



ASSOCIATION FRANCAISE DES TUNNELS ET
DE L'ESPACE SOUTERRAIN

MASTERE SPECIALISE

Tunnels et ouvrages souterrains : de la conception
à l'exploitation

Bases de Géologie pour l'Ingénieur

*Cours de Denis Fabre, professeur au Conservatoire National des Arts et Métiers, Paris,
avec extraits d'articles DF et d'un ouvrage sous la coordination de Claude Plumelle :
« Théorie et pratique de la Géotechnique », Editions Le Moniteur, Paris, 2013(chap. 1)*

1. FAMILLES DE ROCHES ET FORMATION DES SOLS

1.1 MINERAUX ET ROCHES

A) Définitions de base

Même si une fraction organique peut exister dans certains sols (tourbe,...), ceux-ci sont principalement constitués de « grains » minéraux issus d'une roche préexistante. Les roches superficielles fournissent par ailleurs la matière nécessaire à l'élaboration de la quasi-totalité des matériaux de construction (pierres de taille, granulats routiers et à béton, métaux, ciment, chaux, plâtre, briques et tuiles...), à l'exception de quelques produits d'origine organique (bois principalement, et certaines matières plastiques dérivées en partie du pétrole).

Minéral

Bien que minéral et cristal soient en général des notions associées, nous préférons les distinguer (il existe quelques rares cas de minéraux non cristallisés, voir ci dessous).

Un minéral est une substance solide (à la pression et à la température de la surface de la Terre), ayant une formule chimique bien définie, dans laquelle n'intervient pas d'association Carbone-Hydrogène. Les minéraux sont principalement composés des atomes les plus fréquents à la surface de la Terre : l'Oxygène (47 %), le Silicium (27 %), l'Aluminium (8 %), le Fer (5 %), le Calcium (3,7 %), le Sodium (2,8 %), le Potassium (2,6 %), le Magnésium (2,1 %) ... En particulier, la famille la plus représentée est celle des silicates où figure, associé à d'autres atomes, le groupement SiO_4 . On connaît aujourd'hui plus de 3000 espèces minérales...

Cristal

Un cristal est un minéral structuré géométriquement à l'échelle de l'arrangement des molécules. Le cristal possède en conséquence une forme géométrique caractéristique, dont les dimensions peuvent atteindre parfois quelques centimètres. Un minéral non cristallisé s'appelle un « verre ».

A la surface de la Terre, la matière minérale naturelle est le plus souvent cristallisée, mais les cristaux sont, en général, invisibles à l'œil nu (voir plus loin). En fait, les verres naturels ne se forment que lors de certaines éruptions volcaniques, lorsque le refroidissement du magma initial liquide est trop rapide pour que la matière puisse s'organiser en se solidifiant.

La figure 1.1 montre quelques exemples de cristaux courants : le quartz (SiO_2), la calcite (CaCO_3), la biotite ou mica noir ()...

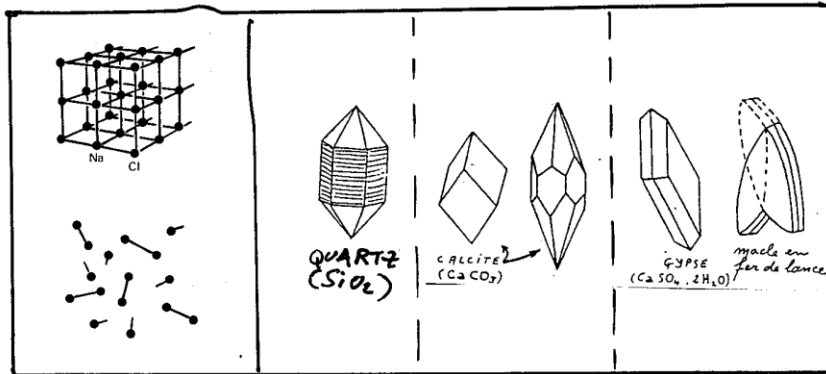


Fig. 1.1 : Etat cristallin, état amorphe ; et quelques cristaux courants : quartz, calcite, gypse

Il existe sept principaux systèmes cristallins, le plus simple à décrire étant le système cubique où les molécules occupent les sommets d'un cube de côté constant (la maille). Mais, de nombreuses nuances, faisant intervenir des arrangements entre parties de cristaux à partir de défauts du réseau (les « macles »), font que la forme géométrique des cristaux est beaucoup plus variée que le nombre restreint des systèmes cristallins ne le laisse supposer. En fait, il est assez rare que deux minéraux distincts aient la même forme cristalline.

Les propriétés optiques permettent l'identification des minéraux cristallisés : le dispositif classique utilise des « lames minces » (épaisseur de $30 \mu\text{m}$) observées au microscope en lumière polarisée.

Roche

Les roches sont des agrégats polycristallins, associant des minéraux divers (voir lame mince, figure 1.2). Une roche est dite « monominérale » lorsqu'elle est composée à plus de 95 % du même minéral. En général, les roches sont constituées de quelques minéraux principaux et de plusieurs autres accessoires, en petites quantités parfois localisées (« impuretés »).

La très grande variété des minéraux et de leurs proportions au sein des roches et la nécessité d'avoir le plus souvent recours au microscope pour les distinguer font qu'il est peu commode d'utiliser la composition minéralogique comme critère de classification simple des roches.

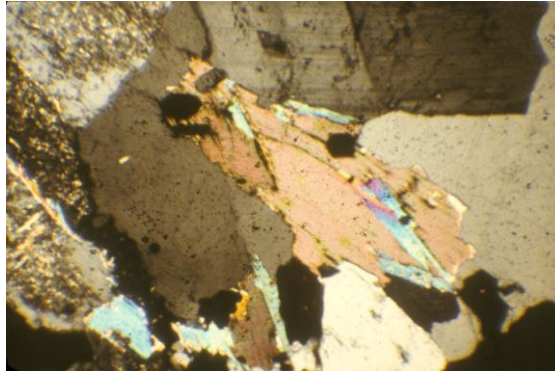


Fig. 1.2 : PHOTO de lame mince : [~100µ~] : (lumière polarisée)

B) Identification des minéraux importants

Nous indiquerons ici des moyens simples pour reconnaître les minéraux les plus courants. Une analyse visuelle fine et des tests simples renseignent rapidement sur des données fondamentales de nature (quartz, calcite...) et de texture (taille et forme des grains) qui conditionnent les propriétés géotechniques.

Pouvoir séparateur de l'œil

C'est une notion physiologique très utile pour l'observation fine en général, et qui présente un intérêt particulier pour le Génie civil. L'œil humain est en effet susceptible de distinguer les particules de matières (les « grains »), pour peu que celles-ci soient supérieures à une certaine taille, évaluée à un peu moins que le 1/10e de mm (100µm). Ceci est particulièrement intéressant pour l'analyse des sols et des matériaux de construction. Les « fines », généralement indésirables pour la fabrication du béton, sont ainsi les particules traversant le tamis à 80 µm (dernier tamis de la colonne de tamis). Avec un peu d'exercice, on peut les distinguer visuellement des grains plus grossiers, évaluer leur importance et établir une granulométrie approchée applicable à tous les matériaux meubles (graves, sables, limons...).

Observations simples : couleur, éclat, structure cristalline et clivages éventuels

La couleur n'est pas une caractéristique absolue d'un minéral et même d'un cristal, puisqu'une infime partie de défauts de la structure, modifiant les propriétés optiques, ou la présence d'une impureté minérale colorante peuvent changer complètement les couleurs. Le cristal si caractéristique du quartz (prisme hexagonal pyramidé), normalement translucide (« cristal de roche ») peut apparaître sous des couleurs aussi variées que le blanc + grisâtre (quartz commun), le noir (quartz « enfumé »), le violet (« améthyste »), le rose...

L'éclat, c'est-à-dire l'aptitude à renvoyer la lumière, doit être apprécié sur une cassure fraîche de la roche observée (d'où un des intérêts du marteau de géologue !). Il peut varier un peu pour les minéraux en fonction de la taille et de la forme des grains et, également, en fonction de leur état d'altération. Il est cependant intéressant de retenir et d'utiliser une échelle qualitative à 5 niveaux :

métallique, vitreux, gras, mat, terreux.

La structure cristalline, comme signalé plus haut, est très caractéristique du minéral. Encore faut-il pouvoir distinguer les cristaux à l'œil nu. L'observation des cristaux et de leurs propriétés optiques est à la base de la détermination minéralogique sur lames minces de roches à l'aide du microscope optique (voir Fig. 1.2). Un trait important de certains cristaux est la présence en leur sein de plans de séparation facile parallèles aux faces externes du cristal. On distingue ainsi en particulier des débits en parallélipèdes (3 clivages) ou en plaques (1 clivage).

Tests simples : dureté, comportement avec l'eau, réaction HCl dilué

Le test de dureté qui consiste à frotter 2 minéraux l'un contre l'autre et à examiner lequel des 2 a laissé une empreinte (« rayure ») sur l'autre est sans doute le premier test mécanique réalisé dans l'histoire des hommes pour rechercher la matière de base de leurs outils.

Il y a plus d'un siècle une échelle de dureté minéralogique a été définie par MOHS. Elle comporte 10 niveaux :

1 : Talc ; 2 : Gypse ; 3 : Calcite ; 4 : Fluorine ; 5 : Apatite ;
6 : Orthose ; 7 : Quartz ; 8 : Topaze ; 9 : Corindon ; 10 : Diamant .

Le quartz (silice, silex...) y apparaît comme la matière courante la plus dure que l'on puisse trouver facilement dans la nature. Cette échelle à 10 niveaux est cependant peu commode à utiliser. On emploie plutôt l'échelle réduite suivante :

2,5 : Ongle ; 5,5 : Acier ; 6,5 : Verre ; 7,8 : Carbure de Tungstène

Les valeurs données sont approximatives pour les aciers (entre 5 et 6 selon nature) et les verres (entre 6 et 7 selon nature). Cette échelle permet de classer les minéraux en 5 classes de dureté :

tendre, mi-dur, dur, très dur, extrêmement dur.

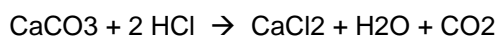
La matière tendre est rayée par l'ongle ; la mi-dure raye l'ongle mais est rayée par l'acier ; etc...

Le comportement en présence d'eau est également un test très anciennement pratiqué. Il permet de distinguer rapidement :

un minéral très soluble (300g/l) : le sel (NaCl) ;

une famille de minéraux hydrophiles, formant avec l'eau un amalgame un peu collant : celle des argiles (voir ci-après C).

Un dernier test simple, de type sélectif comme les précédents, est couramment pratiqué : il s'agit de la réaction avec l'acide chlorhydrique dilué (N/10) à froid, qui n'est positive (effervescence) que sur un seul minéral courant, la calcite CaCO₃, selon la réaction :



Les réponses aux tests simples des minéraux usuels figurent avec leurs propriétés visuelles et leur formules chimiques dans le tableau 1.1 , à coté de leur utilité comme matières de construction.

TABLEAU 1.1 : Caractéristiques et utilité de quelques minéraux courants (quartz, orthose, mica, calcite, gypse, kaolinite)

Minéral	Formule	Dureté (Mohs)	Système cristallin	Densité	Vitesse (m/s)	Particularités et usages
Quartz	SiO ₂	7	hexagonal	2,65	6030	très dur et abrasif granulats, laine de verre
Orthose	K[Si ₃ AlO ₈]	6	hexagonal	2,56	5690	dur et résistant granulats, grès cérames
Calcite	CaCO ₃	3	hexagonal	2,71	6660	résistant, mais non abrasif chaux, ciments, granulats
Gypse	CaSO ₄ , 2H ₂ O	2	mono-clinique	2,32	5200	peu résistant, et soluble (2g/l) plâtre
Biotite	K (Mg, Fe) ₃ Si ₃ AlO ₁₀ (OH,F) ₂	2,5	mono-clinique	2,80	5130	très brillant, réfractaire
Kaolinite	Al ₄ [Si ₄ O ₁₀] (OH) ₈	non déterminable	mono-clinique	2,62		très sensible à l'eau céramiques, ciments

C) Propriétés des minéraux argileux

En géotechnique, le terme « argile » a un sens granulométrique plus que minéralogique : il désigne les particules les plus fines, inférieures à $2\mu\text{m}$. La confusion n'est pas trop gênante dans la mesure où les cristaux d'argiles sont toujours de taille inférieure au micron et où il est assez rare de trouver d'autres minéraux avec une taille aussi petite. Il existe cependant d'autres très fines particules minérales, comme celles de quartz, utilisées sous le terme de « fumée de silice » dans la fabrication des bétons de haute performance.

Cependant, les propriétés très particulières des argiles, nécessaires pour la compréhension des phénomènes de retrait et de gonflement, de succion et pour l'étude des propriétés hydrauliques et du comportement mécanique, sont la conséquence non seulement de la petite taille des grains, mais encore de la microstructure des minéraux argileux.

C1 Microstructure des argiles

Les argiles sont des phyllosilicates (silicates en feuillets) d'aluminium hydratés. La plus petite particule argileuse n'est pas généralement constituée d'une seule particule primaire, mais d'une association, sous différentes formes, de particules primaires.

Les particules primaires sont constituées par un empilement de feuillets élémentaires, ces feuillets sont eux-mêmes formés à partir de deux types de couches planes, les couches composées de tétraèdres (T) autour d'un atome de silice et les couches composées d'octaèdres (O) autour d'un atome d'aluminium.

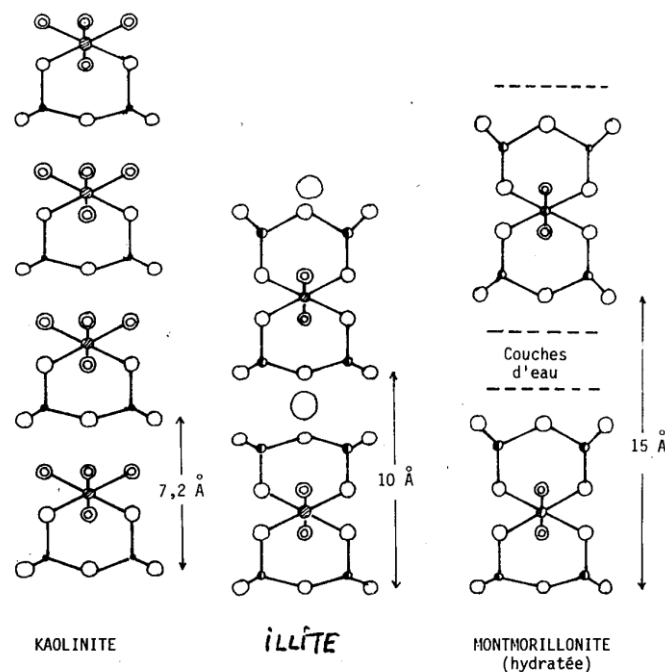
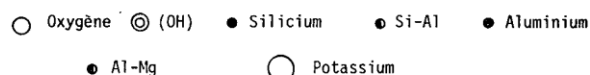


Figure n° 45 : Structure schématisée de quelques minéraux phylliteux



C2 : Principaux types d'argile

Parmi les deux cents types d'argile on rencontrera dans les travaux liés à la géotechnique essentiellement les argiles monominérales suivantes : la kaolinite, l'illite et les smectites dont fait partie la montmorillonite.

a) Kaolinite

Le feuillet élémentaire est 1/1 (T-O), le cristallite élémentaire comporte quelques dizaines de feuillets (Fig. 1.10a). La kaolinite ne présente aucune substitution isomorphique, les charges disponibles pour la fixation de cations hydratables ne se trouvant qu'en bordure des feuillets élémentaires. N'ayant pas de substitution isomorphique les liaisons entre feuillets sont très stables et ne laissent aucune possibilité de passage aux molécules d'eau.

La largeur de la particule est de l'ordre de $1\mu\text{m}$, son épaisseur de l'ordre de $0,1\mu\text{m}$. La kaolinite se présente sous forme de plaquettes rigides (photo de la figure 1.4)



Fig 1.4 : Cliché de la microstructure du kaolin d'Arvor d'après Fourati (1999)

b) Illite

Le feuillet élémentaire est 2/1 (T-O-T). Dans les couches tétraédriques un cation Si^{4+} sur quatre est remplacé par un cation Al^{3+} . Le déficit de charge qui en résulte est compensé par des ions potassiums K^+ anhydres situés entre les feuillets.

Le potassium situé entre les feuillets compense les charges internes et bloque toute hydratation et expansion foliaire. Le cristallite d'illite comporte une dizaine de feuillets qui lui donne une largeur de l'ordre de $0,3\mu\text{m}$ et une épaisseur de l'ordre de 10 nm .

c) Smectites

La famille des smectites comprend entre autres, la montmorillonite et la beidelitte. Le terme bentonite est utilisé pour tout matériau argileux contenant au moins 60% de montmorillonite.

Le feuillet élémentaire est 2/1 (T-O-T).

Pour la montmorillonite, le déficit de charge interne aux feuillets est provoqué par des substitutions de cations Al^{+3} en couche octaédrique par des cations Mg^{+2} . Ce déficit de charge qui en résulte est compensé par des cations hydratés échangeables, tels que Na^+ ou Ca^{2+} , localisés entre les feuillets. L'épaisseur des feuillets dépendra donc de l'état d'hydratation.

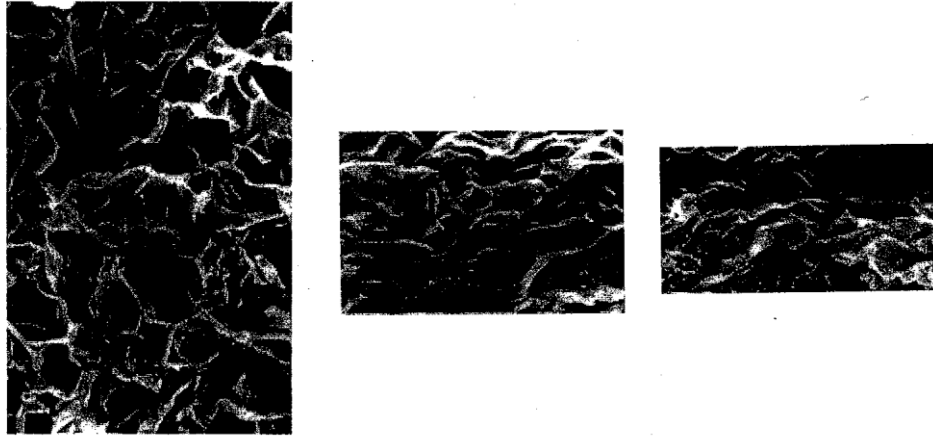


Fig. 1.5 Cliché de la microstructure d'une montmorillonite à trois teneurs en eau (D.Tessier 1995)

Le nombre de feuillets du cristallite dépend des paramètres minéralogiques, de la nature des cations échangeables et la concentration en sels de la solution. L'arrangement textural est un assemblage bord à bord de particules primaires qui constituent des rubans plus ou moins chiffonnés.

