

Chapitre 1

Structure du globe terrestre

Plan

- I. Caractéristiques globales
- II. Modèle sismologique
- III. Modèle minéralogique
- IV. Modèle dynamique : théorie des plaques

I. Caractéristiques globales

Le globe

Pratiquement sphérique

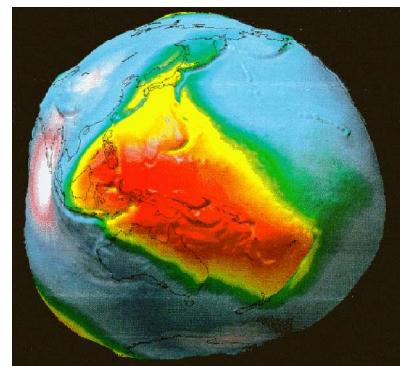
Géoïde

Dimensions:

Rayon polaire (R_p) = 6356,77 km

Rayon équatorial (R_e) = 6378,16 km

Rayon moyen (sphère de volume égal) = 6371 km



Surface

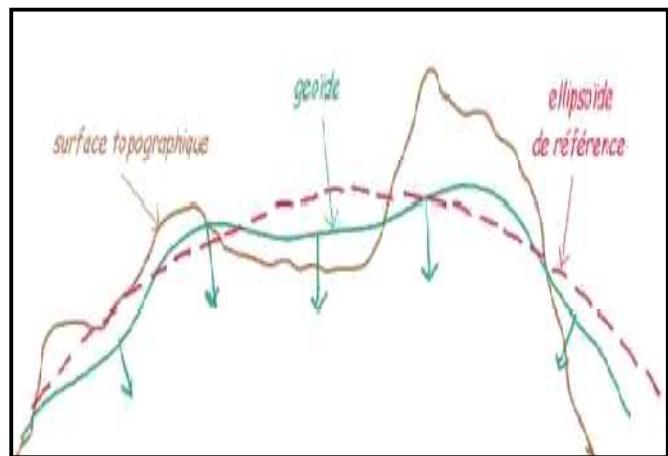
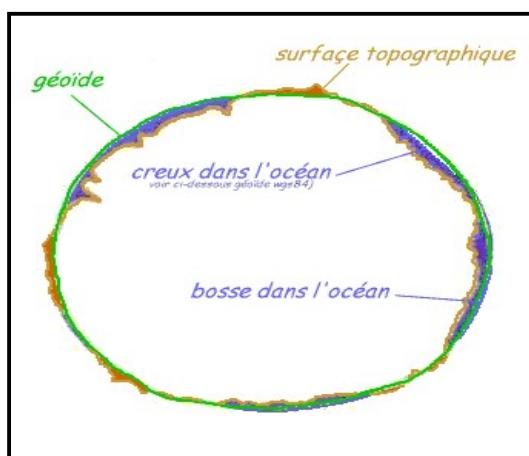
$S \approx 510 \times 106 \text{ km}^2$

Volume $V \approx 1,083 \times 10^{12} \text{ km}^3$

Masse $M \approx 5,975 \times 10^{21} \text{ T}$

Masse volumique moyenne de $5,52 \text{ T/m}^3$

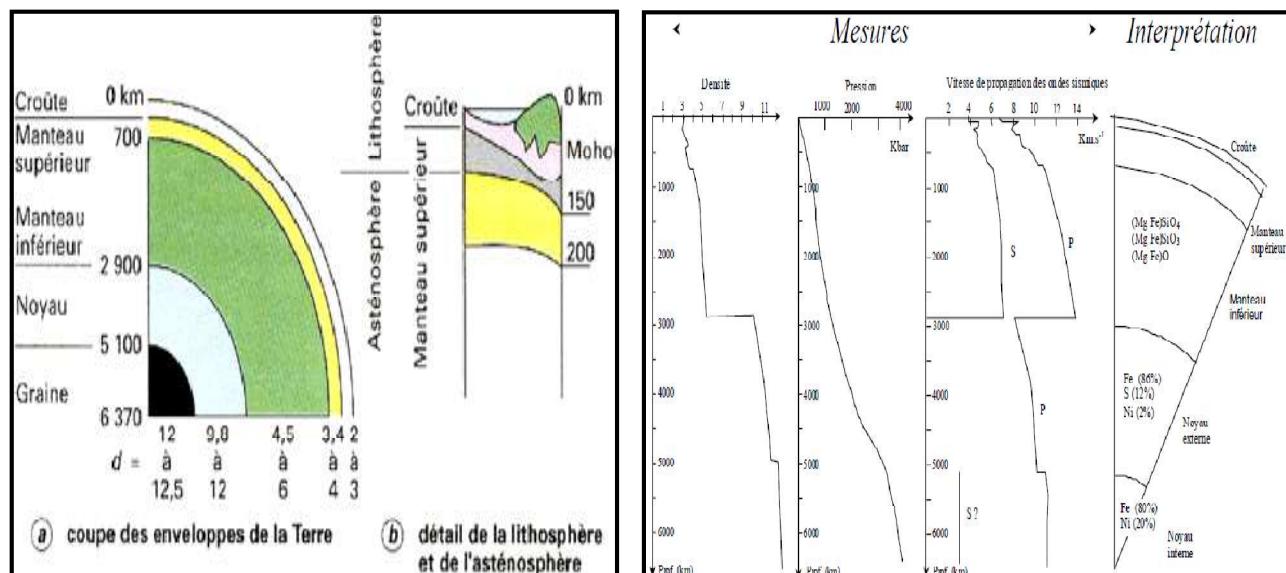
Géoïde



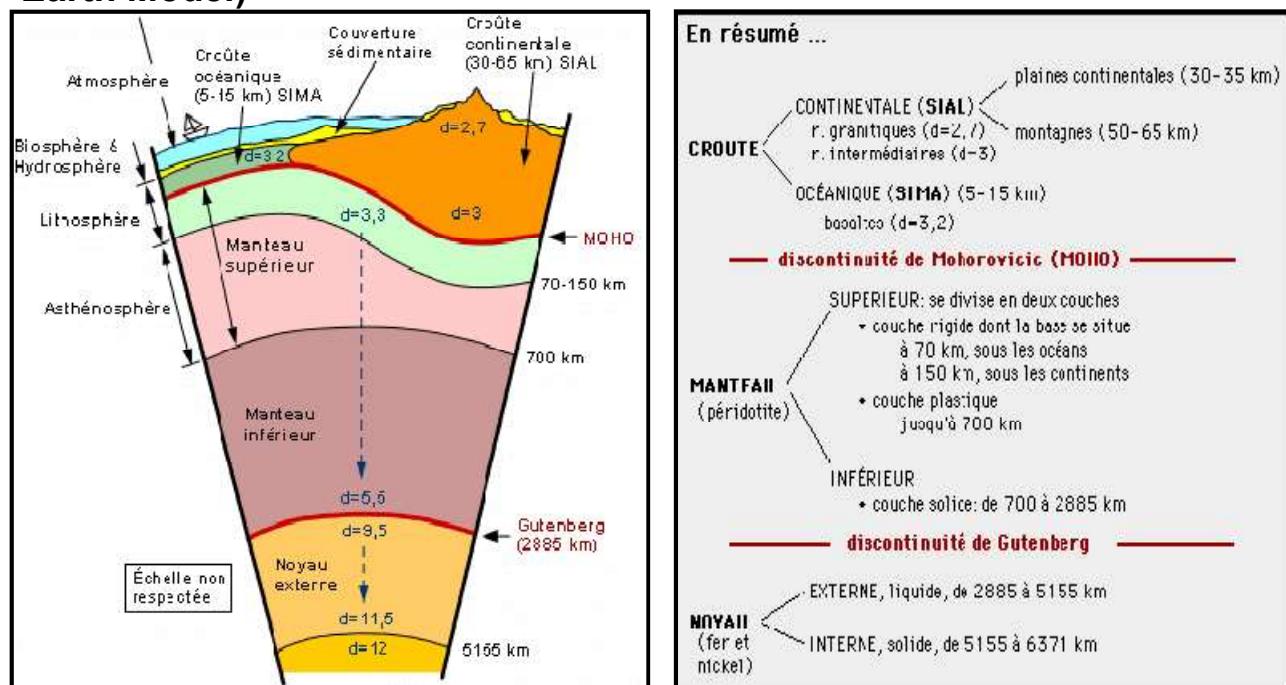
II. Modèle sismologique

Établi par interprétation des données fournies par les sismographes lors des enregistrements de séismes. En simplifiant...

Vitesse de propagation des ondes sismiques → module d'élasticité et densité du milieu traversé



Modèle sismologique le plus récent. PREM (Preliminary Reference Earth Model)



III. Modèle minéralogique

Variation des minéraux avec la profondeur (à cause de l'accroissement de température et de pression)

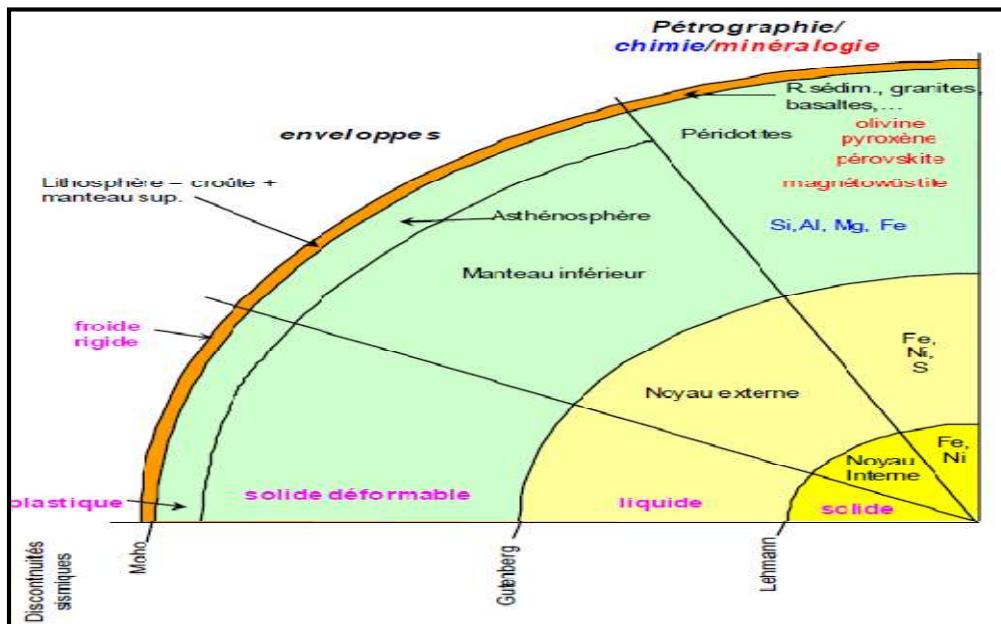
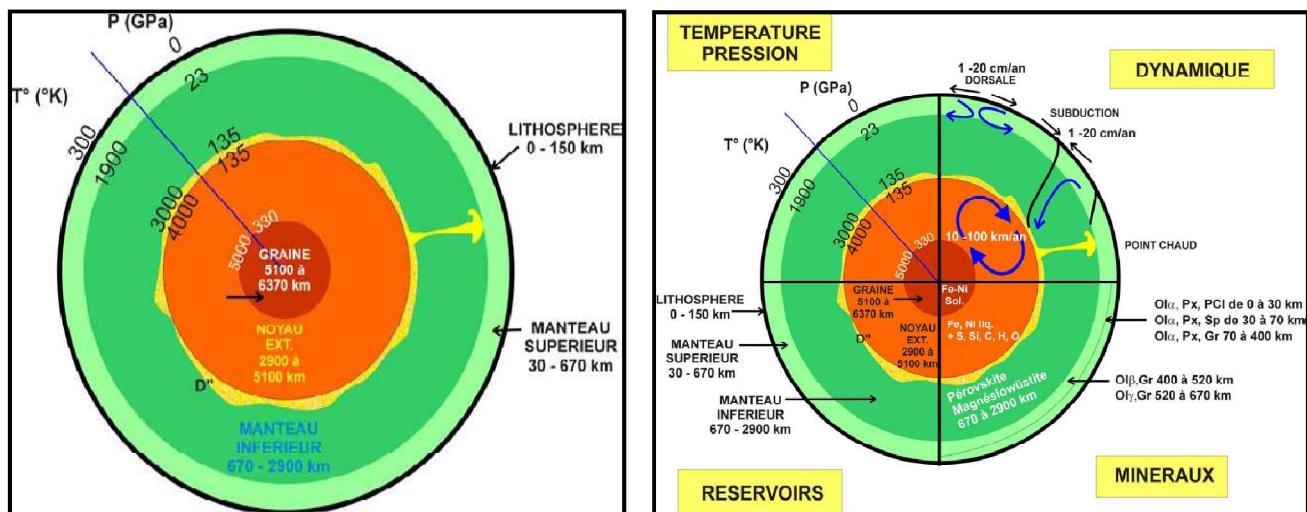
Expériences de condensation de mélanges gazeux et calculs thermodynamiques

T°	Solides					
1600 K 1300 K	CHAMP du FER	Oxydes Réfractaires Alliage Fe-Ni				
1200 K 425 K	CHAMP des SILICATES	Olivine Pyroxène Plagioclase Amphibole Serpentine				
175 K 120 K	CHAMP des GLACES	Glace H2O Glace Ammoniac NH3 Glace Méthane CH4 Glace N2				
< 20 K	non réalisé	Glace H et He				

	Epaisseur (km)	Volume ($\times 10^{27} \text{ cm}^3$)	Densité moyenne (g/cc)	Masse (10^{24} kg)	Masse (%)
Atmosphère				0.00005	0.00009
Hydrosphère	3.8	0.00137	1.03	0.00141	0.024
Crûte	17	0.008	2.8	0.024	0.4
Manteau	2883	0.899	4.5	4.016	67.2
Noyau	3471	0.175	11.0	1.936	32.4
Terre totale	6371	1.083	5.52	5.976	100

99.6%

Bilan:

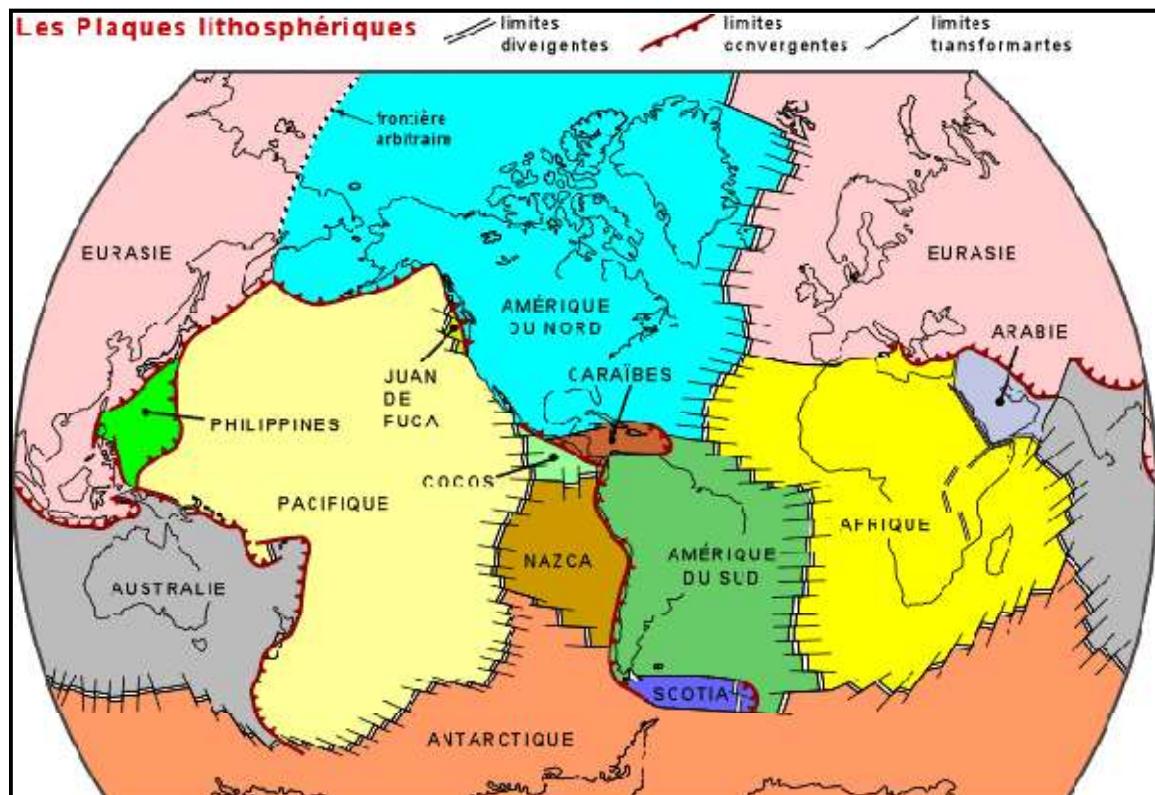


IV. Modèle dynamique : théorie des plaques(1968)

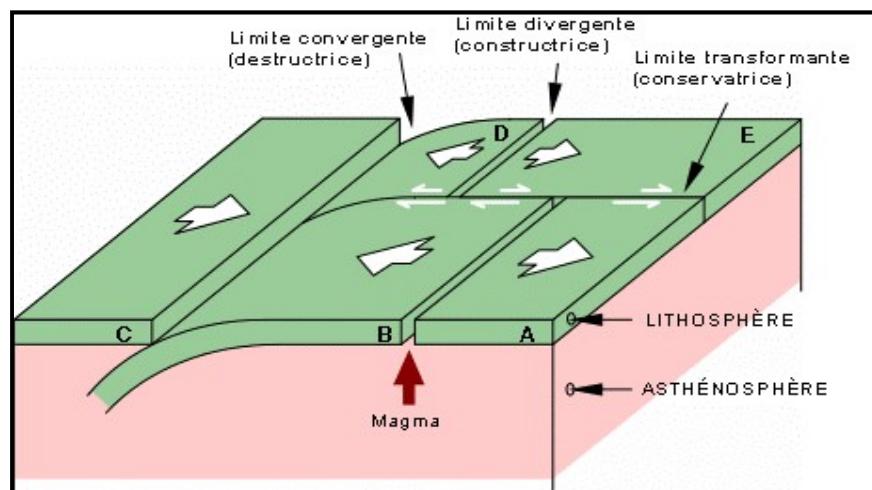
Surface du globe formée de plaques

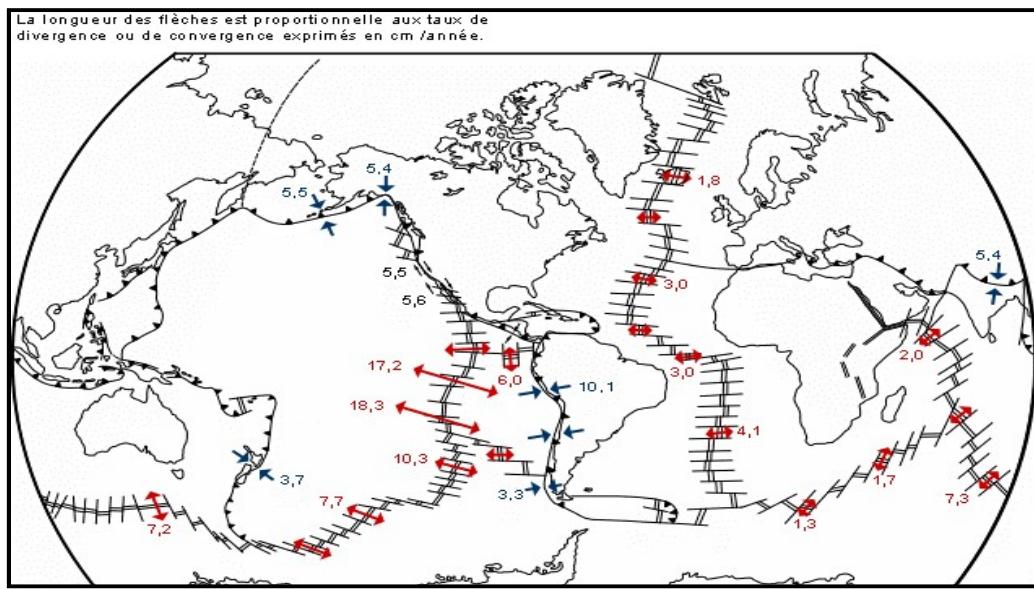
Déplacement les unes par rapport aux autres

