

Caractérisation du tenseur des contraintes naturelles : bases théoriques et retours d'expérience

P. SIRIEYS[†]

13, rue de la République
38000 Grenoble
psirieys@orange.fr

D. FABRE

Conservatoire national
des arts et métiers
Chaire de Géotechnique
2, rue Conté, CP 341
75141 Paris Cedex 3
denis.fabre@cnam.fr

M. SAHLI

EHTP, Département PCT
BP 8108 Casablanca
Maroc
sahli@ehp.ac.ma

B. MAYEUR

Coyne et Bellier
92632 Gennevilliers Cedex
bertrand.mayeur@coyne-
et-bellier.fr

Résumé

L'état de contraintes actuel, dont la modification anthropique ou naturelle entraîne des déformations, éventuellement des désordres, est un des éléments essentiels de la reconnaissance d'un terrain.

Sa détermination fait appel à des bases théoriques et à l'expérimentation.

Dans la première partie, outre quelques rappels bibliographiques concernant les champs théoriques pour des surfaces topographiques planes ou diédriques, est introduit le tenseur (K_0) qui se ramène au scalaire k_0 dans le cas du milieu pulvérulent. Le tenseur de surface (Σ_0) conduit à une nouvelle définition de k_0 pour les milieux cohésifs. Enfin, une étude originale en élasticité est proposée pour les vallées en U et V et les massifs en éperon ou en aiguille.

La deuxième partie traite des reliefs de type vallée, montagne ou mixte par modélisation numérique.

Sont présentés des exemples avec tracé des isostatiques et, sur une isostatique verticale, les variations des contraintes principales verticale et horizontale (σ_v et σ_H). L'effet d'un serrage latéral « tectonique » est analysé.

La troisième partie a trait à des retours d'expérience français récents ; elle confronte résultats analytiques et numériques avec mesures de terrain. L'Est de la France est concerné par une extension qui peut se manifester en surface par une contrainte principale mineure négative (traction). Dans le cas des Alpes, les effets des reliefs et de la tectonique se font sentir : inclinaison du trièdre principal sous les versants (parallélisme entre versant et isostatique majeure) ; concentration des contraintes horizontales sous les vallées (souvent perpendiculairement à celles-ci) ; pour les contraintes verticales : effets d'alourdissement sous les vallées et d'allègement sous les montagnes.

Mots-clés : contraintes, trièdre principal, orthotropie, majeure-mineure-intermédiaire, isostatiques, mesure des contraintes, méthodes hydrauliques, relief, conditions tectoniques.

In situ stress tensor characterization : Theoretical background and field results

Abstract

The actual state of stresses, of which the anthropic or natural modification drags some distortions, is one of the essential elements of the soil recognition. Its determination calls on theoretical bases and experimentation.

In the first part, besides some bibliographic recalls concerning the theoretical fields under plane or diedric topographic surfaces, the tensor (K_0) is introduced that reduces to the scalar k_0 for granular media. The surface tensor (Σ_0) leads to a new definition of k_0 for cohesive media. An original elastic analytical study is also proposed for valleys in « U » and « V » and massifs in « spur » or « needle » shape.

NDLR : Les discussions sur cet article sont acceptées jusqu'au 1^{er} mars 2009.

NOTATIONS

(Σ_0)	: tenseur des contraintes naturelles
$(\Sigma_0)_0$: tenseur des contraintes en surface ($z = 0$)
(H, h, v)	: trièdre principal de (Σ_0) , lorsque la verticale z est direction principale
(I, II, III)	: trièdre principal de (Σ_0) , avec II horizontal, perpendiculaire au plan xz
γ	: poids volumique du terrain
c, ϕ	: cohésion et angle de frottement pour un matériau obéissant à la loi de Coulomb
$(\sigma_{H'}, \sigma_{h'}, \sigma_v')$: contraintes principales, lorsque z est direction principale
$(\sigma_{H0}, \sigma_{h0})$: valeurs des contraintes horizontales en surface
k_0	: rapport des contraintes effectives σ'_h / σ'_v
$k_{0\lambda}$: rapport des contraintes pour un sol élastique lorsque $\epsilon_x = 0$
k_{0H}	: gradient du rapport des contraintes dans la direction H
k_{0h}	: gradient du rapport des contraintes dans la direction h
(K_0)	: tenseur adimensionnel

NB : selon l'usage en géotechnique, les compressions sont positives et les tractions négatives.

1

Introduction

Le terrain, dans sa configuration actuelle, est le siège d'un état de contraintes, dit naturel et noté (Σ_0) . Parfois, notamment dans les formations superficielles sous certaines conditions (géométriques et mécaniques), (Σ_0) peut être défini à l'aide d'un scalaire noté k_0 . Mais, dans les massifs de roches indurées, son

The second part is about realistic reliefs (valley, mountain or combined) using numerical modelling. Some examples are presented showing the isostatic lines and, on a vertical isostatic, the variations of the main vertical and horizontal stresses (σ_v and σ_h). The effect of a « tectonic » lateral tightening is analyzed. The third part deals with recent returns of French experience ; it confronts analytical and numerical results with field measurements. The East of France is concerned with a regional extension that may even appear in surface by a main minor negative stress (traction). In the case of the Alps, the topographic and tectonic effects are sensitive : i) slant of the principal reference axes under the sides (parallelism between relief side and major isostatic) ; ii) concentration of the horizontal stresses under the valleys (often perpendicularly to these) ; iii) for the vertical stresses : « heaviness effect » under the valleys and « lightness effect » under the mountains.

Key words : stresses, principal direction axes, orthotropy, major-minor-intermediate, isostatic lines, stress measurements, hydraulic methods, mountainous relief influence, tectonic conditions.

expression doit être adaptée à la réalité géologique. Les résultats de l'analyse des mesures au vérin plat montraient déjà cette complexité en surface (Hoek et Brown, 1980, Froidevaux *et al.*, 1980). Plusieurs publications récentes en France soulignent l'importance d'une meilleure connaissance du champ de contraintes naturel pour le calcul des ouvrages géotechniques (CFMR, 2000, Sirieys, 2001, Fabre *et al.*, 2002 ; AFTES, 2003). Un numéro spécial de la revue *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* (2003, n° 7-8) est consacré aux contraintes avec une synthèse historique (Fairhurst, 2003), de nombreux exemples de résultats et la présentation des méthodes de mesure recommandées (« ISRM suggested methods for rock stress estimation »).

Cet article souligne cependant les éléments théoriques qui permettent de caractériser complètement le tenseur de contraintes naturelles dans les divers types de terrains (sols et roches) et pour des géométries simples de la surface. Un essai de modélisation numérique des effets de la topographie et des conditions tectoniques est présenté. Des résultats de récentes campagnes de mesures dans l'Est et le Sud-Est de la France illustrent enfin la variabilité des champs naturels.

2

Résultats théoriques : solutions analytiques

Dans les massifs rocheux en général, incluant les roches meubles (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).

Massif semi-infini à surface libre horizontale

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 $(k_0 \gamma z, k_0 \gamma z, \gamma z)$ 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 « œdométrique » en mécanique des sols, et « lithostatique » en géologie), en milieu élastique (ν étant le coefficient de Poisson), conduit à une valeur particulière notée $k_{0\lambda}$:

$$k_{0\lambda} = \frac{\nu}{1-\nu} \quad (3)$$

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

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) :

$$k_a < k_0 < k_p$$

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

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

b) Le tenseur (K_0)

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 (K_0) 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 $\alpha = (x, H)$ (Fig. 1).

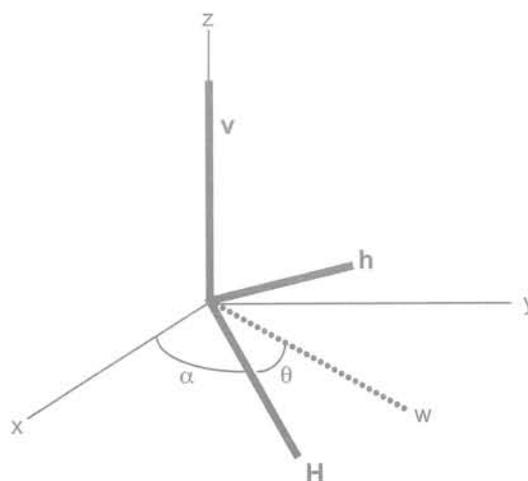


FIG. 1 Cas de l'orthotropie, notations : trièdre principal (H, h, v) et direction quelconque w dans le plan horizontal.

Notations (orthotropy) : principal trihedron (H, h, v) ; any direction (w) in the horizontal plane.

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} .

(K_0) 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 $\theta = (H, W)$ (Fig. 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 figure 2a pour le cas $k_{0H} < 1$.