Le mécanisme de l'hydratation est dominé dans les montmorillonites par la porosité interfoliaire ou intraparticulaire et la porosité interparticulaire. La figure 1.5 montre la microstructure d'une montmorillonite Na⁺ à 3 teneurs en eau, 369%, 114% et 82%. A la teneur en eau de 369% le diamètre des pores interparticulaires est de l'ordre de 1 à 2 μm; pour des teneurs en eau plus faibles on observe clairement un aplatissement très important pores interparticulaires.

d) Interstratifiés

Les interstratifiés sont formés par l'alternance de feuillets appartenant à deux familles d'argile différentes : illite-montmorillonite, par exemple. On en trouve une illustration dans les minéraux argileux contenus dans les argiles vertes de Romainville qui sont représentés par de l'illite, de la kaolinite, de la montmorillonite et des interstratifiés illite- montmorillonite.

La présence de smectites et d'interstratifiés IM est le principal responsable des phénomènes de gonflement observés dans certaines roches en tunnel, ou de retrait-gonflement de sols superficiels (phénomène dommageable pour certaines fondations, susceptible d'apparaître en période de sécheresse).

D) Principales familles de roches

Il est plus simple de classer les roches d'après leur origine que d'après leur composition minéralogique (minéralogiquement parlant, il n'y a pas 2 roches rigoureusement semblables !). C'est donc une classification géologique des roches, c'est-à-dire « génétique » qu'il faut préconiser ; mais en la simplifiant encore largement, pour ramener la grande variété des roches à une série de familles et de sous-ensembles pétrographiques principaux : par exemple 9 , dans le cas de la classification des roches recommandée par l'AFTES (Association Française des Tunnels et de l'Espace Souterrain) que nous présentons au tableau 1.3.

Tableau 1.3 : Dénominations recommandées des roches et des principales familles pétrographiques (AFTES, 2003)

ROCHES MAGMATIQUES	Famille des Granites	Granite, granodiorite, syénite, microgranite, <i>rhyolite, rhyodacite, trachyte, ...</i>
	Famille des Diorites	Diorite, diorite quartzique, microdiorite, <i>andésite, dacite, trachy-andésite, ...</i>
	Famille des Basaltes et Gabbros	Gabbro, dolérite, serpentinite, péridotite, <i>basalte, pouzzolane, ...</i>
ROCHES METAMORPHIQUES	Roches métamorphiques massives	Gneiss, amphibolite, cornéenne, quartzite, marbre, leptynite, ...
	Roches métamorphiques schisteuses	Schiste, micaschiste, ardoise, calcschiste, ...
ROCHES SEDIMENTAIRES	Roches carbonatées	Calcaire, craie, dolomie, cargneule, travertin, marne, ...
	Roches détritiques	Grès, arkose, argilite, pélite, conglomérat, ...
	Roches salines	Sel gemme, gypse, anhydrite, potasse, ...
	Roches carbonées	Charbon, lignite, ...

(les noms en italique sont les équivalents volcaniques des précédents)

D 1 : Roches magmatiques

Issues du magma profond, elles sont subdivisées en deux catégories principales :

a) les **roches volcaniques** se forment lors d'éruptions volcaniques. Le magma est alors refroidi très rapidement. Ceci entraîne que les minéraux ne sont pas toujours cristallisés et, en tout cas, que les cristaux sont pour la plupart de très petite taille. Des gaz présents dans le magma vont aussi s'échapper dans l'atmosphère, laissant des « bulles » à l'intérieur de la roche. La « pâte volcanique » (aspect visuel des roches volcaniques) se caractérise par une couleur homogène (verres éventuels et cristaux tous invisibles à l'œil nu) et la possibilité de bulles et de quelques gros cristaux visibles, « flottant » dans la pâte (analogie d'aspect avec un gâteau de type cake).

Les roches volcaniques les plus courantes sont les basaltes (80 % des émissions volcaniques). Selon le mode d'éruption on a plutôt des projections (avec alors beaucoup de bulles comme dans la pierre ponce ou la pouzzolane) ou des coulées assez fluides (basaltes). Le volcanisme associé est de type « effusif ». Les laves plus riches en silice (rhyolites et andésites) sont plus visqueuses et susceptibles de donner beaucoup de projections et de cendres. Le volcanisme associé est de type « explosif »

b) les **roches plutoniques** correspondent à du magma remonté lentement vers la surface, sans parvenir à provoquer une éruption. C'est l'érosion ultérieure qui permet à ces roches d'affleurer aujourd'hui, en particulier au cœur de la plupart des chaînes de montagne. Le refroidissement très lent permet l'arrangement et la croissance de cristaux tous visibles à l'œil nu ; d'où le nom de « roches cristallines » qui leur est souvent donné.

La plus courante de toutes (à 80 %) est le granite (fig 1.6), constitué principalement de 3 des minéraux courants du tableau 1.1 : le quartz, l'orthose et le mica. Cette roche est bien connue pour sa fréquence, son éclat brillant et la qualité des produits de construction que l'on en tire : pavés et bordures de trottoir,

pierres de taille, monuments funéraires, plaques et plateaux de décoration... Diorites, syénites et gabbros sont d'autres roches cristallines, où le quartz est moins présent ou même totalement absent ; d'où une teinte globale plus sombre.



Fig. 1.6 Photo d'un échantillon de roche magmatique (granite)

D 2 : Roches métamorphiques

Les roches métamorphiques ont une histoire géologique complexe. Leur nature et leur structure initiale ont été transformées par suite d'une augmentation de pression et/ou de température, comme on peut les imaginer au cours d'un enfouissement de sédiments et/ou d'une collision continentale aboutissant à la formation d'une chaîne de montagnes.

Ces augmentations ont permis de nouvelles cristallisations par jeu ou rejeu d'équilibres chimiques. Si la pression est plus forte dans une direction (contrainte principale majeure σ_1), les nouveaux cristaux vont acquérir une forme aplatie, perpendiculairement à cette contrainte majeure.

Ici aussi, deux catégories principales sont distinguées :

- les roches **massives** sont résistantes ; la direction préférentielle des cristaux est soit visible à l'œil nu comme dans le gneiss, soit invisible comme dans le quartzite (+ de 95 % de quartz) ou le marbre blanc (+ de 95 % de calcite) ;
- les roches **schisteuses** se débitent facilement en plaques, selon la direction d'aplatissement des minéraux. Selon que les cristaux sont visibles à l'œil nu ou non, on aura principalement les micaschistes (fig 1.7) et les schistes ardoisiers.



Fig. 1.7 Photo d'un échantillon de roche métamorphique (micaschiste)

D 3 : Roches sédimentaires

En opposition avec les précédentes, les roches sédimentaires se constituent à la surface de la Terre. Elles présentent une très grande variété, mais, dans la plupart des cas, l'eau douce ou marine est étroitement liée à leur mode de formation.

Selon celui-ci, trois catégories principales sont distinguées :

a) Les **roches détritiques** sont constituées de débris de roches préexistantes plus ou moins cimentés naturellement entre eux. Selon la taille de ces débris, on distingue par ordre décroissant :

- les galets et graviers (meubles) et les conglomérats (cimentés) ;
- les sables (meubles) et les grès (cimentés) ;
- les limons et argiles (meubles) et les argilites ou pélites, issues de vases fortement consolidées, sont constitués de particules minérales invisibles à l'œil nu ;

b) Les **roches d'origine chimique** se forment par précipitation dans l'eau, lorsque les concentrations maximales de sels dissous sont atteintes. Ces conditions sont bien réalisées lorsque l'évaporation est forte. D'où le nom d'évaporites souvent donné à ce type de roche, en tout cas aux roches issues des sels les plus solubles : la halite (300 g/l) donnant le sel gemme ; le gypse et l'anhydrite (2 à 3 g/l) donnant les roches de même nom.

La famille des calcaires (fig 1.8) est très répandue. Les calcaires sont principalement constitués de calcite (CaCO_3). La calcite est susceptible de précipiter pour de faibles concentrations qui sont facilement atteintes dans la nature. La concentration maximale possible dépend beaucoup de la température, du pH et de la quantité des autres sels dissous ; elle reste en dessous de 0,2 g/l . Formée d'un carbonate double $[\text{Ca}, \text{Mg}, (\text{CO}_3)_2]$, la dolomie est une roche voisine des calcaires, en dérivant parfois, par substitution d'un Ca par un Mg en présence d'eau salée.



Fig. 1.8 Photo d'un échantillon de roche sédimentaire (calcaire coquiller)

c) Les **roches d'origine biologique** se forment à partir des vestiges d'organismes vivants (les « fossiles »). On distingue :

- des roches d'origine végétale, comme les lignites, les charbons, la houille...La décomposition d'organismes végétaux amène parfois à la formation d'hydrocarbures (bitume, pétrole...) qui peuvent rester piégés dans des roches sédimentaires poreuses ;
- des roches d'origine animale, comme la craie formée d'un arrangement de squelettes de débris organiques (micro-organismes planctoniques et également micro-algues) ou les lumachelles, sorte de conglomérat de coquilles d'animaux marins...

d) En fait, très nombreuses sont les roches sédimentaires **d'origine mixte** qui combinent des éléments détritiques et chimiques (comme les **marnes**, mélange équilibré d'argile et de calcaire, ou encore des éléments chimiques et organiques (roches d'origine biochimique comme les calcaires coquilliers), des éléments détritiques et organiques (roches d'origine biodétritique comme les grès fossilifères), ou encore les trois origines (marnes fossilifères...).

1.2 ALTERATION DES ROCHES. FORMATION DES SOLS AUTOCHTONES (ALTERITES et COLLUVIONS)

Les roches dont nous avons présentés les principales familles sont généralement résistantes, car les grains minéraux les constituants sont imbriqués et/ou collés entre eux par un ciment. Mais, exposées à la surface de la Terre, elles y subissent une altération chimique et mécanique qui s'effectue d'abord sur place au contact de l'atmosphère. Cette altération va dans le sens général d'une dégradation des propriétés mécaniques. Une première catégorie de sols (roches meubles), proches encore géographiquement et minéralogiquement de la « roche mère », en résulte.

A) Eléments de climatologie

Le climat d'une région se caractérise principalement par la température, les précipitations (eau, neige) et l'aérologie (vents). Il conditionne l'altération et joue un rôle essentiel dans la formation des sols.

Le climat actuel peut être différent des climats anciens subis, d'une part parce que la position des continents a pu changer depuis la formation des roches ; d'autre part à cause des changements climatiques d'origine naturelle ou anthropique (activité solaire, effet de serre...). D'une manière générale, les phénomènes d'altération sont plus importants lorsque la durée d'exposition à l'atmosphère a été longue (les massifs anciens sont plus altérés que les montagnes jeunes) et, à durée égale d'exposition, lorsque la température moyenne et le taux de précipitations sont élevés.

Les températures

La température moyenne annuelle actuelle de la planète est voisine de 10°C. On sait qu'elle se réchauffe légèrement depuis un siècle (+ 0,6 °C, principalement acquis au cours de la décennie 1990). Les températures extrêmes varient entre -70°C et + 60° C.

La température moyenne annuelle de la France est proche de 13°C. La moyenne de janvier avoisine 2°C, celle de juillet 21°C.

Les cycles thermiques dans la partie superficielle des sols sont journaliers et saisonniers. Ils ne se font plus guère sentir au-delà d'une quinzaine de mètres de profondeur. Dans les zones froides et tempérées, un paramètre important pour l'altération (et la construction par ailleurs !) est le nombre de jours de gel et le nombre de cycles gel-dégel. En France, à l'altitude des stations de sports d'hiver, on peut atteindre des valeurs de 150 à 200 jours de gel (une trentaine seulement à Paris, en moyenne).

On appelle « permafrost » ou « pergélisol » le sol gelé en permanence tout au long de l'année. Il existe des zones de la planète où le pergélisol est continu sur de grandes étendues, notamment dans l'hémisphère Nord. Dans ce cas, le sol peut être gelé en permanence sur plusieurs dizaines de mètres. Seule la tranche superficielle dégèle pendant l'été sur quelques mètres, ce qui pose d'importants problèmes de fondation (cas des oléoducs du Grand Nord canadien).

En montagne, le pergélisol existe de manière plus discontinue, notamment dans les « glaciers rocheux » formés d'un mélange d'éboulis et de glace provenant de la neige des avalanches (voir 4.2).

La pluviométrie

Les précipitations sont très mal réparties à la surface de la Terre. La pluviométrie moyenne globale y est de 1130 mm, mais de nombreuses régions restent en dessous du seuil de désertification (moins de 50 mm au Sahara), tandis que d'autres sont très largement arrosées (plus de 2500 mm dans la zone soumise aux moussons, 5000 mm et plus sur la cote Est de l'île de la Réunion...).

En France, la pluviométrie moyenne annuelle varie de 600 mm (Camargue, littoral Languedoc-Roussillon, partie centrale des bassins de Paris et d'Aquitaine) à plus de 2000mm (zones montagneuses des Cévennes, Pyrénées atlantiques, Vosges, Jura, Chartreuse...).

Pour des températures de l'air inférieures à 0°C, les précipitations apparaissent sous forme de neige. Elles sont comptabilisées dans la pluviométrie par leur « équivalent en eau » recueilli dans des pluviomètres spéciaux. La neige agit comme un isolant à la surface du sol, ce qui protège le sol enneigé contre une pénétration profonde du froid hivernal. En revanche, la période de fonte se produit en général rapidement, ce qui libère de grandes quantités d'eau avec des effets généralement néfastes pour la stabilité des sols.

Les glaciations quaternaires

Dans l'histoire de la Terre, la période quaternaire est considérée comme plutôt froide. Depuis 1,5 millions d'années, elle est caractérisée par un nombre important de périodes à température moyenne plus froide que la période actuelle, appelées périodes glaciaires. Lors de chacune d'elles, les glaciers ont progressé et recouvert une partie notable des continents, en particulier dans l'hémisphère Nord.

La figure 1.9 montre l'extension des glaciers et du permafrost lors du dernier maximum glaciaire, il y a 20 000 ans environ (Würm II).

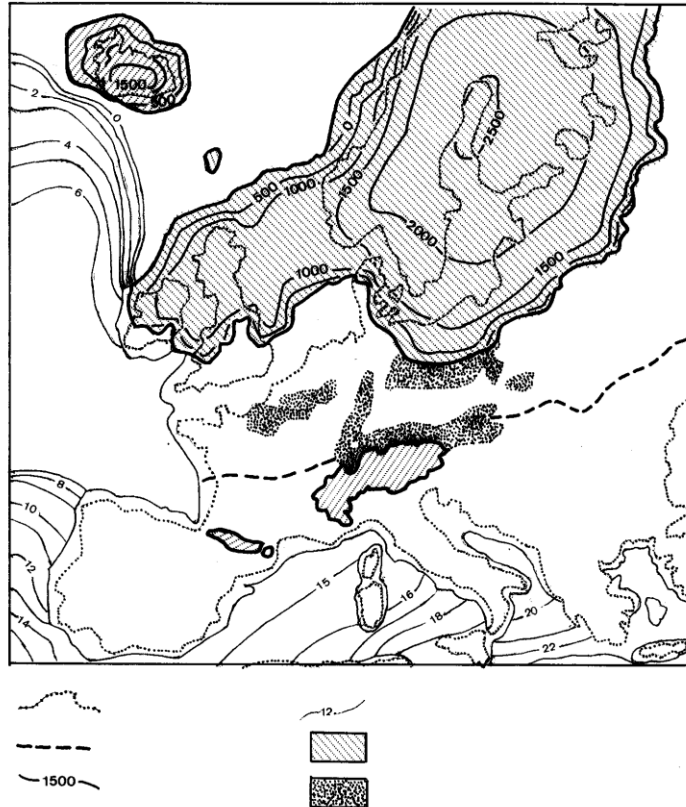


Fig. 1.9 L'Europe lors du dernier maximum glaciaire

Comme nous le verrons plus loin, les glaciers ont façonné le relief et apporté une grande quantité d'alluvions fluvio-glaciaires au pied des montagnes.

Les « loess » (voir aussi figure 1.9) sont des sols d'origine éolienne déposés pendant les périodes glaciaires : les vents qui parcouraient des continents froids et peu végétalisés emportaient de fines particules (10 à 40 μm) qu'ils déposaient ensuite sur les plateaux et les versants exposés, à la périphérie des zones englacées.

Le « changement climatique »

On appelle ainsi l'évolution récente du climat de la planète. Comme mentionné plus haut, cette évolution se caractérise d'abord par une élévation de la température moyenne annuelle. La figure 1.29 donne les variations de celle-ci pour la deuxième moitié du Quaternaire. Dans le réchauffement du dernier siècle, il est difficile de distinguer ce qui est dû à des causes naturelles et à l'« effet de serre » provoqué par le développement des activités industrielles. Le réchauffement entraîne la fonte des calottes glaciaires et une élévation légère du niveau des mers (voir figure 1.28b). Mais le réchauffement n'est pas la seule caractéristique de l'évolution récente du climat. On observe également des changements dans le régime des pluies, liés à des variations dans le régime des courants atmosphériques et océaniques.

B) Processus d'altération

Les massifs rocheux primitifs, exposés à l'air libre, sont soumis à l'action des agents atmosphériques et au climat. En présence d'oxygène et d'eau (avec les ions qu'elle peut contenir), certains minéraux sont susceptibles d'évoluer en fonction du temps et de la température. Ceci peut conduire à la dégradation des propriétés mécaniques des roches, désignée sous le terme global d'altération.

L'altération conduit à la formation des « altérites », terrains meubles de surface en relation directe avec le substrat qui les porte. A la suite des géomorphologues, on peut distinguer le « régolite » (niveau altéré encore peu évolué) et le sol superficiel où se produisent des échanges complexes entre des minéraux, des colloïdes, de l'eau et des organismes vivants (végétaux ...).

Le nom de « colluvion » correspond à des altérites s'étant faiblement déplacées sur les pentes sous l'action de la gravité.

La formation des altérites et colluvions prépare le terrain à l'érosion. Les processus d'altération sont principalement d'ordre mécanique et chimique, mais des éléments biologiques y jouent également indirectement un rôle : racines agrandissant des fissures ; acides « humiques » modifiant le pH des eaux souterraines ...)

Actions mécaniques

Les minéraux qui constituent les roches ont des coefficients de dilatation et des modules de déformation différents. Les variations de température et de contraintes entraînent donc des déformations différentielles qui contribuent à la formation de microfissures. Toutes les fissures et microfissures présentes préparent la désagrégation par fragmentation du massif rocheux initial.

Les principales actions mécaniques sur la partie supérieure du massif sont dues :

au gel (gélifraction) ;

aux déformations cycliques (rupture en « fatigue ») liées aux variations thermiques et aux variations dans le régime de circulation des eaux (pressions hydrostatiques) ;

et à l'expansion des racines dans des fissures.

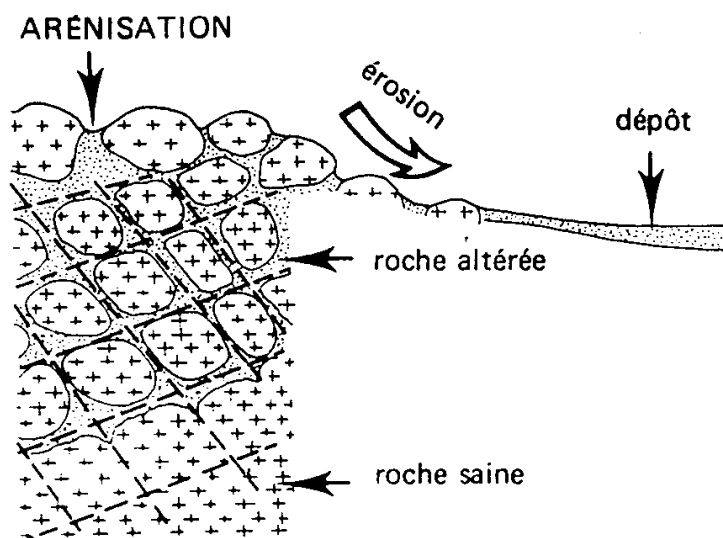
Les séismes et parfois la foudre peuvent également jouer un rôle.

