

## I : INTRODUCTION

### I.1 : Définition et objet de la géologie

La Géologie est la science qui étudie la Terre. Son objet d'étude est vaste. D'abord, elle se propose de décrire et d'expliquer la constitution de la terre pour approfondir nos connaissances sur les matériaux qui la composent et répondre à nos besoins matériels. Recherches d'eau, de pétrole, prospection et exploitation des gîtes minéraux, choix des sites et fondation des barrages hydroélectriques et autres travaux d'art, protection et amélioration des sols de culture, etc. ne sont possibles que grâce aux données de la géologie.

Aujourd'hui, l'objet spécifique de la Géologie est de **reconstituer l'histoire de notre planète** et de documenter les étapes importantes de son évolution. Pour cela, l'historien de la terre qu'est le géologue doit d'abord reconstituer l'ordre de dépôt ou d'apparition des roches qui apparaissent à la surface de la terre. Pour parvenir à cette reconstitution il faut pouvoir dater ces roches. On peut distinguer deux types de datation, une datation relative et une datation absolue. La datation relative est basée sur l'étude des fossiles. La datation absolue est une méthode radiométrique qui permet de fournir un âge réel plus ou moins précis des différentes roches et des événements qu'elles matérialisent.

### I.2 : Relation de la géologie avec les autres sciences

La Géologie est un vaste domaine d'étude constitué d'un grand nombre de spécialités regroupées sous l'expression des Sciences de la Terre. Il s'agit notamment de : la minéralogie, la pétrographie, la stratigraphie, la tectonique, la paléontologie, la géodynamique, la sédimentologie, la pétrologie, la géologie appliquée. Outre son caractère pluridisciplinaire, la géologie apporte son concours à d'autres sciences ou utilise leurs résultats. Celles-ci sont nombreuses, à savoir :

- La physique du globe ou géophysique,
- La chimie appliquée aux roches ou géochimie,
- La géodésie qui étudie la forme et les dimensions de la terre,
- La pédologie qui traite des propriétés physico-chimiques des sols,
- La géographie physique ou géomorphologie qui est l'étude des formes du relief terrestre,
- L'océanographie qui est l'étude de la vie dans les océans et du milieu physique qu'ils constituent,
- Les mathématiques, l'informatique, etc.

## MINÉRALOGIE

La minéralogie est la discipline qui a pour but la description, la classification et la nomenclature des minéraux.

On appelle **minéral** (ou "espèce minérale") tout solide inorganique naturel de composition chimique strictement définie et fixe.

Pourquoi l'étude des minéraux est-elle si intéressante pour les géologues ? Tout simplement parce que les minéraux sont les matériaux constitutifs de la plupart des roches et que la classification des roches est en grande partie basée sur leur composition minéralogique. Si l'on veut pouvoir donner un nom aux roches, il est donc indispensable d'apprendre à identifier les principaux minéraux.

### Éléments de cristallographie

Les minéraux se rencontrent sous deux états physiques différents : **l'état amorphe et l'état cristallin**

**L'état amorphe** se caractérise par une disposition désordonnée des atomes, des groupes d'atomes ou des molécules constitutifs, au sein du minéral. Un exemple de minéral amorphe : l'opale, de formule chimique  $\text{SiO}_2$ , qui provient de la consolidation d'un gel colloïdal de silice.

Les minéraux amorphes sont rares (nous n'en verrons d'ailleurs pas au cours de la séance de T. P), la plupart des minéraux sont en effet à l'état cristallin.

**L'état cristallin** se caractérise par un arrangement ordonné des atomes, des groupes d'atomes ou des molécules constitutifs du minéral. Cet arrangement se répète indéfiniment et périodiquement dans les trois directions de l'espace et dessine ainsi un réseau structural tridimensionnel que l'on appelle **réseau cristallin** ou encore **réseau réticulaire**. Cet arrangement à l'échelle atomique se traduit macroscopiquement par l'édification de solides que l'on appelle des **cristaux**.

Si l'on observe le schéma d'un réseau réticulaire, on constate qu'il peut se fragmenter en une multitude de petits parallélépipèdes élémentaires, tous identiques et dont la juxtaposition par translation, suivant les trois directions de l'espace, réalise le réseau entier. Ce sont ces parallélépipèdes élémentaires, dont la taille est à l'échelle de quelques angströms ( $1 \text{ \AA} = 10^{-10} \text{ m}$ ) que l'on appelle des **mailles réticulaires** (Fig. 1).

