

MEMENTO

STABILITÉ DES TALUS ROCHEUX

PUBLICATION MAI
2026

GÉOLOGIE DE L'INGÉNIEUR

CFGI

COMITÉ FRANÇAIS DE
GÉOLOGIE DE L'INGÉNIEUR
ET DE L'ENVIRONNEMENT



PRÉAMBULE

Le présent memento concerne principalement les talus rocheux artificiels résultant d'opérations d'excavation et dont la hauteur est inférieure à la centaine de mètres. Il peut également s'appliquer aux talus rocheux naturels. Son objectif est de donner aux géologues et aux géotechniciens des éléments méthodologiques opérationnels pour mener des études de stabilité de massif rocheux constituant ces talus.

Il vise ainsi à définir les caractéristiques géologiques et géomécaniques des massifs rocheux ainsi que les mécanismes de déformation et de rupture susceptibles de les affecter. Il attire aussi l'attention sur certains types de massifs rocheux qui présentent un comportement mécanique particulier. Enfin, certaines difficultés rencontrées dans le dimensionnement de talus rocheux sont soulignées et illustrées par des retours d'expériences.

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE I

1.	Méthodologie d'étude de la stabilité des massifs rocheux	6
1.1	Caractérisation géologique et géomécanique du massif rocheux	6
1.1.1	Caractérisation de la matrice rocheuse	6
1.1.2	Paramètres d'identification du réseau de discontinuités	6
1.1.3	Paramètres mécaniques des discontinuités	8
1.2	La détermination des mécanismes potentiels de déformation et de rupture	12
1.3	Modélisation des mécanismes de rupture	15
1.4	Définition des méthodes de confortement et de surveillance	15

CHAPITRE II

2.	Quelques exemples de massifs rocheux particuliers	17
2.1	Massifs à matrice peu résistante (craie, marne, gypse)	17
2.2	Massifs à alternance de couches tendres et raides (marno-calcaires, massifs volcaniques)	20
2.2.1	Massifs sédimentaires marno-calcaires	20
2.2.2	Massifs volcaniques à alternance de couches tendres et raides	24
2.3	Massifs rocheux stratifiés fortement plissés, tectonisés, peu métamorphisés (flyschs)	25
2.4	Massifs rocheux métamorphiques à foliation/schistosité marquée	26
2.5	Zones tectonisées ou broyées	27

CHAPITRE III

3	Causes de difficultés d'analyse de stabilité de talus rocheux et retours d'expérience associés	29
3.1	Première cause relative à la connaissance du massif rocheux	29
3.2	Deuxième cause relative à l'identification des mécanismes potentiels de déformation et de rupture	30
3.3	Troisième cause relative aux logiciels de calcul mis en œuvre	33

CHAPITRE IV

4	Conclusion et principes méthodologiques à retenir	36
----------	--	-----------

CHAPITRE V

5	Références bibliographiques	38
----------	------------------------------------	-----------



MÉTHODOLOGIE D'ÉTUDE DE LA STABILITÉ DES MASSIFS ROCHEUX



1. MÉTHODOLOGIE D'ÉTUDE DE LA STABILITÉ DES MASSIFS ROCHEUX

Les massifs rocheux sont des milieux en général discontinus, hétérogènes et anisotropes. Ces trois caractéristiques gouvernent ensemble ou séparément le comportement mécanique et hydraulique du massif rocheux.

L'expérience montre que chaque massif rocheux est un cas unique, et qu'il n'existe pas de solutions de routine qui permettent d'obtenir systématiquement la bonne réponse au problème posé. Il importe donc de mettre en place une méthodologie bien maîtrisée basée directement sur une approche géologique et donc structurale du massif pour construire un modèle d'abord géologique, puis géomécanique du massif rocheux (Cf. le « modèle de terrain » défini dans l'Eurocode NF-EN 1997-2¹ et le modèle de génie géologique du guide de la commission C25 de l'AIIG, Baynes F. & Parry S. 2025).

En particulier, ce modèle géologique permettra de partitionner le massif étudié en zones homogènes du point de vue lithologique ou structural, et donc de ses propriétés géotechniques, afin de pouvoir considérer des homogénéités de comportement mécanique dans chaque zone. Naturellement, les zones d'accidents tectoniques, même si elles sont de faible extension à l'échelle du talus, doivent être traitées comme des sous-ensembles individualisés. Sur chacune de ces zones, il convient ensuite de déterminer les paramètres mécaniques et hydrauliques à l'échelle du talus, qui compléteront le modèle géologique et permettront de construire un modèle géomécanique.

Ce type de démarche peut se décomposer en plusieurs étapes :

1.1 Caractérisation géologique et géomécanique du massif rocheux

Un massif rocheux peut être défini comme un assemblage de blocs de formes, de tailles et de natures pétrographiques variées, délimités par des discontinuités plus ou moins développées telles que joints de stratification, diaclases, plans de foliation ou de schistosité, failles, etc.

1.1.1 Caractérisation de la matrice rocheuse

Les blocs constituent la matrice rocheuse dont la nature à l'échelle d'un talus peut être variable en raison de changement de lithologie ou à la suite des différents phénomènes de transformation locale de la roche préexistante tels que l'altération.

La caractérisation de la matrice rocheuse comporte la détermination de sa minéralogie, de sa microstructure et de ses paramètres pétrophysiques (densité, porosité, vitesse de propagation des ondes, abrasivité...) et mécaniques (résistances à la compression et à la traction, et enveloppe de rupture). Le degré d'altération de la matrice est également un paramètre important. Des essais classiques de laboratoire permettent facilement de déterminer ces différents paramètres (AFTES, 2003).

1.1.2 Paramètres d'identification du réseau de discontinuités

Les discontinuités qui délimitent ces blocs doivent être étudiées en détail à l'échelle du talus considéré au moyen d'analyses statistiques pour prendre en compte la variabilité naturelle de leurs paramètres géométriques et mécaniques.

Le terme de discontinuité est utilisé pour désigner toute surface qui interrompt physiquement la continuité de la matrice rocheuse. Cette surface est en général assimilable, sur une certaine étendue, à un plan et sa résistance à la traction est souvent faible, voire nulle. Cependant, les discontinuités représentent en fait des types de surfaces très variées dont l'identification géologique est nécessaire, les approches statistiques imposant de travailler sur des échantillons homogènes de même nature morphogénétique. On distinguera donc lors des levés de terrain les objets structuraux suivants : les joints de stratification, les diaclases, les failles, les plans de schistosité, les contacts lithologiques, les couloirs de fracturation, etc.

¹ « Un modèle de terrain doit intégrer les conditions géologiques, hydrogéologiques et géotechniques au niveau du site, à partir des résultats de la reconnaissance des terrains ». Et la note 1 : « Les conditions géologiques incluent, par exemple, la description de la géomorphologie du site, la lithologie des unités géotechniques, la présence potentielle et le niveau d'un substrat rocheux, les propriétés géométriques et géotechniques des discontinuités et des zones altérées ».

Les méthodes d'acquisition usuelles consistent à effectuer des relevés systématiques de discontinuités selon des lignes de mesure que l'on peut réaliser sur des affleurements ou en sondages carottés, orientés ou non (imagerie de paroi). Des méthodes d'acquisition numérique (photographies stéréographiques, lidar...) peuvent également être mises en œuvre. **Ces levés doivent impérativement être réalisés par un géologue.** Afin de garantir la représentativité des mesures, les levés doivent être réalisés dans plusieurs directions de l'espace et doivent concerner un volume suffisant par rapport à la densité moyenne de fracturation du massif.

L'analyse des systèmes de discontinuités est basée sur la caractérisation de chaque discontinuité par les paramètres suivants :

- Leurs paramètres géométriques (orientation et pendage, espacement, extension) qui déterminent la connectivité du réseau ainsi que l'anisotropie du massif rocheux,
- Des paramètres contrôlant le comportement mécanique des discontinuités (altération et rugosité de épontes, présence de matériau de remplissage), plus particulièrement leur résistance au cisaillement et leur aptitude à la dilata-tance susceptible de limiter, voire d'empêcher, les mouvements de cisaillement le long du plan moyen de la discontinuité.

Les discontinuités d'un massif rocheux n'ont pas une orientation arbitraire, mais sont souvent organisées en familles dont le nombre est lié aux phénomènes géologiques et mécaniques intervenant lors de la formation des roches et de l'histoire tectonique du massif. L'étude de la répartition d'une population de discontinuités en familles directionnelles se fait principalement sur la base du traitement des paramètres azimut du vecteur pendage/ angle de pendage ou direction/ angle de pendage/ direction de pendage. Il est impératif de travailler par types de discontinuités en distinguant par exemple, joints de stratification, plans de foliation ou de schistosité, diaclases et failles.

La notion de familles de discontinuités constitue cependant une simplification de la réalité qui peut être parfois excessive voire injustifiée dans certains cas (Figure 1). Ce type d'analyse doit donc être mené avec prudence en faisant appel à **l'expertise du géologue et à sa connaissance du site.**



Figure 1 : Illustration du fait que l'on peut rencontrer une discontinuité bien exprimée et persistante, mais quasi-unique et isolée dans un massif rocheux très fracturé (calcaire éocène près d'Annot (04) (Photographie J.L. Durville)

La méthode d'analyse la plus couramment utilisée est la projection stéréographique (canevas de Wulf et Schmidt), et l'étude de différents diagrammes tels que rosaces des azimuts et courbes d'isodensité de pôles, couplée aux observations de terrain, ce qui permet d'identifier les familles directionnelles représentatives du réseau de discontinuités.

Si on ne dispose pas d'affleurement du massif rocheux pour réaliser des lignes de mesure ou si le massif rocheux n'est reconnu que par des sondages carottés (sans imagerie de paroi et sans orientation des carottes), les mesures détaillées des paramètres géométriques des discontinuités (orientation, pendage, extension) ne sont pas possibles, et seules les mesures de distance entre discontinuités successives (longueur des fragments de carotte) peuvent être obtenues.

La caractérisation du réseau de discontinuités ne peut alors se faire qu'au moyen d'indices de fracturation globaux tels que le RQD qui est exprimé en pourcentage comme la somme des longueurs des carottes supérieures à 10 cm rapportée à la longueur de la passe forée, ou l'indice ID d'intervalle entre discontinuités qui est défini comme la moyenne des intervalles découpés par les discontinuités successives le long d'une ligne de mesure ou l'axe d'un sondage carotté dont il convient de préciser la longueur et l'orientation.

Il faut rappeler que la détermination de ces indices à partir de sondages carottés nécessite le respect des conditions de carottage (diamètre des carottes supérieur ou égal à 50 mm, indice de récupération R compris entre 90 % et 100 %, exclusion des discontinuités sub-parallèles à l'axe de la carotte, établissement du RQD dès ou rapidement après la sortie du carottier), et que ces indices sont très dépendants de l'orientation du sondage par rapport aux structures géologiques.

On attire aussi l'attention sur le fait que le RQD, qui est le paramètre le plus couramment mesuré, est un indice de qualité du massif rocheux, mais qu'il ne fournit que peu d'informations sur la densité de fracturation du massif. Il est recommandé d'utiliser l'ID pour une caractérisation plus précise de la densité de fracturation.

Il peut être également utile de faire des observations sur les premiers talus réalisés, en particulier lorsque l'excavation se fait en utilisant de l'explosif. Les tirs d'abatage ou de prédécoupage, même s'ils sont bien dimensionnés, sollicitent le massif rocheux en place de manière importante, et en particulier les zones de faiblesse que constituent les discontinuités qui peuvent s'ouvrir, voire être le siège de déplacement relatif entre épontes. Des structures difficilement visibles à l'œil nu ou en sondage peuvent ainsi être révélées (Figure 2).

Des tirs de prédécoupage bien adaptés au massif rocheux constituent néanmoins un moyen efficace pour préserver au mieux l'intégrité du massif en arrière du talus définitif.

1.1.3 Paramètres mécaniques des discontinuités

On s'intéresse ici à des discontinuités sans matériau de remplissage ou avec une épaisseur très faible par rapport à la rugosité. Lorsque l'épaisseur du matériau de remplissage est suffisante pour que le cisaillement puisse se développer entièrement dans le matériau de remplissage, les caractéristiques mécaniques sont celles du matériau de remplissage qui doit faire l'objet d'une étude particulière.