Sous l'effet de la pesanteur et des diverses pressions (eau, gel, racines), la fragmentation contribue au dégagement de blocs anguleux et d'écaillures dans les roches dures (« desquamation »), ou des grains dans le cas des grès et des roches grenues (« émiettement »).

Actions chimiques

Les actions chimiques profitent également des fissures et aussi des pores existants dans la roche. Elles sont dues à l'oxygène atmosphérique et, surtout, à l'eau et aux acides humiques.

L'hydrolyse par l'eau peut conduire à la transformation lente des silicates en argiles et en oxydes (par exemple un feldspath pourra donner une illite, une kaolinite ou une montmorillonite, selon la température...). C'est le processus majeur pour les roches plutoniques comme le granite : les feldspaths et les micas donneront avec le temps des particules argileuses, alors que le quartz restera inchangé (« inaltérable ») ; d'où la transformation du granite en arène granitique (= sable quartzeux)



2.12. Le phénomène d'arénisation d'un massif de granite

L'oxydation à l'air humide transforme rapidement les métaux natifs en oxydes (d'où la rareté de ceux-ci dans la nature) ; elle désagrège rapidement certains autres minéraux comme la pyrite (les trous naturels dans certaines ardoises ont cette origine).

L'hydratation (introduction de molécules d'eau dans un édifice cristallin) conduit en général à une augmentation de volume (gonflement de la montmorillonite, ou de l'anhydrite lors de sa transformation en gypse).

La dissolution dans l'eau de certains minéraux agrandit les vides préexistants. Elle dépend de la nature des minéraux et de la durée des échanges possibles entre le minéral et l'eau. Elle est très facile et rapide pour le sel (environ 300 grammes par litre), à l'échelle de la durée de vie de l'ouvrage pour le gypse et l'anhydrite (2 grammes par litre). Elle est encore assez facile dans les roches calcaires (moins de 0,2 gramme par litre) où le processus est accéléré par un pH acide (CO₂ dissous).

Pédogenèse

A la partie supérieure des altérites et des colluvions, se situe le sol au sens des pédologues, c'est-à-dire un complexe polyphasique où interagissent air, eau, grains minéraux et éléments biologiques.

Le sol s'installe progressivement par altération d'une « roche mère ». Il combine des éléments minéraux, qui proviennent ou qui dérivent de la roche mère (fragments du régolite ; argiles hydrolysés), et des éléments organiques (animaux et végétaux, ainsi que leurs débris) constituant l'« humus ».

Selon les conditions locales, le sol, au sens des pédologues et agronomes, est plus ou moins élaboré. Il y a dit « jeune », lorsqu'il est resté proche de la composition de la roche mère. Il est qualifié de « mûr » lorsque ses constituants résultent surtout d'un long équilibre avec le climat.

Différents types de sols

En climat froid, la végétation est maigre (toundra : mousses, lichens...); les sols sont surtout humiques, acides et peu épais (« tchernozem » = sol noir, en russe ; « podzol » = sol cendré, en russe).

En climat tempéré, la végétation est plus importante ; les sols sont plus élaborés (« sol brun forestier » ; « rendzine » sur roche mère calcaire, avec formation d'argile de décalcification rougeâtre ; « sol rouge méditerranéen »...).

En climat tropical humide, les processus de lessivage sont importants : les fines particules sont entraînées vers le bas, la dissolution et l'hydrolyse sont favorisées. L'élaboration du sol est forte et conduit à la constitution de niveaux très épais, comme les latérites (voir figure 1.11).

En milieu aride, la végétation est peu abondante (steppe, désert) et les sols sont peu élaborés ou inexistant. Les phénomènes de dissolution et l'ascension capillaire peuvent entraîner la formation en surface de croûtes calcaires, de croûtes salines et de concrétions gypseuses (« roses des sables »).

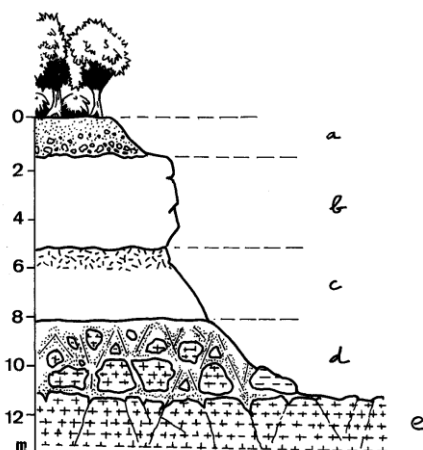


Fig. 1.11 Coupe en terrain latéritique

Les sols organiques

La présence de matières organiques dans le sol lui confère des propriétés physiques et mécaniques différentes de celles des sols minéraux classiques. On distingue deux types de matières organiques :

- des débris végétaux et des résidus animaux (« matière organique libre ») ;
- des colloïdes humiques fixés à la phase minérale (« matière organique liée »).

On appelle « humification » la transformation de la matière organique fraîche en humus colloïdal.

La teneur en matière organique s'exprime par le rapport :

$$Mo = \text{masse de matière organique sèche} / \text{masse totale sèche}$$

Les sols organiques qui peuvent être concernés par les constructions sont principalement les vases et les tourbes.

Les vases sont des sols contenant plus de 90 % de particules inférieures à 0,1 mm. Leur teneur en matière organique n'excède pas en général 20 %. Les fines particules minérales présentes, nettement majoritaires, ont été apportées par les cours d'eau (origine détritique). On les rencontre au fond des lacs et plans d'eau stagnante, et, surtout, dans les estuaires où elles peuvent constituer des couches très épaisses.

Les *tourbes* résultent de l'accumulation de végétaux qui vont se décomposer progressivement en milieu aqueux, à l'abri de l'air, sous l'action de champignons et/ou de bactéries. Les tourbes constituent les sols organiques les plus délicats à traiter pour la construction. Chaque fois que possible, on aura intérêt à éviter de les utiliser comme niveau de fondation, car ils sont susceptibles de tassements très importants. La teneur en matière organique des tourbes dépasse usuellement 50 %.

On rencontre actuellement des tourbières dans toutes les régions du monde, sous tous les types de climat. Mais, elles se développent et se sont développées beaucoup pendant quaternaire, dans les régions tempérées froides de l'hémisphère Nord (Canada, Russie, États-Unis, Europe du Nord) et dans les régions montagneuses.

Une forme particulière de sol très riche en matières organiques comme le sont les tourbes est celui des que l'on trouve dans les « mangroves », véritables forêts d'eau de certaines baies de la zone intertropicale, où se déposent, en milieu parfois saumâtre, des vases, des limons et une grande variété de matières organiques.

1.3 LES PROCESSUS SEDIMENTAIRES. FORMATION DES SOLS ALLOCHTONES (ALLUVIONS, MORAINES...)

A) Le cycle sédimentaire

Comme nous l'avons vu précédemment, l'altération des matériaux rocheux fournit une matière meuble et peu résistante, qui peut être entraînée par la gravité et les agents d'érosion. Ces derniers, dont les plus importants sont les eaux courantes, vont transporter la matière meuble jusqu'à une nouvelle situation d'équilibre où une sédimentation va s'effectuer. Celle-ci a de grandes chances de se produire dans une zone plate de l'écorce terrestre (« bassin sédimentaire ») où les matériaux vont se déposer à peu près à l'horizontale, puis se consolider.

Les sédiments ainsi formés seront d'abord considérés comme des alluvions, c'est-à-dire des sols allochtones ou transportés. Le dépôt est parfois situé très loin de la patrie d'origine de ses éléments. Les alluvions sont susceptibles de se transformer ensuite, principalement par compaction et cimentation naturelle, en roches sédimentaires détritiques indurées. Le phénomène est appelé « diagenèse ». L'histoire de la Terre étant longue et complexe, le processus « altération-transport-sédimentation » peut se reproduire plusieurs fois au cours des temps géologiques (cycle sédimentaire). Le « faciès », c'est à

dire la nature et l'aspect, des sédiments dépend du mode de formation et des conditions de dépôt : milieu montagnard, milieu lacustre, milieu lagunaire, milieu marin....L'empilement de couches de nature différente est révélateur de l'évolution du milieu, comme dans le bassin de Paris où se sont succédés au Tertiaire plusieurs épisodes marins, lagunaires et lacustres.

La science des dépôts sédimentaires, la sédimentologie, s'appuie d'abord sur la notion de « série stratigraphique ». Pour une région donnée, celle-ci fait apparaître la succession logique des couches ou « strates », déposées plus ou moins horizontalement dans le bassin sédimentaire, la couche la plus ancienne étant bien évidemment située à la base de la série.

La figure 1.12 introduit les principaux processus de formation et d'évolution des matériaux sédimentaires. Nous présentons ci-après les principaux types d'accumulations (« massifs de sols rapportés ») susceptibles d'être rencontrés dans les projets de construction.

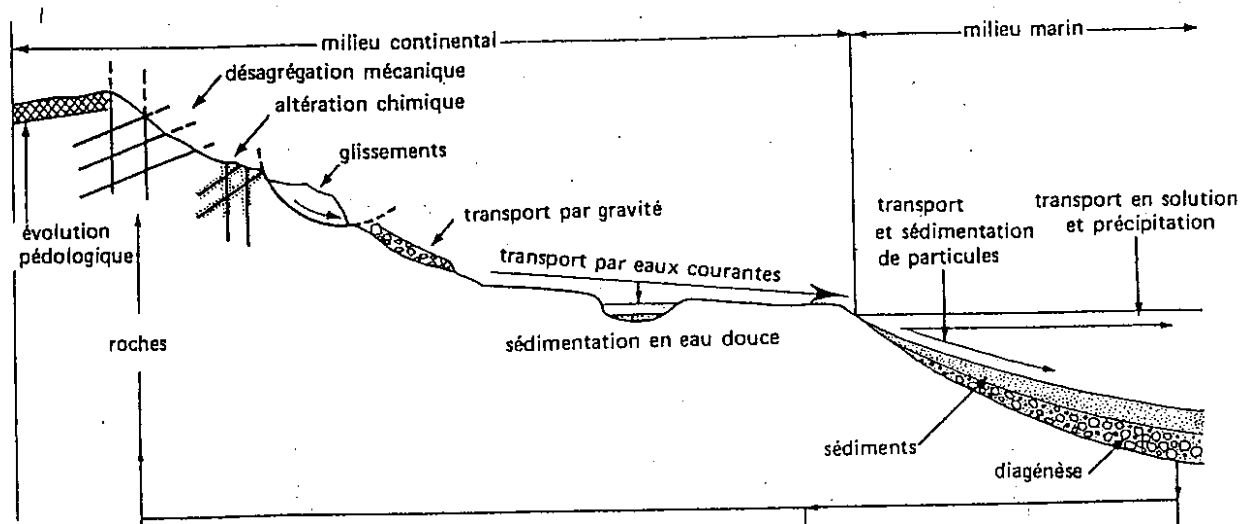


Fig. 1.12 Les processus sédimentaires

B) Les milieux montagnards

En montagne, les processus gravitaires et les phénomènes climatiques jouent un très grand rôle. Les mouvements de terrain, liés aux actions souvent combinées de la gravité et des eaux souterraines.

Moraines

Les moraines (ou « tills ») sont les terrains meubles transportés et déposés par les glaciers. Un glacier reçoit sur son trajet des matériaux rocheux de toutes tailles (écroulements, éboulis, coulées, blocs, pierres, poussières...). Il les transporte en les usant et en les concentrant peu à peu sur ses bords (moraines latérales) et au fond du lit (moraine de fond). Devant lui, il pousse aussi les terrains meubles rencontrés : c'est la moraine frontale.

La moraine se caractérise par le mélange très hétérogène et non structuré d'éléments peu ou pas arrondis, de toutes tailles. La partie vraiment fine ($< 10 \mu\text{m}$) est réduite, et a pu être emportée plus loin par les eaux de fonte, sous forme de « farines glaciaires ». Les blocs de taille métrique, voire plurimétrique, ne sont pas rares et peuvent constituer des hétérogénéités gênantes pour les travaux, notamment en souterrain.

Eboulis et cônes torrentiels

Avec les moraines, les éboulis et les cônes torrentiels sont des dépôts caractéristiques des vallées de montagne (voir figure 1.37).

Les éboulis sont associés à la présence de falaises les dominant. La géométrie des dépôts est soit celle d'un « tablier » plus ou moins régulier garnissant le bas de la falaise, soit celle de « cônes » bien délimités, dont le sommet se situe à l'aplomb d'un couloir entaillant la falaise et y concentrant les chutes de pierre. La pente des éboulis varie en fonction de la forme et de la taille des éléments constitutifs : on retient la valeur moyenne de 35°; les valeurs les plus fortes (proches de 45 °) sont observées pour des éléments très grossiers en roches dures (éboulis de gros blocs de calcaire massif ou de quartzite).

Les éboulis ont en général une bonne perméabilité. Si le terrain qu'ils recouvrent est imperméable (cas très fréquent en série sédimentaire : l'éboulis de la falaise calcaire repose sur une couche de marne sous-jacente...), une petite nappe peut s'y installer.

Dans le cas des alluvions torrentielles, les matériaux sont arrachés au bassin versant supérieur par les eaux de ruissellement, principalement lors des épisodes de crue. Ils sont roulés et arrondis par le transport, puis déposés, lorsque la pente n'est plus assez forte, au niveau du confluent avec la vallée principale, par exemple. Le « cône de déjections » formé aura une pente plus faible que dans le cas précédent (10 à 20° en général) ; le tri des matériaux étant lié à la force du courant, on trouvera par ailleurs, dans ce cas, les éléments les plus fins vers la base du cône, les plus grossiers au sommet du cône.

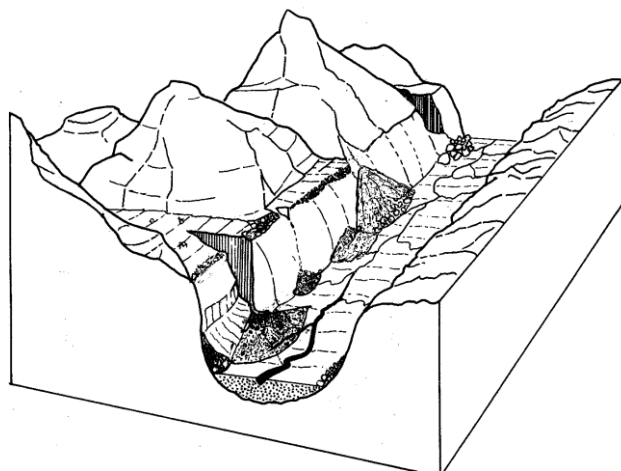


Fig. 1.13 Cônes d'éboulis et de déjections torrentielles dans une ancienne vallée glaciaire :

- les cônes de déjection sont des dépôts torrentiels, la pente est moyenne, les éléments grossiers restent en haut
- les cônes d'éboulis sont des dépôts gravitaires, leur pente est forte et les plus gros éléments sont en bas

Matériaux fluvio-glaciaires

On appelle ainsi les matériaux déposés en avant du front du glacier lors des épisodes de fonte. Dans le cas des grandes glaciations quaternaires évoquées plus haut (3.1.3), les épandages fluvio-glaciaires, reprenant la plupart des matériaux des moraines frontales, ont été très importants. Les matériaux, ici repris par les eaux, ont été plus roulés et arrondis qu'ils ne l'avaient été dans le glacier. Un certain tri s'est effectuée aussi, selon la force du courant ; les dépôts commencent à s'organiser en fonction de la taille des éléments, avec, par exemple, formation de lentilles de graviers et de sables, en relation avec des variations dans les débits de fonte glaciaire.

On peut également ranger dans cette catégorie les « argiles varvées » déposées dans des lacs épisodiquement gelés : l'hiver, la sédimentation y est plus fine car les courants liquides et les apports solides restent faibles ; l'été au contraire correspond à des matières plus grossières...

C) Milieux fluviaux

On retrouve ici, encore plus développées, les tendances citées pour le transport torrentiel : usure et arrondissement des arêtes des éléments transportés ; distance de transport, creusement du lit ou dépôt de particules variables selon la force du courant et la taille des éléments. Le diagramme classique de

Hjulström (Figure 1.14) montre bien les relations étroites entre les processus (Erosion-Transport-Sédimentation), la taille des particules et la vitesse du courant ; la relation entre la vitesse (en ordonnées) et la taille des grains (en abscisses) n'est pas de type proportionnel : à la vitesse de courant $v = 20$ cm/s, un grain de sable pourra être arraché et transporté, alors que des particules argileuses, grâce à la cohésion entre elles, résisteront à l'érosion jusqu'à des vitesses 4 à 5 fois supérieures.

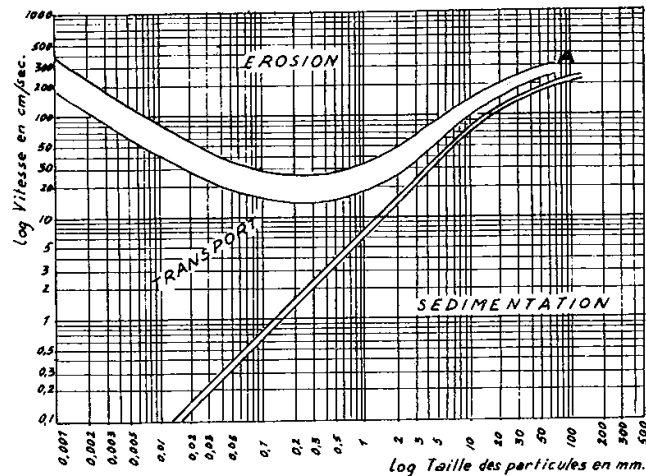


Fig. 1.14 : Diagramme de Hjulström : les processus sédimentaires (Erosion-Transport-Sédimentation) en fonction de la taille des particules et de la vitesse du courant (échelles log)

Les dépôts fluviatiles vont être, par ailleurs, très organisés. La forme générale des couches est très généralement celle de lentilles superposées (voir figure 1.15) avec, quelquefois, des plans de dépôt obliques, d'orientations légèrement différentes selon les lentilles : c'est le phénomène des lentilles « entrecroisées » fréquentes dans les deltas (voir ci-après), à mettre en relation avec la chenalisation des écoulements et des dépôts qui évoluent dans le temps avec l'intensité des courants et la profondeur par rapport à la surface de l'eau.

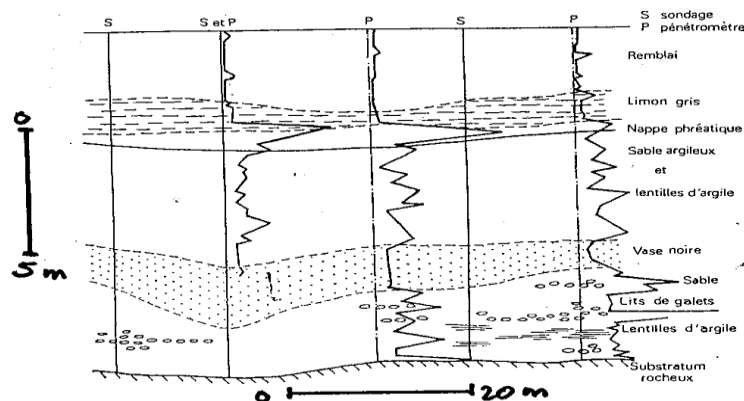


Fig. 1.15 Exemple de coupe en milieu alluvial (résultat d'une reconnaissance combinant 3 sondages mécaniques et 3 essais au pénétromètre dynamique)

Alluvions récentes

La zone du lit ordinaire, ou « lit mineur », est sujette à de nombreux dépôts et reprises d'érosion, selon le régime hydraulique de l'écoulement principal.