Pour réaliser l'espace cristallin dans son intégralité, il faut que l'entassement des mailles réticulaires se fasse impérativement sans laisser de vide entre elles. Ce fait limite géométriquement la forme de ces mailles à celles de parallélépipèdes. Mais il existe le plus souvent, pour un réseau donné, plusieurs possibilités quant au choix de sa maille. Parmi ces diverses possibilités, on convient de choisir la maille se rapprochant le plus d'un parallélépipède rectangle et qui possède les arêtes les plus petites. C'est cette maille que l'on appelle la **maille élémentaire** du réseau cristallin. En fait, il n'existe que **sept mailles élémentaires** qui répondent à la condition précédente. Il s'agit des mailles : **cubique, quadratique, hexagonale, rhomboédrique, orthorhombique, monoclinique et triclinique** (Fig. 2). Chacune de ces mailles élémentaires se définit géométriquement à l'aide de six paramètres : les trois vecteurs  $a$ ,  $b$ , et  $c$  (les côtés du parallélépipède) et les trois angles  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$  (Fig. 1)

A partir de ces sept mailles élémentaires, on définit **sept systèmes cristallins** dont les noms sont les mêmes que ceux des sept mailles élémentaires. Chaque système cristallin se caractérisera, en outre, par sa "symétrie" (association d'éléments de symétrie) inhérente à la géométrie de la maille élémentaire. Le système cubique aura donc la symétrie d'un cube, le système hexagonal celle d'un hexagone... Tous les minéraux cristallins appartiennent obligatoirement à l'un de ces sept systèmes.

## Éléments de classification

Chaque minéral ayant une composition chimique donnée, on classe habituellement les minéraux en fonction de cette composition. On distingue ainsi deux grands groupes de minéraux : les minéraux silicatés (leurs formules chimiques contiennent du silicium Si) et les minéraux non silicatés (leur formules chimiques ne contiennent pas de Si).

Les minéraux silicatés représentent à eux seuls 99% du poids et du volume de l'écorce terrestre. Apprendre à les identifier est donc capital. Leur chimisme est souvent complexe et en plus du Si, on y rencontre un grand nombre d'éléments tels que Al, K, Na, Ca, Mg, Fe. Parmi les minéraux non silicatés, nous verrons, au cours de la séance de T. P. :

- des carbonates (radical  $\text{CO}_3^{--}$  dans leur formule chimique),
- des sulfates ( "  $\text{SO}_4^{--}$  " " " " )
- des sulfures (ion  $\text{S}^{--}$  " " " " )
- des chlorures ( "  $\text{Cl}^-$  " " " " )

Voici la liste des minéraux que vous aurez à identifier :

### Silicates

Quartz  $\text{SiO}_2$

Feldspath potassique  $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{K}$

Feldspath calco-sodique (ou plagioclase)  $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{Na--Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8\text{Ca}$

Micas Mica noir (ou Biotite) \*

Mica blanc ou Muscovite

Amphibole \*

Pyroxène \*

Grenat

Olivine \*

(\*) tous ces silicates contiennent du Fe et du Mg. On les qualifie pour cela de silicates ferro-magnésiens ou plus simplement de "ferro-magnésiens".

### Carbonates

Calcite  $\text{CO}_3\text{Ca}$

Dolomite  $(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$

### Sulfate

Gypse  $\text{SO}_4\text{Ca}, 2\text{H}_2\text{O}$

### Chlorures

Halite  $\text{NaCl}$

Sylvinite  $\text{KCl}$

### Sulfures

Pyrite  $\text{FeS}_2$

Galène  $\text{PbS}$

Les caractères de détermination de tous ces minéraux sont reportés dans les tableaux ci-joints.

## Éléments pour la description et la détermination des minéraux cristallins

Un minéral cristallin peut donc être considéré comme le résultat de l'accumulation suivant les trois directions de l'espace de sa maille élémentaire (Fig. 2). Cette accumulation aboutit à la formation de cristaux, qui géométriquement peuvent être décrits :

- soit comme des **solides réguliers, limités par des surfaces planes faisant entre elles des angles dièdres définis et fixes pour un minéral donné, et ayant une symétrie identique ou proche de celle du réseau cristallin** (Fig 2 a et b). Ces cristaux sont dits **automorphes** et leurs formes peuvent

