

Zeitschrift: Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 71 (1971-1973)
Heft: 337

Artikel: Sur la mesure de la déformation dans les roches à linéation
(échantillonnage de polarité mixte)
Autor: Masson, Henri
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-276296>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 13.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Sur la mesure de la déformation dans les roches à linéation (échantillonnage de polarité mixte)

PAR

HENRI MASSON *

A mon cher maître Héli Badoux

SUMMARY

This paper proposes a method of strain measurement applicable to a sample of mixed polarity ; e.g. : samples from scree, or folded strata alternatively normal and inverted. The extension measured along the different directions with reference to the lineation gives a graph like figure 4. This graph enables identification of the principal strain directions. Their value can then be obtained either by construction of the strain ellipse (Pascal's theorem, fig. 5) or by Mohr's circle or by algebra. The anisotropy of the rock caused by the deformation modifies the graph (fig. 6) without hindering the application of the method. We derive a mathematical expression of the anisotropy caused by the strain.

The method is applied to the deformed belemnites of the Lias of the Wildhorn nappe, where the maximum elongation makes an angle of 20° with the axial lineation.

Possible complications are examined : heterogeneous deformation by strength varying with tension and compression (fig. 8), and superposition of folding on homogeneous strain (fig. 9, 10, 11). The method leads to the study of the global effects of heterogeneous strain by simultaneously considering neighbouring homogeneous domains.

I. INTRODUCTION. IMPORTANCE DE LA POLARITÉ DES ÉCHANTILLONS MESURÉS

Nous voulons discuter ici un point qui peut être d'importance pratique dans la mesure de la déformation d'une roche présentant une linéation. Théoriquement, si on admet à priori que la linéation représente la direction d'extension maximale dans le plan observé, il suffit de

* Institut de Géologie de l'Université, Palais de Rumine, Lausanne (Suisse).

mesurer l'extension dans deux autres directions pour établir l'ellipse de déformation dans ce plan (RAMSAY, 1967). Si on ne formule aucune hypothèse préalable, il faut mesurer l'extension dans trois directions pour reconstituer l'ellipse de déformation ; on peut contrôler ainsi si la linéation est vraiment parallèle au grand axe de cette ellipse. Pratiquement, un grand nombre de mesures s'avère généralement nécessaire pour compenser les incertitudes inhérentes à chacune d'elles ; c'est particulièrement le cas si on utilise comme marqueurs de la déformation des objets qui se déforment de manière hétérogène par rapport à leur matrice (par ex., bélemnites) : leur déformation est souvent hétérogène d'un objet à l'autre, et on ne peut espérer construire, par un grand nombre de mesures traitées statistiquement, qu'une ellipse représentant la déformation moyenne de l'ensemble de ces objets (par ex., BADOUX, 1963).

On repère les directions dans lesquelles on mesure l'extension par leur angle avec une direction fixe de référence, par exemple avec une linéation régionale, ou avec l'axe N-S indiqué par une boussole. On remarquera que, si on n'a pas à priori de bonnes raisons de penser que la direction de référence représente un axe de l'ellipse, il n'est pas du tout indifférent que la direction dont on mesure l'extension fasse avec elle un angle donné dans un sens ou dans l'autre ; et il serait erroné de tenir pour équivalentes, dans le traitement des mesures, deux droites symétriques par rapport à la direction de référence (fig. 1). Cette remarque

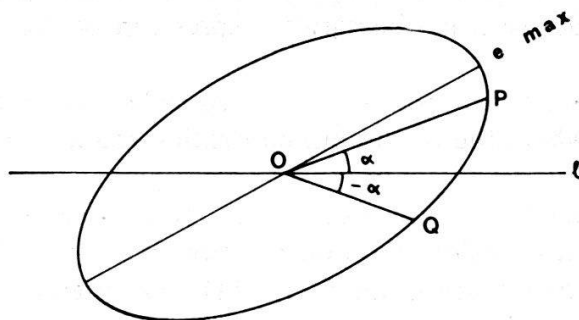


Fig. 1. — Deux droites OP et OQ faisant avec la linéation l un angle α dans deux sens différents ne sont pas équivalentes pour la mesure de la déformation (à moins que la linéation soit parallèle à un axe de l'ellipse).

prend toute son importance dans le cas fréquent où, par suite du grand nombre de mesures nécessaire à une étude statistique, on doit recourir à des échantillons récoltés en éboulis (dont on prend la linéation comme direction de référence). Or, on ne peut généralement plus reconnaître sur des échantillons éboulés l'orientation du plan étudié (en d'autres termes, on ignore la polarité du plan des mesures), d'où l'impossibilité de distinguer deux directions symétriques par rapport à la linéation. Il en résulte

une grosse source d'erreur si on interprète de telles mesures sans précaution.

La même ambiguïté peut se présenter avec des échantillons prélevés en place. Supposons que, postérieurement à leur déformation homogène, les couches aient été affectées par des plis isoclinaux ou serrés : on sait que dans des séries ainsi replissées, où les flancs normaux et renversés alternent rapidement, il peut être très délicat de reconnaître la polarité de chaque couche. On risque donc de devoir travailler avec un échantillonnage de polarité mixte, comme dans le cas des échantillons éboulés.

II. REMARQUES IMPORTANTES

1. *Sur l'interprétation de la linéation* : Notons tout d'abord que la présente étude s'applique à n'importe quelle sorte de linéation. Considérant ici les déformations d'un point de vue purement géométrique, la linéation intervient seulement en tant que direction de référence reconnaissable dans chaque échantillon ; sa nature et son origine importent peu.

Beaucoup d'auteurs tiennent pour acquis qu'une linéation pénétrante représente la direction d'extension maximale de la roche, aussi la remise en question implicite de cette règle pourra surprendre. A ceci nous répondrons que rien n'est sûr qui ne soit rigoureusement prouvé par l'observation. Si la preuve du parallélisme de la linéation et de l'extension maximale a été apportée de façon convaincante dans certains cas (par ex., BADOUX, 1963), ceux-ci sont encore rares ; dans la littérature géologique, l'affirmation de ce parallélisme repose le plus souvent sur un sentiment intuitif de l'auteur, ou sur des mesures peu nombreuses dont la marge d'incertitude n'exclut pas une faible obliquité, voire sur des raisonnements en cercle vicieux. Il paraît donc utile, à l'heure où les recherches dans ce domaine se multiplient, d'attirer l'attention sur ce problème et d'établir théoriquement, afin de savoir le reconnaître, quel type de courbe d'allongement on obtiendrait dans les conditions d'étude définies ci-dessus en cas d'obliquité de la linéation sur l'extension maximale.

Au reste, nous admettons volontiers qu'une linéation représente souvent la direction d'extension maximale de la roche *à un certain moment* de son histoire déformative. Or, le type le plus général de déformation est la déformation rotationnelle (dont la déformation irrotationnelle, seule cause de plissement habituellement considérée dans les schémas tectoniques classiques, n'est qu'un cas limite très particulier). Bien que le rôle de la déformation rotationnelle dans le plissement ait déjà été mis en évidence dans un ouvrage aussi ancien que celui de B. et R. WILLIS (1929, p. 271), nous pensons que son importance tectonique a été consi-

dérablement sous-estimée jusqu'à nos jours, et notamment en tectonique alpine. C'est un point que nous développerons ailleurs (MASSON, en prép.). Dans une déformation rotationnelle, la direction des extensions principales varie constamment ; il importe donc de distinguer les structures liées à certaines étapes (infinitésimales) de la déformation progressive, de celles qui sont liées à l'ellipsoïde représentant la déformation totale (ou déformation finie). Les conséquences générales de ce principe ont été exposées par RAMSAY (1967, p. 114-120 et 174-177).

Considérant une linéation d'extension, il faut envisager, en simplifiant les choses, au moins trois possibilités : *a)* La linéation représente la direction d'extension maximale lors d'une étape relativement précoce de la déformation progressive ; la suite des événements l'aurait déformée passivement. *b)* La linéation représente l'extension maximale lors de l'étape ultime de la déformation. *c)* La linéation est liée à la direction d'extension maximale de la déformation totale. Ce n'est que dans ce dernier cas que la linéation est parallèle au grand axe de l'ellipse de déformation obtenue par la mesure d'objets enregistrant la déformation totale, tels que des fossiles, oolites, etc. L'obliquité sera la règle dans les autres cas (cf. RAMSAY, 1967, p. 175 : « It is extremely unlikely that the minor structures formed during the progress of deformation will ever be arranged symmetrically with respect to the axes of finite-strain ellipsoid »).