Les caractéristiques mécaniques des discontinuités sont généralement obtenues par des essais en laboratoire, en particulier des essais de cisaillement, les essais in situ étant beaucoup plus



Ouverture de joints stratigraphiques argileux d'épaisseur millimétrique à la suite de tirs de fragmentation en masse, mine de phosphate de ben Guérir, OCP, Maroc. (Photographie : J.-A. Fleurisson)



Ouverture de joints stratigraphiques à la suite d'un tir ménagé devant un tir de prédécoupage dans des grès (bancs d'épaisseur métrique), mine de charbon de Decazeville. (Photographie : R. Cojean)

Figure 2 : Effets de tirs à l'explosif sur les discontinuités

rare pour des raisons de mise en œuvre et de coût. L'essai de cisaillement à contrainte normale constante fait l'objet de la norme française NF P94-424.

Le comportement d'une discontinuité soumise à un essai de cisaillement est contrôlé par la nature des épontes mais surtout par leur état de surface. En particulier, la rugosité des épontes, leur degré d'imbrication et leur degré d'altération jouent un rôle primordial.

Dans le cas particulier d'une discontinuité plane et lisse, c'est à dire dépourvue d'aspérités, le comportement au cisaillement est uniquement régi par le frottement des épontes. La résistance au cisaillement est habituellement exprimée par le critère de Coulomb :

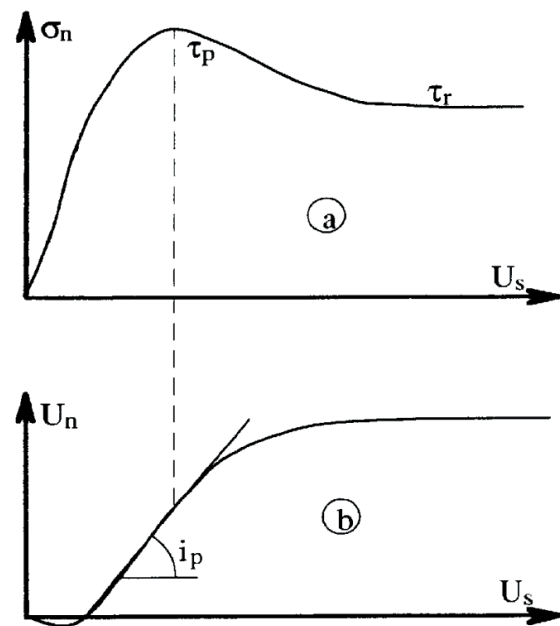
$$\tau = \sigma'_n \times \tan \phi_b$$

Où τ est la contrainte de cisaillement le long de la discontinuité, σ'_n est la contrainte normale effective appliquée sur la discontinuité ($\sigma'_n = \sigma_n - u$, u étant la pression d'eau dans la discontinuité), et ϕ_b est l'angle de frottement du joint plan ou angle de **frottement de base**, qui dépend principalement de la nature pétrographique et du degré d'altération des épontes.

Les discontinuités naturelles présentent généralement une géométrie de surface très irrégulière avec de nombreuses aspérités de tailles et de formes variées qui représentent différentes échelles de rugosité superposées. Leur comportement au cisaillement met en évidence trois paramètres fondamentaux (Figure 3) :

- **la résistance de pic**, définie par la contrainte de cisaillement maximum τ_p correspond au cisaillement des aspérités ;
- **la résistance résiduelle** τ_r caractéristique du frottement des épontes en contact après rupture des aspérités ;
- **la dilatance** représentée par un déplacement des épontes dans la direction normale au plan de la discontinuité. Elle est caractérisée par l'angle de dilatance i (angle de la pente de la courbe de dilatance donnant le déplacement normal U_n en fonction du déplacement tangentiel U_s). Cet angle présente un maximum i_p au point d'inflexion de la courbe de dilatance. Ce point correspondant au pic de la courbe contrainte de cisaillement τ en fonction du déplacement tangentiel U_s , qui représente, pour un niveau de contrainte normale donné, la rupture des aspérités les plus aiguës. Au-delà, la dilatance se poursuit avec un angle plus faible défini par l'inclinaison des aspérités les plus résistantes, à base large et à pente faible.

Par rapport à une discontinuité plane et lisse, la dilatance induit une augmentation de la résistance de pic. Elle est fonction de la rugosité des épontes, de leur degré d'altération mais aussi de leur degré d'imbrication et de la direction du cisaillement.



- a) courbe contrainte tangentielle τ - déplacement tangentiel U_s
 b) courbe déplacement normal U_n - déplacement tangentiel U_s

Figure 3 : Cisaillement d'une discontinuité naturelle

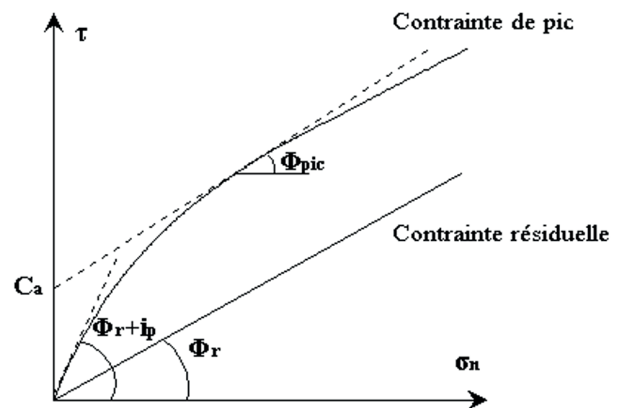


Figure 4 : Critère de rupture d'une discontinuité naturelle

La résistance résiduelle τ_r des discontinuités est peu sensible à l'effet d'échelle, et le critère de rupture peut s'obtenir facilement par des essais de laboratoire sous la forme d'une loi de Coulomb classique caractérisée par un **angle de frottement résiduel** ϕ_r , qui diffère au plus de quelques degrés de l'angle de frottement de base ϕ_b , et une cohésion résiduelle, en général faible ou nulle, que l'on considère toujours égale à 0 dans les calculs :

$$\tau_r = \sigma'_n \times \tan \phi_r$$

La courbe correspondant à la **résistance de pic** τ_{pic} montre en revanche, une courbure progressive qui traduit une relation non linéaire entre la résistance au cisaillement τ et la contrainte normale σ_n . La forte pente de la courbe pour les faibles valeurs de contraintes normales traduit l'influence des aspérités les plus inclinées, à l'origine d'une forte dilatance. Au fur et à mesure que la contrainte normale augmente, les aspérités se rompent en nombre de plus en plus important ; la dilatance est moins importante, et la courbe (τ , σ_n) s'infléchit et devient progressivement linéaire. Dans une gamme de valeurs de contrainte normale peu étendue, cette courbe peut être approchée par une droite d'équation :

$$\tau_{pic} = C_a + \sigma'_n \times \tan \phi_{pic}$$

C_a est une **cohésion apparente** qui n'exprime pas une propriété intrinsèque du matériau des épontes, mais l'influence des irrégularités des épontes sur le comportement en cisaillement.

Pour les très faibles valeurs de contrainte normale, la cohésion apparente C_a est voisine de zéro, et ϕ_{pic} est proche de $\phi_r + i_p$.

Pour les fortes valeurs de contrainte, la cohésion apparente C_a est élevée et l'angle de frottement de pic ϕ_{pic} tend progressivement vers ϕ_r .

Dans la pratique, l'interprétation des essais de laboratoire est délicate et la détermination des caractéristiques de résistance de pic des discontinuités présente de nombreuses difficultés liées à la dispersion des résultats et à l'effet d'échelle. Sur la base de travaux expérimentaux, Barton (1977) a proposé un critère de rupture semi-empirique dans lequel la résistance de pic dépend d'un angle de dilatance i qui rend compte du degré de rugosité des épontes (JRC), de leur résistance (JCS) et de la contrainte normale effective σ'_n appliquée sur la discontinuité :

$$\tau_{pic} = \sigma'_n \times \tan(\phi_b + i) = \sigma'_n \times \tan(\phi_b + JRC \times \log_{10} \frac{JCS}{\sigma'_n})$$

ϕ_b : angle de frottement de base, qui diffère de quelques degrés de l'angle de frottement résiduel ϕ_r

JRC : « **Joint Roughness Coefficient** », coefficient sans dimension relié à la rugosité et à la taille des épontes ; il peut être estimé en comparant le profil de rugosité des épontes de la discontinuité,

réalisés dans la direction du cisaillement, à ceux établis par Barton et classés par rugosité croissante de 0 pour une discontinuité plane et lisse, à 20 pour une discontinuité ondulée et rugueuse (Figure 5). La valeur de JRC varie également en fonction de la déformation de la discontinuité : plus les aspérités sont cisailées, plus la valeur de JRC est faible.

JCS : « **Joint Compressive Strength** » : résistance en compression simple des épontes ; elle est souvent estimée indirectement in situ au moyen de l'indice de rebond au scléromètre ou marteau de Schmidt (Figure 6).

σ'_n : contrainte normale effective appliquée sur la discontinuité.

La détermination d'une valeur de JRC représentative de la rugosité à trois dimensions de l'éponte d'une discontinuité n'est cependant pas toujours facile, même à l'échelle d'un échantillon.

Les mesures des paramètres JRC et JCS peuvent se faire à l'échelle de l'échantillon au laboratoire sur des épontes de discontinuités provenant de carottes de forage, ou à plus grande échelle directement sur des affleurements.

Le passage de l'échelle de l'échantillon à celle de l'affleurement ou du talus permettant de prendre en compte la rugosité à grande échelle ou l'ondulation des épontes pose également des difficultés de mesure.

Sur la base de nombreux essais sur des discontinuités naturelles, de moulages de discontinuités et de d'une synthèse bibliographique, Barton et Bandis (1982) ont proposé des corrections d'échelle. Dans tous les cas, les mesures de JRC à petite ou moyenne échelle constituent des valeurs minimales puisqu'elles n'intègrent pas l'ondulation éventuelle des épontes à l'échelle du talus.

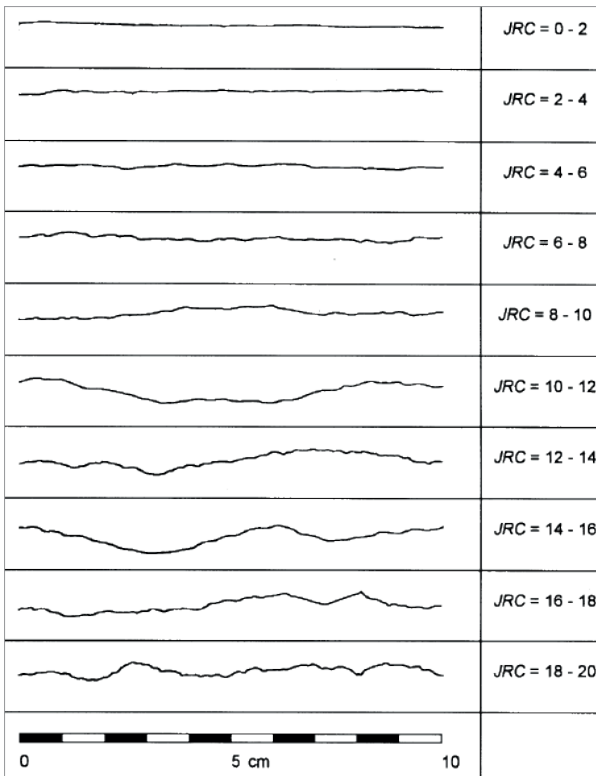


Figure 5 : Profils de rugosité standard de surfaces de discontinuités à l'échelle décimétrique (d'après Barton & Choubey, 1977)