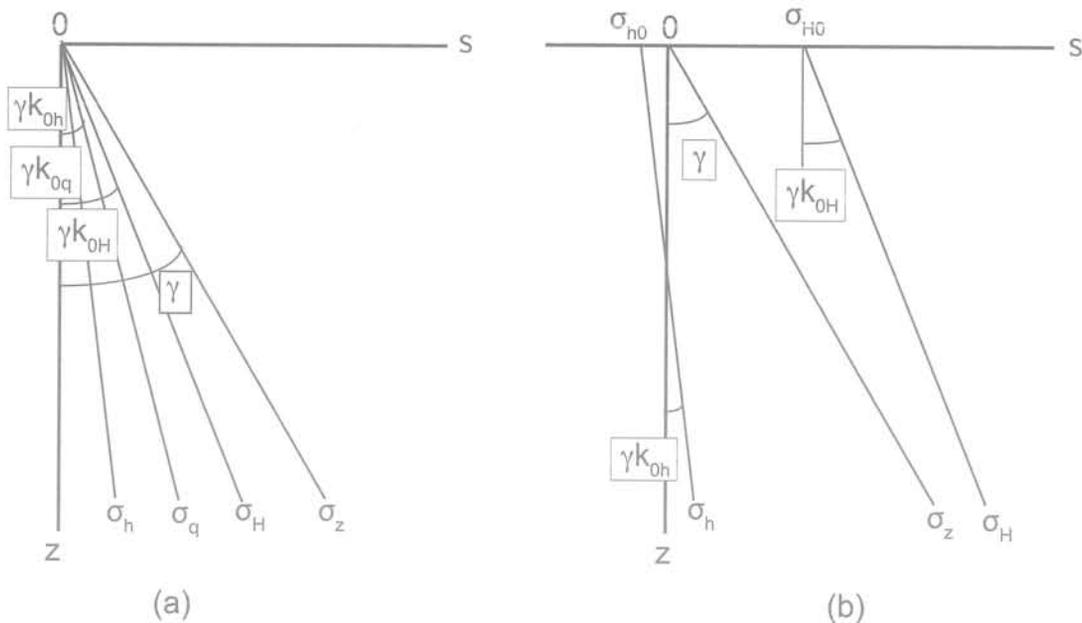


FIG. 2 Variations des composantes de (Σ_v) avec la profondeur dans le cas de l'orthotropie.
 a) Milieu pulvérulent ; b) Milieu cohérent (cas $\sigma_{h0} < 0$).
 Variation of (Σ_v) components vs depth (orthotropy).
 a) Non cohesive material ; b) Cohesive material (with $\sigma_{h0} < 0$).

2.1.2

Milieu cohérent (sols indurés et roches compactes)

a) Isotropie du tenseur (Σ_v) 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'écrit :

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

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 2 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 :

$$-2c k_a \frac{1}{2} < \sigma_{h0} < 2c k_p \frac{1}{2}$$

soit, pour $\varphi = 30^\circ$: $-1,15 c < \sigma_{h0} < 3,46 c$

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

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

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

$$(\Sigma_v) = \gamma z (K_0) + (\Sigma_v)_0 \quad (7)$$

$(\Sigma_v)_0$, 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, (K_0) a comme composantes principales $(k_{0H}, k_{0h}, 1)$. La composante principale mineure de $(\Sigma_v)_0$ 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 (Fig. 3) étant les failles normales (si conjuguées : « graben »), les failles inverses (« chevauchements ») et les décrochements.

Concernant les orientations principales :

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

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

- $k_{0h} < 1 < k_{0H}$ (Fig. 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.

2.2

Milieu semi infini à surface libre d'inclinaison sur l'horizontale (rappel de quelques solutions analytiques)

En déformation plane, dans le référentiel (n, t) (Fig. 4.1a), le tenseur des contraintes noté $(\Sigma)_{nt}$, qui s'exprime par : $(\Sigma)_{nt} = \begin{pmatrix} \sigma_n & \tau_{nt} \\ \tau_{nt} & \sigma_t \end{pmatrix}$ vérifie les équations d'équilibre statique d'un milieu pesant :

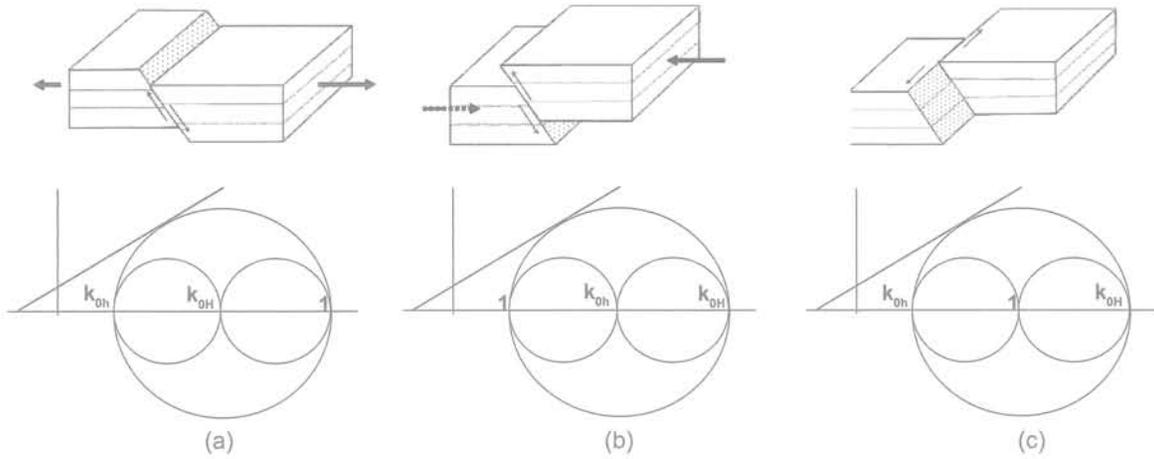


FIG. 3 Structures géologiques et tenseurs limite (K_0) associés.
 a) Faille normale ; b) Faille inverse ;
 c) Décrochement (senestre).
 Geological structures with associated limit tensors.
 a) Normal fault ; b) Reverse fault ; c) Strike-slip fault.

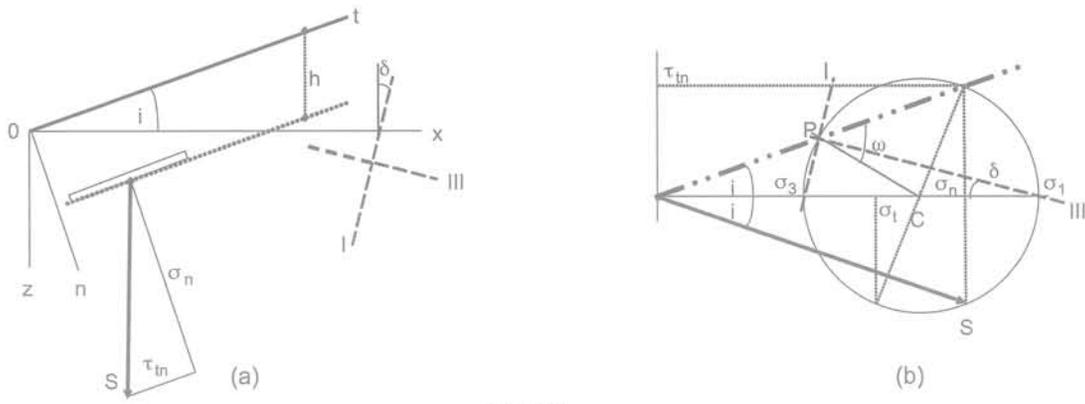


Fig. 4.1

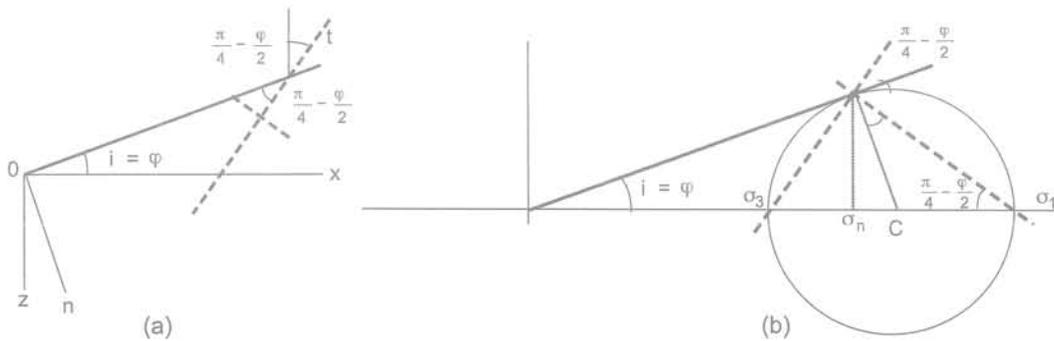


Fig. 4.2

FIG. 4 Contraintes sous un milieu semi infini d'inclinaison i .
 4.1. Élastique ($0 < i < \phi$)
 4.2. Plastique ($c = 0$, cas $i = \phi$).
 a) directions des contraintes principales ; b) construction de Mohr dans le cas où $\sigma_n > \sigma_1$.
 Stresses for semi-infinite medium under inclined surface (angle i).
 4.1. Elastic conditions ($0 < i < \phi$).
 4.2. Plastic conditions (case $i = \phi$; $c = 0$)
 a) directions of principal stresses ; b) Mohr circle for $\sigma_n > \sigma_1$

$$\frac{\delta\sigma_n}{\delta n} + \frac{\delta\tau_{nt}}{\delta t} = \gamma \cos i$$

$$\frac{\delta\tau_{nt}}{\delta n} + \frac{\delta\sigma_t}{\delta t} = -\gamma \sin i$$

Avec l'hypothèse selon laquelle (Σ) est indépendant de t , et O_t étant une surface libre :

$$\sigma_n = \gamma h \cos^2 i$$

$$\tau_{nt} = -\gamma h \cos i \sin i$$

Selon la loi de comportement, les champs de contraintes ont des caractéristiques (orientations, valeurs) différentes :

a) En élasticité de Hooke et en condition « oedométrique », les contraintes principales s'écrivent analytiquement en fonction de σ_n , du scalaire $k_{0\lambda}$ ($k_{0\lambda} = \frac{\nu}{1-\nu}$)

et de l'angle i , pour i tel que : $0 < i < \varphi$ (Panet, 1973 ; Descœudres, 1984). La direction principale majeure fait avec la verticale un angle δ dont l'expression analytique est (Fig. 4.1a et 4.1b) :

$$\delta = \frac{\omega - i}{2} \quad \text{avec} \quad \sin \omega = \frac{(1 - k_{0\lambda}) \sin i}{\sqrt{\text{tg}^2 i + \frac{(1 - k_{0\lambda})^2}{4}}}$$

b) Dans le cas d'un écoulement isovolume, l'angle δ vaut $(\frac{\pi}{4} - i)$ (Goguel, 1942).

c) Pour un sol en état limite (Coulomb) et pour i tel que $0 < i < \varphi$, l'angle δ vaut $\frac{\theta - i}{2}$, avec $\sin \theta = \frac{\sin i}{\sin \varphi}$ (Sokolovski 1965) ; $\delta = (\frac{\pi}{4} - \frac{\varphi}{2})$ dans le cas particulier $i = \varphi$ (Fig. 4.2).

