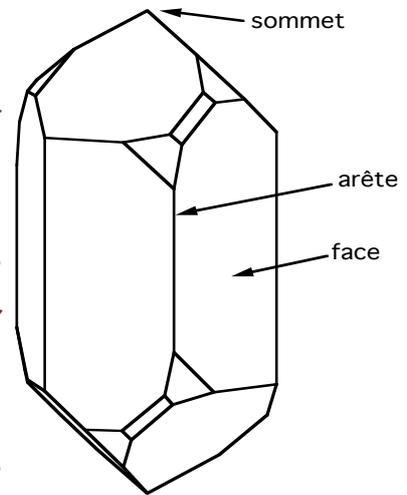


# Aspect et propriétés des minéraux

(Extrait de «Introduction à la cristallographie»)

Les minéraux ne présentent que rarement les belles formes cristallines. Ce sont le plus souvent des grains informes (surtout lorsqu'ils apparaissent comme éléments constitutifs des roches), des masses mamelonnées, feuilletées, des stalactites, des encroûtements, etc... On réserve donc le nom de cristal à ceux qui montrent une forme cristalline sur laquelle on distingue des faces, des arêtes et des sommets.



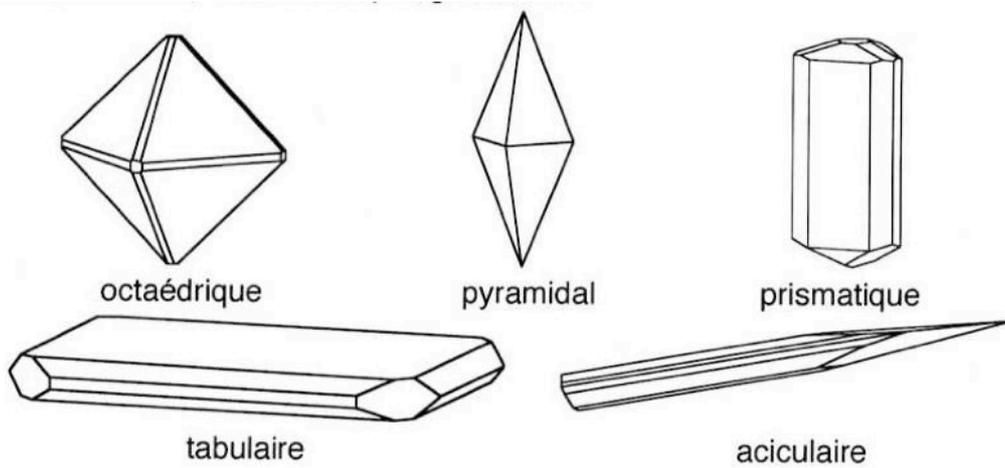
Toutefois, même si la plupart des minéraux ne montrent pas de formes cristallines bien développées, ils présentent tout de même un certain nombre de caractères **organoleptiques**<sup>1</sup> et des propriétés physiques qui permettent de les décrire. Les propriétés chimiques, physiques, optiques et cristallographiques ne sont pas discernables directement par les organes des sens et il faut recourir à des instruments de mesure pour les déterminer. L'aspect extérieur des minéraux, directement observable à l'oeil, dépend globalement de l'ensemble de ces propriétés mais ne permet en aucune manière de les définir, tant la variabilité de leur aspect est grand d'un gisement à l'autre pour une même espèce minérale. Aussi, dans les lignes qui vont suivre, nous décrirons tout d'abord les aspects extérieurs des minéraux puis leurs propriétés physiques tout en faisant ressortir les liens qui relient ces deux entités

## Habitus

L'habitus décrit les différentes formes, propres à chaque minéral. Pour décrire ces particularités on utilise divers qualificatifs précisant la forme cristalline, un aplatissement ou un allongement. On parle alors d'habitus octaédrique, pyramidal, prismatique ou encore d'habitus isométrique, allongé, prismatique, aciculaire, tabulaire, etc...

---

<sup>1</sup> Perceptible par les sens



*Quelques adjectifs utilisés pour qualifier un habitus*

*Les minéraux ne sont isométriques que s'ils appartiennent au système cubique. Ceux des autres systèmes cristallins montrent souvent un aplatissement ou un allongement dans une direction préférentielle. Il est intéressant de noter que, structuralement, la tendance à l'allongement d'un minéral correspond à une direction d'aplatissement de sa maille élémentaire. De même une maille allongée provoque l'aplatissement du minéral. En effet, nous avons vu précédemment que la fréquence d'apparition d'une face dépendait de la densité réticulaire du plan correspondant. Les faces les plus développées sont donc celles auxquelles correspondent les plans de plus grande densité réticulaire. Ces derniers sont caractérisés aussi par des distances réticulaires plus grandes. Une maille élémentaire allongée va provoquer un développement plus marqué des faces normales à cet allongement. Le tableau ci-dessous illustre de phénomène.*

*Habitus de quelques minéraux en fonction des dimensions de leur maille élémentaire.*

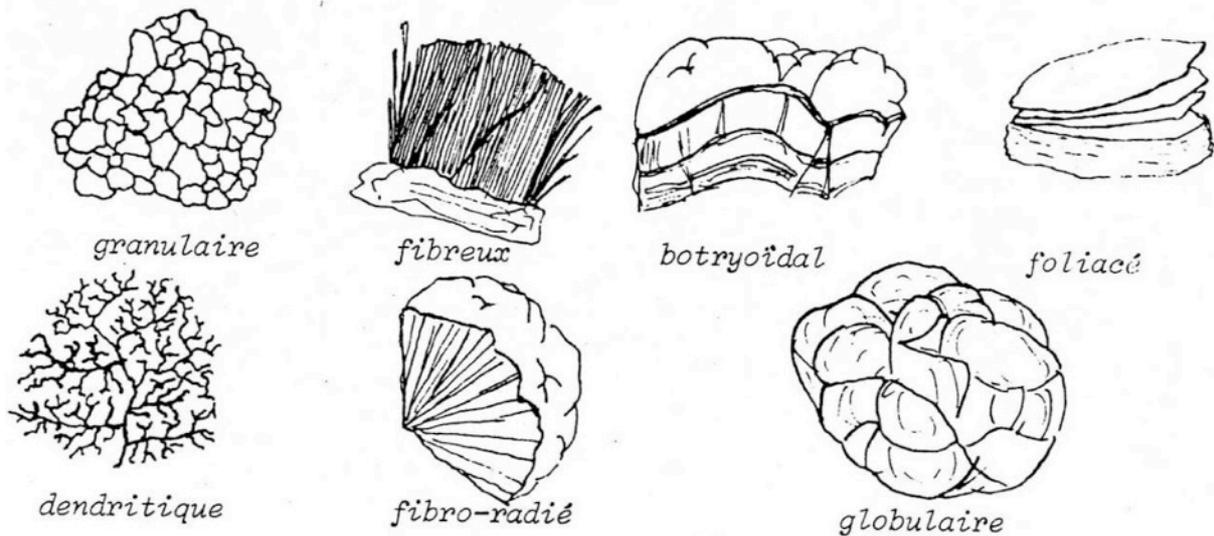
<i>minéral</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>aspect</i>
<i>tourmaline</i>	15.8		7.1	<i>prismatique selon c</i>
<i>actinote</i>	9.84	18.1	5.28	<i>aciculaire selon c</i>
<i>rutile</i>	4.59		2.98	<i>allongé selon c</i>
<i>muscovite</i>	5.19	9.03	20.05	<i>aplatis selon c</i>
<i>hématite</i>	5.04		13.78	<i>tabulaire selon c</i>
<i>gypse</i>	5.68	15.18	6.29	<i>aplatis selon b</i>

*Il est intéressant aussi de souligner qu'une même espèce minérale peut apparaître avec des habitus différents suivant les conditions de pressions et de températures dans lesquelles elle s'est formée ou sous l'influence d'une*

très légère modification de sa composition chimique. Ainsi le béryl qui forme des prismes hexagonaux allongés lorsqu'il est vert (variété émeraude), ne donne plus que des prismes trapus lorsqu'il est rose (variété morganite) et devient franchement tabulaire lorsqu'il est incolore (variété goshenite).

## Groupement de minéraux

Lorsque les minéraux sont groupés, on leur attribue à leur façon de s'associer des qualificatifs évocateurs : massif, granulaire, fibreux, fibro-radié, foliacé, dendritique, stalactitique, globulaire...



