

Glossaire Géosciences

| | |
|---------------------------------|---|
| La Terre externe II-1-C..... | 1 |
| Les structures acclinales..... | 1 |
| Les failles..... | 2 |
| * Les fractures..... | 2 |
| * La nomenclature..... | 2 |
| Les plis..... | 2 |
| * Les déformations souples..... | 2 |
| * La nomenclature..... | 3 |
| * Les types de pli..... | 3 |
| * Les reliefs plissés..... | 3 |

La Terre externe II-1-C

Les structures acclinales

Relief acinal (syn. Relief tabulaire): Ensemble topographique édifié sur des couches sédimentaires superposées, horizontales ou très faiblement inclinées ($<5^\circ$), sculpté en gradins par l'érosion, montrant des replats étagés limités par des escarpements ou des talus.

Butte-témoin: Relief résiduel dans des roches sédimentaires à pendage faible (0° à 10°), colline isolée, portion de plateau épargnée par l'érosion.

Replat (structural): Surface plate, horizontale, de roche en place affleurant au sommet d'un ressaut ou d'une corniche, en gradin ou en palier, déterminé par l'affleurement d'une couche résistante suite à l'érosion d'un versant.

Avant-butte: Butte-témoin érodée, qui a perdu son chapeau de roche résistante.

Coteau: Terme général désignant un versant de faible amplitude formé par une corniche surmontant un talus.

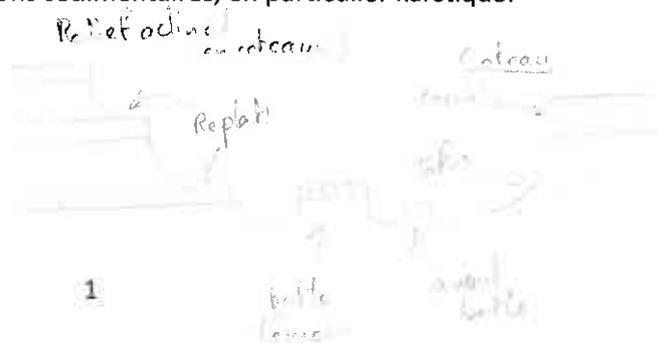
Corniche: Escarpement raide ($>35^\circ$) formé, en bordure d'un replat ou d'un plateau, par une couche résistante surplombant une pente plus douce. (Voir coteau).

Talus: Pente modérée à raide (20° à 35°) de roche tendre au pied d'un escarpement ou d'une corniche de roche résistante. Un talus peut aussi s'intercaler entre deux replats. (Voir coteau).

Reculée: Vallée ou canyon de courte dimension, fermé en amont par un abrupt rocheux à la tête du cours d'eau, syn. bouts-du-monde.

Canyon: Vallée karstique étroite et profonde à flancs verticaux creusée dans la roche en place par un cours d'eau, dans une fracture (gorge) ou par l'effondrement du toit d'une galerie souterraine.

Relief ruiniforme: Ensemble de formes rocheuses résiduelles, rochers fragmentés et mis en saillie par l'érosion superficielle dans des formations sédimentaires, en particulier karstique.



Les failles

* *Les fractures*

Structure cassante: Déformations par rupture dans un milieu rocheux soumis à des contraintes en extension ou en compression, accompagnées d'un déplacement relatif des deux blocs isolés par le plan de cassure.

Faille: Fracture dans une masse rocheuse rigide avec déplacement relatif (dm à km) des deux compartiments ainsi séparés.

Champ de failles: Groupement de failles disposé en système, obliquement, perpendiculairement ou parallèlement entre elles (réseau de failles, structure en damier).

Diaclase: Fentes de tension simple et linéaire sans déplacement des blocs rocheux.

Champ de diaclases: Groupement de diaclases se recoupant selon des directions prépondérantes.

* *La nomenclature*

Compartiment: Bloc rocheux séparés par une faille.

Lèvre: Surfaces de contact engendrées par la cassure sur chacun des bloc séparés.

Rejet: Ampleur du déplacement relatif d'un compartiment par rapport à l'autre le long du plan de faille.

Regard: Côté vers lequel plonge la lèvre du compartiment soulevé.

Plan de faille: Surface de glissement d'un compartiment par rapport à l'autre. Il peut être vertical ou oblique.

Miroir de faille: Section du plan de faille ayant subi par frottement un polissage mécanique ou affecté de stries, de rayures, de cannelures orientées dans le sens du déplacement. Partie visible en surface du plan de faille.

Crochon de faille: Courbure brusque des couches au contact d'une faille, due au mouvement relatif des deux compartiments et permettant de le déterminer. La torsion des couches s'effectue en sens inverse du déplacement.

* **LES TYPES DE FAILLE**

Faille normale: Faille de distension, le plan de faille est incliné dans le sens du compartiment affaissé. Elles découpent souvent des gradins.

Les plis

* *Les déformations souples*

Structure plissée: Les couches sédimentaires déformées sont ployées ou ondulées selon des modèles variés et avec des pendage divers, parfois compliqués par des failles, des chevauchements ou des charriages.

Relief de plissement: Ensemble topographique régional affecté de plis réguliers à flancs peu inclinés.

Pli: Manifestation ductile des couches rocheuses soumises à des contraintes de compression, formant des ondulation convexes et concaves diverses.

Plissement: Petit pli, à l'échelle de l'affleurement.

Méga-pli: Grand pli, à l'échelle régionale ou sous-continentale.

Flexure (syn. Pli monoclinal, pli en genou): Décalage vertical entre deux compartiments mais sans fracture, dans les structures tabulaires les couches ductiles ploient en forme de genou plutôt que rompre.

*** La nomenclature**

Charnière: Partie du pli contenant la courbure maximale, à l'intersection du pli avec le plan axial.

Plan axial (syn. Surface axiale): Plan de symétrie, vertical ou incliné partageant un pli en deux parties égales.

Flanc: Surface inclinée entre deux charnières, de part et d'autre du plan axial.

Axe: Intersection du plan axial avec la surface topographique. La direction de l'axe définit celle du pli.

Synclinal: Pli concave vers le haut, avec les flancs convergents vers l'axe. Les couches sédimentaires les plus anciennes (a) sont à l'extérieur du pli.

Anticlinal: Pli convexe vers le haut, avec les flancs divergents de l'axe. Les couches sédimentaires les plus anciennes (a) sont à l'intérieur du pli.

*** Les types de pli**

Pli droit: Pli à plan axial vertical, flancs symétriques de même pendage mais de sens opposés.

Pli déjeté: Pli dissymétrique à plan axial incliné, dont les flancs ont un pendage opposé mais de valeur inégale.

Pli déversé: Pli dont le plan axial incliné et les pendages des flancs sont tous dans le même sens.

Pli couché: Pli dont le plan axial et les flancs sont subhorizontaux.

Pli coffré: Pli à sommet (ou fond) plat et à flancs verticaux.

Pli renversé (syn. Pli retourné): Pli disposé en sens inverse des plis normaux.

Pli isopaque: Pli dans lequel l'épaisseur des couches affectées reste constante.

Pli étiré: Pli dans lequel l'épaisseur des couches d'un des flancs est amincie par allongement.

Pli chevauchant (syn. Pli-faille): Pli dont le flanc inverse s'est étiré ou laminé le long d'une surface dite de chevauchement.

Diapir: Déformation anticlinal créée par l'intrusion de terrains profonds perçant, plissant (pli diapir) ou soulevant (dôme de sel) les couches sus-jacentes. Le diapirisme est le plus souvent salifère (gypse, halite).

Synclinorium: Secteur généralement synclinal (10 à 100 km) composé de plis parallèles, affaissé par tectonisme.

Anticlinorium: Secteur généralement anticlinal (10 à 100 km) composé de plis parallèles, soulevé par tectonisme.

*** Les reliefs plissés**

Relief conforme (syn. Relief jurassien): Relief de plissement étroitement lié à une structure souple, formée de plis simples, réguliers et modérément érodés, suite de chaînons anticlinaux ravinés (monts) et de vallées synclinales (vaux).

Mont: Relief coïncidant avec un pli anticlinal, souvent de roche résistante.

Val: Dépression topographique en berceau, coïncidant avec le fond d'un synclinal, petite vallée.

Mont dérivé (syn. Anticlinal exhumé): Mont ou voûte anticlinal de roche résistante engendré par le déblaiement des couches sus-jacentes.

Ruz (syn. Rû, demi-cluse): Vallon taillé dans le flanc d'un mont, échancrure d'érosion occasionnée par un élément hydrographique, un petit ruisseau.

Cluse: Gorge ou trouée recoupant un mont ou une chaîne de monts, transversalement. On distingue les cluses drainées (par une rivière) ou vives, les cluses sèches (ou mortes) et les cluses perchées (gap).

Crêt: Escarpement monoclinal (corniche) taillé dans un couple couche résistante sur couche tendre en pendage moyen (15° à 45°), sur le flanc d'un anticlinal.

Combe: Dépression allongée, évidée dans les couches tendres d'un anticlinal. Forme d'inversion du relief encadrée par des crêts qui se font face de part et d'autre de la dépression.

Hog-back: Crêt en fort pendage composé de strates massives inclinées (45° à 70°).

Relief inverse (syn: Relief d'inversion): Relief en creux (vallées) correspondant aux structures anticlinales et reliefs positifs (crêtes) aux structures synclinales.

Anticlinal évidé: Anticlinal creusé et excavé en vallée jusqu'à un niveau inférieur à celui des synclinaux voisins.

Synclinal perché (syn. Val perché): Synclinal de roche résistante, en forme de chaloupe, mis en relief par l'évidement des anticlinaux voisins, entouré par des crêts à regards tournés vers l'extérieur.

Relief aplani: voir Pénéplaine.

Relief appalachien: Relief résultant de l'érosion en crêtes et en creux d'une structure fortement plissée et arasée en plateau puis soumise à un soulèvement lent et prolongé. Les roches tendres sont évidées en sillons et les roches résistantes dégagées en barres.

Pénéplaine: Surface d'aplanissement généralisée, résultant de l'abaissement des interfluves en vallées larges, aux versants évasés indistinctement des roches et des structures.

Sillon appalachien: Dépression d'érosion étroite et allongée, évidée et logée entre deux alignements de barres appalachiennes qui l'encadrent.

Barre appalachienne (rocheuse): Colline allongée à versants raides, à sommet plus ou moins aplani, alignée sur un affleurement rectiligne de roche résistante.

Gap (syn. Trouée, goulet): Percée à travers une crête, une barre rocheuse appalachienne.

Nappe de charriage: Chevauchement de grande amplitude, terrains sédimentaires transportés (allochtones) sur des terrains en place (autochtones), lors d'une orogénèse.

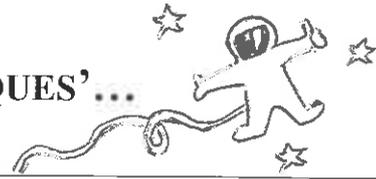
Fenêtre: Dépression d'érosion ouverte à travers une nappe de charriage et laissant affleurer le substratum sous-jacent à la nappe.

Klippe: Bloc ou fragment de terrain allochtone (transporté) isolé par l'érosion et témoignant de l'extension d'une nappe de charriage.

Front de nappe (syn. Front de chevauchement): Relief escarpé, formé à l'avant de la nappe par la charnière de pli la plus avancée.

Carapace de nappe: Surface structurale ou dos non disséqué d'une nappe de charriage.

DES UNITES 'ASTRONOMIQUES'...



* Unités de longueur :

- L'Ångström (Å) et le nanomètre (nm) :

L'Ångström est utilisé pour la mesure des distances inter-atomiques, et pour les longueurs d'ondes courtes (jusqu'à l'infrarouge). Il est de moins en moins utilisé, au profit du nanomètre.

$$1 \text{ \AA} = 10^{-10} \text{ m.}$$

$$1 \text{ nm} = 10^{-9} \text{ m.}$$

$$1 \text{ \AA} = 0,1 \text{ nm.}$$

- L'unité astronomique (ua) :

L'unité astronomique est l'unité de distance la plus utilisée dans le système solaire.

C'est la distance moyenne entre la Terre et le Soleil, autrement dit, le rayon moyen de l'orbite terrestre autour du Soleil.

$$1 \text{ ua} = \text{environ } 150 \text{ millions de km (149.597.870 km).}$$

$$\text{Distance Terre-Soleil} = 1 \text{ ua.}$$

$$\text{Distance Mars-Soleil} = 1,52 \text{ ua.}$$

$$\text{Distance Jupiter-Soleil} = 5,4 \text{ ua.}$$

$$\text{Distance Pluton-Soleil} = 40 \text{ ua.}$$

- L'année-lumière (al) :

L'année-lumière est une unité très utilisée pour tout le reste de l'Univers (distances entre les étoiles, entre les galaxies, etc.).

C'est la distance parcourue par la lumière dans le vide en une année (365,25 jours), sachant que la vitesse de la lumière est d'environ 300.000 km par seconde dans le vide (299.792.458 m/s, en dehors de tout champ gravitationnel ou magnétique).

$$1 \text{ al} = \text{environ } 9.500 \text{ milliards de km (9.460.700.000.000 km).}$$

$$1 \text{ al} = \text{environ } 63.000 \text{ ua (63.241 ua).}$$

$$\text{Proxima du Centaure, l'étoile la plus proche du Soleil est à } 4,28 \text{ al de nous.}$$

$$\text{Le Soleil est situé à } 28.000 \text{ al du centre de notre galaxie (la Voie Lactée).}$$

$$\text{Le diamètre du halo de notre galaxie mesure environ } 100.000 \text{ al.}$$

$$\text{Andromède, la grande galaxie la plus proche de nous est à } 2,6 \text{ millions d'al.}$$

- Le parsec (pc) :

Cette unité permet de mesurer les plus grandes distances dans l'Univers. Son nom résulte de la contraction de 'parallaxe-seconde'.

Le parsec est la distance à laquelle le rayon de l'orbite terrestre (1 ua, soit la distance Terre-Soleil) est vu sous un angle d'une seconde d'arc (1'').

1 pc = environ 31.000 milliards de km.

1 pc = environ 3,26 al (3,261.564 al).

1 pc = 206.265 ua.

1 pc = $3,085.677 \times 10^{16}$ m.

Proxima du Centaure est à 1,316 pc (parallaxe annuelle de 0,76 seconde d'arc).

Les distances dans l'Univers étant très grandes, on utilise plutôt des multiples du parsec, comme le kiloparsec (1 kpc = 10^3 pc) ou le mégaparsec (1 Mpc = 10^6 pc).

Le Soleil est situé à environ 8,6 kpc du centre de notre galaxie.

Le halo de notre galaxie fait environ 30,7 kpc de diamètre.

Andromède est situé à 0,8 Mpc, et l'amas de la Vierge à 15 Mpc.

Une question d'échelle...

- La distance moyenne qui sépare la Terre de la Lune est de 384 000 km.
- La distance moyenne entre le Soleil et Pluton est de 40 ua. (x 15 400)
- L'étoile la plus proche du Soleil (Proxima du Centaure) se trouve à 4,28 al. (x 6 700)
- Le diamètre du halo de notre galaxie est d'environ 100.000 al. (x 25.000)
- La distance entre la Voie Lactée et la galaxie la plus proche (Grand Nuage de Magellan) est de 170.000 al. (x 1,7)
- La taille du Groupe local est de 20.000 000 al. (x 118)
- La taille de notre Superamas local est de 100.000.000 al. (x 5)
- Les galaxies les plus lointaines se situent à 8.000 000.000 al. (x 80)
- La taille estimée de l'Univers connu est de 15.000.000.000 al. (x 1,875)

*** Unités de masse :**

- L'unité de masse atomique (u ou uma) :

L'unité de masse atomique est utilisée pour la mesure des masses des particules atomiques. C'est une unité obtenue expérimentalement, on n'en connaît donc pas la valeur exacte.

Pour chaque espèce chimique, l'unité de masse atomique correspond au poids atomique reporté dans le tableau périodique des éléments (classification de Mendeleïev).

1 uma = $1,660.538.782 \times 10^{-27}$ kg ($\pm 5 \times 10^{-8}$).

1 atome d'hydrogène pèse 1 uma.

1 atome de carbone pèse 12 uma.

1 atome d'oxygène pèse 16 uma.

1 atome de fer pèse 56 uma.

- La masse solaire (M_{\odot}) :

L'unité de masse solaire est surtout utilisée pour désigner les masses de corps célestes comme les étoiles ou les autres objets massifs de l'Univers. La masse solaire est la masse actuelle du Soleil.

1 M_{\odot} = environ 2×10^{30} kg ($1,9891 \times 10^{30}$ kg, soit 330.000 fois la masse de la Terre).

Masse (R136a1, étoile la plus massive jamais observée) = 300 M_{\odot} .

Il n'existe pas d'unité permettant facilement de rendre compte de la masse des galaxies. On parle en millions ou milliards de M_{\odot} .

Masse (Voie Lactée) = environ 200 milliards M_{\odot} .

* Unités de temps :

- La seconde (s) :

En astronomie, la seconde n'est guère utilisée que pour mesurer la période de rotation des pulsars, et pour évaluer les tous premiers instants de l'Univers, les premières fractions de secondes du Big-Bang, ou des distances faibles parcourues par la lumière.

Un pulsar tourne sur lui-même en quelques millisecondes.

La lumière met 1,2 secondes pour nous parvenir de la Lune

Elle met 8,5 minutes pour nous parvenir du Soleil.

- L'année :

C'est l'unité de temps la plus utilisée. Elle représente le temps équivalent à une révolution complète de la Terre autour du Soleil.

Mars tourne autour du Soleil en 1,88 année terrestre (687 jours).

Pluton tourne autour du Soleil en 248 années terrestres.

En astronomie comme en géologie, on utilise plus communément les millions ou les milliards d'années.

La Terre s'est formée il y a environ 4,55 milliards d'années.

L'Univers a environ 13,7 milliards d'années.

* Unité d'angles :

- Le degré (°) :

Les angles sont très utilisés en astronomie, par exemple pour mesurer la taille apparente des objets ou les champs des oculaires. Bien que le radian (unité officielle du SI) soit également employé, le degré est couramment utilisé en astronomie. Comme le temps, il est divisé en minutes et secondes. Afin de ne pas confondre les degrés, minutes et secondes de temps et d'angle, on précise 'minute d'arc' ou arcminute et 'seconde d'arc' ou arcseconde.

Un cercle entier contient 360° .

$1^\circ = 60'$ (60 minutes d'arc).

$1' = 60''$ (60 secondes d'arc).

* Unités de température :

- Le Kelvin (K) :

C'est l'unité officielle de température du SI

$K = ^\circ C + 273,15$.

$0 K = -273,15^\circ C$ (zéro absolu).

L'Univers baigne dans le rayonnement de fond cosmologique à 2,7 K (i.e. $-270,45^\circ C$).

Les nuages moléculaires sont typiquement entre 10 et 100 K (avec des exceptions).

- Le degré Celsius (°C) :

Le degré centigrade ou degré Celsius ($^\circ C$) a été défini par l'astronome suédois Anders Celsius (1701-1744) à partir de deux points de référence : le point de fusion de l'eau pure ($0^\circ C$) et son point d'ébullition ($100^\circ C$).

Les étoiles ont une température de surface qui s'échelonne entre 3.000 et 20.000 $^\circ C$.

La température de surface du Soleil est de 5.800 $^\circ C$.

La température du centre du Soleil est estimée à plus de 15 millions de degrés.

Des températures plus hautes sont atteintes lors des explosions de supernovas.

* **Unité d'intensité lumineuse :**

- **La luminosité solaire (L_{\odot}) :**

La luminosité solaire est l'unité de luminosité conventionnellement utilisée pour exprimer la luminosité des étoiles. Elle est égale à celle du Soleil.

$$1 L_{\odot} = 3,826 \times 10^{26} \text{ Watts.}$$

- **La magnitude (M ou m) :**

Elle traduit la luminosité d'un astre, en suivant une échelle logarithmique inverse. Ainsi, plus la magnitude est petite (voire négative), plus l'astre est lumineux, et vice et versa. En astronomie, on distingue la magnitude absolue et la magnitude apparente des corps célestes.

- **La magnitude absolue (M)** est une mesure intrinsèque de la luminosité des objets. C'est la magnitude que percevrait un observateur situé à une distance d'exactly 10 parsecs (environ 32,6 années lumière). Elle ne dépend donc pas de la distance de l'observateur.

$$M = -2,5 \log L + C.$$

L est la luminosité de l'étoile (exprimée en L_{\odot}).

C est une constante (choisie en fonction de la bande spectrale de calcul).

Les magnitudes absolues des étoiles s'étendent généralement de -10 à +17 en fonction de leur type spectral.

Une supergéante bleue peut avoir une magnitude absolue jusqu'à -10.

Une naine rouge peut avoir une magnitude absolue jusqu'à +17.

Le Soleil possède une magnitude absolue de +4,8 (à mi-chemin entre ces 2 extrêmes).

- **La magnitude apparente (m)**, quant-à-elle, est une mesure de la luminosité des corps célestes depuis la Terre. Elle dépend donc aussi de la distance réelle de ces corps célestes.

$$m = -2,5 \log_{10} F + C.$$

F est le flux de luminosité reçu sur Terre (il dépend de la luminosité intrinsèque de l'étoile et de sa distance à la Terre).

C est une constante (un flux de référence permettant de définir l'origine de l'échelle).

La magnitude apparente du Soleil est de -26,73.

La magnitude apparente de la pleine Lune est de -12,6.

Pour les étoiles visibles à l'œil nu elle est comprise entre -1 et +5.

La magnitude apparente limite de l'œil nu est d'environ +6.

Les objets les moins brillants visibles par Hubble ont une magn. apparente de +30.

Ch.01 :

La géologie de l'ingénieur au cœur des géosciences

I - La grande famille des 'Sciences de la Terre'

1 - Que fait un géologue ?

2 - Une science aux multiples facettes...

A - Les géosciences

B - De grands noms

II - Le partenariat géologie-ingénierie

1 - Le partenariat géologie-ingénierie au service de l'homme

A - Les ressources naturelles

B - Les risques naturels

C - La géologie de l'environnement

D - Le génie géologique

2 - Trois enjeux majeurs en géosciences pour aujourd'hui
et pour demain

A - Le changement climatique

B - Les ressources en eau

C - Les sources d'énergie



Ch.02 : Terre & Univers

Pas au prog
révision

I - L'architecture de l'Univers mise en lumière...

1 - L'Univers, de l'infiniment petit à l'infiniment grand...

A - La matière: particules et interactions

a - Les particules élémentaires

b - Les interactions fondamentales

B - Parlons un peu de vous...

C - L'Univers à la manière des poupées russes...

a - Le système solaire

b - Les étoiles proches

c - La Galaxie (Voie Lactée)

d - L'amas local

e - Le superamas local

f - Le Cosmos

D - La place du 'vide' dans l'Univers

2 - Lumière et rayonnement électromagnétique

A - La lumière visible et le spectre électromagnétique

B - Spectre atomique et composition de la matière

C - L'effet Doppler-Fizeau et l'expansion de l'Univers

D - La lumière: une formidable machine à remonter le temps

II - Une petite histoire de la matière

1 - « Aux origines, avant que rien n'existe, ... »

2 - Le 'Big Bang', des origines de l'Univers à la Vie...

3 - Les premiers pas des galaxies

4 - Naissance, vie et mort des étoiles

A - Qu'est ce qu'une étoile ?

B - Naissance et nucléosynthèse

C - Classification des étoiles

D - Des destins variés...

5 - Planètes en construction

III - Notre 'nouveau' système solaire

1 - Introduction

2 - Le Soleil

3 - Les planètes

A - Mercure

B - Venus

C - Terre

D - Mars

E - Jupiter

F - Saturne

G - Uranus

H - Neptune

4 - Les planètes naines

A - Cérés

B - Les plutoïdes

a - Les plutinos: Pluton

b - Les cubewanos: Makemake & Haumea

c - Les objets épars: Éris

d - Les objets détachés: bientôt Sedna ?

5 - Les petits corps du système solaire

A - Les objets trans-neptuniens

B - Les comètes

C - Les astéroïdes

D - Les objets géocroiseurs

6 - Les planètes extrasolaires (exoplanètes)

7 - La vie dans le système solaire

Objectifs:

Macdalenien (Paléolithique supérieur): Lascaux

Selon Chantal J-W, ethno-astronome, la salle des Tauxaux est une carte du ciel.

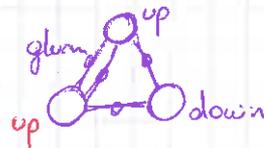
Astéroïde 468 Esca

... capilotracté

I-1A quarks up et down (proton: 2u et 1d
neutron: 1u et 2d)

a [Fermions (I, II, III)] quarks
[Bosons (Forces)] leptons

Proton:



Antimatière: charge inversée

b 4 interactions — Force électromagnétique
— Force nucléaire forte
— Force nucléaire faible
— Force de gravitation
(— Force de masse?)

due aux
photons
gluons
bosons de Force faible
graviton
(boson de Higgs?)

Les planètes gazeuses: J'en sais Une Nouvelle
Jupiter Saturne Uranus Neptune

Les étoiles bleues sont + chaudes que les rouges.

Ceintures d'astéroïde
Ceinture de Kuiper
Nuage de Oort

exemples de syst. solaires: — α Centaure
— Gliese 876

Unité $\approx 1 \text{ kpc} \approx 3,26 \text{ al}$ (distance à laquelle 1UA rentre dans un angle d'1 seconde)
UA = unité astronomique (distance Terre-Soleil) | masse solaire
luminosité solaire

exemples de galaxie: — naine de Sagittaire (satellite à la notre)
— naine du grand Chien (" en fin de cannibalisme!)
— Andromède
— Galaxie des triangles

Dans $\approx 3,07$ milliards d'année, collision Andromède et notre Galaxie

Système solaire < Voie lactée < Galaxie < Amas < Super amas < Cosmo

Dans l'univers:

le vide

(?) 69 à 75% d'énergie sombre (pression négative)
21 à 27% de matière noire (WIMP)

≈ 4% de l'univers est de la matière

"L'essentiel est invisible pour les yeux" A. St-Exupéry

2 Lumière et rayonnement électromagnétique

a

b

c Effet Doppler - Fizeau (juste "Doppler" pour les ondes acoustiques)

Si l'étoile... ses ondes c'est l'effet
... s'approche blueshift
... s'éloigne redshift

H ble observe, selon la variation de raies d'absorption d'étoiles, que les étoiles s'éloignent à une vitesse proportionnelle à leur distance.

d Lumière à remonter dans le temps
→ Regarder loin, c'est regarder vieux.

II Petite histoire de la matière

À $t=0$, les variables sont infinies

1 * BIGBANG:

Les scientifiques se sont quand même approchés à $t=10^{-43}$ s où $T=10^{32}$ K

2-3 * FLUCTUATION QUANTIQUE et

→ Nucleosynthèse primordiale: Formation d'H, He, Li et Be.

nébuleuse (= nuage moléculaire) → $\approx \frac{3}{4}$ H + $\approx \frac{1}{4}$ He + traces Li + traces Be

4 * FIN DE LA RECOMBINAISON

Fond diffus cosmologique (Cosmic Wave)

"Premiers cri de l'univers" 1

2

3

(Big Bang)
(Fluctuations quantiques)

5 * premières étoiles

6 * formations de galaxie planète

7 * accélération de l'expansion de l'univers (rôle + important de l'énergie sombre)

8 * début de la vie sur Terre

Ères de l'Univers 1 hadronique 2 leptonique

3 rayonnement 4

"Le big bang n'est pas une théorie comme les autres."

Ciel & espace n° de Fév. 2011

3

Classification de Hubble : galaxies classées selon leur morphologie

4 Naissance, vie et mort d'une étoile

A Eto

Etoile = énorme boule de gaz très chaude qui émet sa propre lumière
équilibre entre - force de gravitation
- pression de radiation
(pression cinétique, relativ^{nt} négligeable)

B Naissance

1 → choc

2 → condensation d'un nuage de matière

3 → réactions nucléaires à haute température (H → He)
très vite c'est de la //

C

Oh, Be A Fine Girl, Kiss Me! (mémotechnique pour les surfaces de T°)

→ diagramme de Hertzsprung-Russel

→ Les grosses étoiles meurent plus vite (ne mangez ni trop gros, ni trop sucré, ni trop salé, faites du sport)

D

M_{\odot} → masse solaire (= masse du soleil)

Une étoile $> 5M_{\odot}$ garde la matière par la gravité → noyau avec C, O et même N et Fe⁵⁶

... Quand radiation nucléaire > Forces gravitation

⇓
SUPERNOVA produisant — étoile à neutron
ou — trou noir

La matière provient de la supernova de grosses étoiles → gaz interstellaire enrichi en éléments lourds

étoiles de 1^{ère} génération → formé dans un nuage "simple" (H et He)
→ pas de planètes

étoiles d'autres générations → formé dans un nuage issu de supernova (atomes lourds)
→ planètes

III

Depuis l'assemblée 2006 à Prague:

3 objets $\left[\begin{array}{l} \\ \\ \\ \end{array} \right.$

Soleil

- noyau
- zone radiative
- zone de convection
- photosphère (lieu des éruptions solaires (ou magnétiques), protubérances)

→ les particules déviées par le champ magnétique terrestre donnent lieu aux aurores boréales

Planète (selon l'UAI de 2006): corps céleste ---

- en orbite autour du Soleil
- possédant une masse suffisante pour que la gravité l'emporte sur les forces de cohésion du corps solide et la maintienne en équilibre hydrostatique (\approx sphère)
- ayant éliminé tout corps susceptible de se déplacer sur une orbite proche.

Planète naine (UAI 2006): corps céleste

- orbite Soleil
- sphère
- n'ayant PAS éliminé les corps susceptibles de se déplacer sur une orbite proche

2 types de planètes naines

* type de Cérés qui constitue $\frac{1}{3}$ de masse de la ceinture d'astéroïdes et peut être qu'elle a un océan (satellite down atterit en 2015)

* autre type (--- plutoïdes)

- plutinos : calés en résonance avec Neptune, dans la ceinture de Kuiper
orbite assez elliptique (ex: Pluton)
- cubewanos : dans la ceinture de Kuiper, communs
orbite circulaire (ex: Makemake)
- objets épars : dans la ceinture de Kuiper, plus éloignés
orbites un peu elliptiques (ex: Eris)
- n objets détachés? encore + loin
orbite en dehors de la zone d'influence de Neptune (ex: Sedna?)

Les petits corps du système solaire

- en orbite autour du soleil
- n'est ni planète, ni planète naine, ni satellites

→ Les objets trans-neptuniens

→ Les comètes

→ Les astéroïdes (en famille, selon leur orbite) (les géocroiseurs)

ou NEO
Near Earth Objects

Terre bombardée = \approx 100 tonnes/jour
 \approx 300 000 météorites/an

Ch.03 :

Δ Japan

La Terre interne

I - Formation du couple Terre-Lune

- 1 - Naissance de la Terre *age de la Terre = 4,54 milliards d'années*
- 2 - Naissance de la Lune
- 3 - Différentiation des enveloppes internes

II - Structure interne de la Terre

- 1 - Zonation sismique (physique)
- 2 - Zonation minéralogique (chimique)

III - Dynamique de la lithosphère

- 1 - Les plaques tectoniques
- 2 - La convection mantellique
- 3 - Les types de frontières
 - A - Les frontières divergentes
 - B - Les frontières convergentes
 - C - Les frontières transformantes
- 4 - Le modèle global de la tectonique des plaques

Ch.04 : La Terre externe

I - Géodynamique externe

1 - Les facteurs du cycle d'évolution des roches à la surface de la Terre

- A - La tectonique *subsidence des reliefs (orogénèse...)*) *Energie interne*
- B - Le climat *cycle de l'eau / soleil*) *Energie externe* *gélification* *météorites*
- (C - La biosphère) *bioérosion, bioaltération, bioturbation*

2 - Altération chimique & érosion mécanique

- A - Altération chimique *hydrolyse, dissolution, oxydation, (des)hydratation*
- B - Erosion mécanique (désagrégation physique) *variation de T°, eau, vent, sel, él. viv.*
- C - Le rôle du climat *chaud → chimie, froid → mécan.*

3 - Le transport

- A - Action de la gravité *écoult / éboul^{nt}* *coulées boue, glis. terrain, reptation*
- B - Action de l'eau *solifluxion, ruisset^{nt}* *fleuves, neige, glace*
- C - Action du vent *sable désert*

4 - La sédimentation

- A - Modalités de dépôt
- B - Les principaux environnements de dépôt *moraines, plaine alluviale, cône de dépôt, marais, env. palustre, dunes, env. lacustre*

5 - Du sédiment à la roche : la diagenèse

compaction, cimentation, dissolution/recristallisation

II - Eléments de géomorphologie

1 - Géomorphologie structurale

- A - Grandes unités structurales *plaques tecto / orogènes / ordes / chaînes de montagnes / bassin sédimentaire*
- B - Morphologies volcaniques *éruption explosive / effusion / écoulement viscosité / richesse en gaz dissous*
- C - Relief en structure tabulaire et monoclinale
- D - Relief en structure faillée
- E - Relief en structure plissée *anticlinal / synclinal*
- F - Implication sur le réseau hydrographique *anaclynale, orthoclynale, cataclynale / corrimposition, antécédence (inadaptation)*

2 - Lithologie & géomorphologie

- A - Modelé calcaire *roches karstifiées*
carbonate dissout par l'eau → grottes (modelé karstique)



altération chimique
désagrégation mécanique → érosion
→ altération physique

B - Modelé argileux badlands
C - Modelé granitique

TERRE EXTERNE

- Géomorphologie
- lecture des paysages



mant eau

magma

roche ignée

sédiments

roche ignée = roche magmatique

roche
métamorphique

roche
sédimentaire

altération → pas de transport
érosion → transport

Relief : zone en surrection → altération
zone en stable → érosion
zone en subsidence → sédimentation

Climat : ex. des glaciers
ex. de la gélifraction (eau qui gèle dans les pores)
chaud et humide → catalyse des altérations chimiques
ex : couvertures latéritiques

Biosphère : Bioérosion et bioaltération (ex : lichens en Écosse)
ex : racines à Angkor) végétale
ex : organismes lithophages ou fongiques → bioturbation) animale
Protection des sols par les plantes (oyat)

Dégradations anthropiques

altération chimique = ensemble des processus chimiques en détruisant les composants minéraux d'une roche et sa structure interne, et formant de nouveaux minéraux

hydrolyse → reste un élément indissoluble
dissolution, oxydation, hydratation

minéral + solution d'attaque
↳ minéral 2 + sol. de lessivage

érosion mécanique : ensemble de processus physiques qui désagrègent les roches mécaniquement

↳ thermoclastie/oxyoclastie, hydroclastie, abrasion éolienne, hétéroclastie sel

Dégradation du granite : climat tropical ou tempéré...

I 34 TRANSPORT PAR GRAVITE
éboulement $< 100 m^3 <$ écoulement
glissement de terrain (morceaux de terrain conservés) / coulées de boue
réptation des sols (\rightarrow arbres tordus)

I 35 TRANSPORT PAR EAU
* eau du sol \rightarrow solifluxion * eau superficielle \rightarrow ruisselement, ravinement, torrents
* syst. fluviaux \rightarrow en berge, méandrique... * marée et glaciers
Diagramme de Hjulström (activité d'un grain = f(vit. courant, taille grain)

diagenèse : ensemble des processus physiques et biochimiques qui affectent
un sédiment après son dépôt
compaction / cimentation / dissolution, recristallisation

cratons = noyaux des croûtes sédimentaires,
appelés "bouclier" lorsqu'ils affleurent
tectoniques
protins
archaïques

magma felsique \rightarrow rhyolithe
(bcp silice)

magma mafique \rightarrow basalte
(peu silice, bcp ferro-mg)

pendage
 \downarrow

5° — aclinale
monoclinale = pendage modéré, \hat{m} direction

surimposition \rightarrow on a un cours d'eau parce qu'on avait un creux
antécédence / inadaptation \rightarrow on a un creux à cause du cours d'eau

Qu'est-ce qui contrôle le modèle des paysages

Tectonique
Climat altération érosion
Biosphère et activités humaines

Ch.05 : Histoire de la Vie

I - La Vie

1 - Qu'est ce que la Vie ?

2 - Hypothèses sur l'origine des 1^{ères} molécules organiques

A - La « soupe chaude primitive »

B - Les sources hydrothermales

C - La panspermie

3 - Les débuts de la Vie...

A - L'évolution pré-biologique,

des micromolécules organiques à l'apparition de la Vie

B - Au commencement était LUCA...

II - Le Temps

1 - Principes et Méthodes de la chronologie

A - Datation relative (principes de stratigraphie)

a - Le principe de continuité latérale

b - Le principe de superposition

c - Le principe de recoupement

B - Datation absolue

2 - L'échelle des temps géologiques

A - Unités fondamentales : étages et stratotypes

B - Découpage stratigraphique de l'enregistrement du temps

III - Les fossiles, témoins de la Vie dans le Temps...

