

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 72 (1979)  
**Heft:** 2

**Artikel:** Les déformations continues-discontinues des roches anisotropes  
**Autor:** Vialon, Pierre  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-164852>

### **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:** 21.02.2026

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 72/2	Pages 531-549	10 figures dans le texte	Bâle, juillet 1979
---------------------	-----------	---------------	-----------------------------	--------------------

# Les déformations continues–discontinues des roches anisotropes<sup>1)</sup>

Par PIERRE VIALON<sup>2)</sup>

## RÉSUMÉ

On discute la question, liée au problème de l'échelle d'observation, des déformations inhomogènes d'un matériau anisotrope, avec glissement et cisaillement selon le plan d'anisotropie. Des exemples sont décrits dans la couverture schisteuse des massifs cristallins externes des Alpes occidentales. Les réorientations d'axes de plis et les autres structures qui découlent des glissements (déformation discontinue) et du cisaillement (déformation continue) le long des plans du clivage précoce, sont corrélées avec l'intensité de la déformation, la vitesse de déformation par rapport à celle des réarrangements minéraux et les conditions aux limites à différentes échelles de la zone déformée.

## ABSTRACT

The question, linked to a scale problem, of the inhomogeneous strain of an anisotropic material, with slip and shear along the anisotropy plane, is discussed. Examples are described in the cleaved cover of the external crystalline massifs of the Occidental Alps. The reorientations of the fold axis and the other structures which are developed by slip (brittle behaviour) and shear (ductile behaviour) along the early plane of cleavage, are correlated to the strain intensity, the deformation rate against the mineral rearrangement velocity and the boundary conditions at various scales of the deformed zone.

## 1. Introduction, présentation du problème

Selon la dimension des volumes examinés (= échelle d'observation), une roche est un matériau à considérer comme continu ou discontinu. Un échantillon isolé pris au laboratoire par exemple pour un essai mécanique peut être considéré comme homogène et continu. Remis dans son contexte naturel, son massif, il appartient clairement à un milieu discontinu: le massif fissuré. De même, examiné de plus près, les différents grains qui constituent l'échantillon et les limites éventuellement organisées entre ces grains, en font un matériau discontinu.

Lorsque, à une échelle donnée d'observation, les discontinuités (limites de grains, plans de fractures, clivages ...) ou les hétérogénéités (ensembles homogènes de grains de même nature, de couches, de terrains différents ...) s'organisent en familles de plans parallèles, pénétratifs à l'échelle d'observation choisie, le matériau

<sup>1)</sup> Ce texte rassemble l'essentiel des conférences présentées par l'auteur à l'Université de Lausanne les 15 et 16 juin 1978.

<sup>2)</sup> Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique, Université de Grenoble I, B.P. 53X, F-38041 Grenoble Cédex (France).

sera dit anisotrope. En fait, dans ce cas, pour un volume suffisant du matériau, il y a une certaine continuité. Mais les propriétés rhéologiques présenteront des variations fonction de l'orientation du matériau.

L'anisotropie de structure qui conditionne l'anisotropie mécanique peut être acquise précocement par déformation interne du matériau homogène. La compaction-consolidation d'un sédiment et l'expulsion corrélative de l'eau, le réarrangement des composants d'une roche sous le tassement, l'écrasement de pores ou la dissolution des zones comprimées des agrégats etc. ... peuvent conduire à la création de l'anisotropie de la roche dès sa diagenèse. Mais les mêmes processus, avec en outre des recristallisations orientées plus ou moins intenses et fonction des conditions de pression et de température du moment, peuvent également intervenir avec les mêmes conséquences (c'est-à-dire l'apparition de l'anisotropie) dans des roches déjà indurées, lors de déformations proprement tectoniques.

Ce ne sont là que des exemples. Il en résulte dans tous les cas une anisotropie du matériau et nous nous attacherons ici à étudier ce qui découle de cette acquisition lors des déformations ultérieures, ou même dans la suite de la même déformation, une fois l'anisotropie née, dans ce que l'on peut appeler avec SCHWERDTNER (1973) «*la phase anisotrope*» de la déformation.

Nous retiendrons ici essentiellement les possibilités de glissement, et leurs conséquences directes, qu'entraîne la présence d'une anisotropie dans une roche.

Seuls certains plans privilégiés vont alors permettre les glissements. On a alors des «couloirs», plus ou moins parallèles à l'anisotropie, le long desquels il y a une intense déformation et qui séparent des zones relativement moins déformées. En fait, deux cas limites se rencontrent:

- Sous la sollicitation le matériau anisotrope se morcèle le long d'une (ou plusieurs) discontinuité le long de laquelle les parties séparées de la roche se déplacent. Il y a alors simple striation des plans des discontinuités, sans déformation interne des abords, au moins en apparence et à une certaine échelle d'observation. Il faut lire le déplacement par les stries ou de simples décalages de repères de part et d'autre des discontinuités.
- En raison des frottements jamais négligeables sur les plans qui permettent le glissement, toute la zone, plus ou moins épaisse, aux abords de la discontinuité, est soumise à un cisaillement (déformation interne). Cela peut se produire aussi à cause d'un blocage local du déplacement (présence d'une hétérogénéité antérieure, ou naissance d'une structure entraînant ce blocage: fracture, pli ...). Le déplacement sera alors lu grâce à la déformation interne du matériau, par le gradient du cisaillement de la zone et/ou par l'apparition de nouvelles structures caractéristiques.

En règle générale, l'un et l'autre cas coexistent, le deuxième est le plus souvent compris dans le premier et il se repèrera au prix d'un changement de l'échelle d'observation.

Soulignons enfin, avant d'étudier quelques exemples de telles «déformations continues-discontinues», que si l'on doit affirmer que l'anisotropie se crée perpendiculairement à la direction de contraction maximale du matériau comprimé, *au moment même de sa création* (par exemple lors de la naissance d'un clivage ou d'une

schistosité), il est très improbable que la structure ainsi apparue conserve ultérieurement cette disposition. La structure, ici l'anisotropie, est entraînée dans une rotation qui l'oriente de façon quelconque par rapport aux sollicitations, ce qui, sous certaines conditions, rend le glissement possible sur un plan *devenu oblique* par rapport à la direction de raccourcissement. On verra ultérieurement qu'il y a un angle limite qu'il faut dépasser pour que le déplacement sur l'anisotropie se produise: si la direction de raccourcissement est ou trop proche de la perpendiculaire au plan de l'anisotropie, ou trop proche de la parallèle à ce même plan, la déformation (dans la phase anisotrope) ne se résoud pas en un glissement mais par des déformations internes ou des ruptures qui ne sont pas nécessairement sous la dépendance ni du phénomène glissement, ni de l'orientation de l'anisotropie.

Les déformations de la phase anisotrope seront exprimées par la suite d'événements suivants:

- *glissement-déplacement* sur un plan d'anisotropie, avec cisaillement plus ou moins important aux abords;
- *blocage*, soit sur une hétérogénéité préexistante, soit sur une nouvelle structure consécutive au glissement (traduction éventuelle du cisaillement);
- *échappement*, par migration du déplacement ou de la déformation en une autre zone du massif ou de l'ensemble de structures sollicité.

Un cycle s'établit ainsi qui peut indéfiniment être renouvelé (cf. TRICART et al. 1977).

## 2. Les déformations de la région de Bourg d'Oisans (Alpes du Dauphiné)

### a) Les déformations avec aplatissement E-W et échappement vertical

Ce type de déformation continue-discontinue est particulièrement bien développé dans la région de Bourg d'Oisans, dans la couverture jurassique (calcaires plus ou moins argileux) des massifs cristallins externes des Alpes françaises (cf. GRATIER et al. 1973).

Dans ce secteur, la couverture est pincée entre deux masses de socle: le Pelvoux – Grandes Rousses à l'est, Belledonne – Taillefer à l'ouest. Ce dispositif, où les «synclinaux» de couverture étroits, et d'autant plus aplatis que l'on s'adresse à des niveaux plus profonds (à plus basse altitude) se trouvent entre de plus larges «anticlinaux» de socle, évoque à l'échelle régionale, le plissement de deux matériaux (socle et couverture) de viscosités très différentes (cf. RAMSAY 1967) (voir fig. 1).

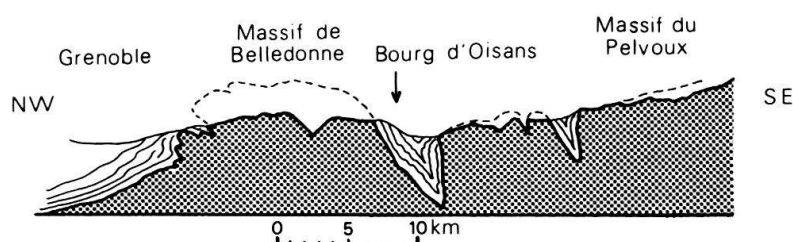


Fig. 1. Relations générales socle/couverture aux abords des massifs cristallins dauphinois. Situation du «synclinal» de Bourg d'Oisans.