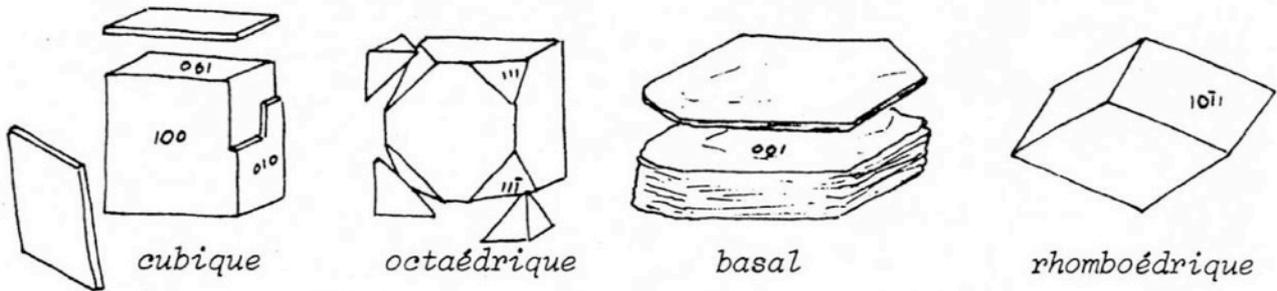
Quelques adjectifs qui qualifient les habitus de groupement de minéraux

## Clivage

De nombreux minéraux présentent la propriété de se débiter selon des plans précis lorsqu'on exerce sur eux une pression mécanique. Ce phénomène est particulièrement bien marqué pour les cristaux de calcite qui se débitent en rhomboèdres et pour les micas qui se débitent en feuillets. Les plans de clivage correspondent, au niveau de la structure, à des directions de liaison faible entre les atomes. Comme les propriétés physiques sont aussi soumises aux lois de la symétrie, une direction de plan de clivage unique ne peut exister que dans des minéraux à basse symétrie

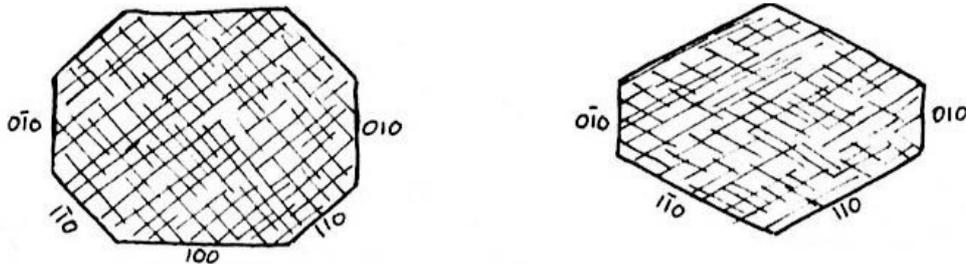
Dans les autres cas, ils sont obligatoirement répétés par les éléments de symétrie du minéral. Ainsi on pourra observer un clivage cubique, octaédrique, rhomboédrique etc... Un clivage est dit **facile** ou **difficile** selon le degré de l'effort mécanique qu'il a fallu exercer pour l'obtenir.

On parle aussi de **clivage parfait** si la surface obtenue est bien lisse et réfléchissante comme un miroir. Il est dit **imparfait** lorsque le plan obtenu ne réfléchit qu'imparfaitement un signal lumineux.



Quelques adjectifs utilisés pour définir divers types de clivages

L'examen des plans de clivage est parfois important pour le diagnostic d'une espèce minérale. Par exemple, la distinction entre les minéraux des importantes familles des pyroxènes et des amphiboles peut se faire en examinant l'angle dièdre que forme les clivages {110} : environ 90° chez les pyroxènes contre 120° chez les amphiboles.

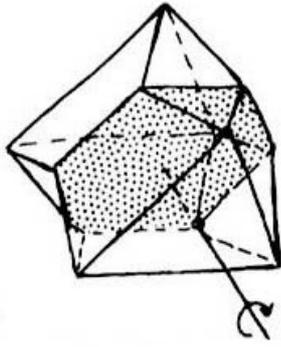


Section prismatique d'un pyroxène    Section prismatique d'une amphibole

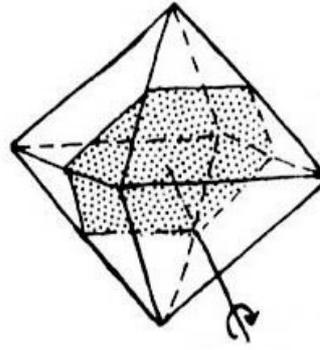
Distinction des pyroxènes et des amphiboles par l'angle des clivages

## Les macles

Le plus souvent, les agrégats de cristaux d'une même espèce cristalline s'agencent entre eux d'une manière quelconque. Parfois cependant, on observe des cristaux qui font penser à des "frères siamois" : deux par deux, ils sont soudés l'un à l'autre avec une orientation mutuelle qui est toujours la même. On parle de cristaux maclés. Une étude plus attentive permet de déterminer les **lois de macle**, qui décrivent du point de vue géométrique l'orientation mutuelle des deux individus. Les cristaux sont soit accolés par un plan commun, le plan de macle, soit interpénétrés. Dans le cas de la macle du spinelle, on peut facilement identifier le **plan de macle**, le plan commun, et un opérateur de symétrie, l'axe de macle qui, dans le cas présent, est un axe binaire perpendiculaire au plan. Un des individus a donc effectué une rotation de 180° autour de l'axe de macle. Le plan de macle est un plan de symétrie de la macle.



aspect des individus maclés

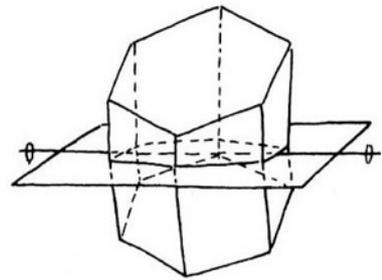


reconstitution de l'octaèdre par rotation

Loi de macle du rutile. On distingue le plan de macle et l'axe de macle.

Il faut remarquer que le plan de macle ne peut pas être un plan de symétrie du cristal et que l'axe de macle ne doit pas être un axe binaire.

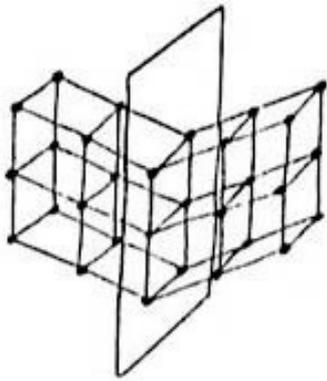
La macle de la péricline, fréquente chez les plagioclases, montre un axe de macle situé non plus perpendiculairement au plan de macle, mais contenu dans celui-ci. Le plan d'accolement n'est plus le plan de symétrie de la macle. Il fait partie de la zone parallèle à  $[010]$  mais ne correspond à aucune face du cristal.



Macle dite "de la péricline" : l'axe de macle est parallèle au plan de macle.

Lorsqu'on étudie attentivement les lois de macles on distingue trois types distincts :

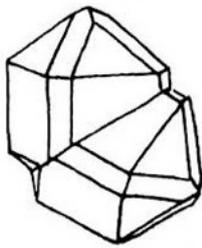
1. **L'hémitropie normale** : l'axe de macle est normal à une face possible du cristal qui devient le plan de macle. Ce dernier est aussi le plan d'association.
2. **L'hémitropie parallèle** : l'axe de macle est une arête possible du cristal (axe de zone). Il est situé dans le plan d'accolement des individus maclés. Ce dernier n'est pas forcément une face possible du cristal
3. **Les macles complexes** : l'axe de macle est normale à une arête possible du cristal. Il est situé dans le plan d'accolement.



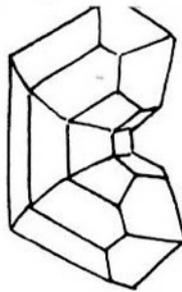
*L'hémitropie normale est le cas le plus fréquent. Les deux autres cas sont beaucoup plus rares. Du point de vue structural, les réseaux bipériodiques déterminés par les noeuds des deux surfaces d'accolement (une par individu), doivent coïncider à leur contact.*

*Coïncidence des noeuds sur le plan commun d'individus maclés.*

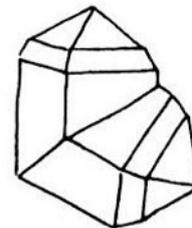
*Les macles sont fréquentes et leur reconnaissance est une aide utile pour l'identification des minéraux. On leur a attribué des noms évocateurs tirés soit du gisement où elles ont été décrites pour la première fois, soit de la forme à laquelle elles font penser : macle de Carlsbad, macle en genou, macle en fer de lance, macle en croix etc... La macle en genou concerne trois minéraux quadratiques, la cassitérite, le rutile et le zircon. Le plan de macle est (011) et il s'agit d'une hémitropie normale.*



*cassitérite*



*rutile*



*zircon*

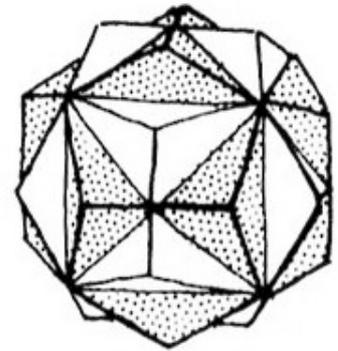
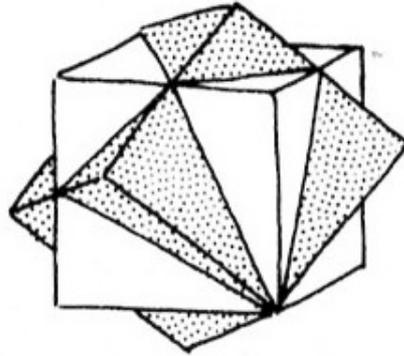
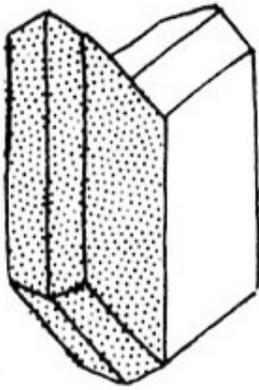
*La macle dite "en genou". Le rutile peut présenter plusieurs individus successifs.*