Une linéation pénétrante ne résulte généralement pas, dans notre opinion, d'une simple réorientation mécanique des particules constituant la roche, mais bien d'une recristallisation orientée sous l'effet des contraintes ambiantes (voir le pertinent travail de GOGUEL, 1965). Aussi la genèse d'une linéation n'est-elle pas déterminée seulement par l'histoire de la déformation, mais encore par l'ensemble des facteurs qui agissent sur la recristallisation en catalysant les réactions chimiques. Il paraît donc vraisemblable que la linéation d'une roche constitue souvent un enregistrement de la direction de l'extension maximale à l'époque de son histoire où l'effet métamorphique était le plus prononcé, ce qui nous mène à l'un des cas *a)* ou *b)*. Compte tenu de l'importance que nous attribuons à la déformation rotationnelle à grande échelle dans la naissance des chaînes orogéniques, nous ne nous étonnerons donc pas si l'avenir révèle des cas de linéation présentant une certaine obliquité par rapport aux axes principaux de la déformation finie.

Une difficulté supplémentaire peut provenir du fait que les objets mesurés n'ont pas nécessairement enregistré toute la déformation de la roche, soit que leur comportement rhéologique diffère par trop de celui de leur matrice, soit qu'ils n'aient pas existé dès le début de la déformation (par ex., filons introduits entre deux phases tectoniques). Alors, en cas de déformation rotationnelle, ou de superposition de plusieurs périodes de déformation, la direction d'extension maximale de la roche

dans son ensemble pourrait ne pas coïncider avec le grand axe de l'ellipse de déformation de la population d'objets étudiés. Ces remarques montrent la complexité du sujet.

2. *Polarité du plan des mesures* : Le plan dans lequel on procède aux mesures de déformation, et dans lequel nous raisonnerons plus loin, est absolument quelconque. Il suffit que ce plan soit reconnaissable d'un échantillon à l'autre à un parallélisme près (par ex. : plan de clivage, surface de couche, etc.). Par conséquent, l'usage de l'expression « polarité du plan » ne doit pas faire penser que nous limitons notre étude à des surfaces de couche dans des échantillons dont on cherche la polarité au sens stratigraphique strict du terme, c'est-à-dire la direction d'âge décroissant.

Par « polarité d'un plan », nous entendons l'*orientation définie à l'intérieur de ce plan*. On sait qu'on peut attribuer à un plan deux orientations opposées, qu'on peut lier aux deux orientations possibles de sa perpendiculaire. Etant donné dans le plan étudié une direction-repère reconnaissable d'un échantillon à l'autre, si la polarité de ce plan est connue, on peut distinguer deux directions symétriques par rapport à la direction-repère ; si sa polarité demeure indéterminée, les deux directions sont indiscernables, car elles correspondent l'une à l'autre par une rotation de 180° autour de l'axe de référence (fig. 2).

Le concept général de polarité, tel que nous l'introduisons ici en tectonique, s'applique donc à un plan quelconque. La polarité stratigraphique *sensu stricto* en est un cas particulier, concernant les surfaces de couche ; dans ce dernier cas, on pourra tenter de lever l'ambiguïté dans l'orientation du plan des mesures grâce à l'usage des critères de polarité classiques, par exemple sédimentologiques (granoclassement, etc. ; cf. fig. 2), ou tectoniques (déversement des petits plis, intersection

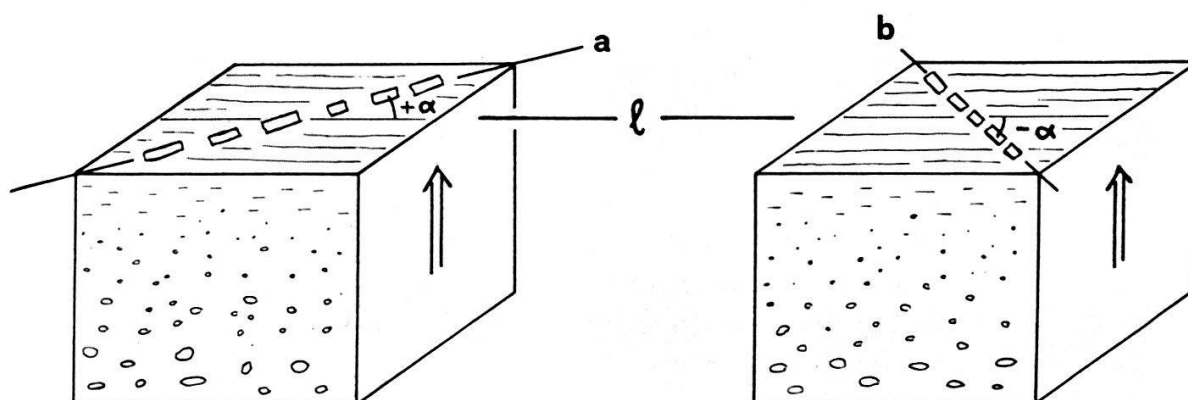


Fig. 2. — Deux directions *a* et *b* symétriques par rapport à la linéation *l* (direction de référence) peuvent être distinguées si les échantillons présentent un critère de polarité (ici : granoclassement indiquant la direction d'âge décroissant). En l'absence de critère de polarité, les directions *a* et *b* seraient indiscernables, car elles correspondent l'une à l'autre par une rotation de 180° autour de *l*.

stratification-clivage, etc. ; mais on sait que l'emploi de critères tectoniques requiert beaucoup de prudence, surtout quand la roche a subi plusieurs phases de déformation). En fait, il sera souvent impossible de déterminer la polarité d'échantillons éboulés ou provenant d'une série intimement plissée. L'objet de cet article est de présenter une méthode de calcul de la déformation applicable aux cas où la polarité du plan des mesures demeure indéterminée.

3. *Déformation angulaire comme critère de polarité* : Nous ne considérons dans ce travail que le calcul de la déformation basé sur des mesures d'extension longitudinale. Si on peut mesurer aussi la déformation des angles compris entre certaines droites (cisaillement angulaire), alors on pourra souvent lever l'ambiguïté dans l'orientation du plan des mesures. Supposons, par exemple, que deux droites particulières de l'objet étudié soient initialement perpendiculaires. A l'état déformé, si on prend l'une comme rayon OP de l'ellipse, l'autre aura pour direction la tangente à l'ellipse en P . Or, l'angle entre OP et la tangente en P n'est pas le même que l'angle entre la direction symétrique OQ et la tangente en Q (de même pour les angles entre les tangentes et la linéation). Il devient ainsi possible de distinguer deux directions symétriques par rapport à la direction-repère. La mesure du cisaillement angulaire associé à certaines directions peut donc servir de critère de polarité relative des échantillons. Toutefois, nous avons en vue ici surtout des objets ne se prêtant pas ou mal à la mesure de la déformation angulaire, mais en revanche bien à celle de la déformation longitudinale.

III. MESURE DE LA DÉFORMATION D'UN ÉCHANTILLONNAGE DE POLARITÉ INDÉTERMINÉE EN CAS D'EXTENSION MAXIMALE OBLIQUE SUR LA LINÉATION

Si la polarité des échantillons mesurés reste indéterminée, et par conséquent si deux directions symétriques par rapport à la linéation demeurent indiscernables, nous allons montrer qu'on peut déterminer graphiquement l'angle de la direction d'allongement maximum avec la linéation.