Dans le «synclinal» pincé s'organisent des plis droits, méridiens, à clivage de plan axial subvertical ( $S_1$ ). L'amplitude, la longueur d'onde, la fréquence des plis, sont directement fonction de la place disponible entre les deux masses de socle adjacentes. Dans les zones basses, les plis sont serrés, étroits, le taux d'aplatissement mesuré de différentes façons (épaisseurs des strates des flancs rapportées à celles de la charnière, formes des plis, raccourcissement par flexion de plis ptygmiques de niveaux compétents, place des microlithons ...) est plus important que dans les zones d'altitude élevée.

L'aplatissement est directement relié aussi aux allongements et en particulier à l'étirement  $X$  dans le plan du clivage, et qui est vertical. Ces étirements sont appréciés par les fossiles déformés (bélemnites tronçonnées) et les ombres de pression prolongeant des cristaux de pyrite.

Cet aplatissement et l'allongement corrélatif peuvent également varier longitudinalement en fonction de la forme du socle et de la place disponible entre Pelvoux et Taillefer. Dans les zones étroites en raison de promontoires du socle, laissant peu de largeur à la couverture pincée, les valeurs des déformations sont également plus fortes que dans les secteurs où le «synclinal» est plus large (voir fig. 2).

Ces variations de la déformation interne entraînent également une variation des plongements axiaux des plis synschisteux. Cette dispersion est directement fonction des taux d'aplatissement-allongement. Lorsque ceux-ci sont élevés, les axes tendent à être verticaux, lorsque l'aplatissement et l'étirement sont moins importants, les axes restent sensiblement horizontaux. Les axes de plis, ou les intersections plan de stratification – plan de clivage dessinent ainsi des arches plus ou moins accusées. Leur régularité transversale a pu faire penser que cette image correspondait à une intersection de plissement: plis E-W par flexion, suivis de plis N-S synschisteux. Il est possible que dans cette région où les plis alpins précoces E-W sont connus (Devoluy, Arves) cette superposition existe réellement. Mais la corrélation précise de ces ondulations avec les taux d'aplatissement et d'allongement, ou encore avec la place disponible entre masses de socle, implique une réorientation des axes dans la déformation (cf. AYRTON & RAMSAY 1974).

Cette déformation inhomogène pourrait être continue. Cela paraît peu probable dans le matériel très clivé auquel on a affaire. Les roches sont cependant complètement orientées en fibres verticales soulignant l'étirement général et la recristallisation qu'il guide. Mais cette linéation minérale verticale, soulignée aussi par les étirements de fossiles, les orientations des ombres de pression, etc. ... coïncide aussi avec des traces de glissement manifeste, marqué par des stries. Ainsi se confondent dans ce cas linéation d'étirement et linéation de glissement. Celui-ci peut se traduire aussi d'autres manières: des fracturations subhorizontales avec ou non remplissage de calcite et de quartz, un boudinage des niveaux compétents lorsque le dispositif clivage – plan de stratification est convenable, une réfraction très importante du clivage qui se souligne par des mouvements des microlithons les uns sur les autres, permettant des remplissages quartzo-calciteux dans leurs défauts d'emboîtement que le glissement provoque (voir fig. 3).

Ainsi l'allongement interne continu du matériau est accentué par la déformation discontinue, c'est-à-dire par le glissement, qui se produit dans la même direction.

Au total, ces structures montrent la succession d'événements suivants:

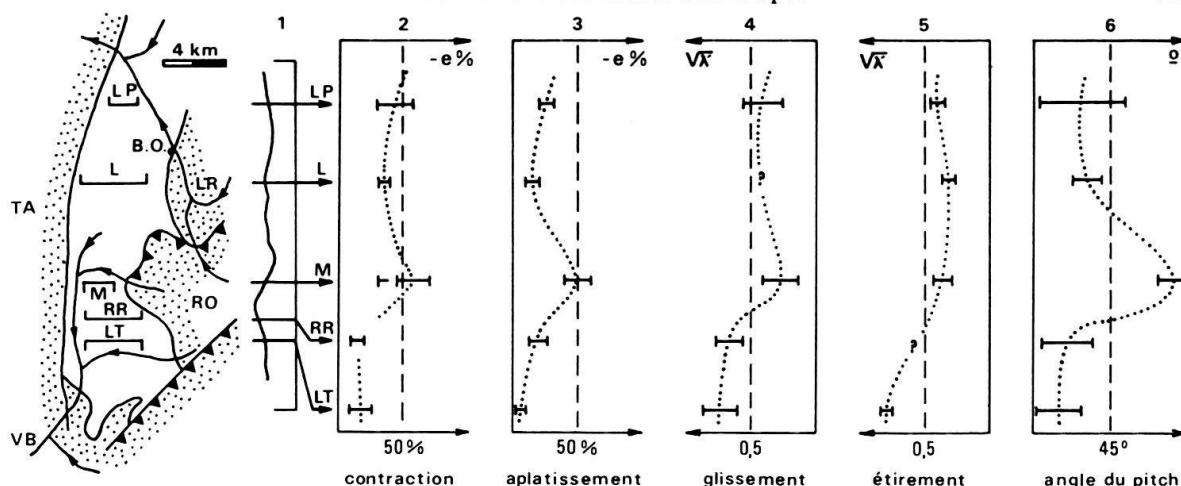


Fig. 2. Variations de la déformation dans le «synclinal» de Bourg d'Oisans (B.O.), entre le Taillefer (TA: massif de Belledonne) et le Rochail (RO: massif du Pelvoux). LR: vallée de la Romanche; VB: vallée du Valbonnais.

La carte, à gauche, situe les coupes transversales (du nord au sud: LP=La Paute, L=Lignarre, M=Malsanne, RR=Rif Roux, LT=Tourot) où les mesures rassemblées sur les diagrammes 2 à 6 ont été effectuées.

La colonne 1 montre en coupe verticale, longitudinale au «synclinal», les différentes ondulations du plongement des axes de plis dans le plan axial méridien, vertical.

Colonne 2: valeurs de contraction E-W, mesurées sur des coupes construites perpendiculaires aux axes de plis.  $L_0$  initiale mesurée au curvimètre sur le contour des limites de couches;  $L_1$  = largeur actuelle occupée par les plis. Ce sont des valeurs approchées car les plis ne sont pas déroulables.

Colonne 3: valeurs de l'aplatissement, établies par comparaison entre l'épaisseur orthogonale des couches à la charnière des plis et celle de leurs flancs. Chiffres relatifs car les lithologies ne sont pas toujours rigoureusement identiques.

Colonne 4: Valeurs des glissements postérieurs à la création du clivage  $S_1$ , obtenues par mesure de l'épaisseur orthogonale des microlithons découpés sur les flancs de plis dans des niveaux compétents de lithologie voisine et de même pendage, comparée à la longueur actuelle occupée parallèlement au plan des couches. Extension quadratique réciproque.

Colonne 5: Valeurs de l'étirement des bélémnites tronçonnées, mesurées dans le plan de  $S_1$ . Extension quadratique réciproque. Valeurs comparatives car effet de matrice important.

Colonne 6: valeurs des «pitches» = angle entre l'horizontale du plan  $S_1$  et la linéation d'intersection  $S_0/S_1$  portée par ce plan. Degrés.

Les barres de valeurs indiquent les chiffres limites obtenus sur chacune des différentes coupes.

- Déformation en masse initiale, sans doute avec plissement par flexion et glissement couche sur couche, fractures d'extension perpendiculaires à la charnière. La contraction est E-W.
- La contraction de même direction persiste: un clivage  $S_1$  (plan axial des plis qui s'accroissent) apparaît, avec transferts de fluides et recristallisations dans une direction verticale. Dès ce moment, les glissements sur le plan de stratification et sur le plan de clivage provoquent des déboîtements des microlithons précédemment encastés. Des recristallisations apparaissent dans les vides ménagés par le défaut d'emboîtement, ainsi que dans les cassures horizontales et les interboudins dus à l'étirement vertical.
- L'aplatissement ne pouvant croître indéfiniment (blocage contre les socles adjacents), la déformation se traduit par un échappement vers le haut: étire-

ment, boudinage, glissement verticaux généralisés, reprenant toutes les structures préexistantes.