1 - Qu'est ce qu'un fossile ?

2 - La fossilisation

3 - Utilisation des fossiles

A - Les fossiles marqueurs de l'évolution

B - Les fossiles marqueurs du temps

C - Les fossiles marqueurs de l'environnement

IV - Les grandes étapes de l'évolution du vivant

PAS au
PRGM
révisions

1 - Au Précambrien

A - Subdivisions stratigraphiques

B - La Terre au Précambrien

C - La vie au Précambrien

2 - Au Paléozoïque

A - Subdivisions stratigraphiques

B - La Terre au Paléozoïque

C - La vie au Paléozoïque

3 - Au Mésozoïque

A - Subdivisions stratigraphiques

B - La Terre au Mésozoïque

C - La vie au Mésozoïque

4 - Au Cénozoïque

A - Subdivisions stratigraphiques

B - La Terre au Cénozoïque

C - La vie au Cénozoïque

- I 1. Vidéo → histoire de la vie en 60 sec
Tableau → histoire de l'Univers en 4 an

Conditions extrêmes : organismes psychrophiles en banquise
— hyperthermophiles en volcans marins
— halophiles en lacs salés
—
— polyextremophiles & radioexistantes

Tardigrades, champion l'animal le + résistant (0,05 à 1,2 mm)
Truc de cocuf! → état de cryptobiose "dead but still alive"
Deinococcus radiodurans

Selon M^r Mailliot la vie se caractérise par ses capacités à :

- assurer sa propre pérennité
- se reproduire ou s'étendre
- s'adapter à son environ
- tirer de son

Ingredients de la vie : éléments chimiques (C, H, O, N) + phosphore et soufre
+ eau liquide + magnétosphère + syst solaire stable
+ du TEMPS

Dans le lac mono, une bactérie remplace le phosphore de son ADN et de ses protéines par de l'arsenic...

Les + vieux fossiles sont datés à 3,5 Ga.

Ils sont sous forme de microsphères (coccoïdes, sphéroïdes) et de filaments

2. A Hypothèse de la "soupe chaude primitive" : CO_2 , CH_4 , NH_3 (H_2O)? + éclair,
le tout se retrouve en solution dans les mers, Donc formation d'aa,
de bases azotés, de sucres...

B → les sources hydrothermales produisent du H_2S dans les mers primitives,
l'activité bactérienne chimiosynthétique commence.

C → Hypothèse de la panspermie → la vie viendrait d'hors terre.

Sur des météorites, on trouve des aa et m^l des formes
semblables à des fossiles de bactéries.

3. LUCA, l'organisme théorique, Last Universal Common Ancestor
Δ pas sans doute pas le 1^{er} être vivant!

II 1. Chronologie: * datation relative → stratigraphie

Principes → de datation absolue
superposition / identité paléontologique
recoupement (et inclusion)
(et inclusion)

* datation absolue → radioactivité $(\frac{Rb}{Sr})$
 $(\frac{K}{Ar})$
 C/N

2. Echelle des temps géologiques
les couches stratigraphiques sont découpées en étage
stratotype de limite (GSSP)
on définit seul^{mt} la base d'un étage

Connaître: étages
(ages géol) sy CENO

Trace de vie ancienne → fossile

trace = reste d'organisme ou
de trace d'activité!

Fossilisation → processus physico-chimique
influences: - minéralisation de l'organisme
- conditions d'enfouissement
- nature du sédiment encaissant

un Bon fossile stratigraphique est le plus répandu possible
et le plus bref dans le temps } trilobite
ammonite

IV Précambrien (4,600 à 542 Ma) → Aldéien
Archéen
Protérozoïque } indices du vivant / ϕ procaryotes / ϕ eucaryotes

Paléozoïque (540 à 250 Ma) → Cambrien (5SF / 1^{er} cordés) poissons sans mâchoire /
insectes / arthropodes / céphalopodes /
Ordovicien
Silurien
Dévonien
Carbonifère
Permien

Mésozoïque (250 à) → Triassique 1^{er} mammifères / 1^{er} dinosaures
Jurassique oiseaux
Cétoacés angios / dinos à plumes

Cénozoïque → Paléogène 1^{er} primate / 1^{er} singe moderne
Néogène 1^{er} hominoïde / 1^{er}

Ch.06 :

Les risques naturels géologiques (de la connaissance à la gestion de crise...)

I - Généralités

- 1 - Le risque: une notion complexe...
- 2 - L'acceptabilité du risque
- 3 - Les différents types de menaces
- 4 - Les colères de la Terre dans les archives géologiques...

II - Connaissance pratique des risques naturels géologiques

- 1 - Les séismes
- 2 - Les éruptions volcaniques
- 3 - Les tsunamis
- 4 - Les mouvements de terrain
- 5 - Les risques hydrométéorologiques
- 6 - Les risques extra-terrestres
- 7 - Autres risques naturels...

III - Prévision, prévention des risques et gestion de crise

Géoscience : Les risques naturels géologiques

→ notion de risque

→ risques naturels et majeurs et principaux

Gené

Les grandes catastrophes de l'humanité

- la mer Noire "inondée" à la fin du néolithique
- le tsunami en crête : les minocens
- 24 août 79 : l'éruption du Vésuve

Les catastrophes des 12 derniers jours

inondations, inondations, tornades, ouragans, incendies, tempête de sable, vagues de tornade, grêle, glissement de terrain, orages de grêle,

source = catnat.net

"The geological history is like the life of a soldier: long periods of boredom and short periods of terror."

I Généralités ① Le risque, notion

Isaac Newton: toute action engendre une réaction

Effet papillon La météorologie d'Edward Lorenz

La notion de risque s'inscrit ds une

→ livre Les risques que l'on dit naturels, Pierre Martin

aléa: événement pouvant causer des dommages.

enjeux: éléments à risques qui peuvent être perdus (constructions, activités)

Ils sont quantifiables (coût, victimes...)

risque majeur: confrontation de l'aléa et des enjeux.

Nuances: vulnérabilité et résilience des enjeux

↳ fragilité ↳ capacité à traverser l'aléa en minimisant son impact
↳ facteur d'aggravation → naturel (climat, topographie...)
↳ humains (aménagement...)

Mitigation → mesures préventives (zones tampons ≠ mitage par l'habitat)

La recherche des ~~nuances~~ risques: origine, temps, espace, intensité

Résumé du risque

R risque
A aléa
E enjeux
V vulnérabilité
I résilience
T temps
S

② Acceptabilité du risque

courbe de Faure



↳ lorsque maîtrisé
↳ risque acceptable lorsqu'on accepte de vivre avec, parce qu'on le contrôle à peu près
↳ risque courant

③ Différents types de menace

→ majeur naturel (pas à cause des H... pas directement en fait cas)
(en France = séismes, éruptions, inondations...)

→ socio-naturels induits

volcan de boue (à cause d'un forage de gaz)
désertification

→ risques majeurs technologiques (AZF en 2001)

industriel, nucléaire, fuite de barage, mines, transport de matières dangereuses

④ Les colères de la terre ds les archives géologiques

la tempête forme la tempestite
tsunamiite

turbidite → turbidite
sismite

cendres

II Connaissance pratique des risques naturels géologiques

① Séismes

CAUSE GEOL. DU SEISME JAPONAIS DU 11/03

plaque pacifique sous la p. des philippines sous la plaque eurasienne - nord américaine

② Eruptions volcaniques

actif → Guadeloupe, Martinique, Réunion } en France
en éminent → Polynésie Fr et méritent mention

③ Tsunami séisme → appel d'eau → propagation → FUYEEEZ !!

④ Mvmts de terrain

origine naturelle / anthropique
chute de blocs, glissement de rupture circulaire, érosion littorale, effondrement de toit de cavités souterraines

⑤ Hydrométrie inondations et crues

⑥ Tempêtes

vents > 89 km/h tornade
selon la région, on dit "ouragan" (USA) "cyclone", "

Vidéo : glissement de terrain en Italie

À surface de rupture circulaire (liquéfaction)

⑥ Risques extra terrestres

- impacts de corps célestes géocroiseurs (astéroïdes, météoroïdes, comètes)
- tempêtes magnétiques maxima d'activité tous les 11 ans

⑦ Autres

avalanche "déplac^{nt} gravitaire rapide d'une masse de neige
3 types → av. de plaque
→ av. en aérosol (les + rapides → jusqu'à 400 km/h, possible)
→ av. de neige humide (→ 20 km/h, suivent la topographie)

Feu de forêt en 2010; bcp de feux de tourbières, fumées toxique
1 million d'hectare

on parle de feu de forêt dès 1 hectare de surface et destruction d'un étage arboré.

3 types → feux de sol
→ feux de surface
→ feux de cime

III Prévision, prévention, gestion de crise

connaissance des risques surveillance des phénomènes

réduction des risques (parades, aménagement, règles...)

gestion de crise (alerte, évacuation...)

préparation à la crise (alertes, évacuation, secours...)

Gestion post-crise (restauration, retour d'expérience, suivi médical et psychologique...)

Livres : "Les risques que l'on dit naturels" de Pierre Martin

"Les traumatismes de la terre"
"2000"

Ch.07 :

Le patrimoine géologique

(de la connaissance à la gestion durable)

I - Quelques notions concernant le patrimoine géologique

- 1 - Patrimoine et patrimoine géologique
- 2 - Géosite / Géotope
- 3 - La Géodiversité
- 4 - Aspects juridiques

protection / domaine socio-culturel / en France (structures, phénomènes, types roches, gisements, collections..)

II - Identification et connaissance du patrimoine géologique...

- 1 - L'Inventaire National du Patrimoine Naturel (INPN)
- 2 - L'Inventaire National du Patrimoine Géologique (IPGN)
- 3 - La recherche scientifique dans les Réserves Naturelles Géologiques

III - La géoconservation

- 1 - Généralités
- 2 - Espaces naturels protégés et Réserves Naturelles Géologiques
- 3 - Le rôle de l'UNESCO et le label 'Géoparc'
- 4 - Autres initiatives de géoconservation
- 5 - La lithothèque du BRGM
- 6 - La désignation 'Global Heritage Stone Resource'

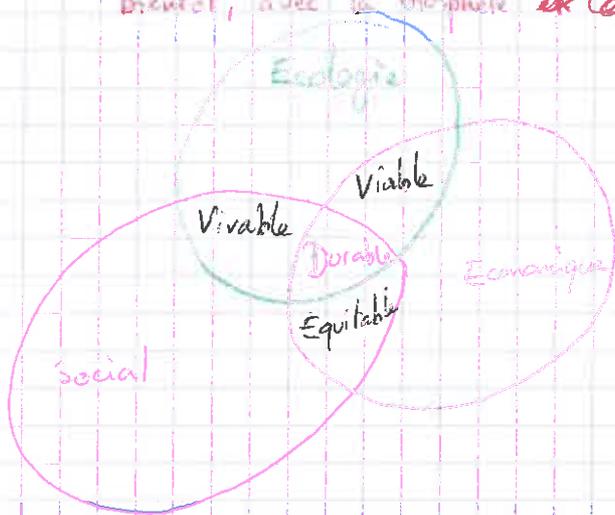
IV - Sensibilisation et valorisation

- 1 - L'année internationale de la planète Terre (2007-2009)
- 2 - Géotourisme et tourisme géologique
- 3 - Les outils de médiation
- 4 - Le projet pilote 'Paléontologie A16' (PAL A16)

Géosciences : du patrimoine géologique de la connaissance à la gestion durable

- concepts clés
- repères sur l'aménagement du territoire
- grands programmes

Bientôt, avec la biosphère & Co, on parlera d'antropocène (H et pétrole)



Patrimoine → culturel ou naturel

I Notions

Patrimoine : bien (im)matériel considéré comme un héritage et transmis intact ou augmenté au futur
Patrimoine géologique : objet/site relatifs aux ST et à intérêt exceptionnel
géosite / géotope : espace à éléments / phénomènes géologiques intéressants
géodiversité : diversité géologique et géomorphologique, équivalent abiotique de la biodiversité.

géodiversité : Roches et minéraux / Fossiles / Relief paysages / sols
Processus géomorphologique → Assemblage / relations / Propriétés

connaissance géodiversité → protection géoconservation →

Aspect juridique → 13 juin 1991, plus de 100 spécialistes, 30 nations à Digne
⇒ tel symposium international protection du patrimoine géol.

II Identification et connaissance et patrimoine géologique

- 1 Inventaire National du Patrimoine Naturel (2002)
patrimonialisation → mise en valeur
→ régime juridique protecteur
- 2 INP Géologique (2007)
- 3 Recherche scient. dans les RN géologiques
Les RN sont un terrain d'étude et une interface scientifiques/amateurs

III Géoconservation

- 1 Risques: Ravages sauvages, pillages, surfréquentation
destruction anthropique (mines, travaux), destruction naturelle,
le manque d'intérêt (collections anciennes, bibliothèques jetées...)
Moyens: - juridique - protection physique
- acquisition foncière - sensibilisation
Pourquoi?: -> esthétique
-> car la destruction est irréversible
-> pour la science
- 2 * Parcs naturels (catégories)
-> Réserve naturelle (catégories)
- 3 * "Géoparc" de l'UNESCO: 1972 -> Convention pour la protection du patrimoine mondial
missions: -> sensibiliser
-> participer au DD
-> améliorer la conservation des sites
- 4 * ProGEO
* working group du conseil de l'Europe * Geosites de l'IUGS
- 5 Le BRGN constitue "MONUMAT", base de données nationale des pierres et carrières
- 6 GHSR -> pierres des chefs d'œuvres artistiques et architecturaux

IV Sensibilisation

- 1 Année internat^l de la Terre (2007-2009) "les géosciences au service de l'humanité"
2. Géotourisme promouvait la conserv. de la nature, mais aussi la culture, l'esthétique, le patrimoine et le bien-être des habitants
Tourisme géologique -> fait de visites en protégeant la géodiv.
- 3 Outils de médiation
-> sentiers guidés, plaques d'information
-> fascicules, plaquettes, livres-guides, CD etc... (Publications)
-> animations pédagogiques
-> arts, cuisine (forme d'ammonite)

4 "Paléontologie A16"

- Exam¹ -> géol -> droit aux poly de figures
TP
profil topographique / coupe géologique
-> détailler l'histoire (principes à revoir)
+ 2 échantillons à déterminer
+ question de terrain

Exam

Notions de minéralogie et pétrologie

cristallographie : étude des minéraux → forme, structure, propriétés

cristal forme d'atomes disposés précisément en mailles élémentaires formant un réseau cristallin.

Anisotropie (orientation dans le cristal)

- continue (physique) → conduc. thermique, propag. lumière... (petit cristal → cristallite)
- discontinue (mécanique) → clivages

Forme

- automorphe
- subautomorphe
- xénomorphe
- amorphe

polymorphe : forme variant selon les conditions de T et P lors de la formation

cristallisation par

- solidification
- déplacement d'éléments
- précipitation



SYMETRIE 32 classes de symétrie
14 types de réseaux (Bravais)
→ 7 systèmes cristallins

NOTATION
→ face = lettre (Hauy-Lévy)
→ face = chiffre (Miller)

fractures
macles
inclusions

- cubique
- quadratique (tétraédrique)
- orthorhombique
- monoclinique (clinorhombique)
- triclinique
- trigonal (rhomboédrique)
- hexagonal

minéralogie : étude des minéraux

minéral, espèce chimique souvent sous forme de solide (cristal) en g^{al} en habitus

clivage : aptitude d'un minéral à se fendre suivant une famille de plans //

dureté : de 1 à 10, échelle de Mohs

densité : faible (< 2,4) moyenne (2,5) forte

couleur (teinte), transparence (translucide, limpide, trouble, laiteux, opaque)

éclat (mat, vitreux, métallique, gras, nacré)

réaction à l'acide : $CaCO_3$ dissoute (calcite) par effervescence

casura (plane, en esquille ou canchordale) aspect au toucher (encluseux, doux, rugueux)

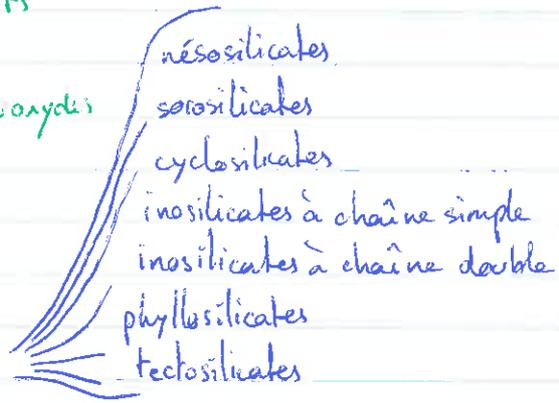
surface (lisse, écailleuse, striée, grenue) texture (compacte, lamellaire, fibreuse, grenue)

et aussi... altération, couleurs de la trace sur céramique, flamme, fluorescence, phosphorescence, goût, odeur

minéraux → abondants (essentiels) → rares (accessoires) → très rares (accidentels)

classification minérale

- éléments natifs
- sulfures
- oxydes, hydroxydes
- halogénures
- carbonates
- phosphates
- sulfates
- silicates



pétrologie = science des roches

roche = matériau formé d'un assemblage de minéraux

dur (caillou), plastique (argile), meuble (sable), liquide (pétrole), gazeuse (gaz naturel)

exogène : faite en surface (ex: sédimentaire)

endogène : faite en profondeur

magmatique (liquide) [plutonique
volcanique
métamorphique
météorites

Pétrologie endogène

pâte

mésostase

Travaux pratiques de Géologie : T.P. n°1.

**NOTIONS DE MINERALOGIE
ET DE PETROLOGIE.**

1. DE LA MAILLE CRISTALLINE AU CRISTAL.

2. DU MINERAL A LA ROCHE.

2.A. Les minéraux.

2.A.a. Les descripteurs minéralogiques.

2.A.b. La classification des minéraux.

2.B. Les roches.



Cristaux géants de sélénite dans la mine de *Naica*
(Etat du *Chihuahua*, Mexique). © *Carsten Peter*.

NOTIONS DE MINÉRALOGIE ET DE PÉTROLOGIE.

1). De la maille cristalline au cristal :

* La **crystallographie** est l'étude des formes, des structures et des propriétés des minéraux.

* Un **cristal** est un solide dont les divers atomes sont arrangés de manière régulière selon une disposition fondamentale (la **maille élémentaire**), dont la répétition dans l'espace dessine ce que l'on nomme un **réseau cristallin**. La taille d'un cristal peut varier de quelques μm^3 (**cristallite**) à plusieurs m^3 .

* Anisotropie d'un cristal :

Du fait de cet arrangement, les propriétés physiques d'un cristal varient selon les orientations. Cette caractéristique, nommée **l'anisotropie**, peut être :

- soit **continue** ou physique
(conductibilité thermique, résistivité électrique, propagation de la lumière,...) ;
- soit **discontinue** ou mécanique
(développement des faces, des arêtes, des troncatures, des clivages,...).

* Forme d'un cristal :

La forme finale d'un cristal dépend de ses conditions de cristallisation :

- Si le cristal a suffisamment d'espace pour se développer, il prend naturellement une forme polyédrique limitée par des faces planes, il est alors dit **automorphe**.

- Si le cristal n'a pas suffisamment d'espace pour se développer (car d'autres cristaux déjà formés le gênent par exemple), sa forme extérieure sera quelconque (il vient remplir les interstices restants entre les autres minéraux), il est alors dit **xénomorphe**. Cela ne modifie en rien ses autres propriétés liées à l'état cristallin (forme de la maille élémentaire cristalline notamment).

- Souvent, il arrive que le cristal connaît une croissance partiellement libre, sa forme finale sera alors conduite par la quantité d'espace dont il dispose, il est alors dit **subautomorphe** (la forme automorphe se retrouve en traçant les surfaces tangentes).

- Si un minéral ne présente pas de structure cristalline particulière, il est dit **amorphe** (par exemple : les verres volcaniques, les tectites, les impactites, les fulgurites).

Observation
d'échantillons :

↳ ex: obsidienne
verre noir
à cassure
concoïdale

↳ verre
météoritique

↳ sable fondu
par la foudre

+ le verre radioactif provenant
du 1^{er} essai nucléaire!

*** Maille élémentaire et réseaux cristallins (FIG. 1) :**

L'étude des cristaux montre qu'ils possèdent en nombre plus ou moins grand des plans, axes et centres de symétrie ; on le voit en particulier par la symétrie d'orientation des faces (qui est le reflet d'une symétrie à l'échelle atomique). Ainsi, pour un cristal automorphe d'un minéral donné, quels que soient la taille du cristal et le développement relatif des diverses faces, les angles entre les faces sont constants (**loi de la constance des angles, FIG. 1C**). L'étude de ces propriétés de symétrie cristalline (**32 classes de symétrie**) a permis de définir **14 types de réseaux cristallins** (les **réseaux de Bravais**) eux-mêmes liés à 7 types fondamentaux de symétrie d'orientation. Ce sont les **7 systèmes cristallins** (ou polyèdres fondamentaux). Chacun de ces systèmes est défini par rapport à **3 axes (x, y, z)**, dont les **angles α , β , γ** peuvent être des angles droits ou non, ou peuvent être égaux entre eux ou non. La **maille élémentaire (FIG. 1A)** d'un cristal appartenant à une espèce minérale donnée est rapportée à ces axes et est caractérisée en outre par les **vecteurs a, b, c** de ses arêtes. Elle est l'élément de base le plus petit permettant de conserver les propriétés géométriques, physiques et chimiques d'un cristal. Leurs sommets sont les **nœuds** et la polymérisation dans les trois directions de l'espace de ces mailles (par empilement) dessine le **réseau cristallin**. Chacun des nœuds peut être repéré par ses coordonnées dans un repère. Les 7 systèmes cristallins ainsi définis sont les suivants (**FIG. 1B ; FIG. 2 ; FIG. 3**) :

1. Le système cubique :

Cube ; $a = b = c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$.

2. Le système quadratique (ou tétragonal) :

Prisme droit à 4 faces latérales rectangulaires égales, et à 2 bases carrées ;
 $a = b \neq c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$.

3. Le système orthorhombique :

Prisme droit à 4 faces latérales rectangulaires égales 2 à 2, et à 2 bases rectangulaires ;
 $a \neq b \neq c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$.

4. Le système monoclinique (ou clinorhombique) :

Prisme oblique à 4 faces latérales parallélogrammatiques égales 2 à 2, et à 2 bases rectangulaires ; $a \neq b \neq c$; $\alpha = \gamma = 90^\circ$, $\beta \neq 90^\circ$.

5. Le système triclinique :

Prisme oblique à 4 faces latérales et à bases parallélogrammatiques égales 2 à 2 ;
 $a \neq b \neq c$; $\alpha \neq \beta \neq \gamma$, tous $\neq 90^\circ$.

6. Le système rhomboédrique (ou trigonal) :

6 faces losangiques égales ; $a = b = c$; $\alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ$.

J'aime
les
gemmes !!

7. Le système hexagonal :

Prisme droit à 6 faces latérales rectangulaires égales, et à 2 bases hexagonales ;

$$a = b \neq c ; \alpha = \beta = 90^\circ, \gamma = 120^\circ.$$

* Notations (FIG. 1A) :

Dans chaque système, les éléments géométriques des cristaux, comme les nœuds et en particulier les faces, sont désignés par des **notations** :

- soit des lettres pour les faces (*notation de Haüy-Lévy*) ;
- soit plus couramment aujourd'hui des chiffres pour les faces comme pour les nœuds (*notation de Miller*).

* Troncatures (FIG. 1D) :

Un minéral déterminé cristallisant dans un système donné peut présenter des aspects assez différents, du fait du développement variable des faces, et de la présence ou non de **troncatures**, c'est-à-dire de faces supplémentaires à l'emplacement d'un sommet ou d'une arête du polyèdre fondamental.

* Macles (FIG. 4) :

Des cristaux du même minéral peuvent s'associer entre eux selon des lois géométriques bien précises, liées aux éléments de symétrie du système cristallin considéré : ce sont des macles, dont il existe différents types (simples ou multiples).

* Inclusions et autres défauts du système cristallin :

Les cristaux naturels présentent souvent de nombreux défauts : absence de certains atomes, remplacement d'atomes par d'autres (de rayon ionique peu différent), présence d'inclusions fluides ou solides, etc., ces défauts ne modifiant d'ailleurs pas l'aspect macroscopique de ces cristaux. En revanche, la présence d'inclusions radioactives entraîne des modifications plus sensibles, en particulier des changements de teinte et de transparence. Ces phénomènes se produisent lors de la croissance des cristaux, et c'est également au cours de celle-ci que certains cristaux acquièrent un caractère zoné.

* Influence des paramètres P et T lors de la cristallisation, sur les systèmes cristallins :

Certaines espèces minérales, définies par leur composition chimique, peuvent cristalliser dans des systèmes cristallins différents, du fait d'arrangements variés des mêmes atomes constitutifs selon les conditions de pression (P) et de température (T) lors de la cristallisation.

On parle de **polymorphes** de basse ou haute température ou pression.

Par exemple, en fixant la pression à $P = 1$ Kbar, la silice (SiO_2) cristallise (FIG. 5B) :

- dans le système rhomboédrique (quartz α) à $T < 573$ °C ;
- dans le système hexagonal (quartz β) pour $573^\circ\text{C} < T < 870$ °C ;
- dans le système orthorhombique (tridymite) pour 870 °C $< T < 1470$ °C ;
- dans le système quadratique (cristobalite) pour 1470 °C $< T < 1710$ °C.

↓
point de
fusion

En ce sens les minéraux sont des indicateurs des conditions thermodynamiques du milieu dans lequel ils ont cristallisés.

* La cristallisation peut se faire selon des modalités variées :

- par **solidification** plus ou moins lente d'un liquide ayant la composition chimique d'un ou plusieurs minéraux (*magmatisme volcanique ou plutonique*) ;
- par **déplacement d'éléments** (atomes, ions) au sein d'un **solide** (*métamorphisme*) ;
- par **précipitation** à partir des éléments contenus dans des **fluides**. Par exemple le carbonate de calcium cristallise à partir des corps dissous dans l'eau sous forme ionique selon l'équation de précipitation / dissolution : $Ca^{2+} + 2HCO_3^- \rightleftharpoons CaCO_3 + CO_2 + H_2O$.

2). Du minéral à la roche :

*CaCO₃ est une composition chimique
composé chimique → carbonate de calcium
minéral → calcite
roche → calcaire*

2). A). Les minéraux :

* La **minéralogie** est la science des minéraux, dont il existe plus de 3500 espèces.

* Un **minéral** est une espèce chimique inorganique naturelle (par opposition à synthétique) se présentant le plus souvent sous forme de solide cristallin (cristal).

cristal → organisation géométrique

2). A). a). Les descripteurs minéralogiques :

Afin de décrire et de reconnaître les espèces minérales, on utilise des critères descripteurs précis, dont les plus utilisés sont les suivants :

* La **forme** :

- Minéral **automorphe**, **subautomorphe**, **xénomorphe** ou **amorphe** (*cf. § précédent*).
- **Habitus**, correspondant à la forme cristalline prise par le minéral, par exemple :
 - le quartz a comme habitus courant le prisme hexagonal bipyramidé ;
 - la calcite a comme habitus courant le rhomboèdre.
- Présence ou non de **macles** ou de **troncatures** (*cf. § précédent*).
- Présence ou non de **plans de clivages** :

Le **clivage** d'un minéral est son aptitude à se fendre facilement suivant une famille de plans parallèles bien définis. Ces plans de clivages traduisent généralement des anisotropies mécaniques. Dans un cristal, ils sont liés à l'orientation des plans atomiques. Généralement, les tailleurs de minéraux 'gemme' taillent les cristaux suivant ces plans.

Remarque : Ne pas confondre le clivage avec la cassure d'un minéral, même si celle-ci peut suivre les plans de clivage.

*** La dureté :**

C'est la résistance d'un minéral à la destruction mécanique de sa structure. En pratique, on dit qu'un minéral est plus dur qu'un autre s'il raye ce dernier. Les duretés sont usuellement classées par rapport à celles de 10 minéraux tests (*échelle de Mohs*) :

| Minéral | Talc | Gypse | Calcite | Fluorite | Apatite | Orthose | Quartz | Topaze | Corindon | Diamant |
|----------|---------|---------|---------|----------|----------|-----------|--------|--------|----------|---------|
| Dureté | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| rayé par | l'ongle | l'ongle | le fer | l'acier | le verre | céramique | | | | |

Remarque : lorsqu'on effectue un test 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 traînée pulvérulente due à l'écrasement d'un minéral sur l'autre.

*** La densité (parfois la masse volumique) :**

On distingue des densités

- faibles : $d < 2,4$ (minéraux légers) ;
- moyennes : d compris dans $[2,4 - 2,9]$;
- fortes : $d > 2,9$ (minéraux lourds).

Rappel : ne pas confondre densité et masse volumique !

- La **densité** est le quotient de la masse d'un certain volume d'un corps par la masse du même volume d'un fluide de référence (eau ou air généralement).
- La **masse volumique** est le quotient de la masse d'un corps par son volume.

*** La couleur (teinte), la transparence et l'éclat :**

- La **couleur** d'un minéral dépend essentiellement de sa composition chimique. Cependant, nous avons vu précédemment que la présence d'impuretés (oxydes) ou d'inclusions radioactives peuvent modifier sensiblement la couleur originelle d'un minéral, ainsi que sa transparence. On distingue en première approximation, et du fait des teintes les plus fréquentes :

- les **minéraux blancs**, comme le quartz, les feldspaths, les feldspathoïdes,...
- les **minéraux noirs**, comme les amphiboles, les péridots, les pyroxènes,...

Leur proportion dans une roche magmatique permet de définir un indice de coloration.

- La **transparence** : minéral translucide, limpide, trouble, laiteux ou opaque.
- L'**éclat** : minéral mat, vitreux, métallique, gras, nacré.

Ces critères de descriptions sont les plus usités. On peut aussi s'aider de critères secondaires, comme :

*** La réaction d'effervescence à l'acide :**

Par exemple, la calcite (CaCO_3) est dissoute par l'acide (chlorhydrique $[\text{HCl}]$ par exemple), avec libération de CO_2 (gaz), ce qui produit une effervescence sur la surface attaquée.

* **La cassure, l'aspect au toucher, la surface, la texture :**

- la **cassure** : plane (suit les plans de clivage), en esquille ou conchoïdale (les verres) ;
- l'**aspect au toucher** : onctueux, doux, rugueux ;
- la **surface** : lisse, écailleuse, striée, grenue.
- la **texture** : compacte, lamellaire, fibreuse, grenue.

* **Autre** : l'altération, la couleur de la trace du minéral sur un morceau de céramique, la couleur de la flamme quand on chauffe le minéral, la fluorescence sous exposition aux rayons ultraviolets ou parfois la phosphorescence, la saveur (goût), l'odeur,...

Remarque : tous ces caractères de reconnaissance sont ceux que l'on utilise pour des échantillons macroscopiques. Très souvent, les géologues réalisent des lames minces de minéraux ou de roches et les observent sous le microscope, afin de déterminer leur nature ; dans ce cas les critères de reconnaissances ne sont pas tout à fait les mêmes et sont alors basés sur les propriétés optiques des cristaux à l'échelle microscopique.

* Dans une roche (*voir définition ci-après*), les **minéraux** sont dits **essentiels**, **accessoires** ou **accidentels**, selon qu'ils soient **abondants**, **rare**s ou très **rare**s.

2). A). b). **La classification des minéraux :**

La **classification des minéraux** est basée sur leurs caractères chimiques et cristallographiques. En fonction de leurs affinités, les minéraux sont regroupés au sein de grandes classes dont les principales (mais il en existe d'autres) sont les suivantes :

- les **éléments natifs** [él. chimiques métalliques, comme l'or 'Au' ou l'argent 'Ag'] ;
- les **sulfures** [comme la pyrite 'FeS₂'] ;
- les **oxydes** et les **hydroxydes** [comme l'hématite 'Fe₂O₃'] ;
- les **halogénures** (chlorures, fluorures,...) [ex : sel gemme 'NaCl', fluorine 'CaF₂'] ;
- les **carbonates** [comme la calcite 'CaCO₃'] ;
- les **phosphates** [comme l'apatite 'Ca₅(PO₄)₃(HO, F, Cl)'] ;
- les **sulfates** [comme l'anhydrite 'CaSO₄'] ;

- les **silicates**, qui contrairement aux autres contiennent du silicium. Ils sont eux mêmes regroupés au sein de plusieurs familles (*voir ci-après*). Le groupe des silicates est fondamental, car il comporte un très grand nombre de minéraux et en particulier presque tous ceux qui constituent les roches magmatiques ou métamorphiques. (Environ 99 % des



minéraux composant l'écorce terrestre sont silicatés). Les silicates sont caractérisées par le motif élémentaire tétraédrique $[\text{SiO}_4]^{4-}$, comportant un atome 'Si' au centre et des atomes 'O' aux 4 sommets. Plusieurs de ces motifs élémentaires (ou polyèdres de coordination) peuvent s'assembler et s'arranger dans l'espace. Les tétraèdres sont alors reliés entre eux soit par des cations, soit, en partie, par un ou plusieurs atomes 'O', communs de ce fait à deux tétraèdres. Une loi a été établie, selon laquelle plus ce nombre d'atomes 'O' communs est grand, plus la température de cristallisation du silicate correspondant est faible (les hautes températures ayant plutôt tendance à casser des liaisons qu'à en former) La classification des minéraux silicatés est basée sur l'arrangement des tétraèdres et distingue 7 classes de minéraux silicatés (FIG. 5A) :

1. Les néosilicates : $[\text{SiO}_4]^{4-}$:

- tétraèdres isolés (sans 'O' commun et reliés par des cations) ; (ex. : l'olivine, le grenat).

2. Les sorosilicates : $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$:

- tétraèdres groupés par deux (avec un 'O' commun) ; (ex. : l'épidote).

3. Les cyclosilicates : $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$:

- tétraèdres disposés en anneau ; (ex. : la tourmaline, l'émeraude, le béryl).

4. Les inosilicates à chaîne simple : $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$:

- tétraèdres disposés en chaîne droite simple (infinie) ; (ex. : les pyroxènes).

5. Les inosilicates à chaîne double : $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$:

- tétraèdres disposés en chaîne droite double (infinie) ; (ex. : les amphiboles).

6. Les phyllosilicates : $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$:

- tétraèdres disposés en feuillets ; (ex. : les micas, les argiles).

7. Les tectosilicates : $[\text{SiO}_2]$:

- tétraèdres disposés en toit ou charpente dans les trois dimensions de l'espace (liés par leurs 4 sommets, tous les atomes 'O' étant alors communs) ; (ex. : le quartz, les feldspaths).

2). B). Les roches :

* La science des roches est la **pétrologie** : elle comprend leur description (**pétrographie**), leur classification et l'interprétation de leur genèse.

* Une **roche** est un matériau (le plus souvent) formé d'un **assemblage de minéraux**. Les minéraux sont donc les éléments constitutifs des roches et ces deux termes ne sont pas

synonymes, même si une roche peut, dans certains cas, n'être formée que d'un même minéral (par exemple, l'amphibolite n'est formée que d'amphibole).

* Une roche présente une certaine **homogénéité statistique de ses constituants** et peut être :

- dure et cohérente ('pierre'), (cas le plus fréquent) ;
- plastique (comme l'argile) ;
- meuble (comme le sable) ;
- liquide (huiles minérales comme le pétrole, le bitume ou l'asphalte) ;
- gazeuse (comme le gaz naturel).

La classification des roches est complexe car basée sur un grand nombre de critères. Ce sont essentiellement la nature des processus conduisant à sa genèse (en surface ou en profondeur), la nature et l'origine de ses constituants, ainsi que sur leurs proportions relatives. Grossièrement, on distingue deux grandes familles de roches (**FIG. 6**) :

- **les roches exogènes** (résultant de processus de genèse en surface) : essentiellement les roches **sédimentaires** (roches détritiques et roches biogènes).

- **les roches endogènes** (résultant de processus de genèse en profondeur).

Celles-ci sont elles mêmes regroupées au sein de deux ensembles, qui sont les roches :

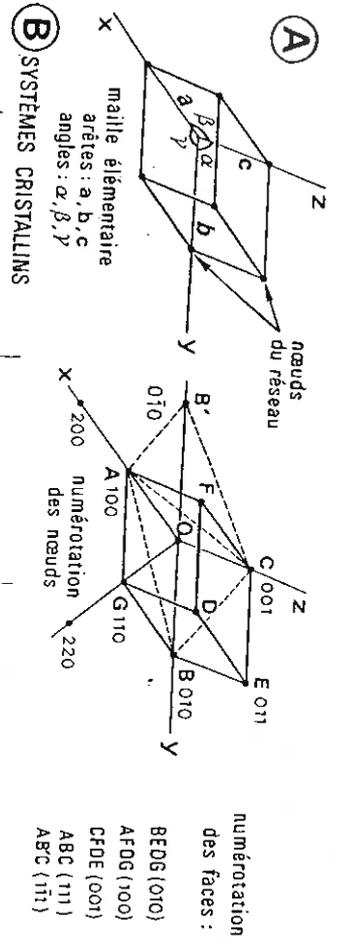
- **magmatiques** (résultant de la solidification d'un magma) :

- **plutoniques** (cristallisation au sein de la lithosphère) ;

- **volcaniques** (cristallisation en partie à la surface de la lithosphère) ;

- **métamorphiques** (formées sans fusion mais par des recristallisations au sein de roches préexistantes à l'état solide, en liaison avec des variations de température et de pression au sein de la lithosphère).