*Il est très rare de rencontrer un groupe maclé complet. Par contre, on trouve souvent des fragments de minéraux sur lesquels on peut reconnaître la présence d'une macle. L'exemple le plus frappant est celui de la cassitérite sur laquelle on voit un angle rentrant, seul témoin évident de la présence d'une macle. C'est le fameux "bec d'étain".*

*Souvent les individus s'interpénètrent et il n'est plus possible de reconnaître un plan d'accolement. La fluorine, par exemple, montre des cubes interpénétrés avec un axe de macle confondu avec un des axes de symétrie ternaires. De même on trouve deux dodécaèdres pentagonaux de pyrite parfaitement interpénétrés. L'axe de macle est un des axes binaires et la rotation est de 90°.*

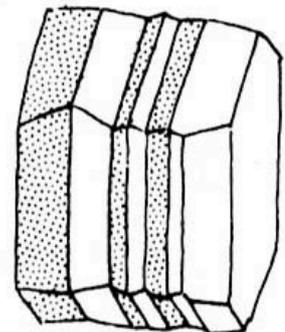
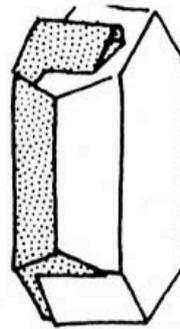
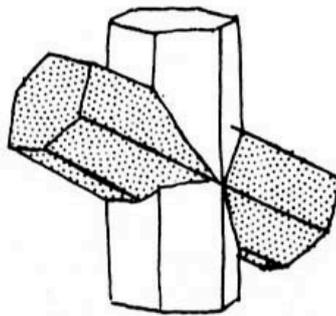
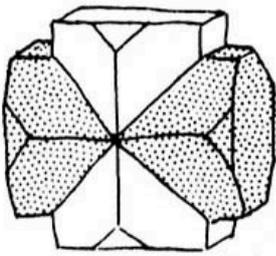
Dans le cas de la staurotide on a deux macles "en croix" possibles. Les 2 plans de macles possibles sont parallèles soit à  $\{032\}$ , soit à  $\{232\}$ . L'orthose montre fréquemment la macle de Carlsbad : les deux individus interpénétrés sont accolés par un plan irrégulier parallèle à  $(010)$ , l'axe de macle étant  $[001]$ .

On a parfois, en particulier dans les feldspaths, des **macles multiples** comportant plus de deux individus. Si on observe toute une série d'individus maclés, parallèles les uns aux autres, répétant alternativement la même loi, on parle de **macle polysynthétique**. L'albite montre de pareilles macles. Il s'agit d'une hémitropie parallèle dont l'axe de macle est  $[001]$ .



Gypse, macle en fer de lance    Fluorine, interpénétration

Pyrite, interpénétration

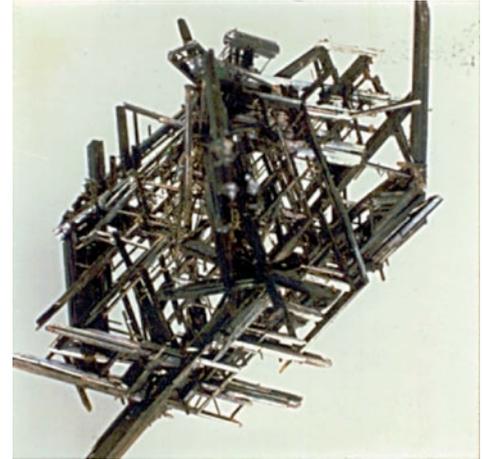


Staurotide, deux sortes de macles en croix

Orthose, macle par interpénétration

Plagioclase, macles multiples

Dans certains cas on observe un réseau de nombreux individus orientés les uns par rapport aux autres selon une loi géométrique bien précise. Le rutile,  $\text{TiO}_2$ , en est l'exemple le plus frappant : on peut rencontrer ce minéral sous forme d'un réseau serré d'aiguilles entrelacées dans un même plan, parallèles à 3 directions orientées à  $120^\circ$  l'une de l'autre. C'est Horace-Bénédict de Saussure qui a décrit le premier cette association. Il l'a baptisée sagénite, du latin *sagena*, la grille.



Sagenite : cas particulier de rutile maclé

Il arrive, beaucoup plus rarement, que deux espèces minérales différentes s'associent selon une loi géométrique bien définie. Une telle association porte le nom d'épitaixie. Une des plus connues est l'association du Rutile ( $\text{TiO}_2$ ) et de l'hématite ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). La face (110) du rutile est en contact avec la face (0001) de l'hématite.

### Les macles du quartz

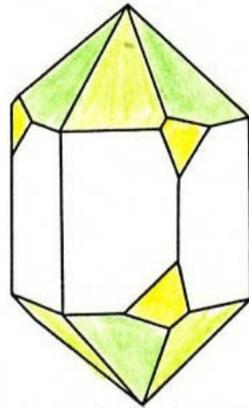
Les cristaux de quartz sont très fréquemment maclés mais, paradoxalement, les macles courantes sont difficiles à observer car les cristaux jumelés sont complètement interpénétrés et ce n'est que la répétition insolite de certaines faces spécifiques (le trapézoèdre, par exemple) qui permet de déceler la présence d'une macle. Les macles les plus fréquentes sont celles dites "du Dauphiné" où un des individus a effectué une rotation de  $180^\circ$  autour de l'axe vertical, ainsi que celle "du Brésil" où l'un des individus est répété par réflexion sur un plan vertical. Mais la plus connue et la plus facile à observer, (bien qu'elle soit rare) est la macle du Japon (ou de la Gardette) constituée de deux individus ayant une face prismatique commune et dont les axes du prisme forment un angle de  $84^\circ$ .

La macle du Dauphiné est la plus fréquente. Elle n'est décelable qu'en présence des faces du trapézoèdre. L'axe vertical se transforme alors en un axe sénéaire.

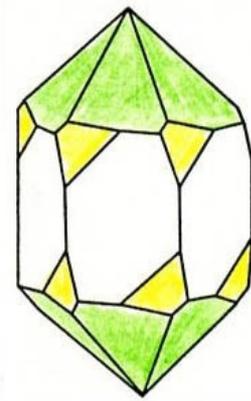


Cristal gauche

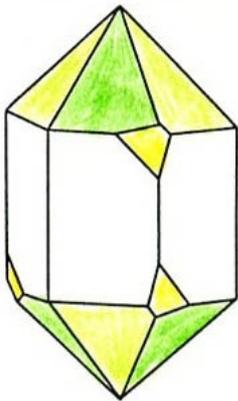
+

second cristal gauche ayant tourné  
de 180° autour de l'axe vertical

=

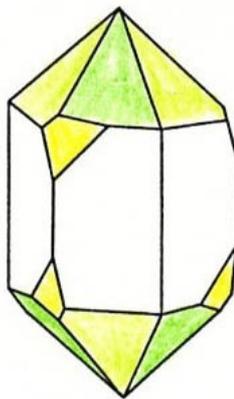
cristal maclé selon  
la loi du Dauphiné.  
Un axe sénnaire apparaît

*La macle du Brésil est moins fréquente que la précédente. Elle n'est décelable qu'en présence des faces du trapézoèdre. La symétrie nouvelle fait apparaître des plans de symétrie verticaux.*

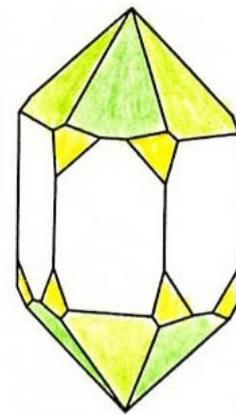


Cristal droit

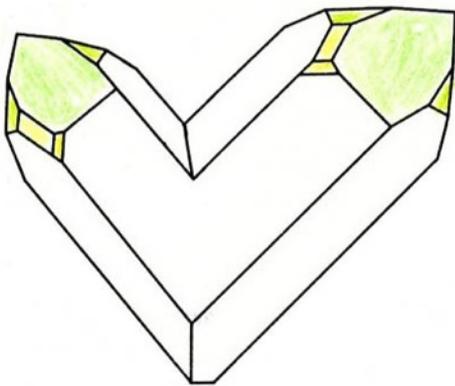
+

cristal devenu gauche par  
réflexion sur un miroir vertical

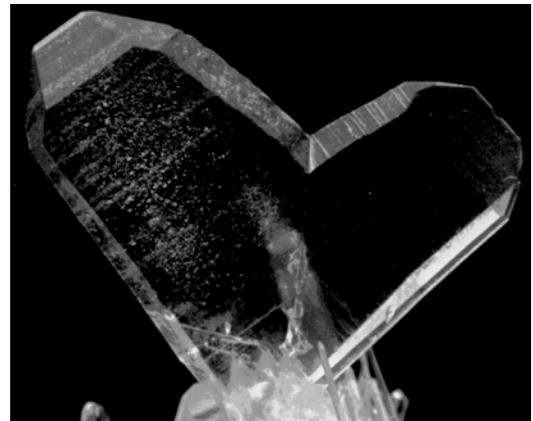
=

cristal maclé selon la loi dite  
"du Brésil". Apparition de trois  
plans de symétries verticaux.