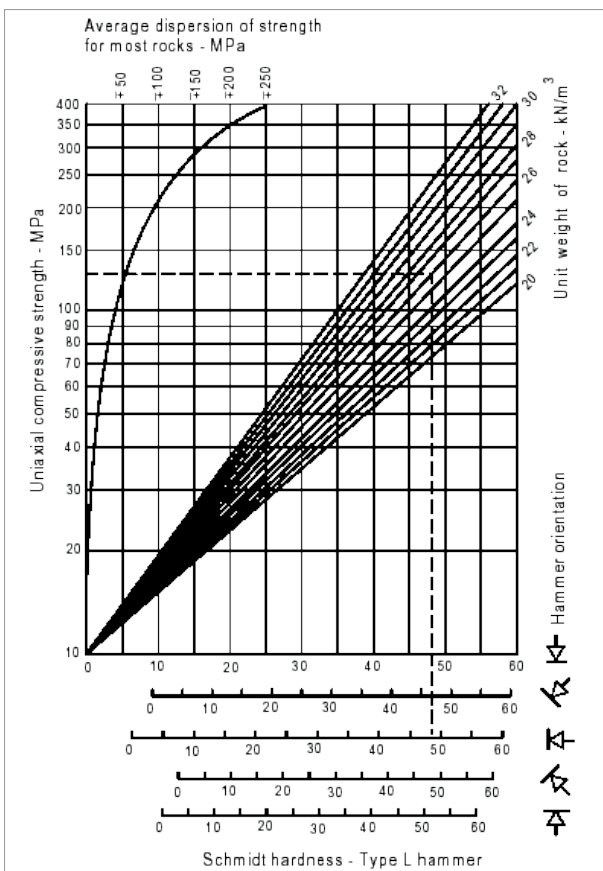


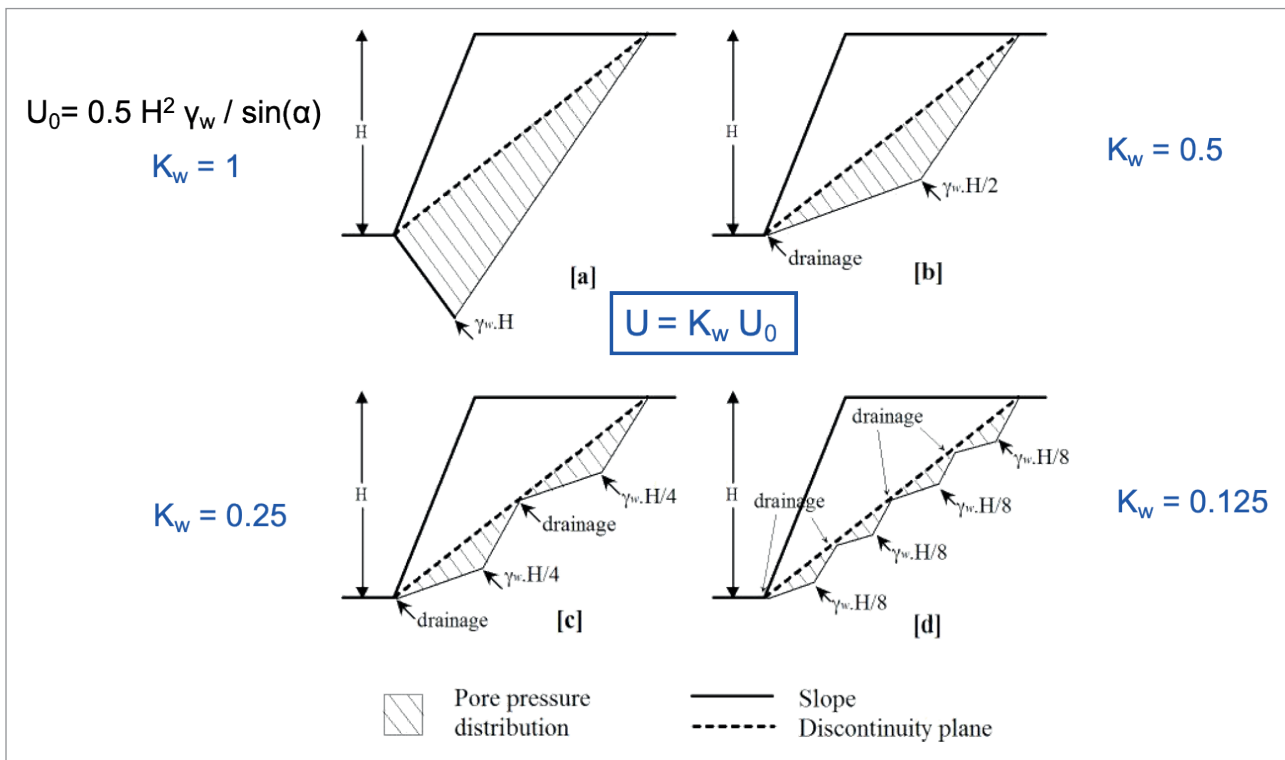
Figure 6 : Relation entre indice de rebond mesuré au scléromètre et résistance en compression simple de l'épente (d'après Deere et Miller, 1965)

Pour des valeurs très faibles de la contrainte normale ($JCS/\sigma_n \geq 100$), la relation conduit à des valeurs non réalistes, et Barton suggère, dans ce cas, l'utilisation de l'équation simplifiée :

$$\tau = \sigma'_n \times \tan 70^\circ$$

La cohésion des discontinuités est souvent considérée comme nulle sauf si un matériau de remplissage de forte épaisseur est présent (matériaux silto-argileux résultant de l'altération des épentes, injections d'origine tectonique de matériau schisteux ou chloriteux, etc...) ou si la discontinuité à plus grande échelle présente des ponts rocheux (cas fréquents dans les formations calcaires, notamment par recristallisations). L'observation ou les retours d'expérience sont primordiaux pour identifier ces situations.

Les discontinuités sont souvent le lieu des circulations d'eau qui jouent un rôle important dans les instabilités de talus. D'une part, elles peuvent altérer les épentes ce qui peut conduire à une dégradation de leur résistance au cisaillement (paramètre JCS) et à une diminution de leur rugosité (paramètre JRC). D'autre part, la **présence d'eau** peut engendrer des pressions (u) qui vont s'exercer sur les épentes et contribuer à la diminution de la contrainte normale effective ($\sigma'_n = \sigma_n - u$). L'intensité de ces pressions d'eau dépend des conditions hydrauliques aux limites du massif rocheux et de l'aptitude de la discontinuité à drainer l'eau qui s'y accumule. La Figure 7 illustre des distributions schématisques de pression d'eau le long d'une discontinuité dans un glissement plan, en fonction de différentes situations possibles de drainage de la discontinuité. On voit que, dans ce cas particulier, la résultante des pressions d'eau U peut être divisée d'un facteur 2, 4 ou 8 quand le drainage de la discontinuité augmente. Cette aptitude au drainage peut résulter du degré de fracturation naturel du massif rocheux ou de la mise en place de système de drains qui recoupent la discontinuité.



[a] Condition non-drainée / [b] Drainage faible / [c] Drainage moyen / [d] Drainage fort

Figure 7 : Distribution schématique de pression d'eau le long d'une discontinuité dans un glissement plan correspondant à différentes situations possibles de drainage liées à différentes intensités de fracturation du massif rocheux et de colmatage des fractures.

Ces phénomènes, liés à la présence d'eau dans les discontinuités, conduisent, séparément ou conjointement, à une réduction de la résistance au cisaillement de la discontinuité.

1.2 La détermination des mécanismes potentiels de déformation et de rupture

L'analyse des structures géologiques et des paramètres géotechniques des matériaux concernés ainsi que des sollicitations mécaniques générées par l'excavation permet d'identifier les mécanismes potentiels de déformation et de rupture les plus critiques à l'échelle du talus considéré.

Pour étudier ces mécanismes critiques, il faut généralement les simplifier (démarche d'homogénéisation et de généralisation) pour construire ou rechercher les modèles physiques, puis numériques, qui permettront la quantification du risque de rupture. Cette démarche de simplification, inhérente à l'utilisation de modèles de calculs, ne doit pas être sous-estimée. Dans chaque situation, il faut être capable d'apprécier l'écart qui peut séparer le modèle de la réalité physique.

L'hétérogénéité des massifs rocheux ainsi que leur caractère discontinu, caractérisé par une certaine

densité de fracturation, posent le problème d'un effet d'échelle. Il est clair que suivant l'échelle d'analyse (gradin, ensemble de plusieurs gradins ou talus entier) le système matériel change de nature. Ce n'est donc pas le même objet géologique et géomécanique dont il faut analyser la stabilité, ni les mêmes mécanismes de déformation et de rupture qui sont en cause.

A petite échelle (échelle du gradin ou d'un ensemble de quelques gradins), l'objet géologique concerné présente en général un caractère typiquement discontinu, lié à la présence d'un réseau de deux ou trois familles de discontinuités. Des mécanismes de rupture simples tels que la rupture plane, la rupture en dièdre, la rupture par basculement (Figure 8) dérivant directement du caractère discontinu des massifs rocheux, et donc directement contrôlés par le système de discontinuités, constituent une approche réaliste des mécanismes potentiels. La projection stéréographique permet d'identifier les mécanismes de rupture cinématiquement possibles en fonction de l'orientation et de la pente des talus et des paramètres géométriques des discontinuités (Hoek & Bray, 1981 et 2005).

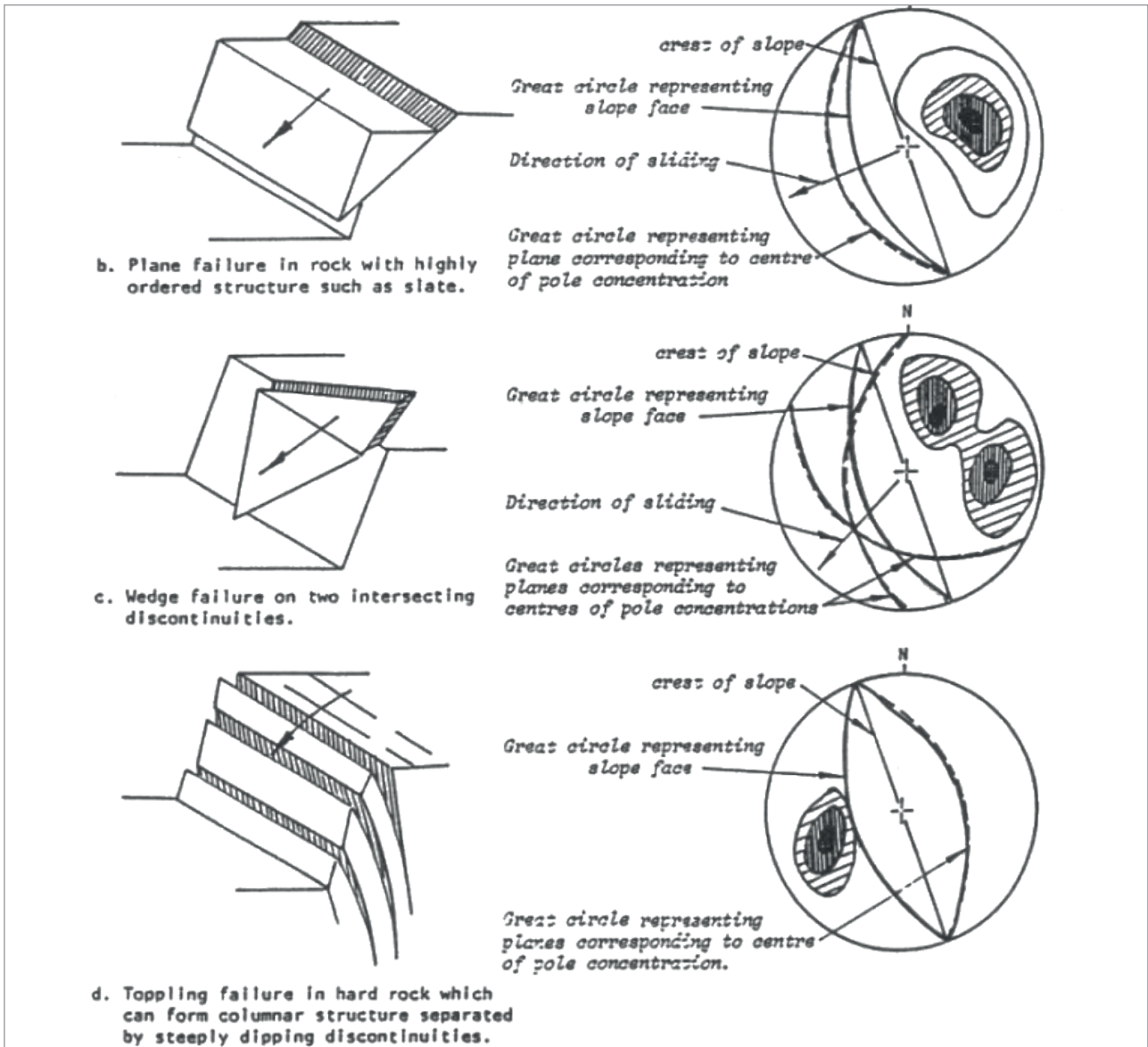


Figure 8 : Quelques mécanismes élémentaires de rupture de talus dans les massifs rocheux et les conditions structurales susceptibles de leur donner naissance (d'après Hoek & Bray, 1981)

A plus grande échelle, les mécanismes de rupture sont souvent complexes et dépendent à la fois du système de discontinuités et des matériaux en cause (nature lithologique de la matrice rocheuse, densité de fracturation, intensité de l'altération).

Si le massif analysé présente des discontinuités de grande extension, des mécanismes de rupture élémentaires, souvent différents de ceux étudiés classiquement, peuvent être envisagés : mécanismes de rupture de plaque avec coin rocheux, rupture par flambement de plaque, par exemple (Figure 9).