Soit une telle situation. La somme des mesures d'extension effectuées par l'observateur dans une direction faisant avec l'axe de référence un angle α (mesuré en valeur absolue de 0 à 90°) groupera en réalité des mesures portant sur les deux directions symétriques $+\alpha$ et $-\alpha$. Admettant que le nombre de mesures est le même pour chacune de ces deux directions symétriques (nous discuterons cette hypothèse plus loin), la moyenne arithmétique des mesures est alors égale à la moyenne des extensions selon ces deux directions. Construisons donc la « courbe mixte » représentant la moyenne des extensions mesurées sur des paires de directions symétriques (fig. 3) : on voit que cette courbe, bien différente d'une

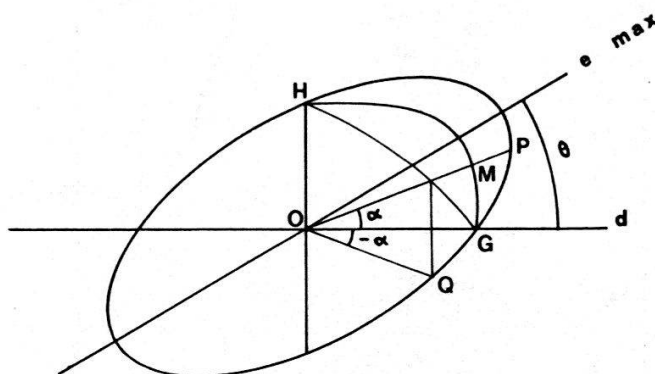


Fig. 3. — Courbe représentant la moyenne arithmétique des extensions mesurées sur des paires de droites symétriques par rapport à une direction fixe d :

$$OM = \frac{1}{2} (OP + OQ). \quad \text{Ici } a/b = 2, \text{ et } \theta = 30^\circ.$$

ellipse, présente dans la direction d'allongement maximum une zone de plus forte courbure, et même, si la déformation est assez forte, une bosse caractéristique (fig. 4). Cette particularité permet d'identifier cette direction. Un observateur disposant d'un nombre suffisant de mesures peut donc, grâce à cette forme typique, reconnaître sur un graphique la situation d'obliquité, et mesurer l'angle θ entre la linéation et la direction d'allongement maximum. Mais on ne saura naturellement pas dans quel sens prendre θ ; un petit nombre de mesures sur des échantillons de polarité connue peut tirer l'observateur de ce dilemme.

La figure 4 montre l'allure que prend cette « courbe mixte » pour différentes valeurs de θ et du rapport des axes de l'ellipse (degré de distorsion¹). Si $\theta = 0$ ou 90° , la courbe est naturellement l'ellipse de déformation elle-même.

Une fois déterminée la direction du grand axe de l'ellipse de déformation, on peut construire cette ellipse. En effet, on en connaît déjà deux points : G et H (fig. 3). Si on prend de plus leurs symétriques par rapport aux axes, cela en fait huit. Or, on sait qu'une ellipse est déterminée par cinq points, à partir desquels on dessine la courbe au moyen d'une construction basée sur le théorème de Pascal. Cette construction étant peu utilisée par les tectoniciens, nous la rappelons sur la figure 5. Puis on mesure sur le dessin la longueur des demi-axes a et b ; on en déduit la valeur des extensions principales : $e_1 = a - 1$, $e_2 = b - 1$ ².

¹ Nous prenons le mot *distorsion* dans son sens strict : composante d'une déformation qui se rapporte uniquement au changement de forme, à l'exclusion de la dilatation (variation de surface) et de la rotation pure. La distorsion est déterminée par le rapport a/b des demi-axes de l'ellipse de déformation.

² L'extension dans une direction donnée est définie par $e = (l_d - l_0)/l_0$, où l_0 = longueur initiale, l_d = longueur déformée. Si e_1 et e_2 représentent les extensions maximale et minimale, on voit, l'ellipse de déformation provenant par définition du cercle unité, que $a = 1 + e_1$, et $b = 1 + e_2$.

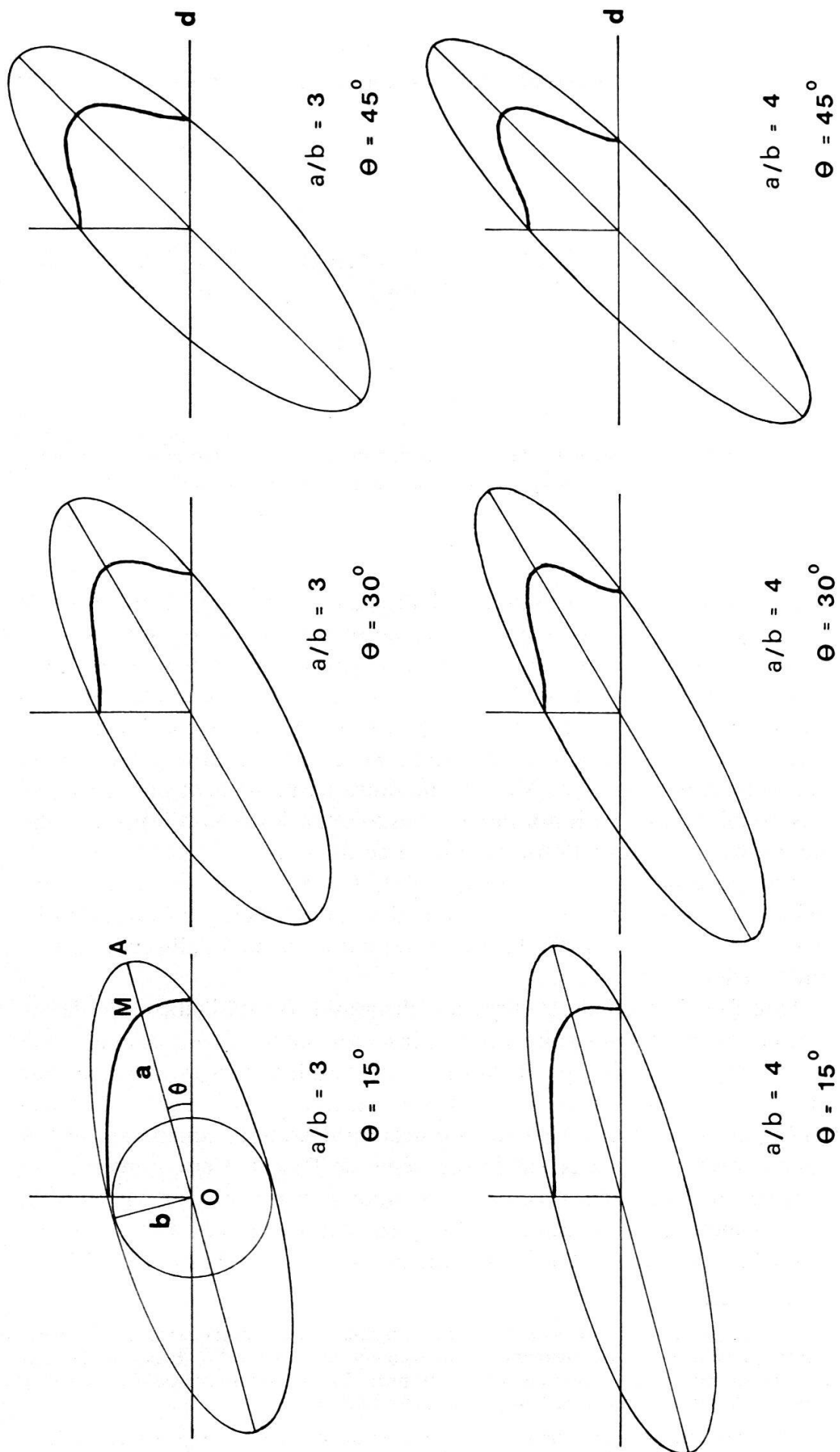


Fig. 4. — Allure de la courbe M de mesure des extensions dans un échantillonnage de polarité mixte, pour différentes valeurs de θ (obliquité de l'extension max OA sur la direction de référence d) et du rapport des axes a/b (intensité de la distorsion).

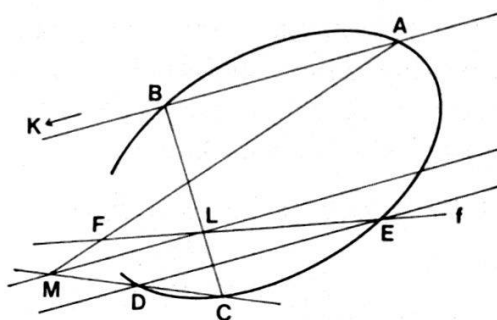


Fig. 5. — Construction d'une ellipse au moyen du théorème de Pascal : « Les intersections des côtés opposés d'un hexagone inscrit dans une conique sont alignées. » Cinq points A, B, C, D, E de la conique étant donnés, nous voulons trouver un sixième point F sur une droite arbitraire f passant par E ; joignons les intersections K de AB et DE d'une part, L de BC et f d'autre part : l'intersection M de KL et de CD est un point de AF (si deux côtés opposés, ici AB et DE , sont parallèles, on joint leur « intersection » à L en menant par L une parallèle à AB).