*La macle du Japon est très rare mais elle est immédiatement reconnaissable. Les deux individus ont une face prismatique commune et les axes des prismes font entre eux un angle de 84°33'.*

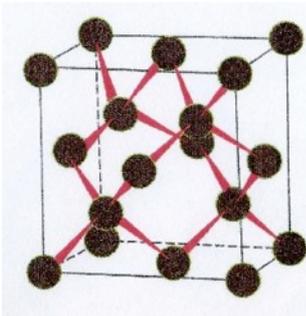


Macle du Japon

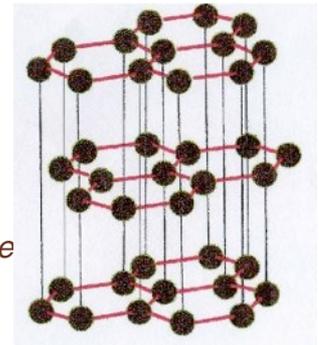


## Le polymorphisme

Pour une même composition chimique on observe parfois des structures cristallines différentes : c'est le polymorphisme. L'exemple le plus frappant est celui du carbone qui, suivant la façon dont les atomes sont arrangés, peut donner des minéraux aussi différents que le diamant et le graphite. Pour un même composé chimique ce sont les conditions de cristallisation qui déterminent l'apparition d'une structure plutôt qu'une autre. Pour cristalliser dans sa forme cubique, le diamant a besoin d'une pression énorme alors qu'à faible pression c'est la structure du graphite qui apparaît.



structure du diamant



structure du graphite

Un autre exemple bien connu est celui du carbonate de calcium  $\text{CaCO}_3$  qui cristallise le plus souvent dans le système rhomboédrique sous forme de calcite, plus rarement dans le système orthorhombique : l'aragonite. A ce propos, notons un phénomène assez curieux : les coquilles des oeufs des oiseaux sont en calcite, celles des reptiles en aragonite !

L'oxyde de titane  $\text{TiO}_2$  cristallise habituellement sous forme de rutile, quadratique. Mais on peut le trouver également sous forme d'anatase, également quadratique mais avec des paramètres différents, ou encore sous forme de brookite, orthorhombique.

Certaines formes sont instables. La marcassite ( $\text{FeS}_2$ ), orthorhombique, se forme dans des conditions particulières à basse température. Elle se transforme rapidement en pyrite (cubique) si on la chauffe. Cette opération n'est pas réversible.

Par contre le quartz (rhomboédrique), forme stable de la silice à température ordinaire, se transforme en tridymite orthorhombique si on le chauffe au dessus de  $867^\circ$ , puis en cristobalite au dessus de  $1470^\circ$ . Ces transformations sont réversibles si le refroidissement n'est pas trop rapide.

## L'isomorphisme

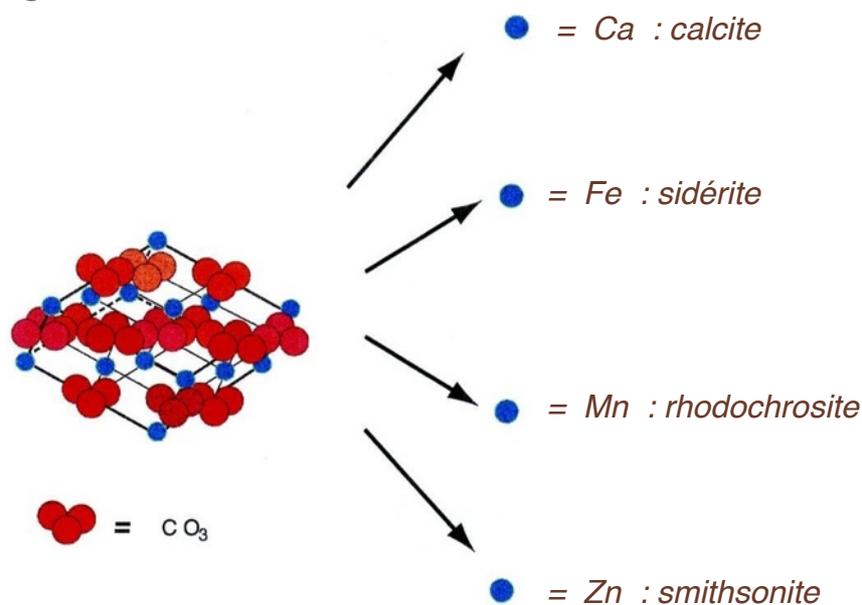
C'est la propriété que présentent certains composés chimiques différents de cristalliser dans une même structure. Les compositions chimiques sont généralement analogues et les constantes cristallographiques sont très

proches, L'exemple le plus connu est celui des carbonates. Certains cristallisent dans le système rhomboédrique, d'autres dans le système orthorhombique. Voici ces deux séries :

Série rhomboédrique			Série orthorhombique		
Minéral	Chim.	rayon cation	Minéral	Chim.	rayon cation
magnésite	Mg CO <sub>3</sub>	0.66	aragonite	Ca CO <sub>3</sub>	0.99
sidérite	Fe CO <sub>3</sub>	0.74	strontianite	Sr CO <sub>3</sub>	1.12
rhodochrosite	Mn CO <sub>3</sub>	0.80	whitérite	Ba CO <sub>3</sub>	1.34
smithsonite	Zn CO <sub>3</sub>	0.74	cérusite	Pb CO <sub>3</sub>	1.20
calcite	Ca CO <sub>3</sub>	0.99			

Nous avons déjà comparé la structure de la calcite à un assemblage cubique compact déformé ( $\Rightarrow$  rhomboédrique) des radicaux CO<sub>3</sub> avec les ions Ca logés dans les interstices octaédriques. Les structures de la magnésite, la sidérite, la rhodochrosite et la smithsonite sont obtenues par substitution de cation bivalent Ca, par Mg, Fe, Mn ou Zn.

Les autres cations bivalents (Sr, Ba, Pb) sont trop volumineux pour entrer dans cette structure. Elle se déforme alors et se transforme en une structure hexagonale compacte déformée ( $\Rightarrow$  orthorhombique) dont les cations occupent toujours les interstices octaédriques. Ca CO<sub>3</sub>. L'ion Ca, qui possède un rayon proche de la limite, peut cristalliser dans l'une ou l'autre structure (calcite ou aragonite) suivant les conditions de formation du minéral.

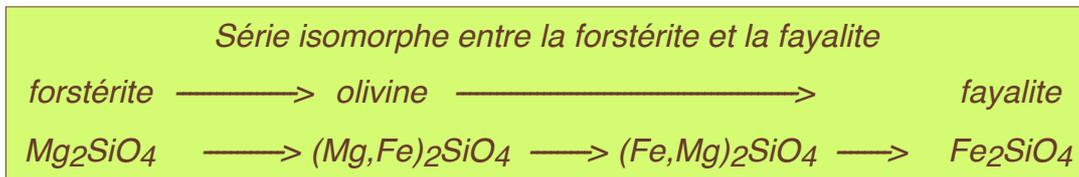


Structure des carbonates rhomboédriques : les groupes CO<sub>3</sub> forment entre eux une structure pseudo-cubique compacte.

## Les séries isomorphes

On peut élargir cette notion d'isomorphisme à celle de série isomorphe. Parmi les carbonates rhomboédriques, on remarque que les deux cations, Fe et Mg, peuvent se remplacer indifféremment, c'est à dire qu'on peut avoir un carbonate avec n'importe quelle proportion Fe/Mg. On pourrait écrire la formule  $(Fe,Mg)CO_3$ . On dit alors que la magnésite et la sidérite forment ensemble une série isomorphe complète.

Ces deux cations (Fe, Mg), très proches par leur taille et leur structure électronique, peuvent se remplacer dans plusieurs séries isomorphes. On connaît bien la série des péridots,  $(Fe,Mg)_2SiO_4$ , dont les termes extrêmes sont la fayalite (Fe) et la forstérite (Mg), le terme intermédiaire le plus connu étant l'olivine.



D'autres séries sont incomplètes, où il n'existe qu'un seul terme intermédiaire comme la dolomite  $CaMg(CO_3)_2$ , renfermant Ca et Mg en proportions égales.

La série isomorphe la plus connue est celle des plagioclases dont les termes extrêmes sont l'albite  $NaAlSi_3O_8$ , et l'anorthite  $CaAl_2Si_2O_8$ . Cette série est intéressante car il s'agit du remplacement d'un cation monovalent par un autre bivalent. Cela est rendu possible par la substitution progressive d'atomes de Si par Al, dans le tétraèdre  $SiO_4$ .

Les plagioclases (ou feldspaths calco-sodiques)					
albite	oligoclase	andésine	labrador	Bytownite	anorthite
0-10% an	10-30% an	30-50% an	50-70% an	70-90% an	90-100% an
$NaAlSi_3O_8$ → $CaAl_2Si_2O_8$					
————— diminution de la teneur en silice —————→					
Les plagioclases proches de l'albite se trouvent dans les roches riches en silice, ceux proches de l'anorthite caractérisent les roches pauvres en silice.					