- Dans ce phénomène, toute discontinuité est un plan de glissement mais celui-ci (non plus que la déformation interne) n'est pas homogène en tous points et ses variations liées à la forme du socle sous-jacent ou adjacent, font que les mar-

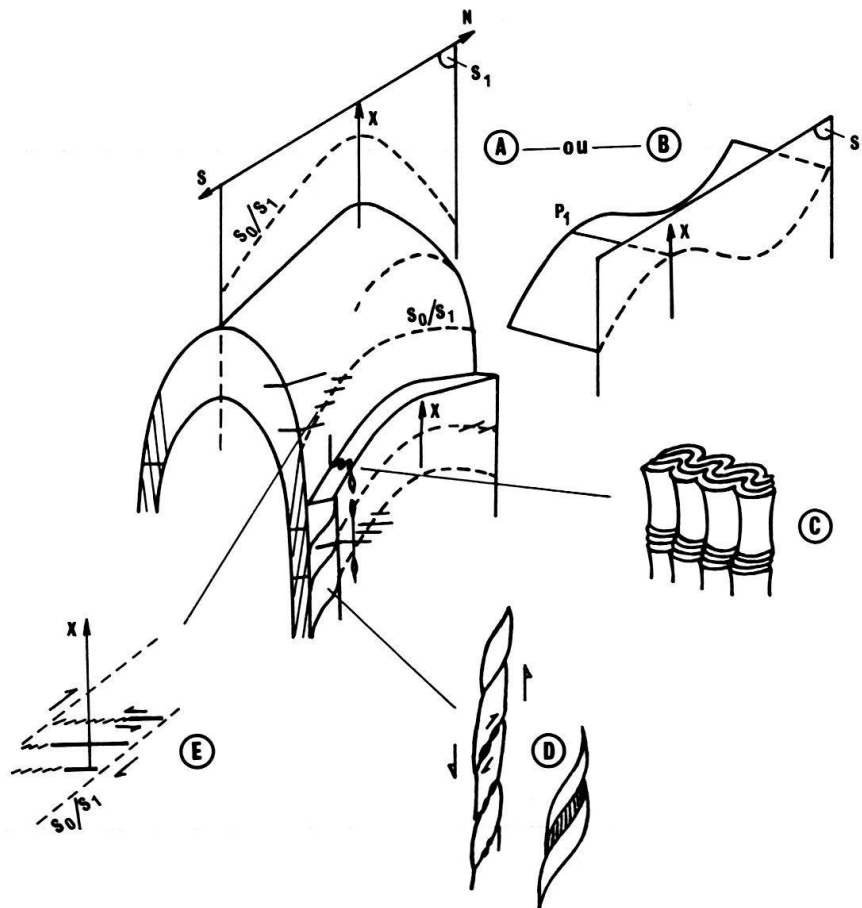


Fig. 3. Schéma synthétique d'un pli synschisteux droit, à axe N-S, avec  $S_1$  verticale, bombement (arche) longitudinal de l'axe et des lignes d'intersection  $S_0/S_1$ .

- A: Interprétation de l'ondulation axiale par glissement différentiel sur  $S_1$  selon la direction de l'étirement-échappement vertical  $X$ .
- B: Hypothèse de la superposition de plis anciens  $P_1$  de direction E-W et de plis synschisteux N-S.
- C: Reprise de filonnets précoces, transversaux aux axes de plis, par l'aplatissement donnant  $S_1$  (axes verticaux des plis du filonnet) et par un boudinage (aspect en «tiges de bambou») selon les axes verticaux confondus avec l'étirement  $X$  du plan  $S_1$ .
- D: Glissements sur  $S_0$  et sur  $S_1$  permettant le décalage des microlithons d'un banc compétent. Noter la forme sigmoïde des microlithons entraînant, lors du glissement, les remplissages quartzo-calcitiques dans les défauts d'emboîtement, et le boudinage ultérieur dans l'aplatissement général et l'échappement-étirement vertical selon  $X$ .
- E: Détails des fractures d'extension horizontales (perpendiculaires à  $X$ ). Noter la disposition en échelon sur la direction de la ligne d'intersection  $S_0/S_1$ : limite d'hétérogénéité dans le plan  $S_1$  sur laquelle l'étirement vertical se compose en mouvement cisailant. Dans un tel système les fentes horizontales sont des fractures d'extension à  $45^\circ$  environ de la linéation d'intersection. Chacune peut se résoudre en un alignement de fissures plus fines qui correspondent à des fractures de Riedel  $R$  (à  $12-15^\circ$  de la fente majeure sur laquelle se compose également le mouvement cisailant dans l'étirement selon  $X$  vertical).

queurs passifs antérieurs (axes de plis ou linéations d'intersection) sont réorientés en ondulations plus ou moins accentuées.

Dans ce cas, assez simple, toute la déformation continue-discontinue est homoaaxiale. Elle se relie uniquement à la contraction globale toujours de même direction, transversale (E-W) au «synclinal». En dépit d'une apparente désorganisation des structures et en particulier de la réorientation des directions axiales des plis, les figures de déplacement, de blocage et d'échappement se disposent toujours selon les mêmes directions, tout au long de l'évolution de la déformation.

*b) Les déformations avec cisaillement de structures déversées*

Sur les bordures orientales des massifs cristallins du Pelvoux et des Grandes Rousses, les surélévations tardives du socle n'ont parfois pas conservé la disposition verticale du clivage comme dans le «synclinal» de Bourg d'Oisans. Il y a au contraire très souvent dans ces secteurs des basculements vers l'ouest des repères structuraux, basculements tels que le clivage  $S_1$  devient oblique par rapport à la direction de contraction persistante et inchangée (au contraire de ce qui a été examiné ci-dessus où le plan de clivage  $S_1$  restait sensiblement toujours perpendiculaire à Z): le plan  $XY$  reste vertical, ou sensiblement,  $S_1$  est penté vers l'est (voir fig. 4).

Toutes les structures élémentaires précoces sont identiques à celles qui ont été vues plus haut, au basculement près. Ainsi l'étirement contenu dans  $S_1$ , précédemment vertical, devient E-W à pendage plus ou moins fort vers l'est. Comme précédemment aussi des glissements, avec stries sur  $S_1$ , déboîtement de microlithons, etc. ... se remarquent. Le mouvement est encore dans la direction de l'étirement. Il est également inhomogène, comme la déformation interne, et les réorientations axiales (ou des linéations d'intersection clivage - plan de stratification) dessinent des ondulations qui, au lieu de se traduire par des variations de plongement, le sont par des variations directionnelles (ce qui est plus sensible cartographiquement) (cf. QUINQUIS et al. 1978).

Comme précédemment, la déformation interne inhomogène mais continue est accentuée par les glissements, c'est-à-dire la déformation discontinue. Cependant, cette fois, celle-ci est mieux discernable car elle entraîne la création de structures complémentaires caractéristiques qui sont dues à la non-coïncidence du plan  $XY$  de la déformation avec le plan de clivage  $S_1$ .

Cela se traduit de deux façons:

1. - Le clivage  $S_1$  est affecté par des ondulations qui évoluent en plis dissymétriques aux flancs orientaux plus raides que  $S_1$  (ou sa direction moyenne), ce qui se traduit très vite par un second clivage  $S_2$  de strain-slip. Les mouvements relatifs sur  $S_2$  (abaissement des parties orientales) correspondent ainsi à un déplacement sur  $S_1$  des zones hautes en direction de l'ouest. Ainsi  $S_2$  au pendage raide, plus fort que celui de  $S_1$  mais toujours vers l'est, ainsi que les glissements complémentaires (glissement général sur  $S_1$  senestre, lu sur une coupe E-W en regardant vers le nord, induisant un glissement dextre sur  $S_2$ ) est-il comparable au clivage du flanc normal d'un pli déversé vers l'ouest. Les systèmes de déplacements apparents sont cohérents

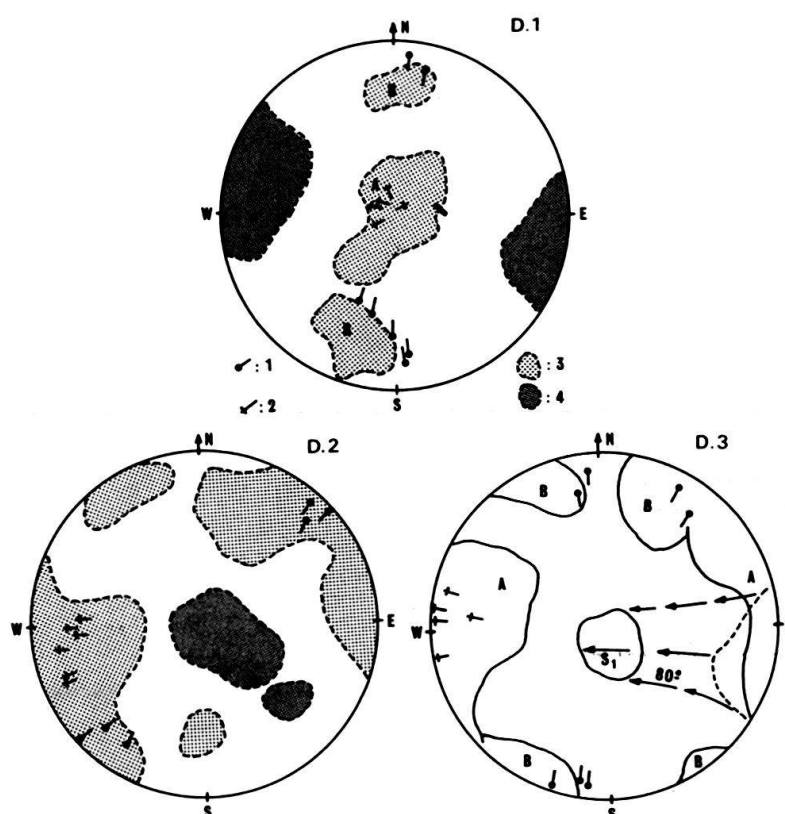


Fig. 4. Structures basculées du «synclinal» de Bourg d'Oisans. Canevas de Wulff; hémisphère supérieur (cf. GRATIER & VIALON 1975).

*D. 1:* Structures de la zone centrale du «synclinal», où les plis sont droits.

*D. 2:* Structures de la zone orientale où les plis sont déversés vers l'ouest. Dans ce cas, un clivage  $S_2$  peut apparaître en plus des structures indiquées.

