

Jacques Mercier  
Pierre Vergély  
Yves Missenard

# Tectonique

4<sup>e</sup> édition

DUNOD

Illustration de couverture : © Matauw – Fotolia.com

Le pictogramme qui figure ci-contre mérite une explication. Son objet est d'alerter le lecteur sur la menace que représente pour l'avenir de l'écrit, particulièrement dans le domaine de l'édition technique et universitaire, le développement massif du photocopillage.

Le Code de la propriété intellectuelle du 1<sup>er</sup> juillet 1992 interdit en effet expressément la photocopie à usage collectif sans autorisation des ayants droit. Or, cette pratique s'est généralisée dans les établissements d'enseignement supérieur, provoquant une baisse brutale des achats de livres et de revues, au point que la possibilité même pour les auteurs de créer des œuvres nouvelles et de les faire éditer correctement est aujourd'hui menacée.

Nous rappelons donc que toute reproduction, partielle ou totale, de la présente publication est interdite sans autorisation de l'auteur, de son éditeur ou du Centre français d'exploitation du droit de copie (CFC, 20, rue des Grands-Augustins, 75006 Paris).



© Dunod, 1992, 1999, 2011, 2016  
11 rue Paul Bert, 92240 Malakoff  
www.dunod.com  
ISBN 978-2-10-074702-3

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2° et 3° a), d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (art. L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles L. 335-2 et suivants du Code de la propriété intellectuelle.

# TABLE DES MATIÈRES

<b>Avant-propos</b>	<b>V</b>
<b>Chapitre 1 • Présentation</b>	<b>1</b>
1.1 Qu'est-ce que la tectonique ?	1
1.2 Les déformations tectoniques et les mouvements des plaques lithosphériques	1
1.3 L'analyse et l'interprétation des déformations tectoniques	2
<b>Chapitre 2 • Notions élémentaires de contrainte et de déformation</b>	<b>5</b>
2.1 Notion de force et de contrainte	5
2.2 Notion de déformation	13
<b>Chapitre 3 • Étude phénoménologique de la réponse des roches à la contrainte</b>	<b>19</b>
3.1 Le comportement des roches soumis à contrainte	19
3.2 L'influence des conditions physiques sur la déformation des roches	24
3.3 Le rôle de la nature des roches	29
3.4 Les domaines de la déformation géologique en fonction de la profondeur	31
<b>Chapitre 4 • La déformation cassante des milieux rocheux continus</b>	<b>33</b>
4.1 Failles et joints de cisaillement, fentes de tension et diaclases	33
4.2 Les plans de fracture dans les essais mécaniques	36
4.3 Les critères de rupture	38
4.4 Simulation analogique de l'initiation et de la propagation des failles dans un milieu rocheux	44
4.5 Interprétation des déformations cassantes naturelles	48
<b>Chapitre 5 • La déformation cassante des milieux rocheux discontinus</b>	<b>59</b>
5.1 L'activation des failles existantes	59
5.2 Les plans de glissement dans les essais mécaniques	60
5.3 Les critères de glissement et l'orientation du glissement sur des plans préexistants	63
5.4 Cinématique des failles dans un milieu rocheux fracturé	65
5.5 Initiation, croissance et segmentation des failles	75
5.6 Zone de faille et roches de failles	79
5.7 Le cœur de la faille et les roches de failles	82