## Les minéraux ne sont pas toujours bien dans leur peau

Certains minéraux présentent parfois des formes étrangères à leur propre symétrie. Ce sont des **pseudomorphoses**. Elles sont dues à la transformation chimique d'une espèce minérale en une autre, sans modification de sa forme extérieure. L'ancienne forme joue en quelque sorte le rôle d'un moule à l'intérieur duquel la transformation s'est effectuée. Des cubes de pyrite,  $\text{FeS}_2$  peuvent, par exemple, s'oxyder en goethite,  $\text{FeO(OH)}$  tout en conservant la forme originelle du cube.

Pseudomorphoses classiques	
minéral nouveau	minéral remplacé
quartz	calcite, fluorine, asbeste, talc
goethite	pyrite, sidérite, magnétite
malachite	cuprite, azurite
pyromorphite	galène
talc	quartz

On peut rapprocher ce phénomène de celui de la fossilisation : une ammonite pyritisée peut être considérée comme de la pyrite qui a "emprunté" la forme d'une ammonite. Un cas intéressant est celui de la variété de silice connue sous le nom d'œil-de-tigre qui est le résultat de la silicification plus ou moins complète de la crocidolite, une amiante bleue : c'est du quartz qui a conservé la structure fibreuse de l'amiante. Suivant le degré d'oxydation, les résidus ferreux qui subsistent encore, confèrent à l'œil-de-tigre des teintes brun à jaune doré avec des zones bleuâtres pour les parties les moins oxydées.



Ammonite pyritisée



Talc, pseudomorphose de quartz

## **L'anisotropie**

*L'état cristallin se distingue de l'état amorphe (verre, certains plastiques) par l'anisotropie qui affecte la plupart de ses propriétés physiques. En clair, cela signifie que les propriétés sont différentes suivant la direction dans laquelle on les considère. L'aspect le plus évident de cette anisotropie est la vitesse de croissance des faces d'un cristal. Si la vitesse de croissance était identique dans toutes les directions, on aboutirait à la formation de sphères! C'est justement la variation discontinue de la vitesse de croissance d'un minéral selon la direction qui est responsable de la forme des cristaux.*

*Le degré d'anisotropie des propriétés physiques est différent d'une espèce minérale à l'autre. Il dépend étroitement de leur structure et de leur symétrie. Les minéraux appartenant au système cubique font exception à cette règle : la plupart de leurs propriétés physiques sont isotropes.*

## **Aspect des faces**

*Les faces des cristaux ne sont pas toujours parfaitement planes et brillantes. Elles peuvent être aussi mates, rugueuses, striées. Elles peuvent même présenter une apparence courbe due à une croissance en gradins. L'aspect des faces peut parfois nous renseigner sur la symétrie du cristal. Par exemple, les faces des cubes de pyrite sont souvent striées parallèlement aux arêtes. Cela indique que les axes de symétrie perpendiculaires aux faces de ce cube ne sont pas des axes d'ordre 4, mais seulement des axes binaires !*

## **Les inclusions**

*Lorsqu'un minéral se forme relativement rapidement (dans le cas des pegmatites, par exemple), la croissance n'est pas toujours uniforme, et de nombreuses inclusions viennent voiler la limpidité des cristaux. Ce sont souvent de minuscules inclusions liquides, solides ou gazeuses qui sont les reliques des éléments nourriciers qui ont assuré la croissance du minéral et qui sont restées emprisonnées dans le cristal. Les inclusions sont souvent mixtes, gouttelette renfermant une bulle de gaz avec parfois même un petit cristal libre, isolé dans le liquide. On parle alors d'inclusion à une, à deux ou à trois phases.*

*Dans d'autres cas, un minéral en voie de formation a simplement inclus des cristaux qui existaient déjà auparavant. L'exemple le plus connu est celui des aiguilles de rutile qu'on trouve fréquemment dans le quartz.*

*Aiguilles de rutile dans un cristal de quartz*

## Le poids spécifique

C'est le poids d'une unité de volume. On l'exprime en grammes par centimètre cube [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ]. Quant à la densité d'un minéral, c'est le rapport de son poids spécifique à celui de l'eau. Les deux valeurs sont les mêmes, à ceci près que la densité est exprimée par un nombre sans unité. Il est utile de savoir qu'en anglais, "specific gravity" correspond à notre définition de la densité !

Le poids spécifique d'un minéral dépend directement de sa composition chimique et de sa structure. Il correspond au poids de tous les atomes contenus dans la maille élémentaire, divisé par le volume de celle-ci. Par exemple, pour les divers polymorphes de la silice on observe les poids spécifiques suivants :

minéral	P.sp.	minéral	P.sp.
trydimite	2.26	quartz	2.65
crystalite	2.32	coesite	2.93

Les atomes sont donc plus serrés à l'intérieur de la coesite qu'à l'intérieur de la trydimite. Cela fait apparaître la notion de coefficient de remplissage P.I. (en anglais packing index) :

$$\text{Packing index} = \frac{\text{volume des ions}}{\text{volume de la maille}} \times 10$$

Pour les formes polymorphes de  $\text{TiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ , nous obtenons ainsi :

		P. sp.	P.I.			P. sp.	P.I.
	rutile	4.25	6.6		disthène	3.63	7
$\text{TiO}_2$	brookite	4.14	6.4	$\text{Al}_2\text{SiO}_5$	sillimanite	3.24	6.2
	anatase	3.90	6.3		andalousite	3.15	6.0

Il est bien évident que le poids atomique des atomes constitutifs est responsable pour une grande part du poids spécifique des minéraux, comme le montre le tableau suivant :

Minéral	Chim.	P. sp.	P. A.
aragonite	$\text{CaCO}_3$	2.93	40
strontianite	$\text{SrCO}_3$	3.78	87.6
whitérine	$\text{BaCO}_3$	4.31	137.3
cérusite	$\text{PbCO}_3$	6.58	207

Il est possible de calculer le poids spécifique d'un minéral en partant du volume de la maille élémentaire et de son remplissage. Pour la halite, la maille est un cube de 5.6402 Å d'arête et elle renferme 4 atomes de Na et 4 atomes de Cl. Connaissant les poids atomiques de ces deux éléments nous calculons :

$$\text{Poids spécifique}_{\text{calc.}} = \frac{4 \times (22.9898 + 35.453)}{(5.6402 \times 10^{-8})^3 \times (6.025 \times 10^{23})} = 2.164 \text{ gr/cm}^3$$

En pratique, c'est la densité qu'on mesure en comparant le poids d'un échantillon avec le poids du volume d'eau qu'il déplace. La densité mesurée ne correspond pas toujours au poids spécifique calculé. En effet, les minéraux n'ont pas toujours la composition chimique idéale qu'on leur attribue, car il y a fréquemment de petites substitutions entre atomes du même type. La formule idéalisée de la blende est bien ZnS. Toutefois, si on effectue une analyse chimique précise on trouve presque toujours de petites quantités de Fe et de Mn qui remplacent partiellement Zn.

La densité de certains minéraux fournissent des renseignements intéressants sur leur composition chimique. La colombo-tantalite,  $(\text{Fe}, \text{Mn})_2(\text{Cb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$ , constitue une série isomorphe complète entre la columbite,  $(\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{Cb}_2\text{O}_6$ , de densité 5.20, jusqu'à la tantalite,  $(\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{Ta}_2\text{O}_6$ , de densité 7.80. L'augmentation de la densité est presque linéaire en regard de la teneur en  $\text{Ta}_2\text{O}_6$ . On peut donc connaître approximativement la proportion de tantalite dans la columbo-tantalite par la relation :

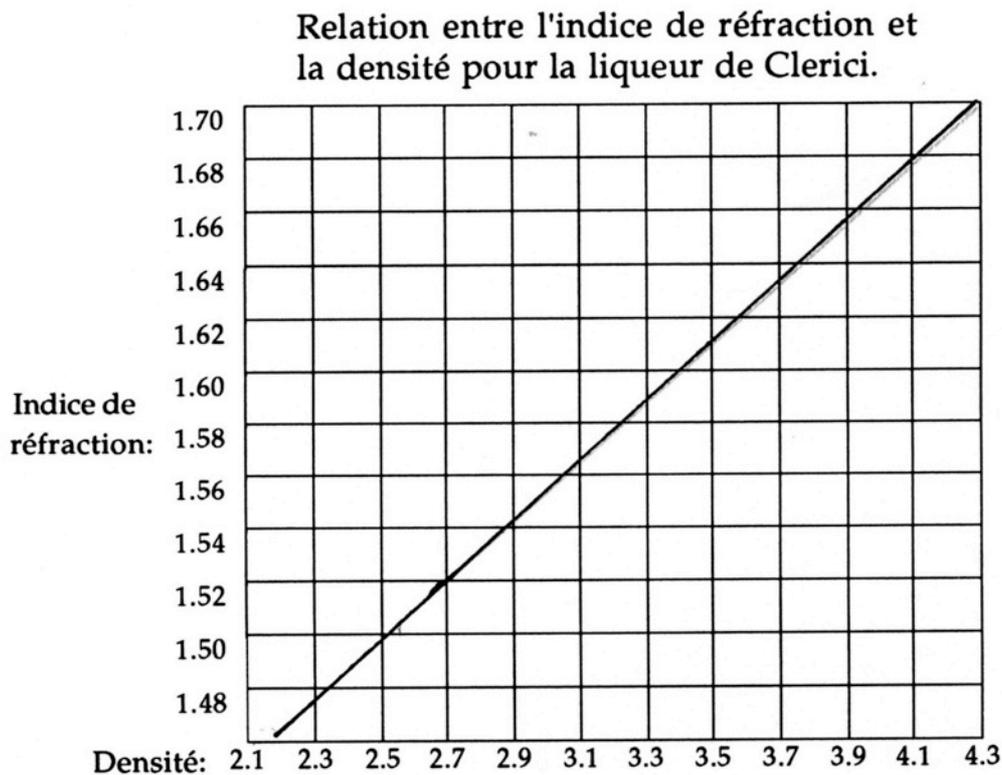
$$\% \text{ tantalite} = \frac{\text{dens. mesurée} - 5.20}{0.026}$$

