubico del gruppo dei granati di colore rosso cupo.

Pirosseni - Gruppo di inosilicati a catena singola ortorombici (*enstatite*, *iperstene*) e monoclini (*iperstene*, *bronzite*, *augite*, *diallagio*, *fassaite*, *giadeite*, *diopside*, *hedembergite*, *aegirina*, *spodumene*, *kunzite*, *hiddenite*, *omphacite*).

Pirossenoidi - Gruppo di inosilicati costituiti da *wollastonite*, *rodonite*, *pectolite* e *neptunite*.

Pirrotina $Fe_{1-x}S_1$ - Abito esagonale lamellare o in masse compatte di colore bronzo. Sistema esagonale. Si trova in giacimenti di solfuri di nickel, zinco e piombo.

Plagioclasti - Vedere feldspati plagioclasti.

Prehnite $Ca_2Al(Si_3AlO_{10})(OH)_2$ - Fillosilicato ortorombico. Abito tabulare e reniforme. Minerale secondario in cavità di basalti e rocce effusive basiche.

Proustite Ag_3AsS_3 - Solfosale trigonale. Abito romboedrico, prismatico allungato, di colore scarlato. Origine idrotermale. Si trova associata ad argento e acantite.

Psilomelano $BaMn_6O_{16}(OH)_4$ - Idrossido amorfo. Miscela di ossidi di manganese non identificati.

Quarzo gruppo SiO_2 - Il gruppo del biossido di silicio è presente in natura come solidi macrocristallini (*quarzo alfa*), come aggregati criptocristallini (*calcedonio*) e in forma amorfa (*opale*). Il quarzo presenta i seguenti polimorfi: *tridimite*, *cristobalite*, *coesite* e *stisovite*.

Quarzo α SiO_2 - Ossido trigonale del gruppo del quarzo. Abito prismatico e bipyramidale. Fase stabile in condizioni di bassa temperatura.

Rame Cu - Elemento. Abito ottaedrico e cubico, più spesso arborescente. Si trova in rocce ultrabasiche e in cavità basaltiche.

Realgar AsS - Solfuro monoclini. Abito prismatico tozzo di colore rosso con striature verticali e in masse. In giacimenti metalliferi e vene idrotermali. È spesso associato all'orpimento.

Riebeckite $Na_2(Fe^{3+}Fe^{2+})Si_8O_{22}(OH)_2$ - Inosilicato monoclini di colore verdastro. Gruppo degli anfiboli.

Rodocrosite $MnCO_3$ - Carbonato trigonale del gruppo della calcite. Abito

romboedrico raramente scalenoedrico; aggregati selliformi. Sfaldatura perfetta; tipico colore rosa. Giacimenti manganeseiferi.

Rodonite $(\text{Mn,Ca,Fe})(\text{SiO}_3)$ - Inosilicato triclinico; gruppo dei pirossenoidi. Abito da tabulare a prismatico di colore da rosa a rosso a marrone. Genesi idrotermale, metamorfico e metasomatico. Si trova nei giacimenti di manganese.

Rubellite $\text{Na}(\text{Li,Al})_3(\text{OH})_4(\text{BO}_3)_3(\text{Si}_6\text{O}_{18})$ - Varietà di tormalina di colore da rosso a rosa. Trigonale.

Rubino $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Cr}$ - Varietà di corindone di colore rosso.

Rutilo TiO_2 - Ossido tetragonale del gruppo del TiO_2 . Abito prismatico terminato da bipiramidi spesso allungate con le facce del prisma striate. Geminazione a ginocchio secondo la faccia della bipiramide. Trimorfo con anatasio e rutilo. La varietà *sagenite* si presenta in aggregati reticolari formati da cristalli aciculari geminati. Minerale accessorio di rocce metamorfiche e magmatiche intrusive.

Sagenite TiO_2 - Varietà di rutilo in aggregati reticolari.

Salgemma o halite NaCl - Alogenuro cubico. Abito cubico, spesso a tramoggia. Si forma per evaporazione in bacini chiusi.

Sanidino KAlSi_3O_8 - Tettosilicato monoclinico del gruppo dei feldspati alcalini. Fase di alta temperatura. Abito tabulare anche allungato; geminazione Carlsbad. L'*anortoclasio* $(\text{Na,K})\text{AlSi}_2\text{O}_8$ è la variante sodica triclina. Tipica di rocce effusive come rioliti e trachiti.

Scheelite CaWO_4 - Tungstato tetragonale. Abito pseudoottaedrico. Minerale secondario di natura pegmatitica, idrotermale e metamorfica.

Scolecite $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ - Tettosilicato monoclinico del gruppo delle zeoliti. Abito prismatico anche allungati. Si trova in cavità basaltiche.

Schorl $\text{Na}(\text{Fe}^{2+3})\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3(\text{OH})$ - Varietà di tormalina nera.

Sepiolite $\text{Mg}_4[\text{Si}_2\text{O}_5]_3(\text{O,OH})_2\cdot 4\text{H}_2\text{O}$ - Fillosilicato del sistema ortorombico appartenente ai minerali argillosi.

Serpentino $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ - Gruppo di fillosilicati monoclini costituito da *lizardite*, *antigorite* e *crisotilo*. Colore da verde a giallastro. Si forma per alterazione.

Sfalerite o blenda ZnS - Solfuro cubico Abito dodecaedrico, cubico e tetraedrico con striature parallele agli spigoli; stabile a basse temperature, al di sopra di $1020\text{ }^{\circ}\text{C}$ si ha la *wurzite*, che cristallizza nel sistema esagonale. Da incolore a giallo bruno a nero per tenori crescenti di ferro. Origine idrotermale e nei giacimenti di zinco.

Siderite $FeCO_3$ - Carbonato trigonale del gruppo della calcite. Abito romboedrico con facce incurvate e in masse compatte spatiche. Presenta una sfaldatura perfetta. Si altera in limonite.

Silicato di alluminio Al_2SiO_5 - Gruppo di nesosilicati costituito dai polimorfi *cianite*, fase triclina stabile ad alte pressioni, *sillimanite*, fase ortorombica stabile ad alte temperature e *andalusite*, fase ortorombica stabile a basse temperature e pressioni. I rappresentanti di questo gruppo si trovano in rocce metamorfiche di vario grado.

Sillimanite Al_2SiO_5 - Nesosilicato ortorombico del gruppo del silicato di alluminio. Abiti allungati e snelli senza terminazioni, spesso in aggregati paralleli. Trimorfo con andalusite e cianite. Metamorfismo di alta temperatura.

Silvite KCl - Cloruro monometrico. Abito cubico e ottaedrico. Colore bianco, bianco giallastro, bianco rossastro, bianco bluastro.

Skutterudite $(Co,Ni)As_3$ - Arsenide cubico. Abito cubico e ottaedrico, più raramente dodecaedrico e pentagonododecaedrico. Giacimenti filoniani, in vene idrotermali di media temperatura.

Smectite - Fillosilicato monoclinico appartenente ai minerali argillosi.

Smeraldo - Varietà di berillo di colore verde per la presenza di cromo.

Smithsonite $ZnCO_3$ - Carbonato del gruppo della calcite. Masse botroidali, reniformi, raro in cristalli. Prodotto di ossidazione della sfalerite.

Sodalite gruppo - Gruppo costituito dai termini *sodalite*, *lazurite*, *noseana*, *afghanite* e *hauyana*, tetrossilicati che cristallizzano nel sistema cubico.

Sodalite $Na_8(AlSiO_4)_6Cl_2$ - Tetrossilicato cubico del gruppo della sodalite. Raro in cristalli rombododecaedrici, è comune in aggregati blu. L'assenza di pirite distingue la *sodalite* dalla *lazurite*.

Spessartina $Mn_3Al_2(SiO_4)_3$ - Nesosilicato cubico del gruppo dei granati di colore arancio.

Spinello $MgAl_2O_4$ - Ossido cubico del gruppo dello spinello, composto da *spinello*, *magnetite* e *cromite*. Abito ottaedrico spesso geminato, anche dodecaedro con piccole facce che troncano gli spigoli. La presenza nel reticolo cristallino di cromo e ferro, dà luogo a varietà gemmologiche, caratterizzate da colorazioni variabili dal rosso al giallo. Gli spinelli si ritrovano nelle rocce carbonatiche termometamorfosate per contatto.

Spodumene $LiAlSi_2O_8$ - Inosilicato monoclinico del gruppo dei pirosseni. Abito prismatico spesso appiattito con facce ruvide; varietà *kunzite* e *hiddenite*. Genesi pegmatitica.

Staurolite $Fe_2Al_9O_6(SiO_4)_4(O,OH)_2$ - Nesosilicato monoclinico avente aspetto pseudoortorombico. Abito prismatico. Geminazione a croce retta e obliqua. Si trova in scisti pelitici metamorfosati.

Steatite - Varietà compatta di talco detta *pietra saponaria*.

Stibnite o antimonite Sb_2S_3 - Solfuro ortorombico. Abito prismatico, talora aciculare, allungato con facce del prisma striate e in masse bacillari. Giacimenti metalliferi idrotermali di bassa temperatura.

Stilbite $NaCa_2Al_5Si_{13}O_{36} \cdot 14H_2O$ - Tettosilicato monoclinico del gruppo delle zeoliti. Abito lamellare con cristalli riuniti in aggregati raggiati o fascicolati.

Stronzianite $SrCO_3$ - Carbonato del gruppo dell'aragonite.

Talco $Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$ - Fillosilicato monoclinico. La *steatite* è una varietà compatta del talco.

Tanzanite $Ca_2Al_3O(SiO_4)(Si_2O_7)(OH)$ - Sorosilicato monoclinico del gruppo dell'epidoto. La tanzanite è una varietà di zoisite.

Tetraedrite $(Cu,Fe)_{12}SbS_{13}$ - Solfosale cubico. Abito tetraedrico e in masse compatte. Giacimenti metalliferi di rame e argento, vene idrotermali.

Titanite o sfene $CaTiO(SiO_4)$ - Nesosilicato monoclinico. Abito tabulare a cuneo, massivo. Minerale accessorio di rocce ignee e in rocce metamorfiche.

Topazio $Al_2(SiO_4)(F,OH)_2$ - Nesosilicato ortorombico. Abito prismatico a sezione rombica terminato da bipiramidi e pinacoidi basali con le facce del prisma spesso striate. Genesi pegmatitica e pneumatolitica. Si trova in rocce ignee acide. In gemmologia alcuni quarzi sono denominati *topazio madera* e quarzo topazio mentre alcuni corindoni gialli sono detti *topazio indiano* e *topazio orientale*.

Tormalina $(\text{Na,Ca})(\text{Li,Mg,Al})(\text{Al,Fe,Mn})_6[(\text{BO}_3)_3(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{OH})_4]$ - Gruppo di ciclosilicati trigonali; abito prismatico striato da tozzo ad allungato con terminazioni diverse in quanto l'asse A_3 è un asse polare. Il colore può variare nell'ambito del cristallo. In funzione del colore, si hanno le varietà: *schorl* (nera ricca di ferro), *elbaita* e *liddocoatite* (ricche di litio), *rubellite* (rosa), *indicolite* (azzurra), *dravite* (ricca di magnesio). In alcune varietà policrome, il colore varia nell'ambito dello stesso cristallo sia in senso longitudinale sia a zone concentriche. Le tormaline si ritrovano prevalentemente nelle pegmatiti associate a rocce granitiche.

Tremolite $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ - Gruppo degli anfiboli. Inosilicato; sistema monoclinico. Abito prismatico, talora lanceolato. Metamorfismo regionale e contatto; si trova in rocce ultrabasiche.