<b>Chapitre 6 • La tectonique cassante à l'échelle régionale</b>	<b>85</b>
6.1 La tectonique en extension : grabens, rifts et bassins en extension	85
6.2 La tectonique en décrochement : failles coulissantes et failles transformantes	103
6.3 La tectonique en compression : « <i>uplifts</i> » et écailles de socle	110
6.4 L'inversion tectonique	112
<b>Chapitre 7 • La déformation ductile des roches</b>	<b>117</b>
7.1 La déformation ductile dans les essais mécaniques	117
7.2 Les mécanismes de la déformation plastique	118
7.3 Les principales structures ductiles homogènes naturelles des roches	127
7.4 Exemples de déformation ductile hétérogène	137
<b>Chapitre 8 • La tectonique ductile à l'échelle régionale : les décrochements ductiles</b>	<b>145</b>
8.1 Les décrochements tardi-hercyniens d'Europe	145
8.2 Autres exemples de décrochements ductiles	147
<b>Chapitre 9 • La déformation cassante/ductile et le plissement</b>	<b>149</b>
9.1 La géométrie des plis	149
9.2 Les plis isopaques et le plissement par flexion	153
9.3 Les plis semblables et le plissement par cisaillement simple	162
9.4 Les plis anisopaques et le plissement par aplatissement	166
9.5 La notion de stratigraphie mécanique	168
9.6 Les modèles de plis	173
9.7 L'équilibrage des coupes et la restauration	177
<b>Chapitre 10 • La tectonique cassante/ductile régionale</b>	<b>181</b>
10.1 Les décollements de couverture : un exemple, le Jura	181
10.2 La géométrie des plis et des chevauchements de couverture et la mesure du raccourcissement : l'Overthrust Belt du Wyoming (U.S.A.)	182
10.3 Le prisme orogénique	186
10.4 L'exhumation des roches métamorphiques dans les chaînes de montagne	197
10.5 La tectonique salifère	204
<b>Chapitre 11 • Les mouvements verticaux</b>	<b>209</b>
11.1 Introduction	209
11.2 Les processus à l'origine des mouvements verticaux	210
11.3 Décrire l'évolution de la surface topographique	213
11.4 Décrire l'histoire thermique des roches	217
<b>Glossaire</b>	<b>221</b>
<b>Légendes du cahier photographique</b>	<b>224</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>229</b>
<b>Index</b>	<b>237</b>

# AVANT-PROPOS

Dans la réalisation de cette nouvelle édition, nous avons conservé l'esprit qui avait guidé la rédaction initiale, à savoir une approche « naturaliste » de la tectonique qui privilégie la qualité de l'acquisition des données tant sur le terrain qu'au laboratoire, puis une interprétation de ces données qui fait appel aux concepts de base de la mécanique et de la physique des matériaux.

Divers aspects de la déformation sont illustrés par des images abondamment légendées et rassemblées dans un cahier couleur.

Dans cette 4<sup>e</sup> édition, le chapitre 11, qui est nouveau, présente les différents outils permettant de caractériser les mouvements verticaux dont l'étude a connu un regain d'attention ces vingt dernières années, probablement en partie grâce à l'apparition ou au développement de nouveaux outils méthodologiques comme la géodésie ou la thermochronologie. Pour chacune des techniques, une référence à un travail scientifique est proposée, permettant à ceux qui le souhaitent d'approfondir la thématique.

Cette nouvelle édition s'enrichit également d'un glossaire destiné au lecteur moins initié qui y trouvera les définitions volontairement brèves de quelques termes courants du champ lexical de la tectonique.

Enfin, autre nouveauté, de nombreux documents supplémentaires, essentiellement photographiques, sont mis à votre disposition en ligne (voir le lien au verso).

Ce manuel n'a pas la prétention d'être exhaustif. Les auteurs ont limité le contenu aux connaissances générales en tectonique qui doivent être acquises par tous ceux et toutes celles qui suivent une formation en géosciences du niveau L3 et M1. Le lecteur qui souhaite compléter ses connaissances trouvera, en fin d'ouvrage, une liste indicative de livres en français ou en anglais. Nous avons également indiqué les références des articles scientifiques dans lesquels nous avons puisé nos données et informations scientifiques utilisées lors de la rédaction du manuel.

Nous conseillons enfin aux lecteurs d'utiliser (sans modération) l'accès à certains sites du Net comme :

- Google Earth ([www.google.fr/intl/fr/earth/index.html](http://www.google.fr/intl/fr/earth/index.html)) ;
- MGDS ([www.marine-geo.org/](http://www.marine-geo.org/)) ;
- GeoMapApp ([www.geomapapp.org](http://www.geomapapp.org)) ;
- NASA World Wind (<http://worldwind.arc.nasa.gov/>) ;
- Géoportail ([www.geoportail.fr/](http://www.geoportail.fr/)).