La zone du lit d'inondation, ou « lit majeur », correspond à la zone de débordements du fleuve au moment des crues. Elle peut donner lieu à des dépôts importants dans la partie basse des bassins versants, quand la vallée est très large et la pente faible. Il s'agit alors essentiellement d'argiles et de

limons qui étaient en suspension dans l'eau. Cette finesse relative et le caractère peu consolidé des alluvions récentes en font des terrains de qualité médiocre vis-à-vis de la construction.

Terrasses alluviales

Dans de nombreuses vallées, on trouve des terrasses constituées d'alluvions anciennes à des altitudes légèrement supérieures à celles du lit actuel. Elles correspondent donc à des épisodes de remblaiement ancien, lorsque le niveau de base de l'écoulement était plus élevé que le niveau actuel.

Ceci est dû au changement du profil d'équilibre du cours d'eau, lequel s'ajuste au niveau de la mer dont les variations ont, par exemple, été importantes lors des différentes glaciations quaternaires.

D) Milieux littoraux

La zone littorale est soumise à l'action des courants et aux marées. Le vent y joue également un rôle important, pour la formation des dunes.

En général, les matériaux qui arrivent à la mer transportés par les fleuves sont les matériaux les plus fins (sables, limons, argiles). A proximité de reliefs accentués, on peut quelquefois trouver des matériaux plus grossiers (plages de galets). Les courants côtiers et les marées vont les reprendre, les user (les grains s'émoussent et s'arrondissent, et leur taille tend à diminuer) et les redéposer plusieurs fois et enfin « finalement », notamment dans les baies protégées des forts courants.

Dunes côtières

Pour qu'elles se forment, il faut non seulement un régime de vents dominants, mais aussi une zone sans végétation, de laquelle le vent pourra fréquemment arracher de nouvelles particules (même phénomène que dans le cas des loess, évoqué plus haut). Dans le cas du milieu littoral, la situation la plus favorable est celle d'une côte plate soumise à un régime de marées, découvrant régulièrement une vaste étendue de sable à marée basse.

Deltas

Le delta est un milieu mixte où se combinent les actions des agents fluviaux et littoraux. Le delta est en fait un immense cône de déjections, à pente très faible, correspondant au dépôt des alluvions les plus fines, là où le fleuve rejoint la mer. Les situations les plus propices au développement d'un delta sont celles d'une côte plate et d'une mer sans courants ni marées importantes. On observe aussi des deltas lacustres où les dépôts sont parfois plus grossiers (lacs de montagne).

Dans les deltas, les dépôts de sable ont souvent lieu avec une faible obliquité et à proximité des chenaux principaux. Ceci entraîne une stratification de type lenticulaire ; l'alternance de niveaux sableux fins et de niveaux argileux sont fréquentes. Les changements dans la chenalisation des écoulements et des dépôts (un peu obliques) expliquent le phénomène de litage « entrecroisé ».

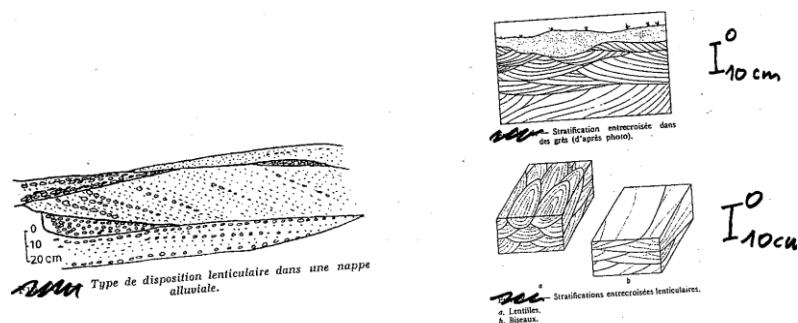


Fig 1.16 : Lentilles et litages entrecroisés

2. MASSIFS ROCHEUX (Discontinuités, Hétérogénéités. Cartes géologiques)

Les approches minéralogiques et génétiques nous ont permis de caractériser le matériau rocheux (rappelons que le mot « roche » doit être compris dans son sens le plus large incluant les roches meubles, usuellement appelées sols) à l'échelle de l'échantillon. Il est nécessaire maintenant d'examiner ce que l'on rencontre à l'échelle plurimétrique, qui est celle des ouvrages géotechniques.

Ceci nous amène à définir les caractéristiques essentielles des « massifs » de roches et de sols . On va retrouver à leur échelle des discontinuités, des hétérogénéités et également, souvent, une certaine anisotropie... Au final, les différences entre propriétés de l'échantillon et propriétés du massif pourront être importantes (cas général des roches indurées) ou moindres (cas des sols). Nous nous intéresserons d'abord dans ce chapitre aux massifs rocheux.

2.1. Les surfaces de discontinuité

On les observe pratiquement dans toutes les roches (sauf dans les roches meubles). Elles sont le plus souvent assimilables à des plans, au moins localement. La résistance à la traction, perpendiculairement à la surface de discontinuité, est faible ou nulle.

Stratification

Les roches sédimentaires se sont déposées en couches successives à peu près horizontales au moment du dépôt. Des variations dans les conditions de dépôt ont fait naître généralement des surfaces planes séparant le massif en couches plus ou moins régulières : les strates (voir figure 2.1).



**Fig. 2.1 Photos de massifs de roches sédimentaires stratifiées
a : couches de calcaires massifs ; b : alternance de lits calcaires et marneux**

Diaclases

Les diaclases peuvent être présentes dans tous les types de roches. Ce sont des surfaces de discontinuité sans mouvement relatif observable des deux compartiments qu'elles séparent. Dans les roches magmatiques, elles peuvent être liées à un retrait d'origine thermique lors du refroidissement (voir

figure 2.2a). Dans les roches sédimentaires, elles se présentent souvent selon deux familles perpendiculaires à la stratification (voir figure 2.2b). Leur origine est liée vraisemblablement à leur histoire mécanique (état de contraintes pendant et après la consolidation).

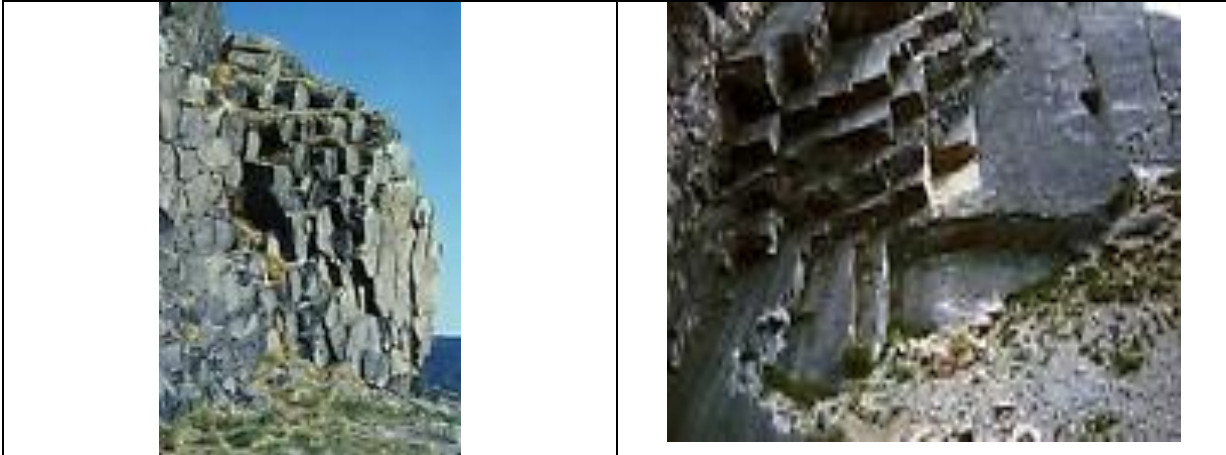


Fig. 2.2 Photos de surfaces de discontinuités sans mouvement relatif apparent
a : « orgues » basaltiques ; b : diaclases en massif calcaire

Failles

Contrairement au cas précédent, on parle de faille, dès que l'on observe un mouvement relatif des deux compartiments du massif. Le rejet qui caractérise ce mouvement est le vecteur qui joint dans l'espace 2 points M et M' situés de part et d'autre du plan de faille et voisins l'un de l'autre avant la création de celui-ci.

Il existe trois grandes catégories de failles (normale, inverse ou de décrochement , voir plus loin) selon les caractéristiques géométriques du vecteur rejet. Les failles existent à toutes les échelles depuis les fractures (surfaces de rupture à faible rejet), jusqu'aux grands accidents géologiques, comme la faille de San Andreas (Californie), décrochement dont le rejet quasi horizontal est de plusieurs dizaines de kilomètres. La photo de la figure 2.3b est un exemple de faille normale à rejet métrique dans une formation sableuse ; elle est la conséquence d'un affaissement sous-jacent (rupture d'une cavité).

Dans les chaînes de montagnes qui résultent de la collision de grands domaines ± rigides appelés plaques, les efforts de compression donnent le plus souvent des failles inverses en association fréquente avec des plis.



Fig. 2.3 Exemples de faille normale : a) dans des calcaires ; b) dans une formation sableuse
Schistosité

La schistosité est une surface de discontinuité potentielle, très répétitive, de direction régulière (intervalle d'ordre centimétrique entre deux plans consécutifs). Elle résulte de l'aplatissement d'un massif rocheux soumis à une très forte compression et en général aussi à une élévation de température. On l'interprète comme la trace du départ de l'eau interstitielle initiale perpendiculairement à la contrainte majeure σ_1 . Cette forme particulière est fréquente dans les roches métamorphiques (figure 2.4).



Fig. 2.4 Photo de massif de terrains schisteux

2.2. Caractérisation des surfaces de discontinuité

La principale caractéristique est l'orientation dans l'espace de la surface de discontinuité. Mais, d'autres observations (extension, rugosité, ouverture, remplissage...) peuvent avoir un intérêt géotechnique. L'existence de plusieurs familles de discontinuité, avec leurs différentes orientations, découpe des blocs élémentaires au sein du massif. L'intensité de la fracturation globale d'un massif se caractérise par des indices de fréquence et surtout par le R. Q. D. (Rock Quality Designation)

Orientation

La boussole est utilisée par le géologue sur le terrain, pour mesurer deux angles caractéristiques des plans de discontinuité : l'azimut est l'angle entre le Nord géographique et l'horizontale du plan analysé (angle compris entre 0 et 180°) ; le pendage est l'angle entre l'horizontale et la ligne de plus grande pente du plan analysé. Un symbole de représentation graphique permet de retrouver ces angles sur les cartes géologiques.

Un autre type de caractérisation est celui du vecteur pendage dirigé vers le bas dans le sens de la plus grande pente : son azimut, angle entre 2 vecteurs, est compté dans le sens des aiguilles d'une montre entre 0 et 360°.

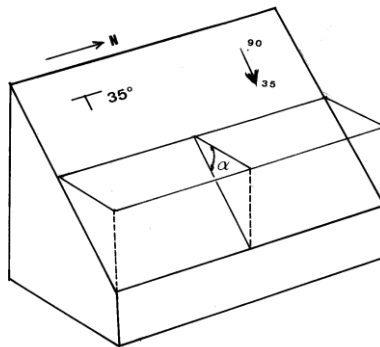


Fig. 2.5 Définition géométrique des plans géologiques :

- à gauche : symbole en « T » des cartes géologiques ; le trait long est parallèle à l'horizontale du plan (ici N-S, soit un azimut de 0°), le trait court perpendiculaire au précédent donne le sens du pendage (valeur indiquée à côté, ici $\alpha = 35^\circ$, vers l'Est) ;
- à droite « vecteur pendage » = ligne de plus grande pente dirigée vers le bas ; le plan se caractérise par un couple de deux chiffres (ici : 90, 35), le premier étant compris entre 0 et 360° (angle entre deux vecteurs).

Intensité de la fracturation

Pour chaque famille d'orientation donnée, on peut d'abord caractériser l'intervalle de famille, c'est-à-dire la distance moyenne entre deux surfaces de discontinuité de la même famille (comptée perpendiculairement) ; ou la fréquence de famille (inverse de l'intervalle).

D'une manière plus globale, le **R.Q.D.** permet de caractériser l'intensité de la fracturation par un nombre compris entre 0 et 100. Cet indice (figure 2.6) a été proposé par DEERE en 1963 et est défini, arbitrairement à partir d'un carottage, comme le rapport de la somme des longueurs des morceaux supérieurs à dix centimètres (4 pouces) à la longueur totale carottée. Le calcul est fait généralement sur des passes de 1 m, qui correspondent à la longueur usuelle des caisses de carottes.

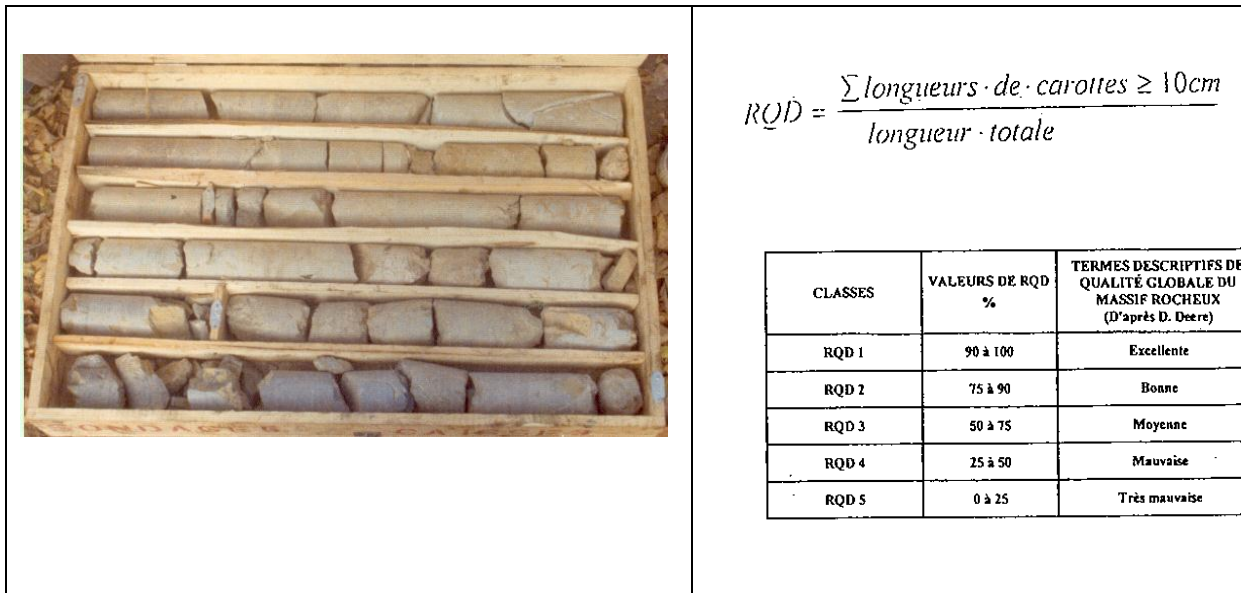


Fig. 2.6 Caisse de carotte et évaluation de l'intensité de la fracturation avec le RQD

Etat de surface, remplissage

Ces caractéristiques sont importantes pour les calculs de stabilité que l'on peut être amené à faire lors des projets d'excavation en milieu rocheux (terrassement, tunnel...). La rugosité d'un plan peut être appréciée d'après la hauteur et la fréquence des aspérités. Des essais de cisaillement sur de telles surfaces (souvent appelées « joints ») sont parfois réalisés.

2.3. Influence de la structure du massif sur la morphologie et le paysage

La dureté de la roche, liée principalement à sa composition minéralogique, et la structure du massif conditionnent les formes de reliefs observables sur le terrain.

La surface du rocher n'apparaît en général que sur des surfaces plus ou moins étendues, appelées « affleurements ». Elle est masquée ailleurs par des terrains meubles de surface et par la végétation. Cependant, la structure du substrat (ou « bedrock ») permet souvent d'expliquer la morphologie générale du paysage. Nous donnons ici quelques exemples classiques pour les roches sédimentaires.

Structure monoclinale

Une structure est dite monoclinale, lorsque la stratification y présente partout la même orientation (azimut et pendage constants). Lorsque le pendage est faible ou nul, on observe fréquemment des reliefs dissymétriques appelés « cuestas » (plateau et falaise) ou des « buttes témoins » dégagées par l'érosion (figure 2.7).

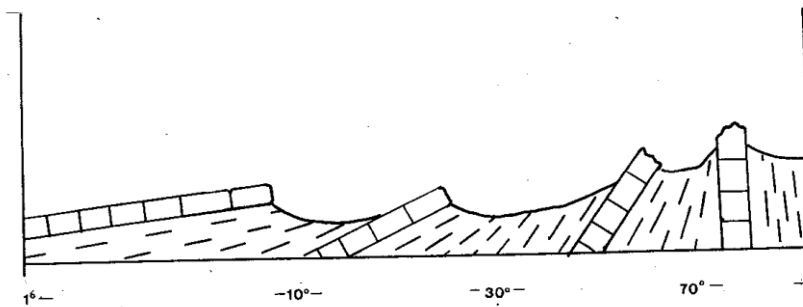


Fig. 2.7 Structures monoclinales :

- à gauche : structure de « cuesta », classique pour les couches calcaires avec pendage général faible
- à droite : structure classique de « clue », en cas de pendage général fort

Structure plissée

Le plissement d'une série de couches sédimentaires ductiles entraîne la formation d' « anticlinaux » (plis en bosse) et de « synclinaux » (plis en creux). Cette disposition initiale est bien lisible, par exemple, dans les paysages du Jura (figure 2.8, à gauche). Mais si l'érosion est importante, il peut arriver qu'elle détruise l'anticlinal (sa surface externe en traction favorise l'ouverture des fissures, facilitant ensuite l'érosion mécanique) avant le synclinal (sa surface comprimée le protège contre l'érosion). Ceci aboutit à un phénomène d' « inversion de relief » avec synclinaux « perchés » qui est un trait caractéristique des paysages dans les zones sub-alpines (figure 1.25, à droite).