Vitesse de l'ordre du cm/an

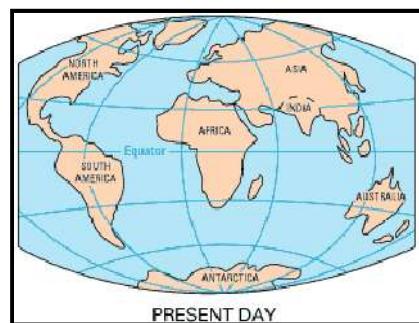
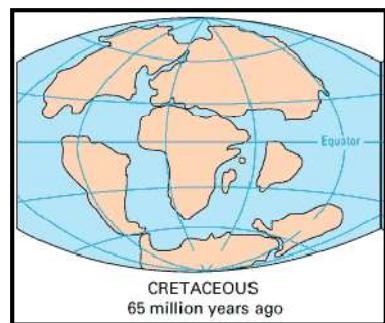
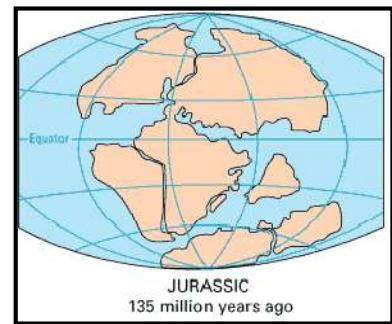
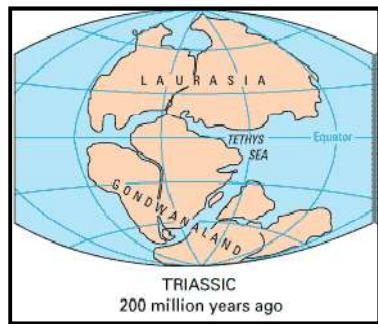
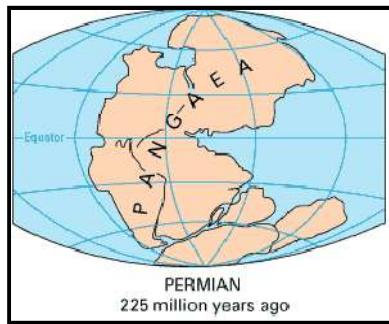


Frontières entre les plaques → zones sismiques





Déplacement des plaques



Chapitre 2

Pétrographie

Plan

- I. Rappels sur les minéraux
- II. Modes de formation des roches

I. Rappel sur les minéraux

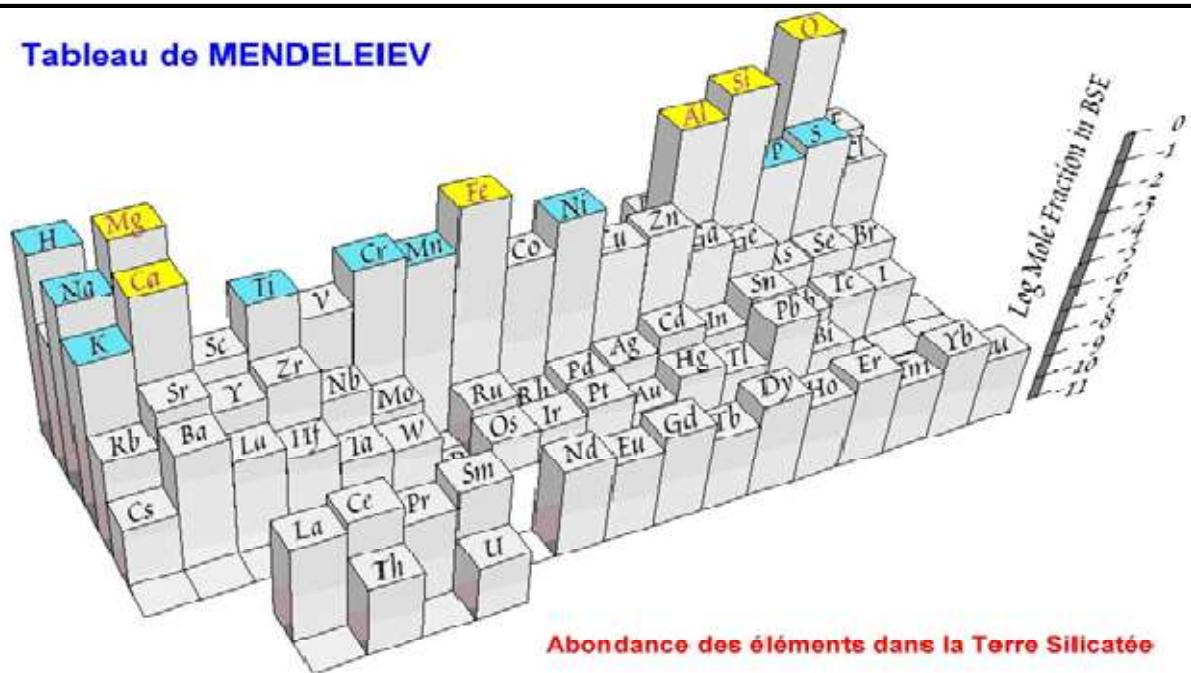
Qu'est-ce qu'un minéral ?

- Corps inorganique, solide à T° ordinaire
- Composé de différents éléments chimiques
- Constituant des roches de l'écorce terrestre

Particularités : * Composition chimique
 * Structure atomique

Oxygène (O)	46,6 *	~75 %
Silicium (Si)	27,7	
Aluminium (Al)	8,1	
Fer (Fe)	5,0	
Calcium (Ca)	3,6	
Sodium (Na)	2,8	
Potassium (K)	2,6	
Magnésium (Mg)	2,1	
... les autres	1,5	

Tableau de MENDELEIEV



Les principaux types des minéraux

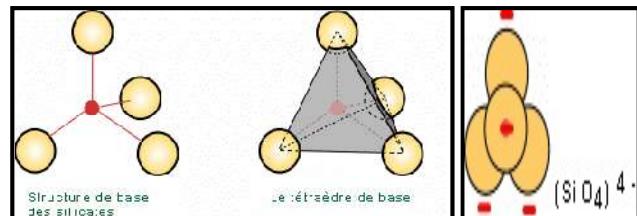
GROUPE	MINÉRAL	FORMULE	USAGE
ÉLÉMENTS NATIFS	Or	Al	échange, joaillerie
	Argent	Ag	joaillerie, photographie
	Cuivre	Cu	conducteurs électriques
	Diamant	C	gemmes, abrasifs
	Graphite	C	mines à crayons, lubrifiants
	Soufre	S	médicaments, produits chimiques
	Platine	Pt	catalyseurs, alliages
OXYDES	Hématite	Fe ₂ O ₃	minéral de fer
	Magnétite	Fe ₃ O ₄	minéral de fer
	Corindon	Al ₂ O ₃	gemme, abrasif
SULFURES	Galène	PbS	minéral de plomb
	Sphalérite	ZnS	minéral de zinc
	Pyrite	FeS ₂	'or des fous'
	Chalcopyrite	CuFeS ₂	minéral de cuivre
SULFATES	Bornite	Cu ₅ FeS ₄	minéral de cuivre
	Cinabre	HgS	minéral de mercure
CARBONATES	Gypse	CaSO ₄ .H ₂ O	plâtre et panneaux
	Anhydrite	CaSO ₄	plâtre et panneaux
	Barite	BaSO ₄	coupe de forage
SILICATES	Calcite	CaCO ₃	ciment Portland
	Dolomite	CaMg(CO ₃) ₂	ciment Portland
	Malachite	Cu ₂ (CH) ₂ CO ₃	minéral de cuivre, joaillerie
	Azurite	Cu ₃ (CH) ₂ (CO ₃) ₂	minéral de cuivre, joaillerie
	Rhodochrosite	MnCO ₃	joaillerie
HALOGÉNURES	quartz	SiO ₂	verre, horlogerie, calculatrices
	talc	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	poudre pour bébés
	amiante	Mg ₆ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈	solant
	caolinite	Al ₄ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈	céramique
HYDROXYDES	Halite	NaCl	sel commun
	Fluorite	CaF ₂	fabrication des aciers
	Sylvite	KCl	fertilisants
	Limonite	FeO(OH) nH ₂ O	minéral de fer, pigment
	Bauxite	Al(OH) ₃ nH ₂ O	minéral d'aluminium



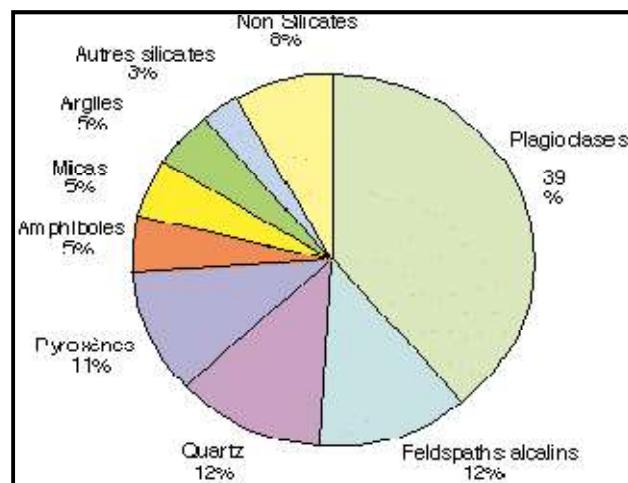
LES SILICATES

Structure de base composée des ions Si_4^{+} et O_2^-

Oxygéné (O)	46,6 *	~75 %
Silicium (Si)	27,7	
Aluminium (Al)	8,1	
Fer (Fe^{2+})	5,0	
Calcium (Ca)	3,6	
Sodium (Na)	2,8	
Potassium (K)	2,6	
Magnésium (Mg)	2,1	
... les autres	1,5	



Proportion des éléments chimiques dans la croûte terrestre



MINÉRAL	FORMULE CHIMIQUE IDÉALISÉE	
OLIVINE	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2 \text{SiO}_4$	
Groupe des PYROXÈNES	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$	
Groupe des AMPHIBOLES	$(\text{Mg}, \text{Fe})_7 \text{Si}_8 \text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
Micas	MUSCOVITE BIOTITE	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
FELDSPATH	ORTHOCLASE PLAGIOCLASE	KAlSi_3O_8 $(\text{Ca}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$
QUARTZ	SiO_2	

✿ Les silicates

MINÉRAL	FORMULE CHIMIQUE IDÉALISÉE
OLIVINE	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2 \text{SiO}_4$
Groupe des PYROXÈNES	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$
Groupe des AMPHIBOLES	$(\text{Mg}, \text{Fe})_7 \text{Si}_8 \text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Micas	MUSCOVITE BIOTITE
FELDSPATH	ORTHOCLASE PLAGIOCLASE
QUARTZ	SiO_2

Liaisons de par des ions métalliques

$(\text{Mg}, \text{Fe})_2 \text{SiO}_4$

Liaison de par des ions métalliques

$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$

Liaison de par des ions métalliques

$(\text{Mg}, \text{Fe})_7 \text{Si}_8 \text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Liaison de par des ions métalliques

$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
 $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

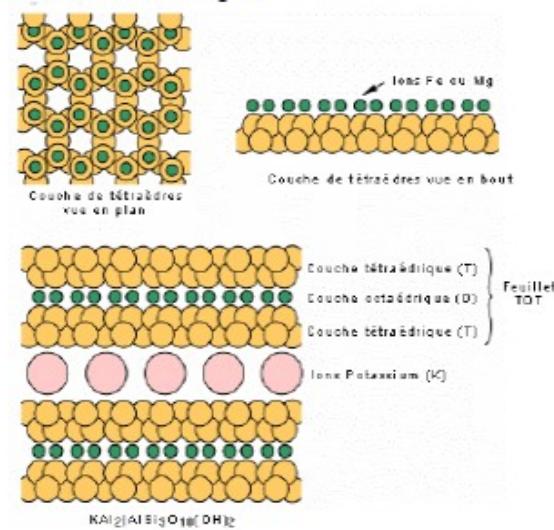
Liaison de par des ions métalliques

KAlSi_3O_8
 $(\text{Ca}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$

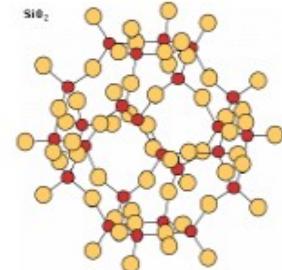
✿ Les silicates

MINÉRAL	FORMULE CHIMIQUE IDÉALISÉE
OLIVINE	(Mg,Fe) ₂ SiO ₄
Groupe des PYROXÈNES	(Mg,Fe)SiO ₃
Groupe des AMPHIBOLES	(Mg,Fe) ₇ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
Micas	MUSCOVITE KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂
	BIOTITE K(Mg,Fe) ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂
FELDSPATH	ORTHOCLASE KAlSi ₃ O ₈
	PLAGIOLASSE (Ca,Na)AlSi ₃ O ₈
QUARTZ	SiO ₂

Liaison de couches de tétraèdres par des ions métalliques



Réseau tridimensionnel, sans ion métallique



✿ Les silicates

MINÉRAL	FORMULE CHIMIQUE IDÉALISÉE
OLIVINE	(Mg,Fe) ₂ SiO ₄
Groupe des PYROXÈNES	(Mg,Fe)SiO ₃
Groupe des AMPHIBOLES	(Mg,Fe) ₇ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
Micas	MUSCOVITE KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂
	BIOTITE K(Mg,Fe) ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂
FELDSPATH	ORTHOCLASE KAlSi ₃ O ₈
	PLAGIOLASSE (Ca,Na)AlSi ₃ O ₈
QUARTZ	SiO ₂

- Structure complexe

- Réseau tridimensionnel, où les coins des tétraèdres sont liés par les oxygènes, avec des ions positifs Na, K, Ca se situant dans les interstices du réseau chargé négativement

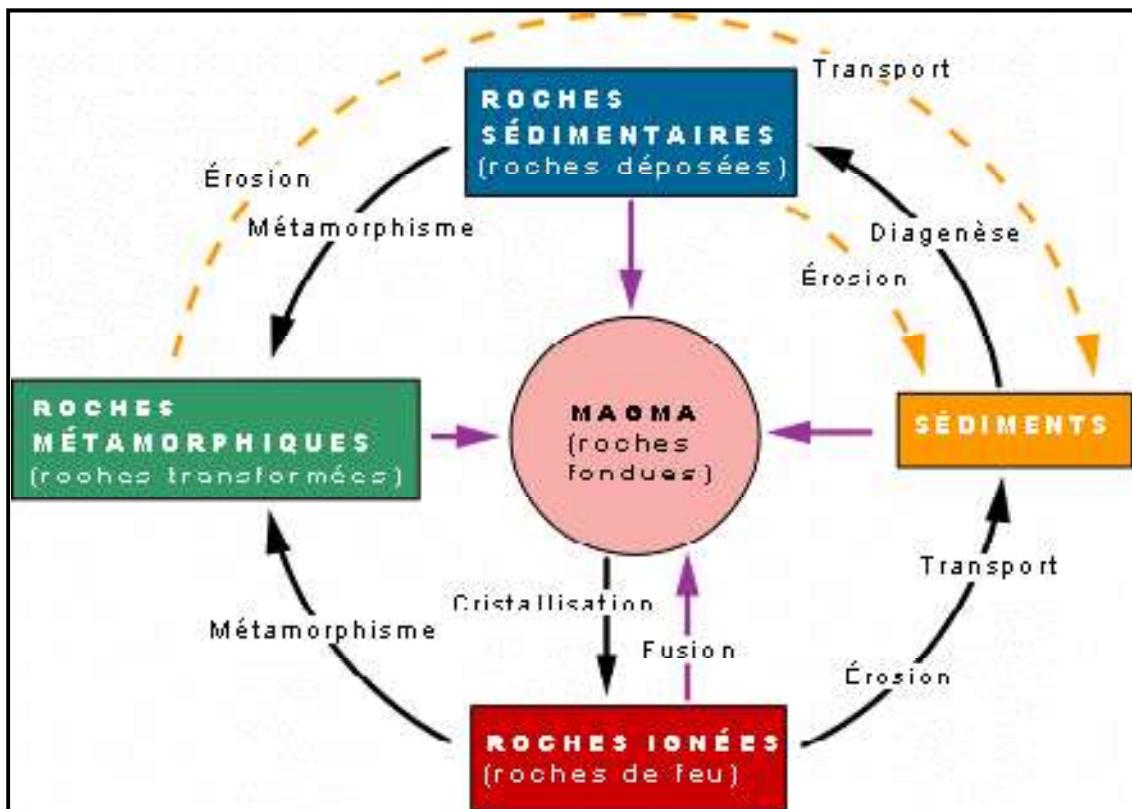
Albite.....	0-10 %	Anorthite
Oligoclase	10-30 %	-
Andésine	30-50 %	-
Labrador	50-70 %	-
Bytownite	70-90 %	-
Anorthite.....	90-100 %	-

Tableau 2 – Quelques propriétés des minéraux courants

Minéraux		Masse volumique (t/m ³)	Dureté Vickers (HV)	Vitesse des ondes longitudinales (m/s)	Observations
Silicates	Quartz.....	2,65	1 250 à 1 400	6 050	Inaltérable
	Feldspaths.....	2,55 à 2,75	650 à 800	5 800 à 6 200	
	Mica blanc.....	2,8 à 2,9	70 à 85	5 800	très anisotrope
	Mica noir.....	2,8 à 3,3	90	5 100	très anisotrope
	Amphiboles.....	3 à 3,4	730	7 200	anisotrope
	Olivine	3,2 à 3,6	820	8 400	
Autres	Calcite.....	2,71	110 à 120	6 650	un peu soluble dans l'eau
	Dolomite.....	2,85 à 2,9	250 à 400	7 500	
	Gypse	2,3 à 2,4	50 à 70	5 200	soluble dans l'eau

II. Modes de formation des roches

II.1. Cycle pétrographique



Action/État	Matériau
Fusion	Magma
Cristallisation	Roches ignées
Érosion - altération, désagrégation - transport	Sédiments
Diagénèse	Roches sédimentaires
Métamorphisme - température élevée - forte pression	Roches métamorphiques

II.2. Classification des roches

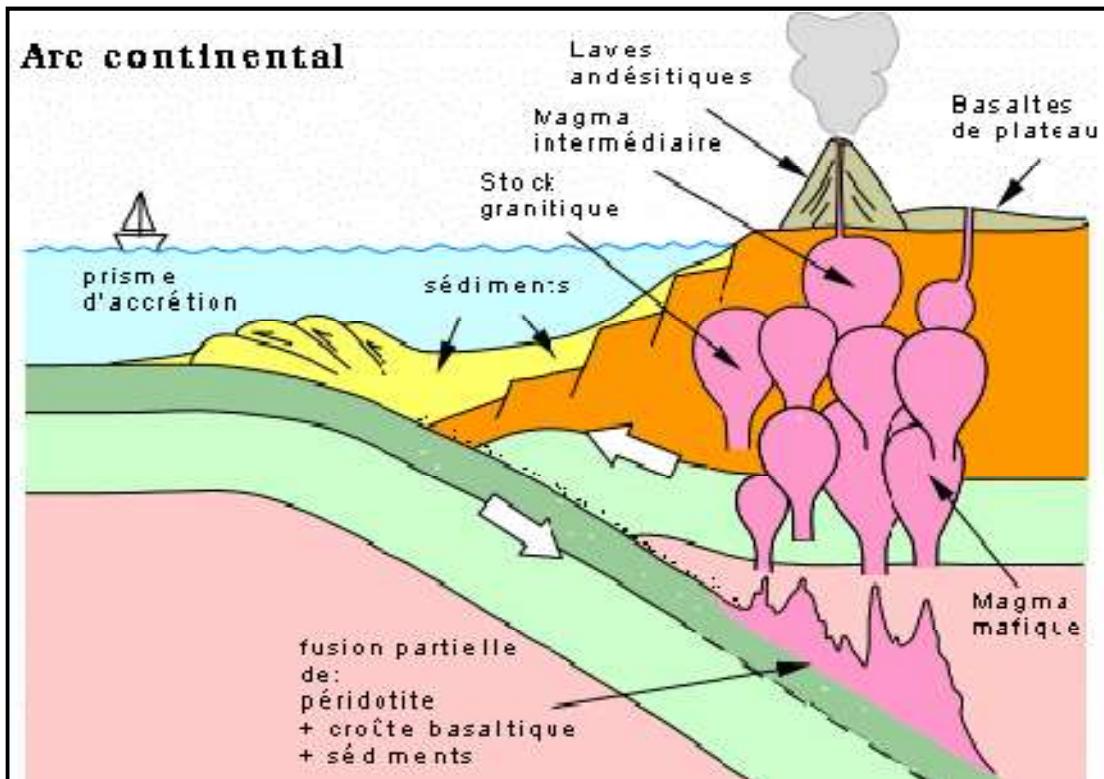
Selon leur mode de formation, on peut classer les roches en 03 catégories:

CATEGORIE 1: LES ROCHES MAGMATIQUES

Consolidation d'un liquide contenant des pourcentages variables de cristaux (Le magma)

• 2 Types de roches magmatiques

- Roches Volcaniques: Laves, projections. Refroidissement brutal (trempe) → verre
- Roches Plutoniques: Refroidies lent en-dessous de la surface du sol → cristaux



A. ROCHES VOLCANIQUES

Liées à l'activité volcanique → remontée de magma vers la surface à travers des fissures et cheminées, caractérisé par :

Charge de gaz dissous. Pression élevée. Fracture terrain. Cheminement vers la surface.
Après refroidissement: Roches sous forme de dépôts tabulaires.