On peut aussi utiliser une construction indirecte basée sur le cercle de Mohr (BRACE, 1961 ; RAMSAY, 1967, p. 79). Enfin, on peut encore calculer les paramètres de l'ellipse de déformation algébriquement, ce que nous allons faire.

IV. DÉTERMINATION ALGÈBRE DE L'ELLIPSE DE DÉFORMATION

On peut établir l'équation de l'ellipse de déformation, et par conséquent les valeurs des extensions principales, à partir des coordonnées des points G et H , et de l'angle θ mesuré sur le graphique. Rappelons l'équation cartésienne d'une ellipse rapportée à ses axes et à son centre :

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1 \quad (1)$$

où a et b sont les longueurs des demi-axes. Il est pratique d'utiliser ici des coordonnées polaires, en prenant comme pôle le centre O de l'ellipse et comme axe polaire la droite-repère d (fig. 3). On passe d'un système de coordonnées à l'autre par la substitution $x = r \cos (\alpha - \theta)$, $y = r \sin (\alpha - \theta)$; l'équation de l'ellipse devient :

$$\frac{r^2 \cos^2 (\alpha - \theta)}{a^2} + \frac{r^2 \sin^2 (\alpha - \theta)}{b^2} = 1$$

$$b^2 r^2 \cos^2 (\alpha - \theta) + a^2 r^2 \sin^2 (\alpha - \theta) = a^2 b^2 \quad (2)$$

$$r^2 = \frac{a^2 b^2}{b^2 \cos^2 (\alpha - \theta) + a^2 \sin^2 (\alpha - \theta)} \quad (3)$$

Notons en passant que pour $\theta = 0$, c'est-à-dire en prenant pour axe polaire le grand axe de l'ellipse, ces équations se réduisent aux formules de l'extension telles que les donnent habituellement les ouvrages traitant de la déformation des roches (par exemple, RAMSAY, 1967, 3-31); on voit ici comment les obtenir très simplement.

Pour calculer a et b , on tire de l'équation (2) :

$$b^2 = \frac{a^2 r^2 \sin^2 (\alpha - \theta)}{a^2 - r^2 \cos^2 (\alpha - \theta)} \quad (4)$$

$$a^2 = \frac{b^2 r^2 \cos^2 (\alpha - \theta)}{b^2 - r^2 \sin^2 (\alpha - \theta)} \quad (4')$$

Chacune de ces deux équations doit être vérifiée aux points de l'ellipse G ($r = g, \alpha = 0$) et H ($r = h, \alpha = 90^\circ$). En égalant les deux valeurs de b^2 obtenues aux points G et H , on obtient une équation en a :

$$\begin{aligned} \frac{a^2 g^2 \sin^2 \theta}{a^2 - g^2 \cos^2 \theta} &= \frac{a^2 h^2 \cos^2 \theta}{a^2 - h^2 \sin^2 \theta} \\ a^2(g^2 \sin^2 \theta - h^2 \cos^2 \theta) &= g^2 h^2 \sin^4 \theta - g^2 h^2 \cos^4 \theta \\ a^2 &= \frac{g^2 h^2 \cos 2\theta}{h^2 \cos^2 \theta - g^2 \sin^2 \theta} \end{aligned} \quad (5)$$

De même, à partir de (4') :

$$b^2 = \frac{g^2 h^2 \cos 2\theta}{g^2 \cos^2 \theta - h^2 \sin^2 \theta} \quad (5')$$

Les extensions principales se déduisent comme ci-dessus des paramètres de l'ellipse : $e_1 = a - 1$, $e_2 = b - 1$.

De l'équation (3) on peut encore déduire l'équation de la « courbe mixte ». En effet, les longueurs OP et OQ (fig. 3) sont données par les valeurs de r pour les angles $+\alpha$ et $-\alpha$ respectivement. Le point M , qui décrit la courbe cherchée, est déterminé par la relation :

$OM = \frac{1}{2} (OP + OQ)$. L'équation de cette courbe est donc :

$$\begin{aligned} r = \pm \frac{1}{2} a b \left[\frac{1}{\sqrt{b^2 \cos^2 (\theta - \alpha) + a^2 \sin^2 (\theta - \alpha)}} + \right. \\ \left. + \frac{1}{\sqrt{b^2 \cos^2 (\theta + \alpha) + a^2 \sin^2 (\theta + \alpha)}} \right] \end{aligned} \quad (6)$$

On peut vérifier que les cas limites de la courbe, pour $\theta = 0$ et $\theta = 90^\circ$, sont l'ellipse de déformation elle-même. On voit également, en remplaçant α par $-\alpha$ et par $180^\circ - \alpha$, que la courbe possède deux axes de symétrie : l'axe de référence et sa perpendiculaire en O . Enfin, on constate qu'une courbe $M(\theta)$ est symétrique de la courbe $M(90^\circ - \theta)$ par rapport à la première bissectrice, car les valeurs de r prises chez l'une pour α sont égales à celles prises chez l'autre pour $90^\circ - \alpha$. Par conséquent, il suffit d'étudier et de représenter ces courbes dans le premier quadrant pour des valeurs de θ comprises entre 0 et 45° (fig. 4).

V. EFFET DE L'ANISOTROPIE INDUITE PAR LA DÉFORMATION

La manière dont nous avons établi ci-dessus la « courbe mixte » suppose que les différentes directions (de 0 à 180°) du plan déformé sont également représentées dans l'échantillonnage, afin de réaliser l'équilibre entre les mesures selon des directions symétriques par rapport à l'axe de référence. Or, il faut tenir compte ici d'une difficulté supplémentaire, que nous avons négligée jusqu'alors par souci de simplicité.

Supposons que la distribution initiale des objets linéaires dont on mesure l'extension soit isotrope, c'est-à-dire que leur fréquence soit identique dans toutes les directions. Cette isotropie se perd avec la déformation ; on sait en effet que la direction des objets tend à se rapprocher de celle de l'extension maximale, et d'autant plus que la distorsion est plus intense. Cette anisotropie induite par la déformation offre d'ailleurs un moyen de vérifier les résultats calculés par d'autres méthodes. Un bon exemple en est donné par BADOUX (1963, fig. 4).

Si la direction de référence est un axe de l'ellipse, l'anisotropie induite par la déformation n'a pas d'effet sur la courbe des mesures d'extension. Il n'en sera plus de même si, dans l'étude d'un échantillonnage de polarité indéterminée, la direction de référence est oblique sur les extensions principales. En effet, comparons deux directions symétriques par rapport à l'axe de référence : la fréquence des objets déformés sera supérieure au voisinage de celle de ces deux directions qui correspond à l'allongement le plus grand. Par conséquent, quand on prend la moyenne des allongements mesurés dans un intervalle angulaire donné, on « tire » involontairement cette moyenne vers le haut, puisqu'on introduit dans la somme un plus grand nombre de mesures selon la direction la plus allongée. La courbe des mesures d'allongement s'écartera donc de la courbe idéale dessinée et discutée ci-dessus. Nous avons tenté d'évaluer cet effet (fig. 6). On constate son importance, qui croît avec l'intensité de la distorsion (rapport a/b) et avec l'obliquité (angle θ).

Cet effet n'empêche pourtant pas le calcul de la déformation par les méthodes décrites plus haut. Car le grand axe de l'ellipse traverse aussi

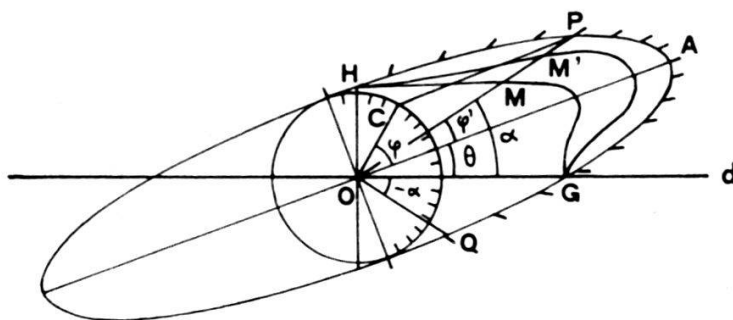


Fig. 6. — Effet de l'anisotropie due à la déformation sur la courbe des mesures d'extension, dans un échantillonnage de polarité mixte. M : courbe idéale ; M' : courbe corrigée pour l'effet de l'anisotropie induite.