Tridimite SiO_2 - Si trova in rocce vulcaniche.

Turchese $\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ - Fosfato triclino. Si presenta in masse microcristalline, compatte, concrezionate, raramente in cristalli. Minerale secondario di colore blu verde. Si forma per alterazione di rocce vulcaniche.

Ulexite $\text{NaCaB}_5\text{O}_6(\text{OH})_6 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ - Borato triclino. In masse fibrose lunghe che trasmettono immagini dalla parte opposta delle fibre. In giacimenti di borati.

Uvarovite $\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$ - Nesosilicato cubico del gruppo dei granati di colore verde.

Vanadinite $\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_3\text{Cl}$ - Vanadato esagonale. Gruppo dell'apatite. Abito esagonale, prismatico o tabulare, talvolta aciculare. Cappellaccio dei giacimenti di piombo. È associata a piromorfite, wulfenite e goethite.

Vermiculite - Fillosilicato monoclinico dei minerali argillosi.

Vesuviana $\text{Ca}_{10}(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}_4(\text{SiO}_4)_5(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OH})_4$ - Sorosilicato tetragonale. Abito prismatico spesso striato verticalmente. Metamorfismo di contatto di calcari impuri. È anche indicata come *idrocrasio*. È associato a wollastonite, diopside, epidoto, anortite.

Vivianite $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ - Fosfato monoclinico. Abito prismatico terminato con forma obliqua, talvolta in gruppi raggiati. Minerale di origine secondaria nelle zone di ossidazione dei giacimenti di ferro.

Witherite $\text{Ba}(\text{CO}_3)$ - Carbonato ortorombico del gruppo dell'aragonite.

Wolframite $(\text{Fe},\text{Mn})\text{WO}_4$ - Tungstato monoclinico. Abito tabulare o prismatico tozzo e striato, in masse compatte. Si trova nei filoni metalliferi.

Wollastonite $\text{Ca}_3\text{Si}_3\text{O}_9$ - Inosilicato triclinico del gruppo dei pirossenoidi. Massiva, rari abiti tabulari. Calcari metamorfosati.

Wulfenite PbMoO_4 - Molibdato tetragonale. Cristalli giallo-arancio a contorno quadrato, in genere tabulari o piramidali. Cappellaccio dei giacimenti di piombo e zinco associata a piromorfite, mimetite e vanadinite.

Wurzite - Varietà di sfalerite.

Zaffiro - Varietà di corindone di colore azzurro per la presenza di ferro.

Zeoliti - Gruppo di tetrossilicati caratterizzati dalla presenza di vuoti nella struttura cristallina che cristallizzano in diversi sistemi. Tra le zeoliti ricordiamo: *cabasite*, *heulandite*, *laumontite*, *natrolite*, *stilbite*, *scolecite* e *analcime*. Metamorfismo di grado molto basso e in cavità di rocce vulcaniche.

Zircone $\text{Zr}(\text{SiO}_4)$ - Nesosilicato tetragonale. Abito prismatico a base quadrata bipiramidato con facce delle piramidi molto inclinate. Accessorio di rocce ignee e metamorfiche.

Zoisite $\text{Ca}_2\text{AlAl}_2(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$ - Sorosilicato ortorombico del gruppo dell'epidoto. Abito prismatico allungato con presenza di striature; la varietà *tanzanite* è di colore blu per il contenuto di cromo e stronzio. Metamorfismo di contatto e come prodotto secondario di alterazione nelle rocce eruttive. Si trova in rocce metamorfiche, in rocce calcaree e calcareo argillose.

Zolfo S - Elemento. La fase α monoclinica è stabile ad alte temperature; la fase β ortorombica è stabile a basse temperature. Abito bipiramidato e ammassi. Si forma a seguito di attività fumarolica, nelle zone di alterazione di solfuri e per azione di microrganismi. Nelle evaporiti è spesso associato a gesso, celestina, calcite e aragonite.

Pesi specifici e durezza Mohs di alcuni minerali

G = peso specifico H = durezza Mohs

<i>Minerale</i>	<i>Peso specifico</i>		<i>Durezza Mohs</i>	
Actinolite	3,1	- 3,3	5	- 6
Albite	2,62		6	
Almandino	4,32		7	
Anatasio	3,9		5,5	- 6
Anidrite	2,89	- 2,98	3	- 3,5
Antimonite	4,52	- 4,62	2	
Antlerite	3,9		3,5	- 4
Apatite	3,15	- 3,2	5	
Apofillite	2,3	- 2,4	4,5	- 5
Aragonite	2,95		3,5	- 4
Argento	10,5		2,5	- 3
Arsenopirite	6,07		5,5	- 6
Atacamite	3,75	- 3,77	3	- 3,5
Auricalcite	3,64		2	
Autunite	3,1	- 3,2	2	- 2,5
Azzurite	3,77		3,5	- 4,0
Barite	4,5		3	- 3,5
Bauxite	2	- 2,55	1	- 3,0
Berillo	2,65	- 2,8	7,5	- 8,0
Biotite	2,82	- 3,2	2,5	- 3
Bornite	5,06	- 5,08	3	
Brookite	3,9	- 4,10	5,5	- 6,0
Brucite	2,39		2,5	
Calcite	2,71		3	
Calcopirite	4,1	4,3	3,5	- 4,0
Caolino	2,6		2	
Cassiterite	6,8	- 7,1	6	- 7,0
Celestina	3,95	- 3,97	3	- 3,5
Cerussite	6,55		3	- 3,5
Cianite	3,55	3,56	5	- 7,0

<i>Minerale</i>	<i>Peso specifico</i>	<i>Durezza Mohs</i>
Cinabro	8,1	2,5
Clorite	2,6 - 3,3	2 - 2,5
Colemanite	2,42	4 - 4,5
Crocoite	5,9 - 6,1	2,5 - 3,0
Datolite	2,8 - 3,0	5 - 5,5
Diamante	3,51	10
Dioplasio	3,3	5
Dolomite	2,85	3,5 - 4
Ematite	5,26	5,5 - 6,5
Emimorfite	3,4 - 3,5	4,5 - 5,0
Epidoto	3,35 - 3,45	6 - 7,0
Eritrite	3,06	2,5
Fayalite	4,39	6,5
Ferro	7,3 - 7,9	4,5
Fluorite	3,18 -	4
Galena	7,4 - 7,6	2,5
Gesso	2,32	2
Goethite	4,37	5 - 5,5
Grafite	2,23	1 - 2
Granati	3,5 - 4,3	6,5 - 7,5
Halite	2,16	2,5
Hedembergite	3,55	5 - 6,0
Heulandite	2,18 - 2,2	3,5 - 4,0
Idroboracite	2,17	2
Idrozincite	3,6 - 3,8	2 - 2,5
Ilmenite	4,70	5,5 - 6,0
Kongsbergite	10	2,5 - 3,0
Kutnahorite	3,12	3,5 - 4
Lazurite	2,40 - 2,45	5,0 - 5,5
Lepidolite	2,8 - 2,9	2,5 - 4
Leucite	2,47	5,5 - 6
Magnesite	3 - 3,2	3,5 - 5,0
Malachite	3,9 - 4,03	3,5 - 4,0
Melanite	3,7	7
Molibdenite	4,62 - 4,73	1 - 1,5

<i>Minerale</i>	<i>Peso specifico</i>		<i>Durezza Mohs</i>	
Muscovite	2,76	- 2,88	2	- 2,5
Natrolite	2,25	-	5	- 5,5
Nefelina	2,6	- 2,65	5,5	- 6
Opale	2	- 2,25	5	- 6
Oro	15	- 19,3	2,5	- 3
Orpimento	3,49		1,5	- 2
Ortoclasio	2,57		6	
Pirite	5,02		6	- 6,5
Pirolusite	4,75		1	- 2
Piomorfite	7,04		3,5	- 4
Prehnite	2,8	- 2,95	6	- 6,5
Proustite	5,57		2	2,5
Quarzo	2,65		7	
Rame	8,9		7	
Realgar	3,48		1,5	- 2
Rodocrosite	3,5	- 3,7	3,5	- 4
Rutilo	4,18	- 4,25	6	- 6,5
Scheelite	5,9	- 6,1	4,5	- 5
Scolecite	2,2		5	- 5,5
Sfalerite o blenda	3,9	- 4,1	3,5	- 4
Siderite	3,96		3,5	- 4
Sillimanite	3,23		6	- 7
Silvite	1,99		2	
Skutterudite	6,5		5,5	- 6
Smithsonite	4,3	- 4,45	4	- 4,5
Sodalite	2,15	- 2,3	5,5	- 6
Spessartina	4,19		7	
Spinello	3,5	- 4,1	8	
Spodumene	3,15	- 3,2	6,5	- 7
Staurolite	3,65	- 3,75	7	- 7,5
Stilbite	2,1	- 2,2	3,5	- 4
Talco	2,7	- 2,8	1	
Tetraedrite	4,6	- 5,1	3	- 4,5
Titanite	3,4	- 3,55	5	- 5,5
Topazio	3,4	- 3,6	8	-

<i>Minerale</i>	<i>Peso specifico</i>		<i>Durezza Mohs</i>	
Tormalina	3	- 3,25	7	- 7,5
Tridimite	2,26	-	7	-
Turchese	2,6	- 2,8	6	-
Ulexite	1,96	-	1	- 2,5
Vanadinite	6,9	-	3	
Vesuviana	3,35	- 3,45	6,5	-
Vivianite	2,58	- 2,68	1,5	- 2
Whiterite	4,3	-	3,5	-
Wolframite	7	- 7,5	4	- 4,5
Wulfenite	6,8		3	
Zircone	4,68		7,5	
Zolfo	2,05	- 2,09	1,5	- 2,5

Bibliografia

- ANTHONY W.J., BIDEAUX R. A., BLADH K.W., NICHOLS M.C., Eds., *Handbook of Mineralogy*, Mineralogical Society of America, USA.
<http://www.handbookofmineralogy.org/>.
- AA.VV., *Minerali e rocce*, Istituto Geografico De Agostini Novara 1968.
- AA.VV., *L'enciclopedia della Terra: minerali, rocce e fossili*, Ed. Motta Milano 1973.
- AA.VV., *Enciclopedia dei minerali e delle gemme*, Istituto Geografico De Agostini
- AA.VV., *Il grande libro dei minerali e delle gemme*, Istituto Geografico De Agostini Milano 1994.
- ARTINI, E., *I minerali*, Hoepli Editore Milano 2000.
- ARTINI, E., *Le rocce*, Hoepli Editore Milano 2000.
- BACK M.E., MANDARINO J.A., *Fleischer's Glossary of Mineral Species*, The Mineralogical Record Inc. 2008.
- BIGNARDI P., *Grande atlante dei minerali*, Edizioni Capitol Bologna 1972.
- BOMBICCI L., *Mineralogia Generale*, Manuali Hoepli , Hoepli Milano 1889.
- BONATTI, F., FRANZINI, M., "*Cristallografia mineralogica*", Boringhieri Torino 1972.
- CAVENAGO S., BIGNAMI M., *Gemmologia*, Ulrico Hoepli Editore 1980.
- CRESSEY G., MERCIER I.F., "*Crystals*", The Natural History Museum London 1999.
- D'AMICO C., *Le rocce metamorfiche*, Casa Editrice Patron 1973.
- DE MICHELE V., *Il mondo dei cristalli*, Istituto Geografico De Agostini, Novara 1967.
- DE MICHELE V., *Guida mineralogica d'Italia*, Istituto Geografico De Agostini Novara 1974.
- DI COLBERTALDO D., *Giacimenti minerari volume I*, Cedom Padova 1967.
- DI COLBERTALDO D., *Giacimenti minerari volume II*, Cedom Padova 1970.
- FORTI P., SANNA L. *The Naica Project - A multidisciplinary study of the largest gypsum crystals of the world*, Episodes 33(1):23 March 2010.
- FALINI F., *Il riconoscimento microscopico dei minerali*, Servizio Geologico d'Italia, Istituto Poligrafico di Stato, Roma 1953.