Dans les trois cas, les champs sont rectilignes et les isostatiques, enveloppes des directions principales appelées aussi « trajectoires des contraintes principales », sont des droites obliques par rapport au versant.

2.3

Surface topographique en forme de dièdre (brève revue bibliographique)

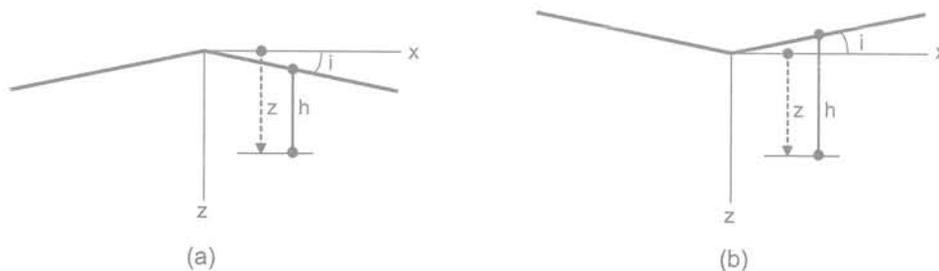


FIG. 5 Reliefs en forme de dièdres (symétriques par rapport à z).
a) Dièdre d'angle $< \pi$; Dièdre d'angle $> \pi$.
Surface with dihedral relief.
a) Dihedral angle $< \pi$; b) Dihedral angle $> \pi$.

2.3.1

Dièdre symétrique d'angle $< \pi$ à flancs inclinés à i (« montagne », Fig. 5a)

a) Un exemple de solution élastique obtenu à l'aide d'une fonction d'Airy polynomiale du 3^e degré (Davis et Salvadurai, 1996) est celui de Lévy (*in* Panet, 1973), pour lequel :

$$\sigma_x = \frac{1}{2} \gamma h \cot^2 i$$

$$\sigma_z = \frac{1}{2} \gamma h$$

$$\tau_{xz} = \frac{1}{2} \gamma x$$

Le champ de Lévy est curviligne et de type linéaire ; Σ_0 croît linéairement avec les coordonnées ; les faces du dièdre sont des isostatiques.

Sur Oz , direction principale, la contrainte verticale

$\sigma_z = \frac{1}{2} \gamma z$ a une valeur inférieure au poids de couverture (« allègement »), indépendante de l'inclinaison i . Le scalaire k_0 vaut $\cot^2 i$ (pour $i = 45^\circ$, le tenseur est isotrope).

b) Solutions plastiques

Le champ de Sokolovski (1965) comporte trois zones (deux rectilignes de Rankine et une curviligne) avec raccordement selon une ligne de glissement. Sur la verticale Oz , isostatique : $\sigma_z = \alpha \gamma z$. Lorsque i croît de 0 à φ , pour $\varphi = 30^\circ$, α , « coefficient d'allègement », varie de 1 à $0,8$. Bien sûr ici : $k_0 = k_\alpha$.

2.3.2

Dièdre symétrique d'angle $> \pi$, à flancs inclinés à i (« vallée », Fig. 5b) :

Une solution élastoplastique est proposée par Sokolovski (1965). La zone centrale est en régime élastique entourée de deux zones de Rankine.

Sur l'axe de symétrie z (isostatique), $\sigma_z = \alpha \gamma z$ et le scalaire k_0 varient avec l'inclinaison i . Par exemple, pour un angle de frottement φ de 30° , lorsque i décroît de φ à 0 , α « coefficient d'alourdissement », varie de $1,8$ à 1 . Le scalaire k_0 varie de $0,6$ à $0,33$.

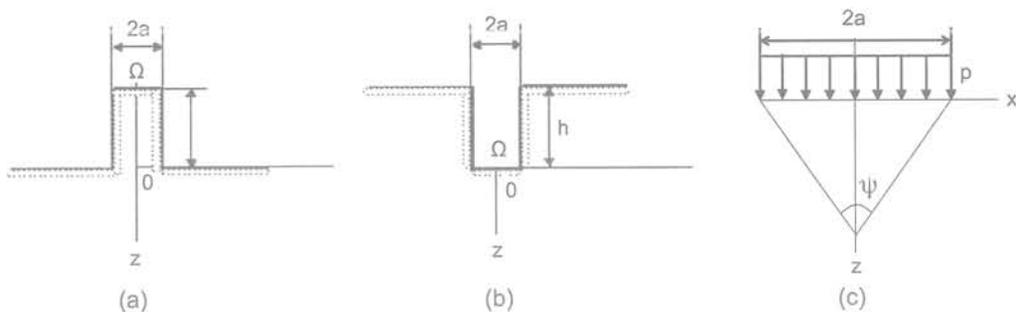


FIG. 6 Reliefs à profil rectangulaire (éperon et vallée en U).
 a) Montagne (éperon) ; b) Vallée en U ; c) Champ de Boussinesq : charge uniforme.
 Surface with rectangular relief.
 a) Steep mountain ; b) U shape valley ; c) Boussinesq model (uniform load).

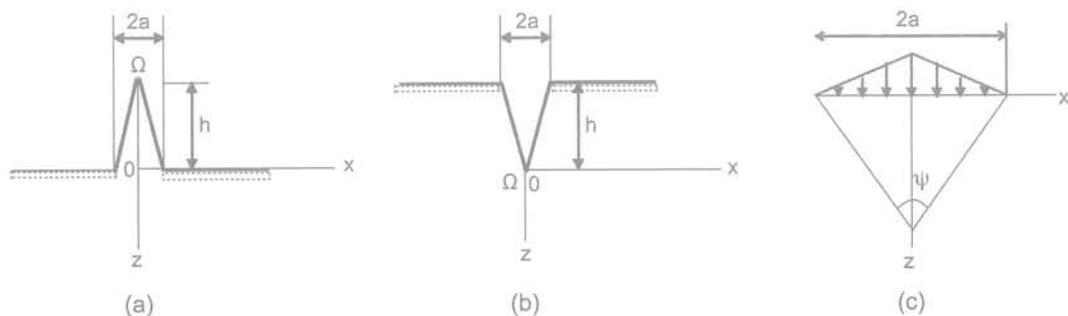


FIG. 7 Reliefs à profil triangulaire (aiguille et vallée en V).
 a) Montagne en aiguille ; b) Vallée en V ; c) Champ de Boussinesq : charge triangulaire.
 Surface with triangular relief.
 a) Sharp mountain ; b) V shape valley ; c) Boussinesq model (triangular load).

2.4

Surface topographique à profil rectangulaire ou triangulaire (étude originale en élasticité)

L'analyse proposée s'appuie, en supposant que la base du profil est une isostatique, sur le principe de substitution (pression p substituée au matériau) et sur la théorie de Boussinesq. Elle permet l'étude, en régime élastique, de l'influence de la topographie sur le champ (Σ_0) : notamment les effets sur la notion de « poids de couverture » de la présence d'un éperon rocheux (« pain de sucre », « aiguille ») ou d'une vallée (« glacière » en U, « fluviale » en V). En toute rigueur, l'application du principe de substitution supposerait ici la verticalité d'une direction principale, ce qui n'est pas partout vérifié en cas d'un profil triangulaire (aiguille ou V).

2.4.1

Profil rectangulaire

L'analyse consiste, sur l'axe x (base du rectangle de hauteur h) à ajouter au champ initial (dont la contrainte verticale en fonction de z est $\sigma_z^i = \sigma_z^j = \gamma(h+z)$), les effets d'une surcharge uniforme de valeur p sur une longueur $2a$ représentant l'éperon rocheux (ou la vallée) à la côte $z = 0$ (Fig. 6).

Pour un tel massif semi infini horizontal, soumis à une surcharge (pour une montagne) ou à une traction (pour une vallée), verticale uniforme d'intensité p , sur une largeur $2a$, le champ de Boussinesq donnant les

surpressions $\delta\sigma_1$ et $\delta\sigma_2$ s'exprime, à une cote z , sur l'axe de symétrie Oz par :

$$\delta\sigma_1 = \frac{p}{\pi}(\psi + \sin\psi) \quad \text{avec } \psi = 2\text{arctg} \frac{a}{z}$$

$$\delta\sigma_2 = \frac{p}{\pi}(\psi - \sin\psi)$$

Selon le principe de substitution, d'un côté d'une surface isostatique, le matériau est remplacé par une pression normale égale à la contrainte principale correspondante.