- Il existe aussi des exceptions qui ne peuvent être classées ni dans les roches exogènes, ni dans les roches endogènes, comme les météorites, classées à part.



(B) SYSTÈMES CRYSTALLINS

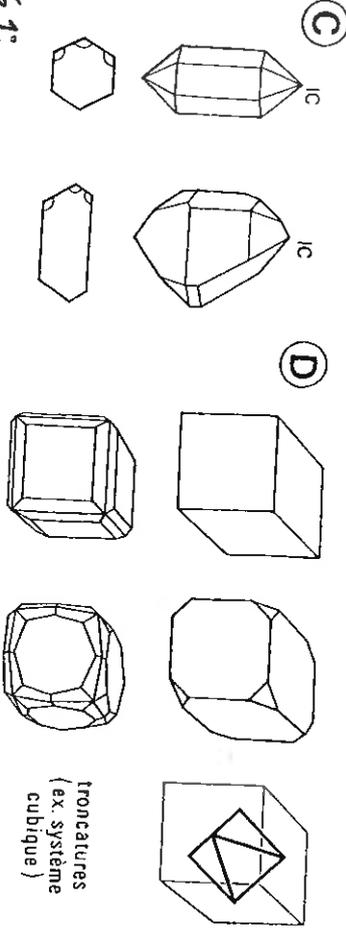
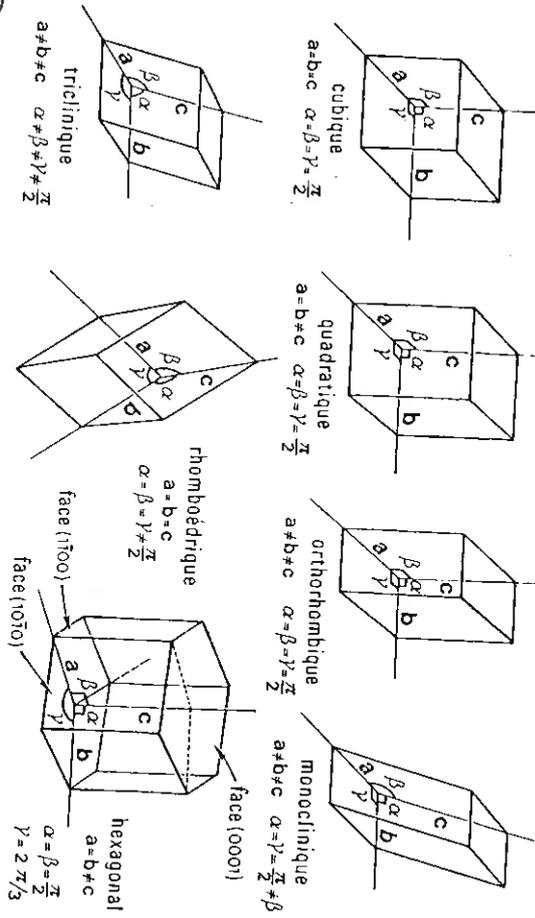


FIG. 1:

A : paramètres de la maille élémentaire, et notation des nœuds et des faces (ABC et $AB\bar{C}$ correspondent à des troncatures) - B : les sept systèmes cristallins, avec pour le syst. hexagonal une numérotation à 4 chiffres (parfois utilisée aussi pour le syst. rhomboédrique) - C : constance des angles des faces pour des sections perpendiculaires à l'axe c de cristaux de quartz (syst. hexagonal) aux formes différentes. - D : variété des formes obtenues par le jeu des troncatures dans le syst. cubique.

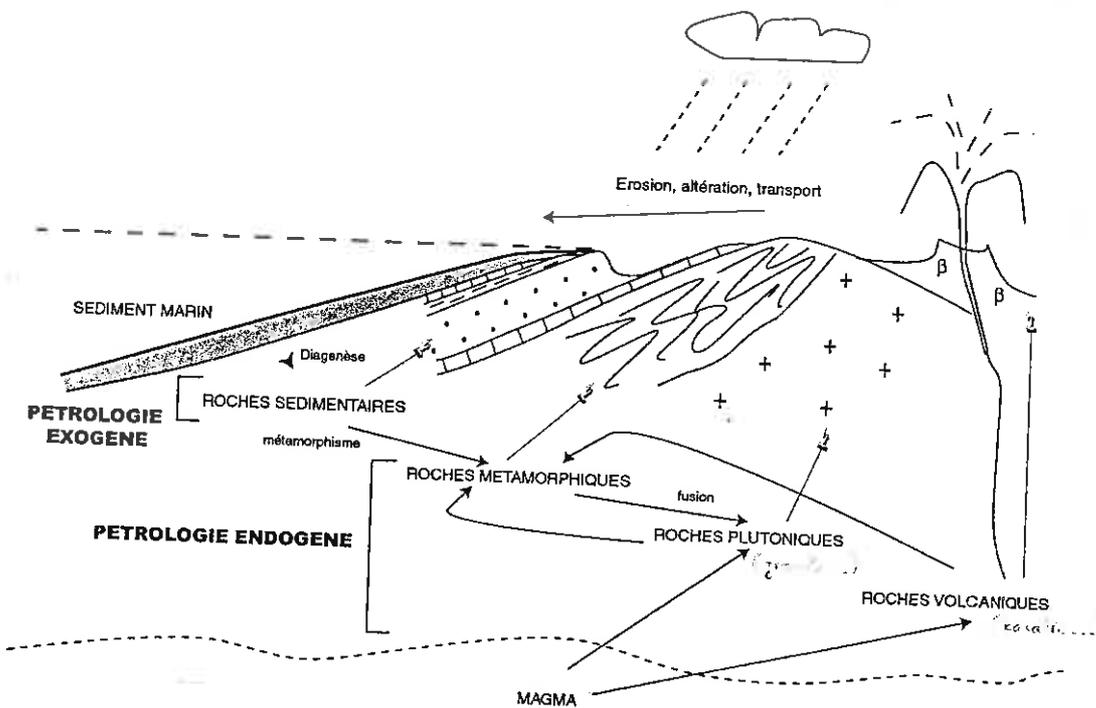


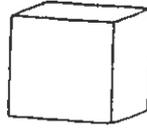
FIG. 6:

Les grands types de roches et leur processus de formation.

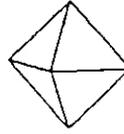
FIG.2:

quelques formes cristallines caractéristiques

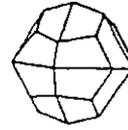
système cubique



galène



magnétite



pyrite

hexagonal

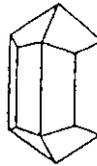


béryl



apatite

quadratique

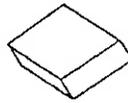


rutile



zircon

rhomboédrique



calcite

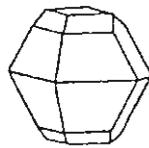


quartz

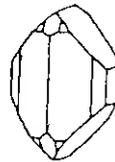


tourmaline

orthorhombique



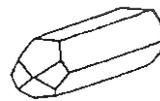
soufre



olivine

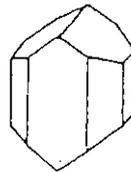


enstatite

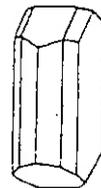


barytine

monoclinique



augite



orthose



gypse

triclinique



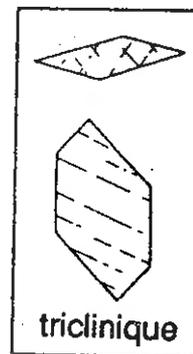
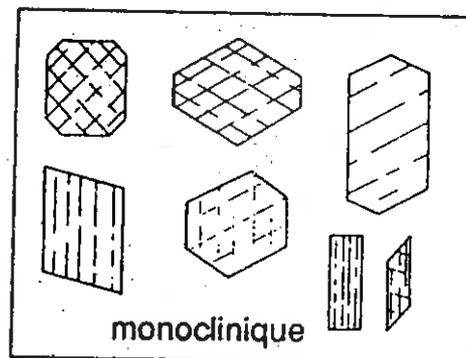
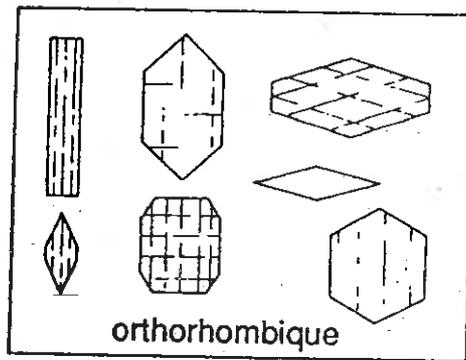
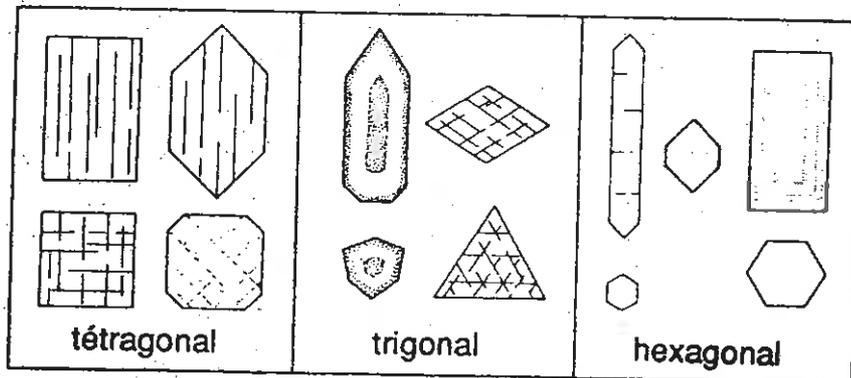
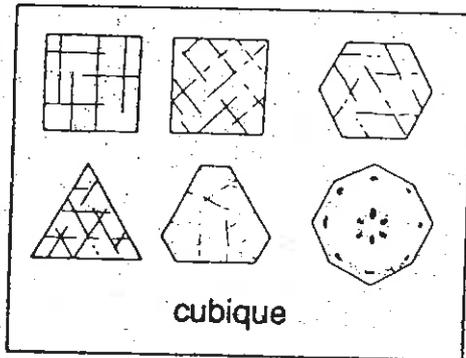
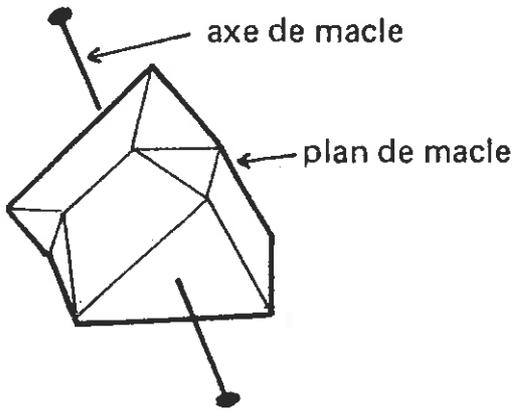


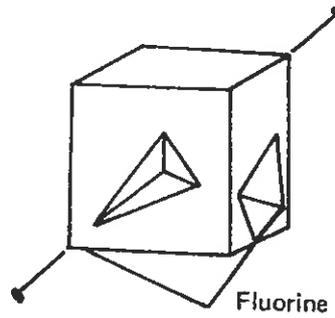
FIG. 3. Formes de sections caractéristiques.

FIG. 4:

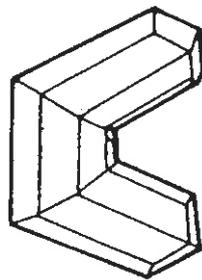
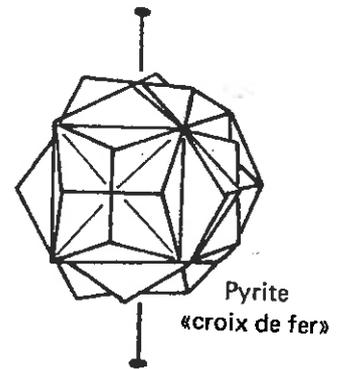
QUELQUES TYPES DE MACLES



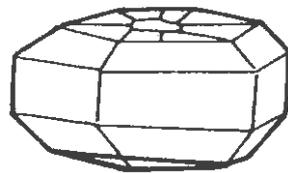
Macles paraccolement
(spinelle, diamant)



Fluorine
Macles parinterpénétration

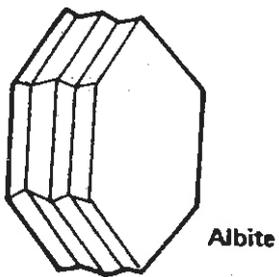


Rutile en
genou



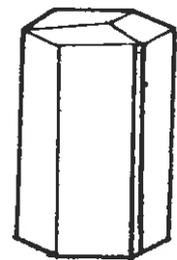
Rutile en
couronne

Macles cycliques



Albite

Macle polysynthétique

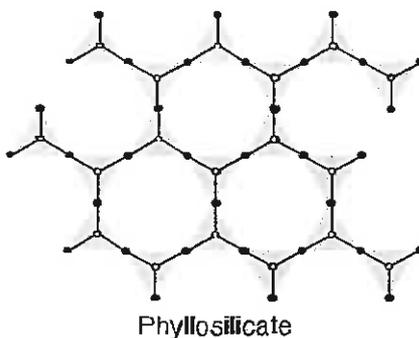
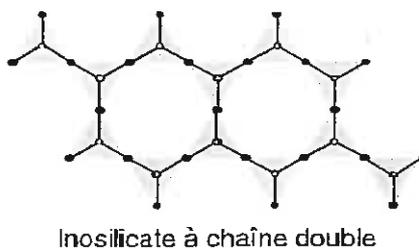
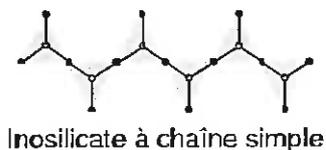
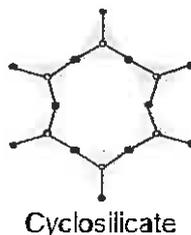
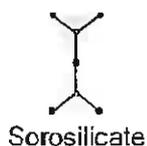


Aragonite

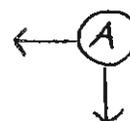
Macles mimétiques

FIG. 5:

LES SILICATES

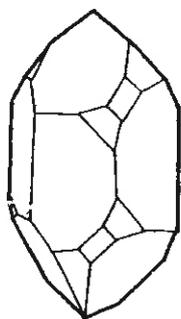


*à voir aller à
Maison d'origine
composé des
quartz*



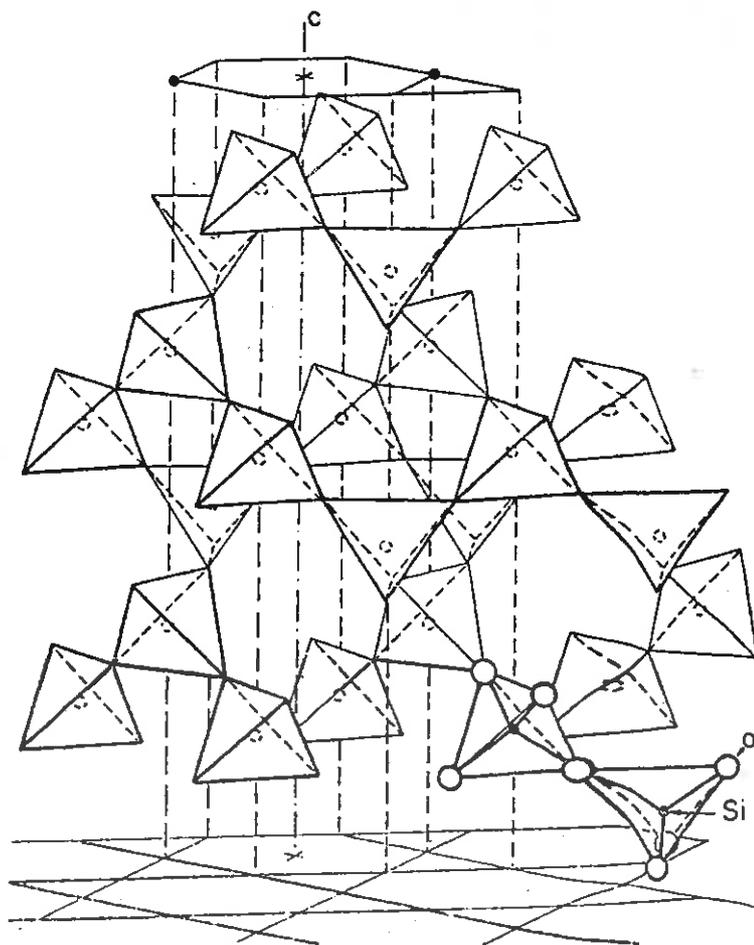
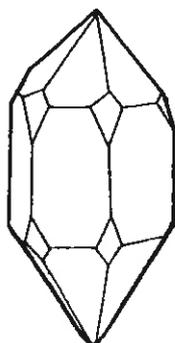
Tectosilicate (structure du quar :

Quartz α
rhomboédrique



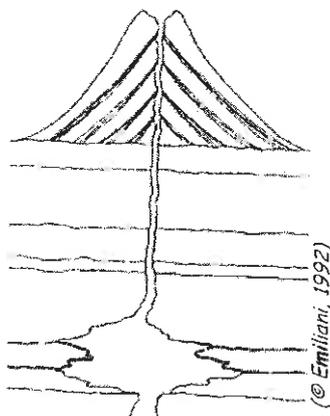
(B)

Quartz β
hexagonal



Travaux pratiques de Géologie : T.P. n°2.

INTRODUCTION A LA PETROLOGIE ENDOGENE
(Roches magmatiques & métamorphiques)



1. LES ROCHES MAGMATIQUES.

1.A. A l'origine des roches magmatiques : le magma.

1.A.a. *Les différents types de magma.*

1.A.b. *La cristallisation fractionnée
et les suites réactionnelles de Bowen.*

1.B. Les textures des roches magmatiques en relation
avec leur mode de mise en place.

1.B.a. *Les différentes textures.*

1.B.b. *Comparaison entre minéraux.*

1.B.c. *Relation avec le mode de mise en place.*

1.C. La coloration des roches magmatiques.

1.D. La classification des roches magmatiques.

2. LES ROCHES METAMORPHIQUES.

2.A. Les facteurs du métamorphisme.

2.B. Les subdivisions du métamorphisme.

2.C. Les textures des roches métamorphiques.

2.D. La classification des roches métamorphiques.

Introduction à la pétrologie endogène

(Roches magmatiques & métamorphiques)

Parmi les grandes familles de roches, les roches **endogènes** (résultant de processus de genèse à plus ou moins grande profondeur) sont regroupées au sein de deux ensembles : les roches **magmatiques** (ou ignées) et les roches **métamorphiques**. L'objectif de cette séance de TP est de savoir décrire ces roches, de comprendre la logique de leur classification et d'apprendre à reconnaître les plus connues d'entre elles à l'œil nu.

Il existe un lien fort entre le contexte géologique de mise en place et la nature d'une roche endogène, ce qui fait d'elles des indicateurs précieux pour le géologue qui doit décrypter l'histoire géologique d'une région. Pour toute autre personne confrontée au sol, il est bon de savoir identifier les grands types de roches du sous-sol, celles-ci ayant des propriétés très différentes.

1. LES ROCHES MAGMATIQUES.

1.A. A l'origine des roches magmatiques : le magma.

1.A.a. Les différents types de magma (FIGS. 1 & 2).

Le **magma** résulte de la **fusion partielle** (ou totale) de roches plus ou moins profondes du **manteau** terrestre (magma primaire, jusqu'à 300 km) ou de la **croûte terrestre** (magma d'anatexie crustale). Cette fusion se fait à haute température (au moins 600°C) en milieu anhydre ou au contraire hydraté (l'eau abaissant le point de fusion d'une roche). Formé de matériau en fusion contenant des gaz dissous, le magma est moins dense que les roches qui lui ont donné naissance et il a donc tendance à **migrer vers la surface** à travers la croûte terrestre.

Une certaine quantité de magma définit une **chambre magmatique** (FIG. 1), dont la taille peut varier de quelques dizaines de mètres à plusieurs kilomètres, et qui est le siège de phénomènes complexes : **déplacements de fluides**, **réactions chimiques** avec les roches encaissantes (assimilation ou contamination), **solidification**, etc. La figure 2 illustre la

composition chimique de magmas issus de la fusion totale (pour simplifier) de croûte continentale ou océanique. Les éléments dominant sont la silice et l'oxygène, puis viennent l'aluminium, le fer, le calcium, le magnésium, le sodium, le potassium, etc. A partir de ces éléments chimiques, les minéraux des roches magmatiques pourront cristalliser si la **solidification** du magma le permet. Celle-ci peut se faire :

- à une certaine **profondeur** au cours d'un **refroidissement lent**, permettant la cristallisation de minéraux jusqu'à ce qu'il n'y ait plus de magma (roches plutoniques) ;
- en (sub)surface par **refroidissement rapide**, ne permettant pas une cristallisation complète de minéraux (roches volcaniques, laves *sensu lato*)

On distingue plusieurs types de magma en fonction de leur teneur en silice :

| Type de magma | Felsique (acide) | Intermédiaire | Mafique (basique) | Ultramafique |
|----------------------------|-----------------------------|---------------|-------------------|-------------------|
| Teneur en SiO ₂ | > 65 % | de 65 à 52 % | de 52 à 45 % | < 45 % |
| Composition | + Si —————→ - Fe & Mg | | | - Si + Fe & Mg |

Les magmas **felsiques** (anciennement appelés **acides**) sont dits **saturés car riches en silice** (SiO₂) et sont de composition chimique voisine de la composition moyenne des **granites**. Ils se forment vers 20 à 30 Kms de profondeur sous les continents. Ils sont de **forte viscosité**, ce qui les empêche de bien migrer dans la croûte terrestre. Ils refroidissent alors lentement en profondeur et se solidifient par une suite complexe de cristallisations de minéraux pour former des **roches plutoniques** (massifs plutoniques de granitoïdes essentiellement). Dans certains cas, des magmas de ce type peuvent parvenir à la surface et former des roches volcaniques acides (laves visqueuses, dynamisme explosif).

Les magmas **mafiques** (anciennement appelés **basiques**) sont dits **sous-saturés car pauvres en silice** (SiO₂) et sont de composition chimique voisine de la composition moyenne des **basaltes**. Ils se forment vers 40 Kms de profondeur ou plus sous les continents, mais vers 10 Kms sous les océans. Ils sont de **faible viscosité**, ce qui leur permet une ascension relativement facile à travers la croûte terrestre. Ils ne se solidifient donc pas forcément en profondeur (bien que cela soit possible) mais peuvent remonter jusqu'à la surface, ou ils forment alors des **roches volcaniques**, partiellement cristallisées ou non cristallisées (coulées de laves fluides, dynamisme effusif).

On appelle magmatisme l'ensemble des phénomènes liés à la formation, à la cristallisation et aux déplacements des magmas.

***1.A.b. La cristallisation fractionnée et les suites réactionnelles de Bowen
(FIGS. 3 à 5).***

Les différents minéraux d'une roche ne cristallisent pas au hasard mais de manière successive par un processus nommé **cristallisation fractionnée**. A partir d'un magma qui refroidit, la solidification se fait selon des suites de cristallisation ordonnées : les **suites réactionnelles de Bowen (FIGS. 3, 4, 5)**. Elles correspondent à une **succession de réactions chimiques complexes** dépendantes de nombreux paramètres : chimisme du magma originel et son hydratation éventuelle, vitesse de variation de la température et de la pression, etc. Lors de la solidification, chaque espèce minérale possède un point de cristallisation qui lui est propre.

A partir d'un **magma originel** qui refroidit, une première génération de minéraux cristallise (les plus réfractaires). Ceux-ci se trouvent alors pris au sein d'un **magma résiduel**, dont la composition chimique diffère de celle du magma originel (appauvrissement en Fe, Mg, Ca, et enrichissement relatif en Si, Al, K, Na). Le magma résiduel continue à se refroidir au fur et à mesure que sa chaleur se dissipe dans l'encaissant et les premiers minéraux formés se retrouvent alors en **déséquilibre thermodynamique** avec lui. Une partie (ou la totalité) des minéraux déjà cristallisés va donc **réagir avec ce magma résiduel** pour former une seconde génération de minéraux, plus stables dans des conditions thermodynamiques de plus basse température. Le magma continue toujours à se refroidir et ce même processus va se répéter jusqu'à épuisement du magma et solidification complète. Ainsi, les nouveaux minéraux pourront à leur tour être partiellement ou totalement résorbés lors de stades ultérieurs de la cristallisation fractionnée. Le terme 'suite réactionnelle' indique le caractère transitoire de chaque espèce minérale au fur et à mesure de la solidification du magma.

Les études expérimentales effectuées par Bowen (vers 1925-1930) ont permis de dégager les suites réactionnelles des figures 3 à 5, pouvant se dérouler **conjointement ou non, en totalité** si le chimisme du magma le permet (excès de SiO₂ en particulier), **ou partiellement** dans le cas contraire. On distingue :

➤ A gauche (FIGS. 3 & 4) : la **suite réactionnelle des minéraux ferromagnésiens** (olivine, pyroxènes, amphiboles, biotite). Cette suite est dite **discontinue** car les cristaux formés cristallisent selon des systèmes cristallins différents (orthorhombique, monoclinique, ~~trigonal~~).

- Dans le cas d'un magma pauvre en silice, les olivines (= néosilicates, peu exigeants en silice) cristallisent à haute température. Lorsque la température décroît, une partie des olivines cristallisées réagit avec le liquide restant (magma résiduel) pour former des pyroxènes (inosilicates), et ainsi de suite jusqu'à épuisement de la silice (FIGS. 3, 4 & 5C).

- ⇒ Dans le cas d'un magma plus riche en silice, les premiers minéraux formés sont des minéraux plus exigeants en silice (ino-, phyllo- et tectosilicates) (FIGS. 3, 4 & 5A). Ceci explique l'exclusion de l'olivine (néosilicates) quand il y a du quartz (tectosilicates) et inversement (cette exclusion se voit aussi sur la figure 8).

➤ A droite (FIGS. 3 & 4) : la **suite réactionnelle des feldspaths plagioclases**, d'un pôle basique calcique (l'anorthite) à un pôle acide sodique (albite). Cette suite est dite **continue** car les cristaux forment une **série isomorphe** (*i.e.* de même système cristallin, ici le système triclinique).

➤ Au centre (FIGS. 3 & 4) : la **suite réactionnelle des feldspaths alcalins** potassiques et sodiques comme (sanidine, orthose ou orthoclase [*syn.*], microcline, anorthose).

Dans les roches, les associations minérales effectivement réalisées dépendront du chimisme du magma originel (FIG. 4 & 5), et de l'évolution des conditions thermodynamiques (par exemple certaines réactions ne peuvent avoir lieu, ou ne sont que partielles, si le refroidissement est trop rapide). Si la silice est en excédent dans le magma, les termes ultimes de la cristallisation fractionnée aboutissent à la formation de muscovite puis de quartz (FIGS. 4 & 5A). La figure 5 présente différents scénarios de cristallisation fractionnée, aboutissant à la formation de différentes roches (acides à basiques) selon le chimisme originel du magma : felsique (FIG. 5A), intermédiaire (FIG. 5B) ou mafique (FIG. 5C).

Au fur et à mesure de la solidification du magma par cristallisation fractionnée, on observe en parallèle une **différenciation de la chambre magmatique**. Diverses fractions des magmas, résiduels ou non, peuvent migrer vers la surface (en subissant éventuellement des contaminations) et former des roches magmatiques variées de plus en plus différenciées (de moins en moins basiques) définissant, dans le secteur considéré, ce que l'on nomme une **série magmatique**.

1.B. Les textures des roches magmatiques en relation avec leur mode de mise en place.

1.B.a. Les différentes textures (FIG. 6).

La taille des cristaux contenus dans les roches magmatiques guidera la nomenclature des textures. On distingue ainsi :

* Les roches **phanéritiques** (*entièrement cristallisées et dont les grains sont visibles à l'œil nu ou à la loupe*). Ce sont les roches magmatiques **plutoniques** (*voir § 1.B.c.*) :

- Pour des cristaux **inframillimétriques**, la texture est **aplitique** ;
- Pour des cristaux **millimétriques**, la texture est **grenue** ;
- Pour des cristaux **centimétriques** à **décimétriques**, elle est **pegmatitique**.

* Les roches **aphanitiques** (*entièrement cristallisées mais dont les grains ne sont pas tous visibles à l'œil nu ou à la loupe, partiellement cristallisées, ou non cristallisées*). Ce sont les roches magmatiques **filoniennes** et **volcaniques** (*voir § 1.B.c.*) :

- Si la roche est entièrement cristallisée mais que l'on ne distingue pas tous les cristaux à l'œil nu ou à la loupe (cristaux microscopiques non visibles et éventuellement phénocristaux visibles), la texture est **microgrenue** ;
- Si seuls quelques cristaux (souvent petits) sont visibles à l'œil nu ou à la loupe (phénocristaux), et qu'ils sont pris dans une pâte (de microcristaux non visibles et/ou de verre non cristallisé), la texture est **microlithique** (**microlithique porphyrique** dans le cas où des phénocristaux sont visibles) ;
- Si aucun minéral n'a pu cristalliser (à cause d'une remontée trop rapide du magma), la texture est **vitreuse** (**verre amorphe**).

1.B.b. Comparaison entre minéraux.

La **forme** d'un cristal peut être **automorphe**, **subautomorphe** ou **xénomorphe** (voir TP de minéralogie), selon que le minéral ait pu bien cristalliser ou non (conditions de pression et de température adéquates, espace suffisant pour la cristallisation, atomes nécessaires disponibles, etc.).

La **taille** des cristaux qui composent une roche peut varier énormément : on distingue les **phénocristaux** (visibles à l'œil nu ou à la loupe) des **microcristaux** (visibles au microscope seulement), encore appelés **microlithes** ou **cristallites**.

- Une roche est dite **isogranulaire** si la **taille** de ses cristaux est **homogène** ;
- Une roche est dite **hétérogranulaire** si la **taille** de ses cristaux est **hétérogène**.

Si en outre certains cristaux qui composent une roche sont relativement bien plus gros que les autres, cette roche sera aussi qualifiée de **porphyrique** ou **porphyroïde** (ex : granite porphyrique, porphyre, etc.). Ces minéraux plus imposants sont qualifiés de **porphyroblastes** (parfois **mégacristaux**) :

- Dans les roches grenues, ils matérialisent les phases de cristallisation terminales ;
- Dans les roches microgrenues et microlithiques, ils matérialisent les phases précoces de cristallisation.

1.B.c. Relation avec le mode de mise en place.

Les roches magmatiques forment l'essentiel des croûtes continentales et océaniques. De même que l'on distingue des magmas felsiques (acides) et mafiques (basiques) présidant à leur genèse, il existe **deux grands types de roches magmatiques** : les roches plutoniques (formées en profondeur) et les roches volcaniques (formées en surface), auxquels s'ajoutent des roches très variées mais moins fréquentes. Ainsi, 95% des roches plutoniques sont des granites (roches acides) et 90% des roches volcaniques sont des basaltes (roches basiques), mais ceci n'exclue pas qu'il existe des roches acides ou basiques aussi bien parmi les roches plutoniques que volcaniques. D'un point de vue géologique, **le mode de mise en place des roches magmatiques conditionne en très grande partie leur texture**. On distingue :

- Les roches magmatiques **plutoniques** (ou **intrusives**), mises en place en **profondeur** par refroidissement progressif sans dégazage et solidification lente de magma dans une chambre magmatique (jusqu'à plusieurs dizaines de milliers d'années), ce qui permet une cristallisation bien développée de minéraux. Par conséquent, les roches plutoniques sont entièrement cristallisées et constituées uniquement de phénocristaux : c'est la **texture grenue** (*sensu lato*). Ce sont le plus souvent les processus d'érosion qui permettent aux massifs de roches plutoniques (les **plutons** ou **batholites**) d'affleurer en surface.

- Les roches magmatiques **volcaniques** (ou **extrusives**), mises en place en (sub)**surface** (à l'air libre ou sous l'eau) à partir de magma dégazé liquide ou pâteux (la **lave**). Ces roches sont formées à partir de magma qui remonte rapidement à travers la croûte terrestre et qui refroidit brutalement lors d'une **éruption volcanique**, ce qui ne permet pas une cristallisation avancée de minéraux. Par conséquent, les roches volcaniques sont riches en microcristaux (ou microlithes) pris dans un verre (amorphe) plus ou moins abondant, pouvant éventuellement contenir des phénocristaux : c'est la **texture microlithique** (éventuellement **porphyrique**).

- Les roches magmatiques **filoniennes** (roches en situation intermédiaire de semi-profondeur) nommées selon le contexte roches **périplutoniques** ou roches **hypovolcaniques**. Elles se forment généralement dans des filons par refroidissement de magma, à une vitesse variable qui dépend essentiellement de la différence de température avec les roches encaissantes. Le plus souvent, les roches filoniennes sont constituées d'un mélange de phénocristaux et de microcristaux : c'est la texture **microgrenue**.

1.C. La coloration des roches magmatiques (FIG. 7).

Parmi les principaux minéraux constitutifs des roches, on distingue en première approximation des **minéraux clairs** (quartz, feldspaths, feldspathoïdes) et des **minéraux foncés** (olivine, pyroxènes, amphiboles, biotite). La figure 7 est une chartre pour l'évaluation visuelle des pourcentages de minéraux sombres ou clairs sur une plage de roche. Leur proportion relative permet de définir des indices de coloration, permettant de qualifier la roche du point de vue de la couleur :

| Type de roche | Hololeucocrate | Leucocrate | Mésocrate | Mélanocrate | Holomélanocrate |
|----------------------|----------------|------------|-----------|-------------|-----------------|
| Minéraux sombres (%) | [0 – 10] | [10 – 40] | [40 – 60] | [60 – 90] | [90 – 100] |

1.D. La classification des roches magmatiques (FIGS. 8, 9, 10).

Les essais de classification des roches magmatiques sont nombreux et s'appuient sur divers critères comme leur **mode de mise en place** et leur **texture** (voir § 1.B.), leur **coloration** (voir § 1.C), leur **composition chimique et/ou minéralogique** (et la proportion relative de leurs éléments chimiques ou minéraux).

Pour une même composition chimique et des assemblages minéralogiques très proches, on donne en général des noms différents à la roche selon son mode de mise en place et sa texture. *A composition chimique égale, une roche plutonique grenue sera par exemple un granite, une roche microgrenue un microgranite, et une roche volcanique une rhyolite.*

D'un point de vue **chimique et minéralogique**, outre la coloration des minéraux, on considérera essentiellement l'**alcalinité** et la **saturation en SiO₂** de la roche, elle-même liée à l'acidité du magma dont elle dérive (voir § 1.A.a.).

* Concernant la **saturation en silice**, on distingue :

- Les roches **sursaturées** (SiO₂ excédentaire, roches acides issues d'un magma felsique), riches en **quartz** et ne contenant **pas de feldspathoïdes et d'olivine** ;
- Les roches **saturées** (SiO₂ équilibré, roches issues d'un magma intermédiaire) ;
- Les roches **sous-saturées** (SiO₂ déficitaire, roches basiques issues d'un magma mafique ou ultramafique), caractérisées par la **présence d'olivine et/ou de feldspathoïde** et par l'**absence de quartz**.

* Concernant l'**alcalinité**, on distingue :

- Les roches **alcalines**, riches en **feldspaths potassiques et sodiques** (sanidine, orthose, microcline, anorthose) ;
- Les roches **calco-alcalines**, qui **possèdent en plus des feldspaths plagioclases** (anorthite à albite) ;
- Les roches **calco-sodiques**, qui **ne possèdent que des feldspaths plagioclases** (anorthite à albite).

La prise en compte de tous ces paramètres a conduit à des tableaux de classification qui présentent les roches principales, mais d'où sont exclues les roches constituées de minéraux habituellement accessoires, ou constituées d'un seul minéral (mais ces roches sont exceptionnelles).

Parmi les nombreux types de classification proposés, la figure 8 représente la **composition minéralogique des principales roches magmatiques** (plutoniques et volcaniques) en **pourcentage volumique de ses minéraux**. Cette classification prend également en considération la saturation en silice et la texture des roches.