B. ROCHES PLUTONIQUES

Les filons → Remplissage de fractures ouvertes par du magma.

Les massifs (Faible allongement par rapport aux filons) : Les plus grands (batholites).

Mise en place : Intrusion en force, différence de densité.

- Mise en place: intrusion en force, différences de densité.

- Classification des roches magmatiques

Selon leur Composition chimique

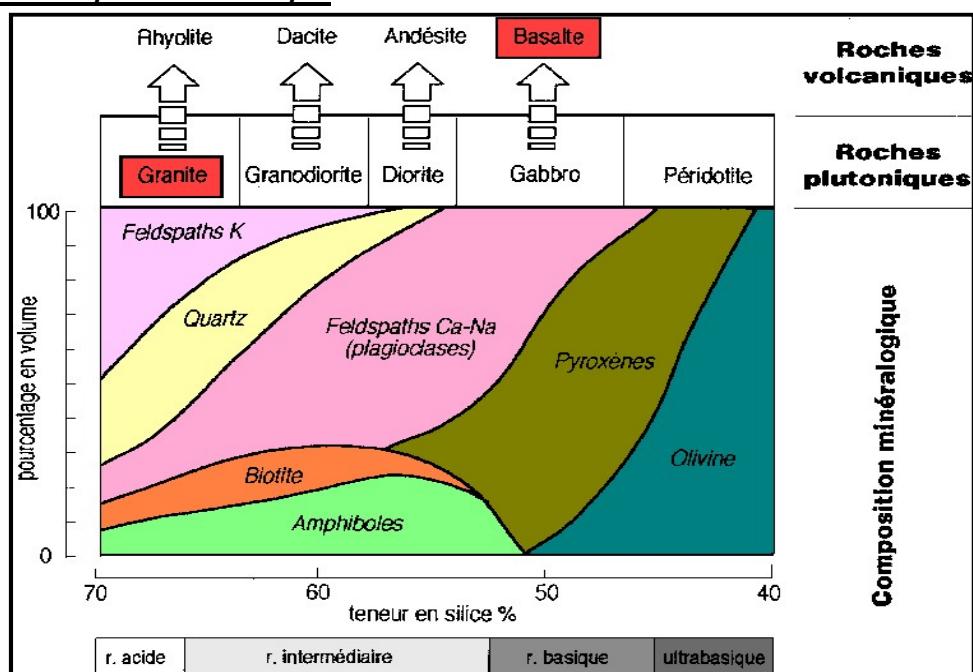


Figure.1. Position schématique des principales roches magmatiques en fonction de leur composition minéralogique

Selon leur Structure (granulats)

- Roches magmatiques à

Granites: 50% Feldspaths. 30-40% Quartz. 3-10% Micas

Diorites: feldspaths + minéraux ferromagnésiens.

- Roches magmatiques à structure microgrenue

Microgranites et microdiorites

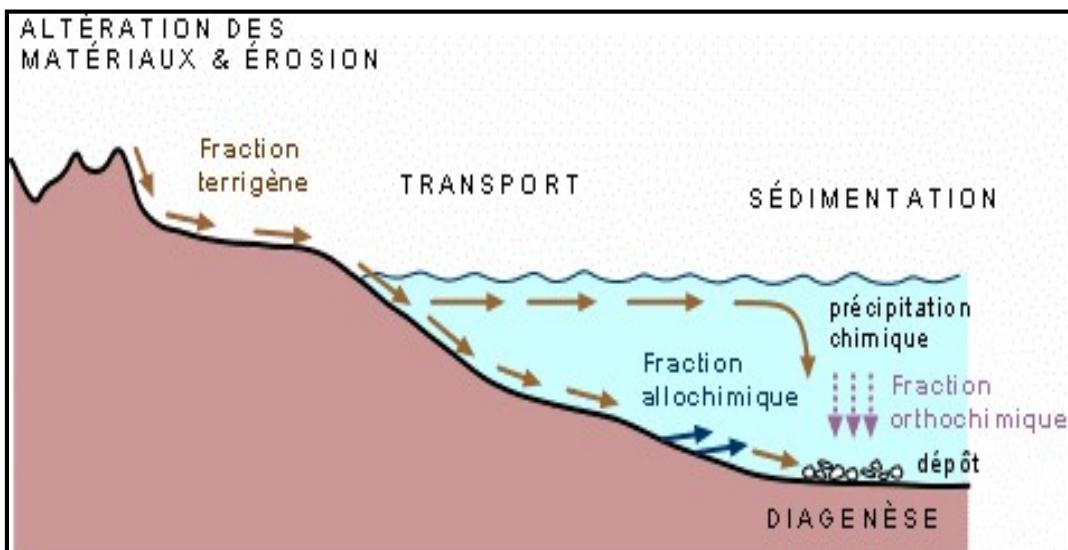
Porphyres



CATEGORIE 2: LES ROCHES SEDIMENTAIRES

Résultent des transformations subies par les roches en surface (Action des agents météoriques)

- **Phase de sédimentation** (Trois phases)



PHASE 1: Altération, Erosion et Destruction de la roche mère

Désagrégation des roches selon 2 processus

- Processus physique:

Vent, eau, gel/dégel, chocs thermiques, écroulements

Tendance à fracturer les roches cohérentes en développant le réseau de discontinuités existantes (depuis la formation)

- Processus chimique:

Effet de l'eau: Dissolution et hydrolyse

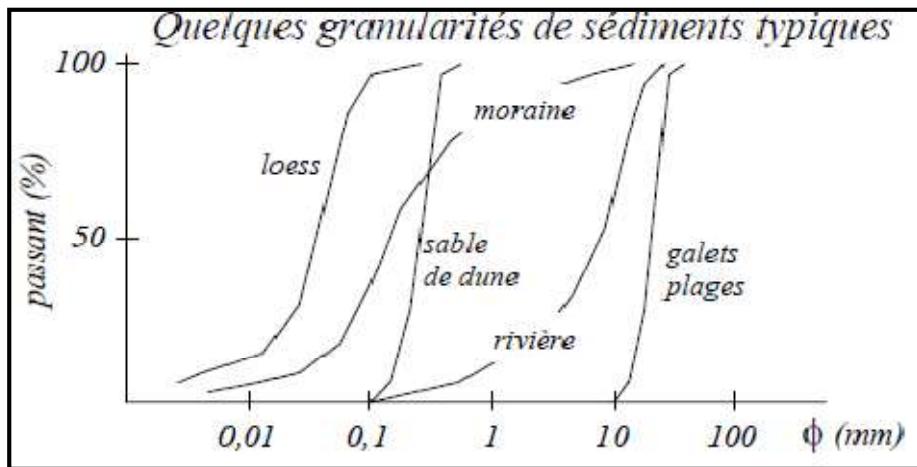
- Chlorures, sulfates, carbonates : très solubles
- Silice : légèrement solubilisable
- Feldspaths : hydrolysables plus facilement lorsque riches en Ca

PHASE 2: Transport puis dépôt

- Transport

Concerne des quantités de matière très importantes

- Exemples : Avec une minéralisation de 0,1 g/l (moyenne des eaux douces), une petite rivière au débit de 1 m³/s, transporte plus de 3000 tonnes/an
- Les cours d'eau entraînent 13 km³ par an de sédiments dans les océans
- Eléments essentiels de transport : Eau et Vent
- Modifications des sédiments détritiques durant leur transport:
 - Diminution des dimensions.
 - Adoucissement des arêtes → particules sphériques ou ellipsoïdales.
 - Disparition des minéraux les plus tendres et/ou les plus solubles
→ Changement de composition pétrographique



Dépôt des matières

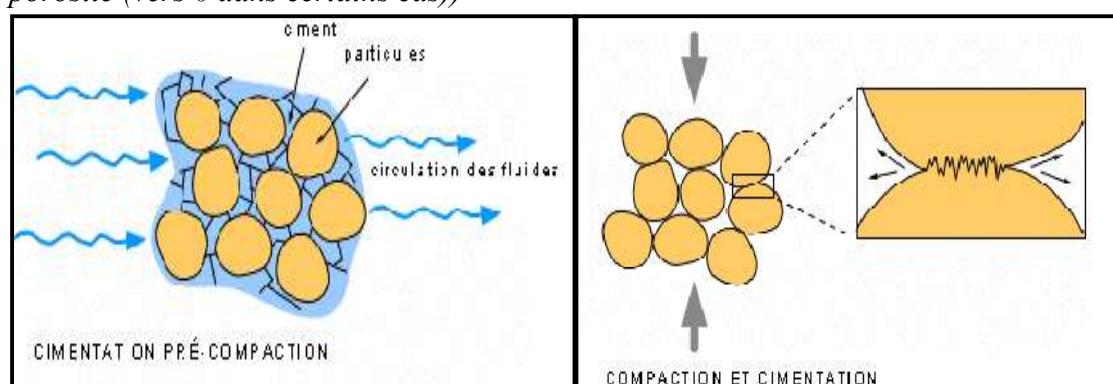
- ✓ Pour les solutions : *dépend des conditions de milieu chimique*
Exemple: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \xrightleftharpoons[1]{2} (\text{HCO}_3)_2\text{Ca}$
 - *Dépôt lorsque l'équilibre est déplacé dans le sens 2*
- ✓ Pour les sédiments détritiques : *lorsque la vitesse du courant chute progressivement*
 - *Classement des dépôts*
 - *Grains grossiers puis grains de plus en plus fins*

PHASE 3: Sédimentation et Diagénèse

- Ensemble des modifications de structure et de composition des sédiments.
- Modifications réalisées dans les conditions de stabilité des minéraux formés en surface.

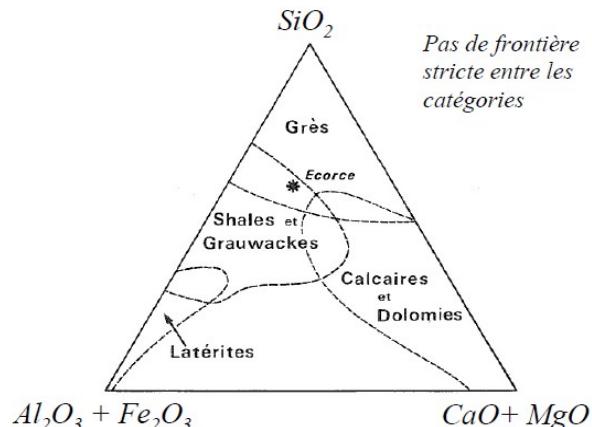
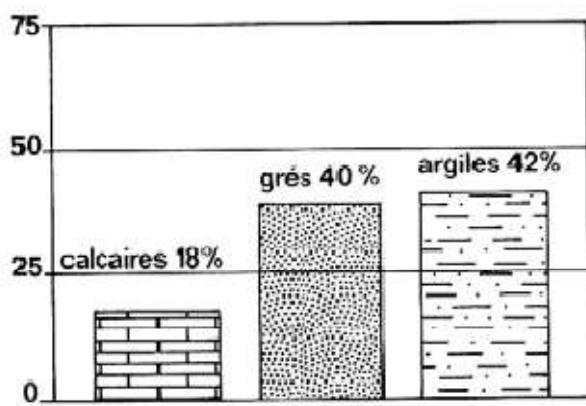
Principe

- Tassement des sédiments sous l'effet du poids des couches supérieures
 → *Expulsion de l'eau et réduction de la porosité*
Exemple : une boue ayant 80% de porosité
 - moins 50% de porosité sous 10 MPa (1kg/cm²) de pression
 - moins 90% de porosité sous 50 MPa (5kg/cm²) de pression
- Achèvement de la consolidation des sédiments par des phénomènes de cimentation
 → *Précipitation puis cristallisation de minéraux cimentaires à partir de solutions interstitielles contemporaines du dépôt ou l'ayant traversé ultérieurement (Réduction de la porosité (vers 0 dans certains cas))*



• Classification des roches sédimentaires

- Nombreux systèmes proposés
- Difficultés de compréhension entre Géologues et Ingénieurs Civil
- Paramètre de classification les plus communs
 - o Composition chimique
 - o Mode de formation
 - o Structure



Répartition générale des principales catégories des roches sédimentaires à la surface des continents (KRYNINE 19948)

CATEGORIE 3: LES ROCHES METAMORPHIQUES

Métamorphisme

Ensemble des changements produits à l'état solide dans la composition minéralogique d'une roche lorsqu'elle est soumise à des conditions différentes de celles où elle s'est formée → *disparition et/ou apparition de nouveaux minéraux*

Frontières floues avec :

- les transformations de surface (altération, diagénèse) → *roches sédimentaires*
- la fusion partielle → *roches magmatiques*

Le métamorphisme

- Au voisinage d'une intrusion qui a réchauffé
- Auréole métamorphique de dimension assez réduite
- Formation de roches massives dures à grains très fins (roches cornéennes)

Le métamorphisme

- Affecte de grandes étendues
- Thermodynamométamorphisme: *Augmentations importantes de pression et de température*
- Métamorphisme des racines de chaînes de montagnes
- Roches à structure orientées (roches cristallophylliennes)

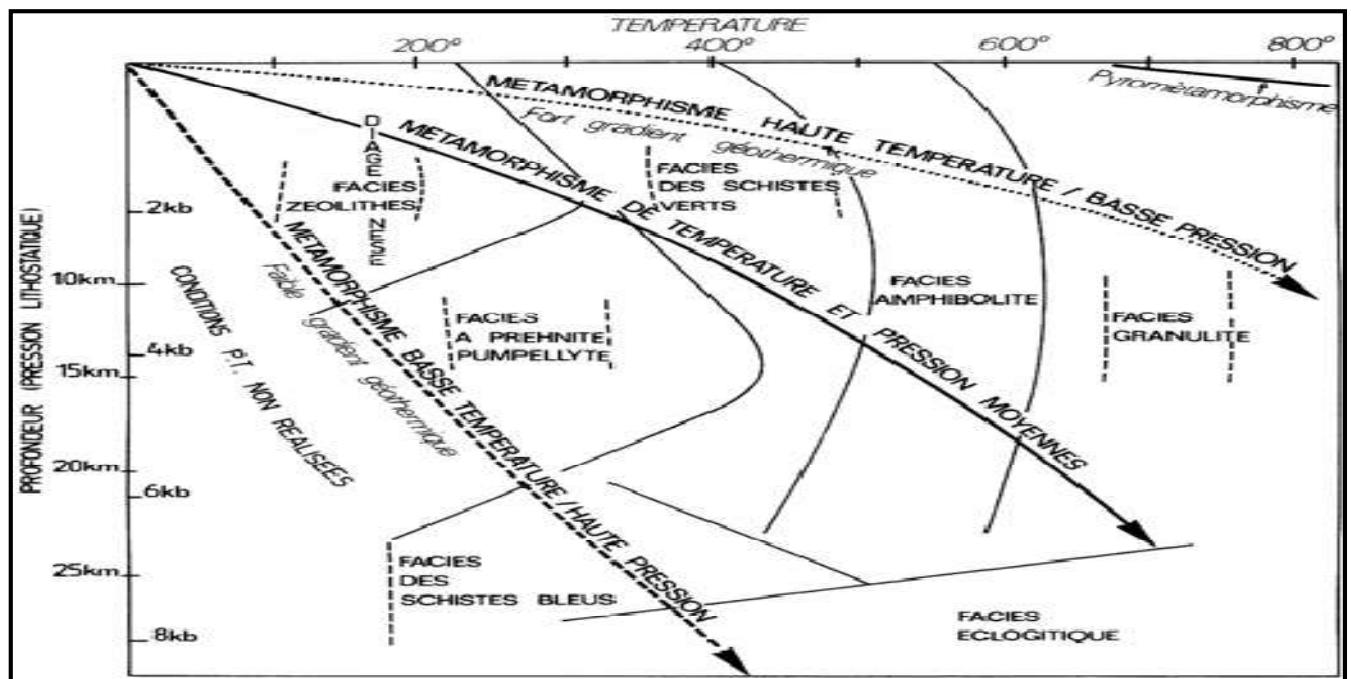
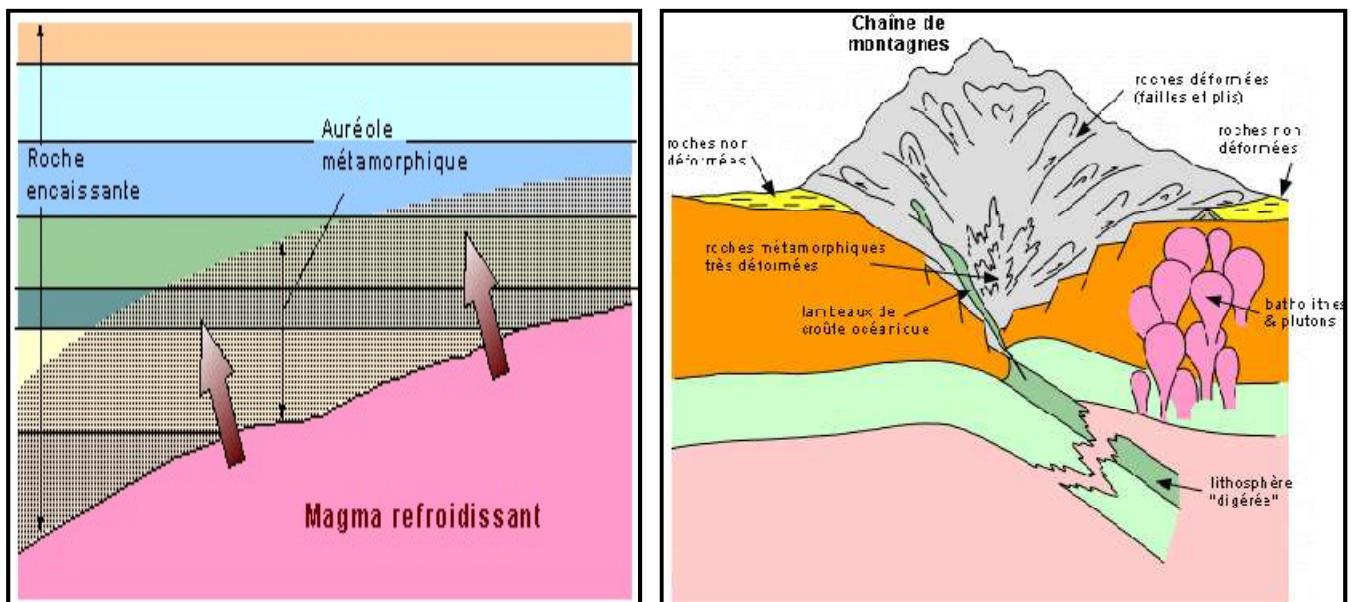
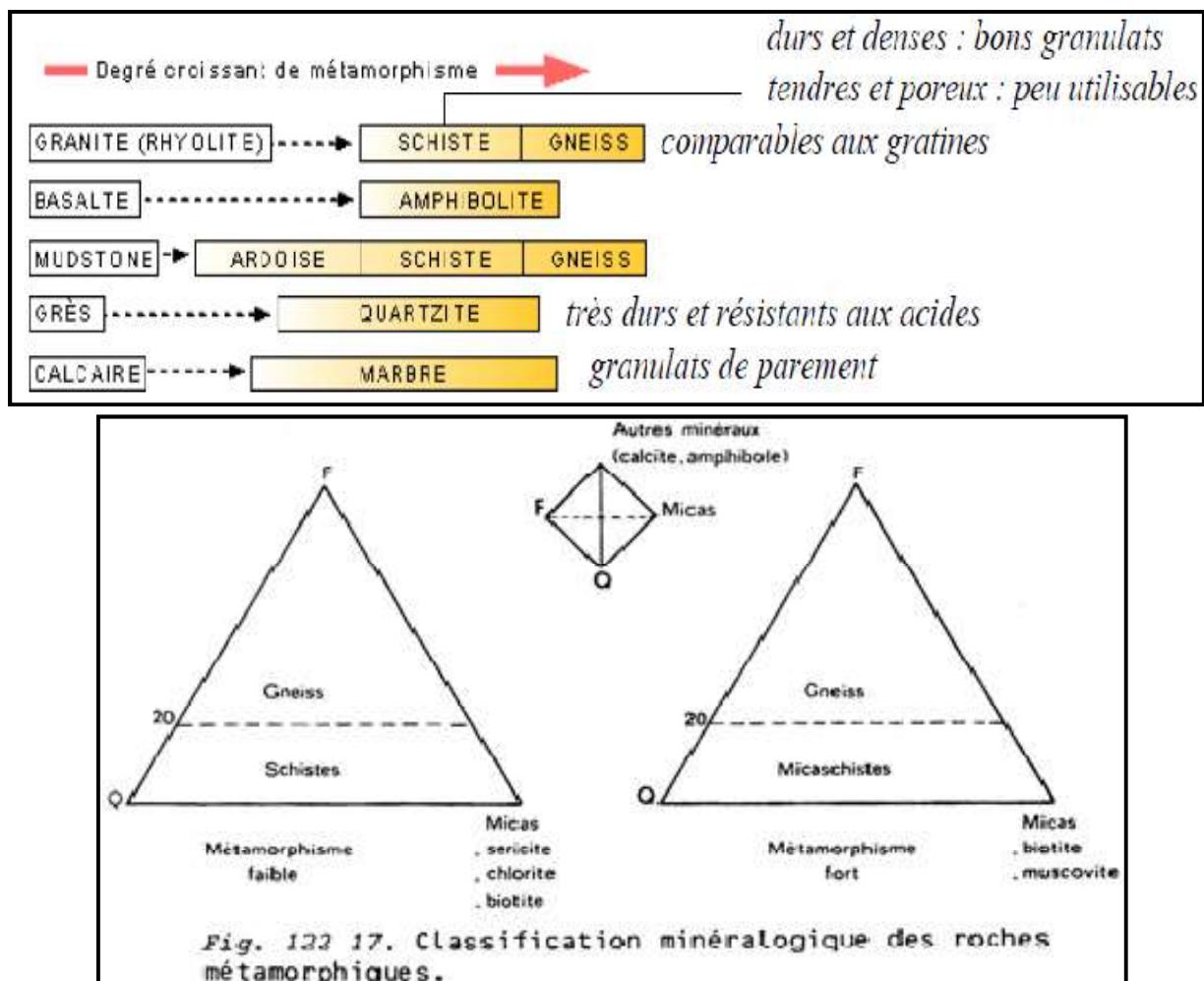