*D. 3:* Stéréogramme obtenu par rotation de  $80^\circ$  autour de l'horizontale de  $S_1$  en direction de l'ouest de tous les objets de *D. 1*. On a tracé le contour des groupements déplacés et la rotation complète effectuée pour le groupe des pôles de  $S_1$ . Les autres groupes sont renseignés par les mêmes lettres que sur *D. 1*. Comparer avec le stéréogramme *D. 2* (cf. VIALON 1968).

1 = axes de pli. 2 = linéations X. 3 (grisé clair) = aires de dispersion des pôles de plans de fractures. 4 (grisé foncé) = pôles de schistosité  $S_1$ .

et les linéations d'étirement-glissement sur  $S_1$ , les pôles des plans  $S_1$  et  $S_2$ , les lignes de glissement sur  $S_2$ , sont en zone. En outre, les relations angulaires  $S_1/S_2$  sont compatibles avec la création de  $S_2$  par cisaillement sur  $S_1$  (clivage de second ordre) (voir fig. 5).

Cette individualisation d'un second clivage  $S_2$  n'est pas générale.  $S_2$  ne semble apparaître que dans certaines zones formant couloirs de déformation: celles où les glissements sur  $S_1$  sont les plus marqués? En effet,  $S_2$  n'apparaît souvent que dans les niveaux les plus incompetents: ce sont eux qui permettent sans doute les plus forts déplacements. D'autre part, et enfin,  $S_2$  n'existe que si le plan  $S_1$  est dans une position favorable, suffisamment oblique par rapport à l'orientation d'apparition théorique de  $S_2$ : au-dessous d'un angle de  $30^\circ$  environ,  $S_1$  et  $S_2$  se confondent. C'est probablement ce qui peut se produire dans la région de Bourg d'Oisans précédemment étudiée où, par simplification, on a admis que  $S_1$  et plan XY de la déformation restaient confondus (on aurait alors un plan de clivage mixte  $S_1 + S_2$ ).



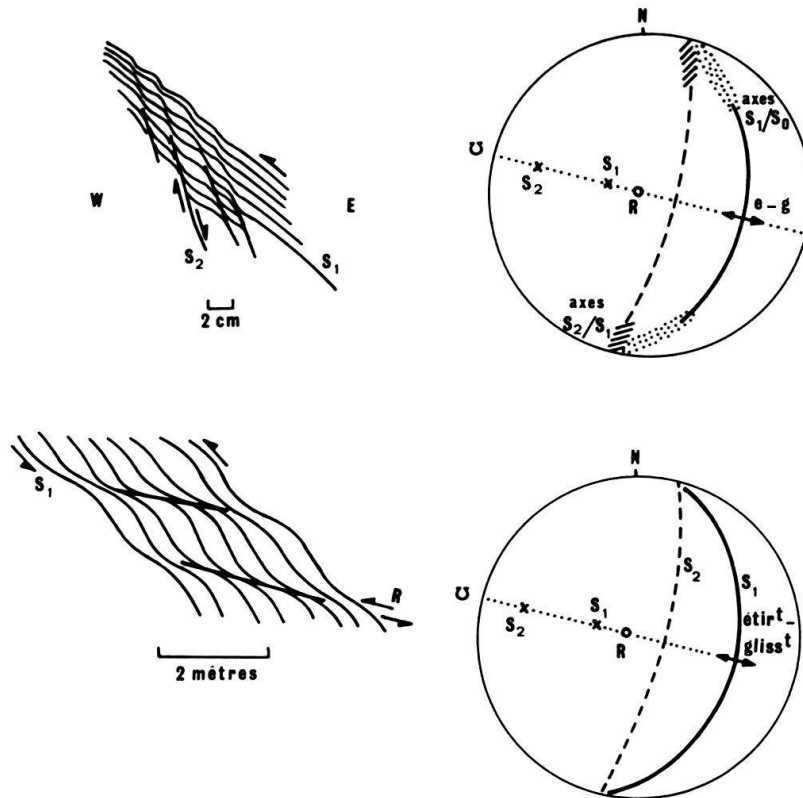


Fig. 5. Apparition du clivage de crénulation (strain slip)  $S_2$  et des fractures de Riedel  $R$ , par glissement sur la schistosité précoce  $S_1$ . Le plan  $XY$  de la déformation finie n'est plus dans  $S_1$ . Canevas de Wulff; hémisphère inférieur.

On est conduit ainsi à admettre que dans les régions où  $S_1$  est basculé, ce plan n'est que fortuitement le plan de cisaillement du système ultérieur de déformation (et où par définition il n'y a ni déformation finie ni déformation longitudinale infinitésimale). La place du marqueur  $S_1$  (l'anisotropie initiale) induit la création de  $S_2$  dans un système de cisaillement simple dont l'ellipsoïde de déformation finie n'admet comme plan principal ni  $S_1$  ni  $S_2$  (cf. CHOUKROUNE & LAGARDE 1977).

Ce type de déformation est également inhomogène, comme dans la phase qui précède: les glissements combinés, à la fois sur  $S_1$  et sur  $S_2$  (outre la déformation interne associée) participent à la réorientation des axes de plis liés à  $S_1$ . Mais il y a aussi courbure plus ou moins marquée des axes de plis contemporains du strain slip  $S_2$ . Enfin, cette restructuration tardive d'un matériau déjà complexe, est accélérée par des processus de dissolution-recristallisation qui peuvent aller jusqu'à effacer le clivage  $S_1$  au profit du seul  $S_2$ .

2. - Ce même régime de glissement sur  $S_1$  entraîne aussi la naissance de ruptures plus plates que  $S_1$ . Elles se déterminent aussi à la suite d'ondulations de  $S_1$ . Lorsque ces ondulations s'exagèrent les plans de  $S_1$  arrivent en coalescence et il y a rupture. Des amygdales sont découpées dans la masse anisotrope, définies par le plan  $S_1$  et ce plan de rupture incliné environ de  $20^\circ$  sur  $S_1$  est toujours en dessous de ce clivage. Le plan de rupture s'ouvre dans une direction non perpendiculaire aux lèvres, il y a donc glissement et cela est assimilable à une fracture de Riedel apparue dans le



cisaillement sur  $S_1$  dans un matériau plus compétent que lorsqu'apparaît  $S_2$ , ou dont l'anisotropie  $S_1$  est arrivée à être très proche de la direction du nouveau raccourcissement. Les pôles de ces plans de Riedel, les stries qu'ils portent, comme les pôles de  $S_1$ ,  $S_2$  et leurs étirements-glissements sont en zone. Les relations angulaires de ces différents éléments sont tous cohérents et compatibles avec un glissement sur  $S_1$  de sens senestre si l'on regarde vers le nord (voir ci-dessus; voir fig. 5).

Ainsi, comme pour le cas de  $S_2$ , les ruptures de Riedel s'intègrent bien dans l'évolution tardive de la phase anisotrope de déformations qui résultent d'un régime de contraintes demeuré constant, mais affectant des matériaux progressivement plus structurés et qui changent de ce fait progressivement dans leur ensemble, ou localement en raison de la lithologie, de comportement (transformations structurales du matériau et variations de ses teneurs en eau, par exemple), ou d'orientation (rotations plus ou moins accentuées).

Par l'exposé de ces exemples, on a voulu montrer que dans un matériau anisotrope, la réponse aux sollicitations, même dans l'évolution continue d'une même déformation, était soumise à la disposition de l'anisotropie. La déformation résultante, qui mime, ou non, des superpositions de structures (que l'on peut interpréter de façon erronée par plusieurs phases de déformation espacées dans le temps) implique la prise en compte de déformation interne continue et d'une déformation discontinue concomitante, directe conséquence de la disposition acquise par l'anisotropie initiale.

### 3. Interprétation théorique générale

Les exemples étudiés ci-dessus ont montré quelle relation pouvait être établie entre la déformation interne d'un matériau anisotrope et le déplacement-glissement éventuel sur le plan d'anisotropie. Le problème est d'abord celui de la rotation de l'anisotropie (et des structures précoces en général) dans un champ de contraintes supposé inchangé, puis, celui des glissements possibles (déformation discontinue) engendrés de ce fait lors de la «phase anisotrope», et des cisaillements associés (déformation interne continue).

#### *a) Données expérimentales*

Plusieurs travaux ont établi, théoriquement et expérimentalement qu'il n'y a déplacement sur un plan d'anisotropie préexistant  $S_1$  que si la direction de raccourcissement  $Z$  se situe dans une plage angulaire favorable par rapport à l'orientation du plan privilégié  $S_1$  (voir fig. 6).