Construction de la courbe M' : Il faut d'abord évaluer graphiquement le resserrement des objets déformés. En admettant par exemple qu'au départ les objets étudiés étaient répartis à raison d'un chaque degré, on compte le nombre de leurs correspondants déformés dans un intervalle angulaire (par ex. de 0 à 10°, et ainsi de suite de 10 en 10°) du plan déformé et dans l'intervalle symétrique par rapport à l'axe-repère d . Ceci permet de pondérer la moyenne arithmétique des extensions mesurées dans ces deux intervalles (indiscernables pour l'observateur).

Sur la figure, les arcs limités par des traits sur l'ellipse correspondent à des arcs de 10° sur le cercle initial. On voit que si 180 objets sont initialement répartis statistiquement dans toutes les directions, on en trouvera, à l'état déformé, environ 140 formant avec d un angle positif, et environ 40 un angle négatif.

la zone de plus forte courbure de la courbe des mesures, et les deux points G et H sont aussi communs à cette courbe et à l'ellipse. On peut donc toujours construire l'ellipse de déformation, ou en calculer algébriquement les paramètres par les formules (5) et (5').

Remarques

1) Si la distribution initiale des objets mesurés n'est pas isotrope, l'écart avec la courbe idéale peut augmenter, et l'interprétation devient plus hasardeuse.

2) Si les objets utilisés comme marqueurs de la déformation ont une ductilité différente de celle de leur matrice, ils subissent une rotation par rapport à elle durant la déformation (cf. RAMSAY, 1967, p. 222 ; GAY, 1968). Cet effet rotationnel nous paraît pouvoir être négligé, au moins en première approximation, dans les cas qui nous intéressent plus spécialement ici, tels que la mesure de la déformation par le tronçonnage de bélemnites et autres phénomènes de boudinage ; en effet, la rotation différentielle affecte chaque tronçon individuellement, et non la droite qui passe par leurs centres.

3) On peut envisager de mesurer la déformation, en l'absence d'autre critère, uniquement par l'étude de l'anisotropie qu'elle induit dans la roche. Cette méthode semble promise à un bel avenir dans l'investigation des complexes métamorphiques, où son application fut récem-

ment tentée par WATTERSON (1968). Son usage nécessite cependant beaucoup de prudence, car : *a*) la distribution initiale de droites ou de plans particuliers dans ces roches est rarement isotrope ; *b*) il peut devenir nécessaire de prendre en considération l'effet rotationnel signalé ci-dessus ; *c*) la déformation, phénomène géométrique, est accompagnée de transformations chimiques qui influent aussi sur la structure finale. Il importe alors d'évaluer dans quelle mesure les éléments linéaires et planaires de la roche étudiée proviennent de la déformation passive, selon des lois purement géométriques, d'éléments homologues préexistants, ou au contraire résultent de la reconstitution de la roche par des mécanismes chimiques actifs agissant en liaison avec la déformation.

Expression mathématique de l'anisotropie induite par la déformation

On peut traduire algébriquement la construction de la courbe mixte pondérée telle que nous l'avons effectuée sur la figure 6.

Soit $F(\varphi)$ une fonction de distribution dans le plan non déformé (nombre d'objets entre OA et OC). Par commodité mathématique, nous admettrons que cette fonction est continue (quand bien même, pratiquement, elle procède par valeurs discrètes). Supposons que $F(\varphi)$ est une fonction linéaire, ce qui correspond à une distribution initiale isotrope des objets étudiés. Alors $dF/d\varphi = \text{cte}$; cette constante, arbitraire, représente la densité initiale des objets (nombre d'objets par radian).

Soit $F'(\varphi')$ la fonction de distribution correspondante dans le plan déformé. Le nombre d'objets déformés situés dans l'angle φ' du plan déformé est évidemment égal à celui des objets non déformés situés dans l'angle correspondant φ du plan initial, ce qui s'exprime par : $F'(\varphi') = F(\varphi(\varphi'))$. Par conséquent, et en vertu du théorème de dérivation des fonctions composées, la densité d'objets à l'état déformé est donnée par :

$$D(\varphi') = \frac{dF'}{d\varphi'} = \frac{dF}{d\varphi} \cdot \frac{d\varphi}{d\varphi'} = \text{cte} \cdot \frac{d\varphi}{d\varphi'} \quad (7)$$

Il ne nous reste plus qu'à calculer la dérivée de φ par rapport à φ' , ce qui se fait à partir de la formule bien connue exprimant la déformation des angles (WETTSTEIN, 1886 ; RAMSAY, 1967, 3-34) :

$$\text{tg } \varphi' = b/a \cdot \text{tg } \varphi$$

ou, par inversion :

$$\varphi = \text{Arc tg } (a/b \cdot \text{tg } \varphi')$$

On en tire :

$$\frac{d\varphi}{d\varphi'} = \frac{a}{b} \cdot \frac{1 + \text{tg}^2 \varphi'}{1 + \frac{a^2}{b^2} \text{tg}^2 \varphi'} = \frac{1}{\frac{a}{b} \sin^2 \varphi' + \frac{b}{a} \cos^2 \varphi'} \quad (8)$$

On connaît ainsi la densité des objets déformés dans toute direction formant un angle φ' quelconque avec le grand axe de l'ellipse. Cette densité $D(\varphi')$ exprime l'anisotropie induite dans le plan par la déformation. On voit que $D(\varphi')$ dépend, pour une densité initiale et dans une direction φ' données, seulement du rapport des axes de l'ellipse ; l'anisotropie induite par une déformation est donc fonction uniquement de la distorsion, et non de la dilatation. On voit encore que $D(\varphi') = D(-\varphi') = D(\pi - \varphi')$, ce qui est d'ailleurs évident par symétrie, et que $D(\varphi')$ est maximum pour $\varphi' = 0$ ou π (resserrement des droites autour de la direction d'extension maximale).

Il est maintenant possible de calculer le rayon-vecteur OM' en pondérant la moyenne des extensions OP et OQ en fonction du resserrement ou de l'espacement des objets :

$$OM' = \frac{OP \cdot D(\alpha - \theta) + OQ \cdot D(\alpha + \theta)}{D(\alpha - \theta) + D(\alpha + \theta)}$$

L'équation de la courbe décrite par le point M' est donc donnée par l'expression suivante :

$$r_{M'} = \frac{r(\alpha - \theta) \cdot D(\alpha - \theta) + r(\alpha + \theta) \cdot D(\alpha + \theta)}{D(\alpha - \theta) + D(\alpha + \theta)} \quad (9)$$

que l'on peut aussi écrire en fonction des constantes a , b , θ , et de la variable α en remplaçant les fonctions r et D par leurs expressions selon les formules (3), (7) et (8). Cette courbe jouit des mêmes propriétés que celles relevées plus haut à propos de l'équation (6).

VI. EXEMPLE

Une courbe qui appartient vraisemblablement au type étudié ici a été obtenue par BADOUX (1965) en mesurant la déformation des bélemnites dans le Lias inférieur de la nappe du Wildhorn, à Drôme près de Sion (fig. 7). La direction de référence est la linéation, parallèle à l'axe des petits plis ; le plan étudié est le plan de schistosité. La courbe présente des irrégularités, attribuables au nombre de mesures (45) relativement faible pour un matériel dont la déformation individuelle est assez hétérogène (ce qui tient notamment à la nature variable de la matrice). Cependant, la comparaison de cette courbe à celles des figures précédentes fait clairement ressortir un angle d'environ 20 à 25° entre la linéation et la direction d'allongement maximum.