être décrites comme celle de polyédres plus ou moins complexes du fait de la présence de **troncatures** (Fig. 2, d, e, f) (par exemple, un hexagone terminé par deux pyramides hexagonales, dans le cas du quartz (Fig. 3) ; un dodécaèdre (polyèdre à 12 faces), dans le cas du grenat (Fig. 3)...). Les cristaux automorphes sont relativement rares : ils correspondent soit à des minéraux qui se forment dans des conditions géologiques très particulières (cristallisation très précoce au sein d'un liquide, sans être gênés par d'autres cristaux ; développement dans des cavités de type géode...), soit à des minéraux ayant une très forte puissance de cristallisation et qui se forment en repoussant tout ce qui les entoure (c'est par exemple le cas du grenat dans les roches métamorphiques).

- soit comme des **solides irréguliers et de forme quelconque** (Fig 2c). Cela est dû, le plus souvent, au fait que ces cristaux sont tardifs et qu'ils se sont, en conséquence, développés dans un espace réduit et géométriquement défini par les cristaux plus précoces qui les entourent. On dit que ces cristaux sont **xénomorphes**.

Suivant les cas, et en relation, bien sûr, avec les variations de conditions de formation, un même minéral peut être automorphe ou xénomorphe. D'ailleurs, dans la plupart des roches magmatiques et métamorphiques que nous aurons l'occasion d'étudier, les deux types de minéraux coexistent.

Déterminer un minéral cristallin automorphe est relativement facile. En effet, pour un minéral donné, la forme des cristaux automorphes est spécifique et ne dépend que du système dans lequel il cristallise. Par exemple le quartz cristallise dans le système hexagonal ; les cristaux automorphes de quartz ont une forme d'hexagone terminé par deux pyramides hexagonales (Fig. 3) et seul le quartz présente une telle forme. Reconnaître la forme d'un cristal constitue donc un élément capital de reconnaissance du minéral. La figure 3 donne la forme des cristaux automorphes de huit minéraux silicatés très abondants dans la nature. Même quand ces minéraux ne sont pas parfaitement automorphes, ils conservent cependant une "forme globale" qui permet souvent de les identifier : forme "en paillette" des micas, par exemple ; forme "en aiguille" (aciculaire) de l'amphibole ; forme "en prisme trapu" du pyroxène ; forme "sphérique" du grenat ...

Ce critère de forme n'est malheureusement pas toujours suffisant pour faire la différence entre deux espèces minérales voisines (amphibole et pyroxène, par exemple). Et de plus, les minéraux sont souvent xénomorphes et ne présentent pas de formes cristallines. Il va donc falloir faire intervenir d'autres critères de détermination (voir tableau).

**Les clivages** : le clivage est l'aptitude pour un cristal à se débiter (se briser) préférentiellement suivant une (ou plusieurs) famille(s) de plans parallèles. Ces familles de plans de moindre résistance sont liées à la manière dont les atomes sont distribués à l'intérieur du cristal et sont donc spécifiques du minéral. Dans le langage minéralogique courant, on utilise le terme de "clivage" pour désigner une telle famille de plans de moindre résistance.

Certains minéraux comme les micas (biotite et muscovite) ne possèdent qu'un seul clivage (parallèle aux surfaces basales du cristal, Fig. 3). Dans le cas des micas, ce clivage est de plus particulièrement facile, c'est à dire que ces minéraux se débitent très facilement suivant cette famille de plans.

D'autres minéraux, tels que le pyroxène et l'amphibole, possèdent deux clivages, mais plus difficiles que celui des micas. L'angle que font ces deux clivages, et qui est mesurable directement sur certaines faces du cristal (dans le cas de l'amphibole et du pyroxène, il s'agit des faces basales, Fig. 3), est très important à déterminer, car il est caractéristique du minéral (cet angle est de 90° pour le pyroxène et de 60-120° pour l'amphibole). Malheureusement il est souvent difficile voire impossible de repérer les faces où les clivages se recoupent (surtout quand le minéral est xénomorphe). Il est alors intéressant d'observer avec une loupe les surfaces du minéral. Ces surfaces sont en effet, la plupart du temps, des surfaces de cassure qui se sont constituées en fonction des clivages du minéral. Leur aspect est celui d'un "escalier" dont les marches sont limitées par les plans de clivages. On peut alors estimer assez facilement l'angle que font entre elles ces marches (90°; 60 ou 120°) et qui correspond à l'angle que font les deux clivages.