Pour l'éperon : $p = \gamma h$ (surcharge) ; pour la vallée : $p = -\gamma h$ (traction).

a) Pain de sucre (Fig. 6a)

La surpression due à la surcharge $p = \gamma h$, appliquée

à la côte $z = 0$, est : $\delta\sigma_1 = \gamma h F$ avec ; $F = \frac{(\psi + \sin\psi)}{\pi}$
 sur l'axe z : $\sigma_1 = \sigma_z$.

Par superposition, la contrainte verticale totale sous l'éperon à la profondeur z est : $\sigma_z = \gamma z + \gamma h F$.

La contrainte verticale sous l'éperon est ainsi toujours plus faible que celle correspondant à un terrain semi infini de surface horizontale passant par le sommet de l'éperon (point de référence), la différence étant : $\Delta\sigma = (\gamma z + \gamma h F) - \gamma(h+z)$ soit $\Delta\sigma = \gamma h (F - 1) < 0$, qui correspond à un allègement relatif (déficit de σ_z) par ailleurs constaté par les mesures (voir § 4.2).

b) Vallée glacière (Fig. 6b)

La décharge correspondant à $p = -\gamma h$, appliquée à la cote $z = 0$, est : $\gamma\sigma_1 = -\gamma h F$. La contrainte verticale

totale sous la vallée à une profondeur z est : $\sigma_z = \gamma(z + h) - \gamma hF$, soit $\sigma_z = \gamma z + \gamma h(1 - F)$. La contrainte verticale sous la vallée est ainsi toujours plus grande que celle due à un terrain semi infini de surface horizontale passant par la base de la vallée ; la différence étant : $\Delta\sigma = \gamma z - \gamma h(1 - F) - \gamma z$ soit $\Delta\sigma = \gamma h(1 - F) > 0$, qui exprime l'alourdissement relatif (excès de σ_z) constaté par les mesures (voir § 4.2)

2.4.2

Surface topographique à profil triangulaire (Fig. 7)

Des calculs analogues, effectués en considérant un profil triangulaire simulant une aiguille ou une vallée en V (Fig. 7a et 7b) aboutissent, en donnant à F la

valeur $\frac{\Psi}{\pi}$, à la même expression des résultats et aux mêmes conclusions.

3

Modèles numériques

Les méthodes numériques (2D et 3D) permettent de modéliser le champ de contraintes sous des reliefs quelconques, avec des structures et propriétés de terrain et des conditions aux limites variées. Si elles sont possibles depuis longtemps (voir Goodman, 1989), les

exemples de calcul restent cependant peu nombreux dans la bibliographie.

3.1

But et hypothèses des modélisations effectués

Les simulations numériques sont faites pour un massif à topographie non plane en fonction des contraintes horizontales appliquées sur le bord d'un modèle-2D et traitées par la méthode des différences finies avec le logiciel FLAC.

Le massif rocheux, homogène, élastique, isotrope a pour caractéristiques :

– poids volumique $\gamma = \rho g = 27 \text{ kN/m}^3$;

coefficient de Poisson $\nu = 0,25$;

– module d'Young E (paramètre d'entrée obligatoire pour la méthode numérique utilisée, sans influence sur les contraintes calculées) fixé arbitrairement à 15 GPa.

Les dimensions choisies (profondeur de 5 km, largeur de 8 à 10 km) permettent de s'affranchir des effets de bord, la zone d'étude étant ainsi éloignée de plusieurs kilomètres de chaque bord. Le choix d'une montagne de 1 000 m de haut et d'une vallée de 1 000 m de profondeur (versant de 2 000 m) correspond à une situation moyenne rencontrée dans les Alpes.

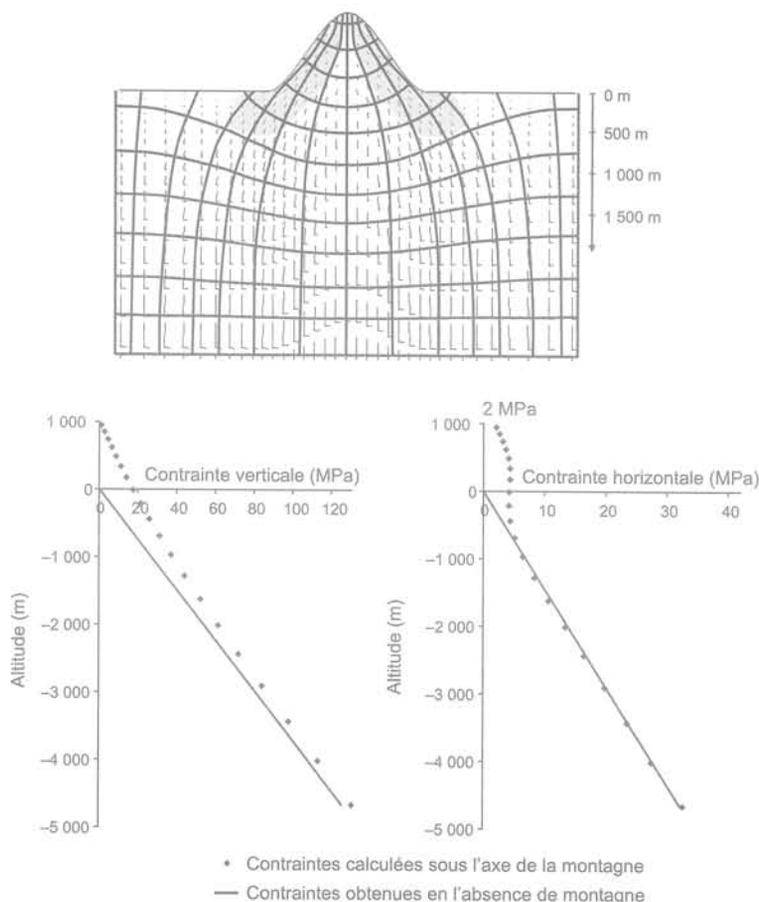


FIG. 8 Montagne isolée en condition lithostatique.

a) Isostatiques majeure X et mineure Y (zone grisée : inclinaison de X supérieure à 15°) ;

b) Valeurs des contraintes verticale σ_v et horizontale σ_H sur l'axe de la montagne.

Isolated mountain under lithostatic conditions.

a) Major X and minor Y isostatic lines (zones where slant of X is $> 15^\circ$ appear in grey) ;

b) Vertical stress σ_v and horizontal stress σ_H along mountain axis.

Les conditions aux limites des modèles sont :

- sur le fond horizontal : contraintes verticales constantes, équilibrant le poids total du modèle ;
- sur la face supérieure et sur les deux faces verticales avant et arrière : contraintes nulles ; ces hypothèses simplificatrices en contraintes planes ont été justifiées par Mayeur (1999, p. 137 ; calculs p. 326-327), après comparaison des résultats obtenus avec celles des déformations planes : les contraintes horizontales et verticales calculées sont très peu différentes ; seuls les déplacements sont modifiés sensiblement ;
- sur les faces latérales, deux types de conditions sont appliquées, soit des déplacements horizontaux bloqués (condition « lithostatique » : équivalente à un k_0 latéral « faible », d'environ 0,25 en contraintes planes), soit l'application d'une contrainte aux limites latérales $\sigma_H = k_{0es} \gamma z$ (condition « tectonique »), avec trois valeurs étudiées ici : $k_{0es} = 0,5 ; 1 ; 1,5$, toutes trois supposant rester dans le domaine élastique ($k_0 < k_{0es} < k_p$).

3.2

Effets de la topographie en condition lithostatique

3.2.1

Cas d'une montagne isolée (Fig. 8)

La modélisation permet d'examiner les perturbations apportées par la présence de la montagne :

- sur les directions principales du champ des contraintes (isostatiques de la figure 8a) qui sont modifiées surtout sous les flancs de la montagne, où la direction principale majeure a tendance à s'aligner avec la ligne de plus grande pente. L'étendue de la zone perturbée (dans laquelle la direction principale majeure s'écarte de plus de 15° de la verticale) apparaît en grisé. Avec ce critère de 15°, la zone perturbée occupe une partie importante de la montagne à l'exception du centre où, par raison de symétrie, les directions principales sont l'horizontale et la verticale ; elle s'étend jusqu'à une profondeur de 600 m sous le niveau des plateaux, et latéralement au pied de la montagne sur une largeur comparable ;

- sur les valeurs des contraintes principales verticale σ_v et horizontale σ_H selon l'axe de la montagne (Fig. 8b). La contrainte horizontale est plus forte sous la montagne que sous les plateaux latéraux (droite de référence) : en sommet de montagne (en concordance avec le calcul analytique, une compression horizontale non nulle, de 2 MPa est obtenue), puis jusqu'à une profondeur de 800 m. La situation s'inverse très légèrement au-delà.