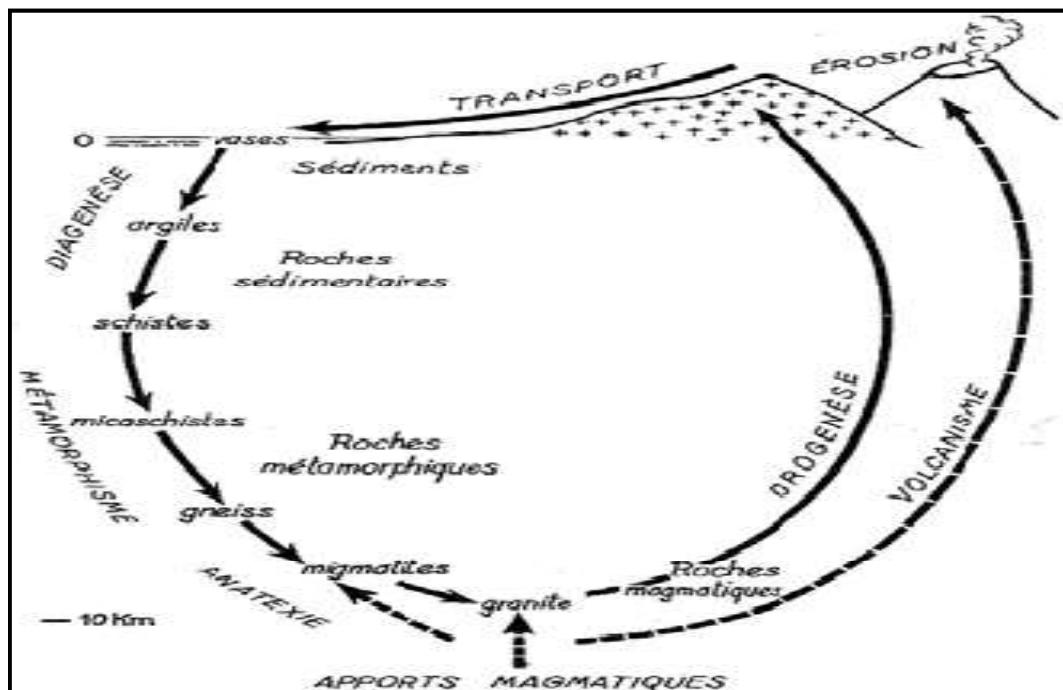
Fig. 125 59. Le métamorphisme des matériaux de la lithosphère est fonction, essentiellement, de la pression P et de la température T .

Les trois principaux cheminements de la transformation des matériaux sont : le métamorphisme BT-HP, de température et pression moyenne et de HT-BP. Les assemblages minéralogiques sont fonction des zones à température et pression définies, ainsi que de la composition chimique et minéralogique initiale.

Classification des roches métamorphiques



Cycle pétrographique



Chapitre 3

Les différentes actions sur les roches

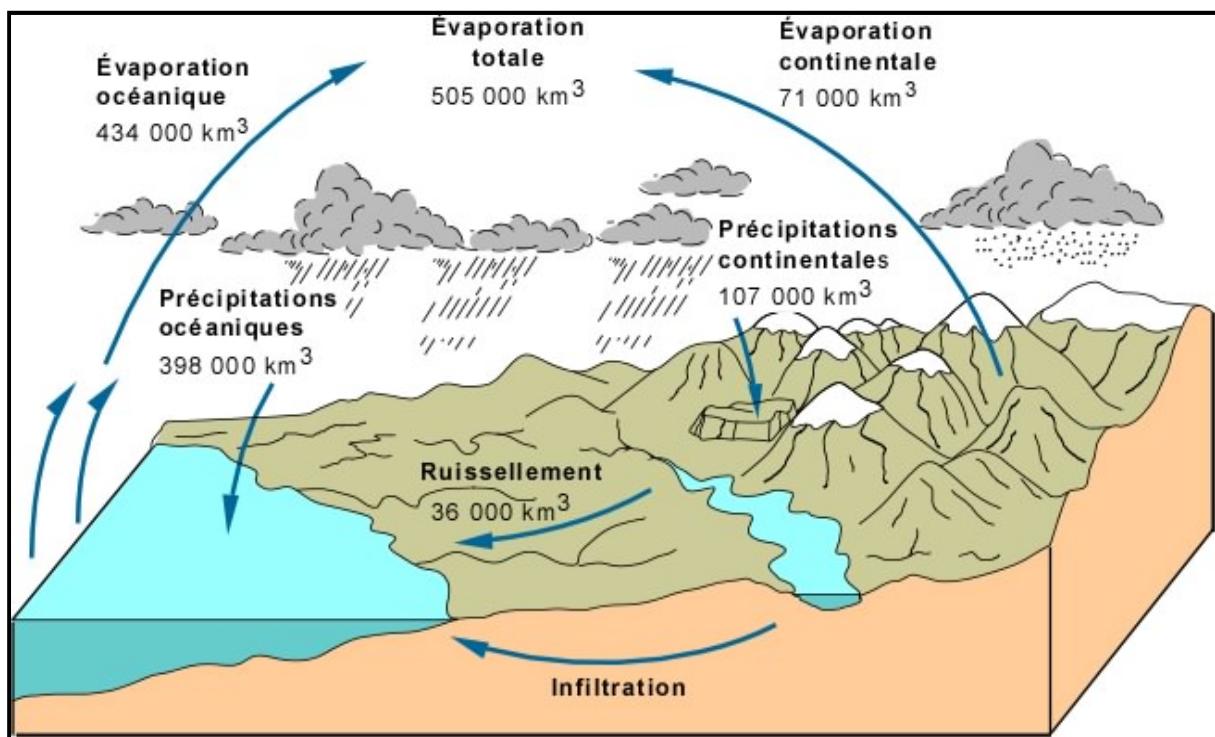
Plan

I. L'action de l'eau

II. L'action du vent

I. L'action de l'eau

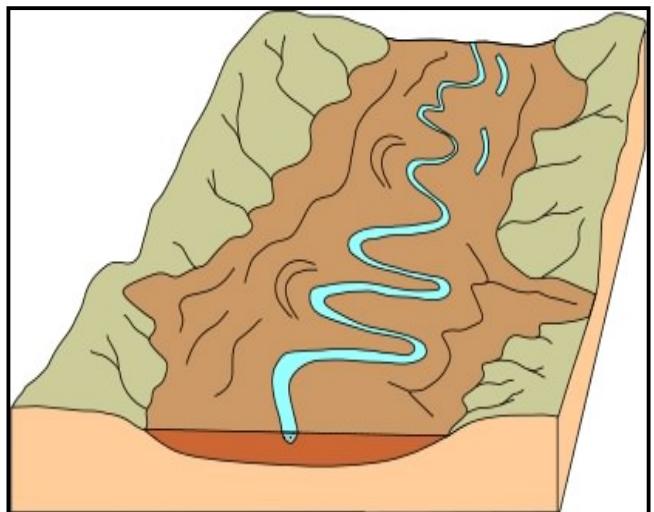
Le schéma qui suit présente de façon simple le bilan hydrique de la surface terrestre.



On y voit que moins de 7% de l'eau du cycle total est disponible pour modéliser les continents par ruissellement, mais il s'agit d'un agent très efficace.

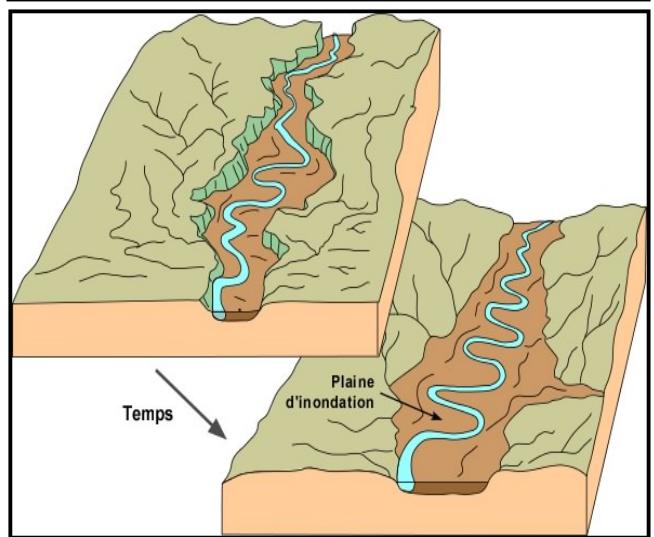
C'est bien connu, les eaux de ruissellement creusent les vallées. La profondeur, la largeur et les formes de ces dernières se modifient avec le temps. Les schémas qui suivent illustrent ces modifications. Le stade de jeunesse d'une vallée fluviale se caractérise par du creusement qui conduit à la formation d'une vallée étroite en forme de V; les reliefs sont accentués le long du cours d'eau et on retrouve chutes, cascades et rapides.

A l'étape de la maturité, le cours d'eau aplani ses reliefs et diminue son gradient de pente; il commence alors à éroder latéralement, élargissant la vallée et créant, par ses dépôts, une plaine d'inondation. Cette dernière se construit par l'apport constant de sédiments issus de l'érosion en amont et par l'épandage dans la vallée de ces sédiments durant les périodes de débordement dues aux crues.

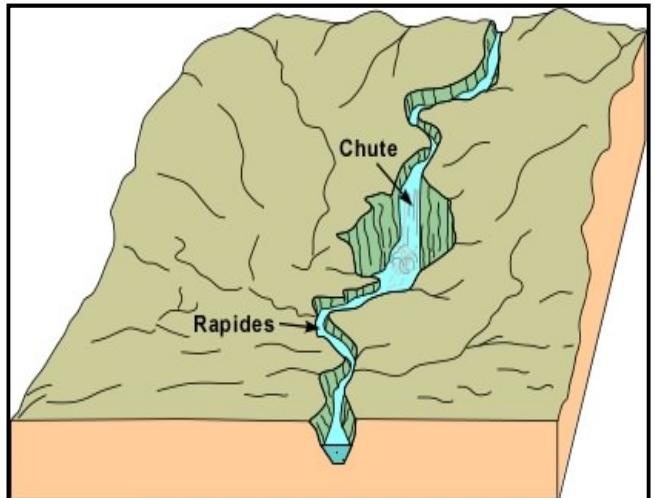


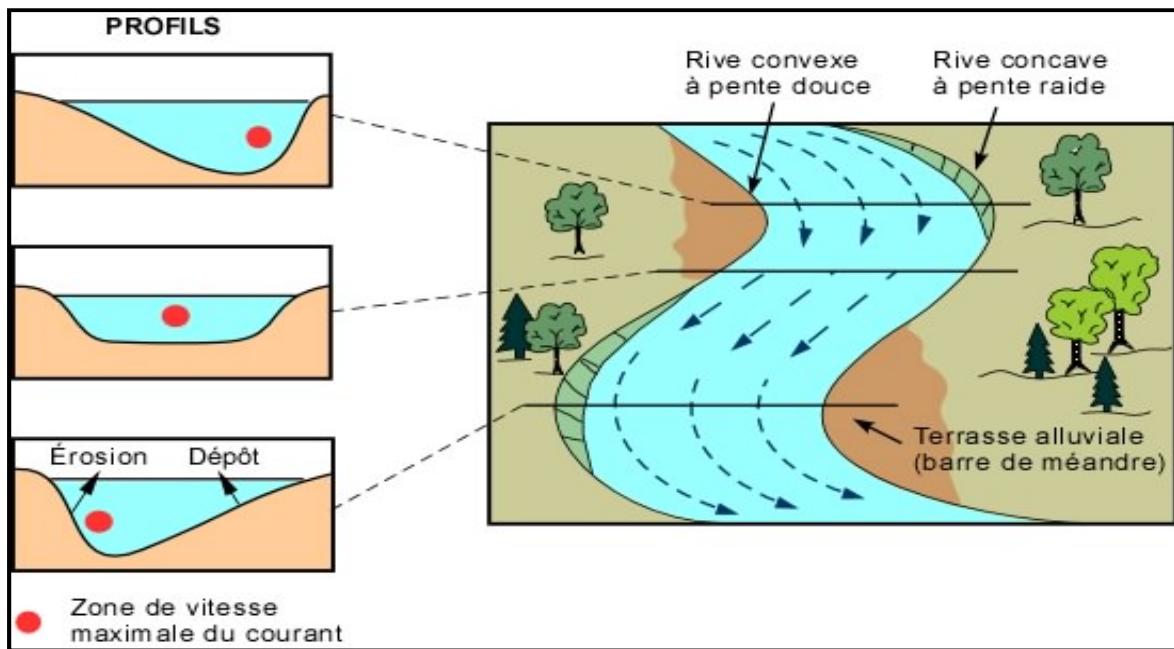
Le stade de vieillesse de la vallée est atteint lorsque celle-ci est beaucoup plus large que les plus larges méandres du cours d'eau. A noter que les tributaires du cours d'eau principal contribuent eux aussi à aplani les reliefs adjacents.

Le schéma qui suit illustre comment agissent les processus d'érosion et de dépôt dans un cours d'eau méandrique.



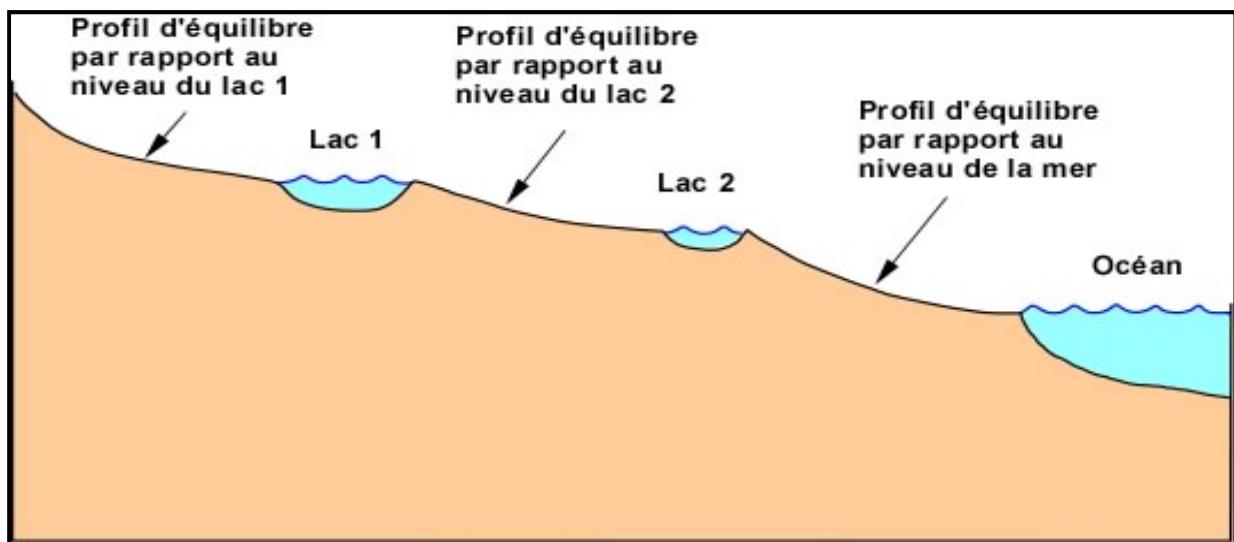
Dans un méandre (rive profils du haut et du bas), l'érosion se fait sur la concave, à pente raide, là où la vitesse du courant est la plus grande, alors que le dépôt se fait sur l'autre rive, convexe, là où la vitesse du courant est plus faible, formant une terrasse alluviale (ou barre de méandre). Le couple érosion-dépôt entraîne une migration latérale du méandre, causant un élargissement de la vallée au stade de maturité et une remobilisation des sédiments au stade de vieillesse de la vallée.





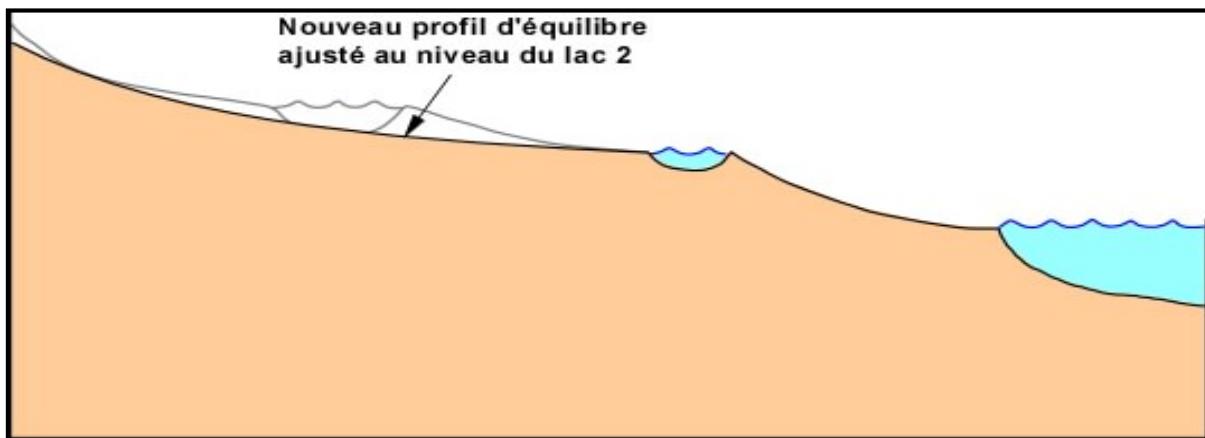
Pour bien saisir comment se fait l'aplanissement de tout un continent ou d'une partie de continent sous l'action des eaux de ruissellement, il est une notion importante à connaître : le **profil d'équilibre** d'un cours d'eau et son ajustement à un **niveau de base**.