Deux minéraux de la collection de T.P., la calcite  $\text{CO}_3\text{Ca}$  et la dolomite  $(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$ , qui cristallisent dans le système rhomboédrique, possèdent trois clivages parallèles aux faces du rhomboèdre. A la cassure, ce minéral se débite toujours sous la forme de petits rhomboèdres.

**Les macles** : Une macle est un édifice minéralogique complexe formé par l'association de deux (ou de plusieurs) cristaux de même nature, selon des lois géométriques précises liées aux éléments de symétrie du système cristallin du minéral. Une macle peut se réaliser par accollement selon une face définie ou par interpénétration de cristaux. Pour un minéral donné, la manière dont il se macle est spécifique. L'identification des macles est donc un excellent critère de reconnaissance. Malheureusement tous les minéraux ne se macilent pas, ou ne présentent pas de macle visible à l'oeil nu. Nous ne verrons en T.P. que deux macles : la macle du feldspath potassique (il s'agit d'une macle par interpénétration de deux cristaux, que l'on appelle la "macle de Carlsbad", Fig. 3) et la macle "en fer de lance" du gypse (il s'agit d'une macle par accollement de deux cristaux selon l'une de leur face).

**La densité** : elle est définie pour le minéral pur et elle varie avec son degré d'altération. Au niveau des T. P. la densité ne pourra être qu'appréciée, par exemple : densité forte pour la galène (PbS) et la pyrite (FeS<sub>2</sub>) ; densité faible pour le gypse (SO<sub>4</sub>Ca,2H<sub>2</sub>O) et la halite (NaCl) ; densité moyenne pour l'amphibole...

**La dureté** : c'est la résistance du minéral à la destruction mécanique. En pratique, un minéral est dit "plus dur" qu'un autre, s'il raye ce dernier (\*). Les duretés sont conventionnellement classées par rapport à celles de dix minéraux de référence (échelle de Möhs). Dans cette échelle on a rajouté les duretés de quelques matériaux banaux disponibles en salle de T.P.:

minéral	dureté
talc	1
gypse	2
dureté de l'ongle	
calcite	3
fluorine	4
apatite	5
dureté du verre	
orthose	6
dureté de l'acier	
quartz	7
topaze	8
corindon	9
diamant	10

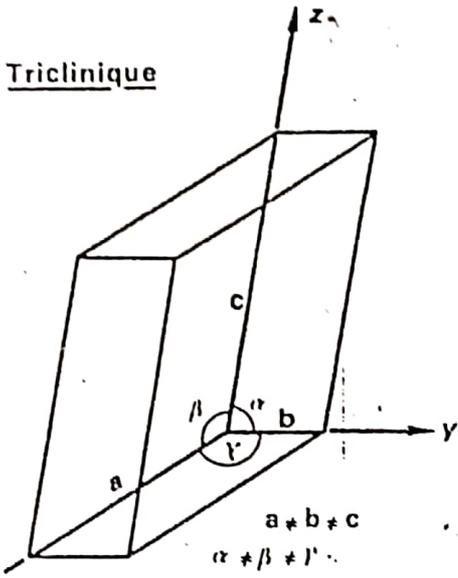
**La couleur et la transparence** : se méfier de la couleur et de la transparence qui sont souvent de mauvais critères de reconnaissance, car elles peuvent varier avec les impuretés et le degré d'altération.

**L'éclat** : c'est la manière selon laquelle les surfaces minérales réfléchissent la lumière. On distingue trois grands types d'éclat : l'éclat vitreux, l'éclat nacré et l'éclat métallique.

**Les caractères particuliers** : par exemple l'effervescence à l'acide chlorhydrique froid et dilué de la calcite ; le goût salé de la halite.....

(\*)Lorsque l'on effectue un essai de dureté, il faut essayer soigneusement la trace obtenue, pour distinguer la rayure que produit le minéral le plus dur sur le moins dur, d'une simple trainée pulvérulente due à l'écrasement d'un minéral peu dur sur un minéral plus dur.