Les figures 9 & 10 proposent de classer les roches magmatiques selon la **classification internationale de Streckeisen** (1974, nomenclature IUGS). Cette classification a été établie **pour les roches plutoniques contenant plus de 10 % de minéraux clairs** (roches hololeucocrates à mélanocrates), puis étendue aux roches volcaniques. Elle est basée sur la **proportion relative dans les roches de quatre minéraux : le quartz, les feldspathoïdes, les feldspaths alcalins et les feldspaths plagioclases**. L'axe 'quartz – feldspathoïde' témoigne de la **saturation en silice** de la roche, tandis que l'axe 'feldspaths alcalins –feldspaths plagioclases' représente son **alcalinité**. Dans le cas d'une **roche magmatique contenant moins de 10 % de minéraux clairs** (roche holomélanocrate), il faudra se reporter à la **classification des roches ultramafiques** donnée en complément sur la figure 10.

D'une manière générale, ces tableaux de classification sont commodes mais restent en partie arbitraires, car **les variations de composition chimique ou minéralogique au sein des roches magmatiques sont progressives et continues** (ce qu'indiquent d'ailleurs certains noms comme 'granodiorite' ou 'trachyandésite'). En effet, ces systèmes de classification résultent du besoin de l'homme à classer les choses pour les désigner, alors que **la nature est plutôt établie comme un continuum de processus...** De plus, l'importance relative des diverses familles n'apparaît pas, alors que, comme écrit précédemment, 95% des roches plutoniques sont des granites, et 90% des roches volcaniques sont des basaltes. En pratique, nommer une roche consiste à l'associer à une case du tableau, ce qui n'est pas toujours aisé et nécessite souvent l'usage du microscope, d'analyses chimiques complémentaires, etc. On ajoute souvent à ce nom diverses précisions (par exemple : granite rose à biotite, basalte à

olivine, etc.) D'autres appellations existent en grand nombre, mais bien souvent, elles ne désignent que des variétés d'intérêt local.

2. LES ROCHES METAMORPHIQUES.

2.A. Les facteurs du métamorphisme.

Le métamorphisme est la transformation d'une roche à l'état solide du fait d'une élévation de température et/ou de pression, avec cristallisation de nouveaux minéraux, dits néoformés, et acquisition de textures et structures particulières, sous l'influence de conditions physiques et/ou chimiques différentes de celles ayant présidé à la formation de la roche originelle (FIG. 11). Les facteurs du métamorphisme sont :

- **La température** (facteur principal), qui augmente naturellement avec la profondeur (**gradient géothermique** : $\sim 1^\circ\text{C} / 30 \text{ m}$ à travers la croûte terrestre). La température d'une roche encaissante peut aussi être influencée par la mise en place à proximité de roches magmatiques plutoniques ou volcaniques (plutons, filons, cheminées volcaniques).

- **La pression** qui, elle aussi, augmente naturellement avec la profondeur (**pression générale hydrostatique**), mais qui en outre peut augmenter du fait de contraintes tectoniques (*une contrainte est une pression orientée*). Conjointement avec les variations de température, les variations de pression permettent la cristallisation de nouveaux minéraux dans la roche, et très souvent leur orientation selon des plans définis, d'où l'aspect particulier feuilleté de la plupart des roches métamorphiques (voir **schistosité** et **foliation** : § 2.C.).

- Dans certains cas, un troisième facteur participe au métamorphisme : ce sont les **échanges chimiques**. On dit alors que le **métamorphisme** est **allochimique**, la composition originelle des roches étant modifiée par des apports extérieurs et des départs d'éléments chimiques (comme Si, Al, Na, K, etc.) Ce métamorphisme allochimique est d'**extension limitée**, et concerne surtout le métamorphisme de contact (et le métamorphisme hydrothermal, voir § 2.B.). Le plus souvent (en particulier pour les roches du métamorphisme général, voir § 2.B.), le métamorphisme est **isochimique** (ou normal), c'est-à-dire qu'à l'échelle de l'échantillon comme de la formation géologique, la composition originelle des roches n'est pas modifiée (aux teneurs en H_2O et CO_2 près).

Etant liées à ces divers facteurs, les **limites du métamorphisme** sont peu tranchées :

- La **limite inférieure** correspond au **métamorphisme le plus faible**, et se situe vers $T = 100 \text{ à } 200 \text{ }^\circ\text{C}$, et $P \approx 1 \text{ Kbar}$.

- La **limite supérieure** est atteinte lorsque débute la **fusion** de la roche (par définition), à température et pression élevées, avec en moyenne $T \geq 600$ °C (la présence d'eau abaissant le point de fusion), et $P \geq 3$ ou 4 Kbars. Une roche présentant des caractères de fusion est qualifiée d'**anatexite**.

2.B. Les subdivisions du métamorphisme (FIGS. 12 & 13.I).

Les phénomènes métamorphiques sont multiples et complexes, et les roches métamorphiques très variées, d'où une typologie et une nomenclature complexes elles aussi. On distingue fondamentalement **deux grands types de métamorphisme** (auxquels s'ajoutent des phénomènes métamorphiques plus particuliers et moins représentés dans la nature) :

* Le métamorphisme **régional** ou **général**, qui **affecte l'ensemble des roches sur des épaisseurs et des surfaces importantes**, et dans lequel on distingue des métamorphismes dits de haute pression (HP), de pression intermédiaire et de basse pression (BP) (FIG. 13.I).

- Ainsi, dans les domaines **non plissés**, la base des séries sédimentaires épaisses de plusieurs kilomètres subit un **métamorphisme général** qualifié d'**enfouissement** ou de **statique**, car **peu marqué** et **sans déformation**.
- En revanche, dans les grandes **chaînes plissées**, le métamorphisme est responsable de la formation de roches subissant des **déformations tectoniques marquées**, si bien que l'on parle de **métamorphisme général dynamothermique**. Ce sont les roches du substratum : schistes, micaschistes, gneiss.

* Le métamorphisme dit de **contact**, car **localisé au contact des roches magmatiques**. Il affecte les intrusions plutoniques (comme les plutons granitiques ou les filons) et les terrains traversés par ces enclaves. Surtout lié à l'élévation de la température et à la durée de cette augmentation, il est souvent nommé **métamorphisme thermique**. Autour d'un massif intrusif, la zone métamorphisée est épaisse de quelques mètres à quelques centaines de mètres, et son affleurement dessine sur une carte une **auréole de métamorphisme** de contact, dotée d'une limite externe imprécise, du fait de la décroissance progressive de la température et donc du métamorphisme.

Par ailleurs, d'autres types de métamorphismes sont définis, non détaillés ici, car plus rares et en relation avec des contextes géologiques spécifiques :

* Le **métamorphisme dynamique** ou **cataclastique**, lié aux contraintes se développant dans des contextes tectoniques particuliers dominés par la pression (les grands accidents cassants) ;

* le **métamorphisme hydrothermal**, lié à des circulations de fluides à T élevée ;

- * le **métamorphisme d'impact**, lié à la chute de grosses météorites.

2.C. Les textures des roches métamorphiques (FIG. 14).

La figure 14 présente les différents types de textures observées parmi les roches métamorphiques. Il est important de bien les différencier car ces textures déterminent l'identification de ces roches selon qu'elles soient granulaires (**sans déformation** bien que des recristallisations soient possibles) ou foliées (**avec des déformations** plus ou moins marquées).

- * La **texture granoblastique** présente une mosaïque de cristaux de tailles sensiblement égales, engrenés les uns dans les autres. Elle résulte du réarrangement à l'échelle microscopique des grains qui constituait la roche d'origine, de manière à minimiser la porosité, en accord avec des conditions croissantes de P et T à l'état solide. En parallèle, des minéraux néoformés peuvent cristalliser. Ainsi un grès deviendra un **quartzite** et un calcaire un **marbre**.

- * La **texture lépidoblastique** est caractérisée par la juxtaposition de cristaux en feuillets orientés (typiquement des micas). Elle résulte de l'évolution microstructurale selon des conditions croissantes de P et T à l'état solide, de roches originelles qui possédaient une fraction plus ou moins importante de minéraux argileux (transformés en micas).

Le pattern caractéristique de ce type de texture est la **schistosité**. Il s'agit d'un **feuilletage plus ou moins serré présenté par certaines roches, acquis sous l'influence de contraintes tectoniques, distinct de la stratification originelle de la roche, et selon lequel elles peuvent se débiter en lames plus ou moins épaisses et régulières**. La schistosité se développe d'autant mieux que le grain est fin. Elle peut s'accompagner de phénomènes de dissolution avec concentration de particules insolubles le long des plans de schistosité.

Ainsi, le débit en plaques de l'**ardoise** correspond à une faible schistosité, alors que d'autres roches comme les **schistes** ou les **micaschistes** présentent une schistosité plus marquée.

- * La **texture granolépidoblastique** est caractérisée par une alternance de lits à texture granoblastique et de lits à texture lépidoblastique. Elle est la signature de hauts grades métamorphiques (P et T élevés).

Le pattern caractéristique de ce type de texture est la **foliation**. Il s'agit d'une **structure visible dans certaines roches métamorphiques, où à la schistosité s'ajoute une différenciation ou ségrégation pétrographique entre des feuillets plus ou moins épais de minéraux sombres (biotite, amphibole) et de minéraux clairs (quartz, feldspath, muscovite)**. En section, ces alternances de lits clairs et de lits sombres présentent un aspect rubané.

Ceci est bien visible chez les **gneiss**, les **migmatites** ou les **amphibolites** par exemple. Certains gneiss présentent de gros cristaux de feldspath disposés 'en amande' au sein de la foliation, on parle alors de **gneiss œillés**.

2.D. La classification des roches métamorphiques (FIGS. 15 & 16).

La classification et la nomenclature des roches métamorphiques sont complexes car interviennent à la fois les caractéristiques des roches originelles et celles du métamorphisme. Ce dernier présente **différents degrés**, définis par les conditions de P et T (FIG. 12 & 13.I), et caractérisés par des **faciès minéraux** (FIG. 13.III) délimités par l'apparition et la disparition de certains minéraux (FIG. 13.II). En effet, chaque minéral possède un **domaine de stabilité** dans l'espace thermodynamique des pressions et températures, et lors des changements de P et/ou de T, les minéraux d'une roche se transforment et se réorganisent afin que l'assemblage final soit toujours en accord avec les conditions de P et T rencontrées. Les principales distinctions ainsi faites pour aider à la classification des roches métamorphiques sont les suivantes :

► Les faciès minéraux (FIG. 13.III) :

Un faciès minéral est défini par l'association de certains minéraux (la paragenèse) caractérisant le chimisme d'une roche et le degré de métamorphisme qu'elle a subi. L'étude expérimentale a permis de délimiter plus ou moins bien les champs de P et T dans lesquels les minéraux sont stables (FIG. 13.II), et de déterminer, lorsque ces paramètres varient, quelles sont les réactions chimiques aboutissant à la formation de nouveaux minéraux. Sur les diagrammes des figures 13.II & 13.III, il est à noter le point **P : point triple des silicates d'alumine** (andalousite, disthène, sillimanite).

A la suite des travaux expérimentaux du géologue finlandais Eskola (1^{ère} moitié du XX^{ème} siècle), les principaux faciès minéraux sur lesquels on s'accorde sont les suivants :

- Faciès à zéolites,
- Faciès à prehnite – pumpellyite,
- Faciès des schistes verts,
- Faciès des schistes bleus (ou schistes à glaucophane – lawsonite),
- Faciès des amphibolites,
- Faciès des granulites,
- Faciès des éclogites,
- Faciès des cornéennes (sous-faciès à albite – épidote, à hornblende ou à pyroxène),
- Faciès des sanidinites.

► Les séquences métamorphiques :

Une séquence métamorphique est l'ensemble des roches métamorphiques de degré croissant issues d'un même protolithe (roche originelle). Une telle séquence est caractérisée par une composition chimique moyenne. Dans le cas du métamorphisme régional ou général, on distingue :

- La séquence arénacée,
- La séquence argileuse ou pélitique,
- La séquence calcaropélitique,
- La séquence carbonatée,
- La séquence granitique,
- La séquence basique.

Déterminer la séquence à laquelle appartient une roche est souvent très difficile et ce mode de classement n'est guère utilisé. **On ajoute plutôt les préfixes para- ou ortho- pour indiquer l'origine sédimentaire ou magmatique** lorsqu'on peut la déterminer. Par exemple, un **paragneiss** dérive d'argiles ou de pélites, tandis qu'un **orthogneiss** dérive d'un granitoïde. D'une manière plus générale, on peut également désigner une roche métamorphique par le **préfixe méta- suivi du nom du protolithe**, par exemple : **métagranite**.

► L'intensité du métamorphisme :

Une zone métamorphique correspond à un volume de terrain présentant un certain degré de métamorphisme. La reconnaissance et la représentation de ces zones est la **zonéographie**. Classiquement dans le métamorphisme régional ou général, on distingue (en se référant à la séquence pélitique) :

- L'anchizone (début de métamorphisme),
- L'épizone (métamorphisme faible),
- La mésozone (métamorphisme moyen),
- La catazone (métamorphisme fort),
- L'ultrazone (métamorphisme très fort).

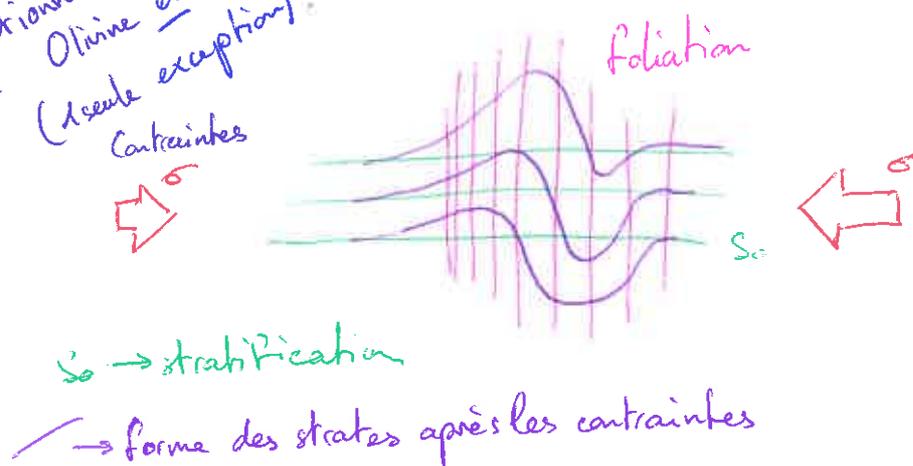
Ces limites sont plus ou moins nettes, et les corrélations avec les faciès minéraux plus ou moins aisées, si bien que la zonéographie est complexe et que des flous importants subsistent.

Remarque : Sur une carte, les limites de ces zones sont des **isogrades** (courbes de même degré métamorphique), que l'on nomme, en général, d'après un minéral. Par exemple, l'isograde 'chlorite -' correspond à la disparition de la chlorite au passage dans une zone de plus fort degré et l'isograde 'biotite +' correspond à l'apparition de la biotite.

► Alors comment déterminer une roche métamorphique dans la pratique ?

D'un point de vue pratique, sans que des observations microscopiques ou des analyses chimiques complémentaires ne soient nécessaires, il est possible de déterminer assez facilement les roches métamorphiques les plus courantes en suivant des clés d'identification à partir de la texture de la roche (voir § 2.B.). C'est ce que proposent les figures 15 & 16, pour les roches métamorphiques à texture granulaire (ou granoblastique, FIG. 15) ou foliée (lépidoblastique ou granolépidoblastique, FIG. 16).

Note:
à cause des suites réactionnelles
on ne peut pas avoir
dans une même roche
Olivine et Quartz
(seule exception)
Contraintes



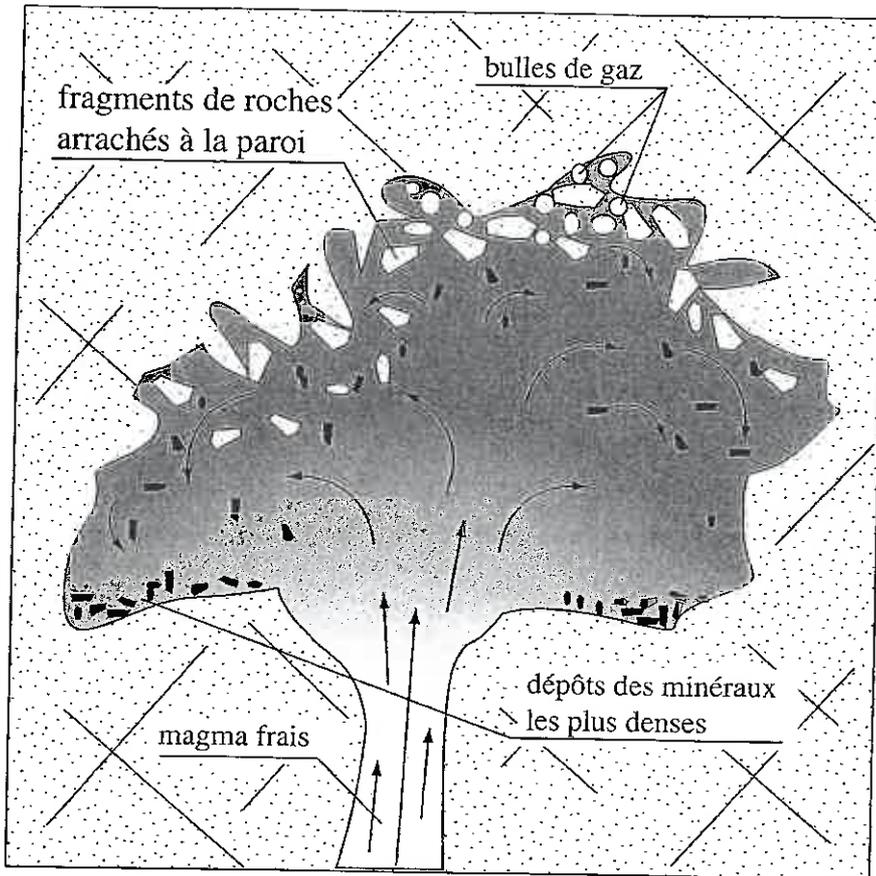


FIG. 1: Schéma d'une chambre magmatique.
(© Parriaux 2006)

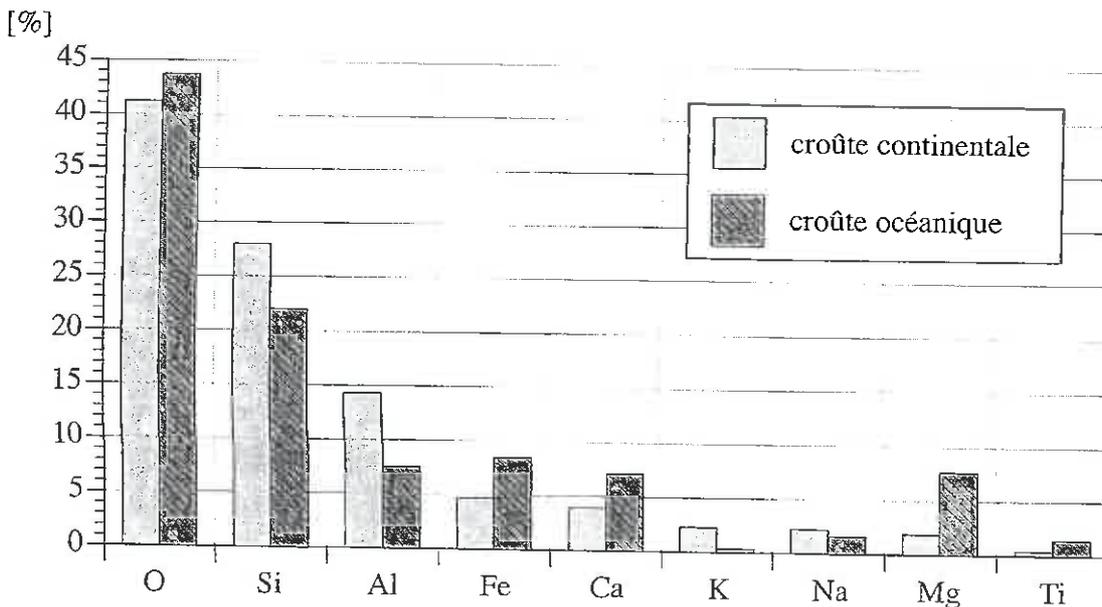


FIG. 2: Concentration des éléments chimiques les plus courants dans les roches des croûtes continentales et océaniques. (© Parriaux 2006)

fluorescence garantie → phosphorescence

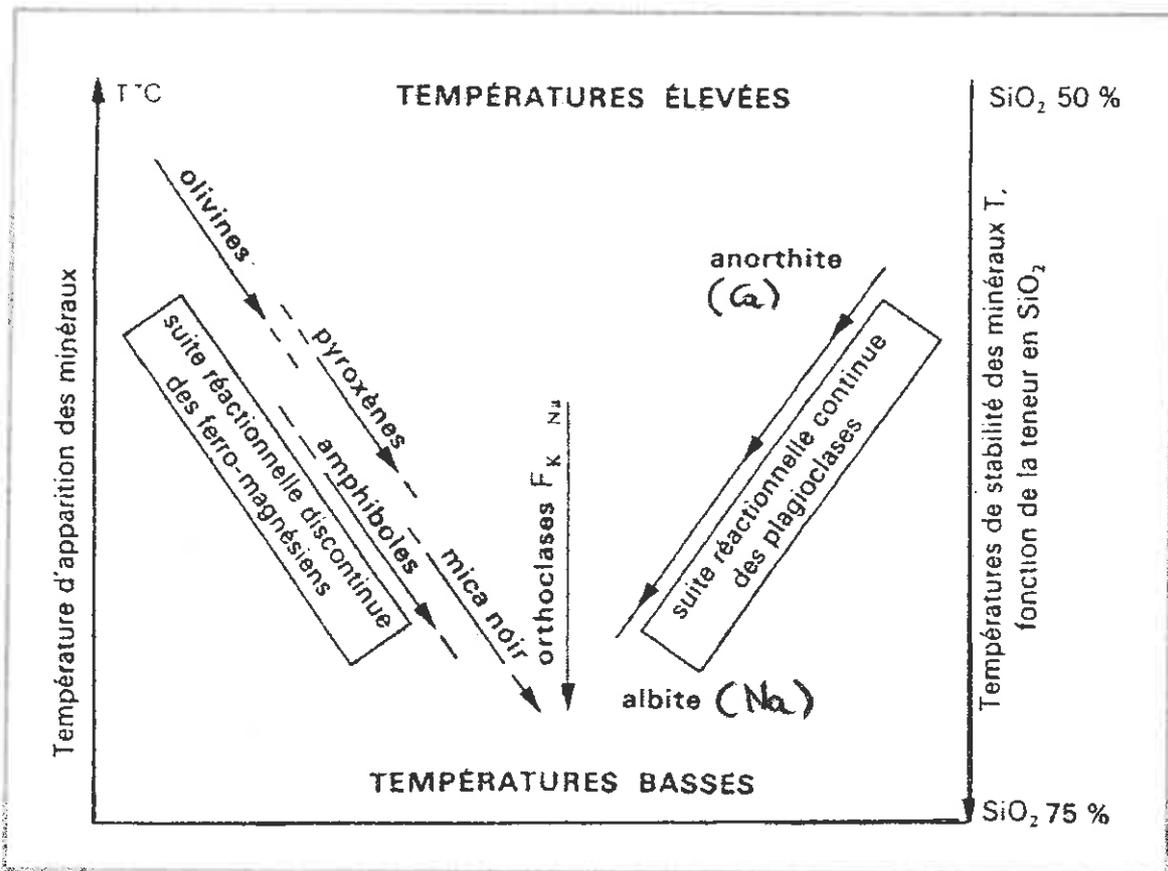


FIG. 3: Les suites réactionnelles de Bowen.

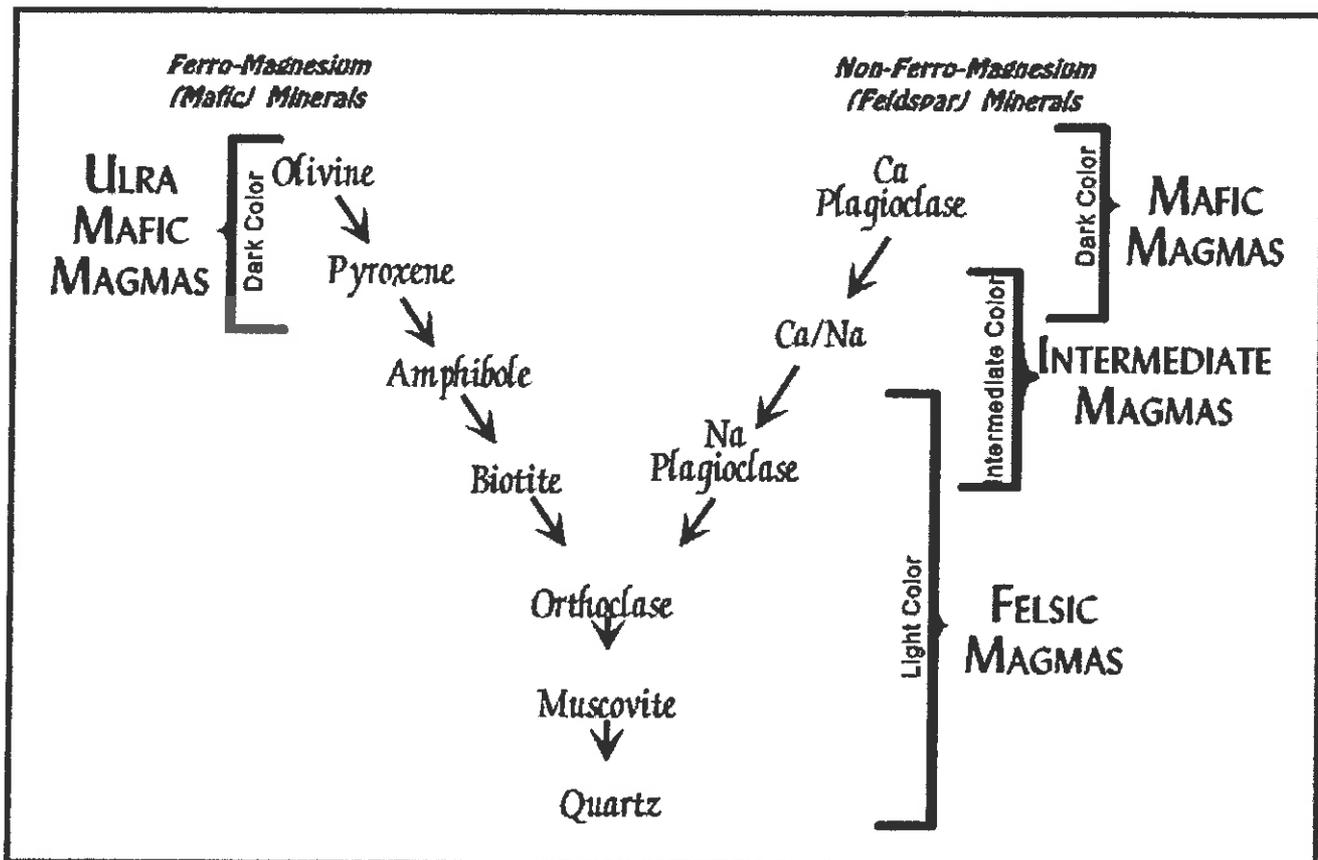
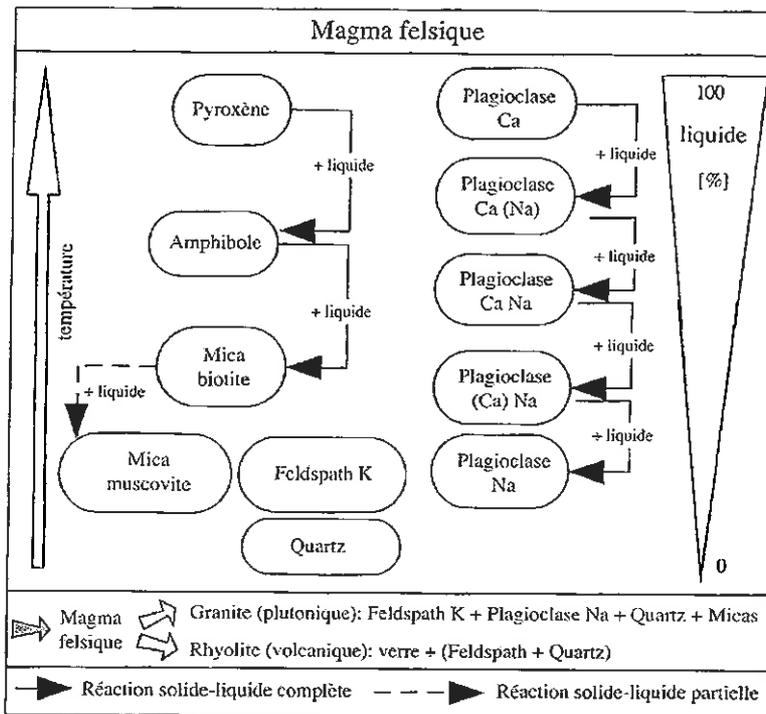


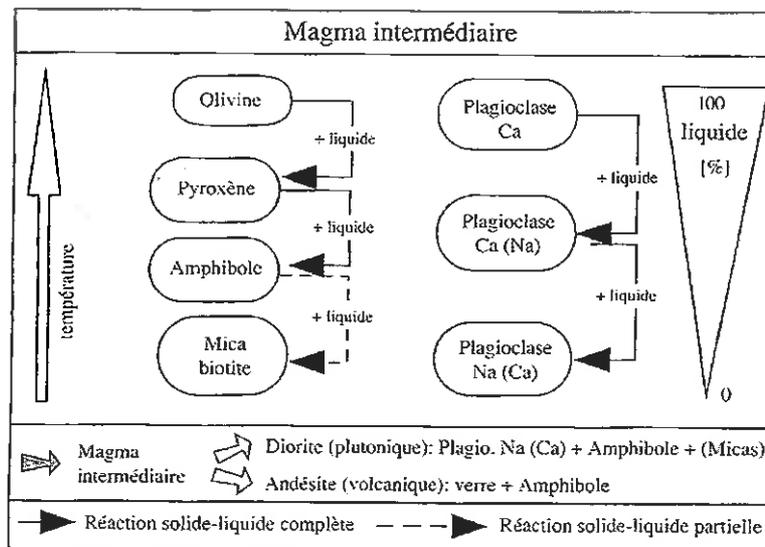
FIG. 4: Les types de magmas à l'origine des roches magmatiques.

(© Lynn S. Fichter 2000)

A.
Magma felsique.



B.
Magma intermédiaire.



C.
Magma mafique.

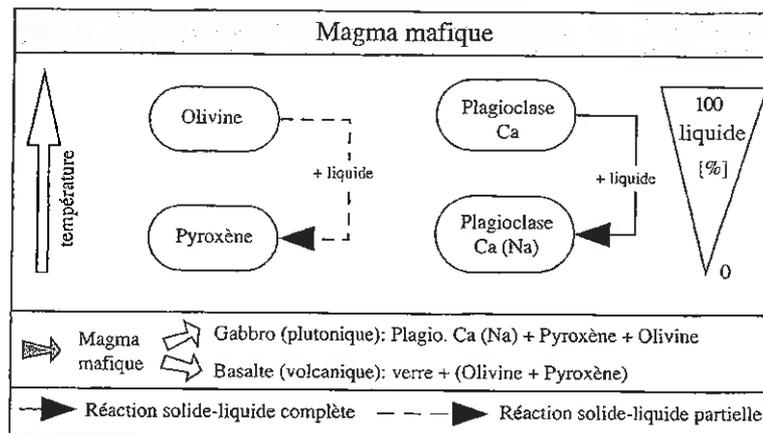


FIG. 5: Cristallisation fractionnée des magmas. (© Parriaux 2006)

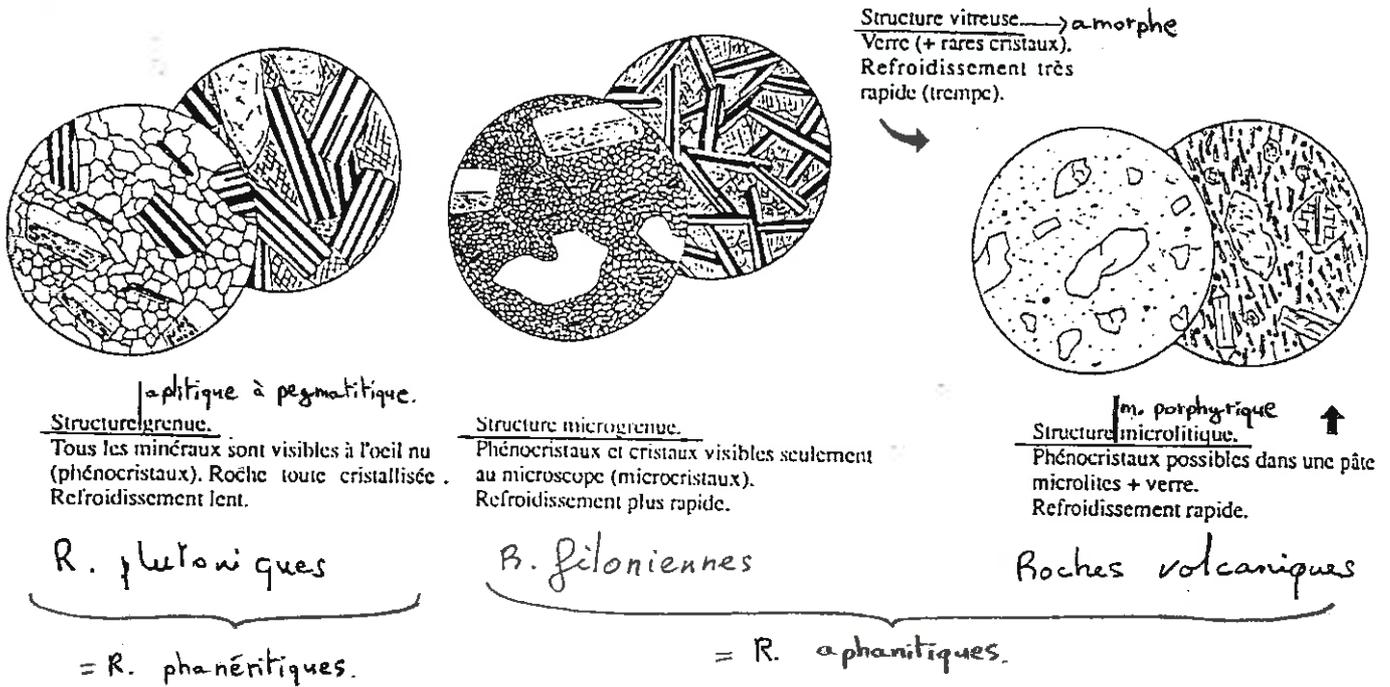


FIG. 6: Les textures des roches endogènes magmatiques.

selon l'endroit de sa cristallisation, une roche à m composition n'a pas le m nom
ryolite → surface
granite → profonde

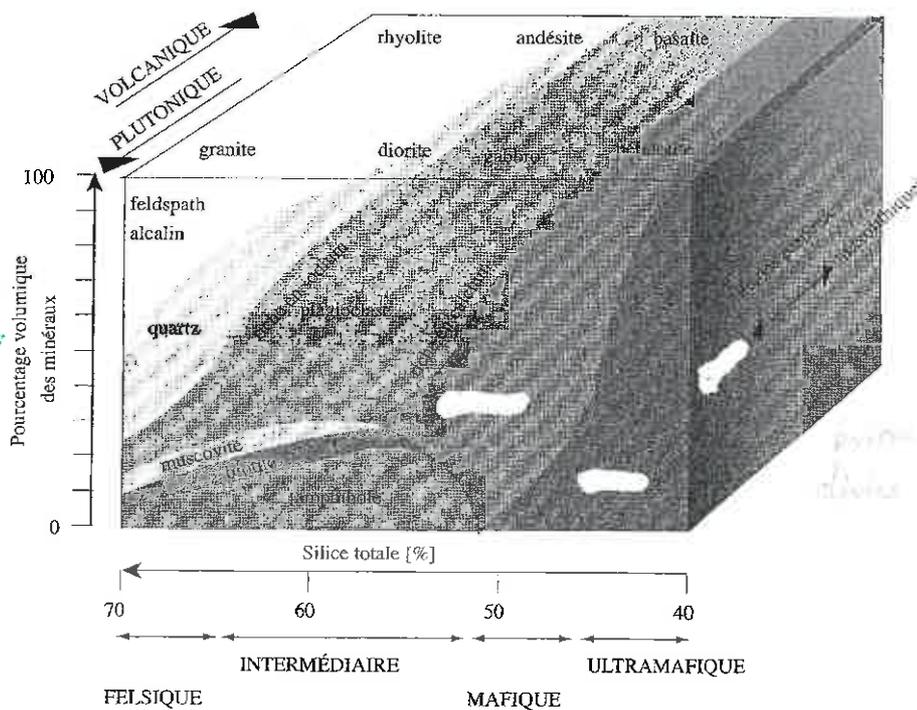
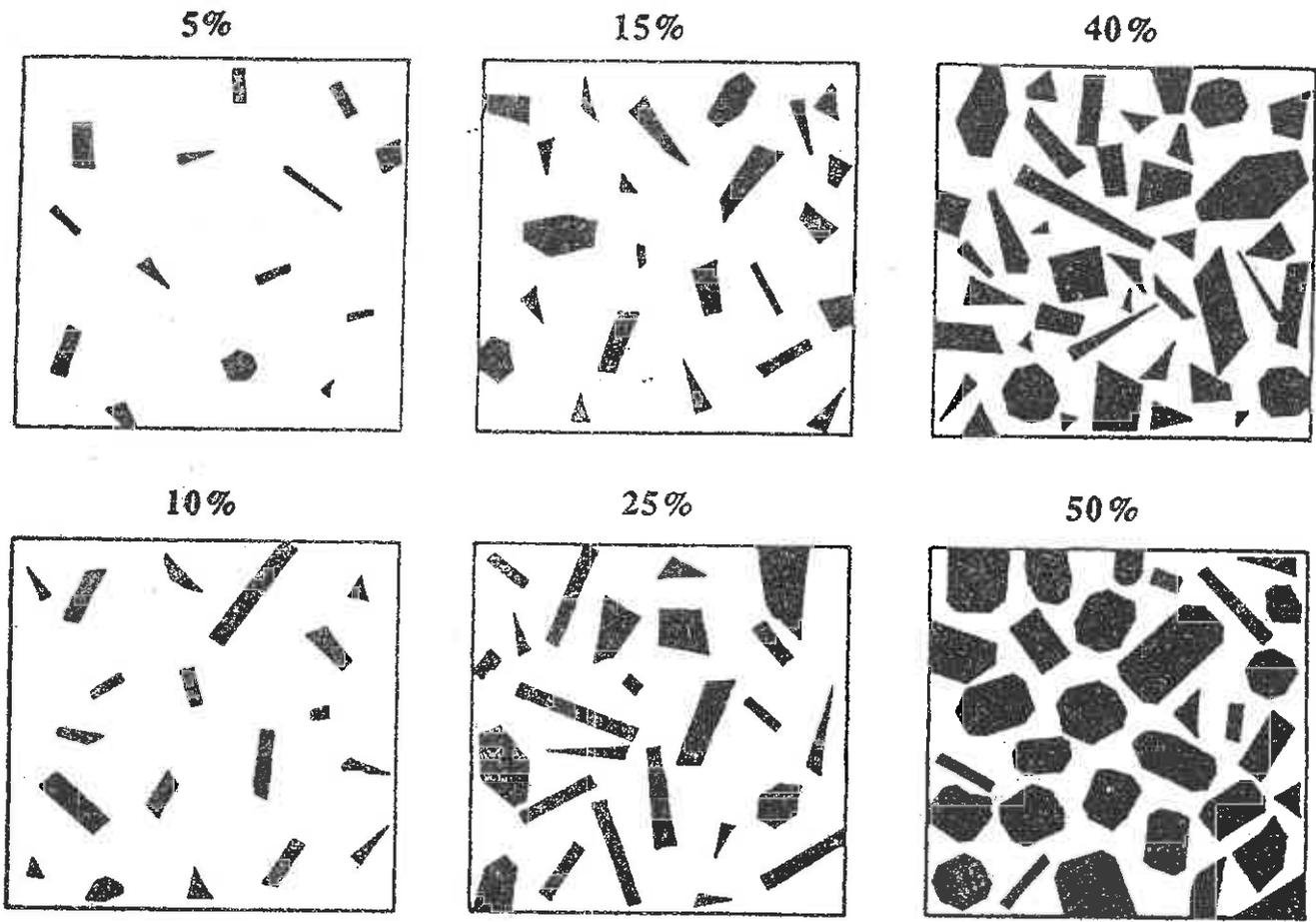


FIG. 8: Composition minéralogique des principales roches magmatiques. (© Parriaux 2006)



Indices de coloration: déterminés par le pourcentage de minéraux foncés, soit:

$$COL = 100 - (\text{Quartz} + \text{Feldspaths}) \text{ ou } 100 - (\text{Feldspathoïdes} + \text{Feldspaths})$$

| | | | |
|-------|---|--|---|
| COL = | 0 à 10 10 à 40 40 à 60 60 à 90 90 à 100 } % Mnx Sombres. | roches hololeucocrates | CLAIR Riche en quartz et feldspaths. |
| | | roches leucocrates (roches acides, roches felsiques) | |
| | | roches mésocrates (roches intermédiaires) | Riche en Fe, Mg: Olivine, pyroxènes, amphiboles, biotite. |
| | | roches mélanocrates (roches basiques, roches mafiques) | |
| | | roches holomélanocrates (roches ultrabasiques, roches ultramafiques) | |
| | | SOMBRE | |

FIG. 7: Planche pour l'évaluation des % volumiques des minéraux clairs et sombres dans les roches.