- Si l'angle  $Z/S_1$  est grand, compris entre  $90^\circ$  et  $60^\circ$  environ: il y a accentuation de l'aplatissement, boudinage et étirement général de la structure; dans certaines conditions, des ruptures nouvelles de cisaillement, conjuguées, peuvent apparaître [rôle des conditions  $P$  et  $T$  de la déformation, de la lithologie (ou des propriétés du matériau à ce moment de la déformation) et des conditions aux limites]. Dans ce cas,  $S_1$  est confondu avec  $S_2$  théorique (qui n'apparaît donc pas).
- Si l'angle  $Z/S_1$  est au contraire très faible: compris entre  $0^\circ$  et  $20^\circ$  environ: il y a tendance à l'écartement des plans de  $S_1$  (ouverture analogue à une rupture

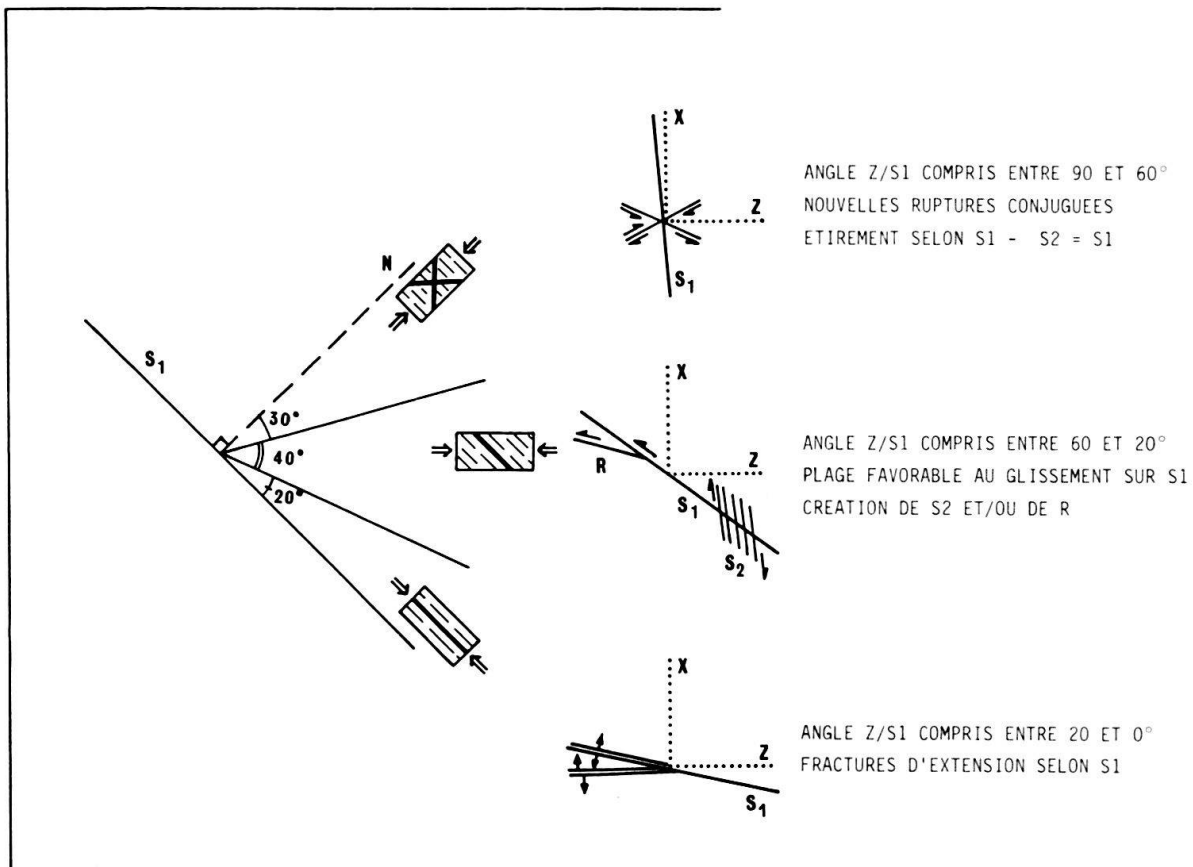


Fig. 6. Différents cas limites de la position de  $S_1$  par rapport à la direction de raccourcissement  $Z$ . Le plan  $XY$  n'est plus confondu avec l'anisotropie précoce. Schémas de déformations expérimentales sur roches schisteuses en compression axiale sur des éprouvettes diversement orientées par rapport à la schistosité  $S_1$  (cf. DAYRE & KHALAF 1971, SIRIEYS 1966).

fragile) ou rupture nouvelle de même type (avec écartement) faisant un angle faible avec  $S_1$ . L'ouverture est oblique et non perpendiculaire aux lèvres de la fracture nouvelle qui peut mimer une fracture de Riedel.

- Si l'angle  $Z/S_1$  est compris entre ces limites (de  $60^\circ$  à  $20^\circ$  soit sur une plage de  $40^\circ$  environ), il y a glissement sur  $S_1$ . Celui-ci est plus ou moins facile et fonction de la cohésion du matériau (frottement sur le plan  $S_1$ , lié à la rugosité; aux recristallisations éventuelles). Il peut y avoir simple translation en masse de chacune des lames du matériau découpées par  $S_1$ , sans déformation interne apparente dans le matériel adjacent (au moins à une certaine échelle d'observation) et simple striation de  $S_1$ . Mais un cisaillement simple d'intensité variable, peut aussi affecter l'ensemble de la roche de part et d'autre des plans d'anisotropie qui engagent le déplacement (tous les plans ne sont pas nécessairement activés). En ce cas, d'autres facteurs interviennent: lithologie et/ou loi de comportement du matériau à cet instant (teneur en eau) et surtout conditions aux limites (zone cisailée ayant ou non la latitude de se dilater ou même persistance de l'aplatissement de la zone de cisaillement). Le déplacement entraîne des réorientations minérales et des dispersions des structures antérieures. Il y a une direction de glissement, et d'autres d'étirement.

Notons que ces différentes possibilités peuvent se rencontrer pour d'autres cas que la plage limite de l'angle  $Z/S_1$  de  $40^\circ$  (compris entre  $20^\circ$  et  $60^\circ$ ): Cet angle tend en effet à *augmenter* si le matériau est particulièrement incompetent (lithologie, imperméabilité, richesse en eau) ou, au contraire, à *diminuer* si la cohésion sur  $S_1$  est forte (rugosité, recristallisations) ou encore si la pression moyenne est importante.

*b) La translation avec cisaillement sur l'anisotropie*

Si l'on admet être dans le cas où le plan d'anisotropie précoce conduit un déplacement, trois évolutions *A*, *B*, et *C* peuvent être distinguées. Elles ne s'excluent pas mutuellement, et peuvent même s'enchaîner l'une sur l'autre si, par exemple, un facteur change au cours du processus entamé (voir fig. 7).

*A.* - Lorsque la zone de cisaillement peut s'élargir (dilatation perpendiculaire à l'anisotropie), des plis d'entraînement à regards disposés comme le sens du déplacement, apparaissent en «bandes de pliage». Ces plis dissymétriques passent par un maximum de dilatation de la zone de cisaillement (flancs courts perpendiculaires au plan de cisaillement), puis se couchent progressivement. La zone tend alors à s'aplatir et un clivage nouveau, plan axial des plis d'entraînement peut apparaître. Sa position devient de plus en plus proche du plan d'anisotropie initial (pli intrafolial) et le clivage nouveau tend à transposer l'ancienne anisotropie. Un cycle est amorcé qui peut se poursuivre et se répéter suivant les mêmes modalités.

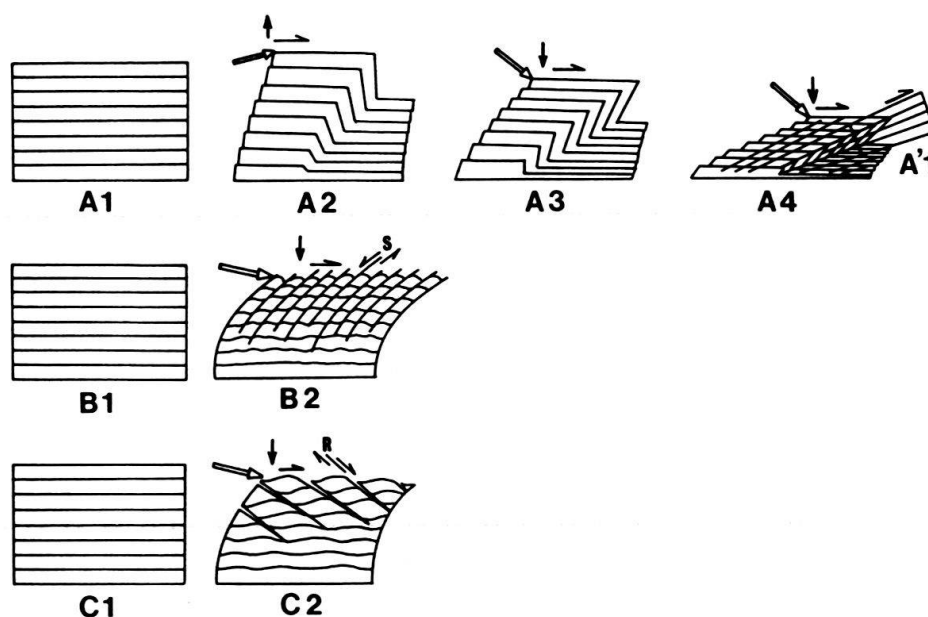


Fig. 7. Modèles d'évolution par glissement et cisaillement selon une anisotropie initiale:

- A:* Par plis d'entraînement à regards dans la direction du cisaillement. Un nouveau clivage en  $A_4$  transpose l'anisotropie antérieure et donne  $A'_1$ , figure analogue à  $A_1$  et début d'un nouveau cycle. Il y a épaississement de la zone cisailée, puis aplatissement.
- B:* Par crénulation (strain slip): aplatissement immédiat de la zone cisailée et blocage rapide.
- C:* Par fractures de Riedel (mêmes conséquences qu'en *B*).