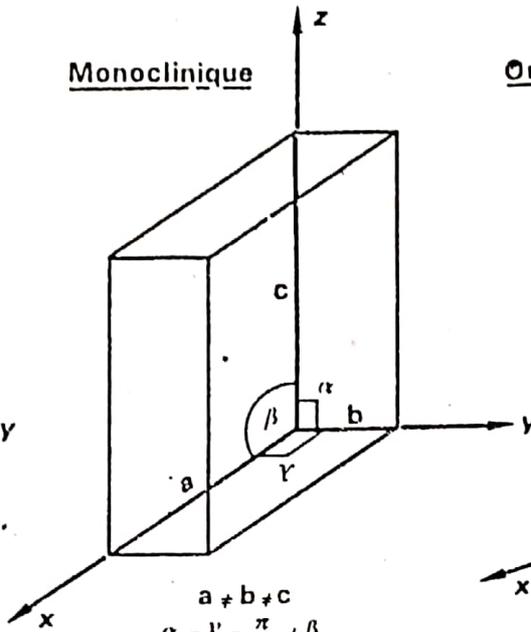
Triclinique



$$a \neq b \neq c$$

$$\alpha \neq \beta \neq \gamma$$

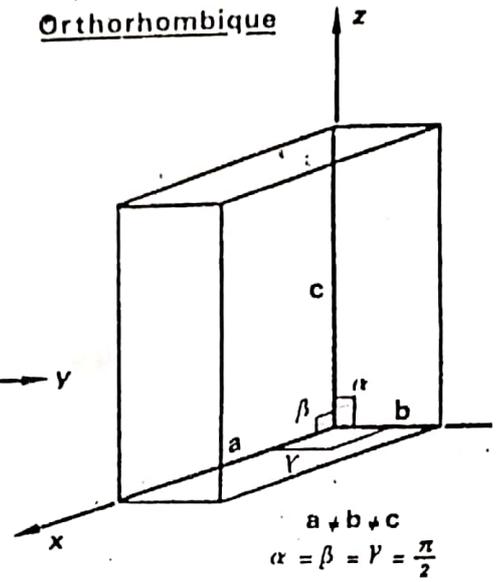
Monoclinique



$$a \neq b \neq c$$

$$\alpha = \gamma = \frac{\pi}{2} \neq \beta$$

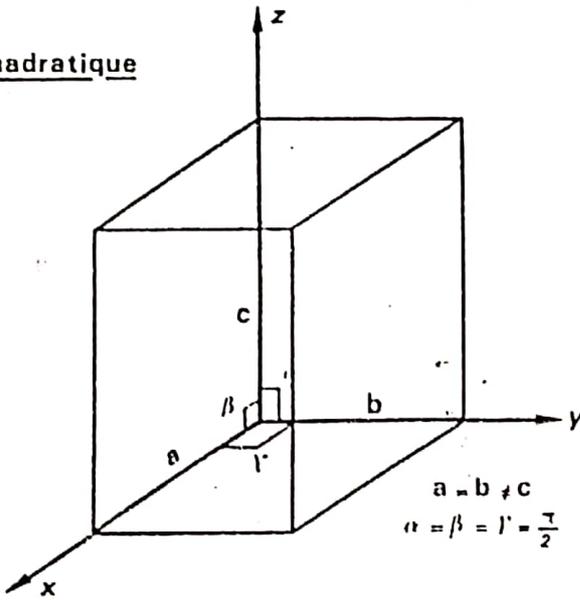
Orthorhombique



$$a \neq b \neq c$$

$$\alpha = \beta = \gamma = \frac{\pi}{2}$$

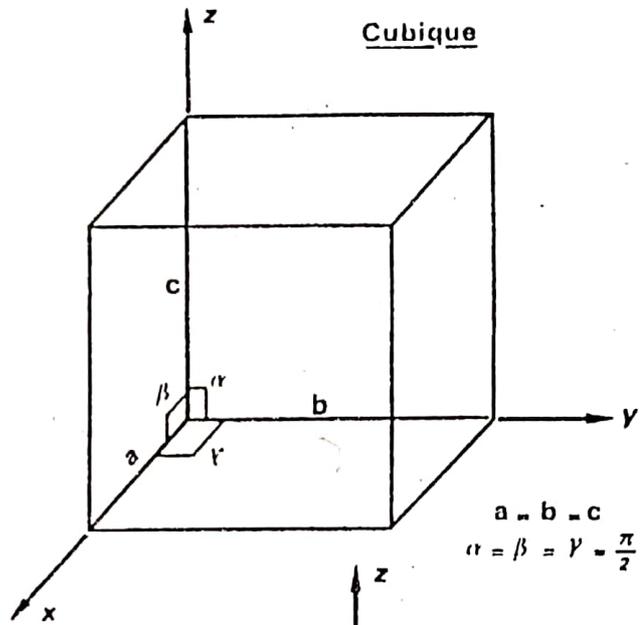
Quadratique



$$a = b \neq c$$

$$\alpha = \beta = \gamma = \frac{\pi}{2}$$

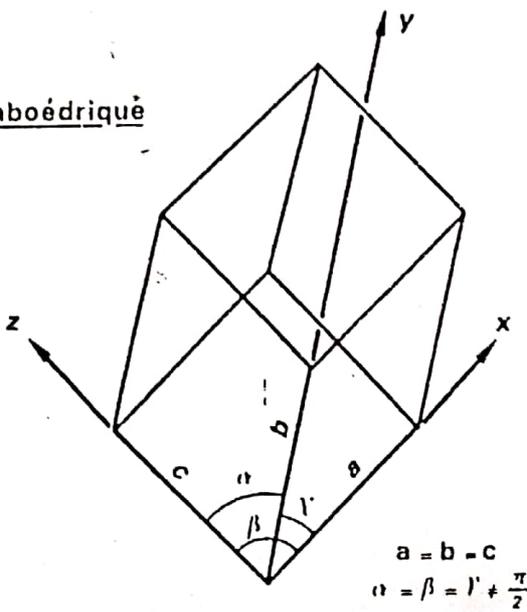
Cubique



$$a = b = c$$

$$\alpha = \beta = \gamma = \frac{\pi}{2}$$

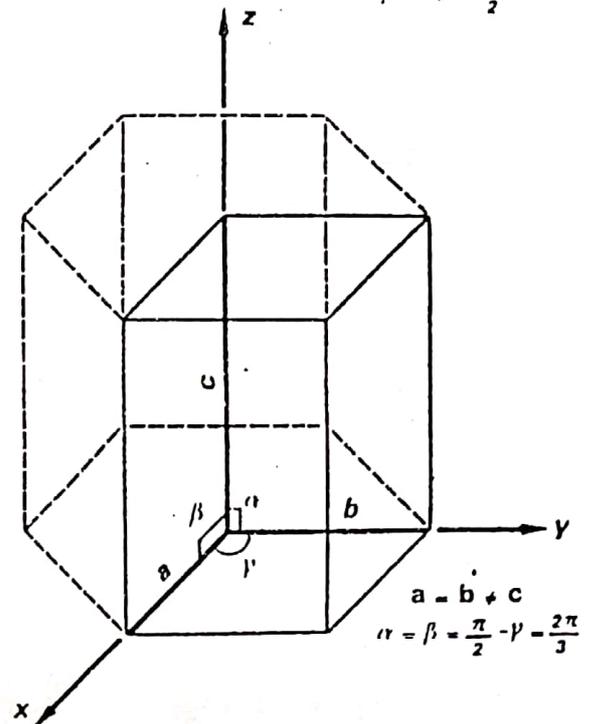
Rhomboédrique



$$a = b = c$$

$$\alpha = \beta = \gamma \neq \frac{\pi}{2}$$

Hexagonal



$$a = b \neq c$$

$$\alpha = \beta = \frac{\pi}{2} \neq \gamma = \frac{2\pi}{3}$$

Fig. 1

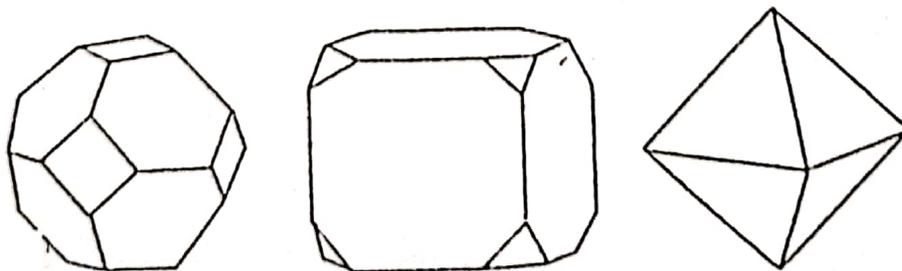
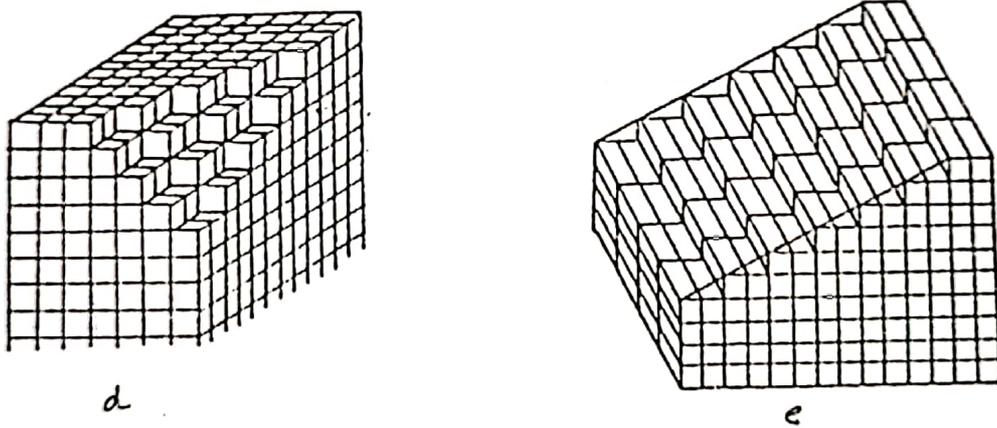