3.2.2

Cas d'une vallée isolée (Fig. 9)

Les zones où les isostatiques sont les plus déviées (Fig. 9a) se trouvent sous les flancs de la vallée où, comme dans le cas de la montagne, la direction principale majeure tend à s'orienter parallèlement à la ligne

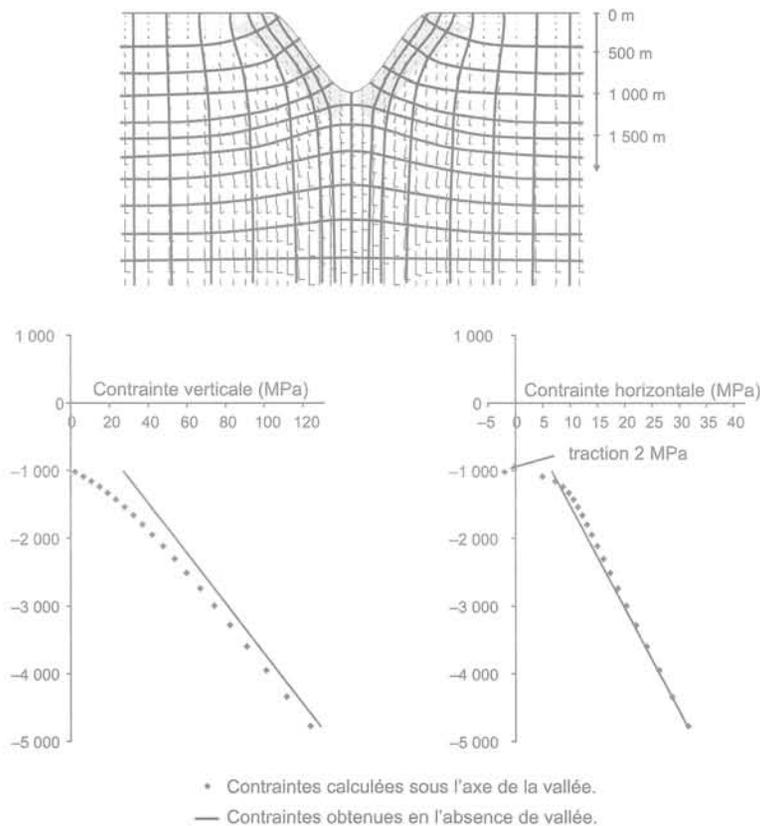


FIG. 9 Vallée isolée en condition lithostatique.
a) Isostatiques majeure X et mineure Y (zone grisée : inclinaison de X supérieure à 15°) ;
b) Valeurs des contraintes verticale σ_v et horizontale σ_H sur l'axe de la vallée.
Isolated valley under lithostatic conditions.
a) Major X and minor Y isostatic lines (zones where slant of X is >15° appear in grey) ;
b) Vertical stress σ_v and horizontal stress σ_H along valley axis.

de plus grande pente. Ces zones d'épaisseur voisine de 500 m sont limitées à une profondeur d'environ 250 m sous le niveau du fond de la vallée.

Les valeurs des contraintes verticale σ_v et horizontale σ_H selon l'axe de symétrie montrent des résultats « inversés » par rapport à ceux pour une montagne (Fig. 9b) : la contrainte horizontale σ_H est plus faible sous la vallée que sous les plateaux latéraux, jusqu'à une profondeur de 200 m sous le fond de vallée, puis la situation s'inverse. Juste sous le fond de vallée, conformément au calcul analytique, une petite zone est en traction ($\sigma_{ho} = -2$ MPa).

3.3

Influence de la tectonique (Figs. 10 et 11)

Pour simuler des conditions tectoniques existant dans les chaînes de montagne, une approche dynamique est possible (Savage *et al.*, 1992). Elle nécessite

des données réalistes sur les taux de déformation et l'histoire de la chaîne (surrection, creusement des vallées...).

L'effet d'un serrage latéral ou d'une extension peuvent être étudiés plus simplement de manière statique, par application du principe de superposition (Timoshenko et Goodier, 1970) en additionnant au champ gravitaire celui résultant d'un cas de chargement latéral sur un milieu non pesant.

Dans le cas d'un modèle « une montagne-une vallée », la figure 10 montre, en fonction de l'intensité de la contrainte tectonique latérale appliquée $\sigma_H = k_{0m} \gamma z$, l'évolution des contraintes verticale et horizontale (voisines des contraintes principales) sur l'axe de la montagne et sur l'axe de la vallée.

La variation de σ_v avec l'augmentation de k_{0m} est à peine sensible sous la montagne, mais déjà plus nette sous la vallée où σ_v augmente avec k_{0m} jusqu'à environ 2 000 m sous le fond de vallée. La variation relative est faible sauf à proximité du fond de vallée : à 150 m sous

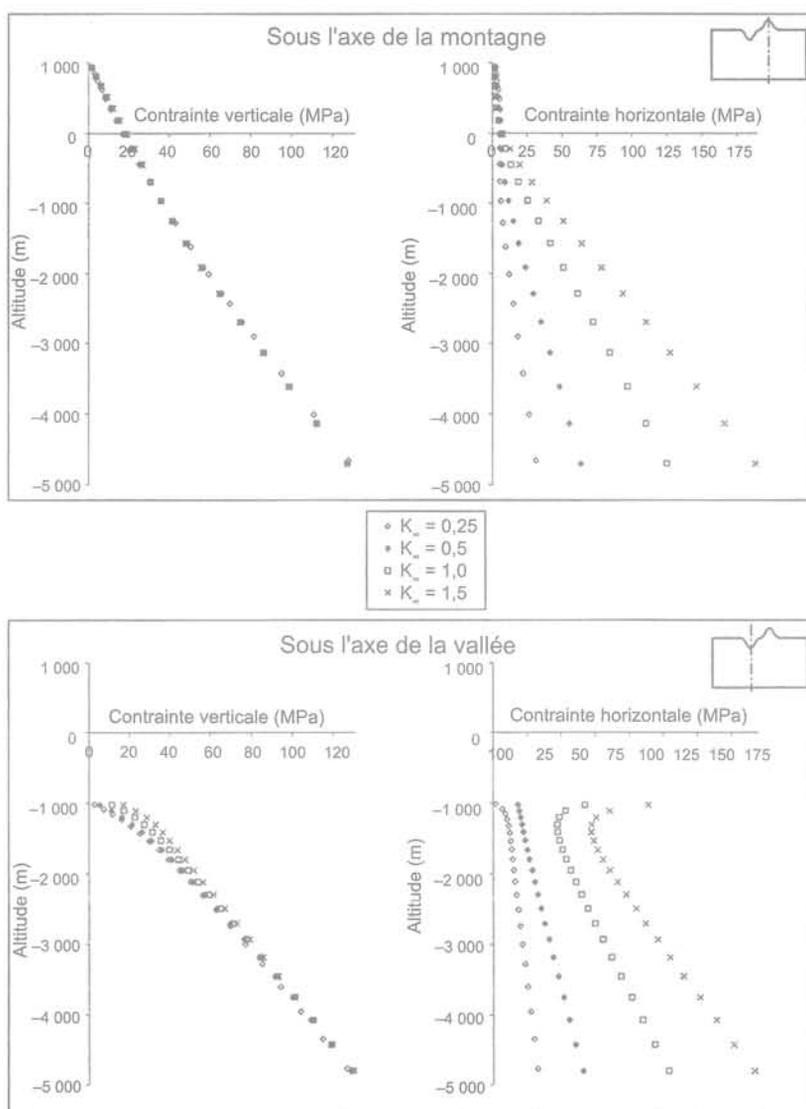


FIG. 10 Effets des conditions tectoniques latérales : valeurs des contraintes verticale et horizontale sous la montagne (en haut) et sous la vallée (en bas) en fonction de k_{0m} (sur la figure k_{0m} est noté K_m), d'après Mayeur 1999. Effect of lateral tectonic conditions (one mountain-one valley model). Horizontal and vertical stresses under mountain axis (upper part) and valley axis (lower part) with different values of K_m ($= k_0$ value applied on lateral limits of the model), after Mayeur 1999.

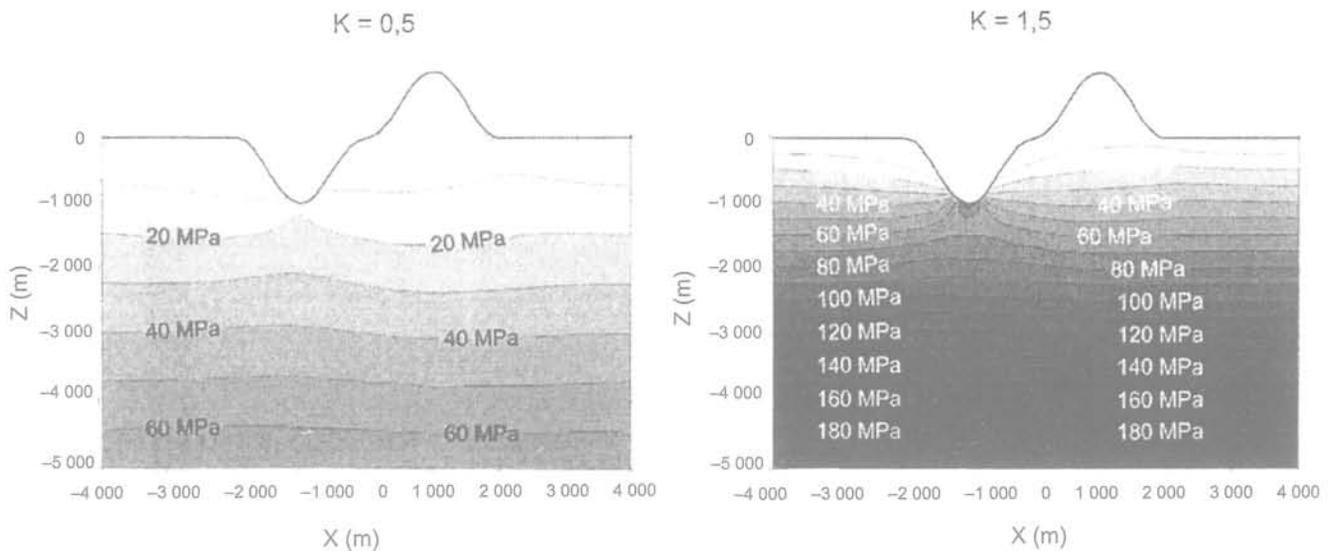


FIG. 11 Effets des conditions tectoniques latérales sur les contraintes horizontales : isovaleurs des contraintes horizontales pour deux situations de serrage latéral ($k_{0_{\text{lat}}} = 0,5$ à gauche ; $k_{0_{\text{lat}}} = 1,5$ à droite), d'après Fabre *et al.*, 2002. Effect of lateral tectonic conditions (one mountain-one valley model) on horizontal stress values : isovalues for 2 situations of lateral conditions ($K = k_{0_{\text{lat}}} = 0.5$ at left ; $K = k_{0_{\text{lat}}} = 1.5$ at right), after Fabre *et al.* 2002.

le fond de la vallée, la contrainte verticale pour $k_{0_{\text{lat}}} = 1,5$ est le double de celle obtenue pour $k_{0_{\text{lat}}} = 0,5$.