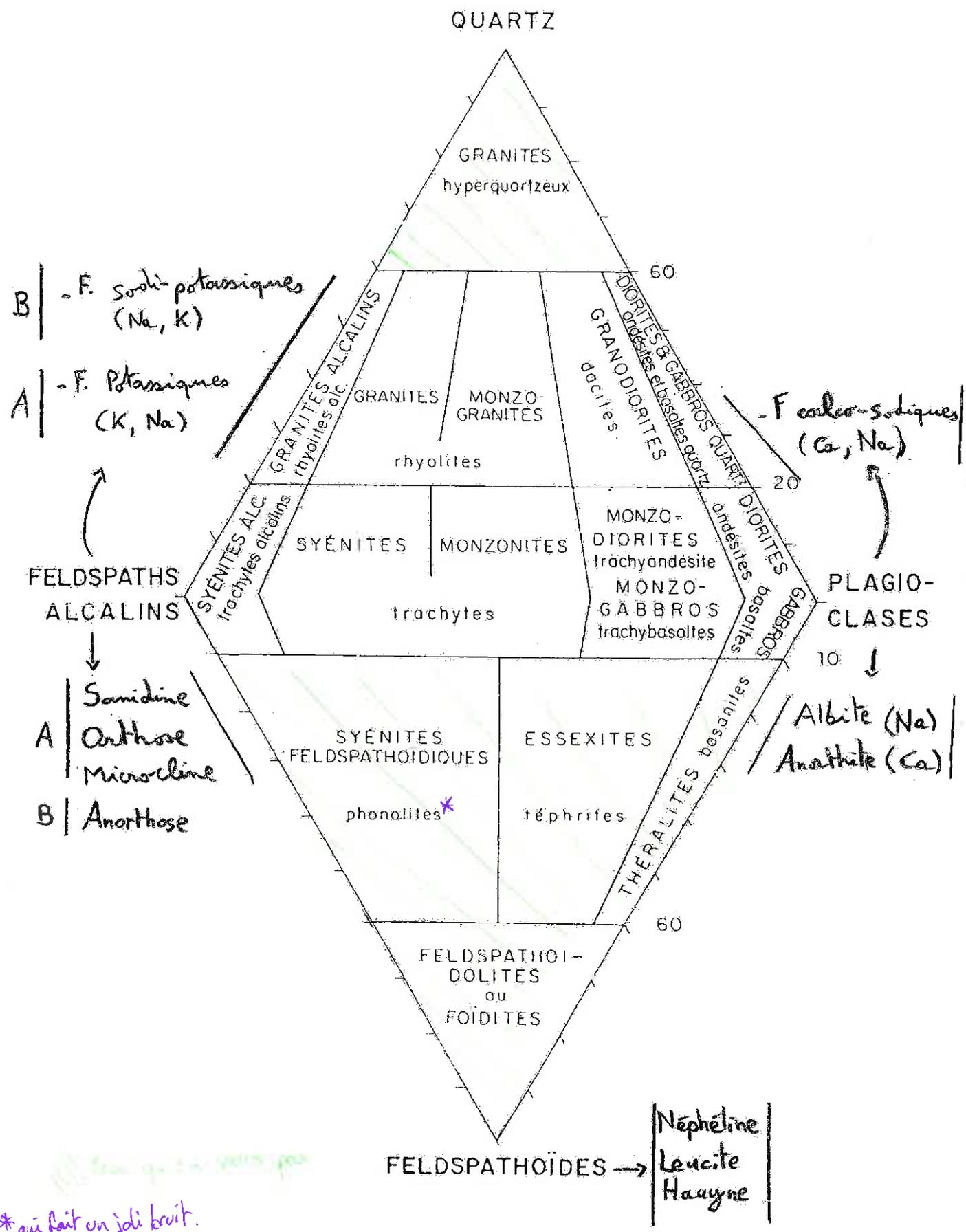
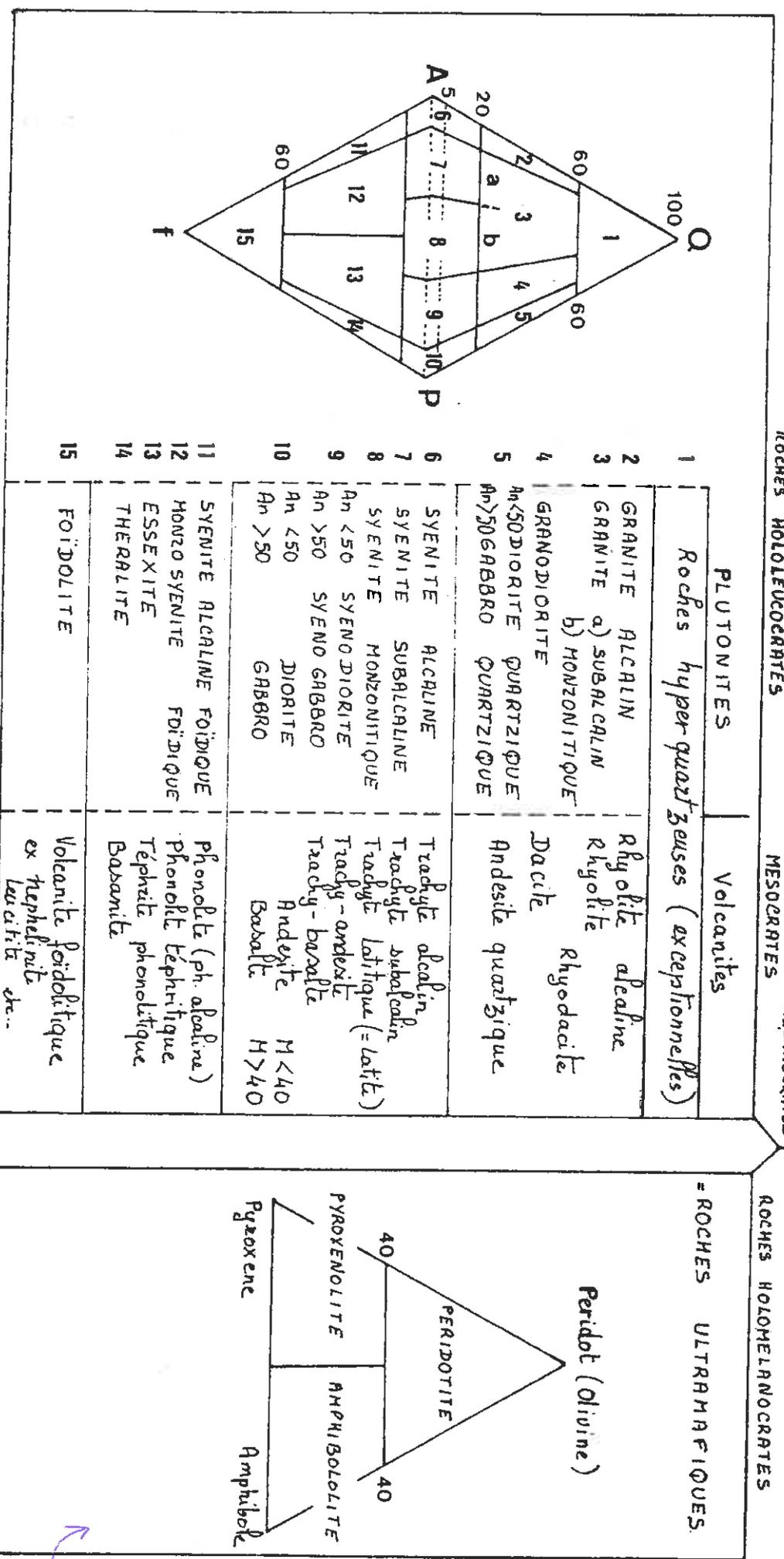


FIG. 9: Classification internationale de STRECKEISEN, établie pour les roches plutoniques (en majuscules) contenant plus de 10% de minéraux clairs, et étendue aux roches volcaniques (en minuscules).



% Volumétriques
 $A + P + Q = 100$
 $A + P + F = 100$

Q = Quartz (+ Tridymite + Cristobalite)
 A = Feldspaths alcalins
 P = Feldspaths plagioclases (An 05 - An 100)
 F = Feldspaths = "foïdes"

M = %
 • minéraux ferromagnésiens (Ol, Px, Amph, Biot)
 • Carbonates primaires
 • Min^x accessoires (Zircon, Apatite)
 • Min^x opaques (oxydes)

peridot → olivine de qualité gemme
 en vrai, ça c'est des roches (pas magmatiques)

FIG. 10: Classification et nomenclature des roches magmatiques.

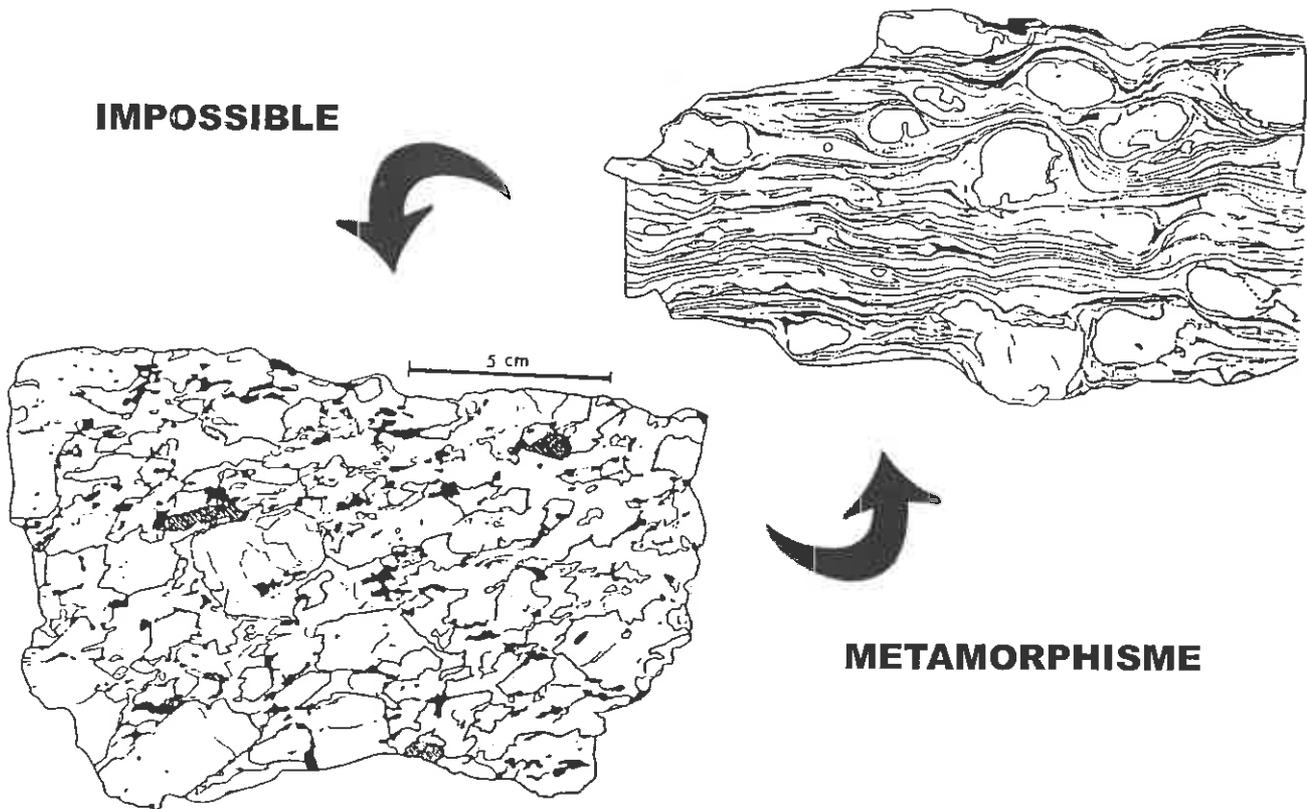


FIG. 11: Le métamorphisme peut transformer un granite (roche magmatique plutonique) en un gneiss mais pas l'inverse...

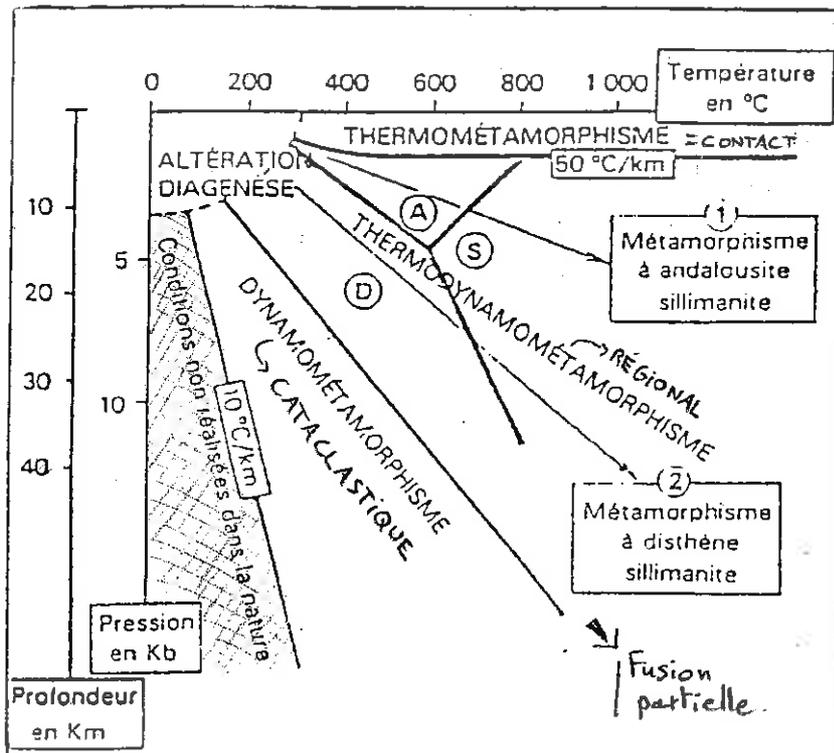


FIG. 12: Les subdivisions du métamorphisme.

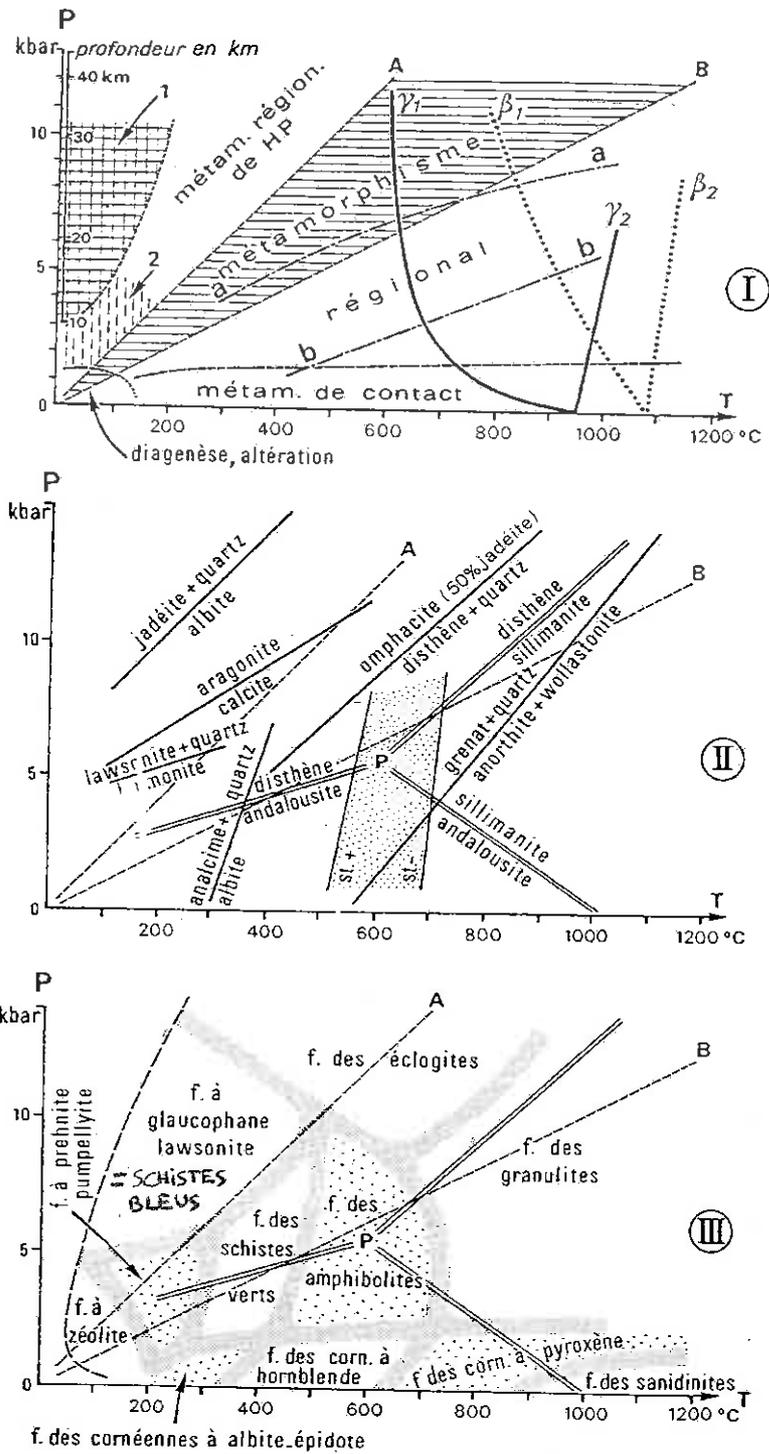


FIG. 13: Le métamorphisme: subdivisions (I), droites d'équilibre de quelques minéraux (II) et faciès minéraux (III).

Diagrammes représentant certaines caractéristiques du métamorphisme en fonction de la pression P et de la température T (mêmes échelles P et T sur I, II et III).

- I. Types de métamorphisme - 1 : conditions non réalisées dans la nature - 2 : métamorphisme dynamique
- Dans le métamorphisme régional, la zone hachurée entre A et B correspond à un gradient géothermique normal; les courbes aa et bb limitent approximativement de haut en bas les métamorphismes dits de haute pression (HP), de pression intermédiaire, de basse pression (BP). - γ_1 : début de la fusion (solidus) en allant vers la droite du diagramme, du granite en présence de vapeur d'eau saturante - γ_2 : début de la fusion du granite en l'absence de vapeur d'eau - β_1 et β_2 : courbes équivalentes pour le basalte.
- II. Droites d'équilibre de réactions expérimentales entre quelques minéraux de métamorphisme. P. ex. : la transformation albite \rightarrow jadéite + quartz se produit vers 200 °C lorsque P passe de 9 à 10 kbar - Le point P est le point triple, situé très approximativement, des silicates d'alumine (andalousite, disthène, sillimanite) - st : staurotite, avec son champ de stabilité (en pointillés) limité par les courbes d'apparition st+ et de disparition st- lorsque T augmente.
- III. Champs des principaux faciès minéraux du métamorphisme.

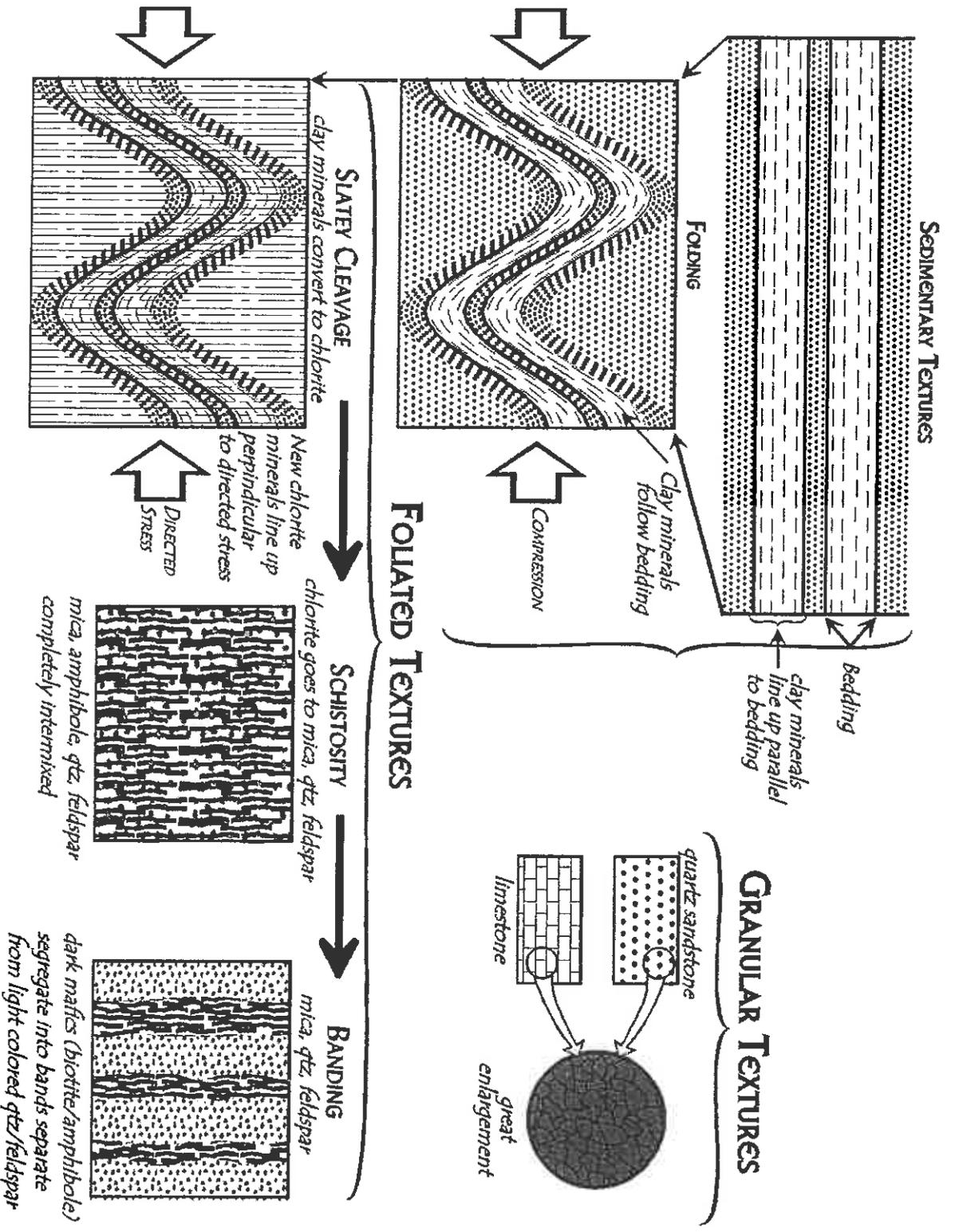
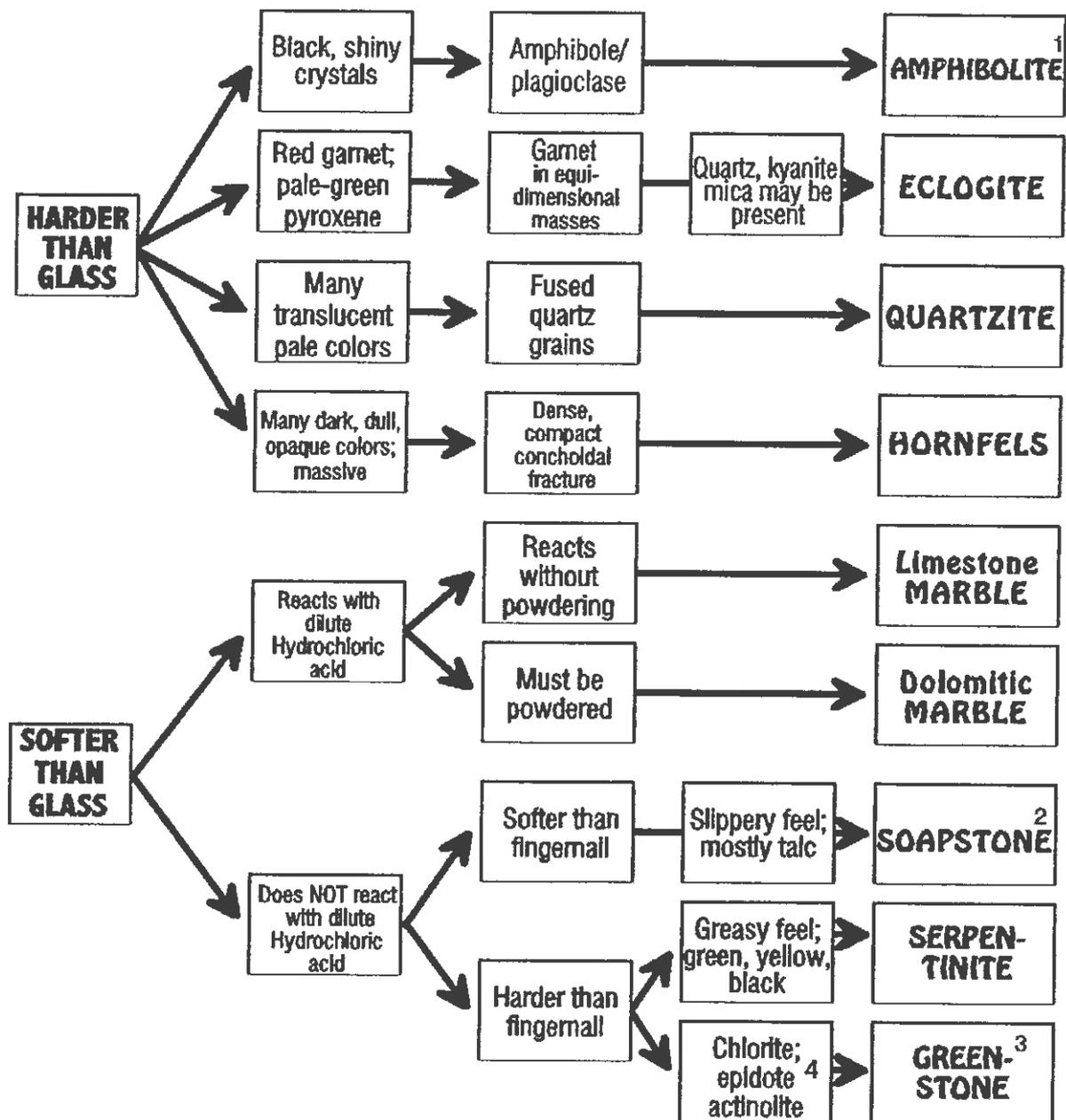


FIG. 14: Les textures des roches métamorphiques.
 (© Lynn S. Fichter 2000)



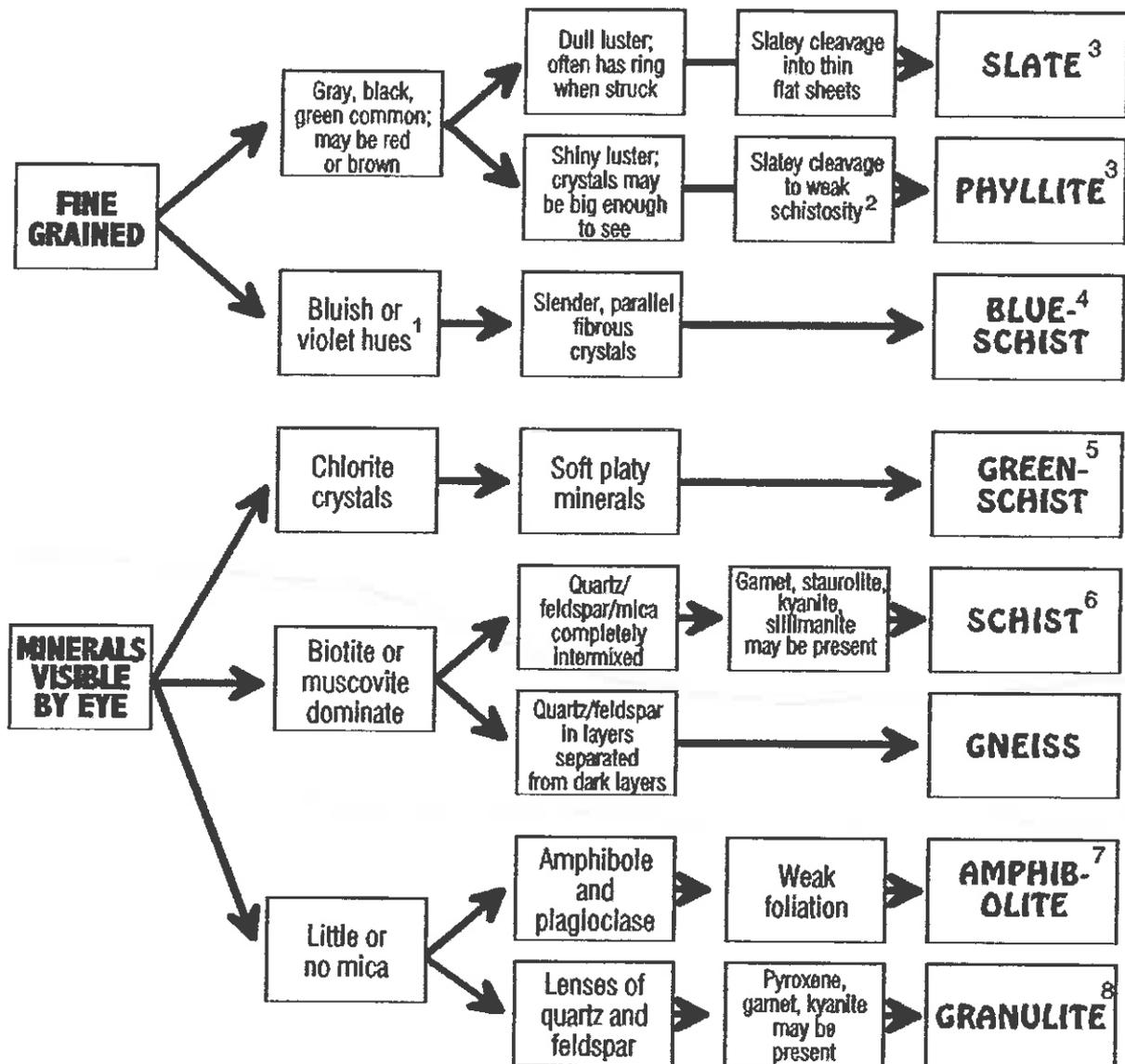
1 Amphibolite is usually foliated, but some specimens may appear granular.

2 May be weakly foliated.

3 Greenstone is usually well foliated, but massive varieties exist.

4 Epidote is pale green. Often it is finely disseminated in the rock so individual crystals cannot be seen. Look for pale-green patches within the darker green chlorite.

FIG. 15: Clé d'identification des roches métamorphiques à texture granulaire. (© Lynn S. Fichter 2000)



1 Under fluorescent light-bluish hues may not be easy to detect. On the outcrop in full daylight, the rock is usually a distinctly blue color.

2 Schistosity = coarse-grained foliation. Phyllites frequently have an undulatory surface and are not flat like slates and shales.

3 (Shale), slate, and phyllite completely intergrade with each other. Distinctions may be difficult. Ask for help.

4 Blueschist is also called *glaucophane schist*.

5 Greenschist may superficially look like slate/phyllite, but has moderately developed schistosity.

6 Rock may be called garnet schist, or garnet-kyanite schist, etc., depending on the accessory minerals present.

7 Amphibolite may be granular in appearance.

8 Granulites may be crudely gneissic or granular in appearance.

FIG. 16: Clé d'identification des roches métamorphiques à texture foliée. (© Lynn S. Fichter 2000)

Travaux pratiques de Géologie : T.P. n°3.

INTRODUCTION A LA PETROLOGIE EXOGENE
(Roches sédimentaires détritiques & carbonatées)

1. QUELQUES GENERALITES.

1.A. Le cycle des roches exogènes.

1.A.a. De la roche au sédiment...

1.A.b. Et du sédiment à la roche...

1.B. Essai de classification globale des roches exogènes.

1.C. Matrice et ciment.

2. LES ROCHES DETRITIQUES.

2.A. Description et classification des constituants.