Ce profil d'équilibre s'établit par l'ajustement à un niveau de base. Ce niveau de base est défini par le niveau d'eau du réservoir dans lequel se jette le cours d'eau (autre cours d'eau plus important, lac, réservoir hydroélectrique, mer, etc.). Ainsi, un cours d'eau qui se jette dans un lac creusera son lit jusqu'à ce qu'il atteigne son profil d'équilibre défini par le niveau d'eau du lac.

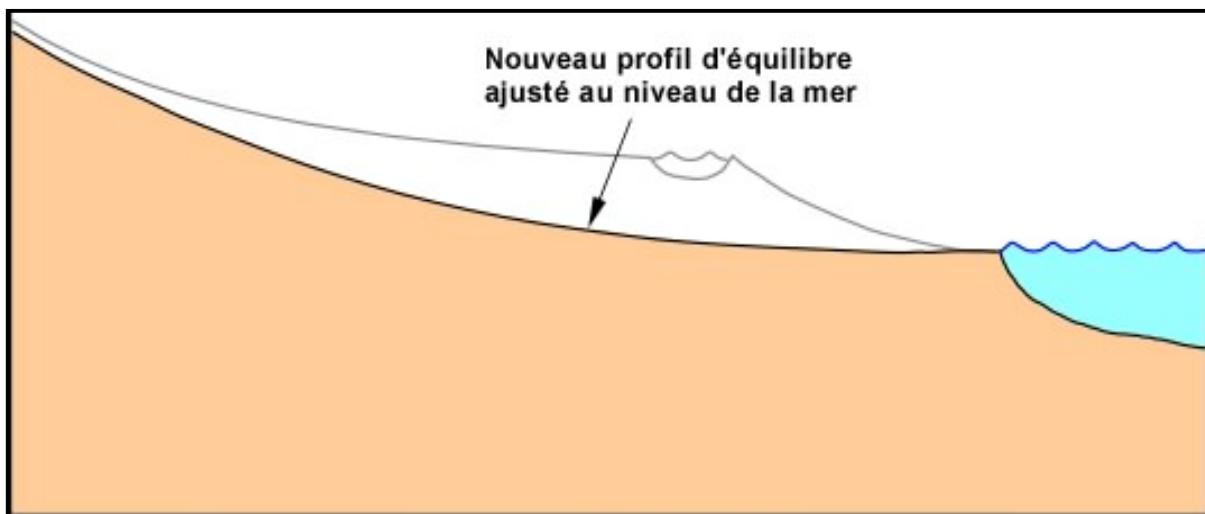


Sur ce schéma, l'échelle verticale est fortement exagérée. En fait, à l'équilibre, le gradient de pente du cours d'eau est très faible. Tant que le lac est présent, le cours d'eau ne peut éroder plus bas que ce profil.

Si de manière naturelle ou anthropique le lac est drainé (comme par exemple, le lac 1 sur le schéma qui suit), le cours d'eau recommence à creuser et ajuste son profil à un nouveau niveau de base, ici le niveau du lac 2.

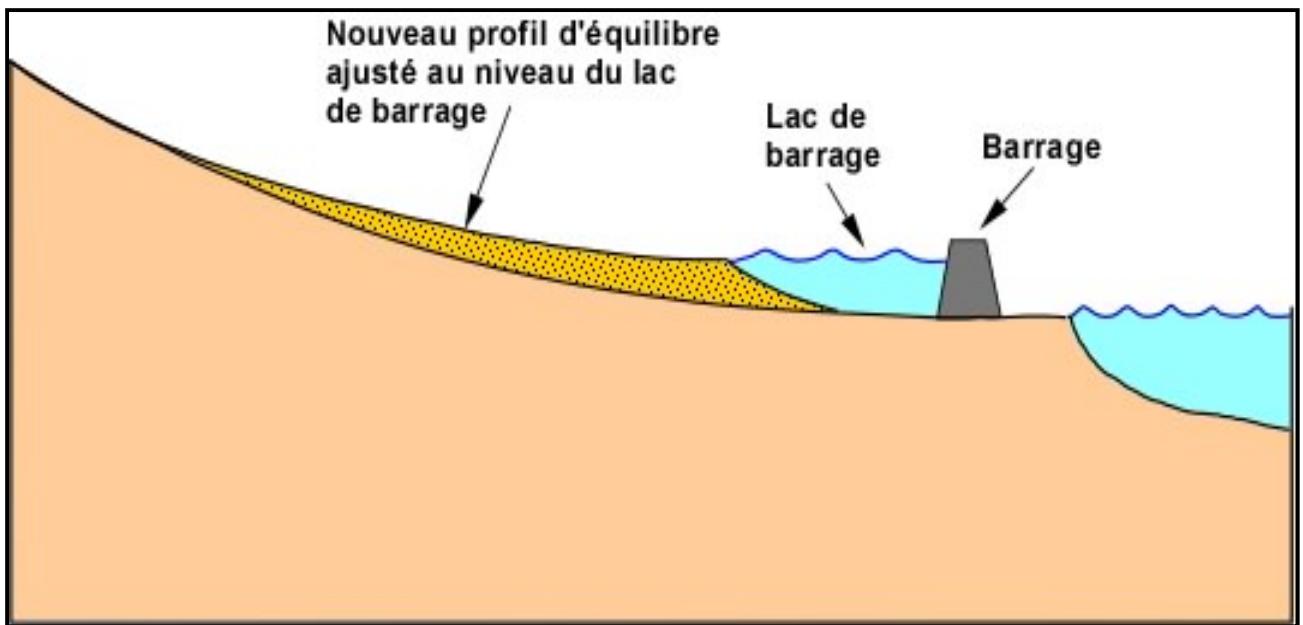


Avec le drainage du lac 2, un nouveau profil d'équilibre s'établit. Ultimement, le niveau de base est le niveau marin.



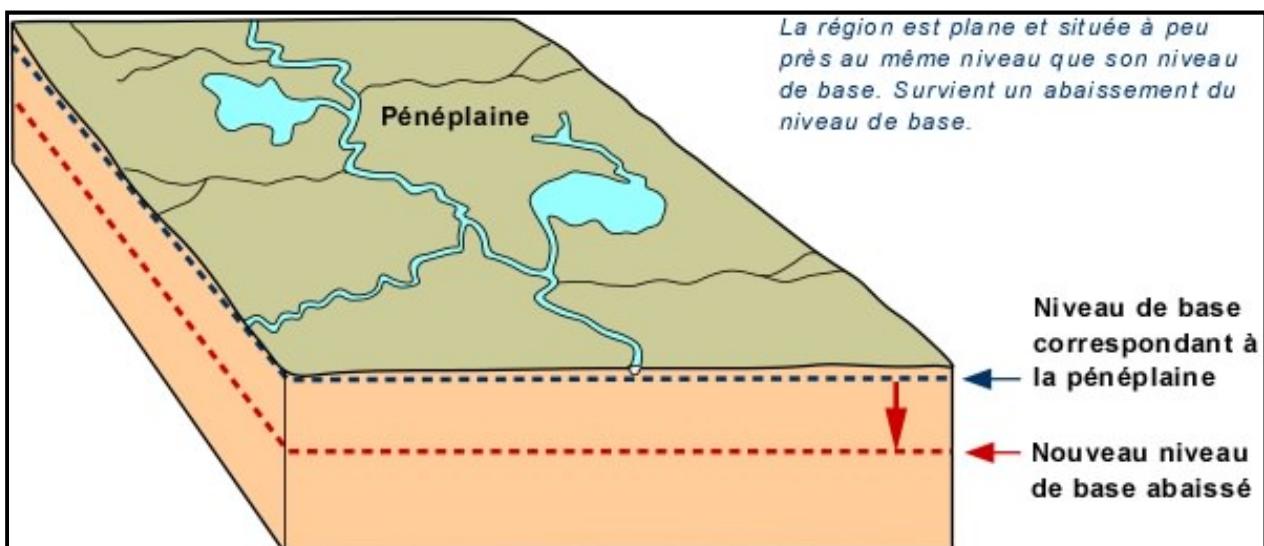
Ceci explique comment les continents tendent à être érodés jusqu'au niveau marin (niveau zéro). Cela est théorique, car dans la nature, il y a des événements qui font qu'on atteint rarement une telle situation, entre autre, à cause de la dynamique de la tectonique des plaques.

Les travaux humains peuvent contribuer à modifier de façon significative le profil des cours d'eau: un abaissement du niveau de base par des travaux de creusement par exemple risque d'entraîner des problèmes d'érosion à la grandeur de toute une région. A l'inverse, la construction de barrages créant un lac de barrage entraîne l'accumulation de sédiments.



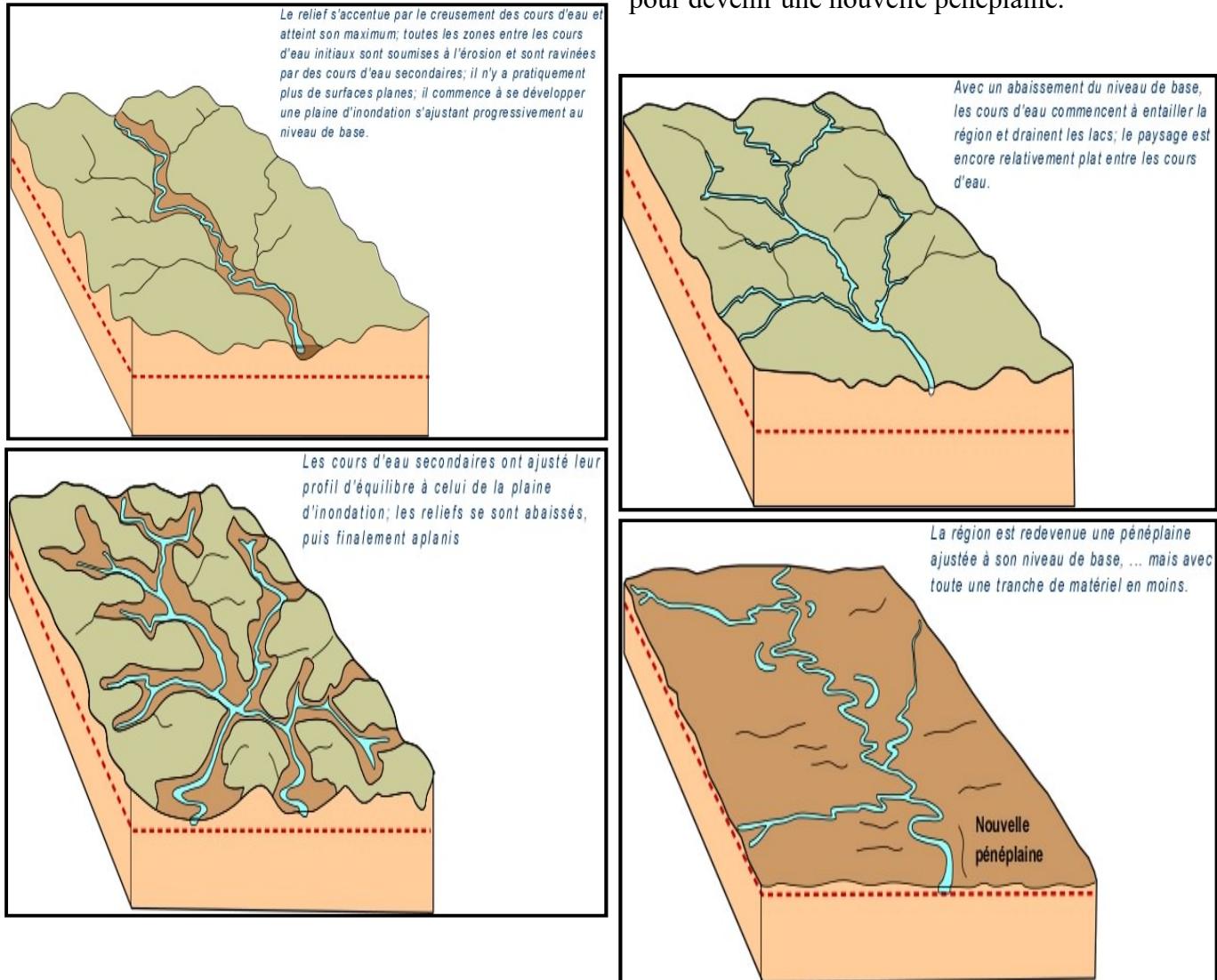
Les changements du niveau de base peuvent se faire aussi à l'échelle planétaire. Nous savons par exemple que, dans le passé, le niveau des mers a fluctué constamment. Il y a un certain nombre de causes à ces fluctuations, les deux principales étant les changements de volume des océans reliés à la tectonique des plaques et le stockage de glaces aux pôles durant les glaciations.

Un abaissement du niveau des mers entraîne, pour les continents, un changement du profil d'équilibre des cours d'eau. Voici, par exemple, comment évoluera les reliefs d'une région dont le niveau de base aura été abaissé. Prenons une région qui a atteint son niveau d'équilibre (le niveau marin par exemple); il s'agit de ce qu'on appelle une pénéplaine.



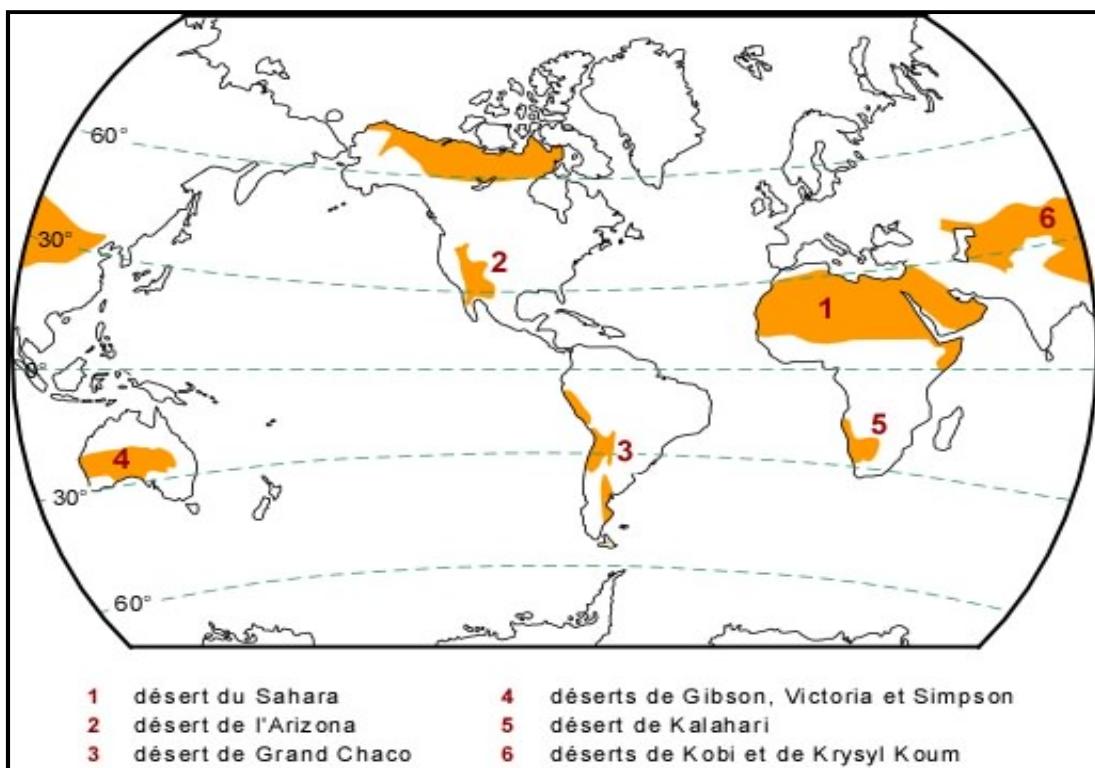
Si le niveau de base est abaissé (flèche), le cycle de l'érosion est remis à zéro et la région, plane au départ, accusera des reliefs de plus en plus accentués à mesure que les cours d'eau creuseront pour atteindre leur profil d'équilibre par rapport au nouveau niveau de base.

Lorsque ces derniers auront atteint leur profil d'équilibre, la région s'aplanira progressivement pour devenir une nouvelle pénéplaine.



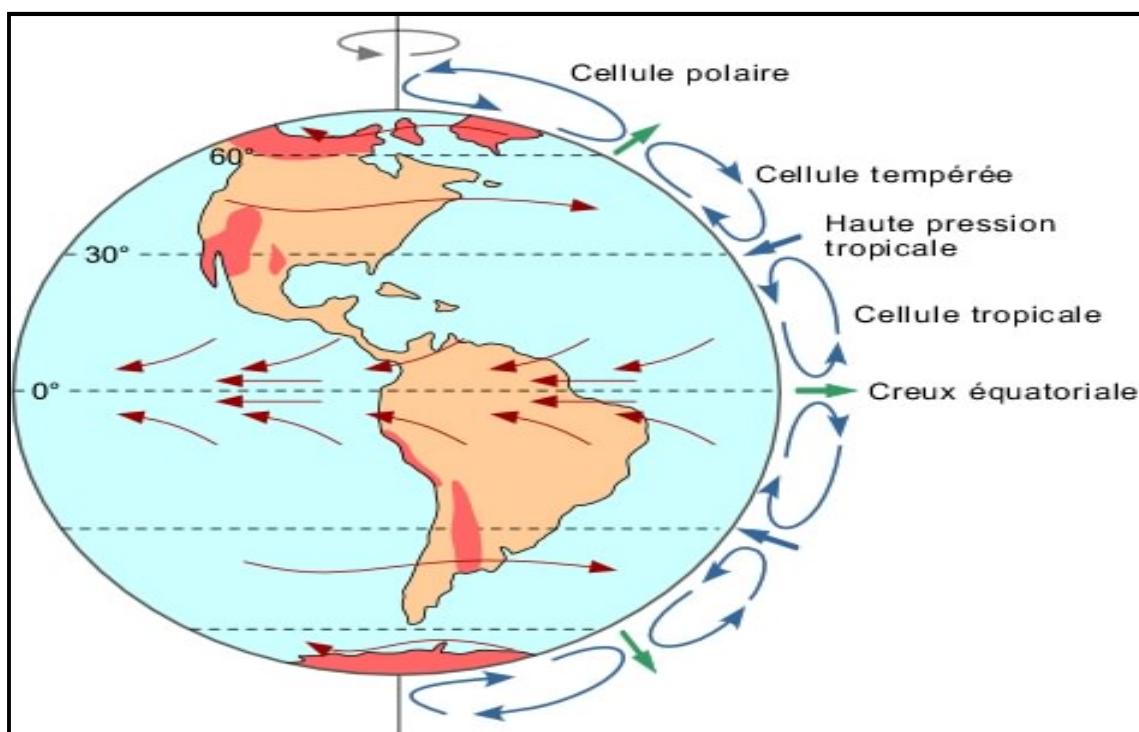
II. L'action du vent

Le vent constitue un facteur important d'érosion et de transport des sédiments à la surface de la planète. Il est particulièrement actif dans les régions sèches où la végétation est quasi-absente, comme les déserts. Les régions désertiques, qu'on définit comme les régions qui reçoivent moins de 20 cm de précipitations/an, couvrent près du tiers de la surface terrestre. Les grands déserts du monde (Sahara, Kalahari, Gobi, les déserts d'Australie) se trouvent entre les latitudes 10° et 30° de part et d'autre de l'équateur.



Ces régions sont constamment sous des conditions de haute pression atmosphérique où descend l'air sec, ce qui est aussi vrai pour les régions polaires qui sont aussi considérées comme désertiques compte tenu qu'elles reçoivent moins de 20 cm/an de précipitations (en équivalent pluie).