L'augmentation avec $k_{0_{\text{lat}}}$ des contraintes horizontales calculées est beaucoup plus importante ; elle est particulièrement nette sous le fond de vallée où la concentration de contrainte est très forte. Un changement de forme des courbes est observé entre le cas de serrage faible (où la contrainte horizontale reste nulle en surface) et les cas de serrage plus marqué, avec création d'une zone de surface en « surcompression ».

Pour le même modèle « une montagne-une vallée », la figure 11 montre les isovaleurs des contraintes horizontales pour deux valeurs du coefficient $k_{0_{\text{lat}}}$: $k_{0_{\text{lat}}} = 0,5$ valeur classique « faible » ; $k_{0_{\text{lat}}} = 1,5$ valeur « forte » correspondant à un serrage latéral bien marqué. La vallée concentre les contraintes horizontales : on atteint $\sigma_H = 60$ MPa sous la vallée à 500 m de profondeur dans le deuxième cas, ce qui correspond à un rapport σ_H/σ_v local de 2,2.

3.4

Effets de la topographie et des conditions tectoniques

3.4.1

Sur l'orientation des directions principales

Les orientations des directions principales sont fortement dépendantes des contraintes tectoniques :

- lorsque $k_{0_{\text{lat}}} < 1$, la direction principale majeure est subverticale (avec une tolérance de 15°) dans la majeure partie du massif, sauf dans une bande parallèle à la surface topographique dont l'épaisseur dépend de $k_{0_{\text{lat}}}$ (500 m pour $k_{0_{\text{lat}}} = 0,25$; 800 m pour $k_{0_{\text{lat}}} = 0,50$) ;
- lorsque $k_{0_{\text{lat}}} = 1$, les orientations sont très dispersées,

car mal définies en raison de la quasi-isotropie du champ de contraintes ;

- lorsque $k_{0_{\text{lat}}} > 1$, la direction principale majeure est subhorizontale (avec une tolérance de 15°) dans une grande partie du massif, sauf dans une zone aplatée horizontalement qui tangente le fond de vallée et englobe presque tout le volume de la montagne ; en dessous du fond de vallée, les directions principales se rapprochent de l'horizontale et de la verticale.

La situation est différente à proximité du versant, les modélisations confirment que la direction principale majeure tend à s'orienter parallèlement à ligne de plus grande pente, ce qui rejoint l'observation de Talobre (1967) et diffère du résultat des calculs analytiques pour un versant infini (§ 2.2).

3.4.2

Sur la valeur des contraintes principales

En condition « lithostatique » (k_0 faible), les écarts entre la contrainte horizontale (resp. verticale) calculée sous une vallée et la valeur de référence en l'absence de relief (« poids de couverture ») diminuent avec la profondeur : de 19 % (resp. 40 %) à 500 m sous le fond de vallée, à 14 % (resp. 17 %) à 1 000 m, et à 9 % (resp. 8 %) à 1 500 m.

L'application de contraintes tectoniques latérales modifie surtout les valeurs des contraintes horizontales, qui augmentent en général proportionnellement aux contraintes imposées aux limites, sauf sous les vallées, où elles sont plus fortement accrues (« effet de concentration »), et sous les montagnes, où elles sont un peu atténuées. Les contraintes verticales ne sont que peu modifiées, mais leurs modifications sont significatives : elles diminuent légèrement sous les montagnes (« effet d'allègement ») et augmentent plus fortement sous les vallées (« effet d'alourdissement »), en accord qualitatif avec les calculs analytiques.

Retours d'expérience

Des exemples naturels, dans des terrains et des conditions tectoniques variées (Est de la France, Alpes) illustrent le caractère tensoriel de (K_0), soulignant en particulier l'hétérogénéité et l'anisotropie des contraintes horizontales et les effets d'allègement ou d'alourdissement de σ_v liés aux reliefs.

4.1

Est de la France (zone à relief modéré dans un contexte « en extension »)

Les mesures de Froidevaux *et al.* (1980) en France et en Bavière et la carte européenne des contraintes, établie à l'aide de données géophysiques (Müller *et al.*, 1992), montrent généralement une forte anisotropie des contraintes dans le plan horizontal, avec parfois la contrainte principale mineure en traction (σ_{h0} négatif).

Trois sites français ayant donné lieu à des observations (Vieux Pré) et à des mesures (Soultz, Bure) sont analysés ci-après.

4.1.1

Secteur du barrage EDF de Vieux Pré

Lors des injections réalisées sous le barrage, la surprise a été d'observer de très importantes absorptions de coulis de ciment dans le substrat (grès vosgiens du Trias inférieur), notamment dans sa partie profonde (à une cote inférieure au fond de la vallée), alors que la fracturation générale était considérée comme faible et les fractures non ouvertes en profondeur. L'interprétation a été donnée (Haguenaer et Hilly, 1987) par la présence d'une famille de fissures « ouvertes » perpendiculaires à h (ou // à H), orientée N-S, et considérée comme une conséquence de la « distension » régionale (« rift rhénan »).

L'influence des contraintes naturelles sur les capacités d'injection du massif rocheux pour un site de barrage n'est pas une observation nouvelle : Antoine et Fabre (1979) l'avaient signalée, mais en situation inverse au barrage de Vinça, où l'absorption était anormalement faible en regard d'une fracturation très dense.

4.1.2

Site de Soultz-sous-Forêts

Dans le cadre d'un projet européen de géothermie à Soultz-sous-Forêts, de nombreuses mesures de contraintes ont été réalisées par la méthode HTPF (*Hydraulic Tests on Preexisting Fractures*, Cornet et Valette, 1984) et analysées (Cornet *et al.*, 2006). Le tableau I résume les principaux résultats acquis entre 1 400 et 5 000 m de profondeur.

Globalement, l'état de contraintes est anisotrope avec deux contraintes principales voisines du poids des terres (isotropie transversale, $\sigma_H/\sigma_v = 1$) et la contrainte σ_h plutôt faible ($\sigma_h/\sigma_v = 0,54$). Concernant l'orientation du tenseur (Σ_p), il est suggéré une légère rotation de la direction principale majeure horizontale H entre N 165 à 1 600 m de profondeur et N 185 à 3 800 m, en accord

TABLEAU I Valeurs des contraintes mesurées à Soultz-sous-Forêts d'après Cornet *et al.*, 2006. Stress values at Soultz-sous-Forêts.

Profondeur (m)	σ_h (MPa)	σ_h/σ_v	σ_H/σ_v
1 980	26,3	0,535	légèrement > 1
2 880	39,5	0,548	
3 315	45	0,541	légèrement < 1
4 550	-	0,537	

avec des données géophysiques et des mesures sur des sites voisins en Allemagne (Bad Urach et KTB, *in* Cornet *et al.*, 2006).

Plusieurs auteurs (Rummel et Baumgartner, 1991 ; Heinemann, 1994...) ont proposé pour ce site une expression des contraintes principales σ_h , σ_H et σ_v en fonction de la profondeur pour les mesures au-delà de 1 400 m (changement important dans la géologie à 1 377 m), notamment Cornet *et al.* (2006) :

$$\sigma_h = 0,54 [33,8 + 0,0255 (z - 1 377)] \text{ (MPa, avec } z \text{ en m)}$$

Avec cette formule, le calcul pour la surface ($z = 0$) conduirait à une valeur faiblement négative ($\sigma_{h0} = -0,7$ MPa), en accord avec le contexte extensif reconnu (graben rhénan). Un résultat similaire (σ_{h0} en traction) serait obtenu sur un autre site français (Merifons, *in* Cornet et Burlet, 1992).

4.1.3

Site de Bure

Sur le site de Bure (laboratoire souterrain, projet ANDRA) des mesures de contraintes par stimulation hydraulique ont été effectuées en 2000 dans cinq forages entre 380 et 640 m de profondeur (Wileveau *et al.*, 2006).

Les équations des contraintes en fonction de la profondeur ont été données par Gunzburger *et al.* (2007). Celles-ci sont différentes pour les formations calcaires (Oxfordien jusqu'à 400 m et Dogger à partir de 550 m) et pour les argilites (420 à 550 m) :

$$\begin{aligned} &\text{– pour les calcaires : } \sigma_h = 0,7 \cdot 10^{-3} z + 7,9 \\ &\text{et } \sigma_H = 0,7 \cdot 10^{-3} z + 13,9 \text{ (MPa, avec } z \text{ en m) ;} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &\text{– pour les argilites : } \sigma_h = 6,8 \cdot 10^{-3} z + 9,1 \\ &\text{et } \sigma_H = 6,8 \cdot 10^{-3} z + 11 \text{ (MPa, avec } z \text{ en m).} \end{aligned}$$

De ces équations, sont déduits : pour les calcaires $k_{oh} = k_{oH} = 0,03$; et, pour l'argilite $k_{oh} = k_{oH} = 0,28$.