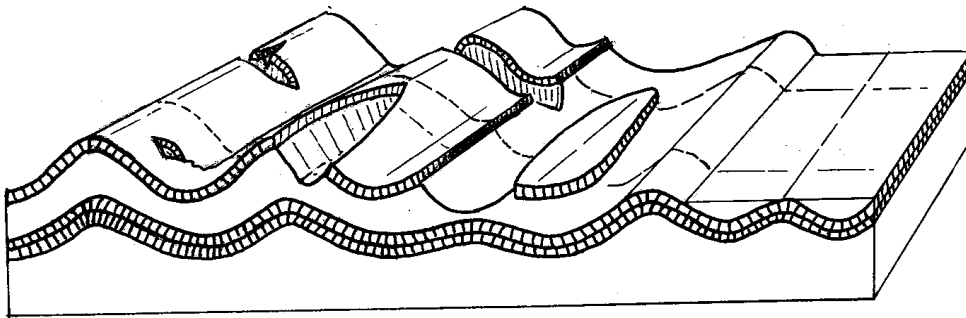


Fig. 2.8 Structures plissées :

- à gauche : structure classique de relief jurassien, anticlinaux en relief attaqués par l'érosion
- à droite : relief « inversé », classique en cas d'érosion importante

Structure faillée

Les failles, obtenues par rupture fragile de roches à comportement plus rigide, expliquent aussi certaines formes du paysage et, particulièrement, certaines directions de vallées. On associe l'idée de faille à celle d'une zone de faiblesse mécanique, donc à un lieu où l'érosion est facilitée. Ceci n'est pas toujours le cas : tout dépend en fait de l' « état de contraintes » qui règne à proximité de la faille. Une faille normale, née dans un régime de contraintes avec extension, aura des chances d'être attaquée et creusée par l'érosion, si le régime de contraintes (celui qui existait lors de l'apparition de la faille) persiste au cours du temps. La situation sera différente pour une faille inverse née, elle, dans un régime de compression avec raccourcissement selon une direction horizontale.

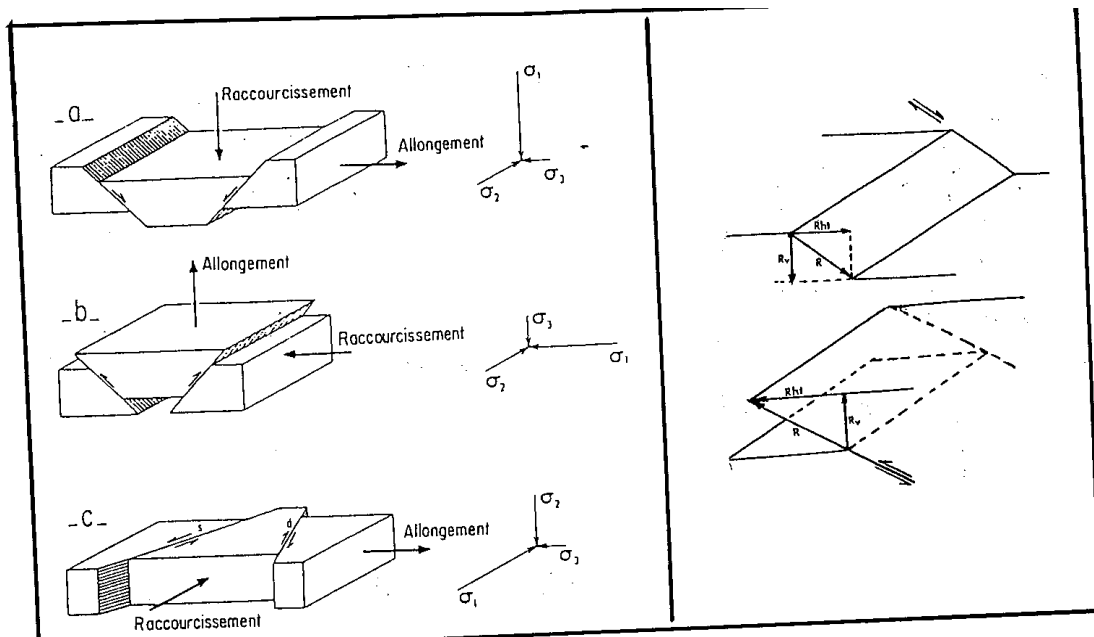


Fig. 2.9 Différents types de faille ; Rejet d'une faille

- à gauche : les 3 principaux types de faille : a = normale ; b = inverse ; c = décrochement
 - à droite : le vecteur « rejet » ; en haut : faille normale ; en bas : faille inverse

2.4. Les hétérogénéités des massifs (sols et roches)

Le milieu rocheux, formé d'un assemblage de minéraux de propriétés différentes, est fondamentalement hétérogène à l'échelle des grains (voir 1) . Cette hétérogénéité est également flagrante pour les roches meubles (= sols) constituée de grains polyminéraux de taille variable, Mais, des hétérogénéités existent aussi à l'échelle des massifs, en particulier aux échelles métrique et plurimétrique qui sont celles des ouvrages de Génie civil. Pour pouvoir les reconnaître au stade des études préliminaires (ce qui est toujours un problème difficile), il convient d'abord de les identifier qualitativement.

Hétérogénéités métriques en terrain rocheux

Le tableau 2.1 présente les types d'hétérogénéités que l'on peut rencontrer selon les types de roches. Trois cas particulièrement fréquents méritent d'être soulignés :

a) **Cavité karstique en terrain calcaire** : à cause de la solubilité de la calcite (CaCO_3), l'eau circulant dans les fissures peut les agrandir jusqu'à créer des cavités de toutes formes et de toutes tailles. En témoignent les superbes grottes rencontrées parfois dans les terrains calcaires. Les cavités de taille métrique sont très gênantes à l'échelle des ouvrages, notamment en travaux souterrains. Les cavités karstiques peuvent être le lieu de circulations d'eau souterraine et être parfois remplies d'argile rouge de décalcification. Les phénomènes de karstification sont également observés dans les terrains gypseux, plus solubles encore que les calcaires ...

b) **Zone arénisée en milieu granitique** : les roches granitiques sont résistantes mais fissurées. Sur les systèmes de diaclases, les infiltrations des eaux de surface conduisent lentement à l'hydrolyse de certains minéraux. La roche initiale perd sa « cohésion » (= la colle entre les grains ; ce terme est défini strictement en Mécanique des sols) et se transforme en une sorte de sable quartzéux (arène granitique, voir figure 1.10). Après une longue exposition aux agents atmosphériques (chaînes de montagnes anciennes), l'altération progressant à partir des diaclases laisse seulement intacts des volumes arrondis (« boules ») qui apparaissent quelquefois dans le paysage, lorsque l'érosion les a dégagés de l'arène

granitique : c'est le cas, par exemple, en bord de mer (Côte de granite rose en Bretagne...) ou dans le Massif central (chaos de blocs du Sidobre ou du Mont Lozère). Un massif granitique ancien globalement très résistant, pourra receler localement des zones arénisées peu stables et éventuellement aquifères.

c) **Anciennes carrières souterraines et cavités minières** : ces cavités d'origine anthropique sont fréquentes. En particulier, le sous-sol à proximité des villes anciennes a pu souvent être exploité pour fournir des matériaux de construction (pierres de taille calcaires, plâtre, briques...). Le cas de la ville de Paris illustre bien cette situation.

Tableau 2.1 : Hétérogénéités possibles en terrains rocheux

Type de terrain	Résistance de la matrice rocheuse σ_c (MPa)	Hétérogénéités possibles
Calcaire massif	60 - 180	- "cavités karstiques" : fissures ouvertes, chenaux, cavernes avec ou sans remplissage argileux
Gypse et Andrydrite	20 - 100	- cavités "karstiques" : fissures ouvertes, chenaux, cavernes avec ou sans remplissage
Grès	10 - 200	- "poches" d'altération sableuse
Quartzite	100 - 220	- zones broyées quasi-sableuses
Schiste	10 - 120	- zones broyées argileuses et mylonitiques
Granite	80 - 220	- zones mylonitiques - "poches" d'altération (arène)
Basalte	120 - 250	- "tunnel de lave" (rare)
Roche dure (tout type)	40-200	- "poches" d'altération hydrothermale - faille ou zone broyée; morphologie fossile : sillon glaciaire rempli d'alluvions....

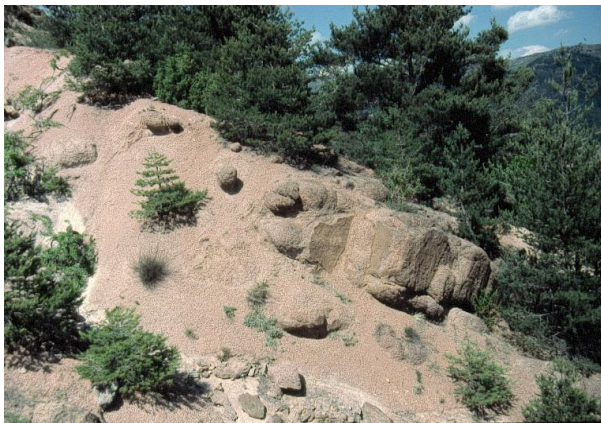


Fig. 2.10 Hétérogénéités en terrains rocheux
a) altération en « boule » dans des granites ; b) cavité karstique en massif calcaire

Hétérogénéités métriques en massif de sol

Le tableau 2.2 présente les types d'hétérogénéité que l'on peut rencontrer dans les massifs de sols. On doit signaler ici aussi l'importance des perturbations apportées par les activités humaines.

a) Zones cimentées en milieu alluvial

Les alluvions sont des roches meubles déposées par les cours d'eau (voir ci après I.4). Il arrive, surtout dans les alluvions anciennes, que des cimentations dues à la présence de minéraux dissous dans l'eau se produisent (par exemple avec la calcite). La cimentation est en général hétérogène, localisée seulement dans certains chenaux ou lentilles.

Cette situation existe aussi dans les horizons sableux (exemple des zones gréseuses dans les Sables de Fontainebleau). Elle peut entraîner des difficultés de creusement pour les tunneliers, comme, par exemple, à Lyon dans de récents travaux souterrains pour le métro.

b) Blocs et objets erratiques en terrain meuble

Au sein des terrains meubles d'origine glaciaire ou fluvio-glaciaires, on peut rencontrer localement des blocs de roches dures (moraines) ; dans des alluvions, il est possible de trouver des troncs d'arbres fossiles ; enfin, dans toutes les zones anciennement urbanisées, d'anciennes fondations, des remblais rapportés, voire des vestiges de guerre (anciennes bombes....) peuvent occasionner des surprises au cours des terrassements.

Tableau 2.2 : Hétérogénéités possibles dans les massifs de sols

Cas	Type de terrain	Granulométrie du matériau (m)	Géométrie d'ensemble	Hétérogénéités possibles - Remarques
1	Eboulis	10^{-2} à 1	- "cônes" et "épandages" de pente moyenne à forte ; les plus gros éléments en bas	- zones indurées, brèches de pente - chenaux drainants, plus grossiers, avec circulations d'eau
2	Moraines	10^{-6} à 10	- très irrégulière ("cordons", "tapis", "poches"....)	- blocs erratiques de très grande taille (rare) - blocs et cailloux de toutes natures
3	Cônes de déjection	10^{-5} à 10^{-1}	- "chenaux", "lentilles" et "glacis" en faible pente	- zones cimentées - chenaux drainants avec circulations d'eau
4	Alluvions grossières (sablo graveleuses)	10^{-4} à 10^{-2}	- "lentilles" d'extension plurimétrique à pluri-décamétrique	- zones indurées conglomératiques - lentilles argileuses ou tourbeuses
5	Alluvions fines (limono-argileuses)	10^{-7} à 10^{-4}	- "lentilles" plurimétriques à pluri-décamétriques	- zones cimentées - lentilles sableuses - tourbe
6	Limons éoliens	10^{-5}	- couches superficielles d'épaisseur irrégulière	- zones cimentées
7	Altérites et Colluvions fins	10^{-7} à 10^{-4}	- couches superficielles peu pentues (épaisseur irrégulière)	- passage assez progressif à la roche mère argileuse
8	Altérites et Colluvions hétérogènes	10^{-6} à 1	- couches superficielles d'épaisseur irrégulière	- limite zone meuble/roche cohérente très irrégulière et influencée par la fracturation et les circulations d'eau

2.5. Expression cartographique : les cartes géologiques

Dans cette introduction à la Géologie et dans ce chapitre sur les massifs rocheux, il a paru utile de souligner l'existence dans tous les pays de documents cartographiques publics qui ont vocation de résumer les connaissances relatives au sol et au sous-sol sur tout le territoire concerné par la carte.

Si l'échelle de représentation est en général insuffisante (en France, le territoire est maintenant totalement couvert à l'échelle du 1/50 000^e) pour donner avec précision la constitution du sous-sol là où un ouvrage est projeté, la consultation des cartes, tout en ne dispensant pas de reconnaissances spécifiques (sondages, géophysique...) pour établir la coupe géologique prévisionnelle d'un tunnel, permet de connaître rapidement le contexte géologique général (nature des roches, structure d'ensemble).

Principes de base

L'objectif, dans tous les cas, est de donner sur un fond de carte topographique une image du terrain affleurant ou sub-affleurant sous la couche de terre végétale.

Les cartes géologiques représentent d'abord, à l'aide de couleurs et de symboles, la nature de la roche en un endroit donné. Le géologue classe les roches d'après leur nature mais, avant tout, d'après leur **âge**. Chacun des noms en « ien » que l'on trouve dans la légende des cartes correspond simplement à une période (« étage ») de l'histoire de la Terre à laquelle la roche considérée s'est formée. L'échelle des temps géologiques, définie au niveau international, est rappelée avec ses subdivisions principales sur la figure 2.11. De nombreux noms (Burdigalien, Lutétien ...) font explicitement référence à des localités françaises définies comme « stratotypes » de l'étage dans l'échelle internationale.

Les premiers géologues ne pouvaient faire que des datations relatives : une roche trouvée systématiquement au-dessus d'une autre était ainsi considérée comme plus jeune. Les fossiles, particulièrement les fossiles marins, étaient beaucoup utilisés. Ainsi, par exemple, l'évolution des « ammonites » (sortes de mollusques céphalopodes à coquille en spirale, vivant dans des mers plus ou moins chaudes et plus ou moins profondes) était mise en relation avec des époques successives de l'ère secondaire.

Ensuite, au XX^e siècle, les mesures de datation absolue ont permis progressivement d'établir une radio-chronologie. Celle-ci utilise l'ensemble des méthodes fondées sur l'étude des éléments radio-actifs (les « pères ») et de leurs produits de désintégration (« les fils »). En comptant le nombre actuel d'éléments pères et d'éléments fils et, en connaissant la période de l'élément radioactif (durée pendant laquelle le nombre d'éléments est divisé par 2), on peut remonter à l'âge de formation des minéraux. La méthode la plus connue est celle de la datation au carbone 14, valable jusqu'à 50 000 ans au plus. Il en existe plusieurs autres, par exemple la méthode Potassium-Argon valable pour des roches d'âge compris entre 1 et 100 millions d'années.

La légende des cartes géologiques

Dans la légende des cartes, les roches sont classées dans un ordre chronologique. Pour les roches sédimentaires, le symbole employé rappelle les principales subdivisions des périodes géologiques :

- « j » pour jurassique ;
- « c » pour crétacé, etc.

Les roches magmatiques et métamorphiques, plus difficiles à dater, sont repérées par un symbole en lettres grecques caractérisant leur nature (γ pour granite, β pour les basaltes ...) Le nom de la roche figure en général aussi dans la légende, mais la nature exacte et les propriétés ne sont précisées, faute de place, que dans le petit livret, appelé **notice**, qui est joint à la carte.

Des symboles caractérisant la structure des massifs sont également utilisés. Les strates de roches sédimentaires sont repérées dans l'espace par leur azimut et leur pendage, selon un symbole simple déjà explicité sur la figure 2.5. Les failles sont marquées d'un trait noir continu, lorsque qu'elles sont visibles en surface ; et d'un trait pointillé, lorsqu'elles sont cachées sous des « terrains de couverture » quaternaires (éboulis, moraines, alluvions...). Un symbole peut figurer à côté des traits de faille pour indiquer leur pendage. De nombreux autres symboles, notamment pour les morphologies typiques des éboulis, des déjections et des moraines sont utilisés ainsi que pour localiser les sites où le sous-sol est ou a été exploité .

Ère	Système	Sous-système	Étage	Ma	+/-	
CÉNOZOÏQUE	QUATERNAIRE	HOLOCÈNE		0,01		
		PLÉISTOCÈNE	supérieur			
			moyen			
	NÉOGÈNE	PLIOCÈNE	Calabrien	*	1,75	0,05
			Plaisancien		3,4	
			Zancloéen		5,3	
			Messinien		7,1	0,3
			Tortonien		11	0,3
		MIOCÈNE	Serravallien		14,7	0,5
			Langhien		15,8	0,4
			Burdigalien		20,3	0,5
			Aquitainien		23	0,5
			Chattien		28	1
	PALÉOÈNE	OLIGOCÈNE	Rupélien	*	34	0,5
			Priabonien		37	1/0,5
		ÉOCÈNE	Bartonien		40	1
			Lutétien		46	1/0,5
			Yprésien		53	1
	CRÉTACÉ	PALÉOCÈNE	Thanétien			
			Sélandien			
Danien			*	65	0,5	
Maastrichtien				72	0,5	
Campanien				83	1	
SUPÉRIEUR		Santonien		87	1	
		Coniacien		88	2	
		Turonien		92	2	
		Cénomannien		96	2	
		INFÉRIEUR	Albien		108	3/1
			Aptien		113	3
			Barrémien		117	2/5
			Hauteriviien		123	2/6
			Valanginien		131	4
		JURASSIQUE	SUPÉRIEUR (MALM)	Berriasien		135
Tithonien				141	7/5	
Kimmeridgien				146		
Oxfordien				154	5	
Callovien				160	2	
MOYEN (DOGGER)	Bathonien			164	2	
	Bajocien			170	4/3	
	Aalénien			175		
	Toarcien			184		
	INFÉRIEUR (LIAS)		Pilensbachien	Domèren Carven	191	
Sinemurien		Lohannien Sinemuren	200	4/7		
Hettangien			203	3		
Rhétien						
Norien			220	10		
TRIAS	SUPÉRIEUR	Carnien		230	6	
		Ladinien		233	5	
		Anisien		240	5	
	MOYEN	Clénégien				
		Induen		250	5	

ÉCHELLE STRATIGRAPHIQUE ET SUBDIVISIONS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES

(d'après une synthèse de Thierry et Babin, et des données d'Odin, 1994).