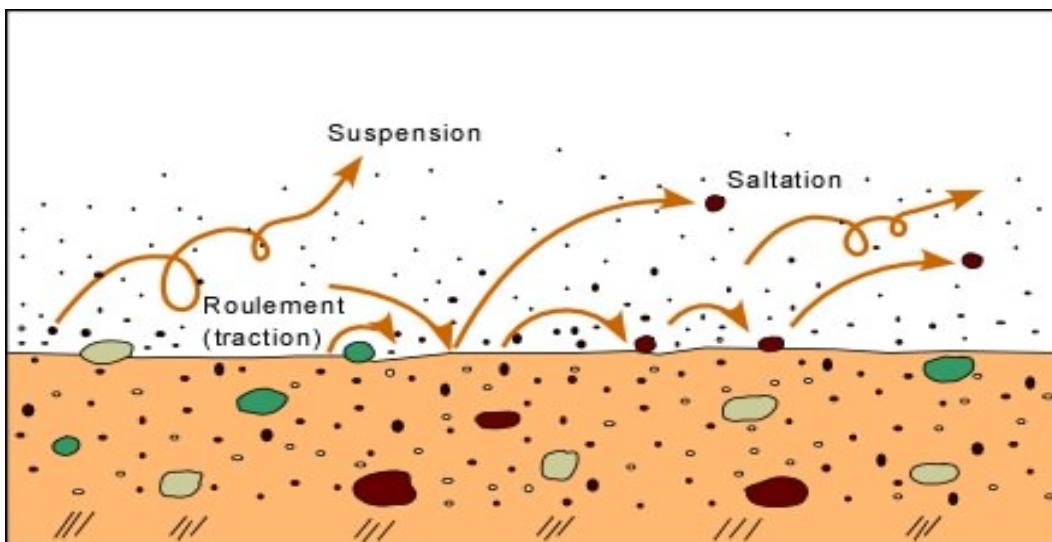
La répartition des déserts est déterminée par la circulation atmosphérique qui, elle, dépend de la radiation solaire.



L'air chauffé dans les régions équatoriales a tendance à monter. Il se crée donc à l'équateur, un flux d'air ascendant qui détermine une zone de basse pression: le creux équatorial. Arrivé dans la haute atmosphère plus froide, cet air ascendant très humide condense et forme les nuages et pluies de la zone équatoriale. L'air se débarrasse donc de son humidité; il s'assèche. Il redescend au niveau des latitudes 30° , sous forme d'un air très sec, pour former une zone de haute pression. Ce couple ascension-descente forme une cellule de circulation atmosphérique, la cellule tropicale. Ceci engendre une autre cellule atmosphérique, la cellule tempérée qui crée, autour des latitudes 60° , des courants ascendants. Plus vers les pôles, les cellules polaires vont ramener dans les cercles polaires de l'air sec. Il en résulte que les régions qui se situent à la hauteur des latitudes 30° et 90° , dans les deux hémisphères, sont balayées par de l'air sec.

C'est pourquoi on y retrouve les grandes zones désertiques, non pas à l'équateur, comme on pourrait le penser puisqu'il y fait le plus chaud, mais autour des latitudes 30° . Il peut sembler paradoxal de qualifier les cercles polaires de déserts, mais effectivement, même s'il y fait froid, ce sont des déserts où les précipitations sont minimales.

Dans les déserts, l'agent principal d'érosion et de transport des matériaux est le vent. Si le vent peut agir si efficacement pour éroder et transporter les particules, c'est qu'il n'y a ni humidité, ni végétation pour retenir celles-ci et les stabiliser. Le vent qui balaie la surface du sol entraîne donc facilement ces particules. Les particules sont transportées selon trois modes.



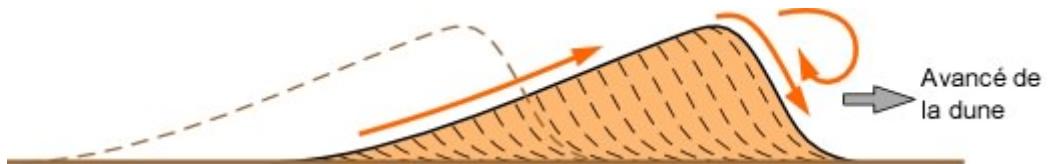
Les plus grosses se déplacent par roulement ou glissement (**traction**) à la surface du sol, sous l'effet de la poussée du vent ou des impacts des autres particules. Les particules de taille moyenne (sables) se déplacent par bonds successifs (**saltation**). Les particules très fines (poussières) sont transportées en **suspension** dans l'air (loess), souvent sur de très grandes distances.

Il en résulte deux structures importantes des déserts : les pavements de désert et les champs de dunes.



Le vent entraîne les particules de la taille des sables, mais n'a pas l'énergie nécessaire pour soulever ou rouler les plus grosses particules. Ainsi, ces plus grosses particules se concentrent progressivement à mesure de l'ablation des sables pour former finalement une sorte de pavement qui recouvre les sables et les stabilise, ce qui, par exemple, permet aux véhicules robustes de rouler aisément.

Les sables transportés par le vent s'accumulent sous forme de dunes.



Ces dernières se déplacent, sous l'action du vent, par saltation des particules sur le dos de la dune; elles viennent se déposer sur le front de la dune, soit par avalanche, soit parce qu'elles sont piégées par le tourbillon que fait le vent à l'avant de la dune. C'est ce qui cause la structure interne en lamines parallèles inclinées qui indiquent le sens du déplacement de la dune.

Chapitre 4

Géodynamique externe

Plan

I. Altération chimique

II. Altération physique ou érosion

III. Glissement des terrains

Quelle que soit la nature des roches à la surface du globe, elles subissent les actions conjuguées des fluides atmosphériques et océaniques, des organismes vivants (animaux et végétaux) et des conditions climatiques. Il en résulte des transformations qui sont à l'origine des roches sédimentaires.

L'eau est l'agent fondamental de ces transformations et provoque l'altération et l'érosion des roches et des minéraux. Les processus d'altération sont de deux types : l'altération chimique et l'altération mécanique ou érosion.

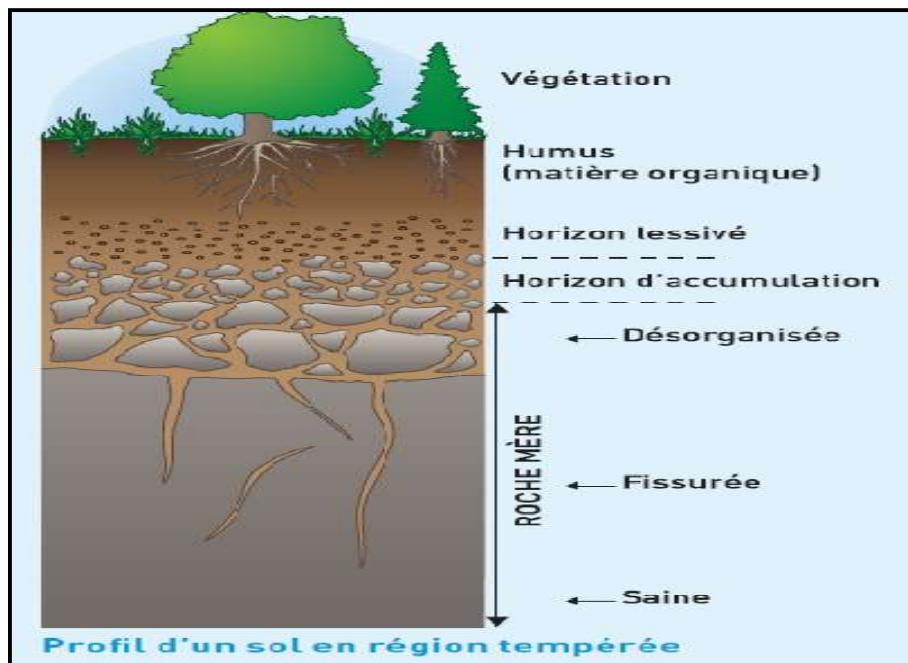
I. L'altération chimique

Elle permet le développement des sols à partir des roches sous-jacentes dites roches mères. L'eau est un excellent solvant et permet la dissolution d'éléments chimiques présents dans les roches et leur évacuation par drainage dans les sols ou encore leur précipitation. La dissolution des minéraux est d'autant plus importante qu'une roche est constituée de petits grains ou cristaux autour desquels l'eau peut s'infiltrer. La surface d'échange totale est plus grande autour de nombreux petits cristaux qu'autour de gros cristaux pour un même volume de roche. La nature de la roche intervient donc dans son altération.



Falaise avec poches d'argile rouge

(Le Havre)



II. L'altération mécanique ou érosion

Elle agit par entraînement des particules et diminue emmènes par un ruissellement plus ou moins prononcé la couverture végétale présente.

Les températures basses provoquent le gel de l'eau au sein des fissures présentes dans les roches, ce qui entraîne leur fracturation.

L'eau liquide augmente de volume en gelant. La glace, jouant comme un coin, force l'ouverture de chaque fissure. L'action répétée du gel et du dégel par l'alternance de nuit et de jour entraîne la fracturation des roches : on parle de gélification.



Galet fracturé par le gel

Gélification en lames

Les deux processus sont complémentaires :
L'altération mécanique fragmente la roche et facilite l'altération chimique ;
L'érosion au cours du temps façonne les paysages.



Érosion de la berge de la rivière Kacbeni



Canyon Jokulsa en Islande



Érosion dans des schistes alpin du Col du Lautaret

III. Glissements de terrains

Phénomènes: -Brutaux -Lents

Caractéristiques Générales

- Mouvements lents (ques cm/an à 200 m/h)
- Matériaux meubles
- Grands volumes
- Déplacement continu
- Pas de surface de rupture

Exemples de glissements de terrains

Fluage – solifluxion

Couche de terrains plastiques (marnes, argiles)

Cas particulier de la solifluxion ;

Sol gelé, dégel - saturé d'eau en surface

- encore gelé en profondeur



Impossibilité de drainage



Création de loupes de sol



Déplacement vers le bas

faible pente (2 à 30)



Relief

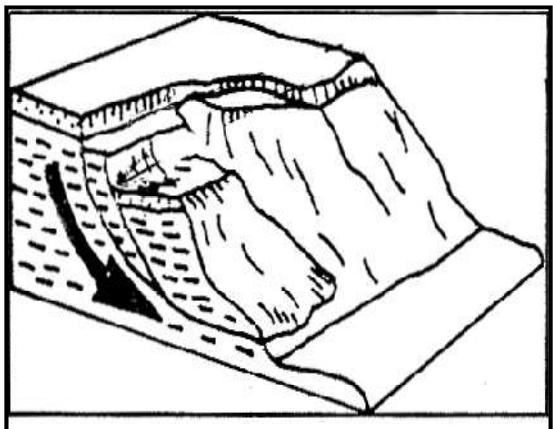
Coulées

- mouvements de translation de matériaux meubles
- coulées - de boues - d'éboulis - de neige
- déplacements plus rapides que le fluage,
± importants (jusqu'à quelques km), mais assez lents
(alerte, évacuation)



Glissemens

- apparition de surfaces de rupture (planes, courbes)
- sols, roches, terrains consolidés
- causes variées
 - nature du terrain
 - disposition des couches
 - action des agents atmosphériques
 - action de l'eau interstitielle



Glissement rotationnel

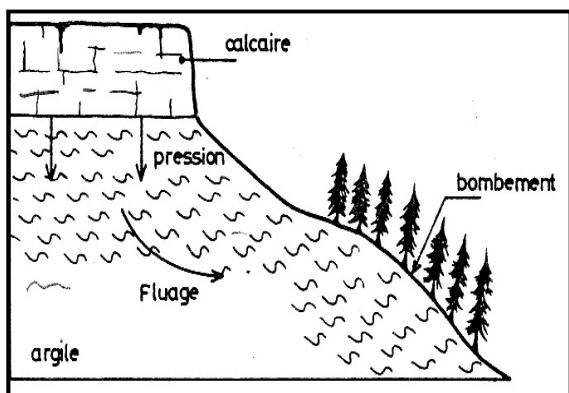
Types de glissements

Glissemens rotationnels

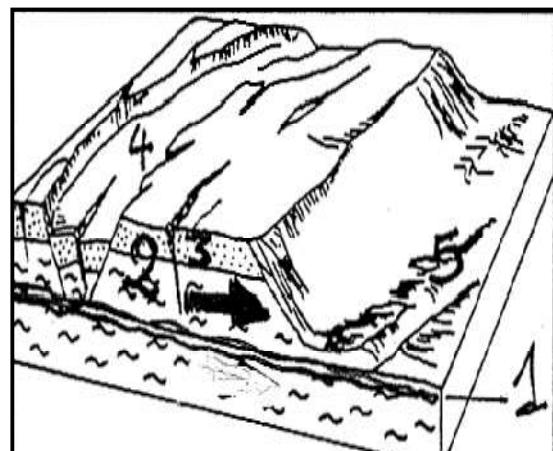
- remblais et talus
- basculement de la masse glissée suivant une surface plus ou moins circulaire

Glissemens translationnels

- Anchorage (Alaska), 1964
- un séisme a liquéfié la couche argileuse (1)
- cette couche supporte des argiles sèches (2) et des graviers(3)
- les couches (2) et (3) se sont alors déplacées vers la côte marine en créant des failles et des effondrements
- (4) → Maisons déplacées, canalisations rompues



MECANISME DU FLUAGE



Chapitre 5

La géodynamique interne

Plan

I. La tectonique des plaques

II. Les séismes

III. Les volcans

I. La tectonique des plaques

La tectonique des plaques, dont le Principe est connu depuis la seconde moitié du XXe siècle, est à l'origine des chaînes de montagne et de phénomènes tels que les séismes et le volcanisme. La lithosphère (croûte et manteau supérieur) est morcelée en plusieurs fragments, appelés plaques, qui constituent la surface terrestre. En raison des mouvements de convection au sein du manteau, ces plaques sont mobiles les unes par rapport aux autres, avec des vitesses de quelques centimètres par an. Les mouvements des plaques peuvent être divergents (extension), convergents (compression) ou en coulissement (coulissement).

I.1. Limites des plaques

Il existe 3 types de limites de plaques:

- (1) **Divergente** – zone de tension où les plaques s'écartent;
- (2) **Convergente** – zone de collision où une plaque s'enfonce dans le manteau;
- (3) **Faille transformant** – zone de cisaillement où les plaques glissent latéralement.

Chaque plaque tectonique est rigide et se déplace comme une unité mécanique (i.e., une partie bouge, toute la plaque bouge). Il y a relativement peu de modifications dans le centre de la plaque. Presque toute l'activité tectonique se produit aux limites des plaques tectoniques.

1. La plaque divergente

Les plaques se fragmentent et s'écartent. Lorsque la divergence se produit en milieu continental, un rift se développe, les fragments continentaux s'écartent et un nouveau bassin océanique se développe. Il s'agit d'une zone caractérisée par des tensions, provoquant des fractures, failles et fissures.

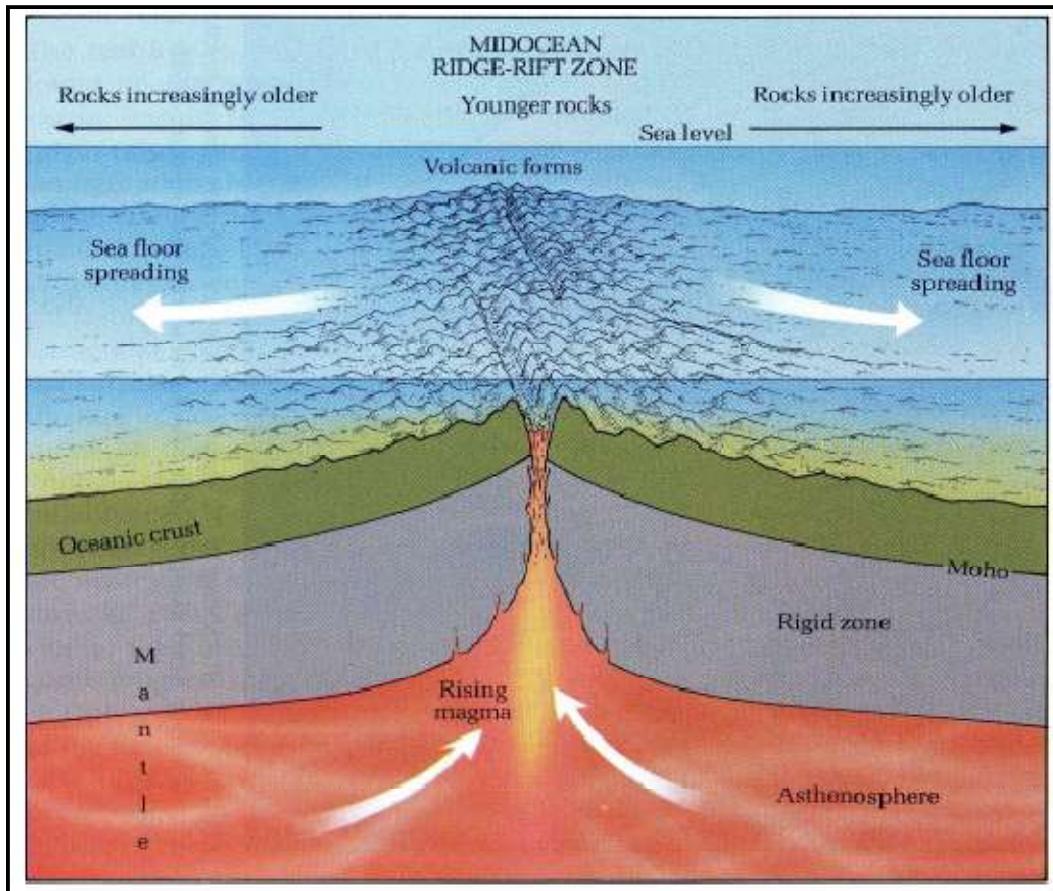


Figure 1: Divergence – Gabler et al. 1994

2. La plaque convergente

Il s'agit de zones où se produisent des phénomènes géologiques complexes avec activité volcanique, déformation crustale et surrection de chaînes de montagne.

Les processus dépendent de la nature des croûtes en collision.

(a) **Collision océan-océan:** une des plaques océaniques passe sous l'autre par subduction. La plaque subduction s'enfonce dans l'asthénosphère où elle s'échauffe et est incorporée dans le manteau.

(b) **Collision continent-océan:** la plaque continentale plus légère résiste et la plaque océanique s'enfonce.

(c) **Collision continent-continent:** IL n'y a pas de subduction possible, l'une des plaques peut passer au-dessus de l'autre pour une courte distance. Les deux masses continentales sont comprimées et les continents ne finissent pas s'assembler en une seule masse continentale avec une chaîne de montagne qui souligne la suture.