De nombreux documents supplémentaires, essentiellement photographiques, sont mis à disposition sur un site des auteurs :



<http://www.structurotheque.u-psud.fr>

# PRÉSENTATION

# 1

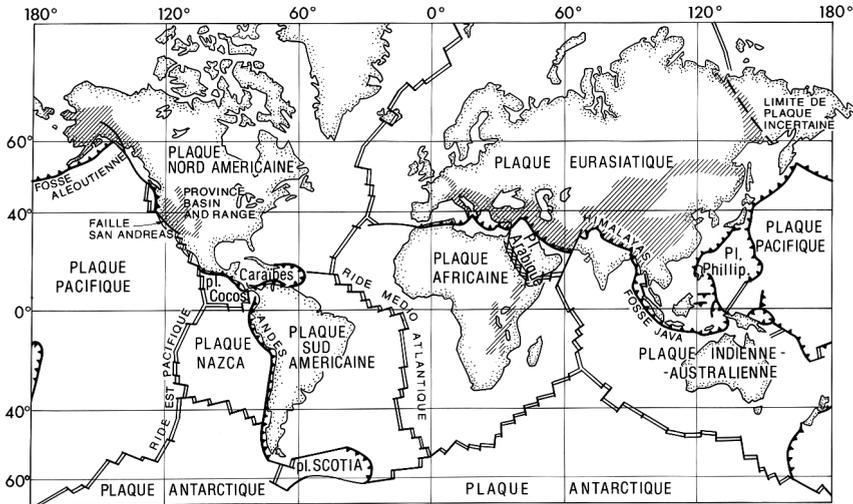
## 1.1 QU'EST-CE QUE LA TECTONIQUE ?

La Tectonique est la discipline des Sciences de la Terre qui traite des déformations de l'écorce terrestre. Ce terme, créé à la fin du siècle dernier, vient du grec «Tektonikos», adjectif qui signifie propre au charpentier, à l'architecte ; il implique donc une notion de structure. D'ailleurs, le terme de Géologie Structurale est souvent employé comme synonyme de Tectonique. Toutefois, chez les auteurs de langue anglaise, une distinction tend à s'imposer entre ces deux termes. La *Géologie Structurale* («Structural Geology») est essentiellement l'étude de la géométrie des structures. Par contre, la *Tectonique* («Tectonics») concerne plutôt l'étude de ces structures en relation avec les mouvements (*Cinématique*) et les forces (*Dynamique*) qui les ont créées.

## 1.2 LES DÉFORMATIONS TECTONIQUES ET LES MOUVEMENTS DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES

Les déformations de l'écorce terrestre et de la partie supérieure du manteau résultent du mouvement des *grandes plaques lithosphériques* à la surface du globe (Fig. 1.1). Les limites de ces plaques sont des zones de déformations sismiquement actives. Là où les plaques s'écartent, divergent, leurs bordures sont soumises à une traction (ou tension), donc à des déformations en *allongement*, dites aussi en *extension* (Fig. 1.2a) ; c'est ce qui se produit au niveau des *rides médio-océaniques* ou dans certaines régions continentales (les rifts). Là où les plaques convergent, leurs bordures peuvent être soumises à une compression, donc à des déformations en *raccourcissement* ; c'est ce qui se produit le long des zones de *collision* (Fig. 1.2b) et de certaines zones de *subduction*. Là où les plaques glissent les unes par rapport aux autres, sans converger ni diverger, les déformations résultent de déplacements horizontaux (sans épaissement ni amincissement vertical) appelés *coulissements* ; c'est ce qui se produit le long des *failles transformantes* (Fig. 1.2c). En *Tectonique globale*, c'est-à-dire à une échelle de plusieurs milliers de km, ces plaques sont considérées en première approximation comme indéformables car l'essentiel de la déformation se produit aux limites de plaques. Mais en réalité, il existe aussi des déformations intraplaques qui peuvent être importantes à l'échelle de l'analyse

structurale. Ces déformations intraplaques résultent elles aussi de raccourcissements, d'allongements ou de coulissements.