Ère	Système	Sous-système	Étage	Ma	+/-	
PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR	PERMIEN	SUPÉRIEUR	Tatarien	255	5	
			Kazanien	258	9/5	
		INFÉRIEUR	Kungurien	265	8	
			Artinskien	275	8	
			Sakmarien	285	8	
	CARBONIFÈRE	SUPÉRIEUR STEPHANIEN	Assélien	295	5	
			Gzhélien			
			Kasimovien			
			Moscovien	305	3/5	
			Bashkirien	315	5	
		MOYEN NAMURIEN	Serpukhovien	325	5	
			Viséen	345		
		DÉVONIEN	INFÉRIEUR	Tournaisien	355	3/5
				Famennien	365	5
			SUPÉRIEUR	Frasnien	375	5
	Givétien			380		
	Eifélien			385	8	
	SILURIEN	SUPÉRIEUR	Emsien	390		
			Praguien			
			Lochkovien	408	5/9	
Ludfordien			415			
Gorstien			425	5		
INFÉRIEUR		Homérien				
		Scheinwoodien	430	6		
		Télychien				
		Aéronien				
		Rhuddanien	435	6/4		
ORDOVICIEN	Ashgill		445	4		
	Caradoc		455	5/5		
	Llandeilo		462	4		
	Llanvirn		465	5/3		
	Arenig		480	7/8		
CAMBRIEN	SUPÉRIEUR	Tremadoc	500	10		
		Trémpéaléauien				
		Franconien				
		Dresbachien				
		Mayaien				
	MOYEN	Amgaien				
		Toyonien				
		Botomien				
		Atdabanien	525	5		
		Tommotien	530	5		
INFÉRIEUR	Nemkyl-Daldinien	540	5			

Ère	Érathème	Système	Ma
PROTÉROZOÏQUE	NÉO-PROTÉROZOÏQUE	NÉOPROTÉRO. III	
		CRYOGÉNIEN	
	MÉSO-PROTÉROZOÏQUE	TONIEN	
		STÉNIEN	
		ECTASIEN	
	PALÉO-PROTÉROZOÏQUE	CALYMMIEN	
		STATHÉRIEN	
ARCHÉEN	OROSIRIEN		
	RHIACIEN		
	SIDÉRIEN	2500	
	plus anciennes roches connues		3 800
	formation de la Terre		4 500

Fig. 2.11 Echelle internationale des temps géologiques

La carte géologique de France au 1/50 000e

Pour la France, l'établissement de la carte géologique relève du Service Géologique National. Les cartes sont éditées et commercialisées par le B.R.G.M. (Bureau de recherches géologiques et minières). Cependant, l'échelle du 1/50 000 n'est pas encore suffisante, pour pouvoir exprimer lisiblement les détails des structures et la complexité des affleurements. Pour cette raison, il arrive que l'on établisse pour des grands aménagements (barrages, autoroutes, tunnels...) des cartes à échelle plus détaillée (1/25 000 à 1/1000). Ces documents, payés sur le budget des études préliminaires des projets, ne sont pas du domaine public (en tous cas, pas immédiatement).

Une couleur associée à un symbole avec une lettre et un chiffre (le chiffre le plus élevé correspond au terrain le plus récent : j6 est postérieur à j5 , g2 à g1 ...) correspond à un type de terrain, présumé présent sous la couche de terre végétale. Le tracé des contours géologiques se base sur une **interprétation**, à partir des observations sur les affleurements (nature et structure) et d'après l'analyse des photos aériennes. Ceci explique pourquoi l'interprétation et le dessin même de la carte peuvent être quelquefois modifiés, lorsque de nouvelles données sur le sous-sol sont établies, comme après la réalisation de travaux de terrassement importants, de sondages nouveaux... . Les cartes géologiques sont donc mises à jour et rééditées régulièrement.

Exemple

La figure 2.12 présente un extrait de carte géologique pour une région de terrains sédimentaires (secteur du Vercors, à l'Ouest de Grenoble, carte Vif au 1/50 000).

Outre les affleurements rocheux qui apparaissent plus sombre avec leur symbole (j8, j9, n1, n2a, n2b...) et les signes de pendage (structure monoclinale à pendage faible vers le NW, bien visibles au sommet du Moucherotte et aux Rochers de Comboire), on distingue clairement les éboulis (E , avec de grandes flèches donnant le mouvement à l'origine du Plateau du Peuil), les placages de terrains glaciaires (G), les cônes de déjection (traits larges et discontinus) et les indices de glissements de terrain (« lunules ») au-dessus des hameaux de Bouveyres et de Cossey.

La lecture de la notice donne de nombreux renseignements, comme la nature lithologique des roches (calcaires massifs pour le Moucherotte et pour Comboire, marnes et marno-calcaires entre les deux...) ou l'épaisseur des couches (exemple : 200 à 250m pour les calcaires « urgoniens » du Moucherotte) qui sont particulièrement utiles pour le géotechnicien.

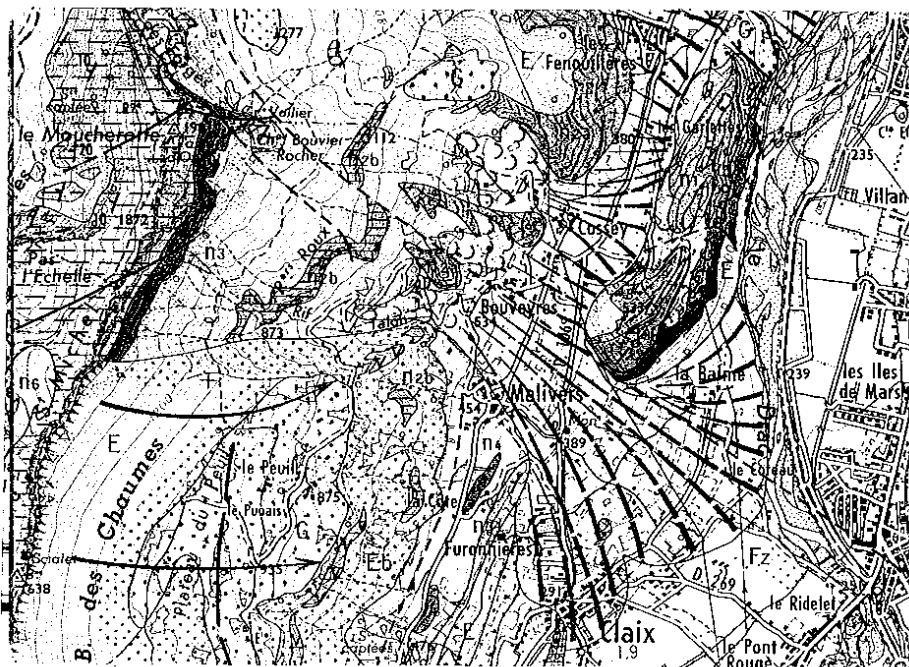


Fig. 2.12 Exemple de carte géologique : le versant Est du Moucherotte au-dessus de Claix, près de Grenoble (extrait de la carte géologique « Vif » au 1/50 000 , document BRGM)

3. Etats de contraintes dans les massifs rocheux

(début de l'article Sirieys, Fabre, Sahli & Mayeur, paru dans la Revue Française de Géotechnique, n° 123, 2008, p. 37-51)

Dans les massifs rocheux en général, incluant les roches meubles, l'état de contraintes (Σ_0) est caractérisé par :

- le comportement mécanique du terrain : élasticité ; atteinte de l'équilibre limite ; anisotropie (induite notamment par la déformation tectonique) ;
- les conditions aux limites : géométrie de la surface topographique, chargements éventuels...

Les champs peuvent être explicités par des solutions analytiques, seulement pour des surfaces à géométrie simple (plans, dièdres et rectangles en relief ou en creux).

A) Massif semi-infini à surface libre horizontale

A 1 : Milieu pulvérulent, homogène, isotrope, en régime élastique

a) Le scalaire k_0

Dans le cas des sols meubles, (Σ_0) est considéré comme de révolution autour de la direction principale verticale z (isotropie dans le plan horizontal). Dans le référentiel (x,y,z) , en un point de cote z (profondeur), les équations de l'équilibre conduisent à l'expression de la contrainte lithostatique verticale :

$$\sigma_z = \gamma z$$

résultat encore appelé « poids des terres » ou « poids de couverture ».

Le tenseur (Σ_0) est défini complètement, lorsque la contrainte principale horizontale σ_h est connue ; il est caractérisé par un paramètre unique : le scalaire k_0 , appelé « coefficient de pression des terres au repos », défini par :

$$k_0 = \frac{\sigma_h}{\sigma_v} \quad (1)$$

ou $k_0 = \frac{\sigma'_h}{\sigma'_v}$ en milieu saturé, en faisant intervenir les contraintes intergranulaires.

Les composantes principales du tenseur des contraintes sont alors ($k_0 \gamma z$, $k_0 \gamma z$, γz) et le champ des contraintes s'exprime par :

$$\sigma_z = \gamma z \quad \sigma_h = k_0 \gamma z \quad (2)$$

L'hypothèse d'une déformation horizontale nulle (condition appelée « oedométrique » en Mécanique des sols, et « lithostatique » en Géologie), en milieu élastique (ν étant le coefficient de Poisson), conduit à une valeur particulière notée k_{0I} :

$$k_{0I} = \frac{\nu}{1-\nu}$$

soit pour $\nu = 1/3$, $k_{0I} = 0,5$.

k_0 varie dans le temps (une contraction horizontale l'accroît, une extension le fait décroître) dans des limites définies par le critère de limite élastique, soit, pour un sol répondant au critère de Coulomb (angle de frottement φ) :

$$k_a < k_0 < k_p \quad \text{avec :} \quad k_a = \frac{1 - \sin \varphi}{1 + \sin \varphi} \quad \text{et} \quad k_p = \frac{1 + \sin \varphi}{1 - \sin \varphi}$$

k_0 est donc encadré par deux valeurs limites (pour $\varphi = 30$ degrés : $1/3 < k_0 < 3$).

b) Le tenseur (K0)

En milieu pulvérulent, les conditions aux limites de surface (pour $z = 0$, $\sigma_v = \sigma_h = 0$) permettent de normer (Σ_0) par γz , soit :

$$(\Sigma_0) = \gamma z (K_0) \quad (3)$$

La relation (3) définit un tenseur (K0) de révolution autour de la verticale, de composantes principales adimensionnelles ($k_0, k_0, 1$).

L'isotropie des contraintes horizontales n'est que rarement vérifiée, notamment par suite d'un épisode tectonique : serrage ou extension dans une direction. L'état orthotrope se caractérise par son trièdre principal (v, H, h), c'est-à-dire par la verticale v ($= z$) et deux directions orthogonales majeure (H) et mineure (h) dans le plan horizontal ($x y$), dont l'orientation ne dépend que d'un paramètre angulaire $\alpha = (x, H)$ (figure 1).

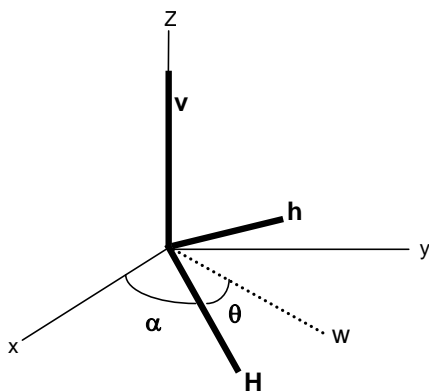


Figure 1 : Cas de l'orthotropie, notations : trièdre principal (H, h, v) et direction quelconque w dans le plan horizontal

Les composantes principales de (Σ_0) sont : $\sigma_z (= \sigma_v)$, σ_H et σ_h (avec $\sigma_H > \sigma_h$).

Une variation linéaire avec z de ces trois composantes conduit aux trois gradients principaux : γ , γk_{0H} , γk_{0h} .

(K0) est alors caractérisé par ses trois composantes principales distinctes ($1, k_{0H}, k_{0h}$) avec $k_{0h} < k_{0H}$, ce qui conduit à trois possibilités : $1 < k_{0h}$; $k_{0h} < 1 < k_{0H}$; $k_{0H} < 1$ lesquelles correspondent respectivement à trois cas de la direction principale z (z mineure ; z intermédiaire ; z majeure).

Dans une direction horizontale quelconque W, repérée par l'angle $\theta = (H, W)$ (figure 1), la

contrainte horizontale σ_θ s'exprime par :

$$\sigma_\theta = (k_{0H} \cos^2 \theta + k_{0h} \sin^2 \theta) \gamma z = k_{0\theta} \gamma z \quad (4)$$

Le coefficient $k_{0\theta}$, défini par (4), est intermédiaire entre k_{0h} et k_{0H} . Les valeurs moyenne

($k_{0m} = \frac{k_{0H} + k_{0h}}{2}$) et déviatoire ($k_{0d} = \frac{k_{0H} - k_{0h}}{2}$) caractérisent l'intensité et l'anisotropie du champ de contraintes.

La variation des contraintes en fonction de la profondeur est représentée sur la figure 2a pour le cas $k_{0H} < 1$.

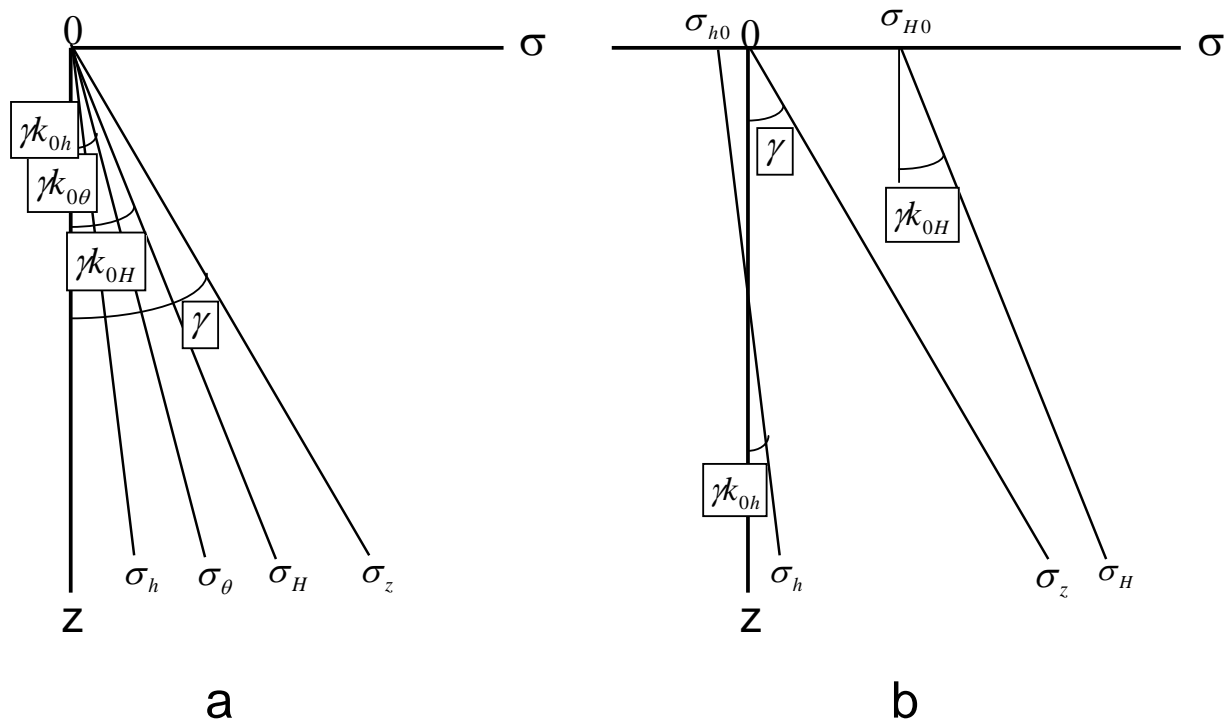


Figure 2 : Variations des composantes de (Σ_0) avec la profondeur dans le cas de l'orthotropie :

a) milieu pulvérulent

b) milieu cohérent (cas $\sigma_{h0} < 0$)

A 2 : Milieu cohérent (sols indurés et roches compactes)

a) Isotropie du tenseur (Σ_0) dans le plan horizontal

En surface $\sigma_z = 0$, σ_{h0} est non nulle, en général une faible compression. Le champ s'écrit alors :

$$\sigma_z = \gamma z \quad \sigma_H = \sigma_h = k_0 \gamma z + \sigma_{h0} \quad (5)$$

La définition de k_0 par la relation (1), qui s'écrirait :

$$\frac{\sigma_h}{\sigma_v} = k_0 + \frac{\sigma_{h0}}{\gamma z}$$

et conduirait à faible profondeur à des valeurs infinies (tendance remarquée d'après les mesures par Hoek et Brown (1980)) n'est pas acceptable. En considérant une variation linéaire de σ_h et σ_v avec z , la définition (1) doit être remplacée par :

$$k_0 = \frac{\sigma_h - \sigma_{h0}}{\sigma_v} \quad (6)$$

σ_{h0} (nulle pour un sol pulvérulent) est compris entre deux valeurs qui résultent de l'atteinte de l'état limite en plasticité soit pour un matériau de Coulomb, avec les coefficients k_a et k_p définis ci-dessus :

$$-2c \sqrt{k_a} < \sigma_{h0} < 2c \sqrt{k_p}$$

soit, pour $\varphi = 30$ degrés :

$$-1,15 c < \sigma_{h0} < 3,46 c$$

Généralement, σ_{h0} est positive : de rares structures circulaires en système extensif pourraient correspondre à une traction.

b) Orthotropie du tenseur (Σ_0) dans le plan horizontal

Avec la condition de surface, le champ s'écrit :

$$(\Sigma_0) = \gamma z (\mathbf{K}_0) + (\Sigma_0)_0 \quad (7)$$

$(\Sigma_0)_0$, état de contraintes en surface, a pour trièdre principal (H, h, z) et pour composantes principales $(\sigma_{H0}, \sigma_{h0}, 0)$.

Comme dans le cas des sols pulvérulents en champ orthotrope, (\mathbf{K}_0) a comme composantes principales $(k_{0H}, k_{0h}, 1)$. La composante principale mineure de $(\Sigma_0)_0$ peut être une traction ($\sigma_{h0} < 0$), comme le montrent certains retours d'expérience (§ 4). L'exemple théorique de la figure 2b correspond à cette situation.

En état d'équilibre limite, trois cas se présentent, selon les valeurs relatives de k_{0h} et k_{0H} par rapport à 1, les structures géologiques relatives à ces trois cas (figure 3) étant les failles normales (si conjuguées : « graben »), les failles inverses (« chevauchements ») et les décrochements.

Concernant les orientations principales :

$k_{0H} < 1$ (figure 3a) : H est la direction principale intermédiaire, son azimuth est celui des failles normales ; il y a eu extension dans la direction h ;

$1 < k_{0h}$ (figure 3b) : h est l'intermédiaire ; le milieu a subi une contraction dans la direction H ; deux directions de failles inverses peuvent exister ;

$k_{0h} < 1 < k_{0H}$ (figure 3c) : z est l'intermédiaire ; il y a deux familles de décrochements conjugués (dextres et senestres) verticaux.

Dans le cas d'une contraction horizontale, l'atteinte de la limite élastique peut donc se manifester de deux façons : décrochement ou chevauchement, selon la direction de la contrainte intermédiaire.

B Suite de l'article

La suite de l'article expose le cas des surfaces topographiques non planes, puis les effets d'un serrage tectonique horizontal. Des exemples de mesures sont également donnés .

Les conclusions de l'article sont que le champ de contraintes dans un massif rocheux naturel est complexe et que les points importants à considérer sont :

- la recherche de la contrainte principale majeure régionale est très importante ; cette contrainte est rarement la verticale comme dans les massifs de sols ;
- le relief influence fortement sur la valeur et l'orientation du trièdre principal ; on note que les vallées « concentrent » les contraintes horizontales (la contrainte horizontale majeure se place perpendiculairement à la vallée ;
- le serrage (ou l'extension) tectonique influence évidemment beaucoup sur les contraintes horizontales.

D'autres cours du Mastère montreront par ailleurs les modifications apportées au tenseur des contraintes par la réalisation d'une cavité ou d'un tunnel, avec la possibilité d'atteindre parfois des conditions de rupture (mise en plasticité) du terrain autour de l'excavation.