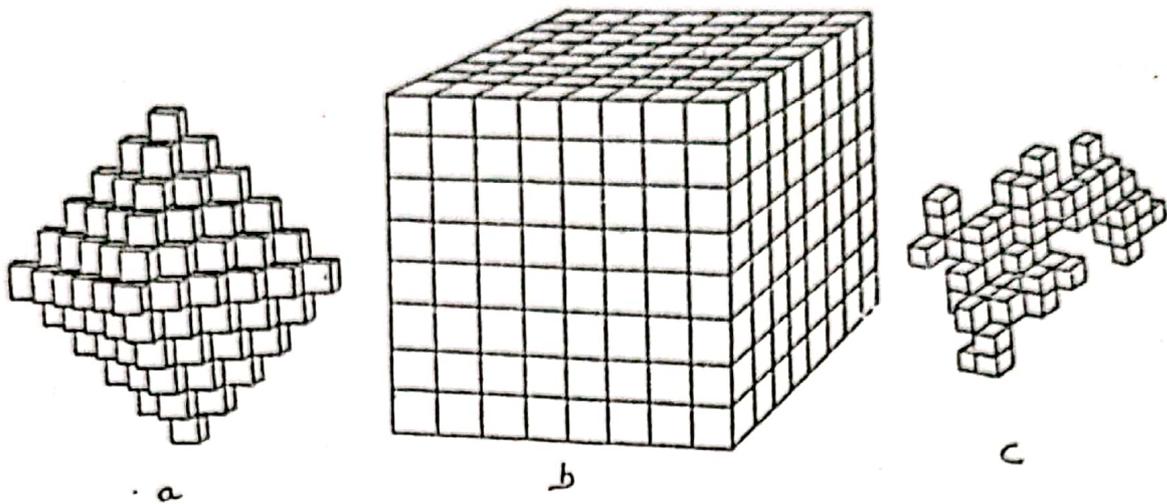


Fig. 2



MINÉRAUX NON SILICATES

MINÉRAL	FORMULE CHIMIQUE	SYSTÈME	DENSITÉ	DURETÉ	FORME	COULEUR	ÉCLAT	CLIVAGES VISIBLES	MOULÉ (VISIBLE EN TP)	CARACTÈRES PARTICULIERS
<b>OXIDES</b>										
Hallite (ou Sol Osme)	$\text{Na Cl}$	oblique	2,1	2,5	.Cube .Massive	.transparent .blanc .gris .jaune...	vitreux	1 parfait		gros salié
Sylvine	$\text{K Cl}$	oblique	2,3	2,5	.cube .massive	.orange .rose	vitreux			gros salié et amer
<b>CHLORURES</b>										
Calcite	$\text{CO}_3\text{Ca}$	rhomboédrique	2,7	3	.rhomboédrique .scalénoédrique .massive	blanc .jaune .noir .transparent	nacré à vitreux	3 parallèles aux faces du rhom- boèdre		Rait effervescence avec HCl froid
Dolomite	$(\text{CO}_3)_2\text{Ca Mg}$	rhomboédrique	2,9	4	.rhomboédrique .massive	blanc .jaune .noir	nacré à vitreux	identiques à ceux de la calcite		Rait effervescence uniquement avec HCl chaud
<b>SULFATES</b>										
Gypse	$\text{SO}_4\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	monoclinique	2,3	2	.tablètes, partois asso- ciées en rose (tracés des ca- bles) .fibres .massive .stratine (fins saccharoïdes)	.transparent blanc .jaune .gris .noir (alté- ris)	nacré à vitreux	3 subpendi- culaires	2 individus associés en "fer de lance" (tracés)	Minéral rayable à l'ongle
Anhydrite	$\text{SO}_4\text{Ca}$	orthorhombique	3	3,2	.granulaire .massive	blanc .gris .jaune	mat			
<b>SULFURES</b>										
Pyrite	$\text{Fe S}_2$	cube	5	6	.cube ou dou- cubure pentá- gonal indivi- dualisé souvent strifé. .massive	.jaune d'or noir ou rouge (alté- ration)	métallique			Dense et belle couleur doré
Galène	$\text{Pb S}$	cube	7,6	2,5	.cube indivi- dualisé .massive	.gris	métallique	1 parfait, don- nant l'aspect en escallier des cassures		très dense et peu dur