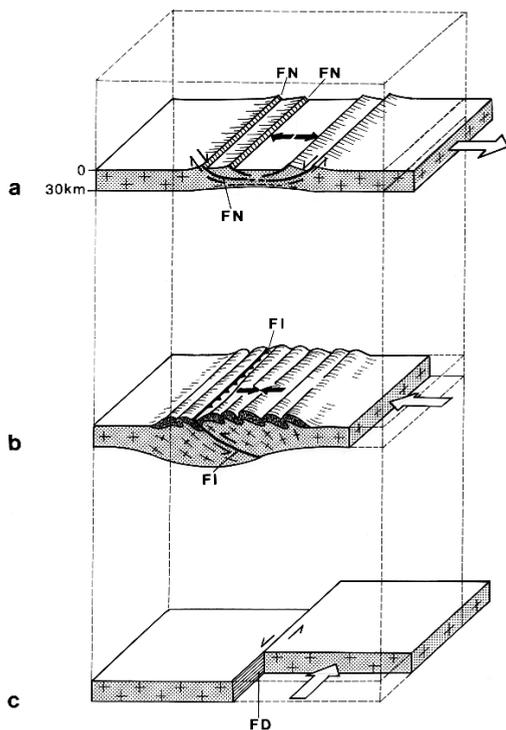


**Figure 1.1 - Carte simplifiée des grandes plaques lithosphériques.**  
Doubles lignes : zones d'expansion océanique ; lignes avec triangles : zones de subduction et de collision ; ligne simple : failles transformantes ; hachurés : déformations intracontinentales actives.

### 1.3 L'ANALYSE ET L'INTERPRÉTATION DES DÉFORMATIONS TECTONIQUES

La simple observation des roches dans des régions très déformées, comme les chaînes de montagnes, montre de façon évidente deux grands types de déformations : d'une part, des plis et d'autre part, des cassures qu'on appelle des failles. Plis et failles correspondent respectivement à des déformations continues ou ductiles et à des déformations discontinues ou cassantes. L'analyse de ces déformations peut se faire à différentes échelles. La cartographie géologique, l'analyse des photographies aériennes et des images par satellites permettent de décrire la géométrie en deux dimensions (2D) des structures de tailles supérieures au km ; les forages et l'imagerie sismique permettent parfois d'en connaître la géométrie en 3D. Mais l'étude des déformations peut aussi se faire de l'échelle de l'affleurement à celle de l'échantillon ( $1\text{ cm} < d < 100\text{ m}$ ) et de celle du microscope optique à celle du microscope électronique ( $d < 1\text{ cm}$ ).

L'interprétation de ces déformations naturelles est basée sur le principe de l'*uniformitarisme* de Lyell (1833) qui admet que les «phénomènes qui ont eu lieu au cours des temps géologiques sont les mêmes que ceux qui produisent les mêmes effets à l'époque actuelle». Leur interprétation se fait donc en tenant compte des données fournies par l'observation des déformations actuelles (*sismotectoniques*) ou



**Figure 1.2 - Les grands types de déformations tectoniques (d'après M. Mattauer et J. Mercier, 1984). (a) allongement ; (b) raccourcissement ; (c) coulissement ; FN : faille normale ; FI : faille inverse ; FD : faille décrochante.**

récentes (*néotectoniques*), de celles fournies par les expériences de mécanique ou de physique des matériaux géologiques, enfin de celles fournies par la simulation soit analogique (modèles réduits) soit numérique (sur ordinateur). L'interprétation des déformations géologiques par les déformations actuelles n'est en fait valable que pour autant qu'on considère un état physique et chimique de la planète proche de l'état actuel. Les déformations actuelles ne peuvent guère nous renseigner sur celles qui se sont produites au cours de l'Archéen ( $> 2,5 \cdot 10^9$  ans) quand les conditions de température sur la Terre étaient plus élevées qu'actuellement. Toutefois, ce qui est important c'est que les interprétations respectent les lois fondamentales de la physique d'où l'intérêt de l'expérimentation qui permet de comprendre les mécanismes de déformation des roches dans des conditions physico-chimiques fort diverses. Dans la suite de ce volume, nous montrerons quelques exemples de chacune de ces démarches.

Ce volume s'adresse aux étudiants de Licence 3 et Master. Son ambition n'est donc pas de faire un exposé exhaustif sur la Tectonique mais d'en présenter sous une forme succincte les notions essentielles.