Ces figures schématisent l'organisation des structures dans une roche anisotrope soumise à un cisaillement: le déplacement maximal dextre est figuré sur les parties hautes des croquis (base de chaque plage supposée fixe). Les flèches indiquent des déplacements (cf. GRATIER et al. 1978).

Cela se produit lorsque le déplacement sur  $S_1$  est important et persiste tout au long de l'évolution: il y a continuité du phénomène, entretenu par les transpositions successives. Un large étalement du matériau en résulte.

*B + C.* – Lorsque le déplacement est au contraire limité, soit en raison d'un blocage précoce [changement des conditions: matériau asséché devenant moins ductile par suite d'un drainage des fluides, variation de la pression moyenne par suite de la déformation même ...; ou intervention d'hétérogénéités: anciennes dues à des variations de lithologie, ou nouvelles dues à des recristallisations générales sur  $S_1$ , ou locales (poches de cristaux de remplissage de vides d'extension) ou à des ruptures ponctuelles], soit en raison d'une impossibilité d'expansion de la zone en cours de cisaillement, la déformation interne se traduit par d'autres structures secondaires. Ce sont:

- B* soit des plis dont l'assymétrie est inversée par rapport au cas précédent *A*, leurs flancs courts sont rompus (clivage de strain slip) et les microlithons découpés basculent en jeu de cartes en une rotation inverse, mais complémentaire à celle du cisaillement de premier ordre générateur.
- C* soit des ruptures qui se disposent comme des fractures de Riedel par rapport au plan de glissement  $S_1$  qui oriente le cisaillement. Si l'aplatissement général est faible, le mouvement sur les fractures est faible également, elles s'ouvrent et sont le siège de recristallisations. Si l'aplatissement est plus fort, les blocs découpés glissent les uns sur les autres et ils ont valeur de boudins (obliques).

Selon ces deux possibilités *B + C* la géométrie acquise implique un blocage rapide du cisaillement. Le mouvement doit se poursuivre par une migration de la zone déformée ou par un glissement sur de nouvelles discontinuités.

Ces trois types d'évolution (*A*, *B*, *C*) peuvent être successifs dans le temps et passer de l'un à l'autre dans cet ordre en complétant leurs effets. De tels passages doivent traduire une évolution des conditions de la déformation au cours même de celle-ci: la roche se structure (et se complique) de plus en plus, les volumes homogènes se réduisent progressivement, le matériau tend à devenir de plus en plus compétent (drainage facilité par des discontinuités de plus en plus nombreuses). Mais leur superposition plus désordonnée peut traduire aussi une variation plus anarchique des conditions dans lesquelles se déroule la déformation (intervention de nouveaux fluides expulsés d'autres secteurs en cours de déformation ou de métamorphisme, par exemple). Enfin, ces mécanismes peuvent coexister soit en raison de changements lithologiques (parties diversement compétentes d'un même massif, par exemple), soit dans un changement d'échelle (mécanisme *A* à l'échelle décamétrique se combinant au mécanisme *B* ou *C* d'échelle métrique ou centimétrique).

Ces évolutions de la déformation discontinue ainsi schématisées complètent et/ou accentuent la déformation interne du matériau. Les deux types de déformations sont le plus souvent inhomogènes et les déplacements sur les plans d'anisotropie sont le plus souvent différentiels comme les étirements minéraux auxquels ils peuvent être parallèles. Mais la direction de glissement peut ne pas être perpendiculaire, dès l'origine, aux axes des plis apparus (selon le mécanisme *A* ou *B*). Il en résulte, surtout avec l'accentuation ou le développement du phénomène, que les marqueurs structuraux et particulièrement les axes charnières des plis, ou a fortiori

les linéations d'intersections  $S_n/S_{n-1}$  sont réorientées et tendent à se paralléliser avec la direction générale de l'étirement-glissement. Dans les cas intermédiaires, où la déformation continue-discontinue est moins forte et où l'orientation des différents marqueurs est beaucoup moins conditionnée par les directions principales de la déformation (et des contraintes) que par la géométrie acquise, au stade choisi, des limites d'hétérogénéités, les marqueurs seront distincts et superposés. Ainsi, par exemple, sur un plan de clivage dit  $S_1$ , à un stade intermédiaire, on pourra avoir les différentes linéations suivantes:

- l'intersection  $S_0/S_1$  éventuellement onduleuse,
- la linéation de glissement, d'orientation très régulière, mais par endroits confondue avec l'intersection ou avec l'étirement, ailleurs distincte de ces autres linéations,
- la linéation d'étirement minéral, parallèle ou non à  $S_0/S_1$ , selon l'état de réorientation de celle-ci,
- la linéation de crénulation  $S_2/S_1$  (mécanisme *A* suivi de *B*).

A un stade plus avancé, toutes ces lignes seront confondues (déformation plus forte), sauf la crénulation  $S_2$  qui tend généralement à rester perpendiculaire à la direction de déplacement, mais peut cependant lui devenir parallèle (contraction relative transversale à l'étirement) (voir fig. 8).

Les deux dispositifs traduisant une plus ou moins forte déformation, peuvent coexister dans l'espace, pourvu que les différences lithologiques soient suffisamment contrastées: les marqueurs de déformation sont induits en un point par les limites d'hétérogénéités, en un autre par les directions principales de la déformation.

Ce cas est rencontré dans une structure clivée où la partie inférieure est uniquement marneuse et la supérieure armée de bancs de grès. Ceux-ci forment des plis dissymétriques (plis d'entraînement du type *A* ci-dessus) à charnière rectiligne et dont le clivage régional est de plan axial. Là, le glissement est faible, on présume qu'il a la direction du cisaillement générateur des plis dissymétriques, il est donc sensiblement perpendiculaire à l'axe charnière des plis. L'étirement y est discret (fentes d'extension transversales), il est parallèle à l'axe des plis. Par contre, dans la partie marneuse sous-jacente, où faute d'hétérogénéité sédimentaire suffisante les plis ne sont pas marqués (linéation d'intersection peu nette) et l'aplatissement-étirement sur le plan de clivage continu, très important, la linéation d'étirement minérale est forte. Elle est parallèle (confondue) avec la direction de glissement et donc conforme au sens de cisaillement général (perpendiculaire aux axes des plis des grès). Cette linéation d'étirement-glissement se confond également avec la direction d'intersection  $S_0/S_1$ . Il existe cependant une zone de passage, près de la limite zone gréseuse-zone marneuse, où étirement-glissement et intersection tendent à être distincts. La direction de glissement, constante dans toute la structure, tend donc, avec la déformation interne, à réorienter dans les zones les plus déformées la linéation d'intersection (voir fig. 9).

Cette évolution s'accompagne d'une homogénéisation du sens de glissement-cisaillement de second ordre sur les plans de clivage  $S_1$ . Dans les zones gréseuses à plis apparents, il a la symétrie antagoniste classique avec renversement au niveau des charnières. Dans les marnes plus déformées il garde toujours le même sens qui



est celui du cisaillement général (et celui des flancs inverses des plis: zones hautes déplacées en direction de la charnière) générateur des plis d'entraînement et du clivage associé.

Ainsi, déformation interne et étirement, cisaillement et glissement, deviennent-ils de plus en plus importants vers les niveaux incompetents. Les réorientations y sont complètes et le cisaillement-glissement comme l'étirement y sont parallèles et confondus avec les directions d'intersection. Toutes les orientations s'homogénéisent et se conforment aux directions principales de la déformation globale. Cela s'oppose