- GRAMACCIOLI C.M., *Minerali alpini e prealpini*, ED. ATLAS, Bergamo 1975.
- GRANCEA L., BAILLY L., BANKS J.L.D., MARCOUX E., MILESI J.P., CUNEY M., ANDRE A.S., HERRINGTON R. *Geological Features and Genetic Models of Mineral Deposits*, In: Mining Engineering Handbook, Volume 1, Darling P (Eds). Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc. SME : 83 - 104 2011.
- HIGUERAS P., OYARZUN R., *Yacimientos minerales UCLM-UCM*. Manual on line: <http://www.uclm.es/users/higueras/yymm/IndiceYM.html> 2000.
- HOLDEN A., SINGER P., *La struttura dei cristalli*, Zanichelli Editore 1969.
- ISTVAN D., FABRE C., *Fluid evolution in the Baia Mare epithermal gold/polymetallic district, Inner Carpathians, Romania*, Mineralium Deposita 2002 37: 630–647 DOI 10.1007/s00126 - 002 - 0276-5.
- JOHNSEN, O., *Guida ai minerali del mondo*, Zanichelli Editore 2006.
- KLEIN C., *Mineralogia*, Zanichelli 2004.
- KORBEL, P., NOVAK M., *Enciclopedia dei minerali*, Idealibri 2004.
- LE SCIENZE, *I microbi primordiali che riscaldarono la Terra*, https://www.lescienze.it/news/2019/12/03/news/batteri_temperatura_terra_primordiale_depositi_ferro-4632784/.
- MILLS S.J., HATERT F., NICKEL E.H., FERRARIS G., *The standardisation of mineral groups hierarchies: application to recent nomenclature proposals*, European Journal of Mineralogy, 2009 21 1073-1080.
- MOORE T.P., WOODSIDE R.W.M., *The Sar-E-Sang Lapis Mines, Kuran Wa Munjan District, Badakhshan Province, Afghanistan* Mineralogical Record, Volume 45 N° 3 2014.
- MOTTANA A., *Minerali e rocce*, Gulliver Santarcangelo di Romagna 1995.
- MOTTANA A., CRESPI R., LIBORIO, G., *Minerali e rocce*, Mondadori Milano 1977.
- NEGRETTI G., *Fondamenti di petrografia*, Editrice La Sapienza Roma 2003 in coedizione con The Mac Graw-Hill Companies Milano 2003
- ONORATO E., *Tabelle Mineralogiche*, Roma Stab.Tipo-Litografico V. Ferri 1959
- POUGH F.H., *A field guide to rocks and minerals*, 5TY Edition 1988.
- ROBB L.J., *Introduction to ore-forming processes*, Blackwell Publishing Co 2005.
- SCHUMANN W., *Guida alle gemme del mondo*, Zanichelli Editore 1988.
- SUNAGAWA I., *Crystals Growth, Morphology and Perfection*, Cambridge University Press 2007.
- VASSILEVA D.R., ATANASSOVA R., BONEV K.I., *A review of the morphological varieties of ore bodies in the Madan Pb-Zn deposits - Central Rhodopes, Bulgaria*, Geochemistry, Mineralogy and Petrology - Sofia 2009 47, 31-49.
- WENK H.R., BULAKH A., *Minerals: their constitution and origin*, 2° Edition, Cambridge University Press 2016.
- ZUFFARDI, P., *Giacimentologia e prospezione mineraria*, Pitagora Editrice Bologna 1986.

Ringraziamenti

Questo lavoro ha richiesto tempo e impegno per la stesura di un testo rigoroso seppur divulgativo e per la preparazione della parte fotografica che comprende foto di 234 minerali. Non sarei riuscito a concludere questo libro se non avessi potuto contare su tante persone che con i loro suggerimenti mi hanno consentito di concretizzare il mio pensiero e consentire così un testo, più o meno agile, arricchito di tabelle e figure esplicative e attraenti.

Tra gli altri, voglio ringraziare il sig. Natalino Russo e il Consiglio Direttivo dell'Associazione La Venta Esplorazioni per avere autorizzato la pubblicazione della foto scattata da Paolo Petrignani nella Grotta dei Cristalli di Naica; l'amico Marco Ciriotti, presidente dell'Associazione Micromineralogica Italiana, a cui mi sono più volte rivolto per consigli e suggerimenti; Roberto Di Iulio, Eleonora Carletti e il dott. Luigi Migliaccio, past director della Sapienza Università Editrice di Roma, per l'aiuto ricevuto durante la pubblicazione del volume. Non posso chiudere i ringraziamenti senza rivolgere un sincero e affettuoso ringraziamento a mia moglie Maretta, non solo per la pazienza e il continuo stimolo (... *gutta cavat lapidem* ...), ma anche per il suo impegno nella revisione del testo e per l'attività di post-produzione delle foto pubblicate.

Per ultimo, desidero ringraziare mio fratello Mauro che ha voluto, con la sua innata generosità, finanziare la stampa di questo volume.

Claudio Gambelli

PARTE II

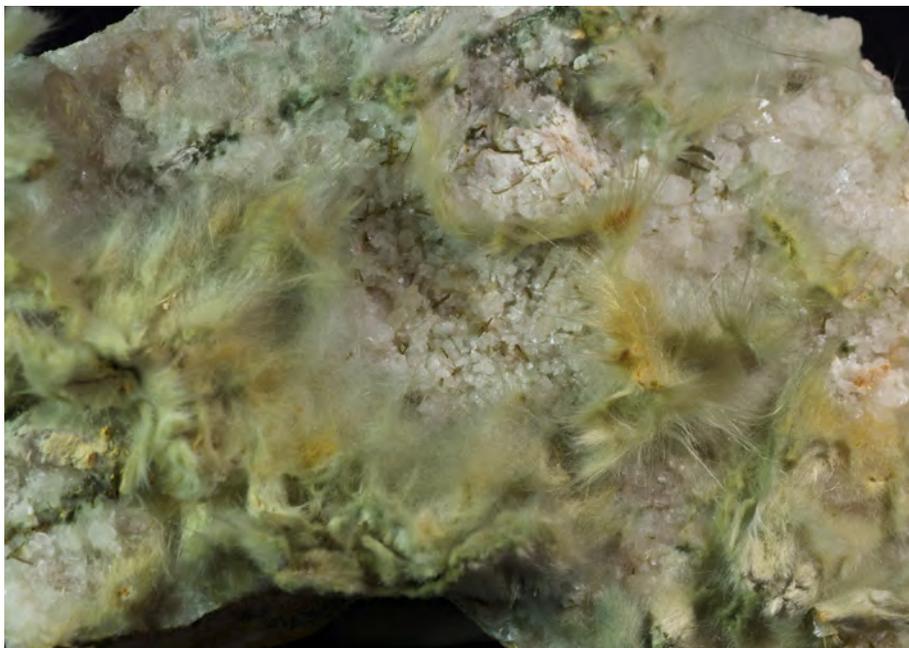
TAVOLE FOTOGRAFICHE



F.1. Grotta dei Cristalli di Naica. Messico (foto Paolo Petrignani/La Venta).



F.2. Actinolite varietà bissoilite su micascisto. Miage, Aosta, Italia.



F.3. Actinolite varietà bissoilite con epidoto. Miage, Aosta, Italia.



F.4. Actinolite varietà nefrite (*inanga*). Otago & Taramakau River, Lake Wakatipu, West Coast South Island, New Zealand.



F.5. Actinolite varietà nefrite (*kawakawa*). Taramakau River, , South Island, New Zealand.

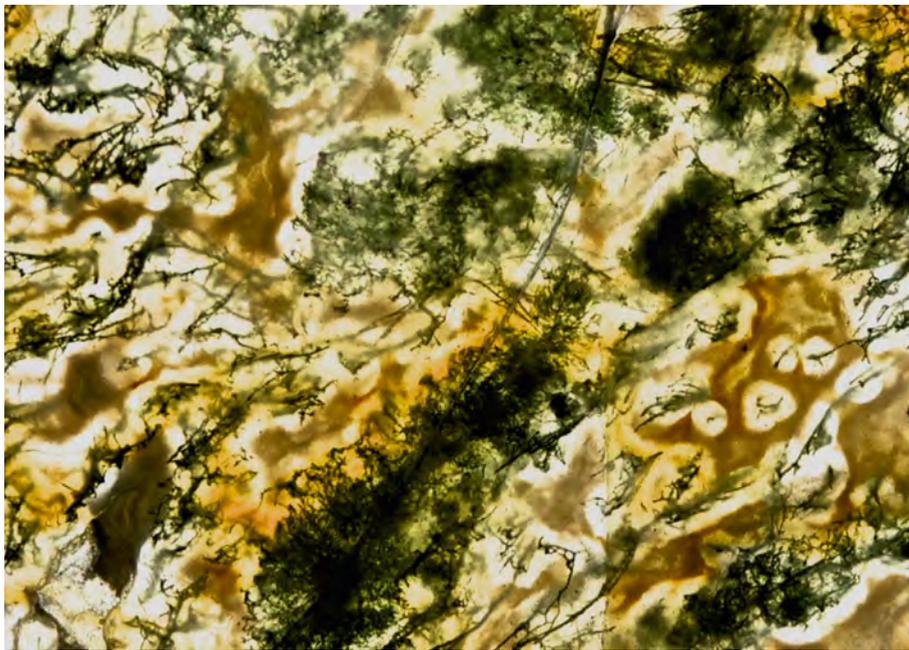
Nota: *inanga* e *kawakawa* sono termini con cui il popolo maori indica, in base all'aspetto, due varietà di giada nefritica.



F.6. Aegirina cristallo allungato scuro. Mt Malosa, Zomba District, Malawi.