En l'absence de structures de grande extension, on est souvent amené à modéliser le massif rocheux par un matériau continu équivalent. Hoek et al. (2002) ont proposé, sur la base de considérations théoriques et expérimentales, des critères

de rupture empiriques pour les masses rocheuses. Ils dépendent de la résistance à la compression simple de la matrice et de la qualité du massif rocheux caractérisée par un paramètre appelé GSI qui est fonction du degré moyen de fracturation du massif et de l'état de surface des discontinuités.

D'autres systèmes de classification tels que la classification RMR de Bieniawski ou la classification Q de Barton (Singh et Goel, 1999) permettent de caractériser la qualité du massif rocheux et proposent des corrélations avec les paramètres mécaniques du massif ainsi homogénéisé.

Il est important de retenir que, sur un site donné, plusieurs mécanismes de rupture peuvent être envisagés, à différentes échelles, et que tous les mécanismes potentiels identifiés doivent a priori être étudiés.

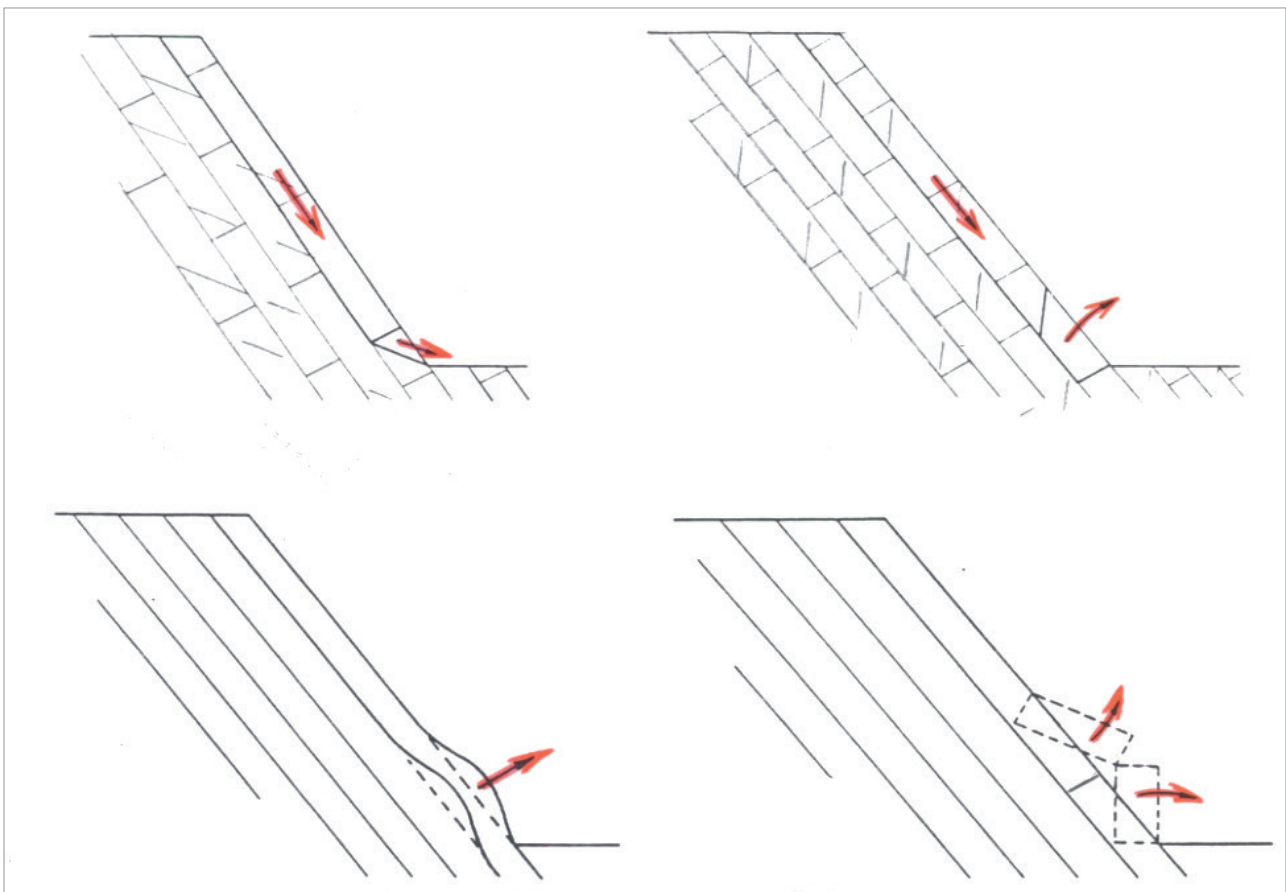


Figure 9 : Mécanismes de rupture de plaques par glissement ou rotation d'un coin rocheux à la base du talus, par flambement ou ouverture de joints pivots (d'après Hawley & al., 1985)

1.3 Modélisation des mécanismes de rupture

A ce stade, on dispose d'un modèle géomécanique du massif rocheux (géologie, mécanique, hydrogéologie) ainsi que des outils de calculs adaptés aux différents mécanismes de rupture identifiés à l'étape précédente.

Il faut alors contextualiser l'étude de stabilité en précisant :

- l'échelle géométrique du problème posé (stabilité d'un gradin, d'un ensemble de plusieurs gradins ou d'un talus de grande hauteur),
- la variabilité des données géotechniques utilisées qui conduit souvent à mener des études paramétriques,
- le type de sollicitation mécanique à considérer. On distingue classiquement trois situations :
 1. la stabilité à court/moyen terme où on peut admettre des taux de déformation ou certaines ruptures localisées, du moins dans certains contextes bien définis tels que des talus de mines à ciel ouvert placés sous surveillance ;
 2. la stabilité à long terme pour laquelle il faut être plus exigeant quant aux conditions de stabilité et considérer certains scénarios d'évolution des propriétés géotechniques des matériaux au cours du temps et des modifications du contexte hydraulique du massif ;
 3. les études de danger conduisant à prendre en compte des sollicitations hydrauliques exceptionnelles ou dynamiques particulières).

Une fois le problème bien contextualisé, des calculs de stabilité peuvent être réalisés (avec ou sans confortements du talus) selon deux grands types d'analyse : les calculs à la rupture et parfois des études en déformation.

Les calculs à la rupture sont les plus fréquemment mis en œuvre et permettent de caractériser la stabilité du talus par un facteur de sécurité qui représente le rapport entre des forces résistantes sur des forces motrices ou des moments résistants sur des moments moteurs. D'un point de vue théorique, le talus est considéré comme stable si le facteur de sécurité est supérieur strictement à 1. Cependant, dans la pratique, on adapte le niveau théorique de sécurité recherché à la précision

des données entrées dans les modèles et au type d'étude réalisée. Pour des stabilités à court terme (par exemple en situation de talus d'exploitation de carrière), on pourra viser des facteurs de sécurité globaux de l'ordre de 1.3. Pour des stabilités à long terme, on pourra viser des facteurs de sécurité globaux de l'ordre de 1,5.

Notons que les calculs de stabilité aux facteurs partiels font partie de la pratique courante (Cf. NF EN 1997-1 et ses normes d'application).

1.4 Définition des méthodes de confortement et de surveillance

Sur la base des résultats de l'étude de stabilité réalisée, différentes méthodes de confortement pourront être mises en œuvre pour améliorer si besoin la stabilité du talus considéré :

- Modification de la géométrie du talus : inclinaison plus faible de l'angle de talus, déchargement en tête des talus ou remblai à placer en pied de talus ;
- Travaux de drainage de surface en limite d'emprise ou de rabattement de nappe par galeries de drainage et drains, puits de pompage, drains subhorizontaux ;
- Travaux de renforcement mécanique par boulons d'ancrage et/ou tirants d'ancrage. Le renforcement se fait souvent systématiquement sur toute la surface du talus selon un maillage prédéfini, mais des études spécifiques de terrain peuvent avantageusement permettre d'identifier les quelques blocs clés dont le renforcement particulier assurera la stabilité de volumes surincombants ou de l'ensemble du talus.

La décision finale appartient au maître d'œuvre sur la base de différents scénarios proposés par le spécialiste de stabilité des talus avec chiffrage des gains ou pertes de stabilité correspondants, ainsi que des coûts de la mise en œuvre de ces dispositifs.

Enfin, dans bien des cas, une surveillance des talus faisant appel à une large panoplie de dispositifs d'auscultation est recommandée : suivi topographique, contrôle de niveaux piézométriques, mesures GPS, mesures de déplacements et de déformation en forage, etc.

Il est clair que suivant le contexte géomécanique, des seuils adaptés aux cinématiques attendues selon différents scénarios réalistes doivent être définis.



QUELQUES EXEMPLES DE MASSIFS ROCHEUX PARTICULIERS

2. QUELQUES EXEMPLES DE MASSIFS ROCHEUX PARTICULIERS

La méthodologie de caractérisation et d'analyse de stabilité présentée au chapitre précédent s'applique facilement aux massifs rocheux qui présentent une matrice rocheuse de nature homogène et résistante, ainsi qu'un réseau de discontinuités organisé selon quelques familles bien marquées. C'est le cas des massifs rocheux stratifiés en banc de nature homogène avec diaclases, peu plissés et peu tectonisés, ou des massifs de roches magmatiques peu altérées (coulées basaltiques, granite,...).

Par contre, les massifs rocheux à matrice peu résistante (craie, marne, gypse) ou présentant une anisotropie de formation (massifs marno-calcaires, flysch) ou très fortement tectonisés se différencient par des mécanismes de déformation et de rupture spécifiques et doivent faire l'objet d'une étude plus particulière. Ce sont ces cas particuliers qui sont donnés en exemple dans les paragraphes suivants.

2.1 Massifs à matrice peu résistante (craie, marne, gypse)

La craie dans le Bassin parisien est une formation d'âge crétacé supérieur, de stratification horizontale ou quasi-horizontale. Outre la stratification, les principales discontinuités sont des diaclases en général proches de la verticale. Des lits de silex peuvent marquer la stratification et constituent un certain renforcement mécanique.

La craie est une roche tendre, de faibles caractéristiques mécaniques. Sa résistance en compression uniaxiale peut ne pas dépasser 10 MPa en roche saturée (c'était le cas par exemple de la craie traversée par le tunnel sous la Manche). En conséquence, les ruptures qui se développent dans le massif sont très souvent mixtes, en partie le long des discontinuités, en partie à travers la matrice.

Le sous-cavage des pieds de talus, naturel ou artificiel, et les cavités karstiques sont des facteurs de déstabilisation.

Diverses variétés de craie peuvent se rencontrer, avec des caractéristiques mécaniques variables : craie riche en silex ou sans silex, craie marneuse, craie glauconieuse, craie dolomitique, craie tuffeau micacée ou sableuse, etc.

En voici quelques exemples :

> Cas de diaclases subverticales, avec une direction proche de celle du talus

Dans l'exemple du talus de l'autoroute A29, près de Rogerville (Figure 10), une famille de diaclases subverticales et de direction proche de celle du talus découpe la craie en écailles et engendre des instabilités superficielles justifiant un piège à cailloux adapté.

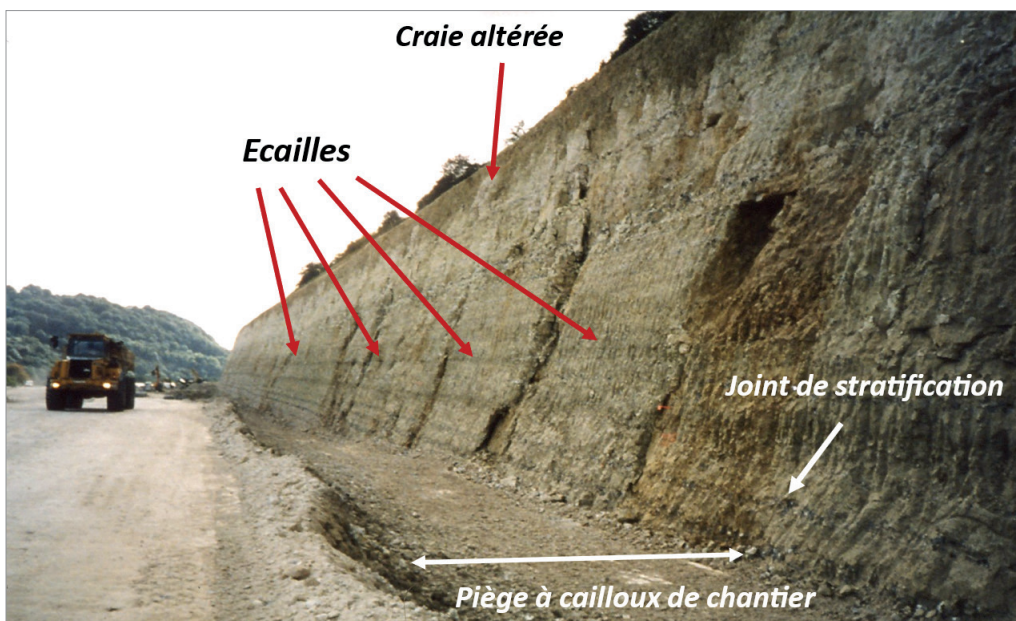


Figure 10 : Chantier de l'autoroute A29, près de Rogerville (Photographie J.L. Durville)

> **Des diaclases verticales découpent des colonnes ou des tranches qui peuvent basculer si le pied cède.** L'exemple présenté (Figure 11) montre que la propagation de l'éboulement fut importante, compte tenu de l'énergie cinétique acquise par la tête de la colonne dans la rotation ; des blocs ont roulé jusqu'au milieu du stade à une distance de plusieurs dizaines de mètres.