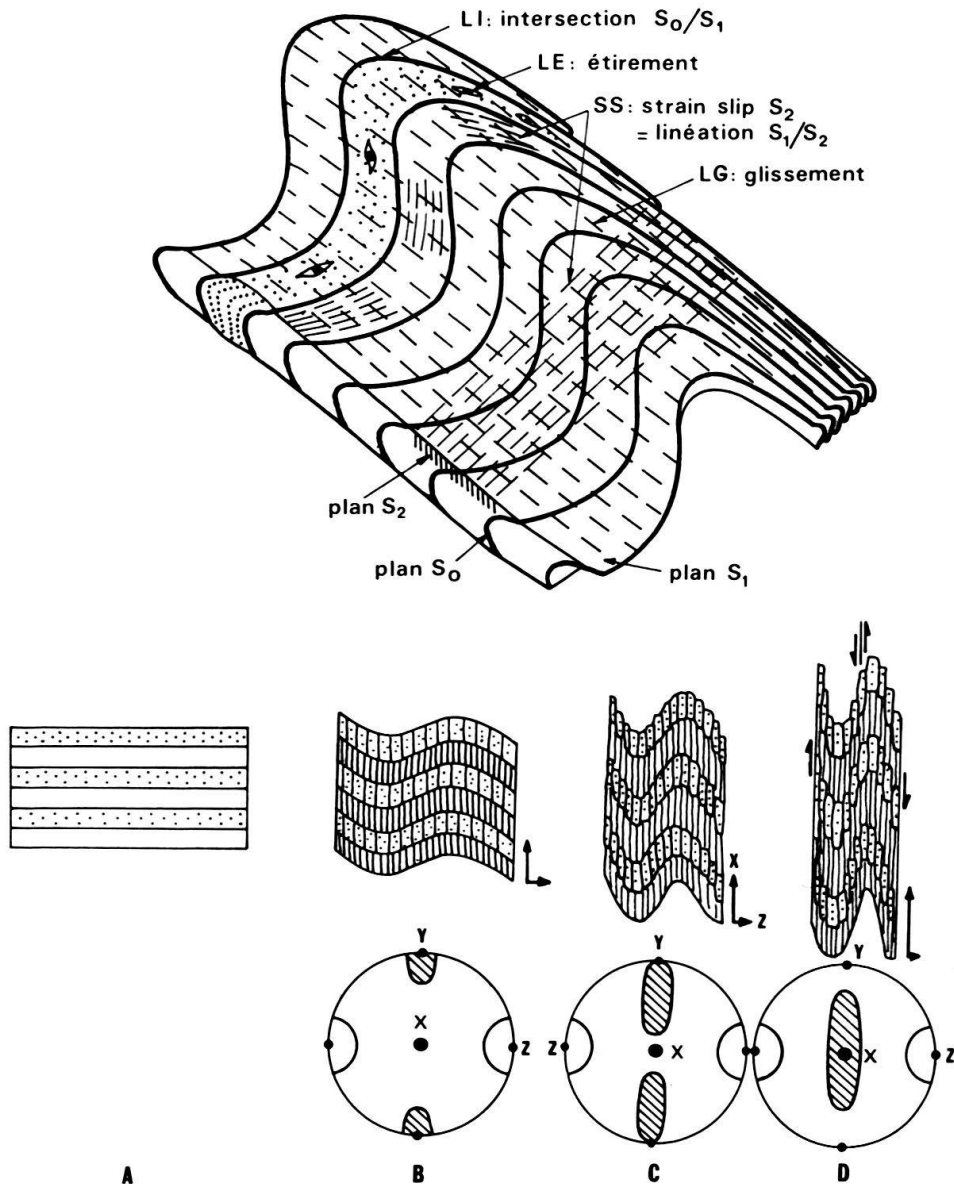


Fig. 8. *En haut*: Les différentes catégories de linéations sur un plan de clivage  $S_1$ , avec réorientations modérées (déformation faible).

*En bas*: Réorientation croissante des axes passifs (ici: axes de plis) avec le progrès de l'aplatissement-étirement. Sont disposés face à face: en A: matériau initial; en B, C et D: coupes idéales du matériau de plus en plus déformé de B vers D, avec les stéréogrammes correspondants. Zones hachurées: groupements des axes de plis qui tendent d'abord à se disperser dans le plan de la schistosité (C) puis à se concentrer sur la direction X en cas de forte déformation (D). Zones vides: pôles de la schistosité.



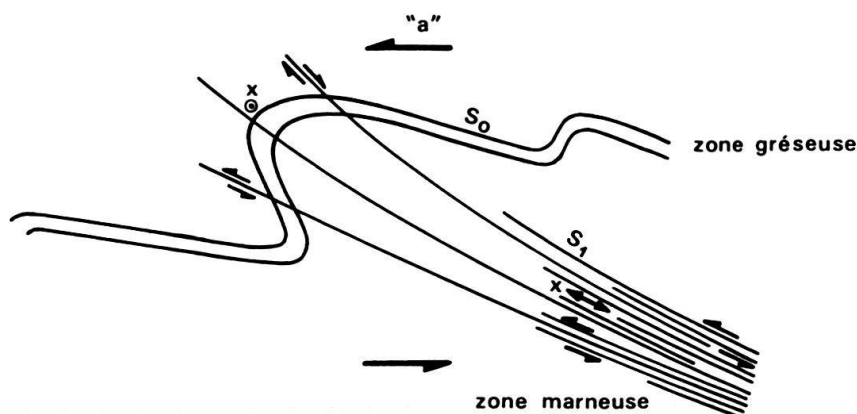


Fig. 9. Différences de sens et d'orientation des glissements et des étirements dans une série à déformations contrastées. Relations des marqueurs locaux avec le cisaillement général de direction «a». Dans la zone gréseuse  $X$  est confondu avec l'axe charnière du pli perpendiculaire à «a», les glissements sur  $S_1$  s'opposent de part et d'autre de la charnière. Dans la zone marneuse, plus déformée, toutes les déformations et les déplacements sont homogènes, et  $X$  a la direction «a» du cisaillement.

aux orientations des marqueurs des zones moins déformées, moins directement soumises à ces lignes directrices.

#### 4. Conclusion: les différentes évolutions d'une zone de cisaillement

L'organisation des différents marqueurs caractéristiques des déformations continues-discontinues subies par un matériau anisotrope, correspond, d'une façon plus générale, aux différentes possibilités d'évolution d'une zone de cisaillement simple.

Idéalement, une zone de cisaillement de direction  $C$ , peut être affectée:

- dans un matériau suffisamment ductile (incompétent), par des plis d'entraînement et/ou un clivage  $S$ ;
- dans un matériau plus fragile (compétent), par des ruptures élémentaires généralement disposées en échelon sur la direction du cisaillement: ce sont les fractures  $R$ ,  $R'$ ,  $T$  et  $P$  (voir fig. 10, croquis du haut).

Ces différentes structures élémentaires de la zone de cisaillement, ne coexistent généralement pas. Leurs conditions d'apparition dépendent, outre de la compétence du matériau au moment de la sollicitation, c'est-à-dire de son comportement, de facteurs extérieurs qui sont essentiellement les conditions aux limites et la vitesse de déformation.

Les conditions aux limites ont été suggérées plus haut, lorsque furent évoquées, pour expliquer les déformations inhomogènes, soit la place disponible pour les plis de couverture entre les massifs de socle, soit la présence de matériel rigide dans une série par ailleurs plus incompétente. La géométrie de ces limites, ou des corps moins déformables, détermine alors l'orientation des marqueurs de déformation et l'intensité de celle-ci.

Mais ce sont aussi les possibilités de dilatation de la zone de cisaillement (ou, ce qui revient sensiblement au même, le point d'application de la sollicitation par rapport à l'anisotropie guide du cisaillement), qui peuvent matérialiser ces conditions aux limites par la création de structures types (voir fig. 10):

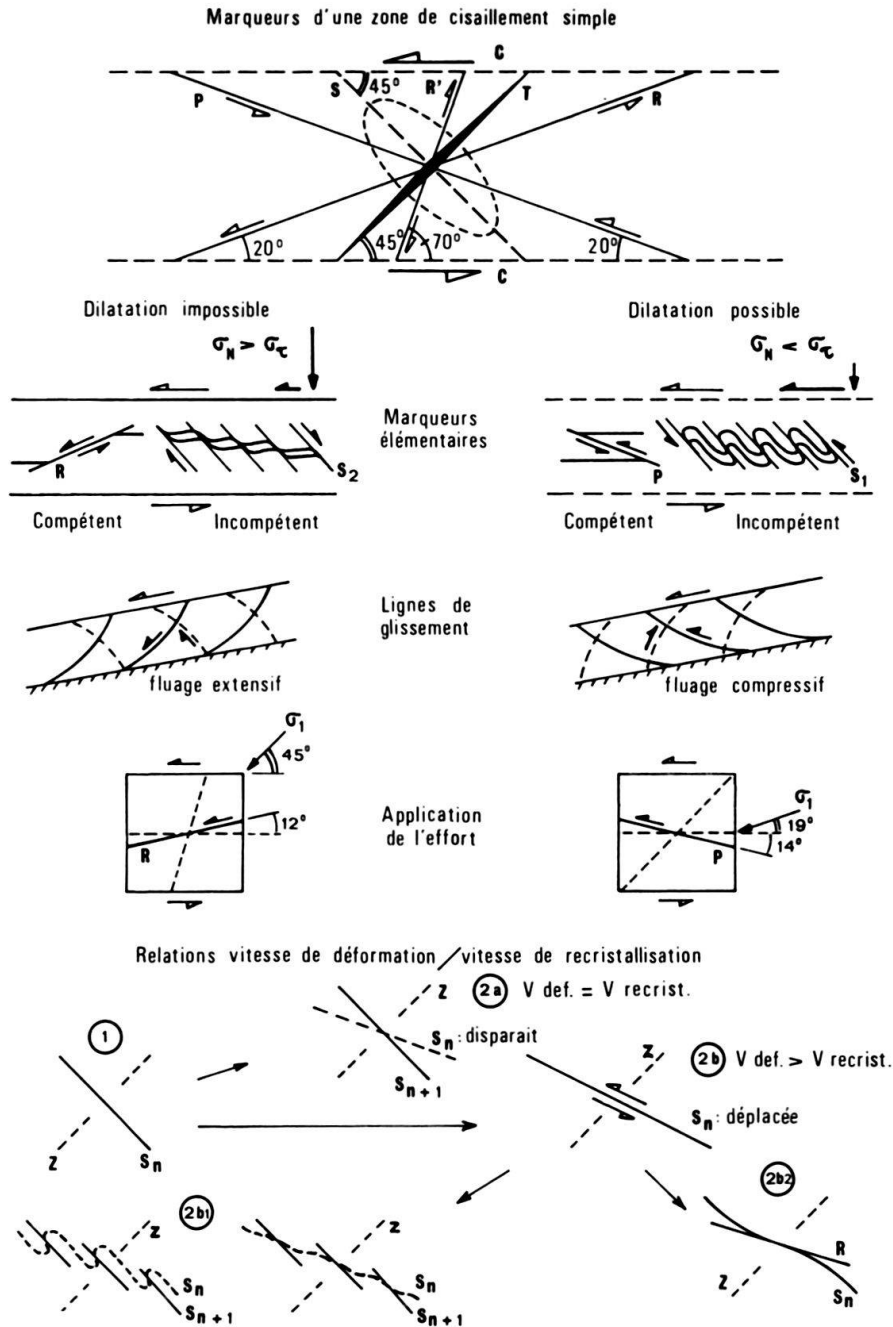


Fig. 10. Les différents marqueurs d'une zone de cisaillement.