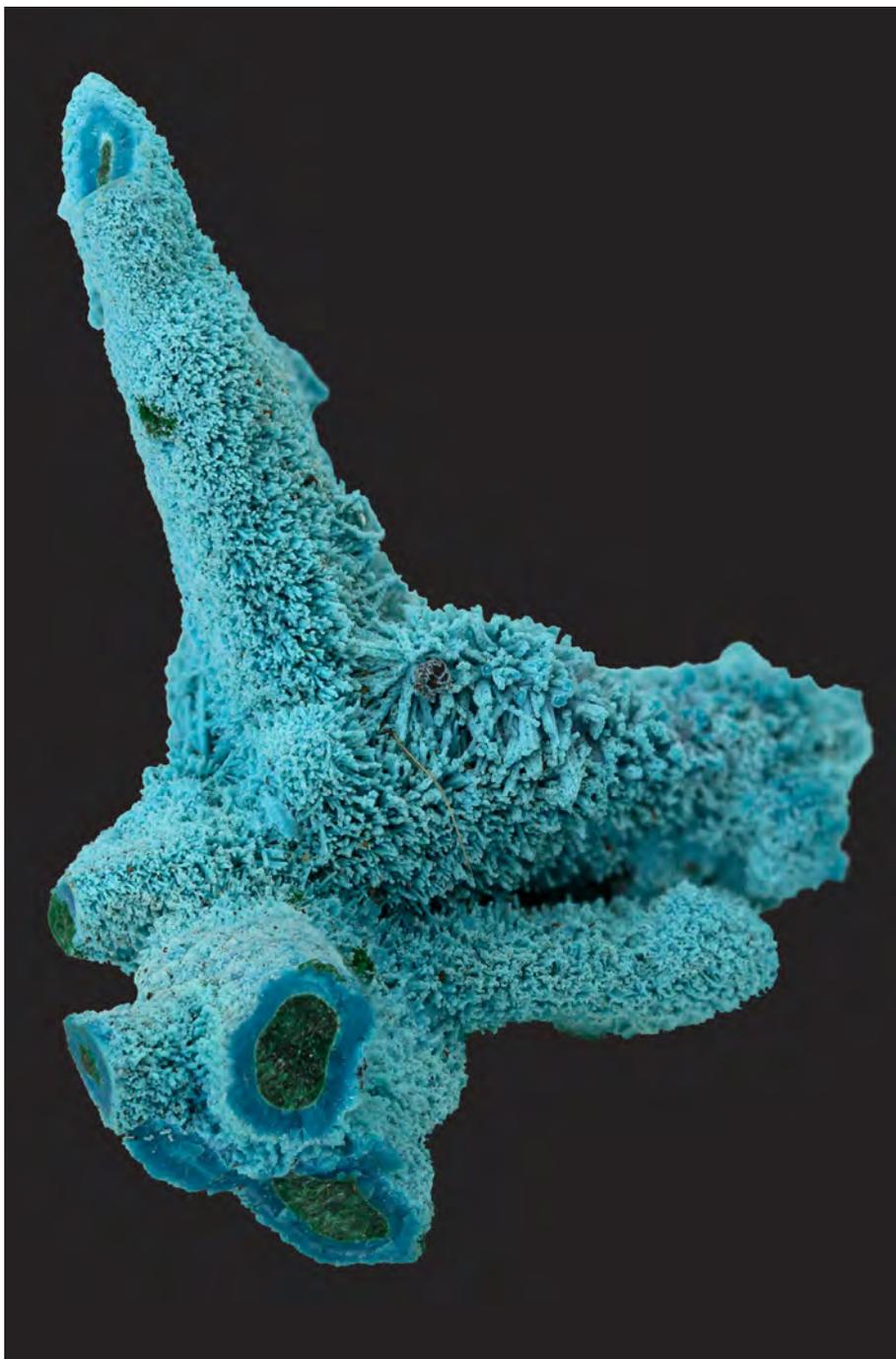
F.7. Afghanite. Ladjnar medam, Sar-e-Sang, Badaksahan, Afghanistan. (Roma Mineral Show 2018).



F.8. Agata muschiata. Località sconosciuta.



F.9. Agata. Agata laguna, Chihuahua, Messico (British Natural History Museum, Londra 2006).



F.10. Ajoite pseudomorfa su azzurrite pseudomorfa su malachite. Lupoto mine, Lubumbashi Katanga, Repubblica Democratica del Congo.



F.11. Ambra. Mar Baltico, Polonia.



F.12. Ambra con insetto. Repubblica Dominicana.



F.13. Ambra rossa su matrice. Santo Domingo, Repubblica Dominicana.



F.14. Anatasio. Località sconosciuta.



F.15. Apofillite bipyramidata con calcite. Jalgaon District, Maharashtra State, India.



F.16. Apofillite cubica su calcedonio e stilbite. Nashik, Maharashtra State, India.



F.17. Apofillite verde-fluoroapofillite. Momin Akhada, Rahuri, Ahmednagar District, Maharashtra State, India.



F.18. Aragonite geminata rossa. Spagna.



F.19. Aragonite aciculari trasparenti in geode. Val di Fassa, Italia.



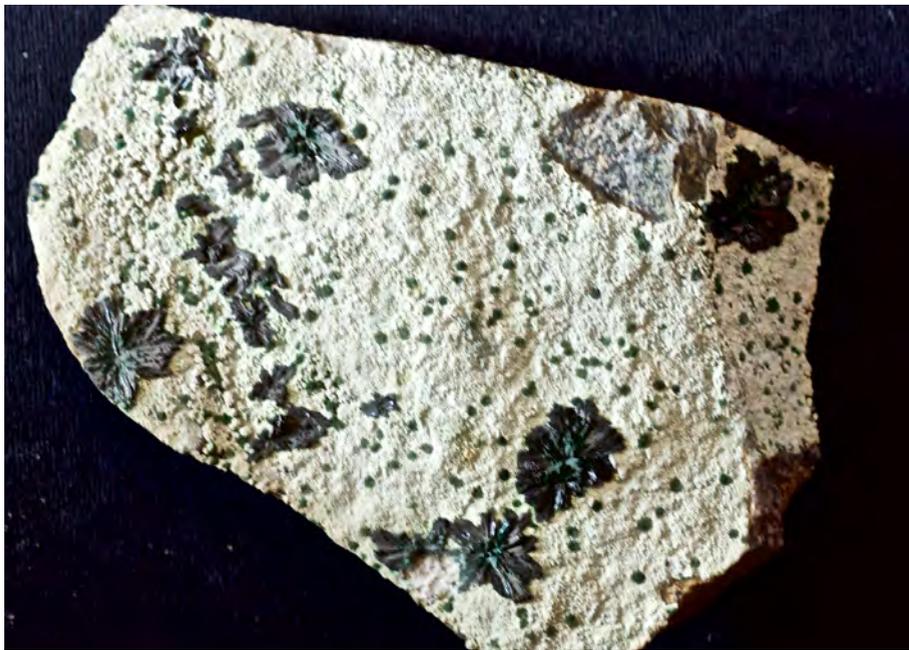
F.20. Aragonite coralloide. Erzeberg Eisenerz Steiermark, Austria (Mineralientage 2010, Monaco).



F.21. Argento nativo filiforme. Hong Da mine, Shan Xi Province, Cina.



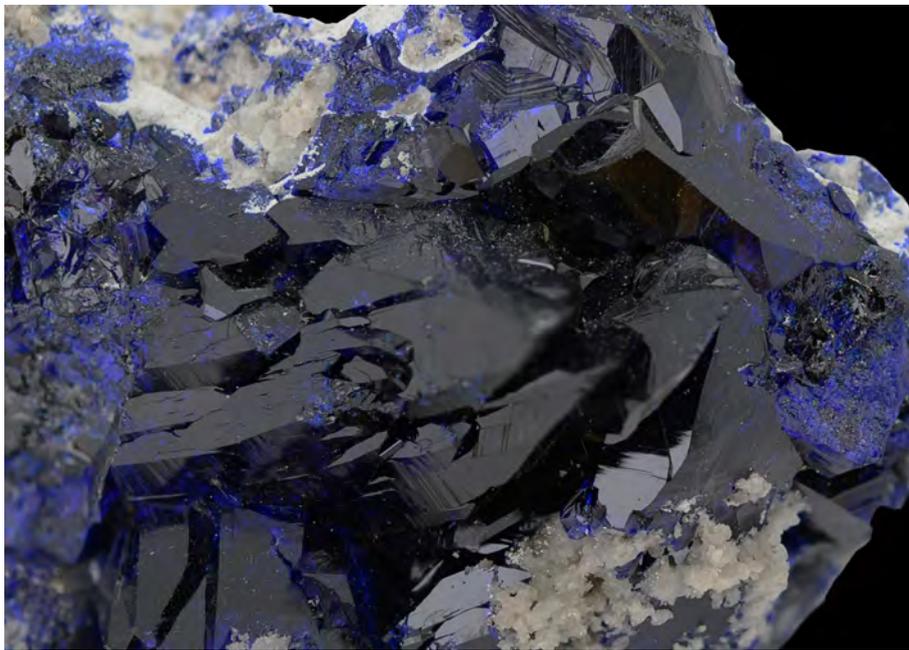
F.22. Argento nativo arborescente su matrice. San Genaro mine, Huancavelica, Perù.



F.23. Atacamite con olivinite su halloysite. Paposa, Remolinos mine, Cabeza de Vaca district, Copiapò Province, Atacama Region, Cile.



F.24. Auricalcite. Campiglia Marittima, Italia.



F.25. Azzurrite. Milpillas mine, Cuitaca, Municipio de Santa Cruz, Sonora, Messico.



F.26. Azzurrite "Sole". Malbunka Copper mine, Namatjira prospect, Areyonga, Northern Territory, Australia.



F.27. Barite con pirite. Druistar, Jugoslavia.



F.28. Barite e quarzo. Yunxiau, Zhangzhou Prefecture, Fujian Province, Cina.



F.29. Barite trasparente Hunan Province, Cina.



F.30. Barite trasparente. Chenyzhou mine, Hunan Province, Cina.



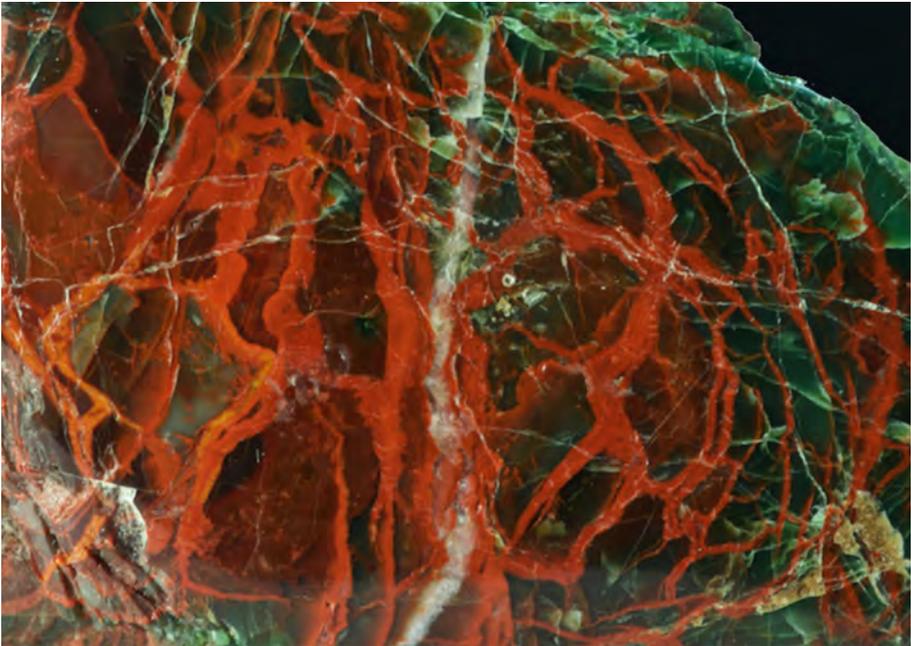
F.31. Barite trasparente. Baia Sprie, Romania.



F.32. Barite. Marocco.



F.33. Barite. Baiut, Romania.



F.34. Bergherite. Val di Nova, Merano, Alto Adige, Italia.



F.35. Berillo varietà acquamarina su pegmatite Gilgit, Pakistan.



F.36. Berillo varietà smeraldo cristalli associati su matrice. Minas Gerais, Brasile.



F.37. Berthierite. Herja, Romania.