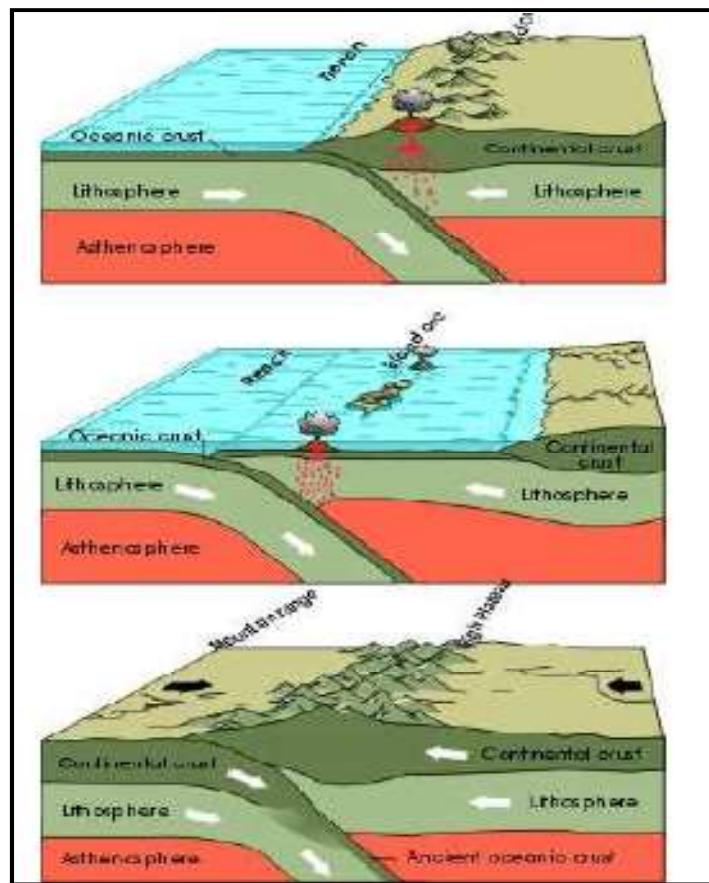


Figure 2: Types de convergences

3. Les failles transformantes

Les failles transformantes représentent des zones de cisaillement où il n'y a ni destruction, ni création de croûtes. Le mouvement est horizontal, parallèle à la faille. Le type de déplacement se transforme à l'extrémité de la partie active de la faille. Par exemple, le mouvement divergent au niveau de la ride peut se modifier en un mouvement convergent au niveau de la zone de subduction. Différentes combinaisons sont possibles: ride-ride, ride-fosse, fosse-fosse

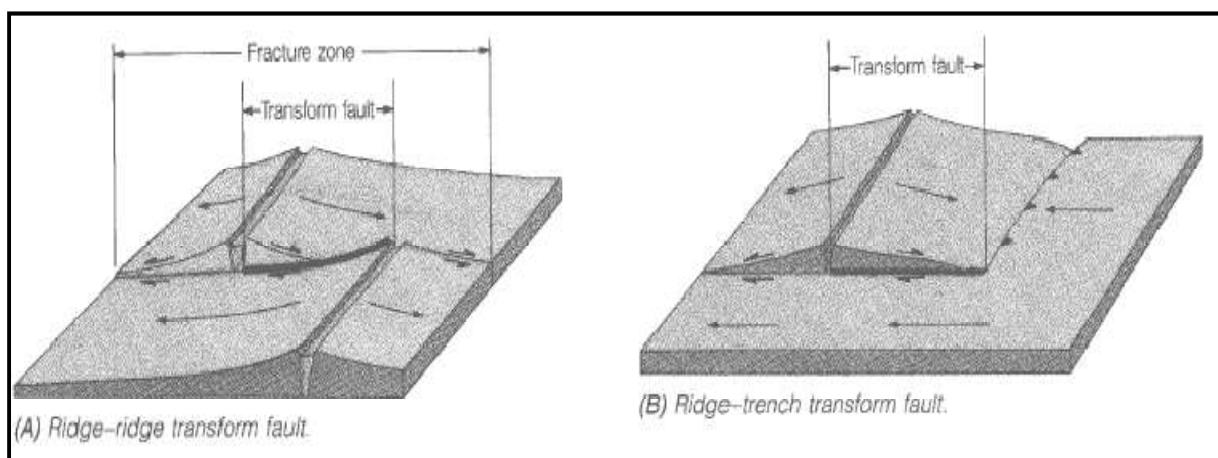
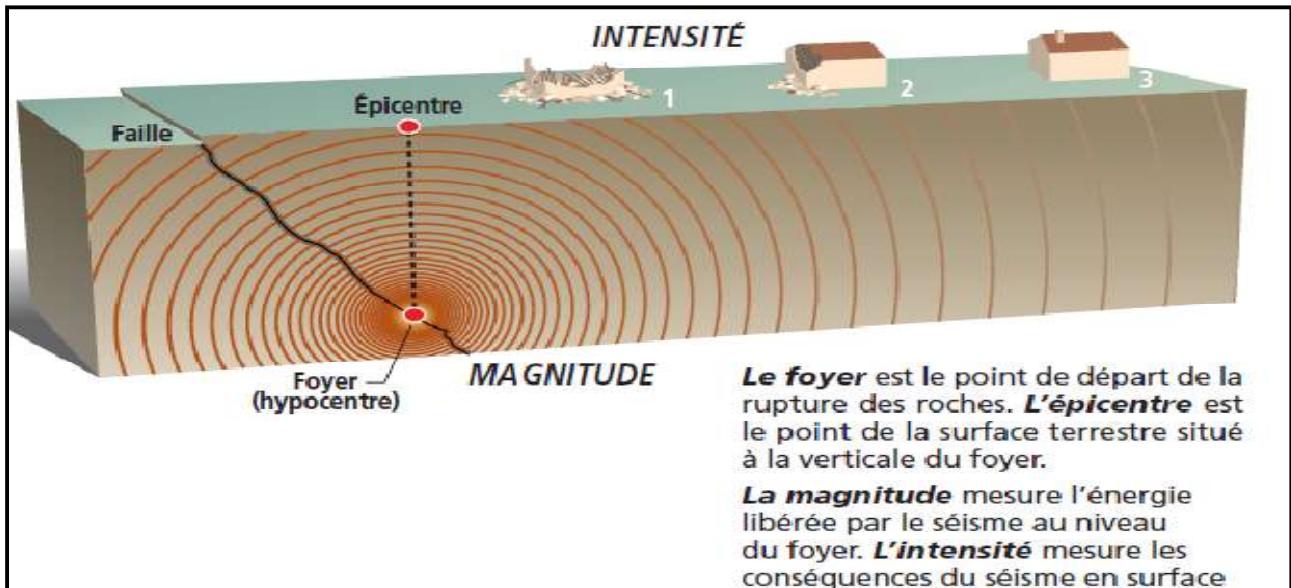


Figure 3 : Processus au niveau des failles transformantes – Hamblin et Christiansen, 1995

II. Les séismes

Les efforts tectoniques peuvent occasionner des déplacements au niveau d'une faille (foyer). Cette libération brutale d'énergie occasionne une vibration du sol: le séisme. À la surface du sol, le point situé à la verticale du foyer est appelé épicentre. Le foyer peut être situé à faible profondeur (quelques kilomètres), on parle alors de séisme superficiel, ou à grande profondeur (plusieurs dizaines, voire centaines de kilomètres), on parle alors de séisme profond. Le séisme est d'autant plus violent en surface que la quantité d'énergie emmagasinée au niveau de la faille avant le séisme est importante et que la faille est proche de la surface.



II.1. Les différentes ondes sismiques

Lors du déplacement de la roche le long d'une faille, l'énergie libérée va se propager dans toutes les directions autour du foyer, sous forme d'une vibration complexe composée de différents trains d'ondes. L'arrivée de ces différents trains d'onde est décalée dans le temps en raison de vitesses de propagation différentes dans la roche. Pour un observateur éloigné de l'épicentre, le séisme est perçu comme une vibration dans toutes les dimensions, provenant de l'épicentre et déphasée dans le temps.

II.2. La localisation des séismes

Comme cela a été évoqué précédemment, l'activité sismique est principalement liée à la tectonique des plaques.

- **Les séismes inter-plaque**

Dans la majorité des cas, les séismes se déclenchent en limite de plaques. C'est en effet au niveau de ces contacts que les contraintes occasionnées par la dérive des continents sont les plus fortes. Dans le monde, les zones les plus actives sont situées en Asie (Japon, Chine, Indonésie, Himalaya), en Afrique du Nord (Algérie, Maroc)

- **Les séismes intra-plaque**

Même à l'intérieur des plaques tectoniques, des failles peuvent jouer et occasionner des séismes. Généralement moins violent que les précédents, ils correspondent à des réajustements des pressions dans la croûte terrestre.

- **Les séismes liés à l'activité volcanique**

Les éruptions volcaniques, autre phénomène associé à la tectonique des plaques, occasionnent une multitude de séismes et de microséismes. Ces derniers peuvent permettre de prédir l'imminence d'une éruption. Dans le cas d'une activité explosive (volcan de type péléen), la magnitude du séisme peut être significative.

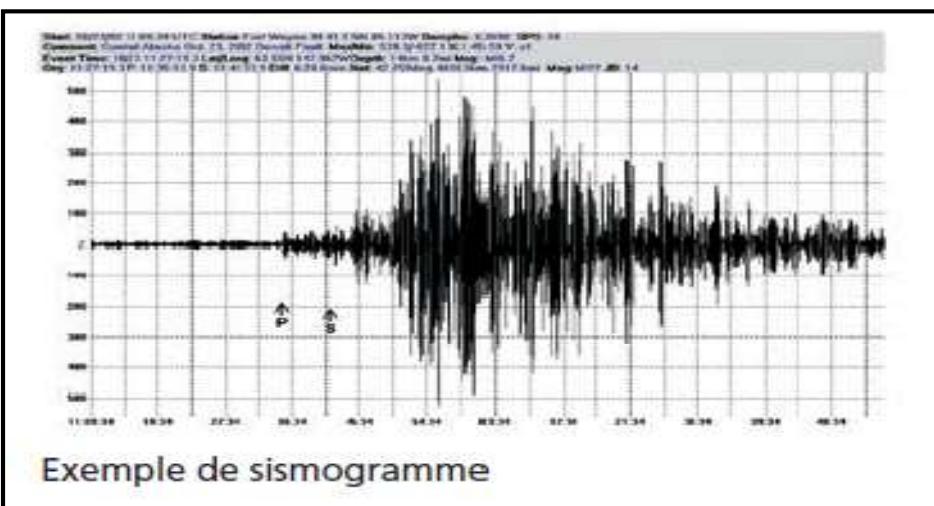
- **Les séismes liés à l'activité humaine**

Certaines activités humaines peuvent occasionner des séismes, généralement modérés. Il s'agit notamment de la mise en eau des barrages ou de l'exploitation des gisements souterrains (gaz, minéraux, etc.).

II.3.L'enregistrement des séismes

Le séisme se manifeste à la surface du sol par une série de vibrations. Elles peuvent être enregistrées au moyen d'un appareil appelé sismomètre. Celui-ci restitue une « image » du séisme en termes d'amplitude de la vibration : le sismogramme.

Pour un même séisme, les différents sismogrammes obtenus, au niveau de toutes les stations sismologiques, permettent de localiser l'épicentre du séisme, par lecture des délais d'arrivée des ondes et méthode des cercles.



II.4 La quantification des séismes

- **La magnitude de Richter**

La magnitude d'un séisme (notée M) est un chiffre sans dimension, représentant l'énergie libérée lors de la rupture. La magnitude est unique pour un séisme et indépendante du lieu d'observation.

- **L'intensité macroseismique**

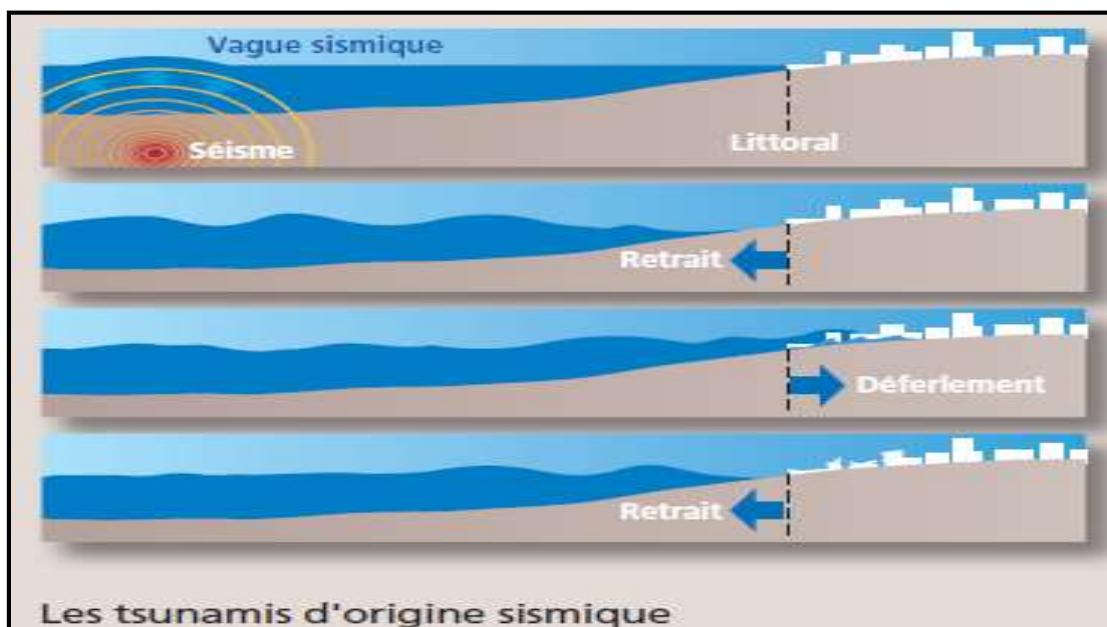
L'intensité macroseismique EMS 98 est estimée par observation des désordres sur les bâtiments et les infrastructures, ainsi que par la perception du séisme par la population. Elle comporte douze niveaux (de I à XII). Pour un même séisme, l'intensité macroseismique varie dans l'espace en fonction de la distance à l'épicentre et des phénomènes annexes, tels que

l'amortissement ou l'amplification des ondes sismiques (effets de site). La zone d'intensité maximale est appelée épicentre macroseismique et peut être différente de l'épicentre réel.

II.5 Les phénomènes annexes

- **Les tsunamis**

Les séismes, si'ils se produisent dans la mer ou à proximité de la côte, peuvent être à l'origine de raz-de-marée ou tsunamis. La plus importante caractéristique d'un tsunami est sa capacité à se propager à travers un océan entier. Des côtes situées à des milliers de kilomètres de l'épicentre peuvent être frappées, et de manière très meurtrière.



- **La liquéfaction des sols**

Dans certaines conditions de sollicitations dynamiques, certains sols, notamment des sables fins gorgés d'eau peuvent perdre toute portance (principe des sables mouvants). Les bâtiments fondés sur ces sols peuvent alors subir des tassements importants et des basculements.



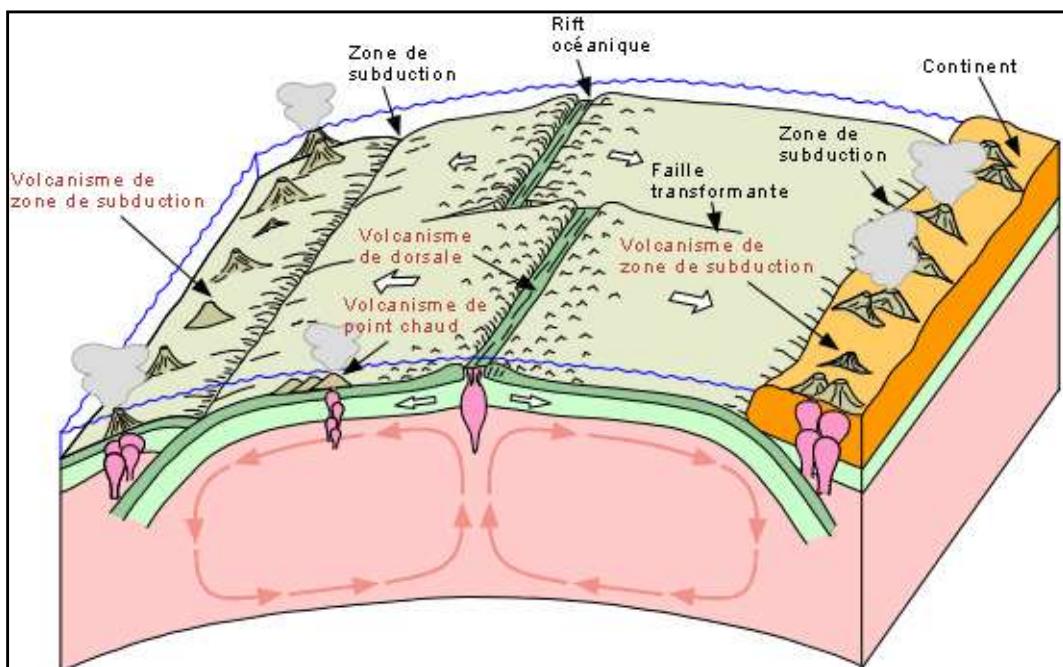
- **Les glissements de terrain et les chutes de blocs**

Les séismes peuvent provoquer des glissements de terrain et des chutes de blocs par modification des conditions de l'équilibre géotechnique. Ainsi un versant stable en situation statique peut se trouver en déséquilibre sous sollicitation dynamique (séisme).

III. Les volcans

Un volcan est un ensemble géologique terrestre, sous-marin ou extra-terrestre qui résulte de la montée d'un magma puis de l'éruption d'une partie de ce magma. Le magma provient de la fusion partielle du manteau et exceptionnellement de la croûte terrestre. L'éruption peut se manifester, de manière plus ou moins combinée, par des émissions de lave, par des émanations ou des explosions de gaz.

Les volcans sont souvent des édifices complexes qui ont été construits par une succession d'éruptions et qui, dans la même période, ont été partiellement démolis par des phénomènes d'explosion, d'érosion ou d'effondrement. Il est ainsi fréquent d'observer diverses structures superposées ou emboitées.



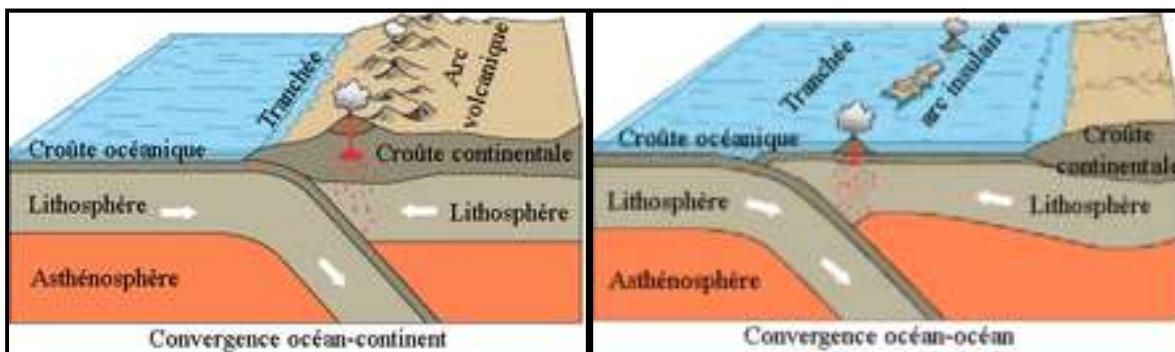
III.1. Origine du volcanisme

- Le volcanisme de dorsale

Nous savons, pour l'avoir observé directement grâce à l'exploration sous-marine par submersibles, qu'il y a des volcans sous-marins tout le long des dorsales, particulièrement dans le rift central, là où il se forme de la nouvelle lithosphère océanique. La composition de la lave de ces volcans indique qu'on est tout près de la zone où se fait la fusion partielle du manteau. S'il n'y avait pas de tensions dans cette zone de dorsale, il n'y aurait pas de fractures qui permettent justement au magma produit par la fusion partielle de s'insinuer dans la lithosphère et de former des volcans. Ce volcanisme nous est connu par l'exploration des fonds océaniques, mais aussi par un cas particulier, celui de l'Islande, carrément assise sur la dorsale de l'Atlantique-Nord et qui est formée uniquement de volcans. Dans ce cas, le volcanisme de la dorsale a réussi à s'élever au-dessus du niveau marin pour former une île volcanique qui constitue un laboratoire naturel pour l'étude du volcanisme de frontières divergentes.

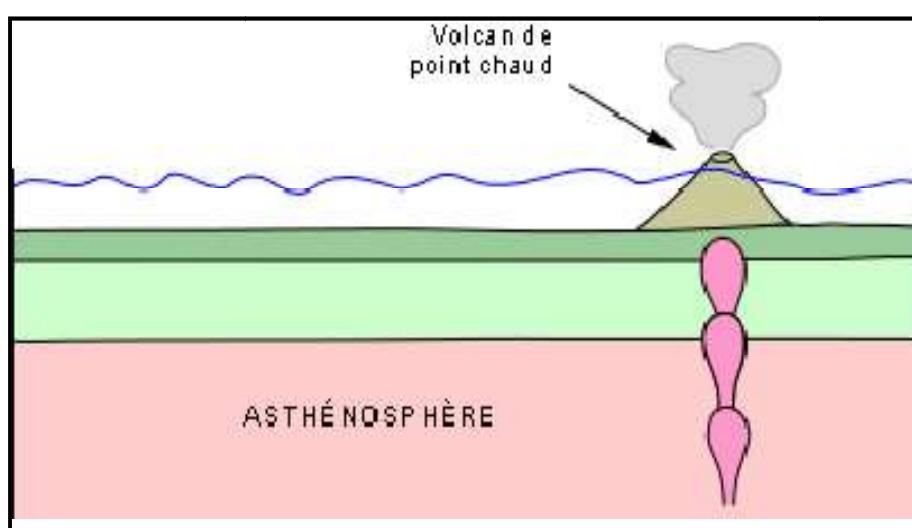
- **Le volcanisme de zone de subduction**

Le volcanisme relié à l'enfoncement d'une plaque sous l'autre va former des chaînons de volcans. La fameuse Ceinture de feu autour du Pacifique est l'expression de ce volcanisme de convergence, mais selon qu'il s'agisse d'une collision entre deux plaques océaniques, ou entre une plaque océanique et une plaque continentale, la nature du volcanisme diffère. Dans le cas où il y a convergence entre deux plaques océaniques, il y aura formation d'un chaînon de volcans qui s'élèvent au-dessus de la surface des océans pour constituer un arc insulaire. Par exemple, toute la portion de la Ceinture de feu qui se situe dans le Pacifique-Ouest et le Pacifique-Nord est associée à ce type de collision. Dans le cas de la convergence entre une plaque océanique et une plaque continentale, les volcans se trouvent sur la marge de la plaque continentale et forment un arc continental. Un bon exemple de cette dernière situation est la Chaîne des Cascades (Cascades Range), dans l'ouest du continent nord américain.