## SYMETRIE DES CRISTAUX

Les plans et les centres de symétrie se définissent en cristallographie comme en géométrie, une figure étant symétrique, si elle peut être superposée à elle-même d'une façon quelconque.

### Éléments de symétrie des polyèdres :

#### \*Rotation (axe de symétrie -A-):

On dit qu'une droite est un axe de symétrie d'ordre  $q$  lorsqu'en tourner le polyèdre d'un angle égal à  $2\pi/q$  autour de cet axe, le polyèdre se retrouve en coïncidence avec lui-même. Il doit être entier et ne peut avoir pour valeurs que 2 (A<sub>2</sub> : axe binaire), 3 (axe ternaire), 4 (axe quaternaire) et 6 (axe sénaire).

#### \*Réflexion (plan de symétrie -M-):

Un plan de symétrie ou miroir est tel qu'à tout point P d'une figure correspondant un point P' situé sur la perpendiculaire de P au plan et à égal distance (équidistance) de ce plan.

#### \*Inversion (centre de symétrie -C-):

Un centre de symétrie est tel qu'à tout point X d'une figure correspondant un point X' situé sur la droite joignant X à ce centre et à la même distance.

### Relations entre axe de symétrie et plans de symétrie :

Si un polyèdre possède un axe d'ordre pair et un centre, il possède un plan de symétrie perpendiculaire à l'axe.

### Comment déterminer les axes de symétrie dans un parallélépipède ?

Comme il y a des relations obligatoires entre les divers éléments de symétrie il s'ensuit qu'un parallélépipède ne pourra posséder en même temps qu'un certain nombre d'entre eux. Nous choisirons, en exemple, de rechercher ceux qui caractérisent le cube, polyèdre le plus parfait et le plus riche en éléments de symétrie.

Tous passent, tout d'abord, par le centre de symétrie C. Il y a 3 axes quaternaires, A<sub>4</sub> joignant les centres des faces opposées ( $6\text{ faces}/2 = 3$ ) ; 4 axes ternaires, A<sub>3</sub>, ou droites joignant les sommets opposés ( $8\text{ sommets}/2 = 4$ ) et 6 axes binaires, A<sub>2</sub>, ou droites joignant les milieux de deux arêtes opposées ( $12\text{ arêtes}/2 = 6$ ). Quant aux plans de symétrie, ils sont perpendiculaires aux axes d'ordre pair et il y a donc 3 plans parallèles aux trois systèmes de faces du cube (A<sub>4</sub>) et 6 plans diagonaux contenant chacun deux arêtes opposées (A<sub>2</sub>). Au total, le symbole de la

symétrie cubique est :  $\frac{3A_4}{3M} ; 4A_3 ; \frac{6A_2}{6M'} ; C$

Système (réseau)	Éléments de symétrie (A, M et C)
Cubique	$\frac{3A_4}{3M} ; 4A_3 ; \frac{6A_2}{6M'} ; C$
Hexagonal	$\frac{A_6}{M} ; \frac{3A'_2}{3M'} ; \frac{3A''_2}{3M''} ; C$
Quadratique	$\frac{A_4}{M} ; \frac{2A'_2}{2M'} ; \frac{2A''_2}{2M''} ; C$
Rhomboédrique	$A_3 ; \frac{3A'_2}{3M'} ; C$
Orthorhombique	$\frac{A_2}{M} ; \frac{A'_2}{M'} ; \frac{A''_2}{M''} ; C$
Monoclinique	$\frac{A_2}{M} ; C$
Triclinique	C