La mesure de la densité n'est pas toujours aisée car il est souvent difficile d'isoler un fragment de minéral auquel n'adhère aucune impureté. Si le grain obtenu est suffisant volumineux, on utilise une balance de précision équipée d'un double plateau, le plateau inférieur étant immergé dans de l'eau. On effectue la double pesée et on calcule la densité par la relation bien connue :

$$\text{Densité} = \frac{P_{\text{air}}}{P_{\text{air}} - P_{\text{eau}}}$$

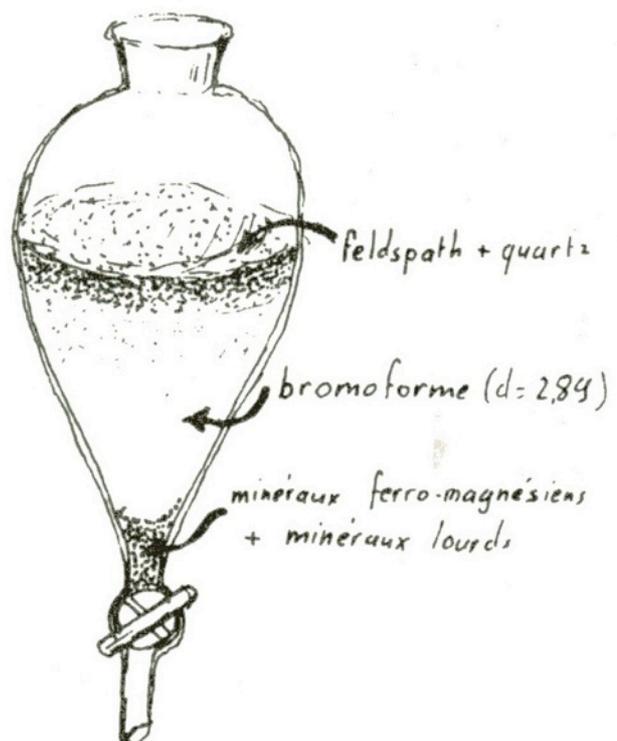
Si le grain est très petit on utilise des liqueurs denses, en particulier la liqueur de Clerici ( $d = 4.$ ) qu'on peut diluer avec de l'eau en toutes proportions. Pour cela on utilise un très petit tube à essai. On dilue lentement la liqueur avec de l'eau jusqu'au moment où le grain ni ne flotte, ni ne sombre, mais reste immobile au milieu du mélange. Le mélange

possède alors la même densité que l'échantillon. Pour connaître la densité de la liqueur on utilise le fait que son indice de réfraction varie sensiblement en fonction de sa densité. On en mesure donc l'indice au moyen d'un réfractomètre et on en tire la densité à l'aide du tableau ci-dessous :



L'emploi des liqueurs denses reste limité aux densités inférieures à 4.3. Par ailleurs elles sont d'un emploi délicat en raison de leur toxicité élevée. Elles peuvent servir à séparer des fractions minérales, en particulier elles permettent de séparer les feldspaths et le quartz d'une part, des éléments ferro-magnésiens et des minéraux denses d'autre part.

Entonnoir de séparation



<i>Quelques liqueurs d'emploi courant</i>			
		<i>dens.</i>	<i>diluable dans :</i>
<i>bromoforme</i>	$\text{CHBr}_3$	2.89	<i>benzène</i>
<i>tétrabrométhane</i>	$\text{C}_2\text{H}_2\text{Br}_4$	2.96	<i>benzène</i>
<i>iodure de méthylène</i>	$\text{CH}_2\text{I}_2$	3.32	<i>toluol, benzène</i>
<i>liqueur de Clerici</i>		4.28	<i>eau</i>

## **La dureté**

*La dureté reflète la résistance de la structure cristalline à des efforts mécaniques. Pratiquement c'est la résistance à la rayure. Un minéral est dit plus dur qu'un autre minéral lorsqu'il raye ce dernier. La mesure de la dureté est empirique et se fait par comparaison avec*

<i>Echelle de dureté de Mohs</i>			
1	<i>talc</i>	6	<i>apatite</i>
2	<i>gypse</i>	7	<i>quartz</i>
3	<i>calcite</i>	8	<i>topaze</i>
4	<i>fluorine</i>	9	<i>corindon</i>
5	<i>orthose</i>	10	<i>diamant</i>

*10 minéraux de référence qui constituent l'échelle de dureté dite de Mohs. La mesure de la dureté est facile. Quand on dit que la pyrite a une dureté de 6.5, c'est qu'elle raye l'apatite mais est rayée par le quartz.*

*Cette échelle a été établie en 1822 par le minéralogiste autrichien Friedrich Mohs. Une estimation grossière de la dureté peut se faire avec une lamelle de verre ( $d \approx 5.5$ ) et l'ongle ( $d \approx 3$ ). La dureté dépend de la structure du minéral, de la taille des atomes qui le constituent, du type de liaison atomique et de la compacité de la structure. Dans la série des carbonates rhomboédriques la dureté augmente avec la diminution de la taille des cations :*

		$\varnothing$ ion	dureté
<i>calcite</i>	$\text{CaCO}_3$	0.99	3
<i>rhodochrosite</i>	$\text{MnCO}_3$	0.80	4
<i>sidérite</i>	$\text{FeCO}_3$	0.74	4 - 4.5
<i>smithsonite</i>	$\text{ZnCO}_3$	0.74	4 - 4.5
<i>magnésite</i>	$\text{MgCO}_3$	0.66	4.5



*Boîte construite par un amateur renfermant les minéraux de dureté de 2 à 9. Elle comprend aussi une plaquette de porcelaine, une plaquette de verre ( $d = 5.5$ ), un petit chalumeau et un ensemble de tiges serties de minéraux pour les duretés de 5.5 à 9.*



*Tiges serties de minéraux dont la dureté va de 5.5 à 9*

*Les polymorphes de la silice présentent une augmentation de la dureté parallèle à l'augmentation de la densité : la dureté diminue aussi considérablement lorsque les minéraux renferment des groupes hydroxyles OH ou des molécules d'eau. Un bon exemple est celui des oxydes d'aluminium.*

	dens.	dureté
tridymite	2.26	6.5
crystalite	2.32	6.5
quartz	2.65	7
coesite	2.93	7.5

		dens	dureté
corindon	$Al_2O_3$	4.0	9
diaspore	$AlO(OH)$	3.4	7
gibbsite	$Al(OH)_3$	2.4	3

## Anisotropie de dureté



Disthène

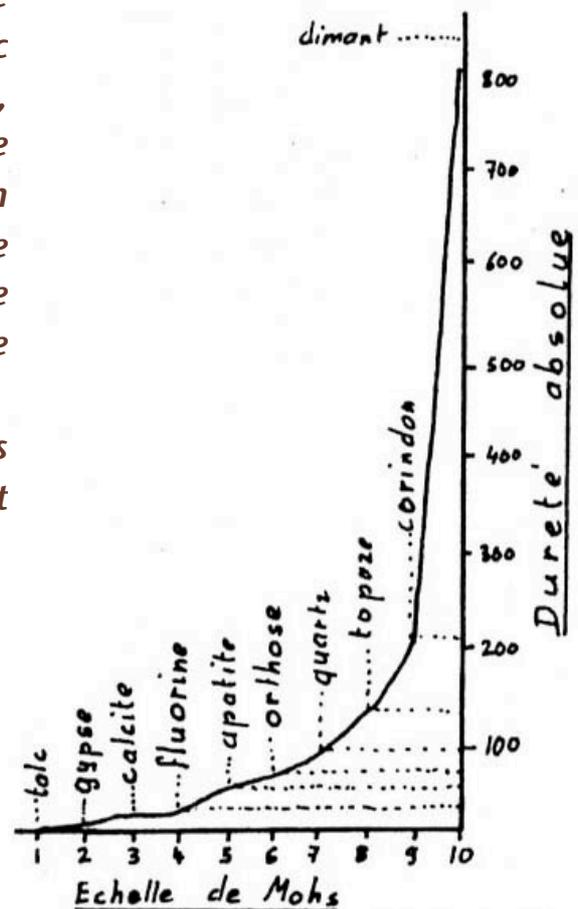
Un des seuls exemples d'anisotropie de dureté concerne le disthène. Ce minéral forme des cristaux tabulaires allongés. La dureté mesurée sur la face aplatie est de 4.5 dans le sens de l'allongement, et de 7 dans la direction perpendiculaire à celui-ci.