2.A.a. Composition minéralogique des grains.

2.A.b. Résistance à l'altération.

2.A.c. Granulométrie et tri granulométrie.

2.A.d. Forme, surface et arrangement des grains.

2.A.e. Maturité minéralogique et structurale.

2.B. Classification des roches détritiques.

2.B.a. En fonction de la granulométrie et de la cohérence.

2.B.b. En fonction de la composition minéralogique et du % de matrice.

3. LES ROCHES CARBONATEES.

3.A. Les principaux carbonates.

3.B. Composition des constituants.

3.B.a. Les éléments squelettiques (bioclastes).

3.B.b. Les éléments non squelettiques.

3.C. La phase de liaison.

3.D. Classification des roches carbonatées.

3.D.a. Classification de Folk,

en fonction de la nature et de la proportion des constituants.

3.D.b. Classification de Dunham, en fonction de la texture.

3.D.c. Cas particuliers.

Introduction à la pétrologie exogène

(Roches sédimentaires détritiques & carbonatées)

Parmi les grandes familles de roches, les roches **exogènes** sont celles qui résultent de processus de genèse en surface. Il en existe de nombreuses catégories en diversité mais deux grandes familles dominent : **les roches sédimentaires détritiques et carbonatées**. L'objectif de cette séance de TP est de savoir décrire ces roches, de comprendre la logique de leurs classifications et d'apprendre à reconnaître les plus connues d'entre elles à l'œil nu. La nature de ces roches étant liée aux conditions paléoenvironnementales du milieu où elles se sont formées, elles en constituent d'importants indicateurs géologiques.

1. QUELQUES GENERALITES.

1.A. Le cycle des roches exogènes (FIGS. 1 & 2).

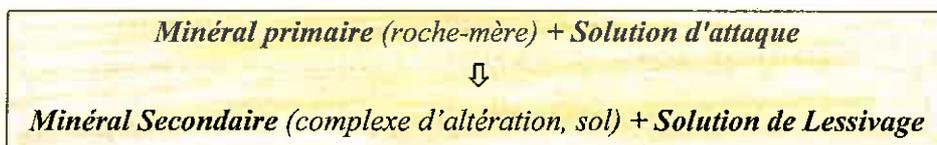
Les mécanismes de démantèlement et de remobilisation de roches anciennes pour aboutir au dépôt de sédiments et à la formation de roches nouvelles constituent le cycle des roches exogènes (FIG. 1). On y distingue plusieurs étapes qui se suivent : **altération/érosion** des roches en place, **transport** puis **sédimentation** des produits de l'érosion (FIG. 2). Ensuite, les sédiments déposés se transforment en roche par un ensemble de processus physico-chimiques : c'est la **diagenèse**.

1.A.a. De la roche au sédiment...

L'érosion est l'ensemble des phénomènes externes qui, à la surface du sol ou à faible profondeur, enlèvent tout ou partie des terrains existants, en modifiant ainsi le relief. Les processus d'érosion distinguent classiquement deux grands types de phénomènes dont, le plus souvent, les effets se combinent : l'**altération** (érosion chimique) et la **désagrégation** (érosion mécanique).

L'altération chimique résulte de la nécessité pour toute roche de se mettre en équilibre avec les conditions physico-chimiques régnant à la surface de la Terre. Sous

l'effet des **agents atmosphériques** et des **eaux souterraines** essentiellement, cette mise à l'équilibre se traduit par la **modification des minéraux constitutifs des roches**. En particulier, les eaux chargées en acides organique ou en CO₂ sont responsables de la **dissolution** et de l'**hydrolyse** des **carbonates** et des **silicates**, en rompant les liaisons moléculaires au sein des minéraux et en mettant des ions en solution. Aussi, en détruisant la structure initiale des roches, l'altération chimique a pour effet de rendre ces roches moins cohérentes, ce qui facilitera ensuite leur désagrégation mécanique. **L'altération chimique dépend surtout du climat, de la température des eaux, de la nature des roches et de leur degré de fracturation**. En particulier, de fortes température et humidité, ainsi qu'une bonne circulation des eaux, augmentent son efficacité. Typiquement, l'altération chimique peut être représentée par une équation de la forme :



La désagrégation mécanique se fait sous l'action de processus physiques et tend à diminuer l'épaisseur des sols et des roches en leur arrachant des particules, qui pourront ensuite être enlevées par un fluide. On distingue ainsi des **érosions par le vent** (érosion éolienne : déflation, corrosion), **par l'eau liquide** (ruissellement et ravinement, cours d'eau, érosion marine) **ou solide** (érosion glaciaire). Bien que moins répandue que l'altération chimique, l'érosion mécanique n'en est pas moins très intense. En multipliant les surfaces de contact par fragmentation du volume originel, la désagrégation facilite l'altération chimique du matériau.

Suite à ces processus d'érosion physico-chimique, **les particules issues du démantèlement des reliefs sont transportées et redistribuées par différents agents de transport**. Ainsi, le transport des éléments issus de l'altération chimique se fait **en solution** (sous forme ionique), tandis que celui des particules issues de la désagrégation mécanique se fait suivant les modalités du **transport solide** (suspension, traînage, saltation, roulement). Les agents de transport sont essentiellement **l'eau** (sous forme liquide ou solide), **le vent** et la **gravité** (entraînement par chute ou par glissement).

Les particules ioniques sont transportées jusqu'à leur précipitation. **Les particules solides sont transportées jusqu'à ce que leur gravité soit plus importante que la force d'entraînement de leur agent de transport**, ce qui permet leur **dépôt** (temporaire ou définitif) sous forme de **sédiment**. On distingue de nombreux **milieux de sédimentation continentaux ou marins**. Les matériaux des sédiments peuvent provenir de l'érosion de roches antérieures, mais peuvent aussi résulter d'une activité organique sur place (accumulations de coquilles ou des tests minéralisés de microorganismes aquatiques comme les nannofossiles calcaires, les foraminifères ou les radiolaires).

1.A.b. Et du sédiment à la roche...

Une fois déposés, les sédiments ne constituent pas pour autant des roches. Pour cela, il leur faudra subir un mécanisme appelé la **diagenèse**. Elle est **l'ensemble des processus (bio)chimiques et physiques qui affectent un dépôt sédimentaire et le transforment progressivement en une roche sédimentaire**.

Elle commence dès le dépôt du sédiment (**diagenèse précoce**, par opposition à **tardive**) mais sa limite précise avec le métamorphisme est assez difficile à évaluer. L'évolution diagénétique d'un dépôt sédimentaire peut schématiquement être divisée en plusieurs phases, au cours desquelles divers phénomènes se succèdent. Pour simplifier, on observe d'abord la **syndiagenèse** (ou **diagenèse précoce**), qui est une **diagenèse biochimique**, essentiellement due à l'activité microbienne des bactéries proches de l'interface sédimentaire. Ensuite vient l'**épidiagenèse** (ou **diagenèse tardive**), qui est une **diagenèse physico-chimique**, augmentant avec le temps et la profondeur, et présentant une compaction des sédiments, l'augmentation de leur température ainsi que des réactions minéralogiques variées et complexes.

En agissant par l'action combinée de processus physiques et chimiques qui contribuent à la **modification de la texture et de la composition minéralogique du sédiment**, la diagenèse permet donc au dépôt sédimentaire d'atteindre un état de **stabilité optimal** sous forme de roche.

1.B. Essai de classification globale des roches exogènes (FIG. 3).

Parmi les roches exogènes (roches sédimentaires et résiduelles), les roches sédimentaires représentent 5% du volume de la croûte terrestre (continentale et océanique) et en couvrent 75% de la surface. Elles constituent le plus souvent des dépôts stratifiés en couches superposées (les **strates**).

Les roches exogènes sont **très variées** car leur genèse dépend de nombreux facteurs : nature initiale des matériaux altérés et désagrégés, types d'altération/érosion, mode de transport, zone de dépôt, modalités de la diagenèse, etc.

La figure 3 est un exemple de tentative de classification globale des roches exogènes. Les **classifications** de ces roches considèrent de nombreux facteurs, dont les principaux sont :

- * leur **composition chimique et minéralogique** (roches carbonatées, argileuses, carbonées, évaporitiques, siliceuses, phosphatées, ferrifères) ;
- * leur **genèse** (d'origine détritique, organique ou chimique) ;
- * leur **faciès** (roches continentales, lacustres, lagunaires, marines).
- * leur **structure** (ou **texture**), surtout en ce qui concerne les roches carbonatées (grains jointifs ou libres dans une matrice, roches construites par l'accumulation d'organismes, etc.)

1.C. Matrice et ciment (FIG. 4).

! DISTINGUER MATRICE ET CIMENT EST ESSENTIEL DANS L'ETUDE DES ROCHES EXOGENES !

La matrice est l'ensemble des petits éléments (de masse indifférenciée) englobant d'autres éléments de plus grande taille relative dans une roche sédimentaire. La matrice est une **structure primaire**, dans la mesure où elle est contemporaine des autres grains.

Le ciment correspond à toute matière liant entre eux des grains déjà déposés et conduisant à des roches sédimentaires compactes. Le ciment est donc une **structure secondaire**. Remplissant les espaces intergranulaires, il correspond en général à une **précipitation chimique**, finement à largement cristallisée, de calcite, ou de silice, d'oxydes de fer, de phosphate, etc. La matière composant le ciment vient souvent en partie des particules sédimentaires elles-mêmes, qui se dissolvent préférentiellement à leurs points de contact (par des processus diagénétiques).

Remarque : Ne pas confondre la matrice et le ciment d'une roche sédimentaire avec la pâte et la mésostase des roches magmatiques et métamorphiques !

La **texture** d'une roche sédimentaire (FIG. 4) peut ainsi être :

- **supportée par les grains** (*grain supported*) ;
- ou **supportée par la matrice** (*matrice supported*).

↳ **QUESTION A MEDITER** : peut-on avoir dans une roche sédimentaire une texture supportée par le ciment ?
(REPONSE : non car le ciment n'est pas une structure primaire...)

La **porosité** (= espace entre les grains, FIG. 4) peut être comblée par de la matrice ou du ciment, ou ne pas être comblée (dans ce cas, les grains sont forcément jointifs).

2. LES ROCHES DETRITIQUES.

2.A. Description et classification des constituants.

Les **roches sédimentaires détritiques** (ou clastiques) sont des roches composées d'au moins 50% de particules issues du démantèlement de roches préexistantes.

* Les plus importantes d'entre-elles sont les roches **détritiques terrigènes** (ou **silicoclastiques**), formées de débris issus de l'érosion des continents.

* D'autres, en général calcareuses, sont dites **biodétritiques** (ou **bioclastiques**), car formées pour l'essentiel de débris issus de squelettes et de tests d'organismes vivants.

* Aussi, de manière beaucoup moins importante, il existe des roches détritiques dites **volcanoclastiques** ou **pyroclastiques**, car formées par l'accumulation de particules issues d'une activité volcanique.

2.A.a. Composition minéralogique des grains.

Les principaux constituants des roches détritiques sont :

- * Le **quartz**, minéral dominant dans les grès ;
- * Les **feldspaths** ;
- * Les **fragments rocheux** (ou fragments lithiques) ;
- * Les **micas** :

* Les **minéraux argileux**, qui sont les constituants principaux des roches argileuses. Ils peuvent être détritiques ou authigène (*i.e.* formés au cours de la diagenèse). On trouve par exemple la **chlorite** ou la **glauconie** (minéral silicaté alumineux hydraté de fer et de potassium, qui se forme exclusivement en milieu marin, habituellement dans des eaux peu profondes).

2.A.b. Résistance à l'altération (FIG. 5).

On distingue :

- l'échelle de **dureté relative des minéraux** (= échelle de **Mohs**, cf. *T.P. de minéralogie*)
- l'échelle de **dureté absolue des minéraux** (= échelle de **Vickers**, en kg/mm^2).

Si on considère la résistance relative des minéraux des roches silicatées à l'altération chimique (FIG. 5), on observe la **concomitance entre leur ordre de cristallisation** (cf. *suites de Bowen, T.P. de pétrologie endogène*), et leur **ordre d'altération**. Ainsi, les premiers minéraux formés sont altérés les premiers, et vice et versa. Par lessivage des minéraux silicatés (avec dissolution et mise en solution d'ions), l'altération a pour effet de les transformer en **minéraux argileux** (kaolinite, illite, chlorite, etc.) Le dernier minéral à cristalliser, le **quartz**, se retrouve être le minéral le plus stable vis-à-vis de l'altération. Il existe également d'autres minéraux ultrastables, comme le zircon ou la tourmaline.

2.A.c. Granulométrie et tri granulométrique (FIGS. 6 & 7).

La **granulométrie** est l'étude de la répartition des éléments d'une roche selon leur **taille**. Des **classes granulométriques** étant définies par un diamètre minimal et maximal des grains, la granulométrie d'un échantillon de roche est connue lorsque l'on sait quelle est la part relative d'éléments appartenant à chacune de ces classes. Classiquement, les échelles de **Cailleux** et de **Wenworth-Udden** (standard américain) permettent de classer les roches en fonction de leur granulométrie (FIG. 6) [$\Phi = -\log_2 (\text{Ø}_{\text{grains}})$].

On appelle **tri granulométrique** (*sorting*) la **distribution statistique de la taille des grains** (FIG. 7). On dit qu'un sédiment est **bien trié** s'il est composé par une majorité d'éléments appartenant à une **même classe granulométrique**. Au contraire, un sédiment est dit **mal trié** si les éléments qui le composent appartiennent à **différentes classes granulométriques**.

Le tri granulométrique **renseigne sur les processus de transport et de distribution**. Par exemple, les sédiments glaciaires sont mal triés, les sédiments fluviatiles le sont modérément et les sédiments de plage ainsi que les sédiments éoliens sont bien triés.

2.A.d. Forme, surface et arrangement des grains (FIGS. 8 & 9).

La forme des grains renseigne sur la durée du transport (FIG. 8) :

- Plus le transport d'un grain est long, plus ce grain est émoussé.
- Plus son transport est court, plus il est anguleux.

La surface des grains renseigne sur le mode de transport :

- Des grains mats (souvent opaques) signent un transport éolien.
- Des grains brillants caractérisent un transport hydraulique.

L'arrangement des grains, déterminé par le mode d'accumulation sédimentaire, **reflète souvent les conditions de dépôts** (FIG. 9). L'orientation des grains les uns par rapport aux autres constitue la **fabrique sédimentaire**. Elle peut être :

- **isotrope** quand les grains sont disposés sans orientation préférentielle (= signature d'un transport rapide et d'un dépôt en masse) ;
- **anisotrope** dans le cas contraire, quand les grains sont orientés préférentiellement (= signature d'un courant unidirectionnel).

La **porosité**, qui représente les espaces vides d'un volume sédimentaire donné, dépend surtout du mode d'empilement des particules.

2.A.e. Maturité minéralogique et structurale (FIG. 10).

La **maturité minéralogique** tient compte du **pourcentage des minéraux les plus stables chimiquement et les plus résistants physiquement**, comme le quartz ou les minéraux lourds ultrastables (zircon, tourmaline). Les sédiments immatures minéralogiquement contiennent des minéraux moins stables, comme les feldspaths, et des fragments rocheux.

La **maturité structurale d'un sédiment dépend de sa teneur en matériau à grains fins, de la qualité du tri et de l'émoussé de ses grains**. Folk (1951) propose l'échelle de maturité structurale suivante :

- **Stade immature** : les sédiments contiennent plus de 50% de matrice argileuse. Les grains sont mal triés et ne sont pas bien émoussés ;

- **Stade submature** : les sédiments contiennent moins de 50% de matrice argileuse. Les grains sont mal triés et ne sont pas bien émoussés ;

- **Stade mature** : les sédiments contiennent peu ou pas d'argile. Les grains sont bien triés, mais ne sont pas bien émoussés ;

- **Stade supermature** : les sédiments ne contiennent pas d'argile. Les grains sont bien triés et bien émoussés.

La figure 10 relie la maturité minéralogique et la maturité structurale à la compaction (croissante en profondeur, et associée à une perte progressive de la porosité).

2.B. Classification des roches détritiques.

2.B.a. En fonction de la granulométrie et de la cohérence (FIG. 11).

Le mode de classification le plus couramment utilisé pour les roches détritiques considère leur granulométrie et leur cohérence. Ainsi la figure 11 distingue **3 classes de tailles**, pour lesquelles les **roches** peuvent être **meubles** ou **consolidées** :

- * La classe des **rudites** (grains > 2 mm) ;
- * La classe des **arénites** (grains de 63 μm à 2 mm) ;
- * La classe des **lutites** (grain < 63 μm ou $1/16^{\text{cm}}$ de mm).

Parmi les **conglomérats**, on fera la distinction entre :

- les **poudingues** (éléments arrondis) et les **brèches** (éléments anguleux) ;
- les conglomérats **monogéniques** (éléments de même nature lithologique) et **polygéniques** ;
- les conglomérats **homométriques** (éléments de même taille) et **hétérométriques**.

Pour des éléments liés par un ciment et dont la taille se situe à la limite entre les arénites et les rudites, on parle aussi de **microconglomérats**.

Remarque : Ne pas confondre sédiment (dépôt originel)
et roche sédimentaire meuble (dépôt sédimentaire ancien).

2.B.b. En fonction de la composition minéralogique et du pourcentage de matrice (FIGS. 12 & 13).

La figure 12 permet de **classer les roches détritiques terrigènes de la classe des arénites** à l'aide d'un diagramme triangulaire, dont les pôles sont respectivement les **éléments siliceux** (quartz + chert), les **feldspaths** et les **fragments rocheux** (ou lithiques). La

proportion relative de ces constituants permet à l'utilisateur de donner un nom à la roche. Les arénites les plus fréquentes sont les **arkoses**, faites d'un mélange de grains de quartz et de feldspath.

La figure 13 permet de classer les roches détritiques terrigènes en tenant compte simultanément de la **composition des constituants** et du **pourcentage de matrice**. Les 3 pôles considérés restent les mêmes (quartz, feldspaths et fragments lithiques). Dans la 3^{ème} dimension, on considère le pourcentage de matrice (< 15% ; de 15% à 75% ; ou > 75%).

3. LES ROCHES CARBONATEES.

Les roches carbonatées sont des roches composées d'au moins 50% de carbonate (CaCO₃) (cf. réaction d'effervescence aux acides : $\text{CaCO}_3 + 2\text{HCl} \rightleftharpoons \text{CaCl}_2 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$). Contrairement aux roches détritiques terrigènes, les roches carbonatées comprennent des matériaux formés surtout à proximité du site d'accumulation finale du sédiment. La plus grande partie du matériel présent dans ces roches est produite par des **processus biologiques**. Les carbonates sont formés par **bioprécipitation**, soit directement (construction des parties dures des organismes calcaires), soit indirectement (précipitation induite par le métabolisme de certaines algues et bactéries). Les carbonates purement physico-chimiques ne sont pas connus à la surface de la Terre, mais ils s'observent sous forme de dépôts calcaires dans nos cafetières et autres machines à laver (il s'agit de la vaporite, communément appelée le tartre).

3.A. Les principaux carbonates.

Les principaux minéraux carbonatés sont :

* La calcite [CaCO₃] :

Il s'agit d'un carbonate cristallisé dans le **système rhomboédrique**. Souvent, une certaine proportion du calcium présent dans la calcite peut être substitué par du magnésium (les ions Ca²⁺ et Mg²⁺ ayant les mêmes charges ioniques et des volumes très proches). Ainsi, on parle de **calcite faiblement magnésienne** (*low-magnesian calcite*) quand la teneur en Mg est < à 4%, et de **calcite fortement magnésienne** (*high-magnesian calcite*) quand elle y est supérieure.

* L'aragonite [CaCO₃] :

Il s'agit d'un carbonate cristallisé dans le **système orthorhombique**. L'aragonite est **métastable** dans les conditions classiques de pression et de température présentes dans les sédiments. Exposée aux eaux météoriques en circulation (eaux de pluie,...), l'aragonite est

donc facilement **dissoute**. Elle peut aussi **se transformer** directement en **calcite par épigenèse** (remplacement atome par atome de la structure cristalline initiale, avec conservation précise de la forme originelle). Par exemple, l'aragonite d'une coquille d'ammonite se transforme généralement en calcite au cours de la fossilisation, sans que la forme du fossile ne change.

* **La dolomite** $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$:

La dolomite est habituellement un **minéral secondaire** remplaçant le carbonate de calcium par **dolomitisation**, bien qu'elle puisse se former très tôt dans les sédiments après leur dépôt (**diagenèse précoce**). Les propriétés optiques de la calcite et de la dolomite sont semblables, et par conséquent il est difficile de les distinguer. On utilise donc généralement des techniques de coloration minéralogique. A noter aussi que la dolomite **ne fait pas effervescence aux acides**.

3.B. Composition des constituants.

Les roches carbonatées sont formées de constituants appelés **clastes ou éléments figurés**, et d'une **phase de liaison (matrice et/ou ciment)**. On distingue deux grandes familles d'éléments figurés, selon qu'ils soient **squelettiques** (bioclastes) ou **non-squelettiques**.

3.B.a. *Les éléments squelettiques (bioclastes) (FIG. 14).*

Ce sont les éléments issus de la **désagrégation d'organismes carbonatés (bioclastes)**, ou les structures résultant de la **croissance d'organismes constructeurs (bioconstructions)**. En bref, sans que cela puisse vraiment constituer une classification, on peut distinguer :

- * Des bioclastes divers, constitués de **tout ou partie des parties dures d'organismes** tels que :
 - les **mollusques** (céphalopodes, lamellibranches, gastéropodes, etc.) ;
 - les **brachiopodes** ;
 - les **échinodermes** (échinoïdes, crinoïdes, etc.) ;
 - les **foraminifères** (nummulites, orbitolines, etc.)
 - etc.
- * Des bioclastes constitués de **tout ou partie du test d'algues calcaires**, essentiellement :
 - certaines **algues rouges** ;
 - certaines **algues vertes**.

Ainsi, la craie est en grande partie constituée par l'accumulation de restes de tests carbonatés d'algues photosynthétiques du phytoplancton marin : les **coccolithophoridés**. Ces algues unicellulaires ont leur paroi recouverte de petites plaques carbonatées : les **coccolithes**. Ces éléments ne dépassent guère **quelques micromètres**. A l'état fossile, on parle au sens large de **nannofossiles**.

* Le carbonate d'**organismes constructeurs**, tels que :

- les **coraux** (cnidaires) ;
- les **spongiaires** ;
- les **bryozoaires** ;
- les **stromatolithes** (cyanobactéries).

3.B.b. *Les éléments non squelettiques (FIG. 15).*

Cette catégorie d'éléments figurés regroupe tous les autres constituants carbonatés des roches sédimentaires, qui ne sont pas des bioclastes. On distingue principalement les catégories suivantes :

* **Les oncoïdes** :

Les **oncoïdes** sont des grains de diamètre $>$ à 2 mm, formés de lamines concentriques plutôt concaves et le plus souvent irrégulières autour d'un nucléus. Suivant leur morphologie, on en distingue plusieurs types (FIG. 15) :

- Les **oncolithes**, dont le cortex est surtout d'origine algale, et dont les laminations sont irrégulières et discontinues ;
- Les **coniatolithes**, dont le cortex est surtout d'origine bactérienne, et dont les laminations peuvent être plus ou moins régulières et continues ;
- On trouve parfois le terme de **pisolithes**, désignant des oolithes (voir ci-après) de plus de 2 mm, formées en environnement subaérien (par exemple, les 'perles de caverne').

* **Les ooïdes**, au sein desquels on distingue (FIG. 15) :

- Les **oolithes**, qui sont des grains sphériques ou ellipsoïdaux, de diamètre $<$ à 2 mm, formés de lamines concentriques plutôt convexes et régulières autour d'un nucléus. Le nucléus peut être de nature variée (grain de quartz, fragment de test d'organisme, etc.) Suivant leur morphologie, on distingue les oolithes α , β et γ .

- Les **sphérolithes**, où des structures radiaires se surimposent à la lamination concentrique. On les interprète comme étant d'origine plutôt diagénétique.

- Les **bahamithes** (ou oolithes micritiques), où aucune structure particulière ne semble discernable autour du nucléus. Elles sont interprétées comme étant d'origine bactérienne (cortex micritique).

Remarquons que **la morphologie des ooïdes peut être directement mise en relation avec les conditions environnementales du milieu où ils se forment** (niveau d'énergie, etc.), ce qui fait d'eux des indicateurs paléoenvironnementaux précieux (FIG. 15).

*** Les peloïdes (ou pellesoïdes) :**

Les pellesoïdes sont des grains de morphologies variées (sphères, cylindres, etc.) plus ou moins régulières, de texture micritique et sans structuration interne (sauf exceptions) (FIG. 15). Ces grains peuvent être des pellets fécaux (= déjections ou coprolithes) d'organismes divers, ou peuvent correspondre à la micritisation d'autres types de grains, ainsi qu'à l'agglutination de particules de boue.

*** Les lithoclastes :**

Comme leur nom l'indique, les lithoclastes sont des fragments de sédiments lithifiés, qui ont été transportés et resédimentés. Le remaniement est indiqué par les tronçures des particules internes en bordure des lithoclastes. Ils sont le plus souvent angulaires, arrondis ou aplatis. On distingue (FIG. 15) :

- Les intraclastes (ou endoclastes), quand le grain et la gangue qui l'entoure sont de même composition (signature d'un remaniement synsédimentaire, *i.e.* contemporain du dépôt) ;

- Les extraclastes (ou exoclastes), quand le grain et la gangue qui l'entoure sont de composition différente (signature d'un remaniement de matériel d'âge différent).

*** Les agrégats et les galets mous :**

- Les agrégats (ou 'lumps') sont des petites masses plus ou moins lobées, de morphologie irrégulière, formées par la coalescence de pelotes (= pellets fécaux), ou d'autres grains ou particules.

- Les galets mous (ou 'boules de boue') sont un type d'intraclaste formé de manière mécanique, ils sont fréquents dans les chenaux (de marée par exemple).

3.C. La phase de liaison (FIG. 16).

Dans une roche carbonatée, les éléments figurés sont liés par une phase de liaison, dont on distingue deux types A NE SURTOUT PAS CONFONDRE : la micrite (matrice) et la sparite (ciment) (FIG. 4).

* La micrite : (calcite microcristalline) → carbonate de calcium

La calcite microcristalline ou micrite est un sédiment carbonaté dont les grains ont un diamètre < 5 µm. Constituant une matrice, elle se forme en même temps que les éléments figurés, soit par bioprécipitation bactérienne, soit par désintégration de parties dures des

organismes. Au sens large, le terme 'boue carbonatée' est aussi utilisé pour désigner ce sédiment fin.

* La sparite : (≈ blanche)

La calcite bien cristallisée ou sparite comprend des cristaux de calcite dont les grains ont un diamètre $\geq 5 \mu\text{m}$ (ils peuvent atteindre plus d'un mm). La sparite constitue habituellement un **ciment remplissant la porosité** (= espace intergranulaire) et **peut se former** dans une roche **longtemps après la sédimentation des éléments figurés et de la micrite**. On peut donc tout à fait avoir **coexistence de micrite (matrice) et de sparite (ciment)** dans une même roche.

Duringer (1988, FIG. 16) faisait la distinction entre micrite ($< 10 \mu\text{m}$), microsparite (de 10 à $80 \mu\text{m}$) et sparite ($> 80 \mu\text{m}$). Selon la nature de la phase de liaison (calcite ou dolomite), il distinguait aussi micrite et dolomicrite, microsparite et dolomicrosparite, sparite et dolosparite. Dans ce système de classification des phases de liaison, (dolo)sparite et (dolo)microsparite correspondent à du ciment, tandis que (dolo)micrite correspond à de la matrice. Nous en retiendrons que **la phase de liaison n'est pas toujours de la calcite**, et que la limite entre micrite et (micro)sparite peut être placée entre 5 et $10 \mu\text{m}$.

→ si on voit des tout petits cristaux, c'est de la micrite, si on voit pas reste un doute.

3.D. Classification des roches carbonatées.

3.D.a. Classification de Folk,

en fonction de la nature et de la proportion des constituants (FIG. 17).

La classification de Folk tient compte de la nature des éléments figurés (= allochèmes) et de la phase de liaison (= orthochème), dans leurs proportions relatives. La figure 17 est un mode de représentation simplifié de la classification de Folk, construite de la manière suivante :

Préfixe

(Onco, Oo, Pel, Intra, Bio, etc., en fonction de la nature des éléments figurés dominants)

+

Radical

(Sparite ou micrite en fonction de la nature de la phase de liaison : ciment ou matrice)

A ceci on peut rajouter les **éléments figurés non dominants**. Par exemple, pour une lumachelle (= accumulation de coquilles) à ciment de calcite (de type sparite) et contenant aussi une petite proportion de grains de quartz, on parlera, selon la classification de Folk, de 'Biosparite lumachellique à grains de quartz'. De même, un calcaire contenant de nombreux

fossiles de nummulites ainsi que des oncolithes fréquents, et dont la phase de liaison est une matrice micritique, sera désigné par l'appellation '*Bio-oncomicrite à nummulites*'.

Selon la taille des éléments figurés constituant une roche carbonatée, on distinguera aussi :

- les **calcirudites** (éléments de la classe des rudites), comme les brèches récifales ou les calcaires oncolithiques ;
- les **calcarénites** (éléments de la classe des arénites), comme les sables coquilliers ou oolithiques (roches meubles), ou comme les calcaires bioclastiques ou oolithiques (roches consolidées) ;
- les **calcilutites** (éléments de la classe des lutites), comme la craie ou les calcaires lithographiques.

3.D.b. Classification de Dunham, en fonction de la texture (FIGS. 18 & 19).

La classification de Dunham tient compte de la disposition des grains, de leur fréquence et de la présence ou non de boue carbonatée. Ces critères permettant de décrire la texture d'une roche carbonatée ont permis d'établir quatre principaux types de textures : '**grainstone**', '**packstone**', '**wackstone**' et '**mudstone**' (FIG. 18).

Cette classification a ensuite été complétée pour les calcaires recristallisés et pour les faciès construits par des organismes vivants (**bioconstructions**, FIG. 19). Dans ce cas, les constituants peuvent être :

- **en connexion** (par exemple dans le cas d'un récif corallien). Dans ce cas, on parle de **faciès autochtone** (ou de texture '**boundstone**'), et on distingue selon la morphologie des organismes constructeurs les textures '**bafflestone**', '**bindstone**' et '**framestone**'.

- **non connectés** (par exemple dans le cas d'un récif corallien démantelé) :
Dans ce cas, on parle de **faciès allochtone**, et on distingue les textures '**rudstone**' et '**floatstone**', selon que les éléments soient en contact ou non.

Si aucune structure n'est reconnaissable, le calcaire est **recristallisé** (mis à part pour les calcaires lithographiques par exemple, constitués à presque 100% de boue carbonatée).

IMPORTANT ! Les classifications de Folk et de Dunham ne sont pas exclusives mais représentent deux approches complémentaires. L'une étant surtout basée sur la nature et la proportion des constituants et de la phase de liaison, et l'autre sur leur arrangement, **il est important de les utiliser toutes les deux** pour que la description que l'on donne d'un échantillon ne soit pas incomplète. Ainsi pour notre 1^{er} exemple du § précédant, on parlera de '*biosparite lumachellique à grains de quartz et à texture grainstone*'.

3.D.c. Cas particuliers.

* Classification des marnes :

Les marnes sont des roches sédimentaires carbonatées constituées d'un mélange de calcaire et d'argile. Il existe tous les intermédiaires entre un pôle purement calcaire et un pôle purement argileux. Selon leur proportion relative, on distingue :

- argile (de 0 à 5% de CaCO_3) ;
- marne argileuse ou argile calcaireuse (de 5 à 35% de CaCO_3) ;
- marne [*sensu stricto*] (de 35 à 65% de CaCO_3) ;
- marne calcaire ou calcaire argileux (de 65 à 95% de CaCO_3) ;
- calcaire (de 95 à 100% de CaCO_3).

* Classification des dolomies :

Les dolomies sont des roches sédimentaires carbonatées contenant 50% ou plus de carbonate, dont la moitié au moins sous forme de dolomite. Il existe tous les intermédiaires entre un pôle purement calcaire et un pôle purement dolomitique. Selon leur proportion relative, on distingue :

- dolomie pur (de 90 à 100% de dolomite) ;
- dolomie calcarifère ou calcaireuse (de 50 à 90% de dolomite).

En dessous de 50% de dolomite, la roche n'est plus une dolomie mais un calcaire :

- calcaire dolomitique (de 10 à 50% de dolomite) ;
- calcaire pur (de 0 à 10% de dolomite).

► AVEZ-VOUS COMPRIS ?

↳ QUESTION 1 :

Quand une roche est constituée de 50% de grains de quartz et de 50% de carbonate, comment différencier un calcaire à grains de quartz (ou calcaire quartzeux = roche carbonatée) d'un grès à ciment calcaire (= roche détritique) ?

REPONSE 1 :

- Dans le 1^{er} cas ; les grains ne sont pas forcément jointifs et la calcite (= le carbonate) constitue une matrice de micrite.
- Dans le 2nd cas, les grains sont jointifs et la calcite est un ciment de sparite.

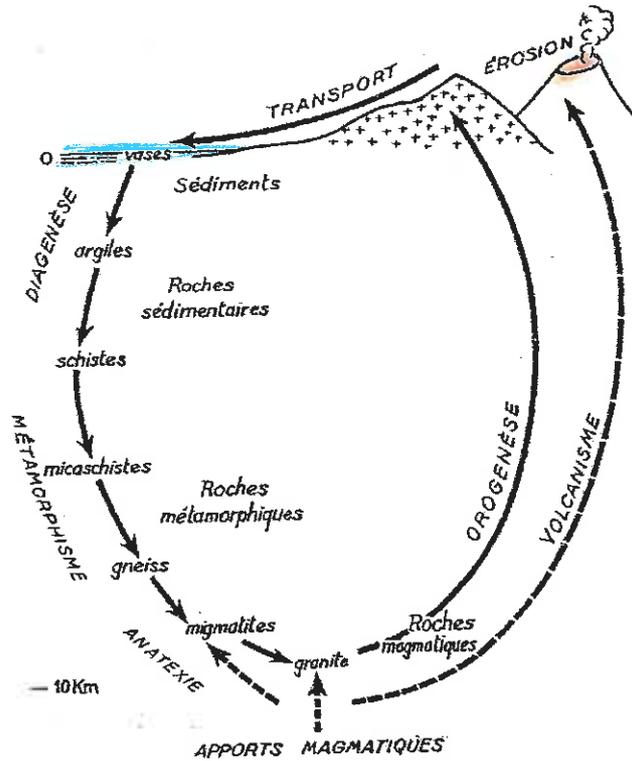
↳ QUESTION 2 :

Peut-on avoir dans une roche sédimentaire une texture supportée par le ciment ?

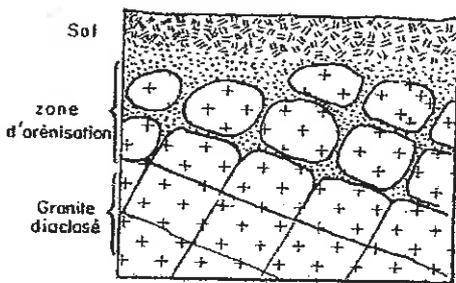
REPONSE 2 :

Non car le ciment n'est pas une structure primaire...