- **Le volcanisme de point chaud**

Le volcanisme de point chaud est un volcanisme intraplaque, qu'on retrouve principalement, mais pas exclusivement, sur les plaques océaniques. Les chaînons volcaniques de points chauds viennent appuyer la théorie de l'étalement des planchers océaniques. Pour des raisons que l'on comprend encore mal, il se fait en certains points du manteau, une concentration locale de chaleur qui amène une fusion partielle du matériel. C'est ce qu'on appelle un point chaud.



III.2. Les types de volcans

- Les volcans de type strombolien

(Référence au Stromboli dans les îles éoliennes en Italie) projettent des bombes incandescentes, dont la taille peut atteindre plusieurs mètres, à des hauteurs de plusieurs centaines de mètres.



- Les volcans de type vulcanien

(Référence au Vulcano, également dans les îles éoliennes) projettent des cendres grises, fines (taille de l'ordre du millimètre), jusqu'à quelques kilomètres de hauteur.



- Les volcans de type péléen

(Référence à la montagne Pelée en Martinique aux Antilles) sont caractérisées par des nuées ardentes, qui se propagent à des vitesses atteignant 600 km/h.

- Les volcans de type surtseyen

(Référence à l'île de Surtsey au sud de l'Islande) résultent du contact entre le magma et de l'eau (nappe souterraine « phréatique », lac de cratère). La vaporisation de l'eau augmente l'explosivité de l'éruption. On parle d'éruption « phréatique » ou « phréatomagmatique ».

Chapitre 6

Applications de la géologie au génie civil

Plan

I. Rôle du géologue

II. Outils de base du géologue

III. Méthodes

I. Rôle du géologue

Dans tout projet de génie civil, le géologue intervient, en concertation avec le maître d’œuvre et en liaison avec les différents spécialistes (ingénieur de structures, en technique routière, mécanicien des roches ou des sols, etc.), à plusieurs étapes :

- à l’amont des études, dans le choix des sites en fonction des impératifs techniques (liés à la topographie ou à des contraintes lithologiques, structurales ou environnementales) ou économiques, et dans la définition des reconnaissances à effectuer ; à ce niveau, il est primordial pour le géologue d’identifier les contraintes majeures liées à la nature des terrains, à la structure, à la morphologie, aux évolutions actives ;
- au cours des études géotechniques, dans l’interprétation des résultats, dans leur interpolation, pour affiner les connaissances et contrôler les hypothèses ;
- au cours des travaux, dans la réorientation éventuelle du projet pour cause de résultats non conformes aux hypothèses de départ, ou si un incident se produit (glissement de terrain, venues d’eau, etc.).

II. Outils de base du géologue

Toute étude géologique commence par l’examen de la documentation disponible. Deux sources sont fondamentales : la carte géologique et la photographie aérienne.

II.1 Cartes et coupes géologiques

La carte géologique est une carte topographique sur laquelle sont reportées en couleur des informations sur les terrains de surface (lithologie, âge) et sur les structures.

La carte géologique comprend deux documents :

- la carte proprement dite, assortie d’une légende géologique, qui donne la signification des différentes couleurs et signes employés, et d’une légende technique (matériaux exploités, carrières, sources, etc.) ;

- la notice explicative qui contient un aperçu géographique et géologique, la description détaillée des différents terrains (échelle stratigraphique), un résumé de l'histoire tectonique régionale, des indications sur les ressources du sous-sol (hydrogéologie, mines, carrières), et une documentation générale.

À partir de ces documents, la réalisation d'une coupe géologique est possible (figure 2). Il s'agit de reporter, sur un profil topographique, les différents types de terrains et accidents en les reliant entre eux en fonction de considérations géométriques basées sur les limites de formations et sur des indications structurales figurant sur la carte et la notice (pendages, épaisseurs des couches, etc.).

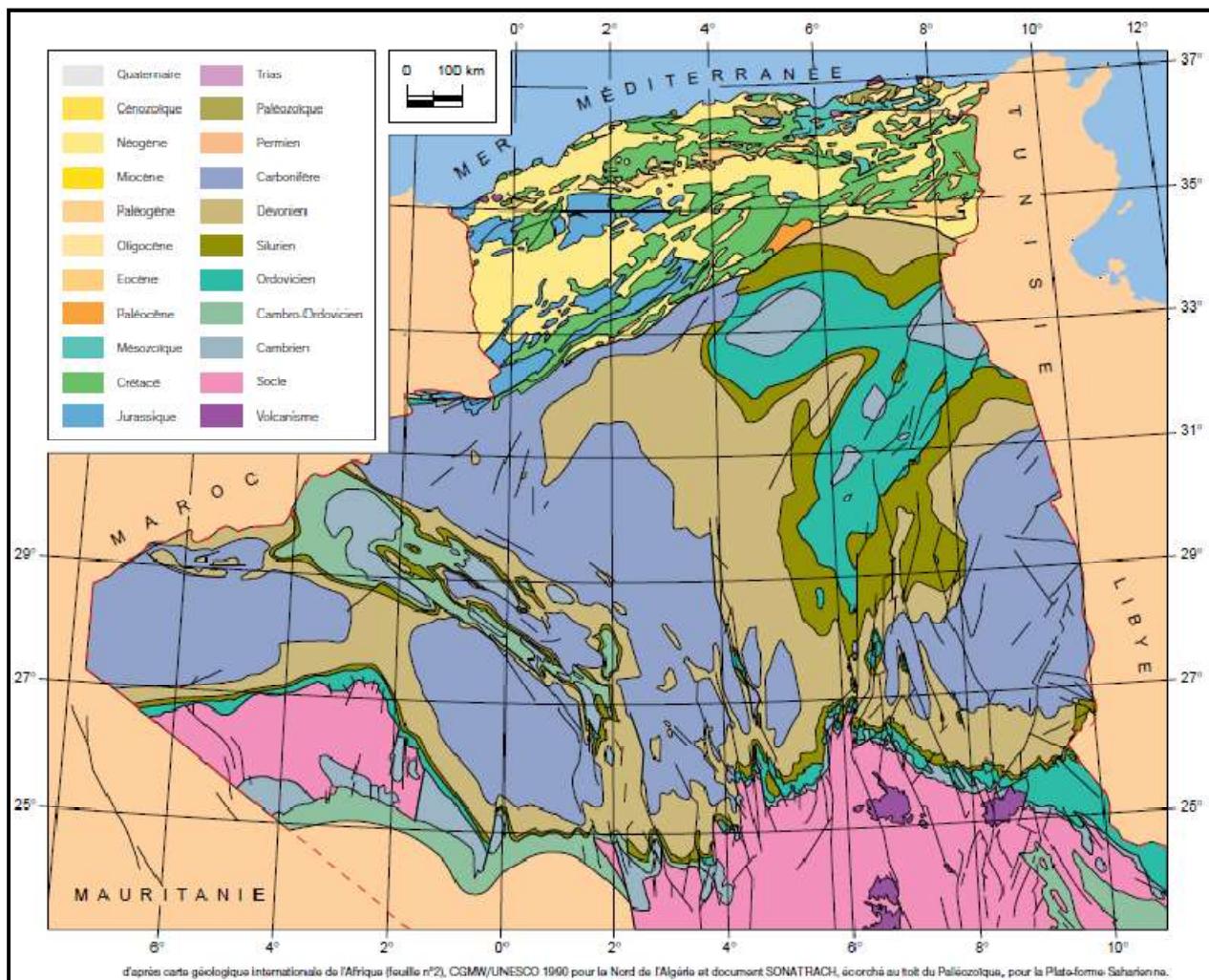


Figure.1 : Carte géologique d'Algérie

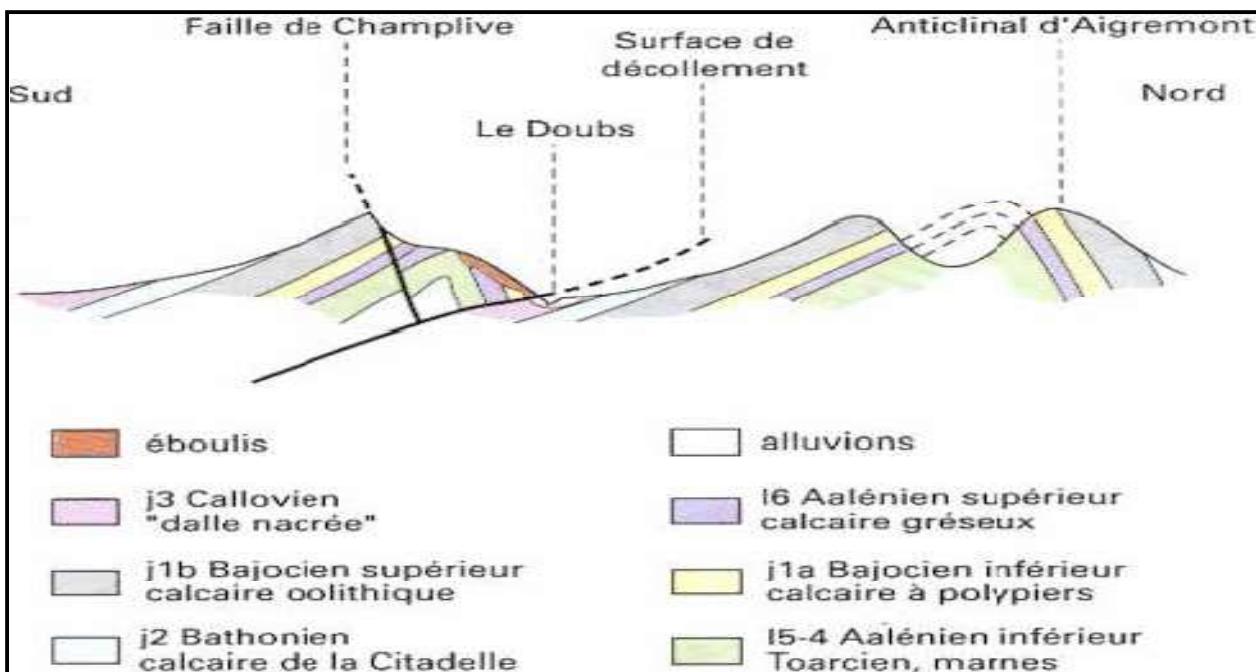


Figure.2 : Coupe géologique schématique nord-sud

II.2 Photographies aériennes et télédétection

Les photographies aériennes, qu’elles soient en noir et blanc, en couleur ou en fausse couleur (infrarouge), se révèlent précieuses dans l’étude d’une région, du fait qu’elles permettent :

- d’obtenir une vision globale due à la perception à distance ;
- de dresser des constats objectifs (l’information est figée à une date donnée) ;
- d’effectuer des zooms sur certains secteurs à étudier en détail à l’aide des photos à différentes échelles ;
- d’étudier des mouvements évolutifs au moyen de photos prises à plusieurs dates (glissements lents, modification du trait de côte, etc.).

L’utilisation la plus courante des photographies aériennes découle de la possibilité de restitution du relief par vision stéréoscopique. Cette particularité est obtenue grâce à la technique de prise de vue verticale avec recouvrement partiel des clichés : chaque objet se trouve photographié sous deux angles différents et peut être vu en relief à l’aide de lunettes stéréoscopiques.

L’imagerie satellitaire permet aisément de saisir des structures de grandes dimensions, mais son utilisation pour des études ponctuelles est freinée par la résolution, qui n’est pas encore du niveau de celle des photos aériennes, et par le prix élevé. L’imagerie radar permet de s’affranchir des conditions climatiques (présence d’une couverture nuageuse), mais son utilisation demande une solide expérience.

III. Méthodes

Outre la consultation des cartes géologiques et l'observation des photographies aériennes, le géologue met en œuvre plusieurs méthodes d'étude, les plus typiques de la géologie étant présentées ci-après.

III.1. Levé de terrain

Le premier travail du géologue est la reconnaissance de surface basée sur une cartographie à grande échelle (1/ 5 000 à 1/ 500). Une attention particulière est portée aux formations superficielles, souvent délaissées par le géologue universitaire, mais qui sont généralement les plus concernées par les travaux. À la différence des cartes géologiques conventionnelles, les cartes géotechniques privilégient les caractéristiques des terrains plutôt que la stratigraphie.

Les structures et les hétérogénéités seront reconnues par les méthodes géophysiques.

III.2. Étude structurale

L'étude structurale a pour objectif le relevé des structures tectoniques ; elle repose sur l'observation des surfaces ou des lignes créées ou déformées par la tectonique, dont les attitudes (direction et inclinaison) témoignent du caractère de la déformation. La projection stéréographique est un mode de représentation et de construction géométrique abstrait qui analyse les rapports d'orientation des éléments tectoniques dans l'espace, indépendamment de leur position géographique.

Cette technique permet de construire des objets tectoniques (plans à l'aide de pendages apparents, intersection de deux plans, axe d'un pli à l'aide de mesures sur ses flancs, etc.), de logiques telles que les failles, les stries, les axes de plis, etc.

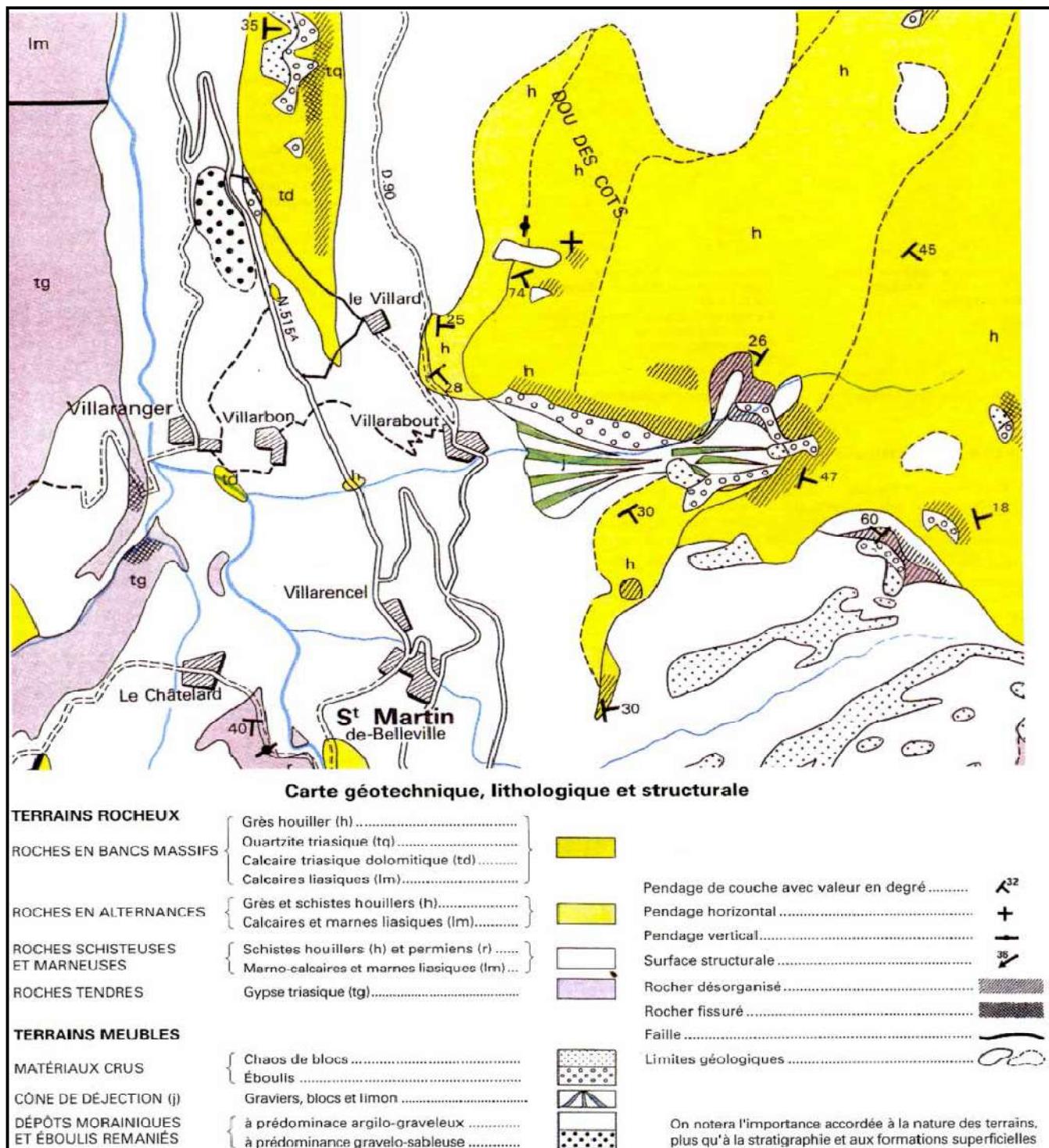
III.3 Prélèvement et étude d'échantillons

L'analyse pétrographique des faciès, de même que l'identification et la caractérisation des matériaux se font sur échantillons provenant de l'affleurement, de subsurface ou de sondages destructifs ou carottés. Les échantillons sont transportés dans un emballage apte à la préservation de leurs caractéristiques.

Le prélèvement d'échantillons concerne notamment les niveaux susceptibles de poser problème tels que : les niveaux argileux, synonymes de barrières imperméables, de risque de gonflement et de plans de rupture potentiels ; les niveaux de gypse (risques de dissolution) ; les niveaux altérés ; etc. L'étude des terrains mobilise différentes techniques qui vont de l'observation rapide aux essais de laboratoire.

III.3.1. Reconnaissance rapide

Elle repose sur l'observation naturaliste, à l'œil nu, tant sur le plan pétrographique que sur le plan structural. Elle peut rapidement fournir des données exploitables qui serviront à orienter les programmes de reconnaissance complémentaires (présence de failles, de pendages défavorables, de terrains compressibles, de roches solubles, etc.).



III.3.2. Etudes en laboratoire

Les études de laboratoire comprennent en général :

- pour les matériaux rocheux, une détermination pétrographique au microscope optique polarisant et, éventuellement, une identification de minéraux ou de microstructures particulières au microscope électronique à balayage ;
- pour les sols, une granulométrie et une détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide de diffractogrammes aux rayons X ;
- des analyses chimiques visant à quantifier les proportions en différents éléments (majeurs et traces) de manière à préciser la nature des matériaux (calcimétrie pour une marne) ou à identifier des matières polluantes.

Par ailleurs, on effectue sur les échantillons les essais classiques d'identification et les essais mécaniques correspondant au problème posé. Lors des premières phases de reconnaissance, le nombre d'échantillons étant restreint, les résultats des essais seront extrapolés en fonction de la connaissance de la géologie locale.

III.4. Résultats de l'étude géologique

La reconnaissance géologique et géotechnique, en fournissant toutes les informations nécessaires sur le sous-sol, permet d'élaborer un modèle géologique qui sert de base à l'implantation, au dimensionnement et à la planification d'exécution des ouvrages.

En cas de structure complexe, plusieurs hypothèses peuvent être admises, le modèle étant affiné par des reconnaissances complémentaires ou en cours de travaux. Le plus souvent, ce modèle sera présenté à deux dimensions (profil en long d'un tracé routier, par exemple). Si cela est nécessaire, on prendra en compte la troisième dimension au moyen de coupes séries ou d'un bloc-diagramme. Les différentes formations identifiées dans ce modèle seront décrites avec leurs caractéristiques.

L'étude géologique doit également permettre de détecter des anomalies, ou du moins de suspecter leur présence : cavités karstiques dans du rocher, gros blocs noyés dans une formation de sols fins, zones faillées et broyées, poches d'altération dans une roche saine, venues d'eau ponctuelles, etc.