

RÉUNION EXTRAORDINAIRE  
DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

De la marge océanique à la chaîne de collision  
dans les Alpes du Dauphiné

(4-8 septembre 1984)

Extrait : pages 202 à 204

THÈME III

LES DÉFORMATIONS ALPINES DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE  
DES BLOCS DE SOCLE CRISTALLIN BASCULÉS DE BELLEDONNE,  
GRANDES-ROUSSES ET PELVOUX DANS LA RÉGION DE BOURG-D'OISANS

par PIERRE VIALON

En dépit des déformations alpines, essentiellement dues à une contraction E-W des bassins sédimentaires coincés entre les blocs de socle, l'organisation structurale régionale actuelle a étonnamment bien conservé le dispositif général résultant de la période d'extension de la marge téthysienne. On retrouve en effet, très aisément, la dissymétrie initiale des demi-grabens dans les limites des « synclinaux » intracristallins : faille abrupte sur le flanc ouest, pente plus douce du flanc oriental où la couverture repose sur la surface d'érosion anté-triasique du socle, faiblement inclinée (malgré les failles qui en accidentent la régularité) vers l'Ouest. Le synclinal complexe de Bourg-d'Oisans, entre la faille d'Ornon-Allemont à l'Ouest et le glacis des Grandes Rousses à l'Est, est à cet égard particulièrement exemplaire. Mais celui de Venosc-En Paris, entre la faille orientale des Rousses et la surface du socle pelvousien qui s'ennoie doucement vers le Nord et l'Ouest, ne l'est guère moins.

Cette part assez directe de l'héritage des basculements et failles synsédimentaires dans la structure régionale actuelle, a permis de dire que les déformations alpines qui se superposent à ce canevas étaient relativement mineures [Barfety et Gidon, 1983]. De fait, les raccourcissements mesurés sur les différentes structures du synclinal de Bourg-d'Oisans sont étroitement fonction de la place laissée disponible entre les blocs de socle et de leur géométrie : l'aplatissement E-W dépasse 70 % dans les

parties étroites du synclinal, c'est-à-dire dans les zones de basse altitude, donc plus profondes, où le synclinal se referme, et dans les régions où les blocs de socle constituent des coins, comme entre Rochail et Taillefer sur la transversale de la Malsanne, par exemple. Le même aplatissement n'atteint guère que 50 % dans les parties élargies (transversale de Bourg-d'Oisans et zones élevées en altitude où le synclinal s'ouvre). De même l'étirement corrélatif, par échappement vertical, est lui aussi étroitement dépendant de l'espace pincé entre les blocs de socle : extrêmement fort dans les parties resserrées du synclinal où les axes de plis individuels tendent à être verticalisés (Malsanne), l'étirement devient beaucoup plus modeste lorsque le synclinal est plus large et que les axes de plis demeurent subhorizontaux (La Paute-Villars Reculas). L'étirement vertical n'est cependant jamais inférieur à 200 % dans le synclinal de Bourg-d'Oisans [Gratier *et al.*, 1973].

Mais cette dépendance n'est pas toujours respectée. Même dans les secteurs où l'aplatissement se produit selon un plan subvertical marqué par une forte schistosité (dans les zones proches des failles occidentales limites de chaque demi-graben) la déformation est toujours très fortement hétérogène et sujette à d'intenses et rapides variations sur une même transversale. Dans ces régions (étudiées sur les affleurements de la route d'Oulles) les plis isoclinaux synschisteux droits à fort aplatissement E-W et échappement-étirement vertical montrent des

figures de déformation extrêmement variables d'une couche à l'autre, car les différentes hétérogénéités du matériau, initiales ou créées par la déformation même, ménagent des zones plus ou moins protégées [Gratier, 1979]. Grâce à cette variabilité de la déformation, il est possible d'en reconstituer l'évolution progressive. La flexion-glissement avec étirement axial horizontal N-S prédomine au début, sans doute dans des conditions PT assez modérées. L'aplatissement et la création de la schistosité progressent avec l'aggravation de ces conditions qui atteignent celles du début du métamorphisme ( $T = 250^\circ$  à  $350^\circ$  C, d'autant plus élevée que le socle est plus proche et  $Pf = 200$  à  $250$  MPa : estimations par les inclusions fluides des cristallisations synchronématiques dans les fentes [Bernard *et al.*, 1977] et par la cristallinité des illites). L'étirement ductile corrélatif (intenses boudinages) est alors vertical (échappement vers le haut le long du plan de faille bordière). Ultérieurement, les déformations s'effectuent à température progressivement plus basse (repères des fentes à cristaux tardives) et les glissements sur les anisotropies précoces et les ruptures remplacent la déformation ductile. Dans toute cette évolution, le régime de raccourcissement E-W et de déplacements avec échappement vertical est conservé identique [Pijollat *et al.*, 1981].

Les structures de la couverture (synclinaux de Bourg-d'Oisans et de Venosc-en Paris) révèlent partout cette même suite évolutive. Elle doit correspondre à la fermeture et au serrage des bassins, avec blocage contre la faille bordière occidentale de chaque demi-graben. Ainsi cet accident, dont l'abrupt de faille normale initiale à regard vers l'Est a été conservé joue-t-il désormais le rôle de limite du massif de butée (= le bloc de socle soulevé immédiatement adjacent à l'Ouest) contre lequel viennent se télescoper les structures du « synclinal » en plis isoclinaux droits.