> **L'étude des éboulements des falaises de craie en Normandie** (Dewez & Rohmer, 2013) révèle deux principaux types de mécanismes :

- éboulements de dièdres dont les deux plans structuraux ont des pendages forts, typiquement 75° ;
- éboulements impliquant en majeure partie la matrice de craie et empruntant localement des discontinuités existantes, processus qui s'explique par la faible résistance mécanique de la craie.

> **Dans l'exemple de Criel/Mer** (Figure 12), l'écaïlle est désolidarisée du massif le long de nombreuses diaclases, de joints de stratification et à travers la matrice, permettant en relais une rupture de grande dimension.



Figure 11 : Basculement d'une colonne de craie aux environs de Rouen (Photographie J.L. Durville)

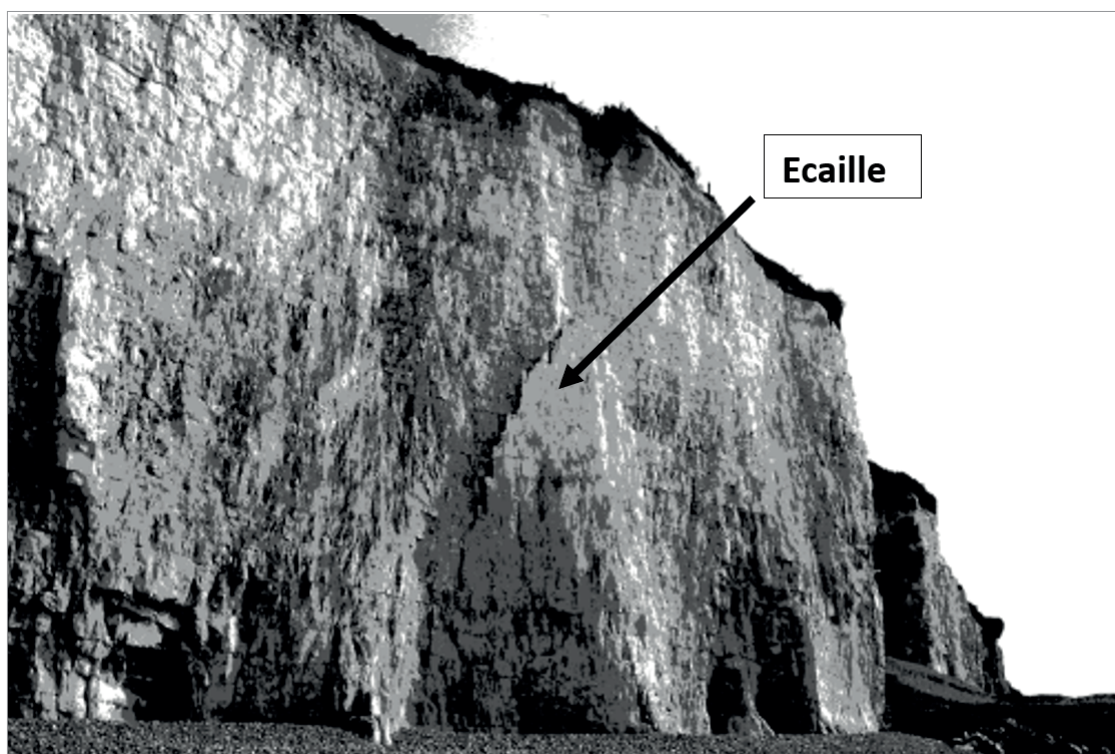


Figure 12 : Falaise de Criel/Mer (Photographie J.L. Durville)

> Vallée de la Loire et de la Seine

Les formations crétacées de la vallée de la Loire (dans le Saumurois, notamment) sont des calcaires crayeux, parfois marneux, dolomitiques ou sableux. En particulier, les tuffeaux, très employés dans la construction depuis des siècles, contiennent des micas et des quartz.

La Seine à l'aval de Paris a creusé son lit dans le plateau crayeux et formé des falaises de grande hauteur.

La stabilité des versants naturels est perturbée par l'exploitation, souvent ancienne, de la roche comme pierre de construction et pour une occupation troglodytique : des chambres ont été creusées à flanc de coteau, parfois profondes de plus d'une dizaine de mètres, parfois à plusieurs niveaux, ainsi que des galeries menant à de vastes exploitations souterraines. La stabilité du versant doit donc prendre en compte non seulement les discontinuités du massif, mais la géométrie des vides d'origine anthropique. Les pieds de falaise, où se concentrent les contraintes, sont affaiblis par ces excavations qui créent des configurations 3D dont la stabilité est complexe à étudier (Figure 13).



Figure 13 : Falaise de craie dans la vallée de la Seine (photographie J-L Durville)

2.2 Massifs à alternance de couches tendres et raides (marno-calcaires, massifs volcaniques)

2.2.1 Massifs sédimentaires marno-calcaires

Organisation du massif rocheux :

Les marno-calcaires et calcaires marneux sont des séries sédimentaires souvent bien continues, présentant un contraste rhéologique à l'échelle de l'affleurement. Elles sont constituées de (Figure 14) :

- Bancs de calcaire ou calcaire marneux relativement compétents ;
- Interlits marneux plus tendres.

Les joints de stratification ont le plus souvent une faible épaisseur, une grande extension. Ils jouent un rôle structurant majeur dans le comportement du massif. L'épaisseur des bancs calcaires et des interlits marneux est comprise entre quelques centimètres et quelques mètres. Les affleurements naturels tendent à être d'autant plus pentus que la proportion de bancs carbonatés compacts est importante.



Figure 14 : Massif rocheux marno-calcaire du Barrémien à Angles, Alpes de Haute-Provence (Photographie CC BY-SA 4.0)

Fracturation et altération :

Ces roches peuvent être affectées de discontinuités liées à la tectonique, parmi lesquelles :

- Diaclases subverticales ou obliques ;
- Failles ou plans de cisaillement exploitant les interlits plus tendres, fonction des régimes de contraintes subis par le massif rocheux. Les interlits marneux peuvent être schistosés ;
- Failles normales anciennes ;
- Failles normales gravitaires associées à des zones de chevauchement.

Ces structures sont souvent peu visibles, voire indétectables, avant la réalisation d'excavations, et nécessitent un examen par un ingénieur géologue spécialisé.

Les séries marno-calcaires peuvent également être affectées de plissements qui conduisent à des configurations structurales de type amont-pendage ou aval-pendage qui contrôlent les mécanismes de rupture possibles.

Ces roches présentent une forte propension à la dégradation et à l'altération sous l'effet des agents météoriques, d'autant plus qu'elles sont riches en argiles. Les niveaux marneux, notamment lorsqu'ils s'altèrent en argiles, jouent fréquemment le rôle de niveaux de décollement ou de glissement.

Comportement mécanique dominant :

D'un point de vue mécanique, le massif se comporte rarement comme un milieu continu. Ce type de formation rocheuse présente :

- Une forte anisotropie liée au litage ;
- Une faible résistance au cisaillement au niveau des interlits marneux ou des miroirs de failles qui traversent ces matériaux, les épontes étant fréquemment argilisées ;
- Une propension à la désagrégation en éléments de taille réduite (pierres, petits blocs) sauf dans les secteurs où le massif rocheux présente des bancs compacts de forte épaisseur.

Lors d'excavations anthropiques la stabilité est contrôlée de manière combinée par le litage, la fracturation et les éventuelles circulations d'eaux souterraines.

Mécanismes d'évolution et d'instabilité caractéristiques :

Les mécanismes suivants peuvent être observés :

- Chutes de blocs de volume faible à moyen, souvent répétitives, liées à la désagrégation progressive des bancs ;
- Altération et érosion progressive des niveaux marneux, conduisant à un sous-cavage des bancs compacts ;
- Glissements structuraux, le long du litage dans les configurations en aval-pendage, sur des niveaux marno-argileux pouvant être saturés et/ou sur des structures de type failles normales gravitaires ;
- Bascullements de panneaux marno-calcaires dans les configurations en amont pendage, lorsque les bancs sont découpés par des fractures subverticales ou orthogonales à la stratification, et/ou lorsque des ouvertures gravitaires se développent en tête de talus rocheux.

Les ruptures mixtes associant glissement et basculement constituent un cas fréquent, souvent évolutif et potentiellement régressif comme l'illustrent les Figure 15, Figure 16, Figure 17 et Figure 18.

Rôle de l'eau

Les circulations d'eaux souterraines constituent un facteur déterminant du comportement à moyen et long terme des déblais rocheux réalisés dans ce type de matériaux, en raison notamment de :

- L'augmentation rapide des pressions interstitielles dans les niveaux marneux ;
- La perte de cohésion apparente sur les interfaces ;
- L'accélération des phénomènes d'altération et d'érosion interne ;
- La concentration des écoulements le long du litage et des failles gravitaires.

Les talus marno-calcaires sont particulièrement sensibles aux épisodes pluvieux prolongés.



Figure 15 : Déstabilisation superficielle dans un talus partiellement anthropique constitué de calcaires marneux bien lités du Crétacé Supérieur (La Trinité / Photographie T. Bourdin)



Figure 16 : Écroulement d'un talus anthropique constitué de calcaires à gros bancs avec interlits marneux du Crétacé supérieur - Mécanisme de glissement plan combiné avec des mécanismes de basculement (Menton / Photographie T. Bourdin)

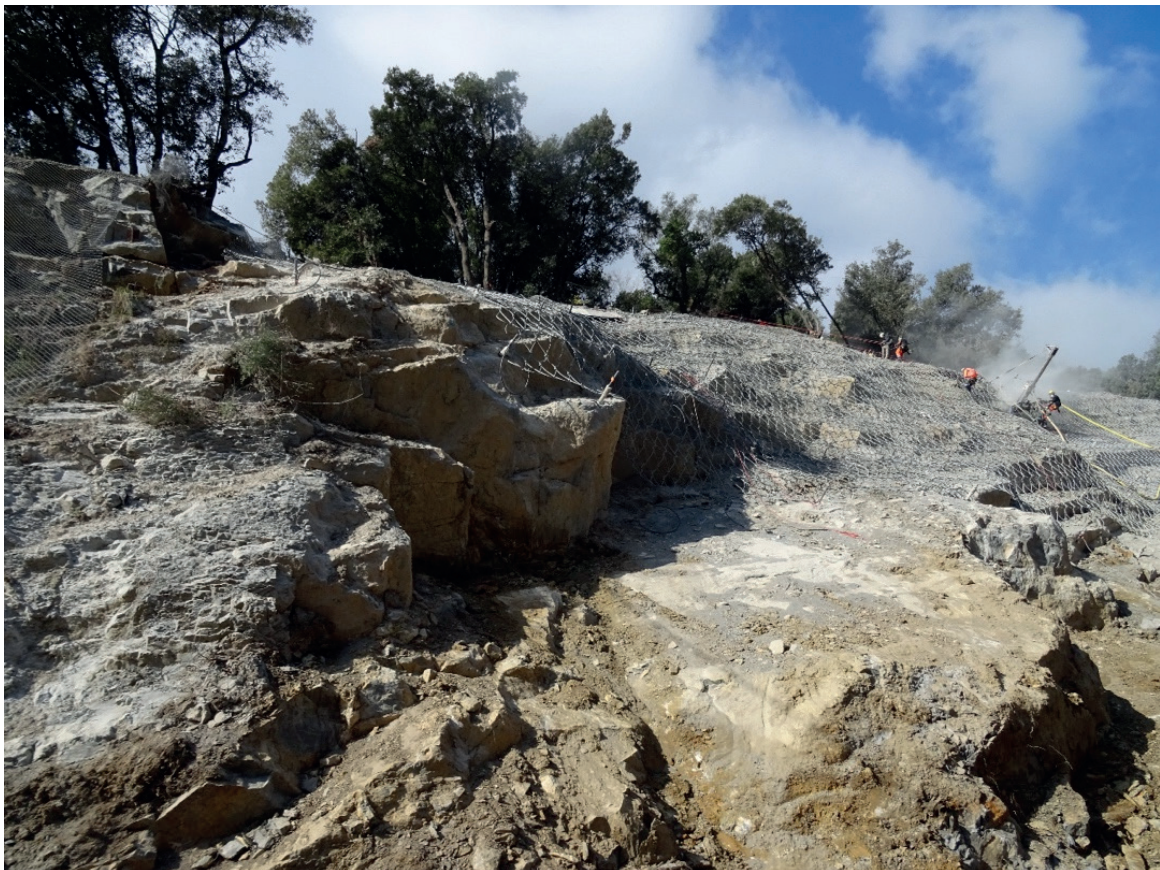


Figure 17 : Écroulement d'un talus anthropique constitué de calcaires à gros bancs avec interlits marneux du Crétacé supérieur - Mécanisme de glissement plan combiné avec des mécanismes de basculement - Confortement du talus en cours de réalisation (Menton / Photographie T. Bourdin)