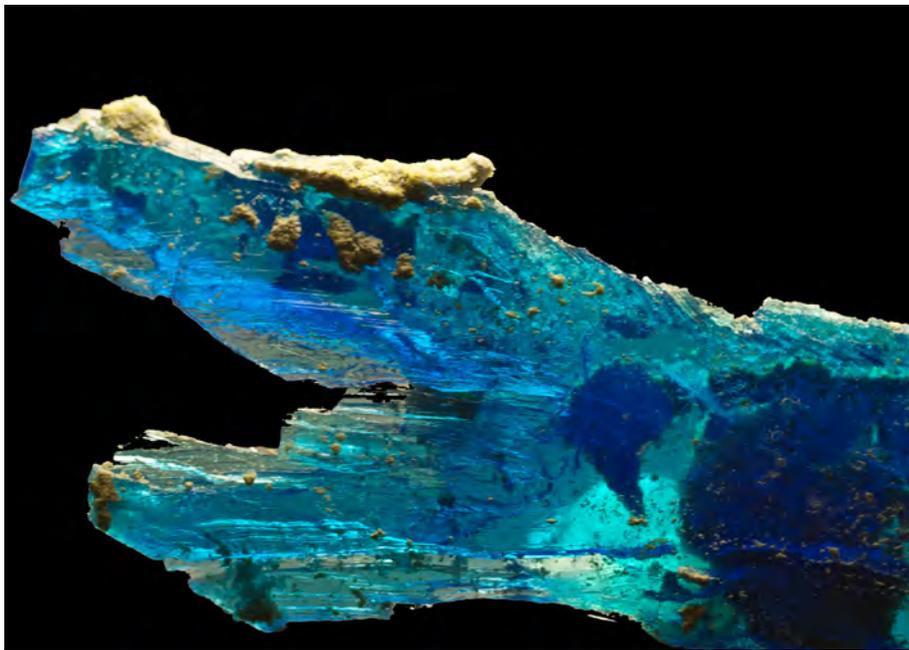
F.38. Boulangerite. Miniera del Bottino, Lucca, Italia.



F.39. Bornite con sfalerite. Baia Sprie, Romania.



F.40. Brookite. Khavan, Pakistan.



F.41. Calcantite. Rodalquilar, Almeria, Spagna.



F.42. Calcedonio in geode. Gibuti.



F.43. Calcite a testa di chiodo. Xianghualing mine, Linwu Co, Chenzhou Prefecture, Hunan Province, Cina.



F.44. Calcite cristalli esagonali. Calcite cristalli esagonali. Marocco.



F.45. Calcite geminata a farfalla. Josè Maria Patoni, Rodeo Durango, Messico.



F.46. Calcite globulare bianca. Montalto di Castro, Italia.



F.47. Calcite globulare su basalto. Montalto di Castro, Italia.



F.48. Calcite globulare su siderite Cavnice mine, Romania.



F.49. Calcite romboedrica geminata a farfalla. Xianghualing mine, Xianghualing Sn-polymetallic ore field, Linwu Co, Chenzhou Prefecture, Hunan Province, Cina.



F.50. Calcite scalenoedrica con inclusioni di solfo. Passo del Furlo, Italia.



F.51. Calcite scalenoedrica con inclusioni ferrose. Passo del Furlo, Italia.



F.52. Calcite scalenoedrica su galena. Elmwood mine, Carthage, Smith County, Tennessee, USA.



F.53. Calcite scalenoedrica. Passo del Furlo, Italia.



F.54. Calcite scalenoedrica. Bugerru, Sardegna, Italia.



F.55. Calcite scalenoedrica. Bugerru Sardegna, Italia.



F.56. Calcite spato d'Islanda. Località sconosciuta.



F.57. Calcopirite su matrice. Krushev dol mine, Madan, Rhodope Mts, Smolyan Oblast, Bulgaria.



F.58. Cassiterite in cristalli. Viloco mine (Araca), Loayza Province, La Paz Dept., Bolivia.



F.59. Cavansite e stilbite su heulandite. Pune district, Maharashtra State, India.



F.60. Celestina e zolfo. Sicilia, Italia.



F.61. Celestina in geode. Sakoany deposit, Katsepy Commune, Mitsinjo District, Boeny region, Mahajanga Province, Madagascar.



F.62. Celestina trasparente e zolfo. Miniera La Grasta, Delia, Caltanissetta, Italia.



F.63. Cerussite. Tsumeb Otyikoto Region, Namibia (Museo La Specola, Firenze 2013).



F.64. Cinabro geminato a coda di rondine. Chatian Fenghuang, Xiangxi Autonomous Prefecture, Hunan Province, Jishou Hunan, Cina.



F.65. Cinabro su dolomite. Chatian Fenghuang, Xiangxi Autonomous Prefecture, Hunan Province, Jishou Hunan, Cina.



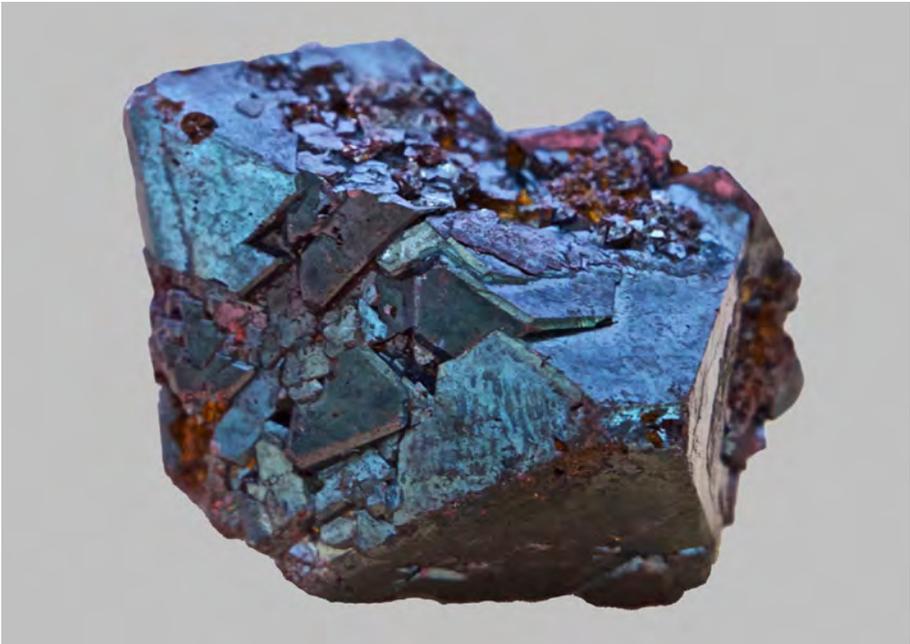
F.66. Cinabro. Hunan, Cina (Roma Mineral Show 2006).



F.67. Cobaltocalcite. Mashamba, Repubblica Democratica del Congo.



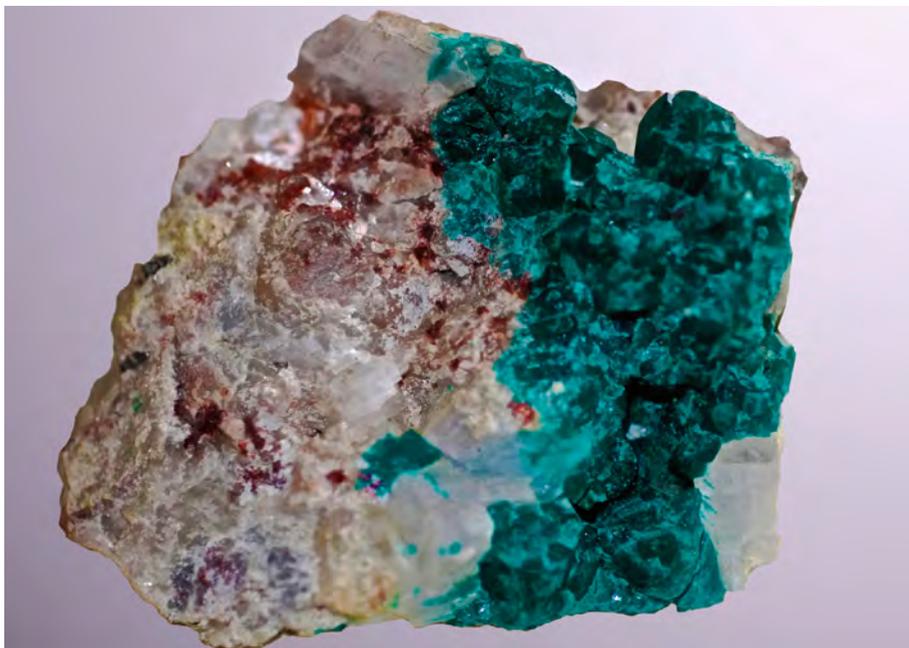
F.68. Crocoite. Adelaide mine, Zeehan District, West Coast municipality, Dundas, Tasmania.



F.69. Cuprite ottaedrica. Potaryaevskoe mine, Rubtsovko, Russia.



F.70. Danburite. Charcas, Messico.



F.71. Diopasio. Sudafrica.



F.72. Elbaite, albite, quarzo e mica. Baha Skardu District, Pakistan.



F.73. Ematite lamellare. Rio Marina, Isola d'Elba, Italia.



F.74. Ematite con quarzo e pirite. Rio Marina, Isola d'Elba, Italia.



F.75. Ematite con rutilo eisenrose. Lago della Stella, Gottardo Tessin, Svizzera.



F.76. Ematite. Rio Marina Isola d'Elba, Italia.



F.77. Fayalite su ossidiana. Coso Hot Springs, Inyo County, California, USA.



F.78. Farmacolite in aggregati aciculari. GiftGrube, St. Marie aux Mines, Alsace, Francia.



F.79. Fluorite blu su quarzo. Cavnic mine, Romania.



F.80. Fluorite blu. Weardale mining district, North Pennines County, Durham, England.



F.81. Fluorite blu. Mina La Viesca Siero, Asturias, Spagna.



F.82. Fluorite verde con pirite. Marocco.



F.83. Fluorite cubica blu su matrice. Fluorite cubica blu su matrice. Arbala, Marocco.



F.84. Fluorite cubica blu. Denton mine, Hardin County, Illinois, USA.



F.85. Fluorite cubica celeste. Mina Emilio, Caravia, Spagna.



F.86. Fluorite cubica violacea su quarzo. Yaogangxian mine, Chenzhou, Hunan, Cina.



F.87. Fluorite su quarzo. Cavnic mine, Romania.



F.88. Fluorite. Berbes mining area, Ribadesella, Asturias, Spagna (Roma Mineral Show 2007).



F.89. Galena con calcopirite. Krushev Dol mine, Madan, Rhodope Mts, Smolyan Oblast, Bulgaria.



F.90. Galena. Krushev dol mine, Madan, Rhodope Mts, Smolyan Oblast, Bulgaria.



F.91. Gesso "dei tubi". Lardarello, Toscana, Italia.



F.92. Gesso aciculare. Rudna, Polonia.



F.93. Gesso in cristalli con inclusioni di bitume. Miniera Cozzodisi, Casteltermini, Agrigento, Italia.



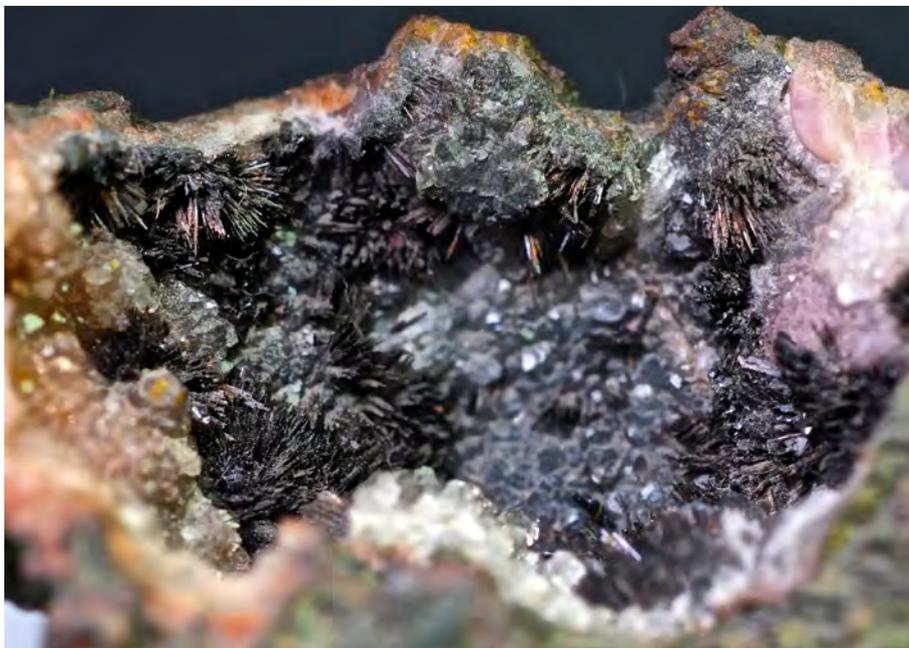
F.94. Gesso geminato. Red River, Floodway Winnipeg, Manitoba, Canada.