Le croquis *du haut* rassemble les différents marqueurs possibles. Ils ne coexistent généralement pas: les conditions de leur apparition sont distinguées dans les schémas suivants, en fonction de différentes conditions aux limites ou de différents comportements du matériau au moment de la déformation. Les conditions d'apparition des fractures  $P$  et  $R$  en fonction de l'orientation de la sollicitation (application de l'effort) sont données d'après des expériences sur plaquette d'argile (cf. WALLACE 1973).

*En bas*: Evolutions possibles d'un clivage en fonction de la vitesse de déformation et de celle de la réorganisation minérale (recristallisation) du matériau. 1): situation initiale. 2a): le clivage d'origine  $S_n$  disparaît au profit de  $S_{n+1}$ , toujours perpendiculaire au raccourcissement  $Z$ : le réarrangement minéral de la roche s'effectue aussi rapidement que la rotation de la structure. 2b): La vitesse de déformation étant plus rapide que la recristallisation, suivant les conditions aux limites, apparaît un clivage  $S_{n+1}$  recoupant  $S_n$  (2b1), ou une fracture de Riedel  $R$  (2b2) (voir aussi LE CORRE 1978).

- Lorsqu'il y a dilatation possible de la zone de cisaillement: dans un matériau incompetent apparaissent des plis d'entraînement déversés dans le sens du cisaillement  $C$  et un clivage  $S_1$ . Il y a épaissement puis aplatissage de la zone. Cela correspond à une faible contrainte normale aux limites, ou à un fluage compressif (point d'application de l'effort, voir fig. 10). Dans un matériau plus compétent, ou asséché par drainage lors des premières déformations du même cycle, sous les mêmes conditions ce sont des fractures élémentaires  $P$ , synthétiques du mouvement de cisaillement  $C$ , qui sont créées.
- Lorsque la zone de cisaillement est «contenue» (dilatation perpendiculaire au plan de cisaillement impossible ou limitée), ce qui correspond à une plus forte contrainte normale à ses limites, dans un matériau incompetent apparaissent des plis de crénulation à regards inversés par rapport au cisaillement  $C$  et un clivage  $S_2$ . Il y a rapide blocage et aplatissage immédiat de la zone. C'est un fluage extensif (point d'application de l'effort: voir fig. 10). Dans les mêmes circonstances, pour un matériau plus compétent, ce sont les fractures de Riedel (le plus souvent  $R$ ) qui apparaissent, avec un déplacement en faille normale, encore synthétique de mouvement de cisaillement selon  $C$ , mais aplatissant la zone.

Ces dispositifs sont influencés par la plus ou moins forte déformation de la zone de cisaillement: en cas de forte déformation, les marqueurs anciens ou précoces (axes de plis par exemple), tendent à être réorientés selon les directions commandées par le déplacement selon  $C$ . Lorsque la déformation est moindre, ce sont les dispositions des limites qui déterminent de façon privilégiée l'orientation des marqueurs.

Mais encore faut-il que la vitesse de déformation ne soit pas trop grande par rapport à celle de la réorganisation interne du matériau affecté. Dans le cas où des ruptures existent, ce phénomène n'est pas toujours clairement suivi. Il est plus aisément mis en évidence dans les roches incompetentes où peuvent naître un ou plusieurs clivages. En effet, si la rotation de la structure précoce (clivage  $S_1$ , perpendiculaire à la contraction maximale du moment, par exemple), est plus rapide que le processus de réajustement minéral du matériau pour se disposer selon le nouvel équilibre, ce plan  $S_1$  subsiste, et, devenu oblique par rapport à la direction de contraction restée inchangée, se comporte en discontinuité cinématique. Il y a alors translation sur le plan  $S_1$ , avec toutes les conséquences que cela implique: création de structures qui se superposent ( $S_2$ ,  $R$ , etc. ...).

Au contraire, si la réorganisation interne du matériau (recristallisation, réarrangement de particules, dissolution, fluage ...) se fait au moins aussi vite que la rotation globale, à tout moment la structure ancienne est remplacée par un homologue dont l'orientation correspond au nouvel équilibre. Dans le cas du clivage  $S_1$ , au cours de sa rotation cette anisotropie précoce est constamment détruite et remplacée par une nouvelle, perpendiculaire à la direction de contraction du moment. En déformation finie, la roche ne comportera qu'un seul clivage, et aucune apparence de superposition des différents incréments antérieurs de la déformation progressive ne sera visible. Il se peut cependant que si, dans une étape précoce,  $S_1$  est le siège de recristallisation (remplissage quartzo-calcitique intermicrolithons dans les défauts d'emboîtement cités plus haut: voir fig. 3), l'orientation ancienne du clivage puisse

subsister par place. La roche déformée comportera alors un seul clivage général, recoupant de temps à autre des restes «fossilisés» par les recristallisations de remplissage de son orientation précoce.

C'est dans un tel cadre, où la cinétique des déformations et des réarrangements minéraux intervient autant que les propriétés mécaniques du matériau, ses qualités pétrographiques (qui conditionnent d'ailleurs les réarrangements minéraux sous les conditions  $P$  et  $T$  de la déformation) et les conditions aux limites de la zone déformée, qu'il faut comprendre les déformations décrites dans la région de l'Oisans. La prise en compte de ces différents facteurs permet seule de décrire le chemin de déformation de ces matériaux clivés.

### Remerciements

Plusieurs chercheurs de l'IRIGM de l'Université de Grenoble ont contribué à la mise au point des travaux résumés ici. L'auteur les remercie bien vivement de leur aide et de leur collaboration, particulièrement J. P. Gratier.

### BIBLIOGRAPHIE

- AYRTON, S., & RAMSAY, J. G. (1974): *Tectonic and metamorphic events in the Alps*. – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 54/2-3, 609-639.
- CHOUKROUNE, P., & LAGARDE, J. L. (1977): *Plans de schistosité et déformation rotationnelle. L'exemple du gneiss de Champtoceaux (Massif armoricain)*. – C.R. Acad. Sci. Paris (D), 284, 2331-2334.
- DAYRE, M., & KHALAF, F. (1971): *Etude du comportement des matériaux anisotropes schisteux. Symposium franco-polonais: Problèmes de la rhéologie* (p. 105-119). – Nadbitka, Varsovie.
- GRATIER, J. P., LEJEUNE, B., & VERGNE, J. L. (1973): *Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux (Alpes occidentales)*. – Thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Grenoble.
- GRATIER, J. P., PECHER, A., & VIALON, P. (1978): *Relations entre déformation interne et déplacement-glissement dans les roches anisotropes*. – Colloq. J. Goguel (Orléans, mai 1977). Mém. Bur. Rech. géol. min. 91, 207-217.
- GRATIER, J. P., & VIALON, P. (1975): *Clivage schisteux et déformations: Analyse d'un secteur-clef du bassin mésozoïque de Bourg d'Oisans*. – Géol. alp. Grenoble 51, 41-50.
- LE CORRE, C. (1978): *Approche quantitative des processus synschisteux*. – Thèse Doctorat d'Etat, Rennes.
- QUINQUIS, H., AUDREN, C., BRUN, J. P., & COBBOLD, P. (1978): *Intense progressive shear in Ile de Groix blue schists and compatibility with subduction or obduction*. – Nature (London) 273, 43-45.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*. – McGraw Hill, London.
- SCHWERTNER, W. M. (1973): *A scale problem in paleostain analysis*. – Tectonophysics 16/1-2, 49-54.
- SIRIEYS, P. (1966): *Contribution à l'étude des lois de comportement des structures rocheuses*. – Thèse Doctorat d'Etat, Grenoble.
- TRICART, P., CARON, J. M., GAY, M., & VIALON, P. (1977): *Relais de schistosités, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales)*. – Bull. Soc. géol. France (7), 19/4, 873-881.
- VIALON, P. (1968): *Clivage schisteux et déformations: répartition et genèse dans le bassin mésozoïque de Bourg d'Oisans (Alpes du Dauphiné)*. – Géol. alp. Grenoble 44, 353-366.
- WALLACE, R. E. (1973): *Surface fracture patterns along the San Andreas fault*. In: KOVACH, R., & NUR, A. (Ed.): *Proceedings of the conference on tectonic problems of the San Andreas fault system* (p. 248-250). – Stanford Univ. Publ. 13.