## Dureté relative, dureté absolue

On peut mesurer la dureté d'une manière quantitative plus rigoureuse qu'avec l'échelle empirique de Mohs. On mesure, par exemple, soit le diamètre de l'empreinte laissée par la pression d'un cône de diamant appliqué avec une force connue. On peut aussi mesurer la force qu'il faut appliquer pour obtenir une empreinte de dimension constante.

On constate que les duretés absolues des minéraux choisis par Mohs augmentent selon une progression géométrique.

Relation entre l'échelle de Mohs et une échelle absolue.



## La fusibilité

C'est la plus ou moins grande facilité que présentent les minéraux à fondre sous l'effet de l'élévation de la température. Il est difficile de parler de point de fusion comme pour les métaux. En effet les minéraux restent souvent pâteux entre des limites de température assez grandes ou ils se décomposent avant d'atteindre l'état liquide, ou bien encore ils se transforment en une autre phase minérale.

Malgré ces considérations, les minéralogistes ont créé une échelle de fusibilité un peu arbitraire qui subdivise les minéraux en sept échelons se référant à sept minéraux de comparaison. La mesure n'est pas toujours aisée. Il faut sélectionner une fine esquille du minéral et en exposer l'extrémité la plus fine au sommet de la flamme d'un petit chalumeau.

### Echelle de fusibilité des minéraux

1 stibine	fond immédiatement à la moindre flamme dans un tube fermé (575°)
2 chalcopryrite	fond aisément au chalumeau mais difficilement sur une flamme lumineuse (bougie) ou dans un tube fermé (env. 800°).
3 almandin	fond facilement au chalumeau mais ne fond ni dans un tube fermé, ni dans une flamme lumineuse (1050°).
4 actinote	les arêtes de l'esquille fondent rapidement mais les parties plus massives fondent peu ou pas du tout.
5 orthose	les arêtes de l'esquille fondent difficilement; les parties plus massives ne sont que légèrement arrondies (1300°).
6 enstatite	seules les parties les plus aiguës des arêtes sont arrondies (env. 1400°)
7 quartz	infusible au chalumeau.

## Les propriétés optiques

Nous n'envisageons ici que l'aspect macroscopique des propriétés optiques et laissons à des ouvrages plus spécialisés l'étude de l'optique cristalline proprement dite.

## La transparence

Nous ne décrivons ici que les propriétés optiques des minéraux dont les effets sont perceptibles à l'oeil nu mais nous n'aborderons pas l'optique cristalline qui implique l'emploi de divers appareils, en particulier du microscope polarisant.

En premier lieu on distingue les minéraux transparents de ceux qui sont opaques. Les premiers se laissent traverser par la lumière alors que les seconds l'arrêtent plus ou moins complètement. La limite n'est pas franche.

La notion de transparence est subjective et dépend beaucoup de la puissance des moyens d'investigations utilisés. La plupart des minéraux constitutifs des roches sont transparents, vus en section mince (0.03 mm), sous le microscope, bien que beaucoup d'entre eux semblent opaques à l'oeil nu.

C'est parmi les sulfures et les oxydes métalliques qu'on rencontre les minéraux vraiment opaques, alors que la plupart des minéraux des autres classes sont transparents.

C'est l'absorption plus ou moins sélective de la lumière par les minéraux qui détermine leur transparence, leur opacité et leur couleur. L'indice de réfraction, associé aux diverses propriétés d'opacité et d'absorption, est responsable de l'éclat d'un minéral, c'est-à-dire son aspect plus ou moins brillant, chatoyant ou terne.

### La couleur est trompeuse

La couleur est un des caractères le plus souvent utilisés dans la description des minéraux. Il faut toutefois être très prudent dans l'utilisation de ce critère car, si beaucoup de minéraux ont une couleur propre, de nombreux autres peuvent prendre des colorations très différentes d'un gisement à l'autre. Les premiers sont dits idiochromatiques, les seconds allochromatiques.

Les minéraux idiochromatiques possèdent dans leur structure un élément chimique - dit chromatophore - directement responsable de la couleur. Ce sont Fe, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni et Cu. Le cuivre colore les minéraux en vert (malachite, diopside) ou en bleu (azurite), le manganèse en rose (rhodochrosite), le vanadium en jaune (vanadinite). La présence de Fe<sup>3+</sup> provoque une coloration jaune à rouge, alors que Fe<sup>2+</sup> colore les minéraux en bleu-vert. La présence simultanée de Fe<sup>2+</sup> et Fe<sup>3+</sup> colore les minéraux en bleu foncé à noir.

Couleur due à un élément chromatophore constitutif du minéral			
Elément	Couleur	minéral	formule chimique
Cuivre	vert	malachite	$\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$
	bleu	azurite	$\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$
	bleu-vert	turquoise	$\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Lithium	rose	rubellite	$\text{Na}(\text{Li},\text{Al})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$

Couleur due à un élément chromatophore constitutif du minéral			
Manganèse	rose rose orange	rhodonite rhodochrosite spessartine	$MnSiO_3$ $MnCO_3$ $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$
Chrome	vert	ouvarovite	$Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$

Les minéraux **allochromatiques** doivent leur coloration soit à la présence d'impuretés (éléments chromatophores) en traces infimes, soit à une déformation de leur structure sous l'effet de radiations. Comme exemple citons le corindon qui est normalement incolore. La présence de traces d'oxyde de chrome le colore en rouge (rubis) alors que des traces d'oxyde de fer et de titane lui confèrent une coloration bleue (saphir).

Couleur due à une impureté en très faible quantité				
minéral	comp. chim.	variété	couleur	Impureté
corindon	$Al_2O_3$	rubis saphir bleu saphir vert	rouge bleu vert	Cr Ti + Fe Fe''
spinelle	$MgAl_2O_4$	spinelle rouge spinelle bleu	rouge bleu	Cr Fe''
béryl	$Be_3Al_2Si_6O_{18}$	émeraude aigue-marine	vert bleu pâle	Cr Fe''

Pour des causes identiques le béryl peut être parfaitement incolore (goshénite), vert (émeraude), bleu (aigue-marine), ou rose (morganite). La coloration peut être due aussi à la présence d'inclusions solides microscopiques : quartz vert, coloré par des inclusions de chlorite.

D'autres minéraux, le quartz, la fluorine ou le zircon par exemple, montrent des teintes très variées qui disparaissent lorsqu'on les chauffe. Il ne s'agit pas de colorations dues à des impuretés mais plutôt à des dérangements dans leur structure, qui ont été provoqués par la radioactivité naturelle. Le quartz fumé devient incolore si on le chauffe. Il ne reprend plus sa couleur une fois refroidi. Par contre on peut "fumer" artificiellement un quartz incolore en l'exposant à une source de radiations ionisantes.

## La couleur du trait



Le degré de division d'un minéral en petites particules joue un rôle important sur l'apparence de sa couleur, et si on le divise finement - en poudre par exemple - sa couleur s'éclaircit. L'hématite, qui paraît gris-noir, donne une couleur rouge brunâtre lorsqu'elle est réduite en poudre. Pour observer cette coloration il suffit de frotter le minéral sur une surface

rugueuse dure. On utilise généralement une plaquette de porcelaine non vernissée sur laquelle le minéral laisse un trait coloré. La **couleur du trait** figure en bonne place dans les descriptions de minéraux.

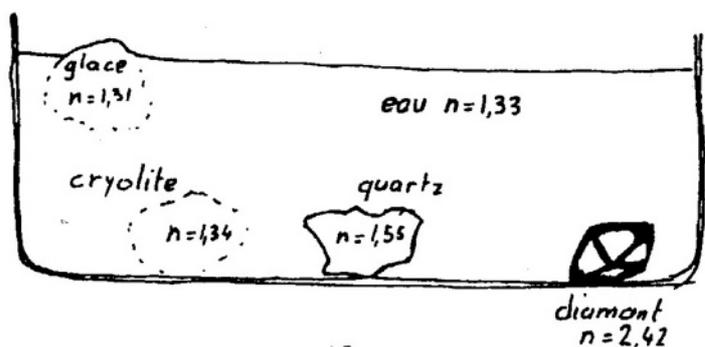
## L'indice de réfraction

L'indice de réfraction est un nombre sans unité qui exprime le rapport de la vitesse de la lumière dans l'air à celle mesurée à l'intérieur du minéral :

$$n = \frac{\text{Vitesse de la lumière dans l'air}}{\text{Vitesse de la lumière dans le minéral}}$$

Cette différence de vitesse est responsable de la déviation des rayons lumineux à la limite de séparation de deux milieux d'indices différents. Plus la différence des indices est grande, plus cette déviation est importante. C'est la déviation des rayons lumineux qui permet de distinguer un corps transparent incolore plongé dans un autre milieu transparent.

Relief apparent de divers minéraux plongés dans l'eau



Le relief d'un minéral plongé dans l'eau est d'autant plus marqué que la différence des deux indices est grande. Sur le dessin ci-dessus, on voit que la glace et la cryolite, qui ont un indice de réfraction assez proche de celui de l'eau, ne sont que peu perceptibles. Le quartz est déjà plus contrasté alors que le diamant, avec son haut indice de réfraction, est mis en évidence par un contraste élevé.