FIG 1 : Le cycle des roches exogènes
replacé dans le cycle géochimique de la lithosphère.
(extrait de Pomerol & Renard, 1997)

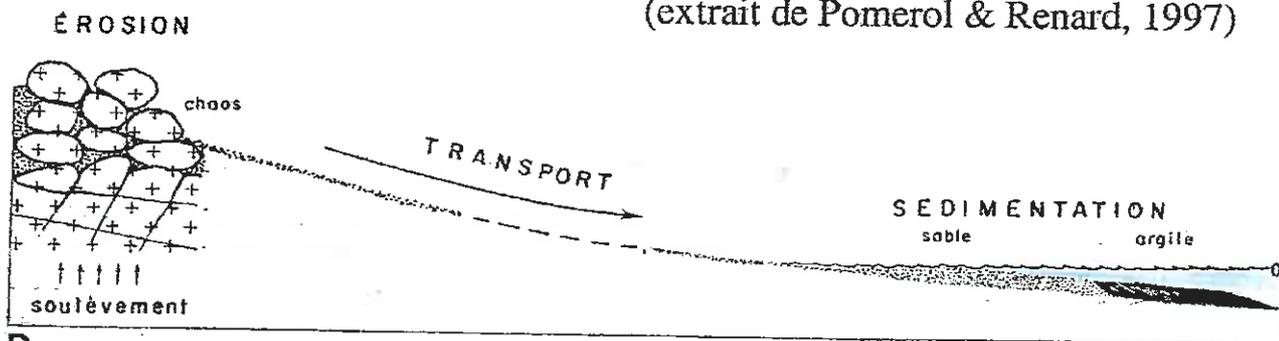


ALTÉRATION



A

FIG 2 : Un exemple typique de cycle
'Altération/Erosion – Transport - Sédimentation' :
le cas du démantèlement des granites.
(extrait de Pomerol & Renard, 1997)



B

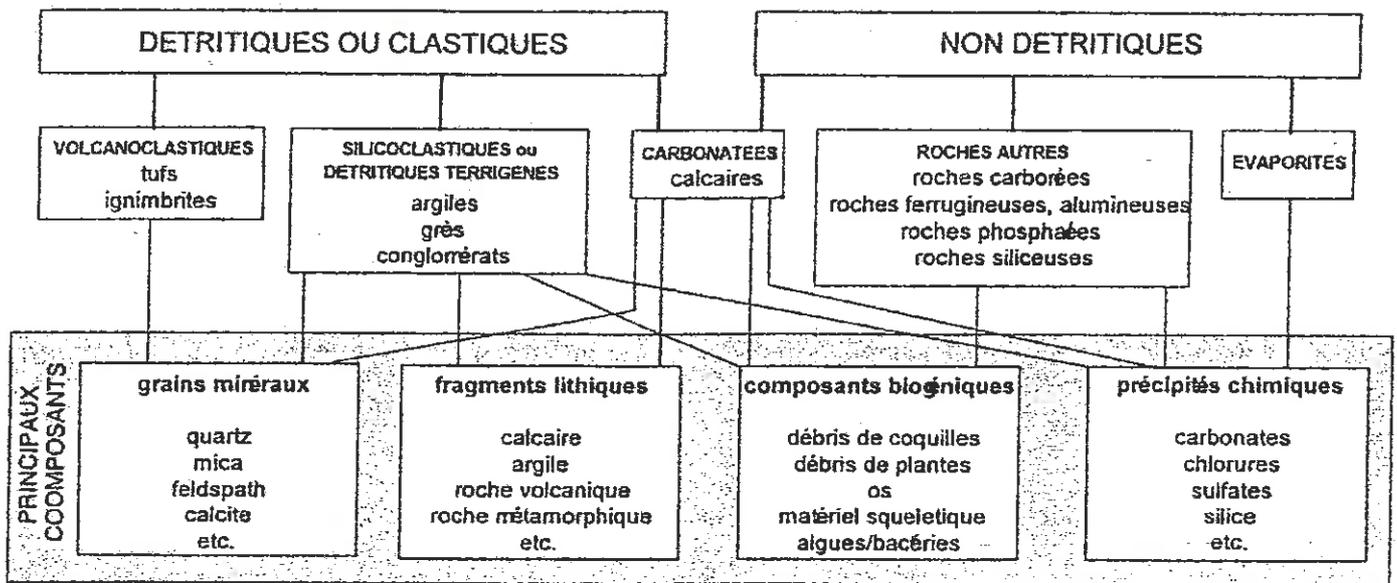


FIG 3: Classification globale des roches sédimentaires. (d'après Nichols, 1999)

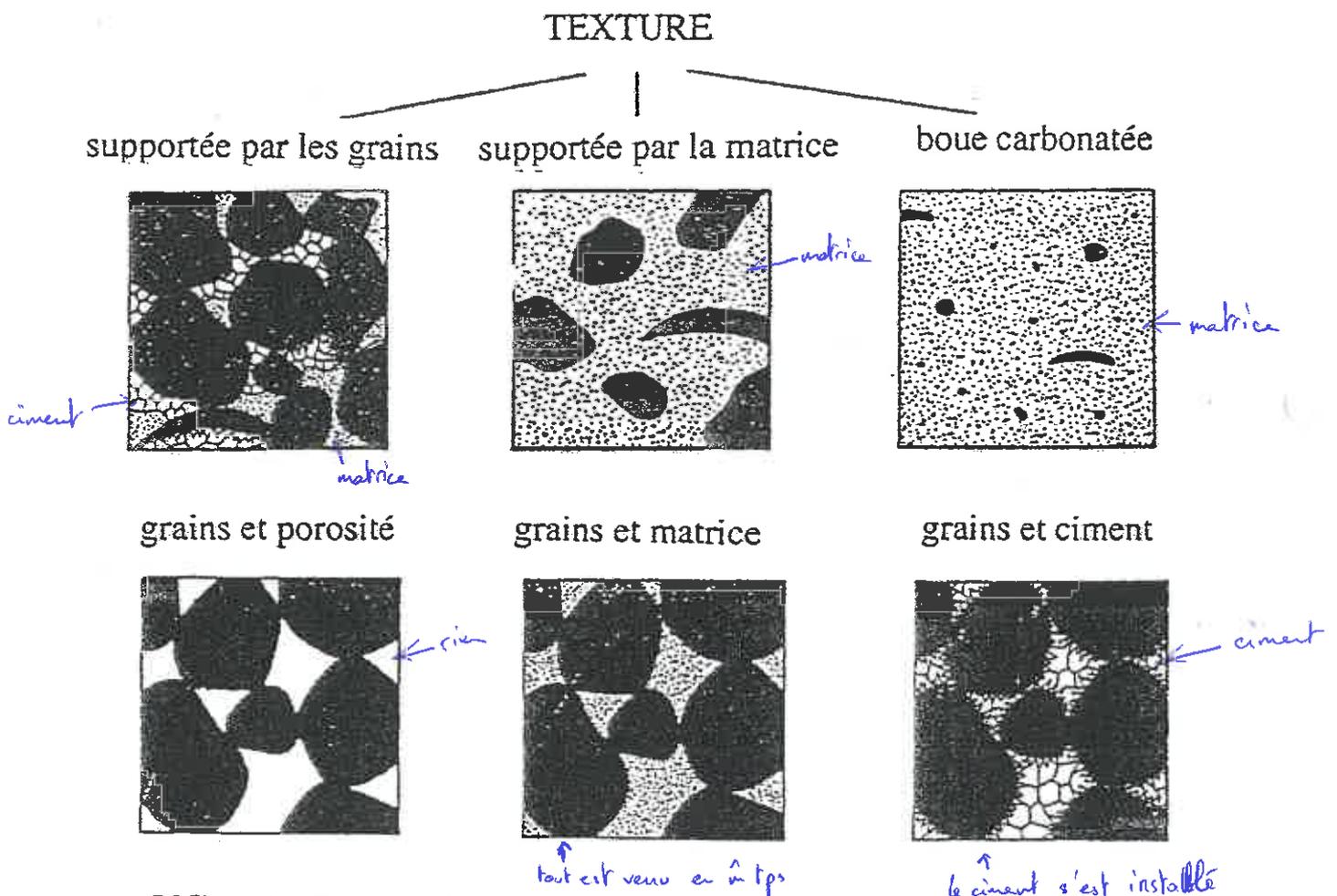
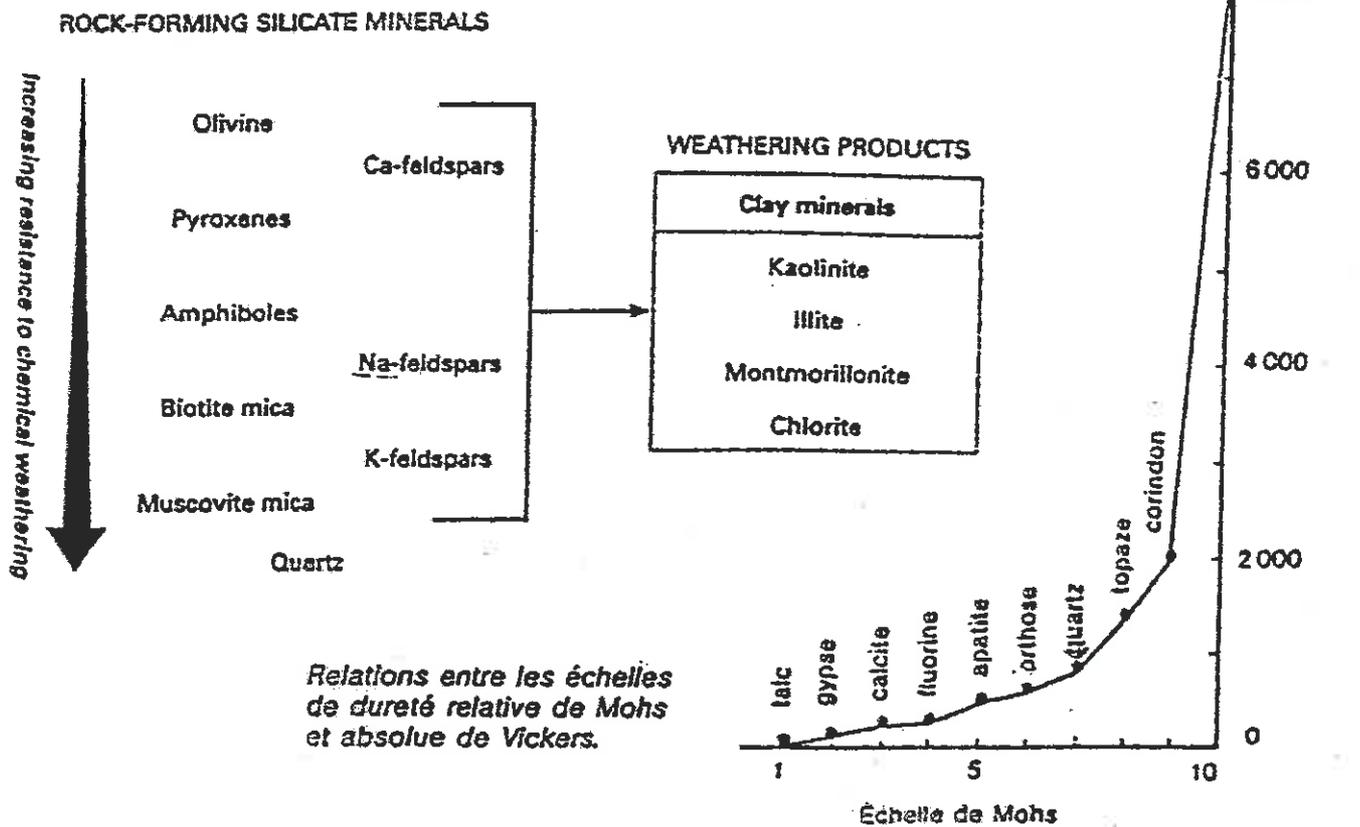


FIG 4 : Différenciation des textures : porosité, matrice et ciment. (modifié, d'après Besellini, 1989)

Grains jointifs → texture supportée par les grains
 Grains non jointifs ← texture supportée par la matrice

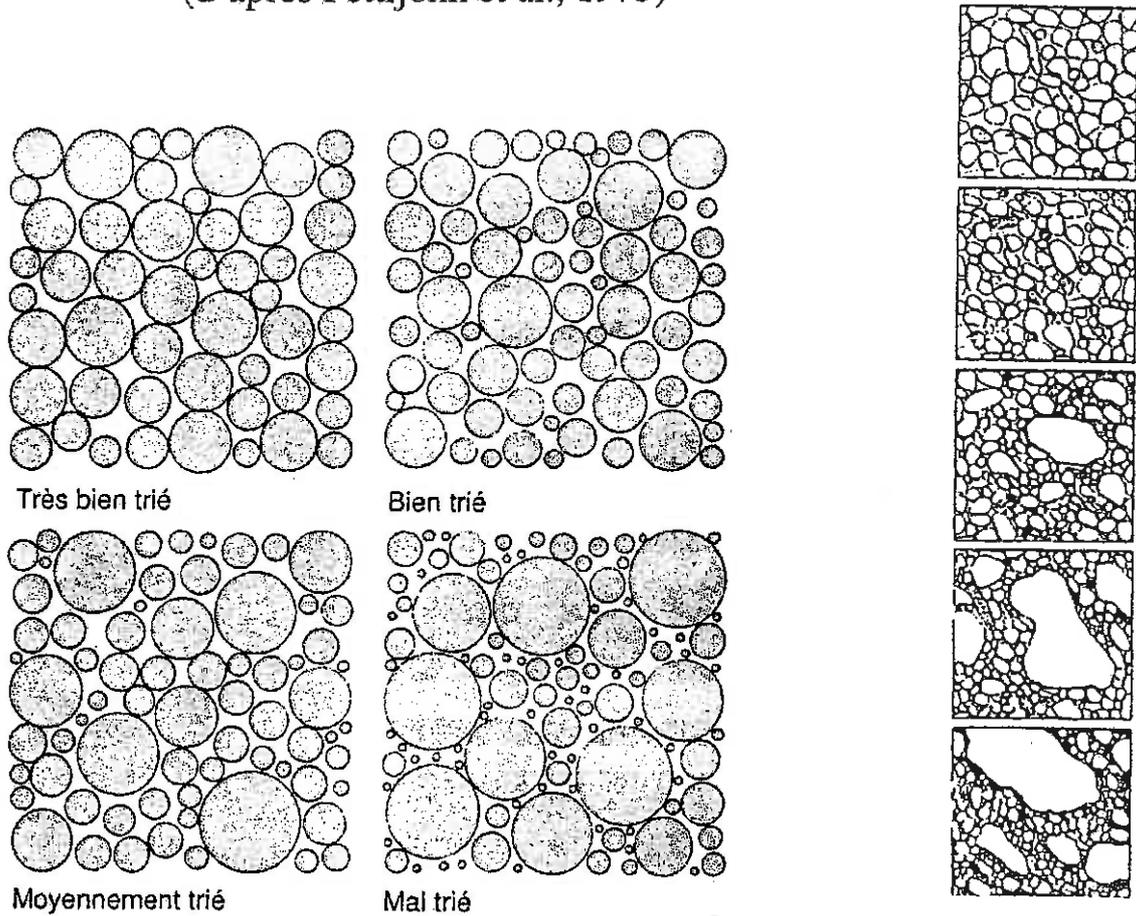
FIG 5 : Echelles de Mohs (dureté relative des minéraux) et de Vickers (Résistance relative à l'altération).
 (d'après Nichols, 1999) *absolue des minéraux*



| MOYEN D'ÉTUDE | AFNOR α | UNITÉS Φ | CLASSIFICATION |
|-------------------------|----------------|---------------|--------------------|
| | | | Wentworth Cailleux |
| mesure directe | -24 | 250-256 | BLOCS (BOULDERS) |
| | -18 | 63-32 | GRAVE (COBBLE) |
| | -6 | 4 | CAILLOUX (PEBBLE) |
| | -3 | 2 | GRANULES |
| tamisage | -2 | 1,6 | TRÈS GROSSIER |
| | -1 | 1,25 | |
| | 0 | 1 | |
| | 1 | 0,8 | GROSSIER |
| | 2 | 0,63 | |
| | 3 | 0,5 | MOYEN |
| | 5 | 0,315 | |
| | | 0,25 | FIN |
| | 9 | 0,125 | TRÈS FIN |
| | 12 | 0,0625-1/16 | |
| microscope binoculaire | 14 | 0,04 | GROSSIER |
| | 17 | 0,031-1/32 | MOYEN |
| | 20 | 0,02-1/64 | FIN |
| | 24 | 0,01-1/128 | TRÈS FIN |
| | | 0,004-1/256 | |
| | | 0,0006 | |
| tube de sédimentation | | | |
| | | | |
| pipette | | | |
| | | | |
| microscope électronique | | | |
| | | | |

FIG 6 : Echelles et dénominations granulométriques des particules.
 (extrait de Cojan & Renard, 1997)

FIG 7 : Evaluation du tri des grains sur lames minces
(d'après Pettijohn et al., 1973)



| | | | | | | | |
|------------|---------------|----------|-------------|------------|---------|--------------|--|
| Sphéricité | forte | | | | | | |
| | faible | | | | | | |
| | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| | très anguleux | anguleux | subanguleux | subémoussé | émoussé | très émoussé | |

FIG 8 : Détermination visuelle de la sphéricité et de l'émoussé des grains.
(modifié, d'après Pettijohn et al., 1973)

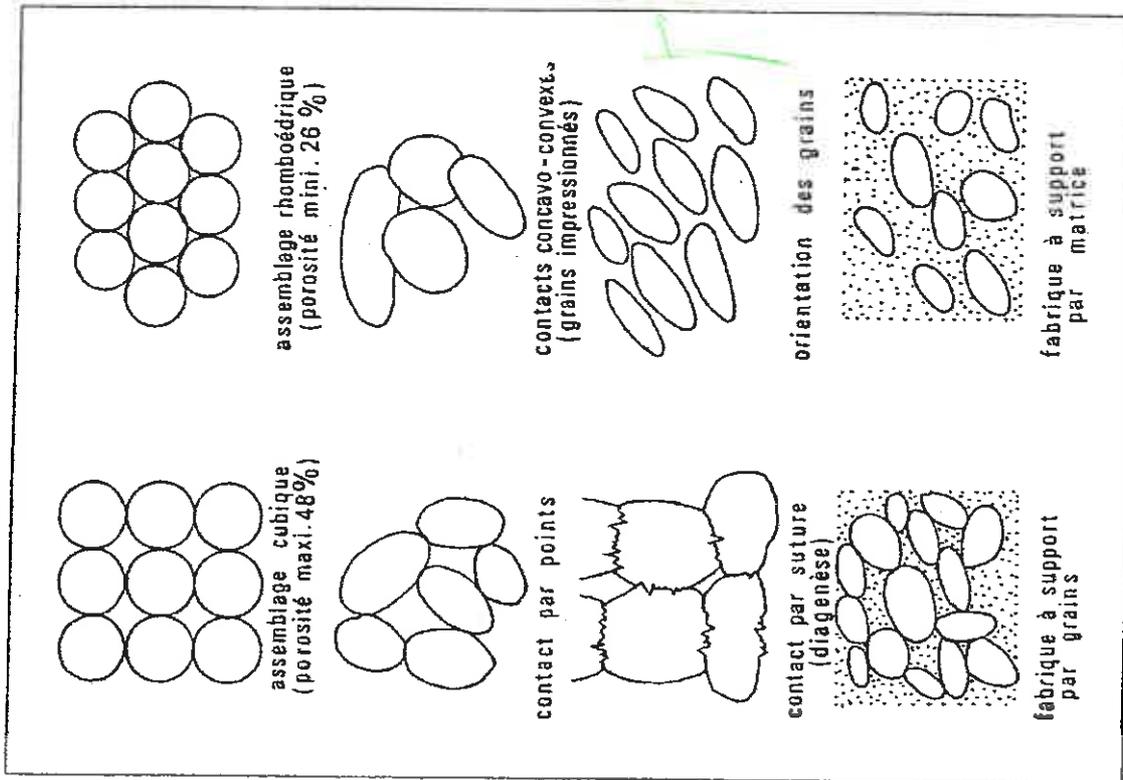


FIG 9 : Disposition des grains et fabrications sédimentaires. (d'après Tucker, 1982)

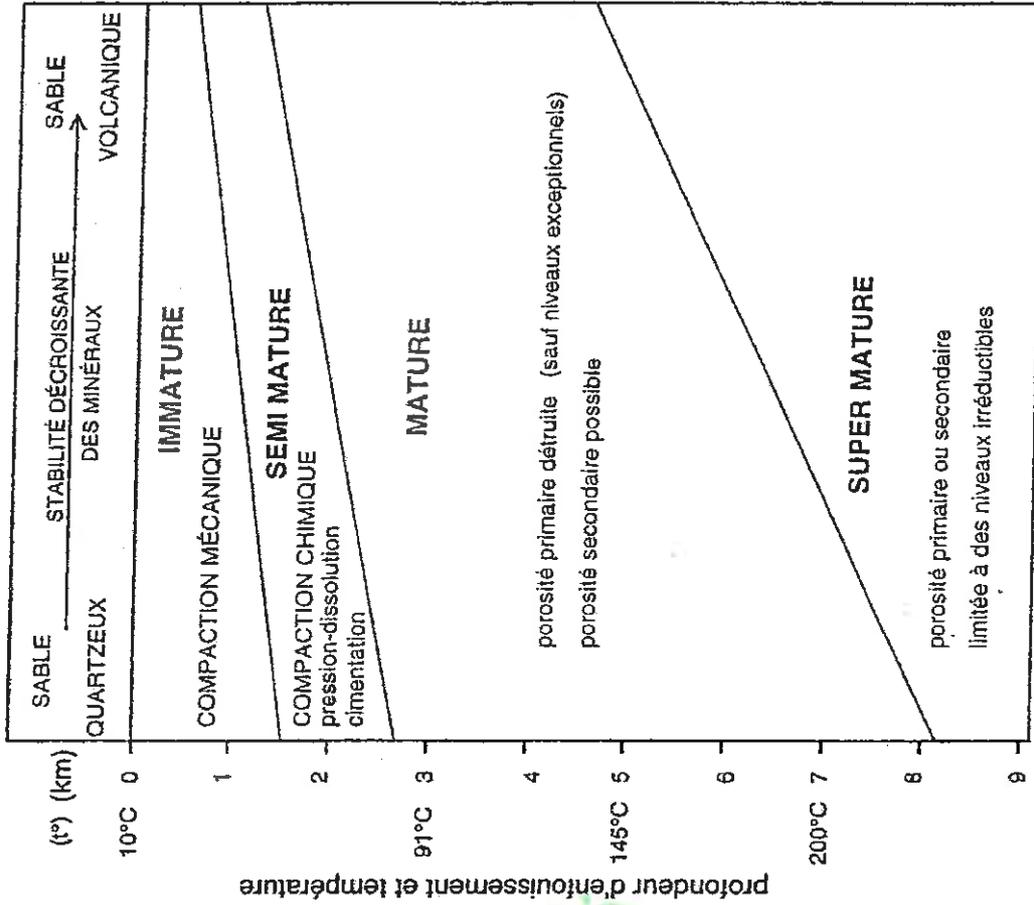


FIG 10 : Evolution de la porosité et de la cimentation de sables de granulométrie moyenne en fonction de la profondeur d'enfouissement. (d'après Pettijohn et al., 1987)

| TAILLE | ROCHES MEUBLES | ROCHES CONSOLIDÉES |
|---|---|--|
| RUDITES 20 cm 2 cm | Blocs | ex: 26% galets, 74% sable. meuble ou ciment? |
| | Galets (ballast) | Conglomérats le matériel doit représenter au \ominus 25% d'éléments de la taille des matrices en dessous 2 mm. |
| | Graviers (grume) | |
| ARENITES 0,5 mm 0,1 mm | Sables grossiers | Grès grossiers |
| | Sables moyens | Grès moyens |
| | Sables fins (craie sous la dent et c'est désagréable). | Grès fins |
| LUTITES PELITES → contient éléments microlithique 4 μ | Silt (craie sous la dent 1 mm c'est supportable). | Siltite |
| | Argile (ne craie pas sous la dent). | Argilite |

2 mm

63 μ

= limite de
résolution de
l'œil humain

FIG 11 : Classification des roches détritiques terrigènes meubles et consolidées en fonction de la granulométrie.

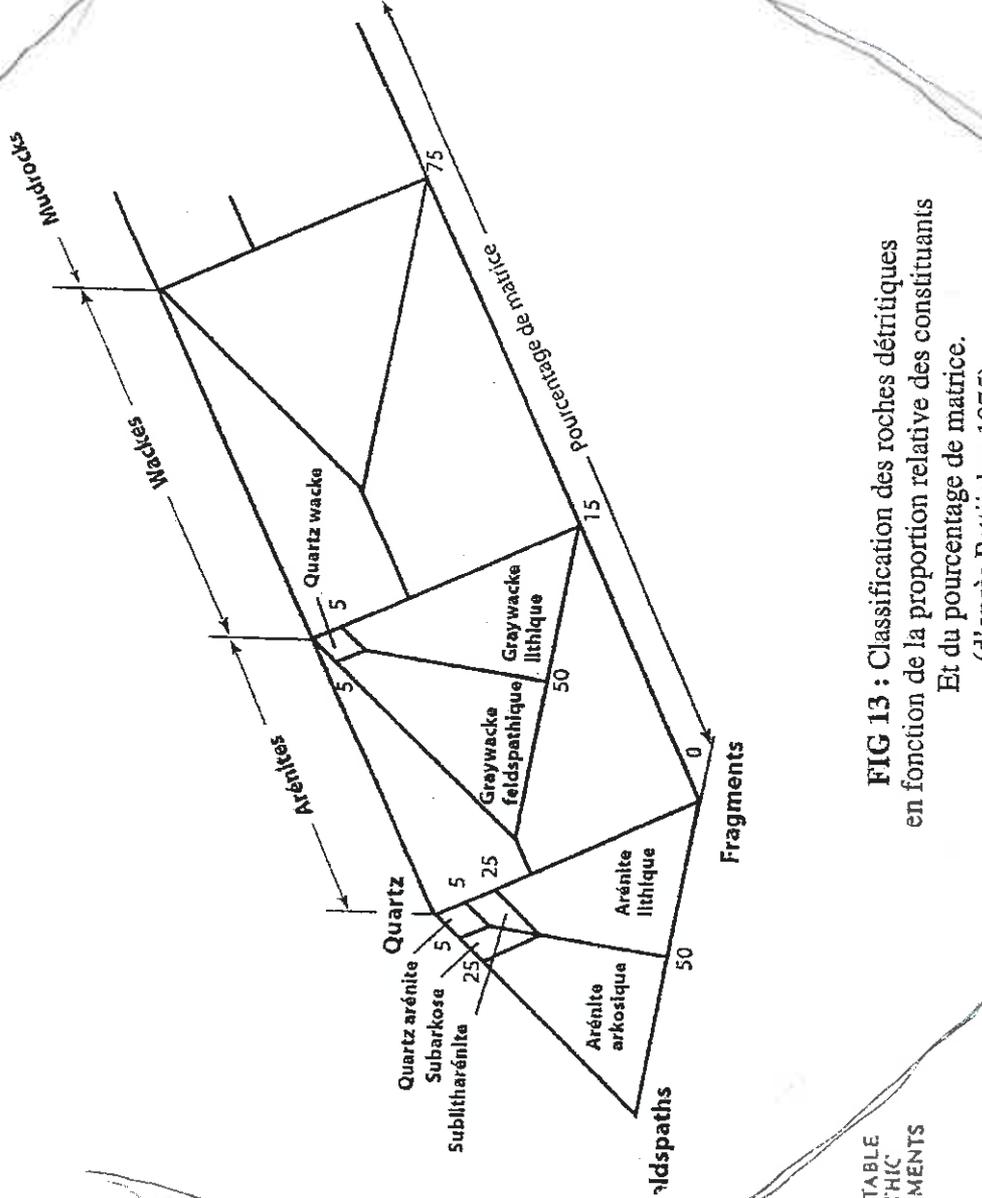


FIG 13 : Classification des roches détritiques en fonction de la proportion relative des constituants Et du pourcentage de matrice. (d'après Pettijohn, 1975)

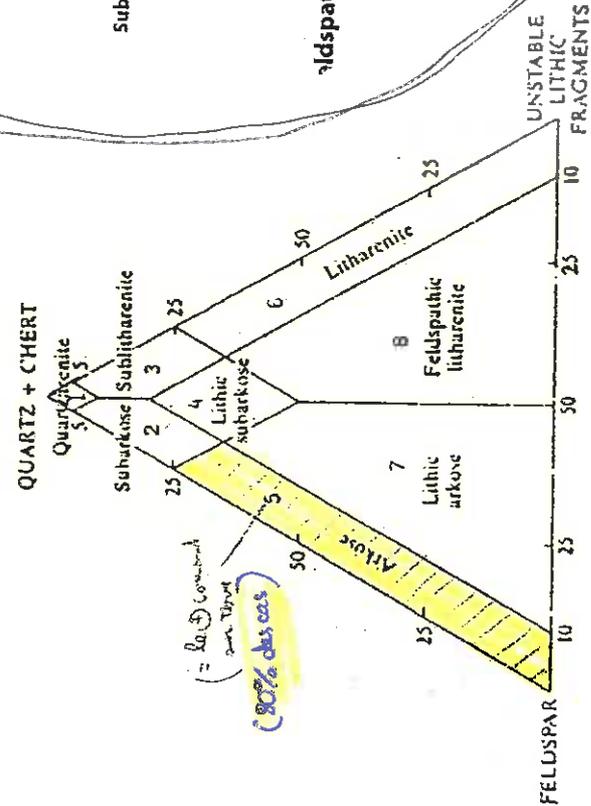


FIG 12 : Classification des arénites. (d'après Mc Bride, 1963)

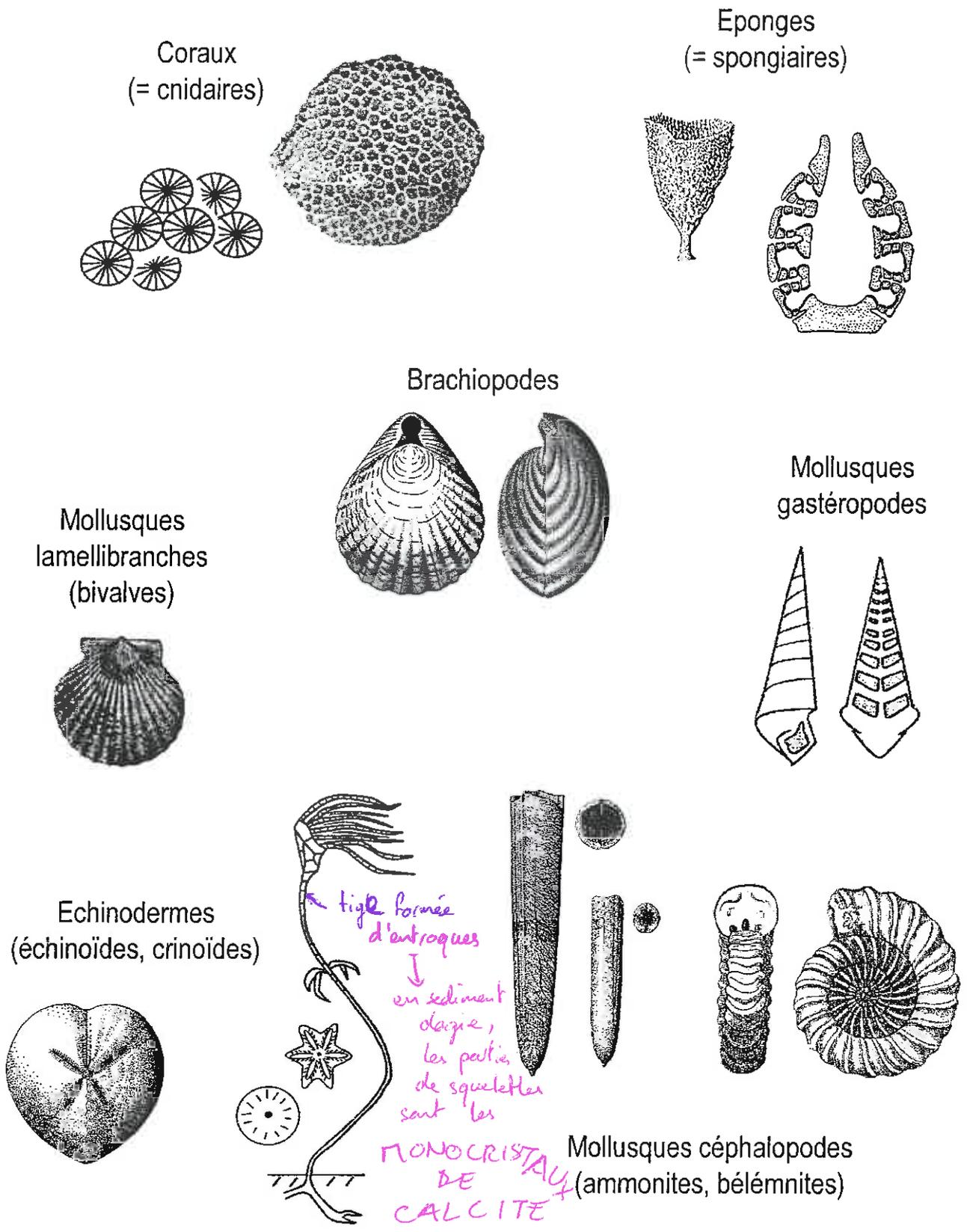


FIG 14 : Quelques exemples de bioclastes classiques des roches carbonatées.

ONCOIDES

Morphologie externe régulière plutôt concave par rapport au noyau

ONCOLITHES
Cortex d'origine essentiellement éolienne, MILIEUX MARINS ET LACUSTRES

CONIATOLITHES
Cortex d'origine essentiellement physico-chimique : MILIEUX MARINS ABRIÉS ET GROTTES NON MARINES

cortex à laminations souvent irrégulières et discontinues

cortex à laminations plus ou moins régulières et continues



OUIDES

Morphologie externe régulière plutôt convexe par rapport au noyau

OOLITHES: cortex à laminations concentriques

TYPE α :
laminations corticales qui tendent à régulariser la morphologie du noyau

TYPE β :
laminations corticales qui tendent à conserver la morphologie du noyau et des croûtes non marines

TYPE γ :
laminations localisées sur un côté du noyau

SPHERULITHES: cortex à structure essentiellement radiale qui traverse la lamination concentrique

BAHAMITHES: cortex micritique sans structure nette

ASPECT HOMOGÈNE DU CORTÈX PEUT ÊTRE PRIMAIRE OU SECONDAIRE



| MORPHOLOGIE EXTERNE | TAILLE RELATIVE | MICRO STRUCTURE | NANO STRUCTURE |
|---------------------|-----------------|-----------------|----------------|
| MILIEUX AGITES | | | |
| MILIEUX CALMES | | | |

PELETTEIDES

ORIGINES DIVERSES

Morphologie plus ou moins régulière, ovoïde, parfois en bâtonnet

PELLÈTS PÉCAVA

MICRITISATION D'AUTRES TYPES DE GRAIN

AGGLUTINATION DES PARTICULES DE BOUE



LITHOCLASTES

IRAGÈMENTS DE ROCHE

Grains de sable ou de gravier

ENDOCLASTES
Morphologie angulaire souvent aplatie ou arrondie avec surface externe qui tronque éléments internes

EXOCLASTES
GRAINS ET GANGE DE COMPOSITION ET D'ÂGE DIFFÉRENTS



AGREGATS (LUMPS)

Morphologie irrégulière due à l'agglutination des grains de sable ou de gravier

CONSEQUENCE D'UN DÉBUT DE LITHIFICATION SYN-SÉDIMENTAIRE EN MILIEUX PEU AGITÉS

BOULES DE BOUE

Morphologie régulière parfois avec serrage d'éléments détritiques

ORIGINE MÉCANIQUE SURTOUT DANS LES CHÊNEAUX

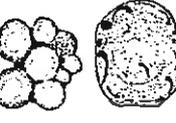


FIG 15 : Exemples les plus fréquents d'éléments figurés non squelettiques des roches carbonatées.