En dehors de souligner l'influence de la lithologie (propriétés mécaniques), la singularité des mesures faites à Bure est de donner de très faibles valeurs pour les gradients de contraintes horizontales k_{oh} et k_{oH} ; l'extrapolation en surface donne des valeurs de contraintes positives assez fortes. Cependant, l'orientation trouvée pour la direction principale majeure dans ce secteur (N 155) est en bon accord avec les déterminations faites sur les deux sites précédents.

4.2

Alpes françaises (zone de fort relief dans un contexte « en compression »)

Une importante campagne de mesures par la méthode HTPF a été réalisée entre 1990 et 2000 pour le projet de tunnel de base franco-italien « Maurienne-

TABLEAU II

Résultats de la détermination du tenseur des contraintes pour 16 forages profonds (reconnaisances du tunnel de base Maurienne-Ambin) (voir les domaines Fig. 12).

p et z : profondeur et altitude de la zone de mesure ; γh : poids des terres (calculé ; h peut différer de p pour un forage incliné) ; σ_v : valeur de la contrainte verticale mesurée ; σ_h (resp. σ_H) : valeur de la contrainte horizontale mineure (resp. majeure) mesurée ; l'azimut α de H est précisé entre parenthèses.

Stress tensor determined in 16 boreholes (HTPF method) near Modane (Maurienne-Ambin tunnel project) (see geographic domains on Fig. 12).

p : depth ; z : altitude ; γh : overburden pressure ; σ_v : vertical stress ; σ_h : horizontal minor stress ; σ_H : horizontal major stress ; α azimuth of H (between brackets).

Domaine	Forage	p (m)	z (m)	γh (MPa)	σ_v (MPa)	σ_h (MPa)	σ_H (MPa)
A	S5	740	780	20	19	10	30 (N53)
A	S23	473	569	13	14	7	9 (N58)
B	F16	1 141	840	29	23	28	36 (N126)
B	S4	535	624	21	17	20	30 (N53)
B'	F7	1 099	753	29,7	21,4	20,2	23,5 (N97)
C	F5	161	894	4,3	8,7	5,3	8,5 (N172)
C	F8	391	839	10,6	15,3	7,2	13,5 (N145)
C	F17	516	735	13,9	18,1	8,5	13,6 (N181)
C	F31	912	864	24,6	37,4	8,1	22,8 (N133)
C	F33	408	751	11,0	15,5	15,3	28,3 (N123)
C	F57	414	831	11,2	12,0	10,0	15,4 (N211)
C	F67	1 150	675	30	25,2	13	28,8 (N157)
D	F14	818	795	22,1	21,3	14,5	37,1 (N1)
D	F21	709	824	19,1	20,4	10,4	17,1 (N114)
atyp.	F6bis	923	629	24,9	8,5	15,1	48,7 (N125)
atyp.	F25	298	1 018	8,0	3,0	3,9	12,8 (N45)

Ambin » (nouvelle ligne ferroviaire Lyon-Turin). Le tableau II donne les résultats de la détermination de (Σ_0) pour 16 forages profonds. La verticalité d'une contrainte principale a été ici soit vérifiée (S23), soit adoptée comme hypothèse étant donnée la profondeur de la zone de mesure .

4.2.1

Massif d'Ambin

Deux domaines principaux A et B diffèrent par leur régime de contraintes (Fig. 12) :

– A : bordure externe (S5 et S23), où règnerait un (Σ_0) relativement simple avec σ_v majeure et σ_h , σ_H voisins (orthotropie de révolution) et faibles ($k_0 = 0,5$) ;

– B : partie centrale du massif (F16, S4), où la verticale est la direction de la contrainte mineure, les contraintes horizontales fortes ($\sigma_H/\sigma_v = 1,6$; $\sigma_h/\sigma_v = 1,2$) et où l'azimut α de H semble encore, même à la profondeur importante des mesures, être influencé par le relief : H tend ainsi à se situer perpendiculairement aux vallons bien marqués existant en surface (val Clarea pour S4, ruisseau d'Ambin pour F16).

L'allègement de contrainte verticale constaté ($\sigma_v < \gamma h$) est qualitativement en accord avec des solutions analytiques (§ 2.3) et numériques (§ 3.3.3).

4.2.2

Vallée de l'Arc

Le champ des contraintes est hétérogène. A côté de deux cas atypiques (très proches d'un accident géologique : F6bis et F25), trois domaines peuvent cependant être identifiés (Fig. 12) :

– B' : à 2,5 kilomètres en rive gauche (F7, sondage le plus au cœur du massif avec F16) , les contraintes mesurées sont pratiquement isotropes et valent environ 75 % de la contrainte lithostatique (« effet d'allègement » : $\sigma_z < \gamma z$, comme dans le massif d'Ambin) ;

– C : à moins d'un kilomètre du fond de vallée, et 300 m sous la cote de l'Arc, les contraintes horizontales sont très anisotropes (rapport σ_H/σ_v , jusqu'à 2,8) orientées approximativement parallèlement (h) et perpendiculairement (H) à la vallée ; la contrainte verticale vaut entre 1,1 et 2 fois le poids des terres : « effet d'alourdissement » ($\sigma_z > \gamma z$) bien marqué, dû au poids des versants ;

– D : entre 1 et 2 kilomètres en rive droite, et toujours 300 m sous la cote de l'Arc (sondages F14 et F21), les contraintes horizontales sont ici encore anisotropes (σ_H/σ_v entre 0,5 et 0,7 ; σ_h/σ_v entre 0,9 et 1,7) et la contrainte verticale est très proche du poids des terres.

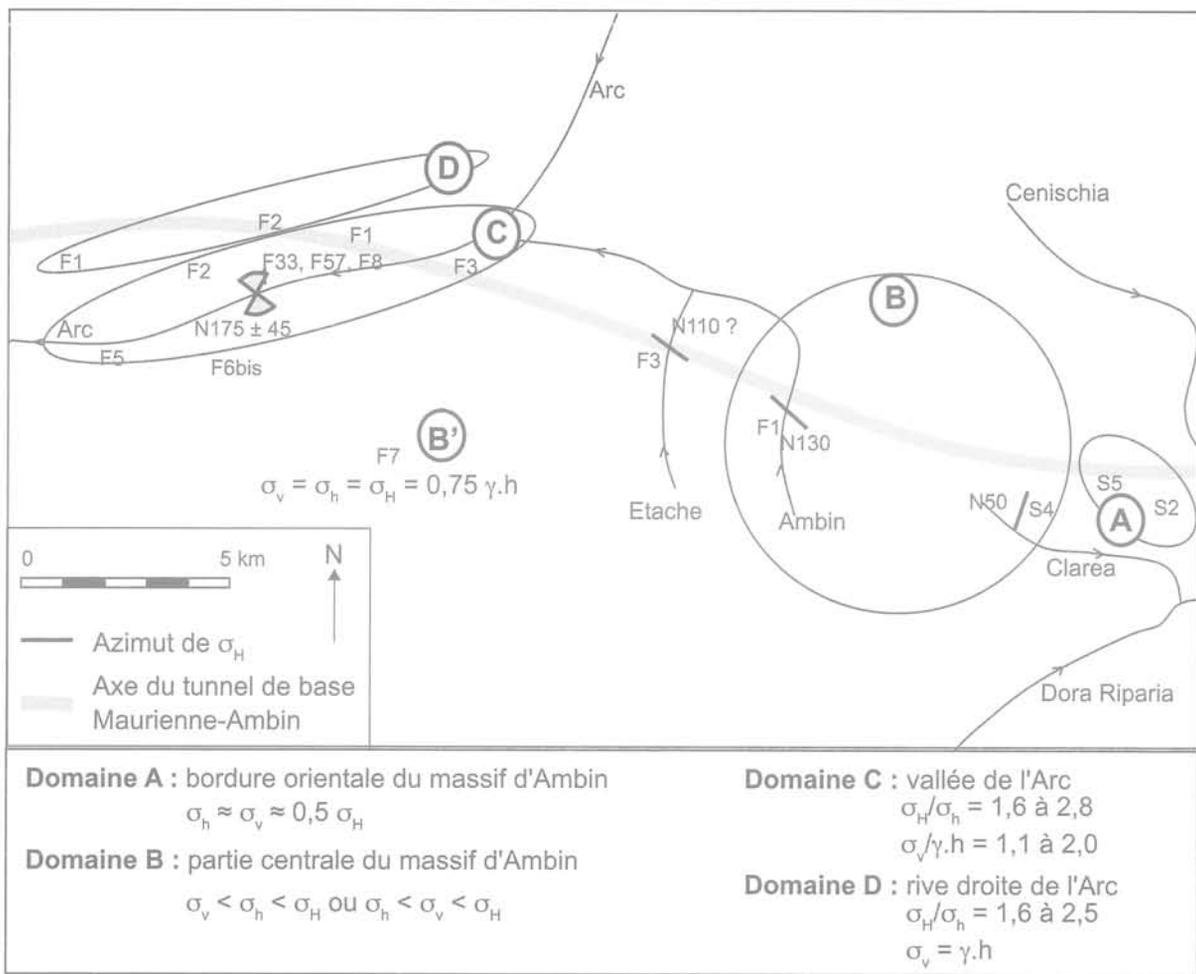


FIG. 12 Carte générale des contraintes dans les secteurs de Modane et du mont d'Ambin, d'après les mesures HTPF (1990-2000).
 General map of stress near Modane and Mont d'Ambin (from HTPF measurements, 1999-2000). Four main domains of natural state of stress are defined (see text), after Mayeur 1999.