F.95. Gesso. Cozzodisi, Casteltermini, Agrigento, Sicilia, Italia, (Museo La Specola, Firenze 2013).



F.96. Goethite su quarzo ametista. Messico.



F.97. Goethite su quarzo. Quarzazate, Marocco.



F.98. Granato almandino su micascisto. Liguria, Italia.



F.99. Granato andradite varietà demantoide. Shogun near Jiroft, Kerman Province, Iran.



F.100. Granato andradite varietà melanite. Mali.



F.101. Granato spessartina. Wushan mine, Tongbei, Yunxiao city, Zhangzhou Prefecture, Fujian Province, Cina.



F.102. Halite in cristalli. Miniera di Slanic Prahova, Romania.



F.103. Stalattite di halite. Miniera di Slanic Prahova, Romania.



F.104. Figura di guerriero dace su parete della miniera. Miniera di Slanic Prahova, Romania.



F.105. Figura di soldato romano su parete della miniera. Miniera di Slanic Prahova, Romania.



F.106. Heulandite. Pune District, Maharashtra State, India.



F.107. Joaquinite associata a neptunite. San Benito Gem mine, California USA.



F.108. Lazurite su marmo con pirite. Sar-e Sang, Kokscha valley, Badakhshan District, Afghanistan.



F.109. Leucite icositetraedrica con melanite. Parco Chigi, Ariccia, Roma, Italia.



F.110. Malachite. Mashamba West mine, Kolzezi Distr. Katanga Province, Repubblica Democratica Congo, (Museo La Specola, Firenze 2013).



F.111. Malachite botroidale. Mashamba West mine, Kolzezi District, Katanga Province, Repubblica Democratica Congo.



F.112. Martite (ematite pseudomorfa dopo magnetite). Payun Matru volcano, Malargue Dept., Mendoza, Argentina.



F.113. Mercurio nativo. Almanden, Spagna.



F.114. Mesolite. USA (British Natural History, London 2006).



F.115. Microclino varietà amazzonite. Florissant, Colorado, USA (Natural History Museum, New York 2013).



F.116. Mocaite. Madagascar.



F.117. Molibdenite su quarzo. Molly Hill mine, La Motte Quebec, Canada.



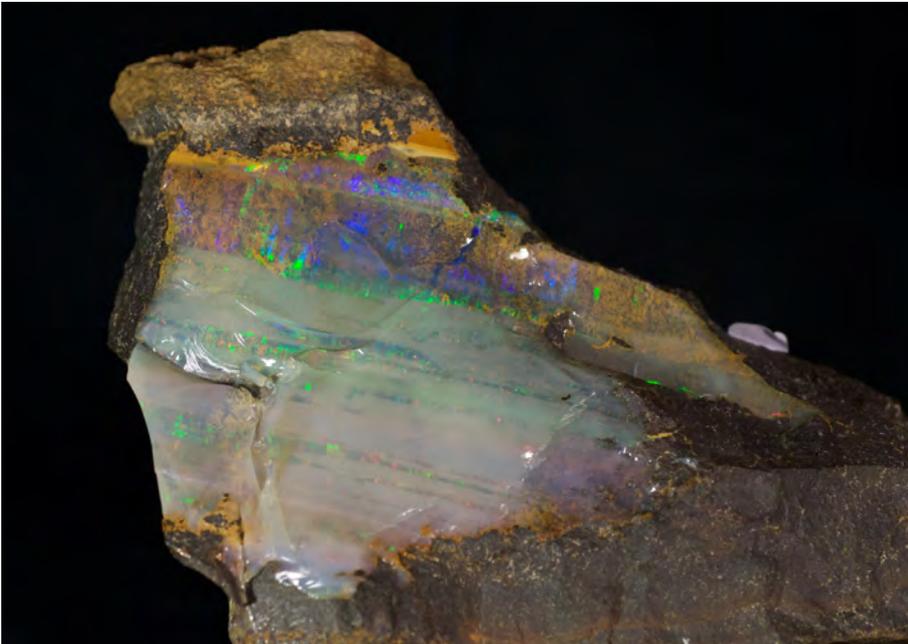
F.118. Okenite e prehnite Pune district, Maharashtra State, India.



F.119. Opale spalmature su roccia. Australia.



F.120. Opale belemnite opalizzata Coober Pedy, Australia.



F.121. Opale. Andamoka, Queensland, Australia.



F.122. Oro nativo su matrice. Roata mine, Baia Sprie, Romania.



F.123. Oro. Località sconosciuta (British Natural History Museum, London 2006).



F.124. Oro. Harvard mine, Jamestown, Tuolumne County, California, USA (Natural History Museum, New York 2013).



F.125. Orpimento. Quiruvilca mine, Quiruvilca District, Santiago de Chuco Province, La Libertad Dept., Perù.



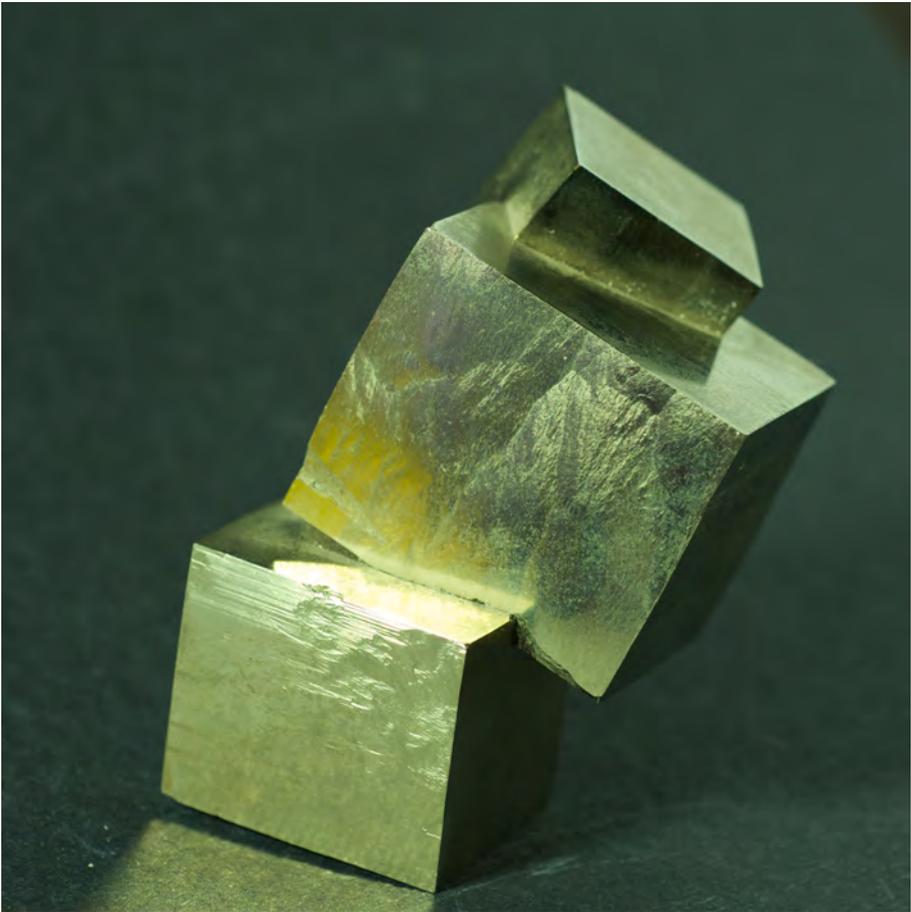
F.126. Ortoclasio. Perù.



F.127. Pirite con barite. Casapalca Mine, Casapalca, Huarochiri Province, Perù.



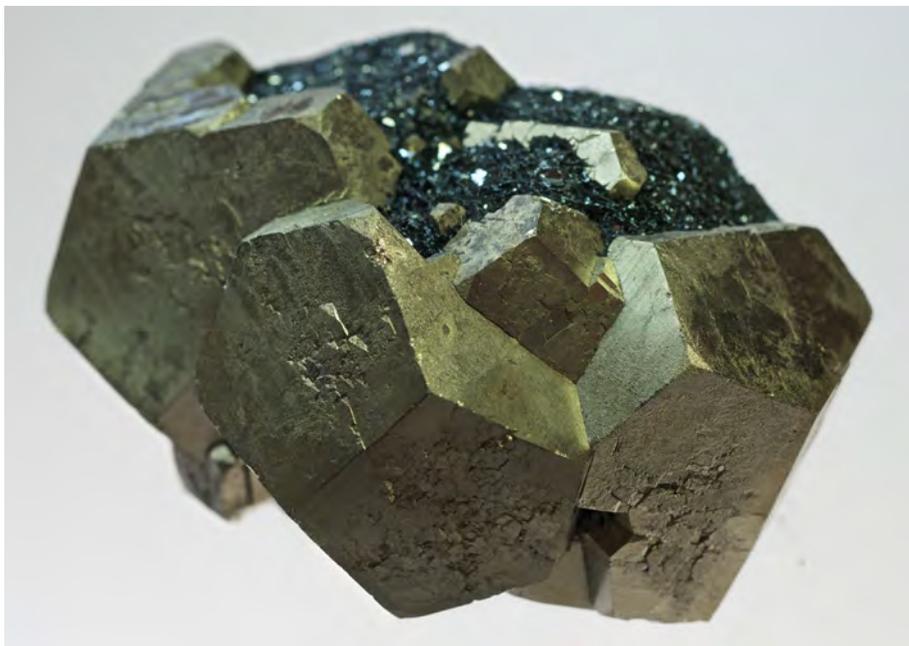
F.128. Pirite cubica su ematite. Cavnic mine, Romania.



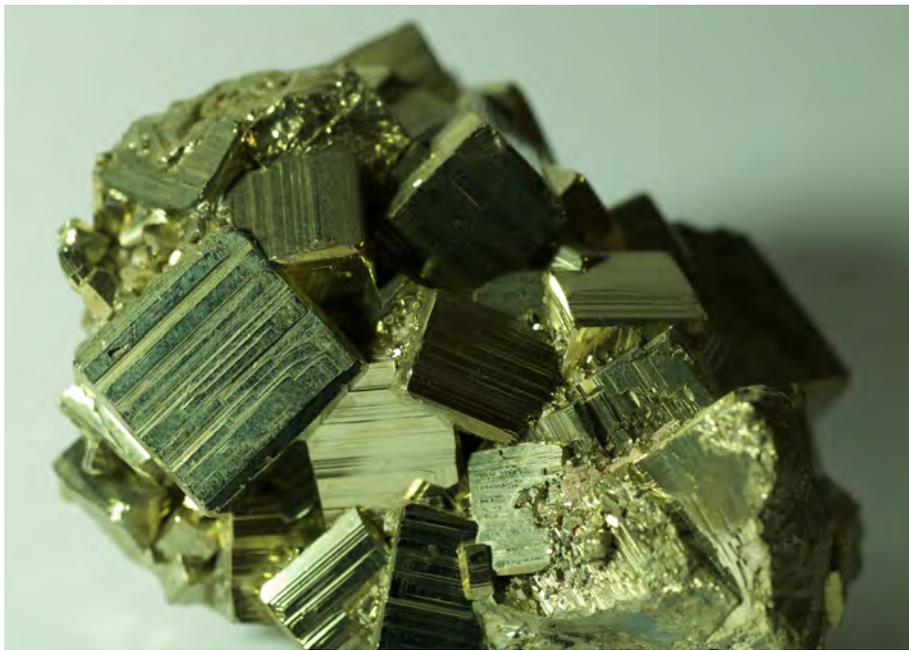
F.129. Pirite cubica. Navajun, La Rioja, Spagna.