2mm

| | PHASE DE LIAISON Ca CO_3 | PHASE DE LIAISON $\text{Ca Mg}(\text{CO}_3)_2$ |
|----------|--------------------------------------|---|
| 80 μ | SPARITE | DOLOSPARITE |
| | MICROSPARITE | DOLOMICROSPARITE |
| 10 μ | MICRITE | DOLOMICRITE |

FIG 16 : Classification des principales phases de liaisons des roches carbonatées.
(Düringer, 1988)

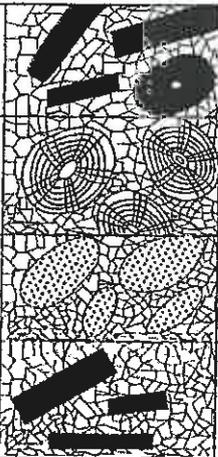
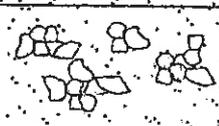
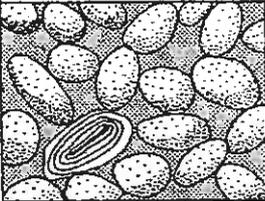
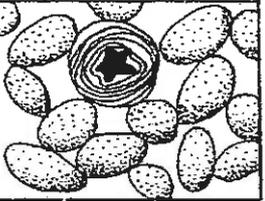
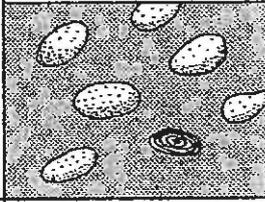
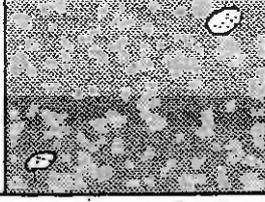
| PRINCIPAUX ALLOCHEMS | CIMENT à GRAINS > 4 μm | | MATRICE à GRAINS < 4 μm | |
|--------------------------------------|------------------------------------|---|------------------------------------|---|
| BIOTASTES (squelettes calcaires) | BIOSPARITE |  | BIOMICRITE |  |
| OOLITHES, OOÏDES (< 2mm) | OOSPARITE |  | OOMICRITE |  |
| PELOTES FÉCALES, péloïdes (< 2mm) | PELSPARITE |  | PELMICRITE |  |
| INTRACLASTES (clastes divers) | INTRASPARITE |  | INTRAMICRITE |  |
| CALCAIRE FORMÉ <i>in situ</i> | BIOLITHITE (calcaire construit) |  | DISMICRITE (calcaire fenestré) |  |

FIG 17 : Classification des roches carbonatées en fonction de la nature des constituants (allochèmes).
(d'après Folk, 1962)

| DISPOSITION DES GRAINS | FRÉQUENCE DES GRAINS | PRÉSENCE DE BOUE CARBONATÉE | ABSENCE DE BOUE CARBONATÉE |
|------------------------|----------------------|---|--|
| JOINTIFS | > 10 % | PACKSTONE  | GRAINSTONE  |
| | | WACKESTONE  | |
| NON JOINTIFS | < 10 % | MUDSTONE  | |

 Boue carbonatée

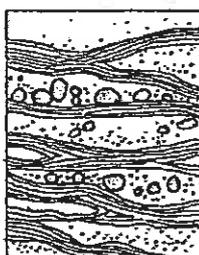
FIG 18 :
Classification des roches carbonatées en fonction de la texture.
(d'après Dunham, 1962)

FIG 19 : Un complément à la classification de Dunham (1962) : la classification des carbonates récifaux en fonction de la texture.
(James, 1983 ; d'après Embry et Klovan, 1971)

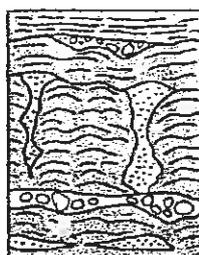
FACIÈS AUTOCHTONES



BAFFLESTONE

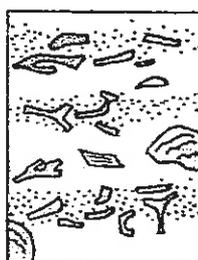


BINDSTONE



FRAMESTONE

FACIÈS ALLOCHTONES



FLOATSTONE



RUDSTONE

Nom complet:

Nom de Folk

Texture



Oo sparite à texture grainstone
(calcaire à oolithes)



Nom "vulgaire"

| Espèce Minérale | Classe minéralogique | Système cristallin | Habitus courant (forme) | Clivage / Cassure | Dureté (Mohs) | Couleur | Transparence / Eclat |
|-------------------------------------|---------------------------------------|--|---|---|---------------|---|---|
| Calcite | Carbonate (CaCO ₃) | Rhomboédrique | Rhomboédres, scalénoédres, agrégats, etc. Macles fréquentes. | 3 clivages parfaits. / Cassure plane (spathique) ou conchoïdale. | 2.6-2.8 | Incolore (calcite pure), sinon colorée : blanche, grise,... | Translucide (spath d'Islande) à transparent. / Vitreux. |
| Quartz | Tectosilicate (SiO ₂) | Rhomboédrique (quartz α) Hexagonal (quartz β) | Prismes hexagonaux terminés par 2 rhomboédres (quartz α) ou par une bipyramide hexagonale (quartz β). | Pas de clivage. / Cassure conchoïdale. | 2,65 | Incolore (quartz pur), sinon coloré : blanc, gris,... | Translucide (cristal de roche) à transparent. / Gras. |
| Feldspath alcalin (ex : sanidine) | Tectosilicate | Monoclinique (T + haute) | Cristaux tabulaires, prismes. Macles fréquentes (Carlsbad, Baveno, Manebach). | 2 bons clivages. / Cassure irrégulière | ~ 2.6 | Incolore, blanc, gris. | Translucide à transparent. / Vitreux, mat, nacré. |
| Feldspath alcalin (ex : orthose) | Tectosilicate | Monoclinique (T + haute) | Cristaux prismatiques Macles fréquentes (Carlsbad, Baveno, Manebach) | 2 bons clivages / Cassure irrégulière | ~ 2.6 | Rose rougeâtre, (gris, blanc). | Transparent à opaque / Vitreux, nacré. |
| Feldspath alcalin (ex : microcline) | Tectosilicate | Triclinique (T + basse) | Cristaux prismatiques Macles fréquentes (Carlsbad, Baveno, Manebach) | 2 bons clivages / Cassure irrégulière | ~ 2.6 | Blanc, gris, vert bleuâtre, rose saumon. | Transparent à opaque / Vitreux. |
| Feldspath plagioclase (ex : albite) | Tectosilicate | Triclinique | Cristaux prismatiques ou tabulaires (aplatis) Macles (polysynthétiques). | 2 bons clivages / Cassure irrégulière | 2.6 | Incolore, blanc. (gris) | Transparent à opaque. / Vitreux. |
| Feldspathoïde (ex : leucite) | Tectosilicate (proche des feldspaths) | Tétraédrique (ou cubique si + T) | Cristaux pseudo-cubiques automorphes. Macles fréquentes. | Clivage non distinctif. / Cassure conchoïdale. | ~ 2.5 | Incolore, blanc, gris. | Translucide à transparent. / Vitreux. |
| Mica blanc (= muscovite) | Phyllosilicate | Monoclinique pseudo-hexagonal | Cristaux tabulaires en feuillets hexagonaux superposés ('paillettes'). | 1 clivage parfait en feuillets fins / Cassure irrégulière | 2.8-3 | Incolore à argenté | Translucide à transparent. / Vitreux, mat, nacré, quasi-métallique |
| Mica noir (= biotite) | Phyllosilicate | Monoclinique pseudo-hexagonal | Cristaux tabulaires en feuillets hexagonaux superposés ('paillettes'), ou prismes. | 1 clivage parfait en feuillets fins. / Cassure irrégulière | 2.8-3 | Brun sombre à noir. | Translucide à transparent. / Vitreux, mat, nacré, quasi-métallique |

amphiboles, péridots (olivine), biotite (mica noir)

livrage. famille de plais // entre eux selon lesquels le minéral se casse + facilement

| | | | | | | | | |
|---------------------------------------|-------------------------------------|----------------|--|---|---------|-------|----------------------------------|---|
| Olivine (péridot) | Néosilicate ($Mg, Fe)_2[SiO_4]$ | Orthorhombique | Petits grains arrondis rarement cristallisés (xénomorphes), ou prismes. | Clivage parfois bon / Cassure conchoïdale. | 3.2-3.6 | 6.5-7 | Vert olive + ou - sombre. | Translucide à transparent. / Vitreux. |
| Amphibole (ex : hornblende) | Inosilicate (chaîne double) | Monoclinique | Prismes allongés (baguettes), à contours hexagonaux. Macles fréquentes. | Bons clivages à 124° et 56° / Cassure irrégulière | ~ 3-3.3 | 5-6 | Noir, vert foncé | Opaque, / Vitreux à mat |
| Pyroxène (ex : augite) | Inosilicate (chaîne simple) | Monoclinique | Prismes courts et trapus à contours octogonaux. Macles fréquentes. | Bons clivages à 87° et 93° (soit ~ 90°) / Cassure irrégulière | 3.2-3.6 | 5-6 | Noir, brunâtre, vert foncé | Opaque / Vitreux, résineux |
| Pyrite | Sulfure (FeS_2) | Cubique | Cubes striés, octaèdres, dodécaèdres, agrégats, etc. Macles fréquentes. | Clivage imparfait. / Cassure irrégulière | ~ 5 | 6-6.5 | Jaune laiton, jaune d'or. | Opaque. / Métallique, brillant. |

➤ **ROCHES ENDOGENES MAGMATIQUES** (Fiche méthodologique en pétrographie)

ETAPE I

Caractérisation et identification de la texture.

La texture (agencement des minéraux) renseigne sur le type de roche magmatique, en lien avec le contexte géologique de mise en place (profondeur, volume et vitesse de refroidissement du magma, différence de T° avec l'encaissant, etc.) Il existe trois possibilités de texture, selon le degré de cristallisation de la roche :

La texture dépend originellement de la teneur en silice

CAS N° 1.

- Roche entièrement cristallisée.
 - Minéraux (cristaux) visibles à l'œil nu ou à la loupe.
 - Porosité interstitielle (entre les cristaux) très faible.
 - Roche massive et solide.
- = Roche phanéritique : texture aplitique, **grenue** ou pegmatitique (selon la taille des cristaux).
→ **ROCHE MAGMATIQUE PLUTONIQUE.**
[Mise en place en profondeur].

CAS N° 2.

- Roche entièrement cristallisée.
 - Phénocristaux visibles à l'œil nu ou à la loupe (si présents), dans une phase de liaison microcristalline dont les minéraux, bien que cristallisés, ne sont visibles qu'au microscope.
 - Porosité interstitielle (entre les cristaux) très faible (observable au microscope).
 - Roche massive et solide.
- = Roche aphanitique : texture **microgrenue**.
→ **ROCHE MAGMATIQUE FILONNIENNE.**
[Mise en place intermédiaire, périplutonique ou hypovolcanique].

CAS N° 3.

- Roche partiellement cristallisée (ou non cristallisée).
 - Phénocristaux visibles à l'œil nu ou à la loupe (si présents), dans une phase de liaison dépourvue de minéraux cristallisés ('pâte' microlithique ou amorphe).
 - Porosité variable (par exemple, la roche peut être vacuolaire).
 - Roche massive et dure (lave) ou pulvérulente (roche pyroclastique).
- = Roche aphanitique : texture vitreuse ou **microlithique** (porphyrique si phénocristaux).
→ **ROCHE MAGMATIQUE VOLCANIQUE.**
[Mise en place en (sub)surface].

ETAPE 2

Caractérisation et identification des minéraux

(visibles à l'œil nu ou à la loupe).

L'identification de l'assemblage minéralogique de la roche révèle sa composition chimique, et indirectement celle du magma dont elle est issue (teneur approximative en silice : magma felsique, intermédiaire, mafique ou ultramafique).

On distingue en première approximation des minéraux clairs et des minéraux sombres :

- **Minéraux clairs** : le quartz, les feldspaths, les feldspathoïdes.
- **Minéraux sombres** (ferromagnésiens) : l'olivine, les pyroxènes, les amphiboles, la biotite.

Pour identifier les minéraux, utiliser le tableau d'identification des principaux minéraux constitutifs des roches (voir TP de minéralogie). Pour caractériser ces minéraux, utiliser les descripteurs minéralogiques adéquats (système cristallin, forme des cristaux, clivage, cassure, couleur, transparence, éclat, etc.)

⇒ Caractérisation détaillée et identification des **minéraux clairs** :

- > Présence de quartz ? (→ Si oui, la roche est acide, sinon elle est plutôt basique).
- > Puis : autres minéraux clairs (feldspaths alcalins et plagioclases, etc.)

⇒ Caractérisation détaillée et identification des **minéraux sombres**.

ETAPE 3

Caractérisation du % de minéraux clairs et sombres

(visibles à l'œil nu ou à la loupe*).

La proportion des minéraux clairs et sombres dans une roche magmatique permet de définir un indice de coloration (voir fig. dans le poly.) Cet indice nous oriente vers une classification plutôt qu'une autre.

⇒ % Minéraux clairs > 10% (roches hololeucocrates à mélanocrates) :

→ Utiliser prioritairement la classification de **Streckeisen** (voir fig. dans le poly.)
(Classification établie pour les roches plutoniques puis étendue aux roches volcaniques).

⇒ % Minéraux clairs < 10% (roches holomélanocrates) :

→ Utiliser la classification des **roches ultramafiques** (voir fig. dans le poly.)

*. **Attention !** On ne considère que les minéraux visibles à l'œil nu ou à la loupe, quelque soit la couleur de la phase de liaison éventuelle. Dans le cas des roches volcaniques, même si cette phase de liaison (ou 'pâte') peut être sombre (noire, grise, etc.), et même si les minéraux visibles à l'œil nu ou à la loupe (phénocristaux) peuvent être inexistantes ou difficiles à observer, c'est parmi ces minéraux là qu'il faut évaluer le % de minéraux clairs et sombres.

ETAPE 4

Caractérisation de la phase de liaison ('pâte')

(dans le cas des roches magmatiques volcaniques uniquement).

La 'pâte' des roches volcaniques peut être caractérisée principalement par sa couleur. Dans certains cas, en particulier quand les phénocristaux sont inexistantes ou rares et/ou petits, elle peut être un indice aidant à la détermination. La couleur de la 'pâte' dépend de la teneur en éléments ferromagnésiens et en silice. Ainsi, on peut observer des gammes de couleurs allant du clair (dominante felsique) au foncé (dominante mafique), en passant par des nuances de gris (dominante intermédiaire).

Dans certains cas, la 'pâte' d'une roche volcanique peut aussi être caractérisée par son aspect au toucher, son éclat, sa cassure, le son qu'elle émet, etc. (ex : aspect poudreux du trachyte du Puy de Dôme ou domite, éclat vitreux et cassure conchoïdale de l'obsidienne, son caractéristique de la phonolithe, etc.)

ETAPE 5

Identification finale de la roche.

A ce stade, vous devez être en mesure de donner un nom à la roche étudiée et décrite. Si nécessaire, n'oubliez pas d'ajouter des précisions complémentaires après ce nom (ex : granite monzonitique porphyroïde, granite à deux micas, basalte vacuolaire à olivine, etc.) De même, un dessin annoté d'accompagnement (avec une échelle et une légende) est **vivement** conseillé...

➤ ROCHES EXOGENES SEDIMENTAIRES
(DETRITIQUES & CARBONATEES)
(Fiche méthodologique en pétrographie)

ATTENTION ! La méthodologie proposée ici pour identifier les roches sédimentaires ne s'applique qu'aux roches sédimentaires détritiques et carbonatées. Elle ne convient donc pas aux autres types de roches exogènes (sédimentaires ou résiduelles), qui ne sont pas abordées (roches carbonées, évaporitiques, siliceuses, phosphatées, ferrugineuses et alumineuses).

ETAPE 1 - La roche sédimentaire est elle détritique ou carbonatée ?

- ⇒ La roche est détritique si elle contient au minimum 50 % de grains issus de la désagrégation d'une roche préexistante.
- ⇒ La roche est carbonatée si elle contient au minimum 50 % de carbonate (non issu de la désagrégation d'une roche préexistante).

Selon le cas (roche détritique ou carbonatée), les étapes suivantes seront différentes.

CAS DES ROCHES DETRITIQUES.

ETAPE 2 - Caractérisation des grains (nature minéralogique, granulométrie, tri, etc.)

ETAPE 3 - Caractérisation de la phase de liaison (nature minéralogique, matrice ou ciment ?)

ETAPE 4 - Identification de la roche :

- ⇒ Classification en fonction de la granulométrie et de la cohérence*.
- ⇒ Puis classification en fonction de la composition minéralogique et du % de matrice (pour les roches de la classe des arénites uniquement).

ETAPE 5 - A ce stade, vous devez être en mesure de nommer la roche étudiée et décrite.

Si nécessaire, n'oubliez pas d'ajouter des précisions complémentaires (ex : grès fin à grains de glauconie, sable grossier à grenat, galet glaciaire strié, etc.)

- ⇒ Accompagnez votre travail par un dessin annoté (avec une échelle et une légende).

*. Dans le cas des conglomérats, précisez ci celui-ci est un poudingue ou une brèche, s'il est monogénique ou polygénique, s'il est homométrique ou hétérométrique, et précisez la nature lithologique de chacun de ses constituants.

CAS DES ROCHES CARBONATEES.

ETAPE 2 - Caractérisation des éléments figurés (squelettiques et / ou non squelettiques)

ETAPE 3 - Caractérisation de la phase de liaison (matrice micritique ? ciment sparitique ?)

ETAPE 4 - Identification de la roche :

- ⇒ Classification en fonction de la nature et de la proportion des éléments figurés, et en fonction de la nature de la phase de liaison (Folk, 1962).
- ⇒ Puis classification en fonction de la texture (Dunham, 1962).

ETAPE 5 - A ce stade, vous devez être en mesure de nommer la roche étudiée et décrite.

Si nécessaire, n'oubliez pas d'ajouter des précisions complémentaires ou de compléter votre identification par un terme générique (ex : calcaire lithographique, calcaire bioclastique à *Gryphae*, calcaire oolithique à oolithes ferrugineuses, etc.)

- ⇒ Accompagnez votre travail par un dessin annoté (avec une échelle et une légende).

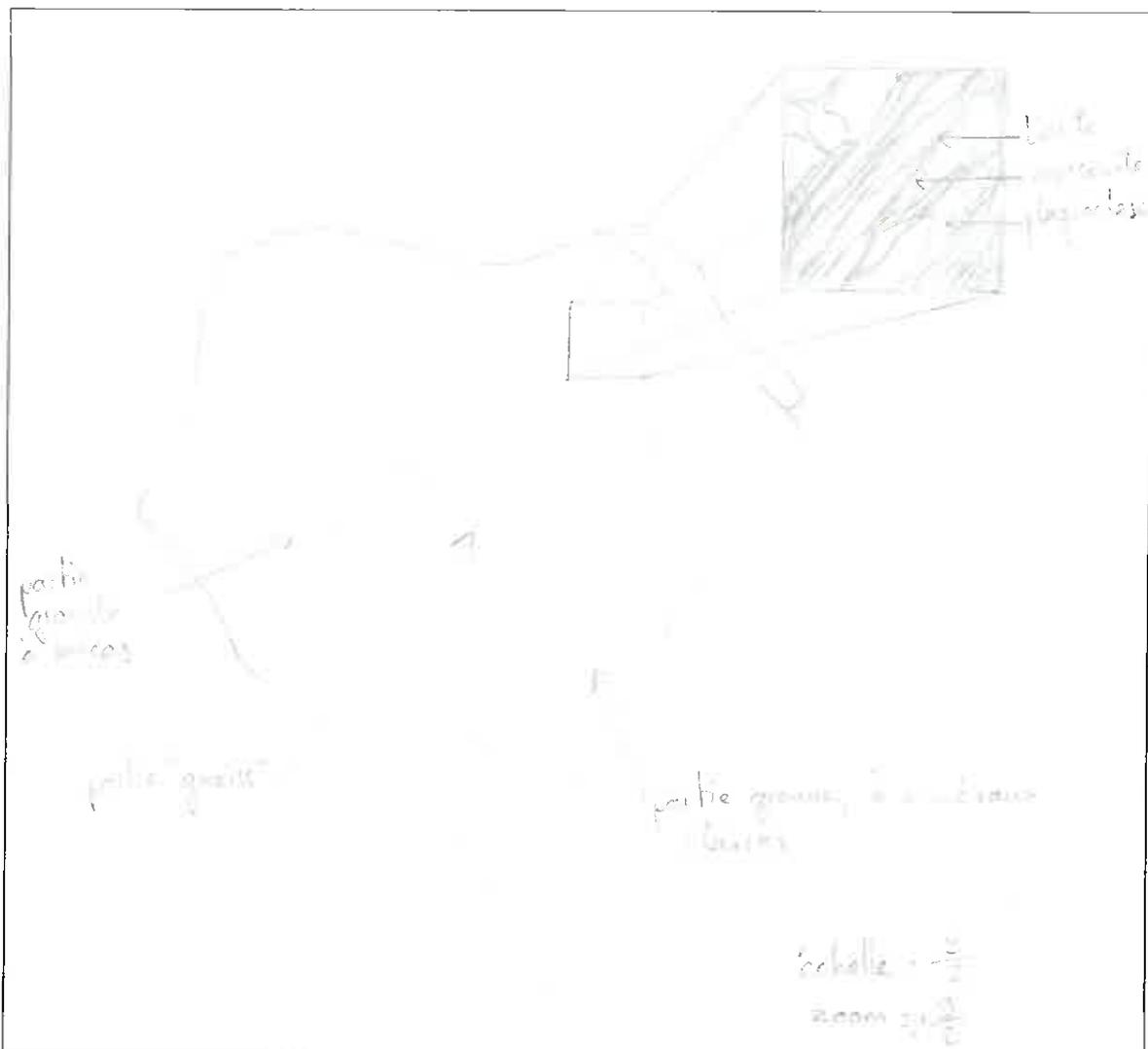
ATTENTION ! SURTOUT NE PAS CONFONDRE MATRICE ET CIMENT !

-
- * Vos NOM et prénom (identificateur) : .. MONSAVOIR .. Alexia
 - * Votre N° de groupe (identificateur) : G1 G2 G3 G4
 - * NOM et prénom du collecteur : ... LESCOT ... Marie
 - * N° de groupe du collecteur : G1 G2 G3 G4
-

Description et identification de l'échantillon de roche.

I. Dessin annoté de votre échantillon :

Vous pouvez dessiner votre échantillon schématiquement (en 3D) et effectuer un zoom détaillé sur une partie de la roche. N'oubliez pas de légender vos dessins et d'indiquer les échelles utilisées (par exemple : *dessin à l'échelle $\frac{1}{2}$ et zoom $\times 10$*).



II. A quelle grande famille de roche appartient cet échantillon ?

- Roche endogène
(= R. mantellique, magmatique plutonique ou volcanique, ou métamorphique).
- Roche exogène
(= R. sédimentaire détritique, carbonatée ou autre, ou roche résiduelle).
- Autre (précisez) :

Justifiez votre réponse : ... *La roche est entièrement cristallisée :*
... *certains cristaux sont à grains*
.....
.....
.....
.....

III. Description et identification détaillées de l'échantillon :

En fonction de la réponse à la question précédente, reportez-vous à la fiche méthodologique ou à la clé de détermination adéquate (voir poly. de TP n° 1 à 3) et suivez la procédure de description et d'identification de votre roche, étape par étape (comme vous l'avez appris au cours des différentes séances de TP).

Précisez explicitement quelles sont les étapes successives de votre travail de description et d'identification (Etape n°1 : « ... », Etape n°2 : « ... », etc.).

Justifiez-vous au fur et à mesure de votre raisonnement et n'oubliez pas de citer les figures que vous utilisez dans les polys (par exemple : « Poly. de pétro. exo. Fig. n°11 », etc.).

BON COURAGE !

Etape 1. Caractérisation et identification de la texture
- la roche est entièrement cristallisée
- des phénocristaux visibles à l'œil nu sont dans une phase microcristalline
→ la roche est donc ^{possède une texture} une microgrenue à grenue
C'est une roche magmatique filonienne (donc aphanitique).
(probablement périplutonique).

La roche est hétérogranulaire.

Selon la classification selon la coloration, le type de roche se situe entre Mesocrate et mélanocrate.

La roche a tout d'un granite, mais une structure intermédiaire laisse penser que la roche était partiellement métamorphisée: elle présente un aspect folié.

Ce métamorphisme pourrait être de contact, puisqu'il affecte des intrusions plutoniques. Cela justifierait l'hétérogénéité orientée foliée de la roche, soit la texture granulopélitique.

L'échantillon est trop petit pour constater une alternance minéraux sombres / minéraux clairs, cependant, on observe une ségrégation.

Etape 2: Caractérisation des minéraux

On reconnaît rapidement les minéraux de mica (blanc et noir), ainsi que ceux du quartz. Les minéraux d'un blanc laiteux sont probablement des plagioclases, et ceux avec des feldspaths et des quartz. Des taches vertes sont sûrement dues à un autre minéral. Enfin, sur deux faces, la roche étudiée présente une coloration rouge, témoignant de composés métalliques oxydés.

Etape 3: Caractérisation du pourcentage de minéraux clairs et sombres

Sur une partie, la dominance est aux minéraux sombres (peut-être plus de 70%), tandis que sur l'autre partie, ce sont les minéraux clairs qui dominent (quasiement 100%). Comme annoncé plus haut, la roche est mélanocrate. D'après les estimations des proportions de Feldspaths et de Plagioclases dans la classification de Streckeisen, la roche serait un granite.

Étape 5 : Identification finale de la carte

La carte a été identifiée dans la zone de
autourposé par les élèves, les 2 "cailloux" sont

Étape 6 : Confrontation aux données

La carte a été identifiée dans la zone de
autourposé, les 2 "cailloux" sont

Nous avons obtenu les données à ce propos
dans la zone de "cailloux" et les données
et les données, les 2 "cailloux" sont

Dans la zone, nous avons obtenu l'information
"certains lieux sont situés dans la zone de
les données", ce qui correspond peut être aux "cailloux"

Voire avis sur cette « Opération Cailloux 2011 » ...

1. Comment avez-vous trouvé le niveau de difficulté de ce travail ?

- Collecte d'un échantillon sur le terrain : Facile Moyen Difficile
- Utilisation du SIG 'InfoTerre' : Facile Moyen Difficile
- Description et identification de la roche : Facile Moyen Difficile

Précisions (éventuelles) :

.....

.....

2. Avez-vous trouvé ce travail intéressant ? (Donnez une note de 1 à 5).

- 1 (= Non) 2 3 4 5 (= Oui)

Précisions (éventuelles) :

.....

.....

3. Ce Devoir Maison vous a-t-il été utile pour réviser :

- Le TP de minéralogie ?
- Le TP de pétrographie endogène ?
- Le TP de pétrographie exogène ?

4. Dans le cadre de ce travail, avez-vous consulté :

- L'aide donnée sur 'InfoTerre' (rubriques 'tutoriels' ou 'trucs & astuces')?
- Le forum 'FAQ' (foire aux questions) sur la plate-forme e-campus ?

5. Selon vous, comment améliorer l'« Opération Cailloux 2012 » ?.....

.....

.....

.....

.....

.....

MERCI !

18/04/11

Géologie TP

Correction de l'exo de cartographie

(e-campus, dossier cartographie)

petits rectangles → calcaire
petits points → grès
croix → granites

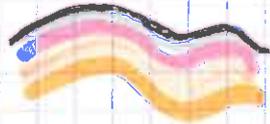
terrain le + récent au centre → synclinal

les petits chiffres au-dessus des signes de pendage représentent une valeur en ° /
les indications de pendage informe sur "selon quel angle plonge la couche".

Pour savoir comment ça se passe en profondeur, on regarde les bouts de la formation.

Structure plissée = succession d'anticlinaux et de synclinaux

Relief normal =



Relief inverse



Hydrogéologie

Types d'eaux souterraines :
eaux gravitaires (exploitable)
eaux de rétention (intégrées dans la porosité de la roche)

Aquifère : de l'eau qui s'écoule dans une formation géologique perméable.

- corps de roches perméables
- zone saturée
- conducteur d'eau

caractéristiques →
enveloppe : contour, volume, nature des limites géol.
localisation : altitude, profondeur des limites.
structure : caractéristiques physico-chimique, structure des matériaux

hydrodynamique : nappe libre : la surface piézométrique peut fluctuer dans les roches aquifères.

nappe captive : la surface piézométrique est bloquée entre 2 couches imperméables.

Loi de Darcy

avec : Q le débit ($m^3 \cdot s^{-1}$)
 S la section (m^2)
 n_e la porosité efficace (%)

ΔH la différence d'altitude
 K le coef. de perméabilité ($m \cdot s^{-1}$)
 i le gradient hydraulique (rien)
 v la vitesse d'écoulement ($m \cdot s^{-1}$)

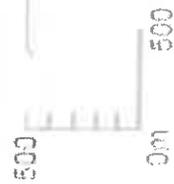
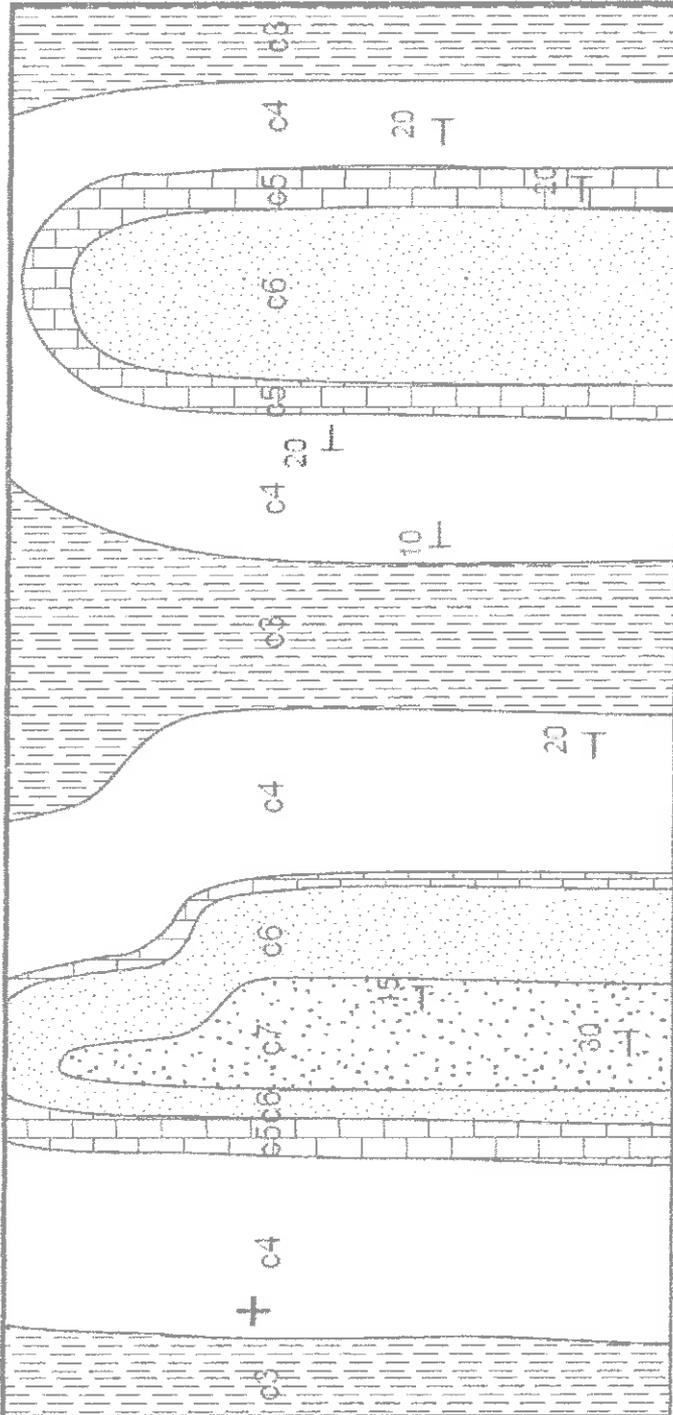
on a :

$$Q = K \cdot S \cdot i$$

$$Q = K \cdot S \cdot (\Delta H / L)$$

$$v = \frac{K \cdot i}{n_e}$$

- c7 = ?
- c6 = ?
- c5 = ?
- c4 = 350m
- c3 = 250m



CONSIGNES

1. Réaliser une coupe géologique le long du profil topographique.

- Attention à bien respecter les pendages et les épaisseurs qui vous sont donnés.
 - En plus des figurés, vous pouvez si vous le désirez utiliser des crayons de couleurs afin de coloriser sur la carte géologique et sur votre coupe les différentes formations lithostratigraphiques.
-

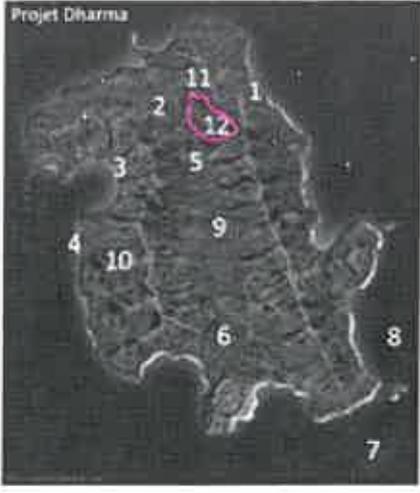
2. Quelles type de structure géologique est observable dans cette région ?

(Vous préciserez votre réponse autour d'un ou plusieurs schéma(s) annoté(s) avec la nomenclature adaptée).

3. D'un point de vue géomorphologique, le relief est-il conforme ou inverse ?

(Justifiez votre réponse).

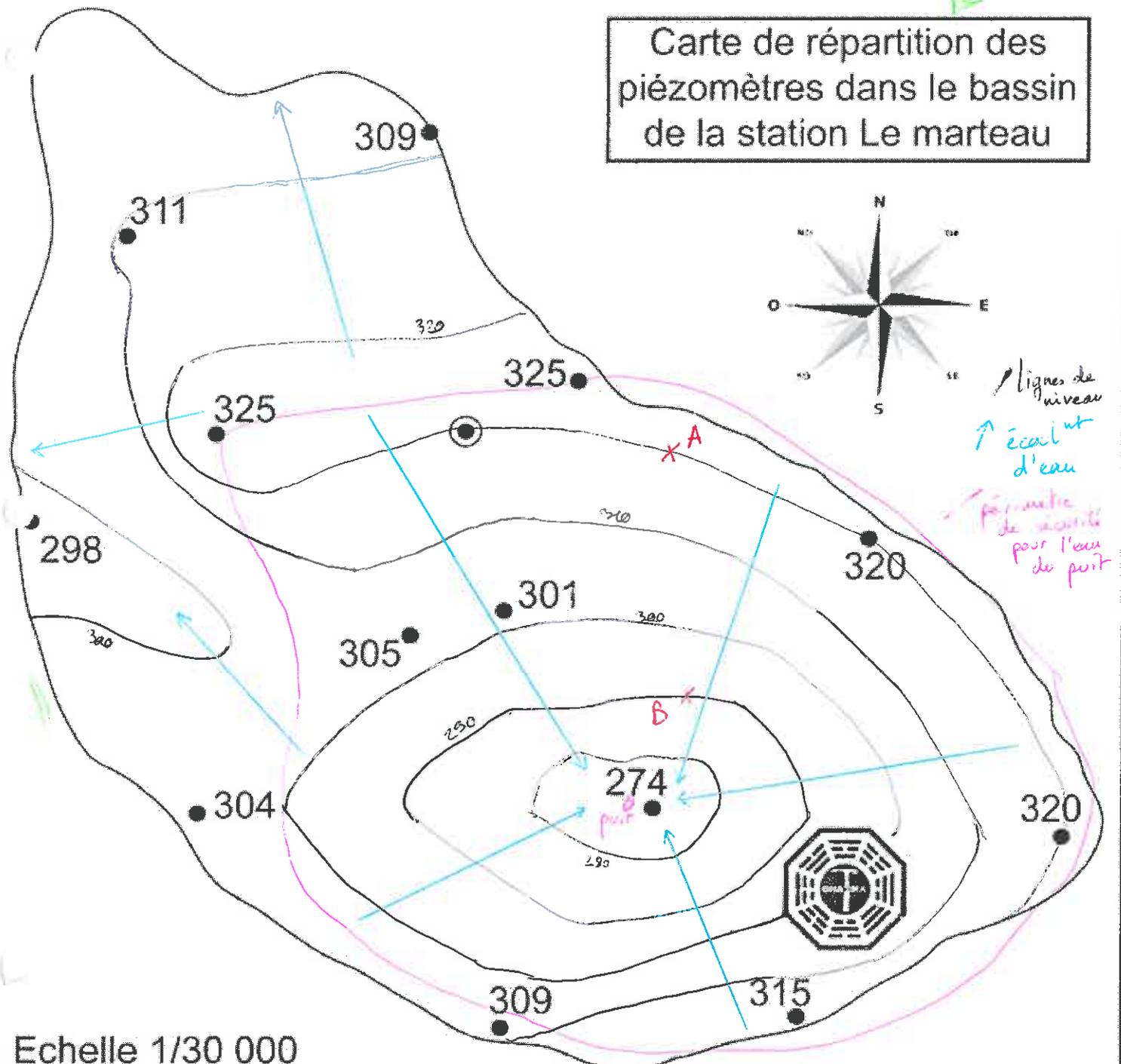
Departement of Heuristics And Research on Material Applications

| | | | |
|--------------|---|---|---------------|
| La fleche 1 |  |  | 7 L'hydre |
| La flamme 2 |  | | 8 Le miroir |
| Le caducee 3 |  | | 9 La perle |
| La porte 4 |  | | 10 Le temple |
| L'orchidee 5 |  | | 11 La tempete |
| Le cygne 6 |  | | 12 Le marteau |



Station - Le marteau

Carte de répartition des piézomètres dans le bassin de la station Le marteau



Echelle 1/30 000

~ Tracer, par triangulation les lignes de niveau.

~ En déduire le sens d'écoulement

~ Calculer Q et V de la nappe ph. de la section AB

(soit. une nappe cylindrique de $\varnothing 25m$
- dans du sable grossier à $K = 6,10^{-4} m \cdot s^{-1}$
 $\rho_{\text{sais}} : 0,5mm$
 $n_e = 20\%$)

$$Q = K \cdot S \cdot \frac{\Delta H}{L} = 6 \cdot 10^{-4} \times \pi \left(\frac{25}{2}\right)^2 \times (320 - 290) \times \frac{1}{1000}$$
$$= 8,8 \cdot 10^{-3} m^3 \cdot s^{-1} \text{ soit } 278\,643,5 m^3 \cdot an^{-1}$$

$$V = \frac{K \cdot i}{n_e} = \frac{6 \cdot 10^{-4} \cdot (320 - 290) \cdot \frac{1}{1000}}{0,2} = 9 \cdot 10^{-5}$$