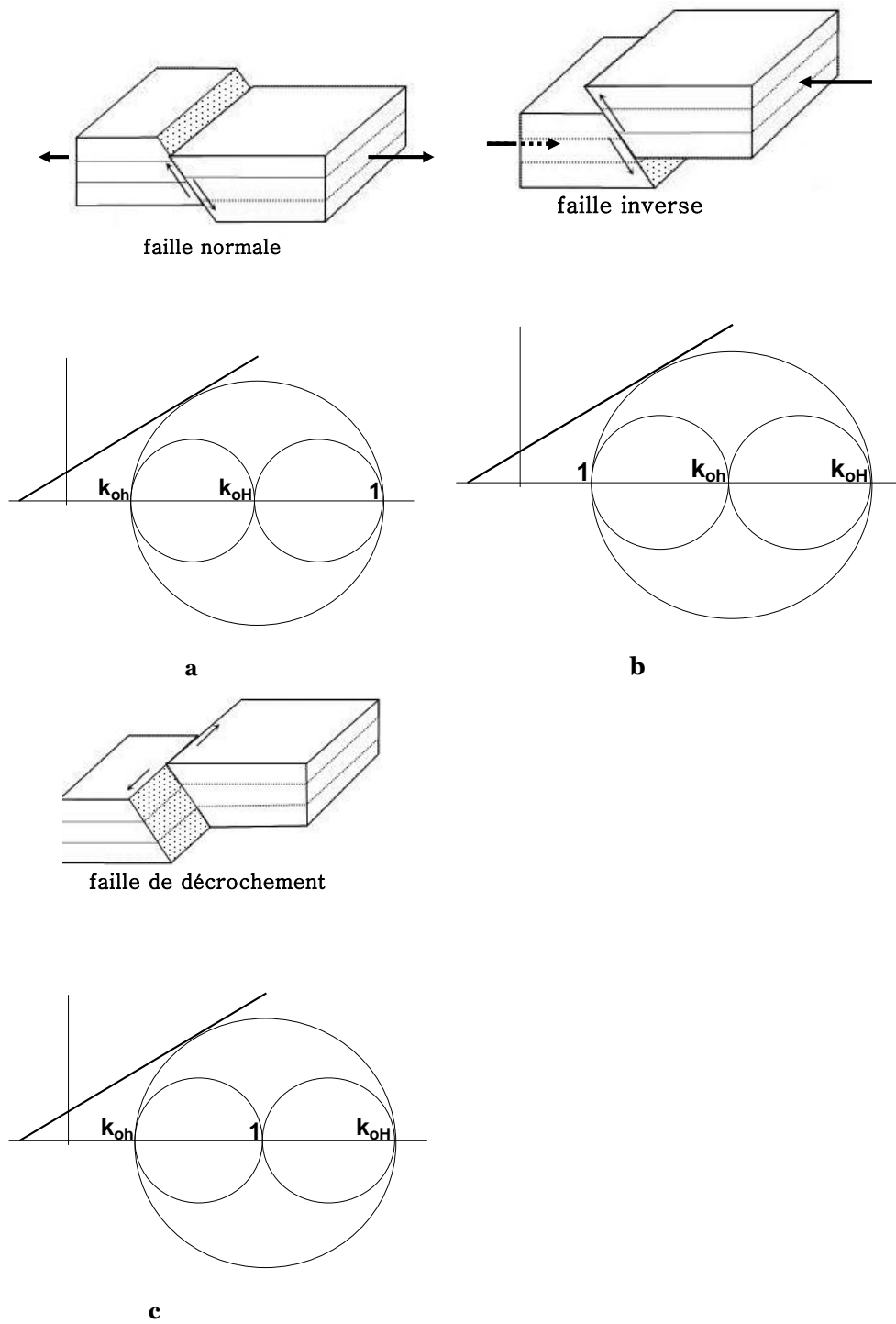


Figure 3 : Structures géologiques et tenseurs limite (K_0) associés

a) faille normale ; b) faille inverse ; c) décrochement senestre

4. ELEMENTS DE RECONNAISSANCE GEOPHYSIQUE

Les reconnaissances géophysiques appartiennent à la famille des méthodes indirectes. Par opposition aux précédentes, elles ne permettent pas de voir le terrain, mais d'accéder à sa connaissance par l'intermédiaire de la mesure d'une de ses propriétés géophysiques. Celle-ci doit être nécessairement interprétée et ceci requiert beaucoup d'expérience. Nous donnerons ici quelques éléments généraux sur les deux méthodes les plus utilisées en géotechnique. Le cas des mesures spécifiques comme la microgravimétrie et le géoradar ne peut être abordé ici.

4.1 La prospection sismique

La propriété mesurée est la vitesse de propagation des ondes consécutives à un ébranlement du sol. Divers dispositifs sont disponibles. Ils utilisent une source (choc d'une masse, vibreur, explosif) et un ou plusieurs récepteurs (géophones). Si x est la distance comprise entre la source et le récepteur et Δt le temps de parcours de l'onde, la vitesse s'exprime par :

$$V = \frac{x}{\Delta t}$$

Les vitesses de propagation varient entre quelques centaines de m/s pour les sols à quelques milliers pour les roches. La prospection sismique donnera donc de bons résultats dans la recherche du rocher sous des couches de sol (situation classique dans un site de vallée où l'on cherche le rocher sous les alluvions de surface).

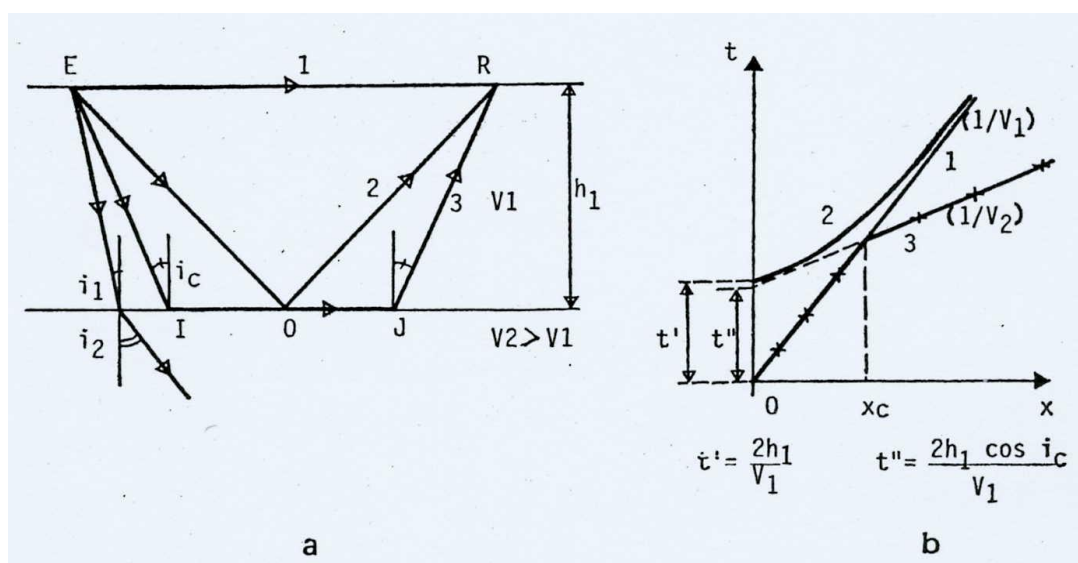


Fig. 4.1 : Propagation des ondes sismiques dans un milieu bicouche à interface parallèle à la surface

- a : parcours des différentes ondes b : dromochroniques correspondantes
 ER : onde directe 1 : parcours ER
 OR : onde réfléchie 2 : parcours EOR
 IJ : onde réfractée totalement sous l'interface 3 : parcours EIJR

Le principe utilisé pour la prospection à faible profondeur (jusqu'à quelques dizaines de m) est celui de la **réfraction** des ondes lorsque celles-ci traversent une interface entre deux couches. La figure 4.1 illustre ce principe, qui permet de détecter la présence du bedrock, simplement en traçant la courbe espace-temps (en faisant varier la distance entre émetteur et récepteur). Sur ce diagramme, la première arrivée d'onde est d'abord (pour x faible) l'onde directe ER qui donne V1, puis ensuite (pour x plus grand), l'onde réfractée EIJR qui permet de trouver V2 et l'épaisseur de la première couche. La **sismique réflexion** ne donne de résultats exploitables que pour des reconnaissances profondes (> à la centaine de m) ; elle est très utilisée en prospection pétrolière.

4.2 La prospection électrique

Ici, la propriété mesurée du sous-sol est la résistivité ρ qui s'exprime en $\Omega.m$. Les sols, tout en étant de bien moins bons conducteurs que les métaux, conduisent le courant électrique, particulièrement parce qu'ils contiennent de l'eau (et donc des ions) et des argiles (semi-conducteurs). La méthode donnera donc de bons résultats pour la recherche de couches argileuses saturées (quelques dizaines d' $\Omega.m.$) au sein de sables et graviers (quelques centaines d' $\Omega.m.$, voire plus quand ils ne sont pas saturés). Le rocher donnera des valeurs en milliers d' $\Omega.m.$ quand il n'est pas argileux. Enfin, la présence de glace se signale par des résistivités encore beaucoup plus élevées (> 100.000 $\Omega.m.$).

Les méthodes de prospection utilisent un système multi-électrodes avec, pour chaque mesure, deux électrodes d'injection A et B et deux électrodes de mesure M et N (voir fig.4.2). La résistivité apparente ρ_a est donnée par :

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{i} = \frac{1}{i} [V_{(M)} - V_{(N)}] = \frac{\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right]$$

Cette résistivité apparente ρ_a correspond à une "moyenne" pour la profondeur investiguée. Celle-ci est variable selon la résistivité des couches traversées, son ordre de grandeur est donné par $AB/6$ à $AB/10$.

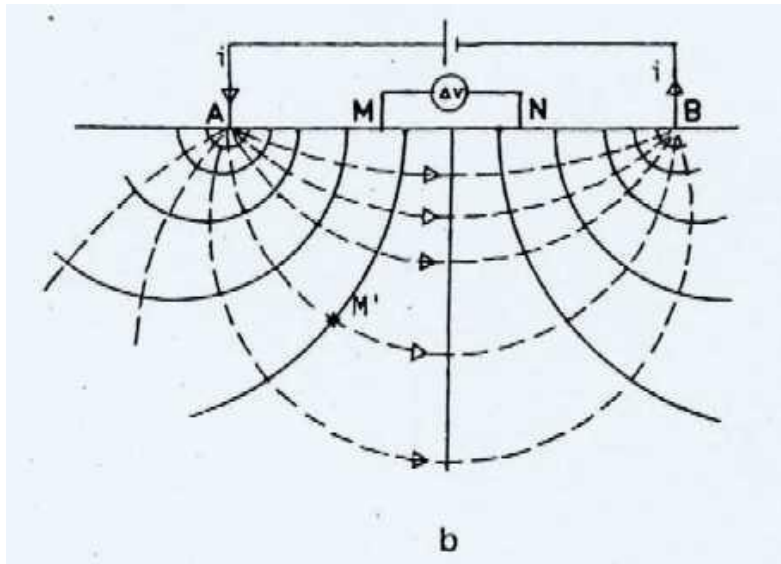


Fig.4.2: Propagation du courant électrique dans un sol homogène, dispositif à deux électrodes d'injection A et B

Deux méthodes de mesure sont classiquement utilisées :

- le **trainé électrique** : qui aboutit à une carte des résistivités apparentes du terrain pour une profondeur d'investigation "constante" : AMNB constant et déplacé ("trainé") sur le terrain à intervalles réguliers. Ces cartes sont précieuses pour faire apparaître des anomalies (sans forcément les expliquer!) et décider de l'implantation des sondages de reconnaissance à réaliser dans une phase ultérieure. Le trainé est donc avant tout une méthode de "dégrossissage" de la structure du terrain.

- le **sondage électrique** : qui consiste à établir une coupe géoélectrique des terrains situés sous le centre du dispositif, en écartant progressivement les électrodes d'injection; ceci permet d'accroître progressivement la pénétration du courant électrique dans le sol. La résistivité apparente mesurée est reportée sur un diagramme $\log \rho_a - \log AB/2$ (voir fig. II.4). La courbe est interprétée à l'aide d'abaques ou de logiciels d'interprétation comme avec toutes les autres méthodes géophysiques, une grande expérience est nécessaire pour choisir entre les différentes coupes géo-électriquement possibles la solution donnant la coupe du sous-sol la plus probable.

4.3 Autres méthodes

Dans cette partie traitée de manière rapide, on se contentera de citer les autres méthodes quelquefois utilisées :

La **prospection microgravimétrique** se fonde sur une mesure extrêmement précise de l'accélération de la pesanteur : la précision de lecture porte sur la 8^{ème} décimale de g !!!

Les déficits de masses à proximité du point de mesure sont responsables d'anomalies négatives de g (par rapport à la valeur moyenne locale). D'où une possibilité de détecter des cavités enfouies dans le sol.

Ce problème intéresse évidemment le géotechnicien chargé des études préliminaires d'un tunnel en milieu karstique ou dans une zone d'anciennes carrières souterraines.

Cependant, comme pour beaucoup de méthodes géophysiques, la prospection est difficile en site urbanisé, lequel est susceptible de générer de nombreuses autres variations du paramètre à mesurer .

La **prospection électromagnétique** peut fournir des cartes de résistivité (sans planter d'électrodes) par la mesure conjointe de l'amortissement des composantes électrique et magnétique sur une fréquence d'émission. Plusieurs systèmes existent et peuvent aider comme les trainés électriques à une bonne implantation des reconnaissances par sondages (recherche de faille, d'aquifère, de couche argileuse ...). La détection des canalisations (surtout métalliques) est par ailleurs un domaine où ce type de prospection réussit bien.

Le **géoradar** permet la mesure de la permittivité du sol. Il utilise des antennes à fréquence d'émission très élevée (> MHz). Une variante peut être utilisée en forage. Un des domaines d'emploi de la méthode est la recherche de cavités (méthode de surface perturbée en site urbanisé).

Citons enfin des domaines de développement récent des méthodes sismiques (**tomographies** entre sondages, **ondes de surface** ...).

5. HYDROGEOLOGIE

En Mécanique des sols, on considère surtout les propriétés physico-mécaniques lesquelles dépendent beaucoup de la quantité d'eau contenue dans le sol. Nous nous intéresserons ici à des aspects descriptifs pris en compte par les hydrogéologues pour l'étude des eaux dans leur gisement naturel.

5.1. Le cycle de l'eau

Pour l'hydrogéologue, l'eau est une substance utile et renouvelable puisque sa présence se conforme à un cycle qui la fait passer successivement des océans, à l'atmosphère, puis (pour une partie de la totalité) aux continents. Pour une région donnée, dont les limites correspondent à celles d'un ou de plusieurs bassins versants de cours d'eau, l'équation simplifiée du bilan hydrologique s'écrit de la manière suivante :

$$P = E + R + I$$

avec

P : pluviométrie totale,

R : terme regroupant l'évaporation directe et l'«évapotranspiration»(évaporation à travers les végétaux)

I : infiltration et stockage (en surface ou souterrain).

C'est la part infiltrée qui intéresse surtout l'hydrogéologue. C'est aussi cette quantité qui détermine les débits, les charges et les pressions d'eau souterraine, notions qui seront développées plus loin.

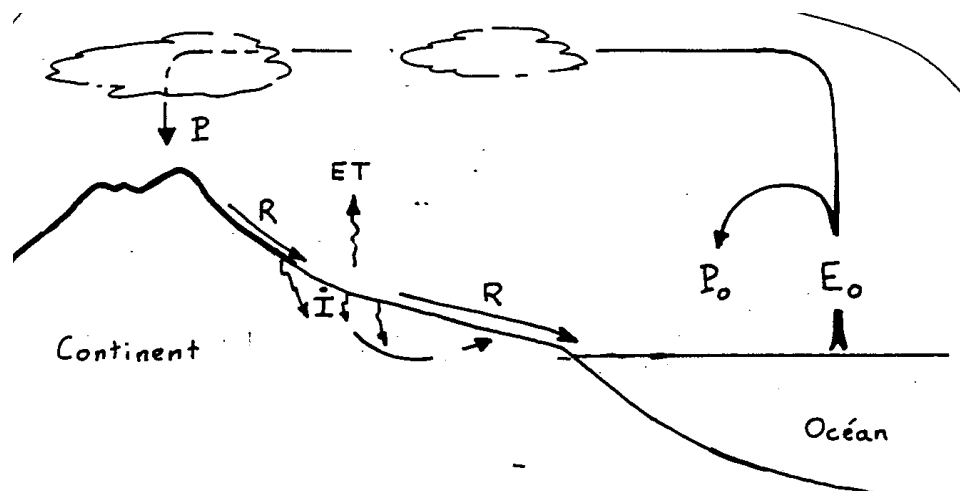


Fig. 5.1. : Le cycle de l'eau

5.2. La notion de nappe en milieu poreux

Les eaux qui s'infiltrent lors des pluies depuis la surface du sol y cheminent tout d'abord verticalement, jusqu'à rencontrer une zone saturée, c'est-à-dire une zone où de l'eau remplit déjà tous les vides du sol. Si cette eau est libre de se mouvoir facilement (eau « non liée » aux grains solides), on dit que l'on a affaire à une nappe. La couche portant l'eau libre est appelée

« aquifère ». Sa limite supérieure est appelée « toit » de la nappe, sa limite inférieure « mur » de la nappe. On distingue deux types principaux de nappe.

5.2.1 Nappe à surface libre

La nappe est dite à surface libre, si elle est contenue dans une couche où son épaisseur peut varier librement entre un mur imperméable fixe et un toit variable en hauteur, selon les infiltrations et les saisons. Ceci veut dire que la couche perméable qui contient la nappe a une épaisseur plus grande que la nappe elle-même (voir figure 5.2a). Lorsque cette couche est la couche de surface (au-delà de la terre végétale) la nappe est dite superficielle ou « phréatique ». Un « piézomètre » est un forage équipé pour la lecture des niveaux d'eau. On appelle « battements de la nappe » les écarts au cours de l'année entre les niveaux hauts et les niveaux bas du toit de la nappe. Lorsque le niveau d'eau atteint la surface du sol, on dit que la nappe affleure.

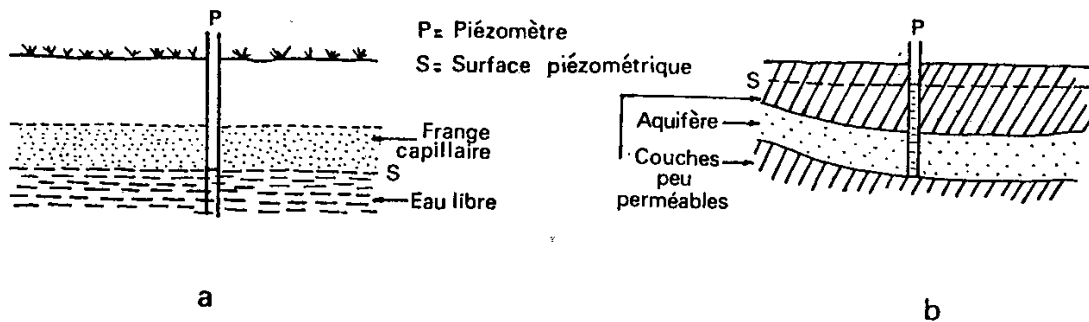


Fig. 5.2 : Les 2 grands types de nappe
a : à surface libre ; b : captive

5.2.2 Nappe captive (ou en charge)

Lorsque la couche aquifère est encadrée par deux niveaux moins perméables, l'eau y est confinée et sa pression peut augmenter fortement. Dans ce cas, les limites de l'aquifère coïncident avec le mur et le toit imperméables de la couche. Si un forage perce le toit, l'eau remontera comme dans le piézomètre de la figure 5.2b. Il arrive même parfois qu'après un forage l'eau puisse jaillir au-dessus du sol. On parle alors de nappe « artésienne ». Un même système aquifère peut comporter des parties à surface libre et des parties captives (figure 5.3).