F.130. Pirite cubica su marna talcosa. Navajun, La Rioja, Spagna.



F.131. Pirite piritoedrica su ematite. Monte Giove, Rio Marina, Isola d'Elba, Italia.



F.132. Pirite cubica. Località sconosciuta.



F.133. Pirite. Huanzala mine, Huallanca District, Huanuco Province, Perù.



F.134. Pirite. Virtuosus Lady mine, Bukland Monachorum, Devon, England (British Natural History Museum, London 2006).



F.135. Piromorfite. Daoping mine, Gongheng, County Guilin, Prefecture Guangxi, Province Zhuang AR, Cina.



F.136. Prehnite. Pune district, Maharashtra Stat, India.



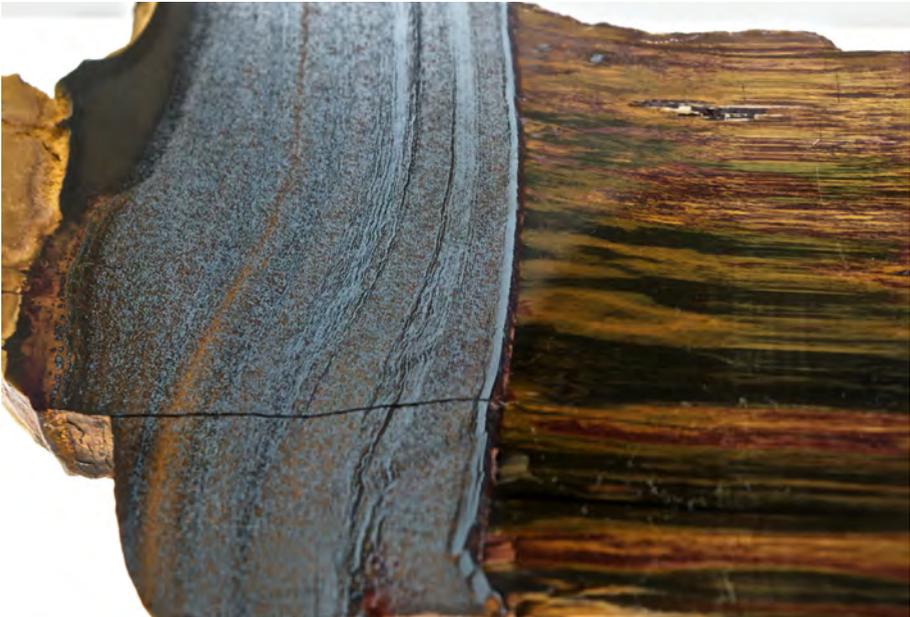
F.137. Quarzo citrino. Rieder Nobel Ried, Amsteg, Svizzera (British Natural History Museum, London 2006).



F.138. Quarzo ametista. Minas Gerais, Brasile.



F.139. Quarzo rutilato. Località sconosciuta.



F.140. Quarzo varietà occhio di tigre "Marra Mamba". Mount Brockman, Hammersley Range, Pibara region, Great Dividing Range, West Australia.



F.141. Quarzo varietà occhio di tigre "Marra Mamba". Mount Brockman, Hammersley Range, Pibara region, Great Dividing Range, West Australia.



F.142. Quarzo varietà occhio di tigre "Marra Mamba". Mount Brockman, Hammersley Range, Pibara region, Great Dividing Range, West Australia.



F.143. Quarzo con calcopirite e sferite. Chihuahua mine, Perù.



F.144. Quarzo, calcopirite e pirite. Trepca mine, Kosovo.



F.145. Quarzo ametista con calcite pseudomorfa. Minas Gerais, Brasile.



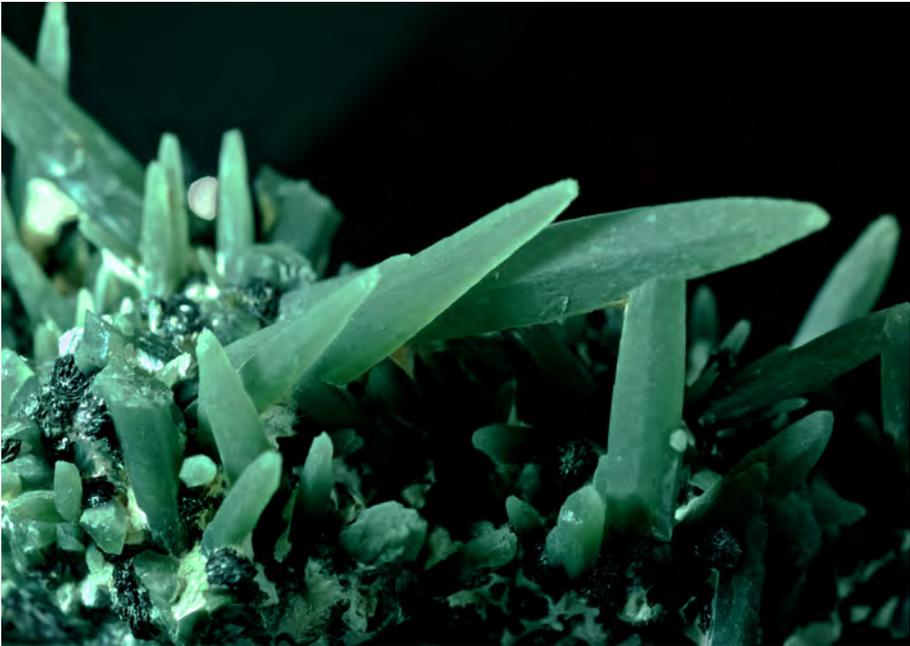
F.146. Quarzo con clorite e titanite. Ankogel Elschesattel, Mallnitz, Austria.



F.147. Quarzo scettro in drusa. Coromandel, North Isle, New Zealand.



F.148. Quarzo morione. San Gottardo, Italia.



F.149. Quarzo prasio. Serifos, Isole Cicladi, Grecia.



F.150. Quarzo con granato spessartina. Wushan spessartine mine, Tongbei, Yunxiao City, Zhangzhou Prefecture, Fujian, Cina.



F.151. Quarzo con accrescimenti secondari. Cavnic mine, Romania.



F.152. Quarzo "diamante" Herkimer. Middleville, New York, USA.



F.153. Quarzo con acqua. Ankazobe, Antananarivo Province, Madagascar.



F.154. Quarzo "phantom". Minas Gerais, Brasile.



F.155. Quarzo con rutilo. Lassacher Kees, Ankogel, Mallnitz, Austria.



F.156. Quarzo "faden & gwindler". Waziristan, Pakistan.



F.157. Quarzo con dolomite secondaria. Cavnic mine, Romania.



F.158. Quarzo ialino aghiforme in drusa. Val Formazza, Italia.



F.159. Quarzo a tramoggia. Khan District, Waziristan, Pakistan.



F.160. Quarzo ametista. Muqur District, Ghazni Province, Afghanistan.



F.161. Quarzo ametista. Madagascar.



F.162. Quarzo con geminazione del Giappone. La Flor del Perú mine, Castrovirreyna Province, Huancavelica, Perú.



F.163. Quarzo con geminazione del Giappone. La Flor del Perú mine, Castrovirreyna Province, Huancavelica, Perù.



F.164. Quarzo con geminazione del Giappone. La Flor del Perú mine, Castrovirreyna Province, Huancavelica, Perù.



F.165. Quarzo ghiaccio. Località sconosciuta.



F.166. Quarzo con ematite. Sichuan Province, Cina.



F.167. Quarzo rosso. Campostella, Spagna.



F.168. Quarzo scettro. Oberaarhorn (N), Grimsel Kanton, Berna, Svizzera.



F.169. Quarzo con apofillite. Henan, Province, Cina.



F.170. Quarzo nero biterminato. Reggio Emilia, Italia.



F.171. Silica glass (tectite 30 ma). Sahara libico, Libia.



F.172. Quarzo con inclusi sabbiosi nella parte bassa. Yasin, Gilgit, Pakistan.



F.173. Quarzo cristalli compenetrati. Alkuri, Pakistan.



F.174. Quarzo a becco di flauto. Quarzo a becco di flauto. Nepal.



F.175. Quarzo ametista. Las Vigas, Vera Cruz, Messico.



F.176. Quarzo punte con inclusioni. Minas Gerais, Brasile.



F.177. Quarzo cristalli a scettro in drusa. Chihuahua mine, Messico.



F.178. Quarzo con jamesonite e calcopirite. Yaogangxian, wolfram mine, Yiazhang, Hunan, Cina.



F.179. Quarzo su marmo. Carrara, Italia.



F.180. Quarzo scetto. Pakistan.



F.181. Quarzo geminato del Giappone. MACLE Mundo Nuevo Conchos La Libertad, Perù.



F.182. Quarzo biterminato con inclusi di actinolite. Monte Bianco, Italia.



F.183. Quarzo con pirite. Cavnic mine, Romania.



F.184. Quarzo fumè su ortoclasio. Wushan spessartine mine, Tongbei, Yunxiao city, Zhangzhou Prefecture, Fujian Province, Cina.



F.185. Quarzo faden e gwindler. Kyazz, Gilgit, Pakistan.



F.186. Quarzo faden geminato del Giappone. Kyazz, Gilgit, Pakistan.



F.187. Quarzo a tramoggia. Torri, Pistoia, Italia.



F.188. Quarzo, pirite, calcopirite, galena e sfalerite. Căvnic mine, Romania.



F.189. Quarzo in cristalli compenetrati. Căvnic mine, Romania.



F.190. Quarzo pseudomorfo su calcite. Cavnic mine, Romania.



F.191. Quarzo pseudomorfo su calcite. Cavnic mine, Romania.



F.192. Quarzo geminato Giappone con incrostazioni di manganese. Washington Camp, Patagonia Mts, Arizona, USA.



F.193. Quarzo ametista con rutilo. Rio Grande do Soul, Bahia, Brasile.



F.194. Quarzo ametista. Cerro de la Concordia, Piedra Parada, Municipio de Tatatila, Vera Cruz, Messico.



F.195. Quarzo e topazio. Shengus, Skardu, Pakistan (Roma Mineral Show 2006).



F.196. Quarzo fumè destro. Bassin de Talèfre, Monte Bianco, Francia.



F.197. Quarzo. Località sconosciuta (Smithsonian Museum, Washington 2003).



F.198. Rame nativo. Penisola di Keweenaw, Michigan, USA.