Pour tenter de préciser les choses, nous avons construit plusieurs « courbes mixtes » pour différentes valeurs de θ , et pour plusieurs positions voisines du point G (intersection de l'ellipse de déformation et de la direction-repère d). De ces essais nous concluons :

a) Tout d'abord, la mesure des extensions principales sur l'ellipse de déformation construite d'après le théorème de Pascal donne, à moins de 1 % près, les mêmes valeurs que leur calcul par les formules (5) et (5'). La construction de l'ellipse est rapide : cinq points bien choisis, ce qui représente une quinzaine de droites à tracer, suffisent avec leurs symétriques et les points déjà connus pour dessiner une ellipse satisfaisante. Cette méthode graphique directe, qui permet de lire aussitôt l'extension linéaire dans toute direction, est donc pour le moins aussi rapide et précise que celle habituellement préconisée du diagramme de Mohr, qui livre les inverses des extensions quadratiques.

b) Une petite variation de l'angle θ a une grosse répercussion sur la valeur de l'allongement maximum. Par exemple, le point G étant placé sur la courbe des mesures M , on trouve pour $\theta = 25^\circ$ un étirement $e_1 = a - 1 = 3,75$; et pour $\theta = 22^\circ$, $e_1 = 2,23$, ce qui modifie considé-

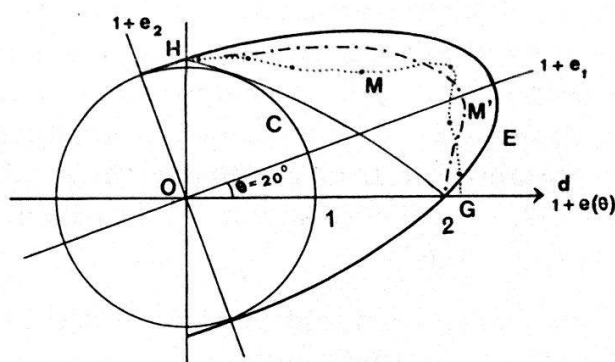


Fig. 7. — Déformation des bélemnites du Lias de Drôme, Valais (nappe du Wildhorn). M : courbe d'allongement observée (45 mesures ; BADOUX, 1965). M' : courbe théorique (pondérée pour l'anisotropie induite par la déformation) construite pour $\theta = 20^\circ$ et $OG = 2$. E : ellipse de déformation. C : cercle unité. d : direction de la linéation.

ramblement la forme de l'ellipse et de la « courbe mixte ». On ne se contentera donc pas de fixer θ « à l'œil » sur le graphique ; on augmentera beaucoup la précision de l'interprétation en comparant la courbe des mesures aux courbes construites pour plusieurs valeurs voisines de θ .

c) On peut en dire autant de la position exacte du point G , qui comporte vraisemblablement une incertitude de mesure non négligeable. Ici par exemple, pour $\theta = 22^\circ$ et en fixant le point G exactement sur la courbe des mesures M , la « courbe mixte » corrigée pour l'effet d'anisotropie passe nettement à l'extérieur de M . La correspondance est meilleure si on construit l'ellipse en prenant un point G un peu en retrait de M ; mais il en résulte une diminution sensible de la valeur de e_1 .

d) On construit une courbe théorique M' satisfaisante en prenant $\theta = 20^\circ$ et $G(2; 0)$, ce qui donne $e_1 = 1,52$ (fig. 7). Nous considérerons

ces valeurs comme la meilleure approximation des paramètres de la déformation des bélemnites de Drôme. Cependant on obtiendrait une correspondance également satisfaisante en reculant un peu plus G (par ex. à 1,9) avec un θ de 21 ou 22° ; on peut encore envisager d'abaisser le point H , ce qui aurait pour effet de rapprocher la courbe théorique de la courbe mesurée dans le secteur où elle s'en écarte le plus. L'incertitude due au nombre relativement petit de mesures ne semble pas autoriser une interprétation plus précise. De faibles écarts peuvent aussi signifier que la répartition initiale des bélemnites n'était pas parfaitement isotrope. Ce qui est clair, c'est la bonne correspondance entre la courbe mesurée et les courbes mixtes construites pour une obliquité θ d'environ 20°.

e) L'ellipse de déformation construite d'après ces valeurs est remarquablement tangente au cercle unité dont elle provient (fig. 7). Effectivement, le calcul par la formule (5') donne $e_2 = b - 1 = 1,015 - 1 \cong 0$. L'extension minimale dans le plan étudié est donc pratiquement nulle.

Rappelons que c'est un plan de schistosité, et que par conséquent, à trois dimensions, le plus petit axe de l'ellipsoïde est vraisemblablement perpendiculaire à ce plan. Si on suppose que la déformation s'est effectuée à volume constant, on trouve comme valeur de ce petit axe $c = 1/1 \cdot 2,52 = 0,397$, ce qui correspond à un raccourcissement maximum $e_3 = 0,397 - 1 = -0,603$.

f) *Implications géologiques* : L'obliquité constatée n'est pas trop surprenante. En effet, BADOUX (1965) note, au sujet de la disposition des petites structures (schistosité, etc.) à Drôme, qu'« elle résulte probablement d'un serrage postérieur ou datant de la fin de la mise en place des nappes »³. On se trouve donc, semble-t-il, dans le cas d'une linéation liée à une étape tardive de la déformation, tandis que l'ellipse construite sur les bélemnites reflète la déformation totale. On voit que, durant cette phase tectonique tardive, les efforts furent obliques sur les directions principales des champs de contraintes antérieurs.

La valeur de e_1 calculée ici est proche de celle obtenue par BADOUX (1963) à Leytron, dans le Lias de la nappe de Morcles (1,7). Mais à Leytron $\theta = 0$, autrement dit, l'étirement maximum est strictement parallèle à la linéation. Il est possible que cette différence résulte simplement du fait que la linéation observée n'est pas la même dans les deux cas. Alors qu'à Drôme ce serait une structure relativement tardive, à Leytron elle correspondrait au paroxysme orogénique de ce secteur.

³ Les auteurs travaillant dans le soubassement des nappes helvétiques, c'est-à-dire dans le massif de l'Aar, arrivent aujourd'hui à la même conclusion : la naissance de la schistosité alpine, de même que la phase principale de recristallisation métamorphique, apparaît postérieure à la phase principale de mise en place des nappes (STECK, 1968).

VII. DÉFORMATION HÉTÉROGÈNE D'UNE POPULATION D'OBJETS LINÉAIRES PAR RÉSISTANCE SUPÉRIEURE À LA COMPRESSION

Une complication supplémentaire peut encore se présenter si la déformation se caractérise, dans le plan étudié, par des extensions principales dont l'une est positive (allongement) et l'autre négative (raccourcissement). On peut s'attendre à rencontrer une telle situation, par exemple, si on mesure la déformation dans un plan formant un angle élevé avec celui de la schistosité.

Supposons que les objets utilisés pour mesurer la déformation ont, dans les conditions imposées par le milieu géologique, un comportement rhéologique de type rigide-cassant, alors que leur matrice acquiert un comportement ductile (par ex. : bélemnites dans des schistes). Un tel objet réagira facilement à une traction en se cassant dans sa matrice en fragments rigides qui s'écartent⁴. En revanche, le même objet pourra rester invariant lors d'une compression provoquant un raccourcissement de la matrice (on sait que la résistance d'une roche à la compression est beaucoup plus forte que sa résistance à la traction). Dans ce cas, la déformation de la population d'objets n'enregistrera que les extensions positives ; elle ne sera pas représentée par une ellipse, mais par une courbe composite formée par la juxtaposition de deux arcs d'ellipse et deux arcs de cercle (fig. 8).

Même si l'objet subit des effets de la compression, effets qui peuvent être de nature mécanique ou chimique (dissolution sous pression, par ex., RAMSAY 1967, p. 249), ceux-ci n'obéiront pas à la même loi que l'allongement. L'ellipse de déformation aura une autre forme dans le domaine de contraction que dans celui d'allongement, et la courbe complète sera formée de quatre arcs d'ellipse.

Si on travaille sur un échantillonnage de polarité mixte, les mesures d'extension aboutiront à une courbe du type construit sur la figure 8. Cette courbe peut comporter des arcs de cercle, mais ce n'est pas nécessairement le cas.