Figure 18: Mécanisme de type glissement plan au niveau de bancs de calcaires marneux à cassure conchoïdale de l'Eocène -
Noter la courbure de la discontinuité de droite (Photographie T. Bourdin)

2.2.2 Massifs volcaniques à alternance de couches tendres et raides

Le basalte est une roche volcanique qui se présente sous forme de coulées, de faible pente en général. L'épaisseur d'une coulée va en général du mètre à la dizaine de mètres. On observe souvent plusieurs coulées superposées, séparées par des lits de projections volcaniques meubles ou indurées (Figure 19). Localement, au niveau d'une cheminée volcanique par exemple, on peut avoir des configurations plus complexes.



Figure 19: Falaise dominant la RN 1 à La Réunion : superposition de coulées épaisses, quasi-horizontales, traversées par des fractures subverticales nombreuses, et de lits de projections volcaniques érodables (Photographie J.L. Durville)

La roche basaltique est très résistante (R_c souvent supérieure à 100 MPa) mais cette résistance est réduite dans le cas d'une basalte bulleux ou altéré.

Les coulées sont traversées par des fractures subverticales liées au retrait lors du refroidissement ou à des déformations ultérieures. La prismation due au retrait se fait suivant des plans orthogonaux à la base et au sommet de la coulée : les orgues basaltiques sont bien connues, mais la plupart du temps la prismation est très fruste (Figure 20).



Figure 20 : Coulée grossièrement prismée (Photographie J.L. Durville)

Les versants et talus constitués d'une alternance de coulées et de projections volcaniques évoluent principalement par un processus de sous-cavage, lié à l'érosion des lits meubles (d'origine externe par la pluie ou interne par des circulations d'eau), mettant en surplomb des masses basaltiques découpées par les fractures verticales liées au refroidissement de la lave.

Il arrive aussi qu'une écaille recoupant plusieurs niveaux de coulée, isolée par des fractures en relais, se déstabilise (Figure 21).



Figure 21: Éboulement d'une écaille sur la RN1 (photographie de J.L. Durville)

De manière similaire, des ruptures impliquant plusieurs lits de basalte et de scories sont possibles comme illustré sur la Figure 22 (fondation d'ouvrage en tête de paroi rocheuse : les surfaces de rupture à prendre en compte sont du type de la ligne brisée rouge guidée par la fracturation naturelle subverticale dans les basaltes, plutôt que des surfaces de rupture planes ou courbes en bleu).

2.3 Massifs rocheux stratifiés fortement plissés, tectonisés, peu métamorphisés (flyschs)

Les flyschs sont des formations sédimentaires détritiques souvent très épaisses et composées d'alternance de bancs centimétriques à pluri-décimétriques de grès fins et de matériaux très fins (pélites) qui se sont déposés sur le talus continental de bassins océaniques. Ces formations sont affectées de plissements synsédimentaires d'échelle métrique en lien avec leur mode de dépôts par des courants de turbidité et des glissements en masse lors du dépôt des sédiments encore gorgés d'eau (Figure 23). Ces formations ont souvent été reprises dans des mouvements orogéniques et ont alors subi des plissements à très grande échelle en nappe de charriage et ont pu aussi être métamorphisées.

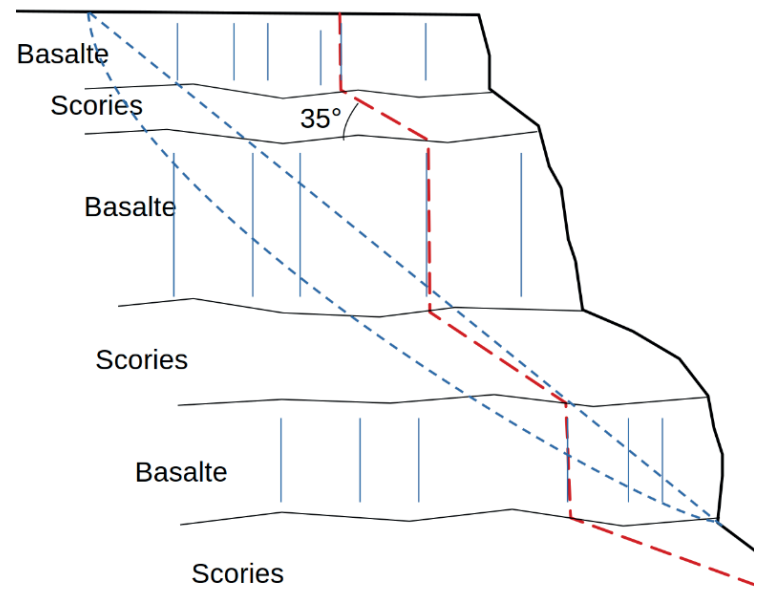


Figure 22: Mécanisme de rupture sous une fondation en bordure de versant



Figure 23 : Flyschs ordoviciens du flanc sud de la Montagne Noire (Photos B. Tessier)

Même à petite échelle, ce type de massif rocheux présente donc une très forte hétérogénéité avec des alternances de matériaux compétents et tendres, et surtout des joints de stratification d'orientation très variable sur des distances très faibles et un réseau de diaclases. Le matériau peut donc être considéré comme très fracturé de manière homogène et son comportement mécanique assimilable à celui d'un matériau isotrope. Une démarche d'homogénéisation peut être alors envisagée conduisant, par exemple, au critère de rupture de Hoek & Brown généralisé (Hoek et al, 2002). Marinos et Hoek (2001) ont proposé une démarche pour la détermination des paramètres de ce type de modèle. Localement, si les joints de stratification ou d'autres structures géologiques ont une extension du même ordre de grandeur que la hauteur du talus, ceux-ci peuvent bien sûr également contrôler le mécanisme de rupture et donner lieu à des ruptures localisées de type plan ou dièdre par exemple (Figure 24), d'autant plus que les bancs pélitiques sont altérables.

2.4 Massifs rocheux métamorphiques à foliation/schistosité marquée

Les schistes sont des roches métamorphiques qui ont acquis une schistosité marquée sous l'influence de contraintes tectoniques. Ils sont caractérisés par un débit plus ou moins facile en feuillets d'épaisseur centimétrique à pluri-centimétrique et d'extension métrique à pluri-métrique, dû à une fracturation de la roche sous l'effet des contraintes (Figure 25).

Ces discontinuités peuvent alors constituer des surfaces de rupture planes dont l'extension peut être très importante par coalescence des feuillets successifs selon le plan de schistosité moyen (Figure 26).



Figure 25 : Surfaces de schistosité et débit en feuillets ou plaques, avec rupture de ponts rocheux localisés, dans des schistes des Cévennes (Photographie R. Cojean)



Figure 26 : Surface de rupture plane récente de grande extension (surface brillante) dans des schistes des Cévennes (Photographie R. Cojean)

2.5 Zones tectonisées ou broyées

Des contraintes excessives dans l'écorce terrestre provoquent des ruptures (failles, diaclases,...) et peuvent localement engendrer un écrasement du matériau rocheux. Les fragments qui en résultent, de granularité très étalée, sont le plus souvent cimentés en profondeur par les circulations fluides pour former une brèche tectonique ou mylonite, mais ultérieurement d'autres mouvements tectoniques, d'autres fluides ou des processus d'altération peuvent dégrader cette brèche en un matériau plus ou moins meuble.

Du fait de leur histoire, ces zones broyées sont en général très hétérogènes : présence de volumes de sols meubles, argilo-sablo-graveleux, jouxtant de façon aléatoire des éléments rocheux, décimétriques à métriques, plus ou moins altérés.

Sur de faibles épaisseurs, ces mylonites constituent le remplissage d'une faille et la résistance au cisaillement sur le plan de faille en sera généralement dégradée, sauf cas de cimentation. Les zones broyées de forte épaisseur, marquant le passage

d'une faille de grande dimension, sont plutôt assimilables à des sols hétérogènes et l'étude de la stabilité d'un talus dans ces zones considère donc des ruptures pseudo-circulaires, avec des possibilités d'anomalies locales.

La première difficulté dans l'étude de la stabilité d'un talus est d'abord d'identifier des zones broyées au passage de failles majeures au sein d'un encaissant rocheux et d'évaluer leur extension. Elles se marquent très généralement par une dépression dans la topographie, sauf si une cimentation les rend plus résistantes que l'encaissant. Il faut ensuite estimer la qualité du matériau formant ces zones et le type de rupture auquel on peut s'attendre.



CAUSES DE DIFFICULTÉS D'ANALYSE DE STABILITÉ DE TALUS ROCHEUX ET RETOURS D'EXPÉRIENCE ASSOCIÉS



3 CAUSES DE DIFFICULTÉS D'ANALYSE DE STABILITÉ DE TALUS ROCHEUX ET RETOURS D'EXPÉRIENCE ASSOCIÉS

L'analyse de la stabilité de talus rocheux, naturels ou artificiels, peut s'avérer complexe. Trois causes de complexité illustrées par les retours d'expérience peuvent être citées.

3.1 Première cause relative à la connaissance du massif rocheux

La connaissance géologique, géotechnique et hydrogéologique du massif peut être trop sommaire. La reconnaissance a pu être insuffisante ou inadaptée. Un géologue, informé de la géologie régionale, sait reconnaître a priori la variabilité des structures et des matériaux et orienter en conséquence les travaux de reconnaissance. Dans certains contextes, une grande variabilité doit conduire, s'il s'agit de talus artificiels, à dimensionner ces talus avec des facteurs de sécurité élevés et consacrer plus de moyens aux dispositifs d'auscultation. Dans tous les cas il faut rester vigilant sur le fait que des variations insoupçonnables de la structure géologique ou des paramètres géomécaniques des matériaux peuvent se présenter.

Le flanc ouest de la mine à ciel ouvert de charbon de Decazeville dans l'Aveyron constitue un exemple typique de conséquences, qui pourraient être

économiquement graves, d'un dimensionnement de talus localement inadéquat parce que, localement, la structure géologique présente une complication imprévue.

Ce talus se développait dans une série de grès et schistes houillers à pendage contraire à la pente du talus (situation a priori favorable à la stabilité) jusqu'à un contact tectonique à 200 m de profondeur avec une couche de charbon (la couche de Bourran). Une reconnaissance géologique et géotechnique, incluant en particulier des sondages carottés avec orientation des carottes, et la mise en œuvre de plusieurs logiciels permettant de passer en revue divers mécanismes de rupture cinématiquement possibles, à différentes échelles, avait permis un dimensionnement de ce flanc ouest se développant sur près de 500 m de longueur et 200 m de hauteur. La mise en œuvre de tirs de prédécoupage et de tirs ménagés (à charge unitaire réduite) à l'approche du talus final conduisait à la réalisation de gradins et banquettes de très bonne tenue, avec des effets arrière dus à l'explosif très limités.

À un niveau donné de l'approfondissement, un mécanisme de glissement non prévu se produisit, plusieurs gradins étant affectés (Figure 27).