# NOTIONS ÉLÉMENTAIRES DE CONTRAINTE ET DE DÉFORMATION

En Dynamique, si deux forces  $\mathbf{F}$  et  $\mathbf{F}'$  de même direction, de sens opposés et d'intensités égales sont appliquées en un point P, leur somme  $\mathbf{F} + \mathbf{F}' = 0$  et leur travail  $W_{\mathbf{F},\mathbf{F}'} = 0$ . Ceci est vrai dans le cas où P est un point virtuel mais s'il s'agit d'un bloc rocheux, non parfaitement rigide, celui-ci se déforme. Les forces agissant à la surface de ce bloc produisent dans celui-ci des forces internes. On dit que ce bloc rocheux est en *état de contrainte*.

## 2.1 NOTION DE FORCE ET DE CONTRAINTE

### 2.1.1 Notion de force

Les forces agissant sur un bloc rocheux peuvent être séparées en forces de volume et forces de surface.

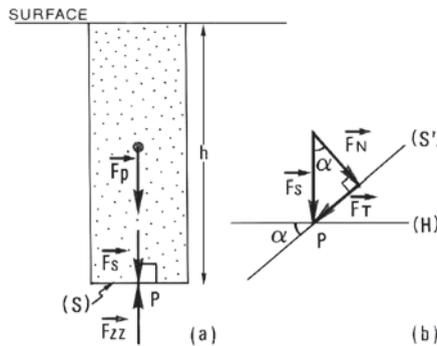


Figure 2.3 - Force de pesanteur  $\mathbf{F}_p$  agissant sur une colonne rocheuse et force de surface  $\mathbf{F}_s$  agissant sur sa base horizontale  $(S)$ .

Les *forces de volume* agissent sur tout le volume rocheux. L'exemple le plus évident est la force de pesanteur  $\mathbf{F}_p = \mathbf{Mg}$ . Une colonne de roche de section  $S$ , de hauteur  $h$  et de densité  $\rho_c$  (Fig. 2.1a), est soumise à une force de pesanteur  $\mathbf{F}_p = Sh\rho_c\mathbf{g}$ ,  $\mathbf{g}$  étant l'accélération de la pesanteur. Cette force  $\mathbf{F}_p$  est verticale et dirigée vers le bas. La force d'Archimède est aussi une force de volume qui agit sur les

volumes rocheux. Supposons un bloc continental de densité  $\rho_c = 2,7$  reposant en équilibre hydrostatique sur le manteau de densité  $\rho_m = 3,3$  ; ce bloc reçoit une poussée verticale  $F_a$  dirigée vers le haut (Fig. 2.2) égale au poids du volume de manteau déplacé :  $F_a = Sr\rho_m g$ . Le bloc étant en équilibre, on peut écrire  $F_p = F_a$

$$Sh\rho_c g = Sr\rho_m g \quad \text{d'où} \quad r = h(\rho_c / \rho_m)$$

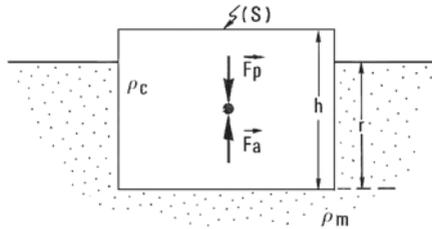


Figure 2.2 - Force d'Archimède  $F_a$  et force de pesanteur  $F_p$  agissant sur un bloc continental en équilibre hydrostatique sur le manteau.

Ainsi, un bloc continental d'épaisseur totale  $h = 70$  km, présente une partie basale  $r$  de 57 km d'épaisseur immergée dans le manteau de telle sorte que la force de pesanteur  $F_p$  soit équilibrée par la poussée d'Archimède  $F_a$ . Le problème est ici très simplifié puisqu'on néglige la croûte et la couche d'eau océaniques.