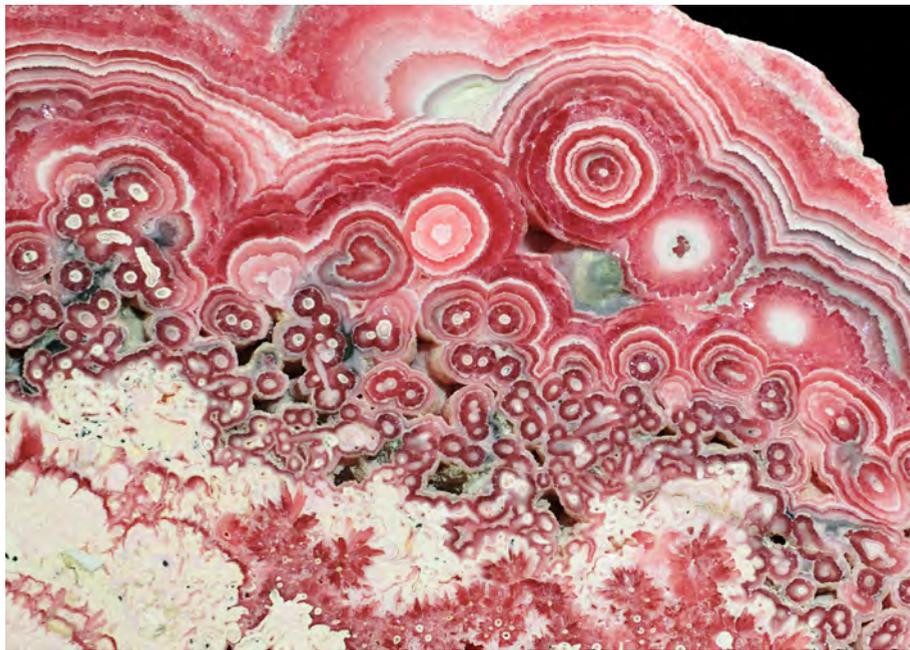
F.199. Realgar in cristallo su matrice. Baia Sprie, Romania.



F.200. Realgar. Sasso di Furbara, Italia.



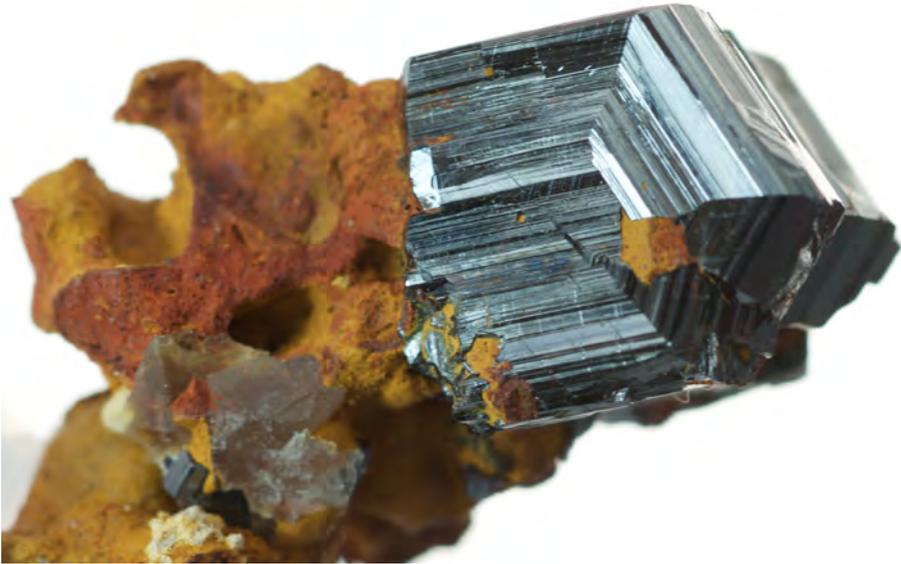
F.201. Rodocrosite. Wuzhov Prefecture, Guangxi Zhuang Autonomous Region, Cina.



F.202. Rodrosite. Argentina (Roma Mineral Show 2016).



F.203. Rutilo varietà sagenite su ematite. Novo Horizonte, Bahia, Brasile.



F.204. Rutilo geminato ciclico. Kipushi, Repubblica Democratica del Congo.



F.205. Rutilo in epitassia su ematite. Mwinilunga, NW Province, Zambia.



F.206. Scheelite. Pingwu beryl mine, Huya township, Mt Xuebaoding, Pingwu Co., Mianyang Prefecture, Sichuan Province, Cina.



F.207. Scolecite. Pune district, Maharashtra State, India.



F.208. Sfalerite e calcopirite. Krushev dol mine, Madan, Rhodope Mts, Smolyan Oblast, Bulgaria.



F.209. Siderolite varietà ottaedrite con figure di Widmanstatten. Svezia.



F.210. Skutterudite varietà smaltite. Marocco.



F.211. Lazurite. Località sconosciuta.



F.212. Spodumene varietà kunzite. Resplendor, Minas Gerais, Brasile (Museo La Specola, Firenze 2013).



F.213. Stauroilite geminata a croce retta. Località sconosciuta.



F.214. Stibnite con fluorite e valentinite su calcedonio. Khadamzhaj Perm, Russia.



F.215. Stibnite. Baia Sprie, Romania.



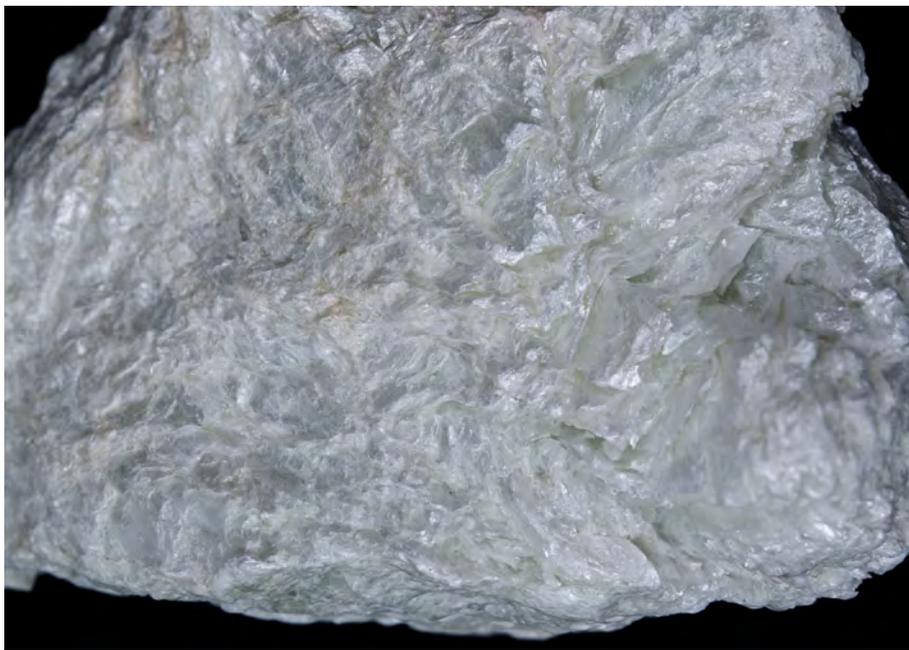
F.216. Stibnite aciculare con barite. Baia Sprie, Romania.



F.217. Stilbite rosa. Nashik, Maharashtra State, India.



F.218. Stilbite rosa a clessidra. Pune district, Maharashtra State, India.



F.219. Talco. Prali, Val Germanesca, Torino, Italia.



F.220. Topazio con brookite. Thomas Range, USA.



F.221. Tormalina varetà schorl su quarzo rosa. Isola d'Elba, Italia.



F.222. Tormalina policroma. Stak Nala, Haramosh Mts, Skardu District, Baltisan, Gilgit, Pakistan.



F.223. Tormalina varietà rubellite su quarzo rosa. Brasile.



F.224. Turchese globulare. Russia.



F.225. Ulexite "tv stone". Death Valley, California, USA.



F.226. Vanadinite. Marocco.



F.227. Vanadinite. Madagascar.



F.228. Wolframite su quarzo. Baia Sprie, Romania.



F.229. Wulfenite. Toussit, Marocco.



F.230. Zirconio su biotite e albite. Seiland, Norvegia.



F.231. Zoisite varetà tanzanite. Merelani Hills, Lelatema Mts, Simanjiro District, Manajara, Tanzania (Roma Mineral Show 2019).



F.232. Zolfo da solfatara. Geysir Land, Rotorua, New Zealand.



F.233. Zolfo in matrice bituminosa. Miniera Cozzodisi, Casteltermini, Agrigento, Italia.



F.234. Zolfo in cristalli. Sicilia, Italia.



F.235. Zolfo in matrice bituminosa. Miniera Cozzodisi, Casteltermini, Agrigento, Italia (Roma Mineral Show 2017).

COLLANA MATERIALI E DOCUMENTI

Per informazioni sui precedenti volumi in collana, consultare il sito:
www.editricesapienza.it

60. CNDSS 2019
Atti della IV Conferenza Nazionale delle Dottorande e dei Dottorandi
in Scienze Sociali
*a cura di Giovanni Brancato, Gabriella D'Ambrosio, Erika De Marchis, Raffaella Gallo,
Melissa Stolfi, Marta Tedesco*
61. INDUSTRIA, ITALIA
Ce la faremo se saremo intraprendenti
a cura di Riccardo Gallo
62. Sistema bibliotecario Sapienza 2012-2020
a cura di Giovanni Solimine ed Ezio Tarantino
63. «Scrivere le cose d'Italia»
Storici e storie d'Italia tra umanesimo e controriforma
Elena Valeri
64. Lezioni di radiologia pediatrica
Mario Roggini
65. Il fascino dei minerali
Un mondo di forme e colori
Claudio Gambelli

L'idea di questo lavoro è nata dalla volontà di organizzare e sistemare la collezione di minerali dell'Autore e di preparare un semplice catalogo fotografico ragionato, arricchito con riferimenti di carattere generale sul sistema di classificazione e sulle principali caratteristiche dei minerali.

Nel corso di stesura del catalogo, però, è stato deciso di ampliare il lavoro trattando elementi di cristallografia e di crescita dei cristalli per meglio apprezzare il loro multiforme aspetto esteriore. I minerali, infatti, possono assumere forme geometriche regolari o sproporzionate, presentare facce caratterizzate da asperità, irregolarità, gradini, rientranze e cristallizzare con un'ampia variabilità morfologica rispetto ad altri. Per inquadrare, poi, l'affascinante mondo dei minerali nell'ambito delle Scienze della Terra, sono stati trattati i processi genetici di minerali e rocce nonché i principali giacimenti minerari, visti sotto l'ottica della geodinamica terrestre, di cui sono riportati alcuni elementi essenziali.

Il volume è stato strutturato in due parti principali.

La prima parte descrive i principi generali delle varie discipline che afferiscono al mondo dei minerali arricchita di figure e tabelle e comprende anche la descrizione sistematica di oltre 260 specie mineralogiche. Le discipline trattate riguardano la cristallografia, la mineralogia, i processi petrologici, la geodinamica terrestre e la giacimentologia.

La seconda parte è corredata di una raccolta di fotografie a colori di minerali, scattate dall'Autore, ad eccezione della foto della Grotta dei Cristalli di Naica di Paolo Petrignani, la cui pubblicazione è stata gentilmente concessa dall'Associazione *La Venta Esplorazioni*.

Claudio Gambelli, nato a Roma, geologo e ingegnere minerario, ha svolto la propria attività professionale in Italia e all'estero nell'ambito delle Opere Civili, occupandosi in particolare di progettazione e costruzione di grandi opere ferroviarie in sotterraneo. Appassionato di minerali e fotografia, una volta in pensione, ha voluto coniugare questi due interessi scrivendo il presente libro che ne rappresenta la sintesi.

ISBN 978-88-9377-163-4



9 788893 771634