Figure 27 : Vue du glissement affectant une partie du flanc ouest de la Découverte de Decazeville (Photographie R. Cojean)

La visite du site montra clairement que la structure géologique passait localement d'un pendage des couches contraire à la pente du talus à un pendage conforme. Cette disposition géométrique suffisait alors à expliquer la rupture des trois gradins concernés. En cette zone du flanc ouest, il fut donc nécessaire de laisser en place une banquette de sécurité plus large que prévu, en partie inférieure de la zone instable, au risque de perdre un volume de charbon important en fond de fosse (Figure 28).

Un suivi plus détaillé de cette zone montra alors la qualité particulièrement bonne des grès (peu fracturés) constituant la base du talus, présentant un pendage à nouveau contraire à la pente du talus. L'angle de pente moyen put être localement augmenté en partie inférieure du talus. Ceci permit de récupérer tout le volume de charbon prévu (Figure 28), l'exploitant utilisant un phasage judicieux : extraction limitée latéralement, suivie de remblaiement immédiat.

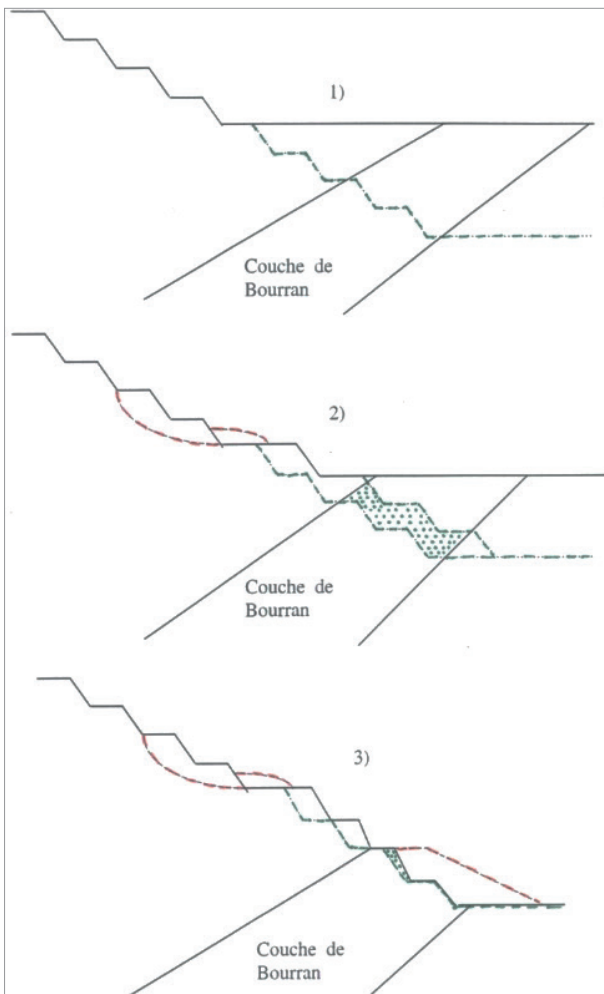


Figure 28 a : Présentation schématique de l'approfondissement de la fosse de Decazeville, au droit de l'anomalie de pendage.
 1) Situation et projet avant la rupture. 2) Rupture et première modification du projet. 3) Deuxième modification du projet et récupération du charbon



Figure 28 b : Vue d'ensemble du flanc ouest après approfondissement de la fosse (Photographie R. Cojean)

On peut tirer de cet exemple une conclusion sur l'importance du rôle de la structure géologique (en grand et en détail), sur la stabilité des talus. On peut observer aussi qu'après une étude de dimensionnement de talus, il est nécessaire de réaliser un suivi régulier des travaux pour vérifier si l'extraction des matériaux, mettant à jour la structure géologique, confirme ou non les données initiales, partielles, qui ont été utilisées dans l'étude de dimensionnement.

3.2 Deuxième cause relative à l'identification des mécanismes potentiels de déformation et de rupture

Les mécanismes de rupture les plus critiques peuvent être mal identifiés. Un système de discontinuités peut conduire à un mécanisme de rupture spécifique non identifié car la hiérarchisation des familles résultant de l'histoire tectonique du massif n'a pas été prise en compte (avec par exemple des blocs-clés susceptibles d'assurer la stabilité de masses rocheuses sus-jacentes mal identifiés). Parfois, la matrice rocheuse, localement altérée, peut contribuer à rendre certains mécanismes de rupture possibles et difficiles à identifier, alors qu'une matrice rocheuse saine les rendait impossibles. Ou bien, un niveau de faible épaisseur et de grande extension, tel qu'un remplissage argileux de faille, des produits broyés et argilisés résultant de bourrages tectoniques dans un réseau de discontinuités, des enduits de calcite ou de silice de très faible résistance au cisaillement et résultant de glissements banc sur banc d'origine tectonique ont pu être négligés ou non observés. Les très faibles caractéristiques mécaniques de tels matériaux ou de telles interfaces ainsi que leurs grandes extensions latérales (difficiles à apprécier en sondage !) peuvent jouer un rôle fondamental dans des mécanismes de rupture de grande ampleur.

Le flanc sud-ouest de la mine à ciel ouvert de cuivre de Sar Cheshmeh en Iran constitue un exemple typique d'un risque de mauvais dimensionnement résultant d'une trop grande simplification des paramètres géotechniques relatifs à la matrice rocheuse et de l'oubli possible du domaine d'application d'un logiciel donné.

La mine de cuivre de Sar Cheshmeh, située à 165 km de la ville de Kerman en Iran, exploite un porphyre cuprifère. Par la genèse de ce type de gisement et les différentes phases d'altération hydrothermale et météorique qui s'y sont développées, la structure et la constitution du massif sont d'une grande complexité. La variabilité des structures et des

lithofaciès est considérable. Du cœur du gisement vers l'encaissant, les conditions géologiques et géotechniques changent radicalement. Ainsi, les talus d'exploitation vont présenter des conditions de stabilité très différentes de celles des talus finals, dressés a priori dans le stérile. C'est la stabilité d'ensemble du talus SW (talus final) de la mine de Sar Cheshmeh qui était concernée. Il se développe dans une série d'andésites, intensément silicifiées, ferruginisées et micro-fissurées. Quelques failles majeures de direction N 160 (système du Zagros) et de pendage 45° vers le nord-est s'y développent. Plusieurs familles directionnelles de discontinuités de faible extension sont identifiables. La matrice rocheuse est très fracturée et altérée (Figure 29).



Figure 29 : Flanc SW de la mine de Sar Cheshmeh ; les surfaces brillantes correspondent à des plans de faille (miroirs de faille, système du Zagros) rentrant obliquement dans le talus (Photographie R. Cojean)

Dans le cadre du dimensionnement du talus final, il fallait s'intéresser à la stabilité à petite et moyenne échelle (ensembles de quelques gradins de 12 m de hauteur chacun). La recherche de mécanismes élémentaires de rupture, tels que le glissement plan prenant appui sur l'existence d'une faille majeure ou le glissement dièdre associant à cette faille une ou plusieurs autres directions de fractures, conduisait à considérer ces mécanismes comme cinématiquement possibles à l'échelle d'un gradin mais impossibles à l'échelle de l'ensemble du talus. En effet, on pouvait observer dans ce cas que le plan de faille ou la ligne d'intersection du dièdre ne pouvaient pas géométriquement sortir du talus et concerner un ensemble de plusieurs gradins (Figure 30).

L'hypothèse d'une matrice rocheuse indéformable telle qu'elle est considérée dans les logiciels classiques utilisés pour ces mécanismes de rupture élémentaires conduirait à un diagnostic de talus stable. Dans la réalité, il fallait observer que ces mécanismes se réalisaient bien sur les flancs actuels de la mine, parce qu'il y avait rupture de la base du talus au travers de l'andésite très altérée et micro-fissurée, cette rupture rendant cinématiquement et mécaniquement possible le mouvement des masses rocheuses (Figure 31). Il fallait donc bien prendre en compte ces mécanismes pour le dimensionnement.

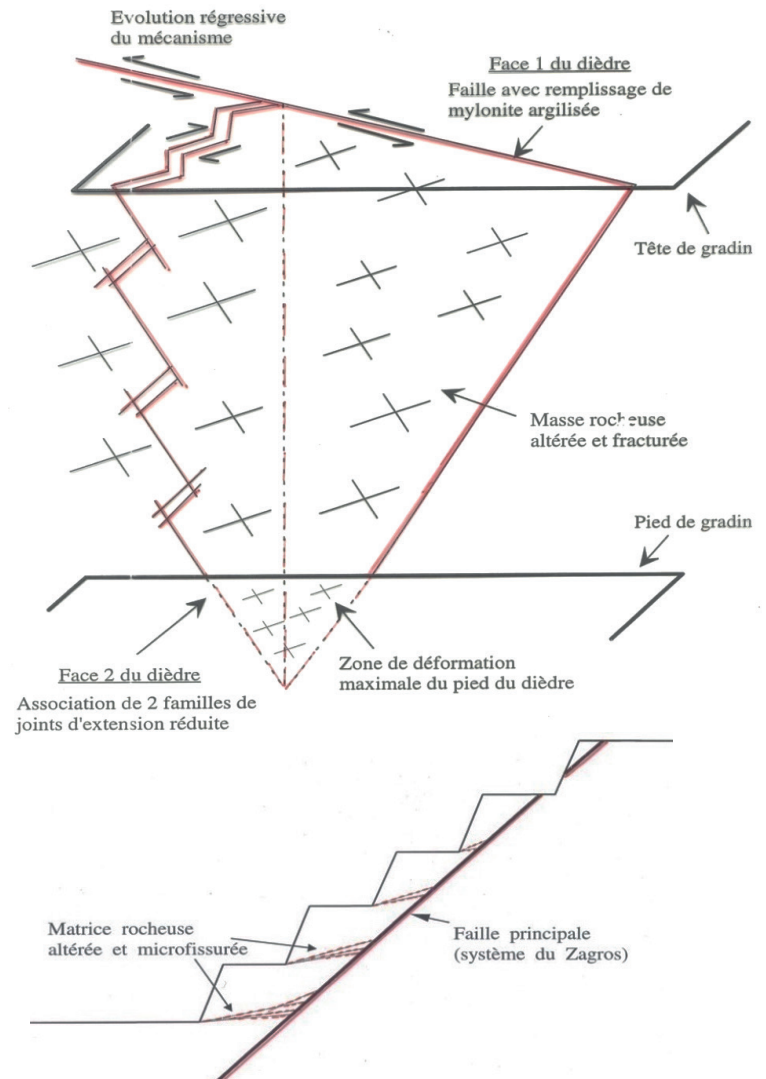


Figure 29 : Flanc SW de la mine de Sar Chesmeh ; les surfaces brillantes correspondent à des plans de faille (miroirs de faille, système du Zagros) rentrant obliquement dans le talus (Photographie R. Cojean)



Cet exemple montre qu'il faut connaître le domaine d'application d'un logiciel donné, l'utiliser à bon escient et rechercher d'autres outils de calcul lorsqu'un logiciel n'est plus adapté à la réalité géologique et géomécanique. Sinon, la réalité fait un rappel à l'ordre !

Figure 31 : Rupture en dièdres emboîtés prenant appui sur la famille de faille du Zagros et rendus possibles par la contribution de la matrice rocheuse à la rupture (Photographie R. Cojean)

3.3 Troisième cause relative aux logiciels de calcul mis en œuvre

Ces derniers peuvent s'avérer mal ou non adaptés aux mécanismes de rupture potentiels. Ainsi, des études peuvent s'appuyer sur des calculs par cercles de rupture alors que le mécanisme de rupture circulaire est irréaliste ou n'est qu'un mécanisme parmi beaucoup d'autres possibles. Ou bien, des logiciels utilisés peuvent être mal adaptés à la géométrie des surfaces de rupture les plus critiques ou au mécanisme de rupture susceptible de se développer dans le talus rocheux. Pour des calculs en déformation, on peut mal apprécier le caractère « dominant » du massif : milieu continu ou milieu discontinu et utiliser un type de logiciel inapproprié.

Le flanc sud de la mine à ciel ouvert de fer de Timbopéba au Brésil constitue un exemple typique d'une difficulté de dimensionnement résultant d'un logiciel non adapté aux mécanismes de rupture potentiels, prédéterminés par la structure géologique.