Les forces de surface agissent, elles, sur les surfaces limitant le volume rocheux. Sur la figure 2.1a, la force de surface agissant sur la base horizontale de la colonne de roche à une profondeur  $h$  est  $F_s = Sh\rho_c g$ . Elle est normale à cette surface et résulte de la force de volume agissant sur la colonne de roche sus-jacente. La pression  $p = F_s/S$ , à la base de cette colonne est la pression ou *contrainte lithostatique* ( $\sigma_{zz}$ ) agissant sur la surface  $S$  au point  $P$ . Le système étant en équilibre,  $F_s$  est équilibrée par une force  $F_{zz}$  de même direction, de sens opposé et d'intensité égale. Si cette force  $F_s$  est appliquée sur une surface  $S'$  faisant avec l'horizontale  $H$  un angle  $\alpha$  (Fig. 2.1b),  $F_s$  se décompose vectoriellement en une force  $F_N$  normale à la surface et une force  $F_T$  qui lui est tangentielle. Dans le cas de la subduction d'une lithosphère océanique sous une lithosphère continentale par exemple (Fig. 2.3), l'interface des deux lithosphères est soumise à des forces de surface horizontales  $F_{xx}$  résultant de la convergence des deux lithosphères et verticales  $F_{zz}$  induites par les forces de volume. Ces forces de surface se décomposent en *forces tangentielles* (ou *cisailantes*) et *forces normales* à l'interface.

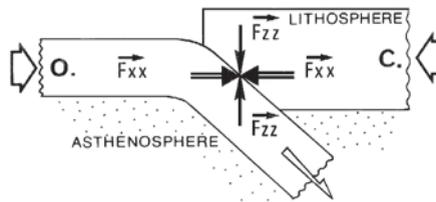


Figure 2.3 - Forces à l'interface entre une lithosphère océanique (O) et une lithosphère continentale (C) dans une zone de subduction.

Une force s'exprime par le produit de la masse par une accélération  $\gamma$ , c'est-à-dire par une équation aux dimensions de la forme  $F = M L T^{-2}$ ,  $M$ ,  $L$  et  $T$  étant les dimensions de la masse, de la longueur et du temps. Dans le système C.G.S, la force s'exprime en *dynes* ( $\text{g.cm.s}^{-2}$ ) et dans le système international (S.I.) en *newton* ( $\text{kg.m.s}^{-2}$ ) ; 1 newton (N) =  $10^5$  dynes.

### 2.1.2 Notion de contrainte

**2.1. Contrainte sur un plan.** Maintenant, supposons idéalement un corps macroscopiquement continu (Fig. 2.4), soumis à aucune force, à aucune torsion dont les atomes se trouvent dans une position d'équilibre et soumettons ce corps à des forces externes. Supposons qu'une surface  $\Delta S$  de normale  $\nu$ , passant par un point P, sépare ce corps en deux parties. L'ensemble des forces exercées par la partie C1 sur la partie C2 a pour résultante  $\Delta F$  puisqu'il n'y a pas de torsion.

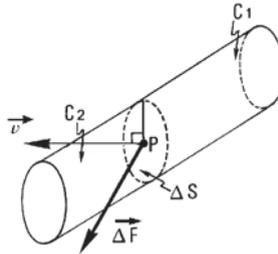


Figure 2.4 - Force résultante  $\Delta F$  exercée par la partie C1 du solide sur la partie C2, au point P sur la surface  $\Delta S$ .

$$\text{Quand } \Delta S \text{ tend vers zéro : } \left( \frac{\Delta F}{\Delta S} \right) \longrightarrow \frac{dF}{dS} = \sigma \quad (1)$$

Le vecteur  $\sigma$  est la *contrainte* (en anglais : stress) appliquée à la surface  $dS$  au point P, due aux forces externes. La contrainte a les dimensions d'une pression et s'exprime par une équation aux dimensions  $\Sigma = FS^{-1} = ML^{-1} T^{-2}$ . On ne peut donc additionner des vecteurs-contraintes que s'ils s'appliquent à une même surface, ce qui est différent des vecteurs-forces. La contrainte s'exprime en pascal ( $\text{kg. m}^{-1}.\text{s}^{-2}$ ) dans le système S.I. et en bar dans le système C.G.S. (1 bar =  $10^6$  dynes. $\text{cm}^{-2}$  =  $10^6$  g. $\text{cm}^{-1}.\text{s}^{-2}$ ) ; 1 bar =  $10^5$  Pa.