De telles courbes sont difficiles à reconnaître et à étudier. On peut, comme auparavant, identifier sans peine les directions approximatives des extensions principales, mais il sera plus délicat d'en proposer des

⁴ C'est précisément la rigidité des tronçons qui permet de mesurer la longueur initiale l_0 , par conséquent de chiffrer l'extension $e = (l_d - l_0)/l_0$; d'où le grand intérêt des objets à comportement rigide-cassant. Leur extension ne donne cependant qu'une valeur minimale de l'extension de la roche. Au contraire, les objets ductiles se conforment souvent mieux à la déformation de leur matrice ; mais ils ne permettent de mesurer, en l'absence de témoin non déformé, que le rapport des extensions principales. On prendra garde que le comportement rhéologique dépend non seulement de la nature des corps considérés, mais aussi du milieu physico-chimique et du facteur temps ; ainsi JOHNSON (1967) a récemment décrit des cas de bélemnites tronçonnées qui témoignent d'un comportement plutôt semi-cassant, voire ductile, que cassant.

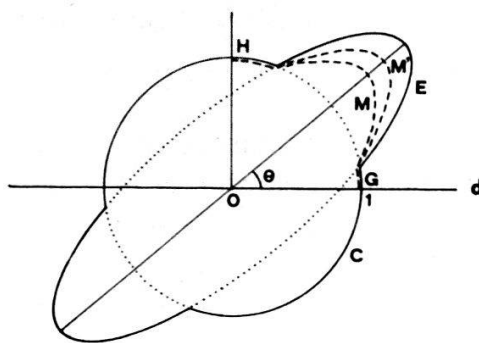


Fig. 8. — Déformation hétérogène d'une population d'objets résistant à la compression.

C : cercle unité (courbe d'allongement nul, effective pour les objets mesurés dans les directions où l'extension est négative).

E : ellipse de déformation des objets étudiés, effective dans les directions où l'extension est positive ($\theta = 40^\circ$, $a/b = 3$, surface constante).

M : courbe théorique des mesures d'extension dans un plan non orienté (échantillonnage de polarité mixte).

M' : idem, corrigée pour l'effet de l'anisotropie due à la déformation.

d : direction de référence.

valeurs. En particulier, la prudence est de rigueur avant de conclure que la roche n'a pas subi de raccourcissement selon la direction d'extension minimale. Dans certains cas, on reconnaîtra une courbe de mesure du type de la figure 8 au fait que les deux points *G* et *H* seront équidistants du centre *O*.

VIII. PLISSEMENT SUPERPOSÉ A UNE DÉFORMATION HOMOGÈNE

Soit un volume rocheux déformé d'une manière homogène. On sait que la superposition d'une nouvelle déformation homogène aura pour résultat la transformation de l'ancienne ellipse de déformation (selon un plan quelconque) en une nouvelle ellipse ; ces dernières années, plusieurs auteurs se sont penchés sur les relations entre les éléments géométriques de ces deux ellipses (par ex., RAMSAY, 1967 ; DUNNET, 1969 ; ELLIOTT, 1970). Mais la littérature laisse dans l'ombre le destin des ellipses lorsqu'on leur superpose une déformation hétérogène, c'est-à-dire un plissement. Les déformations hétérogènes ont, sous ce rapport, la réputation d'être intraitables à moins qu'on ne les décompose en petits domaines (ou, dans le temps, en étapes très brèves) dans lesquels on pourra localement les considérer comme homogènes. Mais, sur le terrain, le géologue n'en a pas toujours la possibilité.

La cause fondamentale de la difficulté est claire : dans une déformation non homogène, l'extension n'est pas constante pour une direction donnée. Or, on voit l'analogie de cette situation avec celle, traitée dans cet article, de la mesure d'une déformation homogène sur un échantillon-

nage de polarité mixte (où, à une direction repérée par un angle α , correspondent deux extensions généralement différentes : celle selon $+\alpha$ et celle selon $-\alpha$). Cette analogie incite à appliquer la même méthode à l'étude de la déformation hétérogène : considérer la *moyenne, judicieusement pondérée, des diverses valeurs de l'extension liées à une même direction*.

Nous nous limiterons ici à l'étude théorique d'un cas relativement simple, qui pourrait se révéler d'importance pratique : la mesure de la déformation des surfaces de couches dans une série plissée concentriquement, postérieurement à une première déformation homogène. Ce cas est d'autant plus important que les travaux théoriques modernes sur la genèse des plis ont montré qu'une série stratifiée, soumise à une compression, passe par une phase de contraction homogène prédominante avant que l'instabilité due au contraste de viscosité des couches ne provoque une amplification « explosive » des plis (BIOT, 1961 ; RAMBERG, 1964). On sait que, dans une série intimement plissée, la difficulté de distinguer les flancs normaux et renversés peut obliger le géologue à travailler sur un échantillonnage de polarité mixte ; d'où la nécessité d'une prise en considération simultanée et globale des effets de la déformation sur les deux flancs des plis.

Pour étudier théoriquement cette situation, il faut faire une hypothèse sur le mécanisme du plissement. Considérons ici le cas le plus simple : un pli concentrique formé par cisaillement tangentiel aux couches perpendiculairement à son axe (pli dit « de flexure »). La déformation induite par le plissement est un cisaillement simple cantonné dans l'épaisseur des couches, mais qui n'affecte pas leur surface. Les anciennes ellipses à la surface des couches conserveront donc leur forme et leur taille ; mais celles des flancs opposés s'orienteront symétriquement l'une de l'autre par rapport à la direction axiale du pli (fig. 9). Elles ne garderont une orientation identique que dans le cas particulier où un de leurs axes est parallèle à l'axe du pli.

Prenons la direction axiale du pli comme direction de référence. La polarité des couches des divers flancs restant indéterminée, un échantillonnage global mettra l'observateur dans une situation géométrique analogue à celle des éboulis ; et les mesures d'extension, si on les repère comme précédemment de 0 à 90°, mèneront à une « courbe mixte » du type étudié plus haut.

Une différence importante avec le cas de l'éboulis réside cependant dans la possibilité d'orienter l'axe de référence, donc de repérer la direction d'une droite par un angle allant de 0 à 180° (ou de -90 à +90°). L'information à traiter est alors plus riche. Si le pli est symétrique, donc si les flancs opposés sont également développés, et si l'échantillonnage est représentatif statistiquement, la courbe des mesures d'extension dans l'intervalle 0-180° est symétrique par rapport à la perpendiculaire à la

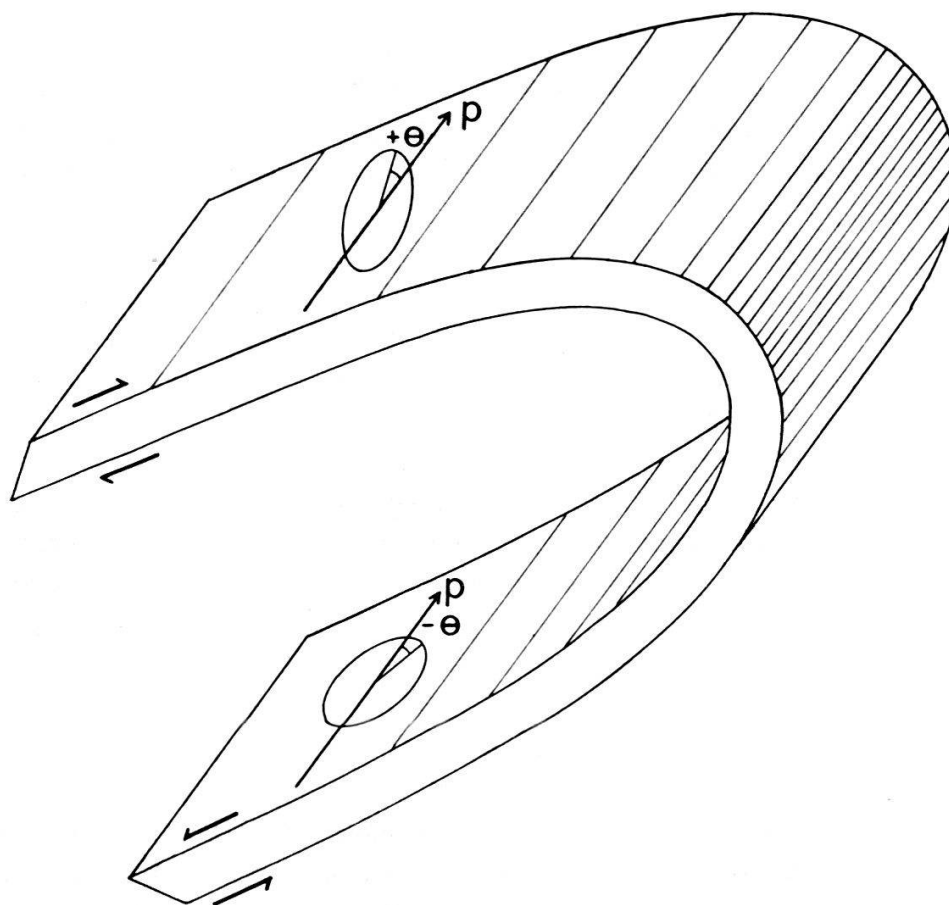


Fig. 9. — Pli concentrique superposé à une déformation homogène. Les ellipses représentant la déformation homogène préexistante se disposent symétriquement par rapport à la direction axiale p du pli.