4.2.3

Bilan

En accord avec les solutions analytiques et les modélisations présentées, les mesures montrent systématiquement une concentration des contraintes horizontales sous les vallées avec augmentation du coefficient k_{0H} sous les vallées (Fabre *et al.*, 2002). Cette situation amène à nuancer l'argument qui préconisait, dans les études préliminaires du projet de tunnel de base franco-italien, de suivre les vallées pour « éviter les contraintes ». Dans le secteur de Modane, on se trouverait plutôt avec une contrainte principale majeure horizontale nettement supérieure au poids des terres et perpendiculaire au tunnel, situation confirmée par d'autres indices (discage de carottes, ovalisation de forages).

5

Conclusion

Le champ (Σ_0) est une caractéristique intrinsèque des terrains, dont la détermination fait partie de la reconnaissance du milieu. Ses composantes interviennent dans la conception et la réalisation d'ouvrages souterrains ou même de surface (barrages). Il est caracté-

risé le plus souvent par un tenseur adimensionnel (K_0) .

Dans le cas particulier d'un milieu pulvérulent à surface libre horizontale, il se ramène à un scalaire unique $k_0 (= \sigma'_h/\sigma'_v)$ ou $k_{0k} (= \nu/(1-\nu))$ en élasticité.

Dans les massifs rocheux et les milieux cohérents en général, deux caractéristiques doivent être prises en compte :

- d'une part, la non-nullité du champ en surface : $(\Sigma_0)_0$ pour composantes $0, \sigma_{h0}$ et σ_{H0} , ce qui conduit à utiliser le gradient vertical et non le rapport des contraintes pour caractériser le champ ;
- d'autre part, une fréquente anisotropie de (Σ_0) dans le plan horizontal ($\sigma_{h0} \neq \sigma_{H0}$), résultant de l'histoire géologique (déformation tectonique, érosion), qui conduit à deux gradients et à deux valeurs de k_0 distinctes pour les directions principales horizontales.

Sous un relief subhorizontal ou loin de la surface topographique, (Σ_0) présente une direction principale verticale et une homogénéité dans le plan horizontal ; il se caractérise alors par cinq paramètres : un angle α (azimut de la direction H), deux coefficients (k_{0H} et k_{0h}) et deux contraintes horizontales de surface (σ_{H0} et σ_{h0}). Les valeurs de ces paramètres et notamment le classement des scalaires principaux ($k_{0H}, k_{0h}, 1$) du tenseur (K_0) sont nettement reliés à l'histoire des déformations tectoniques du secteur.

Parfois, dans le cas de zones en extension, la contrainte principale mineure de surface (σ_{ho}) peut être une traction, comme dans l'Est du territoire français, entre le bassin parisien et le graben rhénan. N 65 à Bure, la direction de l'extension deviendrait pratiquement E-W dans la zone profonde des sondages de Soultz. Les mesures sur le site de Bure font apparaître une nette hétérogénéité du champ au niveau de la couche d'argilite (discontinuité de σ_h) et de très faibles valeurs des coefficients k_{oh} et k_{oh} .

Dans le cas de relief accidenté, le champ n'est plus homogène dans le plan horizontal et la détermination des paramètres σ_{ho} , σ_{ho} , k_{oh} et k_{oh} est déli-

cate au voisinage de la surface, sur une épaisseur évaluée à environ une fois la profondeur des aspérités du relief, d'après les modélisations effectuées (Mayer, 1999). Les zones situées sous des fonds de vallée présentent fréquemment de fortes contraintes horizontales (direction H souvent perpendiculaire à l'axe de la vallée et $k_{oh} > 1$); et, sous les versants, l'inclinaison des axes principaux peut devenir forte (une contrainte principale en surface parallèle au versant). Ces effets sont renforcés par le serrage tectonique, situation qui paraît être actuellement le cas dans la direction N 140 à N 180 pour la zone de la vallée de l'Arc près de Modane.

Bibliographie

- AFTES, Groupe de Travail n° 1 – « Caractérisation des massifs rocheux utile à l'étude et à la réalisation des ouvrages souterrains ». *Tunnels et Ouvrages Souterrains*, n° 177, 2003, p. 138-186.
- Antoine P., Fabre D. – Réflexions sur le rôle et l'orientation des études de fracturation pour la fondation d'un barrage en béton. *Bull. AIGI*, n° 20, 1979, p. 40-44.
- Burlet D., Fabre D., Ménard G. – Mesures de contraintes *in situ* par tests hydrauliques de fracture en forage, dans le cadre d'un projet de grand tunnel sous les Alpes. *Proc. 8th Int. Congress ISRM*, Tokyo, Balkema, vol. 3, 1995, p. 1141-1144.
- Carpegna M., Mayer B., Fabre D., Gaudin B., Tournery H., Bultel F. – Influences du relief et de la tectonique pour la prévision des états de contraintes sous fort recouvrement. *Proc. 9th Int. Congress ISRM*, Paris, Balkema, 1999, p. 1137-1142.
- CFMR – *Manuel de Mécanique des Roches*, Presses de l'École des mines, Paris, 2000, tome 1, chapitre 7.
- Cornet F.H., Valette B. – *In situ* stress determination from hydraulic injection test data. *J. of Geophys. Res.*, vol. 89, 1984, p. 11527-11537.
- Cornet F.H., Burlet D. – Stress field determination in France by hydraulic tests in boreholes. *J. of Geophys. Res.*, vol. 97, B8, 1992, p. 11829-11849.
- Davis, Salvadurai – *Elasticity and Geomechanics*. Cambridge University Press, 1996, 200 p.
- Descœudres F. – *Mécanique des roches*. Cours photocopié, LMR-ISRF, École polytechnique fédérale de Lausanne, 1984.
- Fabre D., Sirieys P., Mayer B. – Paramètres caractérisant l'état de contraintes naturel dans les massifs rocheux. *C.R. Symp. Int. PARAM 2002, Paramètres de calcul géotechnique*, Presses de l'ENPC/LCPC, Paris, 2002, p. 359-368.
- Fairhurst C. – Stress estimation in rock : A brief history and review. *Int. J. of Rock Mech. & Min. Sc.*, vol. 40, 2003, p. 957-975.
- Froidevaux C., Paquin C., Souriau M. – Tectonic stresses in France : *In situ* measurements with a flat jack. *J. of Geophys. Res.*, vol. 85, B11, 1980, p. 6342-6346.
- Goguel J. – Calcul des contraintes dans l'hypothèse de la relaxation complète. *C. R. Acad. Sc.*, tome CCXIV, 1942, p. 470.
- Goodman R.L. – *Introduction to rock mechanics*. John Wiley & sons, New York, 1989.
- Gunzburger Y., Cornet F.H. – Rheological characterization of a sedimentary formation from a stress profile inversion. *Geophys. J. Int.*, vol. 168, 2007, p. 402-418.
- Haguenaer B., Hilly J. – Naissance et déclin du bassin parisien dans ses marges orientales. *Bull. Inform. Géol. Bassin de Paris*. Mém. h.-sér. n° 6, p. 105-116.
- Hoek E., Brown E.T. – *Underground excavations in rock*. Institution of Mining and Metallurgy, London, 1980, p. 93-101.
- Sirieys P. – Structure, contraintes lithostatiques et notations des massifs rocheux, *Revue française de géotechnique*, n° 97, 2001, p. 53-60.
- Mayer B., Fabre D. – Mesure et modélisation des contraintes naturelles. Application au projet de tunnel ferroviaire Maurienne-Ambin. *Bull. Eng. Geol. & Env.*, vol. 58, 1999, 45-59.
- Mayer B., Fabre D. – Measurement and modeling of *in situ* rock stresses in the Ambin Massif (Franco-Italian Alps). *Proc. 37th U.S. Rock Mech. Symp. "Vail Rock 1999"*, Balkema, 1999, p. 1157-1163.
- Mayer B. – *Mesure et modélisation des contraintes dans les massifs rocheux. Application au tunnel profond Maurienne-Ambin*. Thèse de doctorat Géomécanique, Grenoble, 1999, 327 p. (2 vol.).
- Müller B., Zoback M.L., Fuchs K., Martin L., Gregersen S., Pavoni N., Stephansson O., Ljunggren C. – Regional patterns of tectonic stress in Europe. *J. of Geophys. Res.*, vol. 97, B8, 1992, p. 11783-11803.
- Panet M. – *La stabilité des ouvrages souterrains. Soutènement et revêtement*. LCPC Paris, Rapport de recherches n° 28, 1973, 108 p.
- Savage W.Z., Swolfs H.S., Amadei B. – On the state of stress in the near surface of the Earth's crust. *Pure & Appl. Geophys.*, 138, 1992, p. 207-228.
- Sokolovski V.V. – *Statics of granular media*. Pergamon Press, 2nd ed., 1965, 220 p.
- Talobre J. – *La mécanique des roches*, Dunod, Paris, 1957.
- Timoshenko S.P., Goodier J.N. – *Theory of elasticity*. McGraw-Hill, New York, 3rd ed. 1970, 567 p.
- Wileveau Y., Cornet F.H., Desroches J., Blumling P. – Complete *in situ* stress determination in an argillite sedimentary formation. *Phys. & Chem. of the Earth*, 2007, p. 866-878.