Dans le cas général, le vecteur-contrainte  $\sigma$  est oblique à la surface  $dS$ . L'intensité de la contrainte varie avec l'orientation de la surface  $dS$  passant par le point P (c'est une *pression anisotrope*). Ceci est très différent de ce qui se passe dans les liquides dans lesquels la pression  $p$  est normale à toute surface passant par le point P et de même intensité (*pression isotrope*). Le vecteur-contrainte  $\sigma$  étant oblique à la surface  $dS$  il peut se décomposer (Fig. 2.5) comme le vecteur-force en une *contrainte normale*  $\sigma_N$  et une *contrainte tangentielle*  $\sigma_T$  (notée souvent  $\tau$ ) au plan S.

**2.2. États de contrainte uniaxial et biaxial.** Supposons un solide isotrope soumis à deux forces  $F$  et  $F'$  opposées et égales, appliquées orthogonalement aux faces

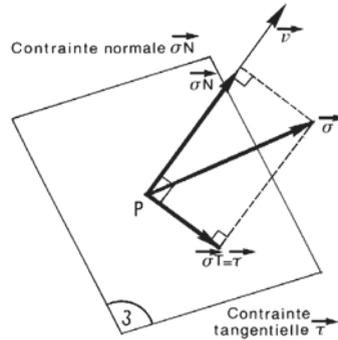


Figure 2.5 – Décomposition vectorielle d'une contrainte  $s$  appliquée à un plan  $S$  en une contrainte normale  $\sigma_N$  et une contrainte tangentielle  $\tau$ .

opposées et parallèles  $A$  de ce solide (Fig. 2.6a). Calculons la contrainte appliquée au point  $P$  sur une surface  $SS'$  faisant avec  $A$  un angle  $\Theta'$  ( $\Theta'$  est aussi l'angle entre la direction de la contrainte et la normale au plan  $SS'$ ) :

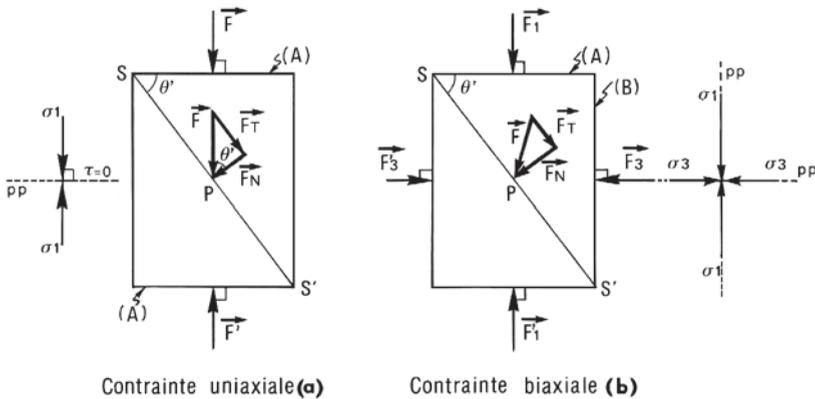


Figure 2.6 - Contrainte uniaxiale (a) et contrainte biaxiale (b) appliquée à un plan  $SS'$ .

– contrainte normale  $\sigma_N = \frac{F_N}{SS'} = \frac{F \cos \Theta'}{A / \cos \Theta} = \frac{F}{A} \cdot \cos^2 \Theta' = \frac{F}{A} \cdot \frac{1 + \cos 2\Theta'}{2}$

– contrainte tangentielle  $\tau = \frac{F_T}{SS'} = \frac{F \sin \Theta'}{A / \cos \Theta} = \frac{F}{A} \cdot \sin \Theta' \cdot \cos \Theta' = \frac{F}{A} \cdot \frac{\sin 2\Theta'}{2}$

Il existe un plan remarquable pour lequel  $\sigma_N$  est maximum et égal à  $F/A$  et sur lequel  $\tau = 0$ . C'est le plan pour lequel  $\cos 2\Theta' = 1$  et  $\sin 2\Theta' = 0$ , c'est-à-dire pour  $\Theta' = 0$ . Ce plan est dit *plan principal* (p.p., Fig. 2.6a) et la contrainte normale à ce plan est la *contrainte principale*  $\sigma_1 = F/A$ . On peut alors écrire

$$\sigma_N = 1/2 \sigma_1 (1 + \cos 2\Theta') \quad \text{et} \quad \tau = 1/2 \sigma_1 \cdot \sin 2\Theta' \quad (2)$$