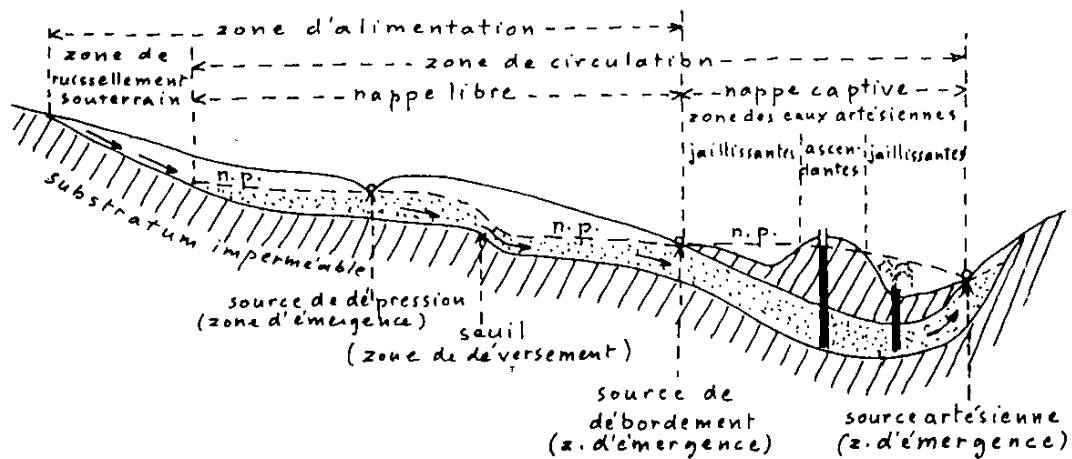


Fig. 93.- Coupe longitudinale d'une nappe
en pointillés: nappe
n.p. = niveau piézométrique

Fig. 5.3 : Système aquifère et sources possibles associées (Michel 1971)

5.3 L'eau dans les milieux fissurés

Dans un massif de roche non poreuse, les seules vides disponibles en général sont ceux associés à la présence de fissures. Un cas particulier déjà évoqué est celui du massif calcaire karstique où les fissures ont pu être agrandies par dissolution jusqu'à donner des chenaux et des cavités (figure 5.4).

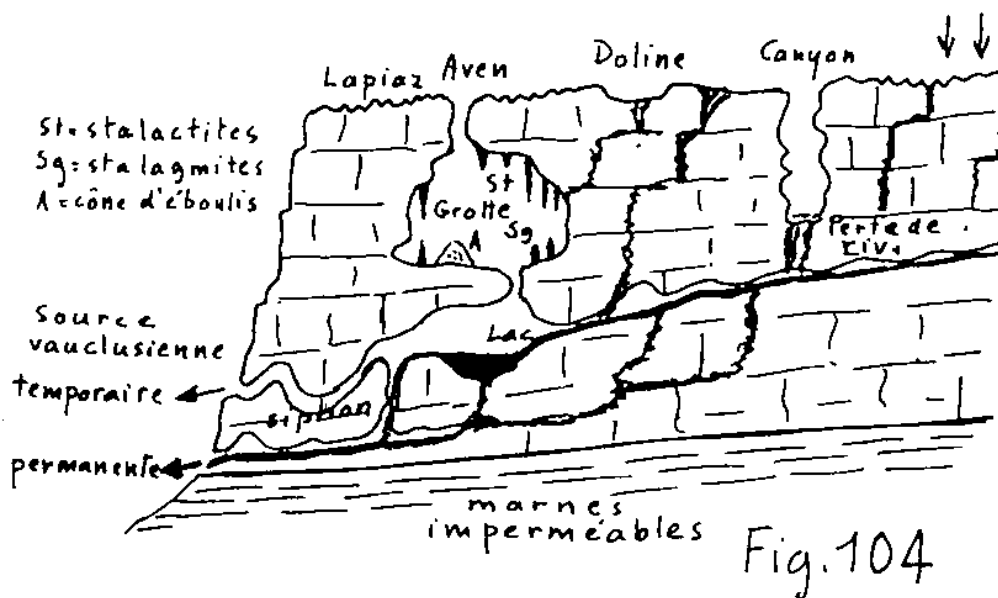


Fig. 5.4 : L'eau et les cavités dans les massifs de calcaires karstiques

Dans un milieu fissuré, l'eau ne peut donc être présente que dans les fissures. La notion de nappe qui suppose l'existence d'une couche aquifère homogène et globalement continue ne s'applique plus. Mais on peut retrouver dans des piézomètres bien placés des niveaux d'eau qui dessinent une enveloppe globale assimilable à un toit de nappe (figure 5.5).

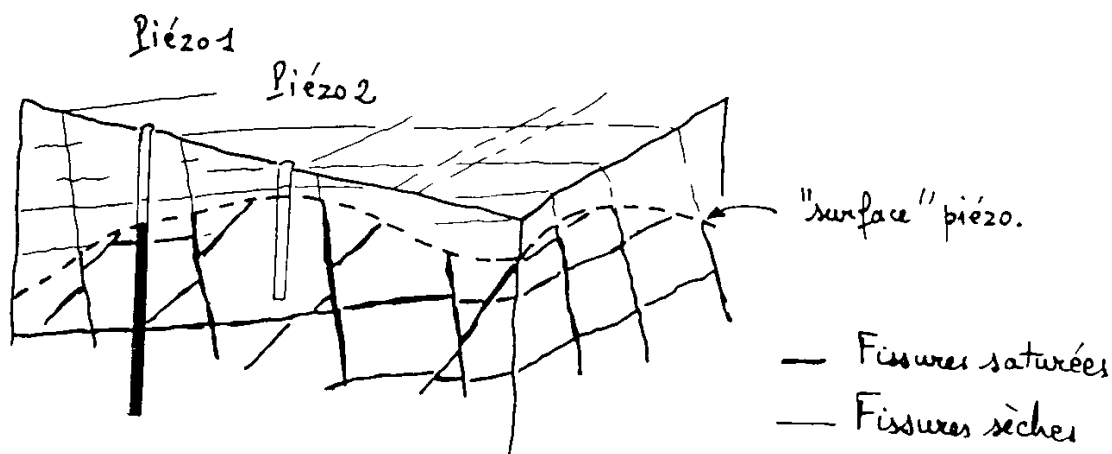


Fig. 5.5 : La notion de nappe en milieu fissuré

5.4 Les sources et la qualité des eaux souterraines

5.4.1 Différents types de source

En milieu poreux, une source peut-être simplement définie comme un endroit où affleure une nappe. Si cet endroit est permanent, la source est dite « pérenne ». Dans le cas contraire, la source est intermittente et peut être alors considérée comme un « trop plein ». Dans un système aquifère (figure 5.3) on distingue des sources de dépression et de débordements ainsi que, plus rarement, des sources artésiennes.

D'une manière fréquente, les sources se situent sur des contacts entre des niveaux perméables aquifères et des niveaux imperméables. Ceux-ci peuvent être des contacts stratigraphiques ou des contacts structuraux comme les failles (figure 1.46).

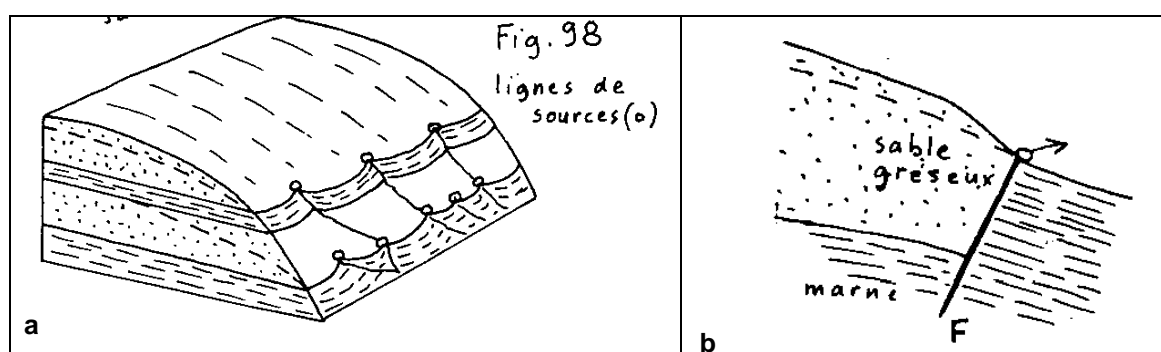


Fig. 5.6 : Exemples de sources
a : contact stratigraphique ; b : faille

5.4.2 Notions de qualité des eaux

La qualité des eaux est liée à celles des matières qu'elles contiennent en solution ou en suspension. Pour les matières en suspension, une eau propre à la consommation ne doit pas en contenir. Une attention particulière est portée à la présence des matières organiques (bactéries, microbes...).

Les matières minérales en solution (exprimées en grammes par litre) se présentent sous forme d'ions. Pour être déclarée « potable », c'est-à-dire susceptible d'être distribuée dans les réseaux d'adduction, l'eau doit être bactériologiquement pure et comporter au maximum un gramme par litre de minéraux dissous : de nombreuses eaux dites « minérales » contiennent des ions en quantité supérieure à ce seuil (jusqu'à trois grammes par litre). Les ions les plus fréquents sont Ca^{++} , Na^+ , Mg^{++} , K^+ ... et HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{--} Des seuils de qualité ont été définis par la Communauté Européenne en 1980. Les textes réglementaires sur l'utilisation des eaux en France peuvent être trouvés dans le Guide de l'Eau (Pierre Johannet, éditeurs) régulièrement réédité.

5.5 Les cartes hydrogéologiques

5.5.1 Les cartes de nappe

Lorsque l'on étudie une nappe et particulièrement une nappe phréatique, il est commode de représenter sur une carte les différentes caractéristiques géométriques de la nappe.

On peut ainsi représenter des cartes de profondeur de la nappe, des cartes en courbes « isopièzes » (altitude du toit en hautes ou en basses eaux ; ou encore à une date donnée), des cartes d'épaisseur de la nappe, des cartes de battements de la nappe, etc. Comme on le verra plus loin, les écoulements souterrains s'effectuent perpendiculairement aux courbes isopièzes.

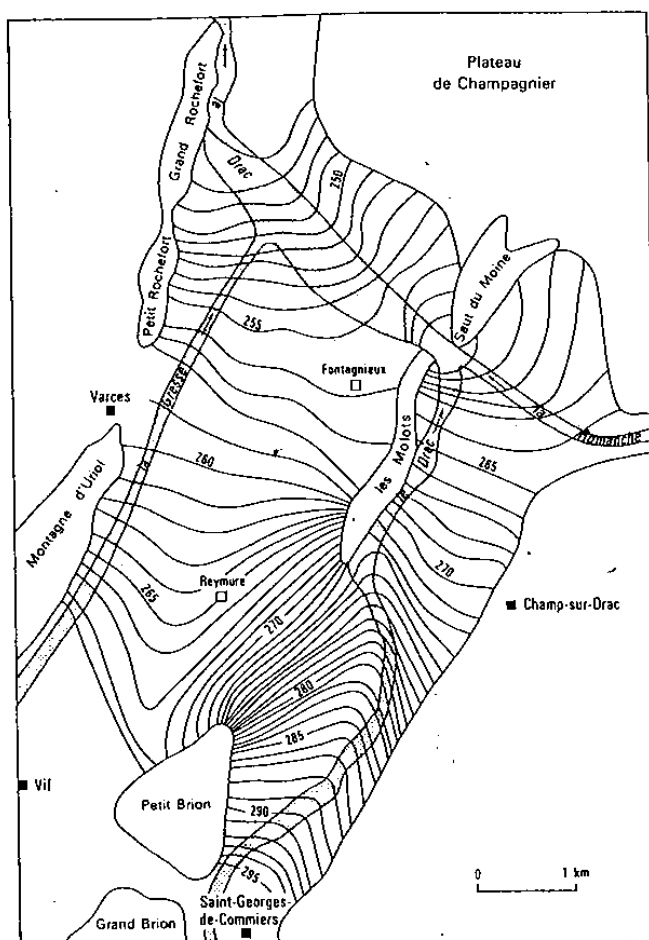


Fig. 7-54. — CARTE PIÉZOMÉTRIQUE DE LA NAPPE DU DRAC

Remarquer le fort gradient d'écoulement dans la trouée de Reymure. La position de la nappe correspond à une période de forte pluviosité mais à un débit très modéré du Drac (75 m³/s) (d'après SARROT-REYNAULD, 1968).

Fig. 5.7 : Carte avec courbes isopièzes d'une nappe

5.5.2 Les cartes hydrogéologiques

Des cartes hydrogéologiques au 1/50 000e ont été établies par le B. R. G. M., en particulier pour certaines agglomérations urbaines importantes. Elles donnent en général la géologie de surface, la cote du substratum imperméable, les courbes isopièzes de la nappe principale, ainsi que tous les détails du réseau hydrographique, les sources et forages d'eau.

5.6 Hydrogéologie et travaux souterrains (bref aperçu)

La présence de l'eau dans le sol constitue un aléa redouté.

En terrain aquifère, une cavité souterraine constituera presque toujours un drain au moment du creusement (exception possible pour le creusement avec un tunnelier à front pressurisé).

Il y aura éventuellement le risque d'assécher des sources dans le voisinage, d'où la nécessité de dresser un inventaire hydrogéologique précis préalablement aux travaux.

Mais le plus grand risque se trouve en phase travaux si le chantier se retrouve inondé. L'eau souterraine agit par son débit et par sa pression parfois très forte en zone de montagne.

Pour faciliter l'évacuation de l'eau, on préférera toujours les attaques montantes. La prévision des débits, particulièrement difficile en milieu fissuré, est encore plus capitale pour les attaques descendantes.

Les venues d'eau importantes se signalent heureusement lors des travaux par une baisse des températures à l'approche de la zone aquifère (voir ci-dessous l'exemple de la coupe du tunnel routier du Mont-Blanc).

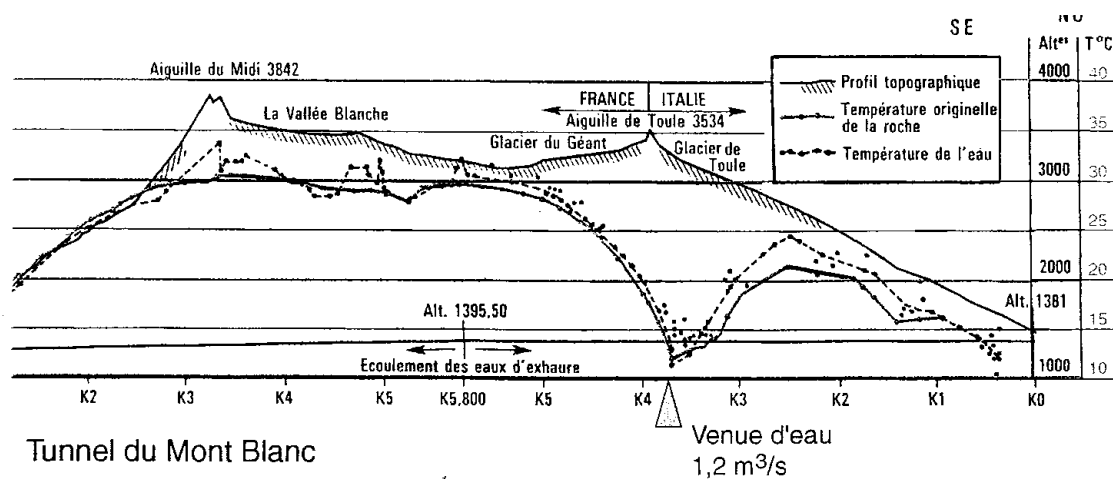


Fig. 5.8 Profil géothermique du tunnel routier du Mont-Blanc

BIBLIOGRAPHIE

AFTES (Association Française de Travaux en Souterrain) Recommandation relative à la caractérisation des massifs rocheux utile à l'étude et à la réalisation des ouvrages souterrains. Groupe de travail n°1, Tunnels et Ouvrages Souterrains n° 177, mai-juin 2003, pp. 138 – 186, D. Fabre co-rédacteur

(on y trouvera la liste et les références des normes AFNOR). A voir : le site internet de l'AFTES

ANTOINE P. , FABRE D. : Géologie appliquée au génie civil , Masson ed. , 288 p, 1980

AUDIGUIER M., GEREMEW Z. ,LARIBI S., COJEAN R. Caractérisation au laboratoire de la sensibilité au retrait – gonflement des sols argileux. Revue Française de Géotechnique n°120-121, pp 67 – 82, 2007

BIENIAWSKI Z.T. Engineering rock mass classifications. John Wiley, New York, 1989

BLES J.-L. , FEUGA B. : La fracturation des roches, Manuels et méthodes BRGM n° 1, 124 p. , 1981

BARTON, LIEN, LUDE Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. Rock Mech. 6(4), 1974, pp. 189-239

BIENIAWSKI Z.T. Engineering rock mass classifications. John Wiley, New York, 1989

BOUVARD-LECOANET, COLOMBET, ESTEULLE. Ouvrages souterrains, 2^{ème} édition, Presses de l'ENPC, 1992

CAMBÉFORT H. : Géotechnique de l'ingénieur et reconnaissance des sols, Eyrolles ed. , 3^e ed., 346 p., 1972

CAMPY M., MACAIRE J.-J. (2003). Géologie de la surface. Dunod, 437 p.

CETU (Centre d'Etudes des Tunnels) Dossier pilote des tunnels. Génie civil : 8 sections, 6 fascicules. Juillet 1998. *Disponible sur le site internet du Cetu (<http://www.equipement.gouv.fr/cetu/Publications>)*

CFMR (Comité Français de Mécanique des Roches) Manuel de Mécanique des roches, tome 1, coordonné par F. Homand et P. Duffaut, Presses de l'Ecole des Mines, Paris, 2000, 265 p.

C.F.G.I., C.F.M.R., C.F.M.S. (2005) : Groupe de Travail S.I.R.T. (D. Fabre co-rédacteur) « Note sur la définition des Sols Indurés – Roches Tendres (SIRT) », Revue Française de Géotechnique, Presses Ponts et Chaussées, Paris.

FILLIAT G. (coordinateur) : La Pratique des sols et fondations , Editions du Moniteur, 1392 p., 1981

GOGUEL J. : Application de la géologie aux travaux de l'ingénieur , Masson ed, 2^e ed , 374 p. , 1967

HOEK E. , KAISER P. , BAWDEN W.F. : Support of underground excavations in hard rock. Balkema, Rotterdam, 1997, 215 p.

LETOURNEUR J. , MICHEL R. : Géologie du Génie civil, coll. U , Armand Colin ed., 728 p., 1971

MICHEL F. (2008). Le tour de France d'un géologue. Delachaux & Niestlé, BRGM, 382 p.

PARRIAUX A. (2009) : Géologie : Bases pour l'ingénieur. Presses Polytechniques Romandes. E.P.F.L., Lausanne

PANET M., FOURMAINTRAUX D. : La Mécanique des roches appliquée aux ouvrages de génie civil. Assoc. Amic. Anc. Elèves ENPC, Paris, 1976, 236p.

PHILIPPONNAT G., HUBERT B. : Fondations et ouvrages en terre, Eyrolles ed. , 550 p. , 2002