Figure 32 : Vue d'ensemble du flanc sud de la mine de Timbopéba (Photographie R. Cojean)

La mine de fer de Timbopéba (à proximité de la ville de Ouro Preto dans le Minas Geiras) exploite une formation d'hématite et d'itabirite au sein d'une structure synclinale déversée vers le sud. En situation de mur de couche, le flanc sud de la mine était excavé dans une séquence métamorphique constituée de bancs épais de quartzites rubanés, contenant quelques passages phylliteux et graphiteux, marquant la foliation. Les bancs de quartzite sont affectés de quelques fractures transverses. Le pendage des couches varie entre 53° et 57° (Figure 32 et Figure 33). Le flanc sud est excavé sans réalisation de gradins car leur stabilité serait tout à fait insuffisante du fait de mécanismes de rupture plane évidents. La stabilité d'ensemble du flanc sud devait être considérée.

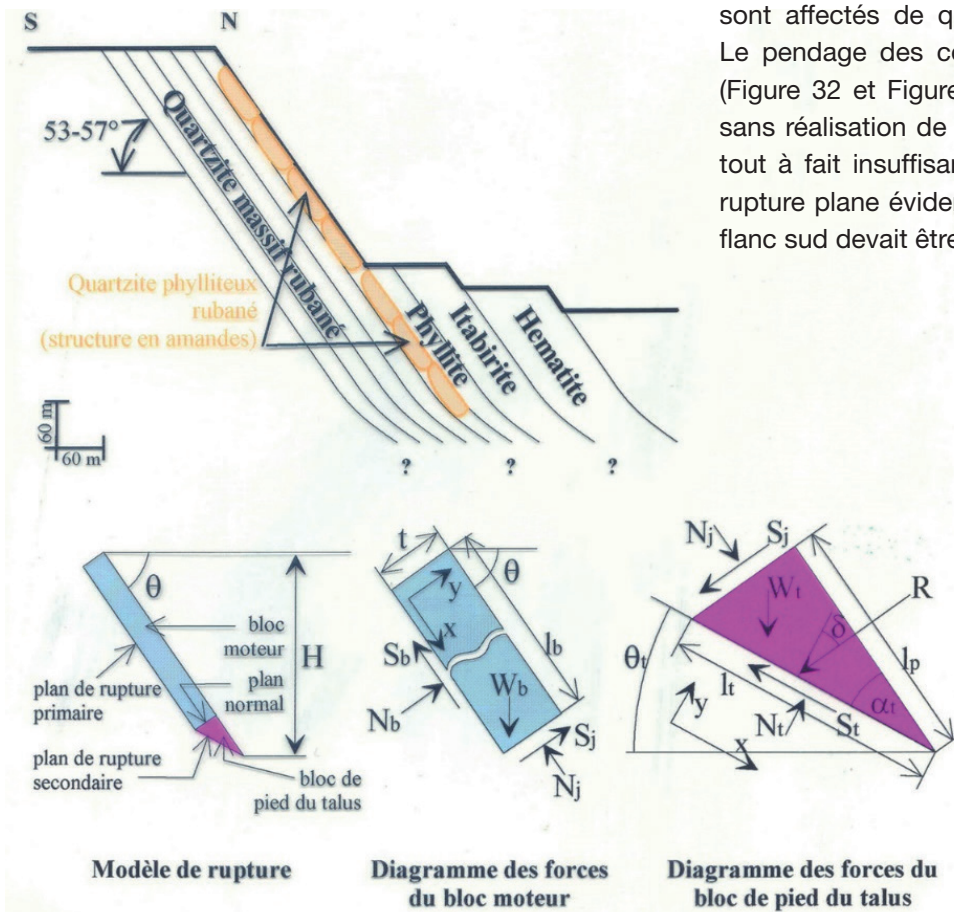


Figure 33 : Structure géologique et mécanisme potentiel réaliste de rupture (rupture de plaque avec glissement d'un coin rocheux à la base du talus)

Une première étude, annonçant un coefficient de sécurité $F = 0,60$, avait conclu à la nécessité d'arrêter immédiatement l'exploitation et d'entreprendre des travaux de confortement. Les calculs prenaient en compte des paramètres mécaniques faibles (valeurs inférieures des cohésions et angles de frottement des différents types de discontinuités et de la matrice rocheuse) sans considérer la présence de pressions interstitielles dans le massif. Mais comment un talus présentant un coefficient de sécurité de $0,60$ pouvait-il tenir ?

La surface de rupture potentielle considérée suivait, à juste titre, la direction de la foliation des quartzites rubanés parallèlement au talus (situation de mur de couche) et sortait en pied de talus au travers de la matrice rocheuse fracturée. Mais le mécanisme de rupture était assimilé à un mécanisme de rupture profonde suivant une ligne polygonale et les calculs étaient réalisés avec un logiciel utilisant une méthode de tranches verticales, classique pour des mécanismes de rupture profonde mais a priori réservé aux sols. À l'évidence, le logiciel de calcul n'était pas adapté aux véritables mécanismes susceptibles de se développer dans ce type de structure géologique.

En réalité, il fallait considérer les différents mécanismes de rupture de plaques ou par flambement et mettre en œuvre les calculs et les logiciels adaptés. Cette nouvelle approche, réaliste sur les plans géologiques et géomécaniques, permit de démontrer que le véritable coefficient de sécurité ne valait pas $0,60$ mais, pour les mêmes conditions de paramètres mécaniques et les mêmes conditions hydrauliques $1,60$. Il ne fallait donc pas craindre une rupture imminente du flanc de la fosse. Le projet qui devait s'approfondir jusqu'à 350 m pouvait donc se poursuivre, à condition toutefois, en prévision du futur, d'améliorer la reconnaissance en profondeur de la structure, d'envisager des travaux de drainage, voire de renforcement mécanique, et d'améliorer le dispositif de surveillance du flanc de cette mine (Figure 34).

Dans toutes les situations présentées ci-dessus, un dimensionnement par référence à des coefficients de sécurité très élevés peut masquer une certaine inadéquation du modèle de calcul à la réalité. Il va cependant de soi que, plus le milieu géologique est complexe et donc sa modélisation délicate, plus le dimensionnement doit se faire par référence à des coefficients de sécurité élevés.



Figure 34 : La mine de Timbopéba, après approfondissement en 2010 (15 ans plus tard, source : Google Maps)



IV



**CONCLUSION
ET PRINCIPES
MÉTHODOLOGIQUES
À RETENIR**



4 CONCLUSION ET PRINCIPES MÉTHODOLOGIQUES À RETENIR

Les concepts de base présentés dans ce mémento, les cas de figures exposés, tout comme les quelques cas d'études analysés, conduisent à promouvoir une méthodologie d'étude de talus rocheux naturels et de dimensionnement de talus artificiels qui respecte un certain nombre de principes :

1. Se donner les moyens d'une reconnaissance géologique et géotechnique adaptée au cadre géologique concerné ;
2. Développer une approche géologique et géomécanique rigoureuse permettant de reconnaître les mécanismes potentiels de déformation et de rupture des talus ;
3. Utiliser à bon escient les moyens de calcul et les modèles numériques par référence à ces mécanismes potentiels identifiés ;
4. Mettre en œuvre les moyens de confortement adaptés (drainages, renforcements mécaniques) permettant d'améliorer les conditions de stabilité ;
5. Reconnaître qu'une probabilité de rupture existe toujours, même pour un talus dimensionné suivant les règles de l'art ;
6. Se donner alors les moyens de réagir par un suivi des travaux et une surveillance régulière basée sur une instrumentation des talus, suivant en cela les principes des méthodes observationnelles.



RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AFTES (2003) : Caractérisation des massifs rocheux utile à l'étude et à la réalisation de travaux souterrains. Recommandation GT1. R1.F1. Tunnels et Ouvrages Souterrains, N°177, mai/juin 2003, pp. 138-186

Barton N. & Choubey V. (1977) : The shear strength of rock joints in theory and practice. Rock Mechanics & Engineering Geology A0., p.1-54

Barton N. & Bandis S. (1982) : Effect of block size on the shear behavior of jointed rocks. Proceedings of the 23th U.S. Symposium on Rock Mechanics, Berkley, p. 739-760

Baynes F. J. and Parry S. (2024) : Guidelines for the development and application of engineering geological models on projects. Version 2.0. International Association for Engineering Geology and the Environment (IAEG) Commission 25 Publication No. 1, 81 pp. Téléchargeable sur <https://www.iaeg.info/C25EGMGuidelines/>

CEREMA (2021) : Memento des ouvrages de protection contre les éboulements rocheux, 118 p.

Cojean R. (1995) : Influence of geological structures in slope stability analyses for opencast mining and quarry excavations. in Eddleston, M., Walthall, S., Cripps, J.C. & Culshaw, M. G. (eds), 1995, Engineering Geology of Construction. Geological Society Engineering Geology Special Publication, N° 10, p 321-334.

Cojean R. (2001) : Conception des talus de carrières et mines à ciel ouvert : approche géologique et géomécanique, Revue Les Techniques de l'Industrie Minérale. N°10, juin 2001, p 51-60 et 135-138.

Cojean R. et Fleurisson J.-A. (2005) : Géomécanique appliquée au ciel ouvert. Les techniques de l'Industrie Minérale, N°25, juin 2005, p.49-65

Deere D. and Miller R. (1966) : Engineering classification and index properties for intact rock. Tech. Report No AFWL - TR-65-116, Air Force Weapons Lab., Kirtland Air Base, New Mexico.

Dewez T., Rohmer J. (2013) : Evolution des falaises de craie de Normandie. In Manuel de mécanique des roches, éd. P. Duffaut, tome IV, p. 216-228

Fleurisson J.-A. (2001) : Structures géologiques et stabilité des pentes dans les massifs rocheux: description, analyse et modélisation. Revue Française de Géotechnique, N° 95-96, 2ème et 3ème trimestre 2001, p.104-116

Hoek E. & Bray J.W. (1981) : Rock slope engineering. 3rd Ed. Institution of Mining and Metallurgy. London, 402 p.

Hoek E. & Bray J.W. (2005) : Rock slope engineering: civil and mining. 4th Ed. Duncan C. Wyllie and Christopher W. Mah. Ed. Taylor & Francis e-Library, 456 p.

Hoek E., Carranza-Torres C. & Corkum B. (2002) : Hoek-brown failure criterion – 2002 edition. Proc. NARMS-TAC Conference, Toronto, 2002, p. 267-273

Hawley P.M., Martin D.C., Acott C.P. (1985) : Failure mechanisms and design considerations for footwall slopes. 87th Annual General Meeting of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Vancouver, 21-25 avril 1985, 29 p.

IFSTTAR (2016) : Surveillance des pentes et des falaises instables. Collection Techniques et Méthodes, 170 p.

LCPC (2001) : Parades contre les instabilités rocheuses. Collection Environnement, 142 p.

Marinos P. & Hoek E. (2001) : Estimating the geotechnical properties of heterogeneous rock masses such as flysch. Bull. Eng. Geol. Env. 60-2, p. 85-82.

Norme NF-EN-1997-2 (2007) : Eurocode 7, calcul géotechnique - Partie 2 : reconnaissance des terrains et essais. Normes nationales et documents normatifs nationaux. Septembre 2007. 174 p.

Norme XP P94-424 (2003) : Roches - Cisaillement direct selon une discontinuité de roche - Essai sous un effort constant, normal à la surface de discontinuité. Normes nationales et documents normatifs nationaux. Mars 2003. 12 p.

Singh B. & Goel R.K. (1999) : Rock Mass Classification. A practical approach in civil engineering. Elsevier, 1999, 267 p.

Wyllie C. & Mah C.W. (2018) : Rock slope engineering, 5th Ed., Spon Press, 431 p.



Responsable de publication :

CFG I (Comité Français de Géologie de l'Ingénieur et de l'environnement)

Site internet : www.cfgi-geologie.fr

Comité de rédaction :

Roger COJEAN (CFG I)

Jean-Louis DURVILLE (CFG I),

Tristan BOURDIN (GEO-GC, CFG I)

sous la coordination de Jean-Alain FLEURISSON (CFG I)

Copyright :

© CFG I, Comité Français de Géologie de l'Ingénieur et de l'environnement.

En application de la loi du 11 mars 1957, il est interdit de reproduire intégralement ou partiellement le présent ouvrage, sur quelque support que ce soit, sans l'autorisation de l'Editeur, à savoir, le CFG I.

Graphisme et mise en page :

Valérie SCOTTO DI CÉSARÉ (Studio Graphique VSCom)

Date de publication :

Mai 2026

LES MEMBRES BIENFAITEURS DU CFGI EN 2025



CFGI

COMITÉ FRANÇAIS DE
GÉOLOGIE DE L'INGÉNIEUR
ET DE L'ENVIRONNEMENT



Revue
Française de
Géotechnique



www.cfgi-geologie.fr

PUBLICATION MAI
2026