## L'éclat permet de briller

L'éclat est une appréciation quelque peu subjective qui dépend directement du pouvoir réflecteur. Ce dernier est défini comme étant la proportion de lumière réfléchie par rapport à la quantité de lumière reçue.

Pour les minéraux transparents, le pouvoir réflecteur est toujours assez faible et ne dépend que de l'indice de réfraction. Les lois qui régissent le pouvoir réflecteur des minéraux opaques sont plus complexes. Ils peuvent présenter parfois des pouvoirs réflecteurs très élevés.

$$\text{pouvoir réflecteur } R = \frac{\text{quantité de lumière réfléchie}}{\text{quantité de lumière reçue}}$$

La relation entre le pouvoir réflecteur et l'indice de réfraction vaut :

$$R = \frac{(n-1)^2}{(n+1)^2} \quad n = \text{indice de réfraction du minéral.}$$

L'éclat **gras** ou **vitreux** caractérise les minéraux transparents à faible indice de réfraction (quartz, fluorine, tourmaline), l'éclat **adamantin** caractérise les minéraux transparents à haut indice de réfraction (cassitérite, rutile, diamant).

Quant aux minéraux opaques, leur éclat est plus ou moins **métallique** suivant l'importance de leur pouvoir réflecteur.

La nature de la surface du minéral ou la présence d'inclusions microscopiques peut modifier l'éclat, et il existe toute une série de qualificatifs qui caractérisent ces aspects : résineux, laiteux, terreux, soyeux, terne, etc...

Relation ente l'éclat et l'indice de réfraction

Eclat des minéraux transparents			Eclat des minéraux opaques	
éclat	pouvoir réflecteur	indice de réfraction	éclat	pouvoir réflecteur
gras	4.8 %	1.3 à 1.5	submétallique	8 à 20 %
vitreux	6.0 %	1.5 à 1.8	métallique	20 à 50 %
subadamantin	12 %	1.8 à 2.2	supermétallique	> 50 %
adamantin	17.5 %	> 2.2		

La nature de la surface du minéral ou la présence d'inclusions microscopiques peut modifier l'éclat, et il existe une série de qualificatifs qui caractérisent ces aspects : résineux, laiteux, terreux, soyeux, terne, etc...

## La photoluminescence

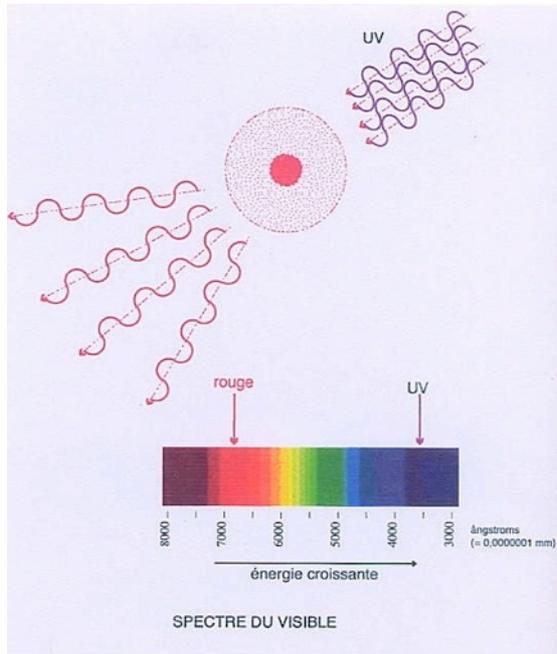


Schéma du phénomène de fluorescence

C'est l'émission de lumière que produit un minéral excité par un bombardement de photons énergétiques. La lumière émise possède toujours une longueur d'onde plus grande que celle qui provoque l'excitation. Ainsi si on irradie un minéral susceptible de **photoluminescence** avec la lumière prise dans le spectre visible, l'émission secondaire aura lieu dans l'infrarouge et ne sera pas perceptible à l'oeil. Il faut donc irradier les minéraux avec une lumière ultraviolette pour que l'émission secondaire se situe dans le spectre visible. Les minéraux sujets à ce phénomène sont

dits **luminescents**. On utilise parfois le terme de **fluorescence** dont l'étymologie vient du minéral fluorine qui présente souvent ce phénomène. Parfois même, certains minéraux émettent de la lumière quelques instants encore après l'extinction de la source excitatrice : on parle alors de **phosphorescence**. Il n'y a que très peu de minéraux qui sont toujours fluorescents : la scheelite ( $\text{CaWO}_4$ ) et la willémitte ( $\text{ZnSiO}_4$ ). Par contre beaucoup d'autres minéraux sont occasionnellement luminescents (fluorine, apatite, calcite, aragonite, zircon..). Ce sont des impuretés, dites phosphogènes, qui sont responsables de cette luminescence occasionnelle, en particulier le manganèse (Mn) et le bismuth (Bi).

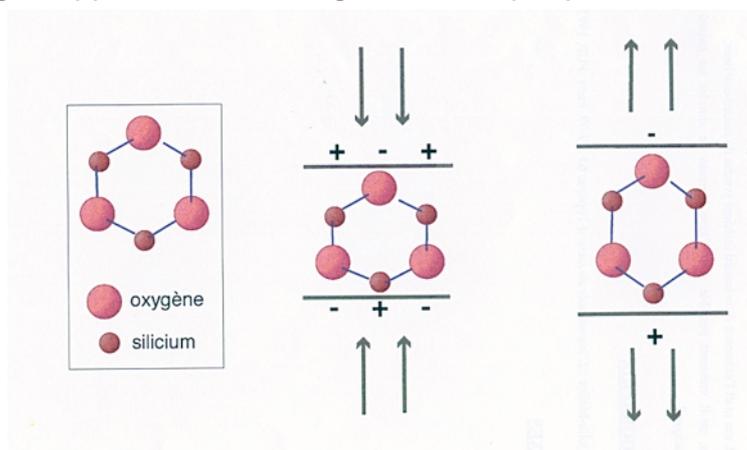
## Les propriétés électriques

Les propriétés électriques dépendent du type de liaison qui unit les atomes. Les minéraux à liaisons métalliques sont conducteurs d'électricité. Les minéraux à liaisons ioniques ou covalentes sont isolants ou montrent des propriétés de semi-conducteurs.

Les minéraux non conducteurs auxquels il manque le centre de symétrie peuvent être électrisés par chauffage (pyroélectricité) ou par compression (piézoélectricité). Les exemples les plus connus sont la tourmaline qui, chauffée, devient porteuse de charges positives à l'une de ses extrémités, négatives à l'autre, et le quartz qui laisse apparaître des charges de signes opposés sur les deux faces d'une plaquette (taillée perpendiculairement à un axe de symétrie binaire) lorsqu'on la comprime. Ce dernier phénomène est très important et il a de nombreux usages en électronique (montre à quartz par exemple).

#### La montre à quartz

La faible symétrie et l'absence d'un centre d'inversion confère au quartz des propriétés piézo-électriques. En clair cela signifie qu'une plaquette de quartz soumise à une pression mécanique voit apparaître sur chacune de ses faces des charges électriques de signe opposé. Réciproquement, l'application à chacune de ces faces de charges électriques de signe opposé, déforme légèrement la plaquette.



Si on introduit une plaquette de quartz convenablement taillée entre les électrodes d'un circuit oscillant, le quartz se met à vibrer avec une fréquence propre qu'il va imposer au circuit. La fréquence dépend des dimensions de la plaquette et de son orientation cristallographique. On l'utilise donc comme étalon de fréquence dans de nombreuses applications de l'électronique.

Dans les montres à quartz on utilise une plaquette de quartz vibrant 32'768 fois par seconde ( $= 2^{14}$  vibrations). Un circuit intégré dédouble 14 fois de suite le nombre de ces vibrations qui passe alors à une période par seconde, impulsion qui commande l'avance de l'aiguille des secondes.

## Les propriétés magnétiques

Certains minéraux sont sensibles à des champs magnétiques. Il faut toutefois des champs magnétiques assez puissants pour en percevoir les effets. C'est le cas, en particulier des minéraux renfermant du fer.

*Pratiquement il n'y a guère que deux minéraux qui sont fortement attirés par un aimant : la magnétite ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) et la pyrrhotine ( $\text{FeS}$ ).*

### ***Les propriétés chimiques***

*Sans un appareillage d'analyse complexe il n'est pas possible d'avoir une idée précise de la composition chimique d'un minéral. Il n'y a guère que la solubilité de certains minéraux dans les acides qui peut apporter quelques indications sur la classe chimique à laquelle ils appartiennent. La solubilité n'est pas toujours facile à observer. Certains minéraux ne se dissolvent que très lentement ou seulement partiellement. Ce n'est que dans le cas de quelques carbonates, en particulier la calcite, que la solubilité dans l'acide est facilement observable car la réaction entraîne le dégagement de gaz carbonique qui s'échappe de la solution en faisant effervescence.*

*Quelques rares minéraux laissent un goût sur la langue : la halite ( $\text{NaCl}$ ) ou sel de cuisine laisse un goût salé bien reconnaissable alors que la sylvine ( $\text{KCl}$ ) donne une saveur très piquante.*