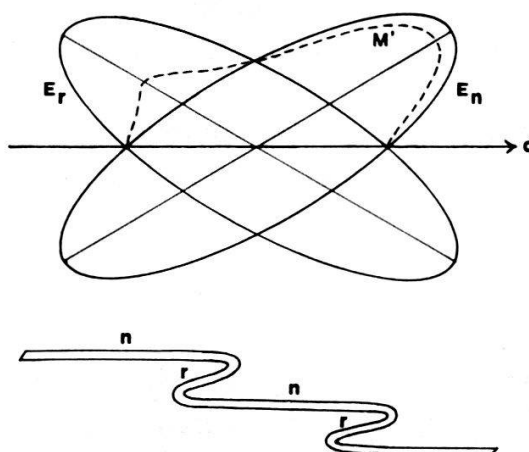


Fig. 10. — Allure de la courbe M' des mesures d'extension sur des surfaces de couches dans l'intervalle $0-180^\circ$, pour une région plissée concentriquement et asymétriquement (cf. coupe). E_n : ellipse de déformation dans les flancs normaux ; E_r : ellipse de déformation dans les flancs renversés ; d : direction de référence, parallèle à l'axe des plis.

direction-repère ; et l'anisotropie induite par la déformation se manifeste comme précédemment. Tandis que si le pli est asymétrique, la courbe est « tirée » vers le haut dans le quadrant correspondant à l'allongement maximum du flanc le plus développé, et vers le bas dans l'autre. Autrement dit, l'asymétrie du pli se reflète dans l'asymétrie de la courbe des mesures d'extension (fig. 10). A la limite, lorsqu'un des flancs tend à disparaître, la courbe tend vers le cas simple d'une ellipse unique. Cette méthode permet donc d'apprécier le développement relatif des flancs opposés, même s'ils sont indiscernables sur le terrain.

Si les mesures sont assez nombreuses pour construire l'ellipse de déformation dans chaque couche, on peut reconnaître celles de polarité semblable ou opposée.

Si on doit choisir une autre direction de référence que l'axe du pli, elle ne constitue plus un axe de symétrie entre les ellipses normales et renversées. Elle n'est donc pas un axe de symétrie de la « courbe mixte » (même si le pli est symétrique). Après avoir orienté la direction-repère, on obtient une « courbe mixte » analogue aux précédentes à une rotation près (fig. 11). On reconnaîtra comme précédemment les directions des

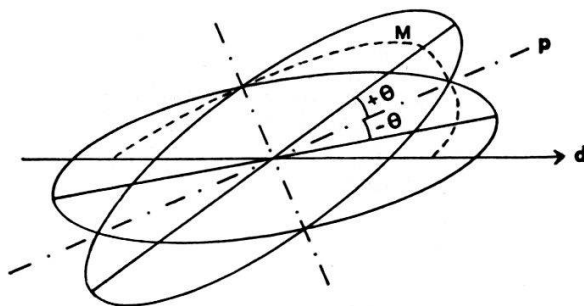


Fig. 11. — Courbe M des extensions mesurées sur des surfaces de couches dans les deux flancs d'un pli concentrique, de direction axiale p oblique sur la direction de référence d . (Pli symétrique ; courbe non corrigée pour l'anisotropie induite).

extensions principales de chaque flanc. Si le pli est symétrique, on localisera de plus les deux axes de symétrie de cette courbe, dont l'un est parallèle à l'axe du pli. Incidemment, on a là un moyen de déterminer l'axe des plis dans une série isoclinale en l'absence d'autre critère.

Nous avons volontairement considéré un modèle très simple de pli. Dans le cas général, le plissement s'accompagne d'une distorsion de la surface des couches. Les anciennes ellipses de déformation sont alors transformées en de nouvelles ellipses qui reflètent la déformation totale. En général, tant la forme de ces nouvelles ellipses que leur angle avec la direction axiale du pli varieront d'un flanc à l'autre. Le problème se complique, et la mesure de la déformation simultanément dans des flancs opposés mènera à une « courbe mixte » asymétrique. On pourra

étudier divers cas particuliers, selon les besoins, par une méthode analogue à celle présentée dans cet article. La manière dont se transforme l'ancienne déformation dans des cas concrets fournira au géologue, par comparaison, des indications sur le mécanisme du plissement.

En conclusion, la mesure de la déformation dans une série plissée peut devenir un problème très complexe. Cette complexité découle de l'hétérogénéité de la déformation à l'échelle considérée. La solution idéale serait naturellement de décomposer l'ensemble étudié en domaines plus petits de déformation approximativement homogène, tels que les flancs de même polarité. Pratiquement, ceci implique (pour un traitement statistique) une grande densité de mesures sur une couche déterminée, ou l'usage préalable de critères sûrs de polarité pour regrouper les mesures en deux catégories ; mais ce n'est pas toujours possible. Le présent travail montre comment aborder *l'étude globale d'une déformation hétérogène, par la prise en considération simultanée de domaines homogènes juxtaposés mais indiscernables sur le terrain.*

Remerciements : Je remercie le professeur H. BADOUX pour avoir bien voulu lire le manuscrit de ce travail et avoir contribué à son amélioration. J'exprime également ma reconnaissance aux professeurs S. AYRTON et A. STECK pour leurs remarques et leurs suggestions, et tout particulièrement à J. ZAHND (EPF-Lausanne) pour la discussion de l'expression mathématique de l'anisotropie induite par la déformation.

BIBLIOGRAPHIE

- BADOUX, H. 1963. — Les bélemnites tronçonnées de Leytron (Valais). *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 138 (et *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, 68 233-239).
- 1965. — Déformation du Lias inférieur de la nappe du Wildhorn à Drône (Valais). *Eclogae geol. Helv.* 58/2, 999-1001.
- BIOT, M. A. 1961. — Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. *Geol. Soc. Am. Bull.* 72, 1595-1620.
- BRACE, W. F. 1961. — Mohr construction in the analysis of large geologic strain. *Geol. Soc. Am. Bull.* 72, 1059-1080.
- DUNNET, D. 1969. — A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics* 7, 117-136.
- ELLIOT, D. 1970. — Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 2221-2236.
- GAY, N. C. 1968. — Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluid. 1. Theory. *Tectonophysics* 5, 211-234.
- GOGUEL, J. 1965. — La cause de l'orientation des minéraux dans les roches métamorphiques. *Bull. Soc. géol. France* (7), 7, 747-752.

- JOHNSON, M. R. W. 1967. — Belemnite deformation at Fernigen, Switzerland. *Geol. Mag.* 104, 268-273.
- MASSON, H. (en prép.). — Sur l'allongement parallèle à l'axe des plis.
- RAMBERG, H. 1964. — Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds. *Tectonophysics* 1, 307-341.
- RAMSAY, J. G. 1967. — *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York.
- STECK, A. 1968. — Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. *Eclogae geol. Helv.* 61, 19-48.
- WATTERSON, J. 1968. — Homogeneous deformation of the gneisses of Vesterland, South-West Greenland. *Grönlands Geol. Unders. Bull.* 78.
- WETTSTEIN, A. 1886. — Über die Fischfauna des tertiären Glarnerschiefers. *Abhandl. Schweiz. Paläont. Ges.* 13.
- WILLIS, B. et WILLIS, R. 1929. — *Geologic structures*. McGraw Hill, New York.

Manuscrit reçu le 28 septembre 1971.