Cet aspect d'aplatissement pur, E-W, sur un plan sensiblement vertical, n'est conservé que dans la partie occidentale des synclinaux. Dans leur « flanc » oriental, où le glaucis de socle est faiblement incliné vers l'Ouest (bien que plus ou moins accidenté par des failles), cet aplatissement est compliqué d'un basculement relativement tardif et d'un glissement vers l'Ouest. La schistosité régionale  $S_1$  s'incline (pendage vers l'Est) et peut aller jusqu'à devenir horizontale ; l'étirement devient donc lui-même horizontal E-W et l'ondulation des axes de plis (primitivement dans le plan  $S_1$  vertical) est portée à décrire des sinuosités directionnelles où l'orientation E-W (transversale à l'allongement cartographique N-S des « synclinaux ») n'est pas exceptionnelle.

Cette organisation en plis transversaux et les structures annexes liées au transport vers l'Ouest ont été étudiées à Mizoën (J2) sur le revers oriental des Grandes Rousses. Dans le synclinal de Bourg-d'Oisans, le dispositif en plis couchés à axes transversaux peut être observé dans le panorama vers le Nord-Est de Bourg-d'Oisans (massif des Sures au-dessus des Rochers d'Armentier.)

Les déformations spécifiques à la limite socle-couverture du flanc oriental du synclinal de Bourg-d'Oisans (examinées sur la route d'Huez à Villars-Reculas (J1) indiquent déjà les effets du basculement (pendage vers

l'Est de la schistosité  $S_1$ ) et ceux du mouvement de transport vers l'Ouest ; ces derniers s'accroissent dans les zones plus orientales, et ce d'autant plus que l'on se rapproche des écaillages et charriages plus internes (région d'En Paris).

Ce transport vers l'Ouest a été permis dans la région d'Huez par un mouvement relatif, d'une part à la limite socle-couverture et d'autre part dans les couches les plus ductiles, riches en fluides, dont le pendage est à peu près conforme à celui de la surface du socle sous-jacent. Il se traduit par l'existence d'une schistosité  $S_2$  qui recoupe ou supprime la schistosité plus précoce  $S_1$  (si toutefois cette dernière n'a pas acquis une position où le plan d'apla-

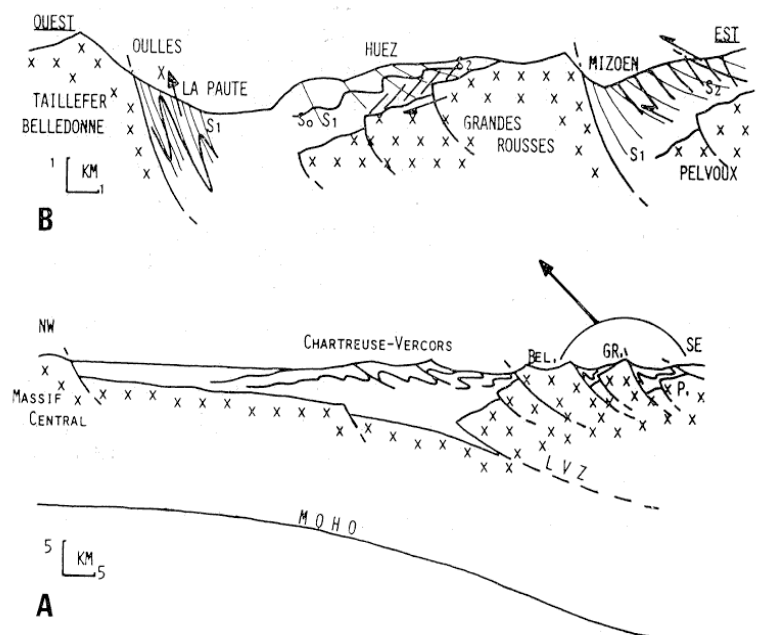


FIG. 6. — Rapports entre déformations du socle et déformations de sa couverture.

A (en bas) : coupe synthétique schématique des Alpes externes montrant l'abaissement de la limite socle/couverture au front des Massifs Cristallins externes, d'après les interprétations géophysiques [Ménard, 1979]. Les écaillages chevauchants des massifs cristallins expliquent l'épaississement crustal des zones les plus internes. A leur front, leur couverture s'accumule en un bourrelet de poinçonnement, d'autant plus important lorsqu'il est bloqué contre un massif de butée limité par une faille à regard est (voir B), ancien abrupt d'un demi-graben d'extension conservé. En l'absence de massif de butée, les déformations par poinçonnement s'atténuent vers le NW. — BEL : massif de Belledonne ; GR : massif des Grandes Rousses ; P : massif du Pelvoux ; LVZ : zone à faible vitesse sismique correspondant à la surface de chevauchement majeure très déformée ; MOHO : situation de la discontinuité sismique de Mohorovicic.

B (en haut) : Détail de la coupe précédente pour la région de Bourg-d'Oisans, montrant schématiquement l'organisation des plis et des schistosités en fonction de la situation par rapport au socle cristallin. —  $S_0$  : stratification ;  $S_1$  : schistosité 1 ;  $S_2$  : schistosité 2 ; X : direction de l'étirement-transport sur  $S_1$ . Les demi-fèches indiquent les mouvements relatifs du socle par rapport à sa couverture, ou de la couverture sur les plans de chevauchement et sur  $S_1$  lors de l'avancée du « glaucis » des Grandes Rousses vers l'Ouest.

FIG. 6. — Relationship between basement and cover deformations.

A (below) : composite sketch-section of the external Alps ;  
B (above) : detail of the section A in the area of Bourg-d'Oisans.

tissement tardif peut se confondre).  $S_2$  a un pendage vers l'Ouest qui définit le sens relatif du déplacement du socle (vers l'Ouest) ; elle est très sporadique et apparaît seulement dans les matériaux où la concentration des fluides a permis le processus de dissolution-recristallisation. Par le jeu de ce dernier, les insolubles argileux ont été concentrés en de spectaculaires « litages tectoniques » (simulant une stratification).

Dans les régions plus orientales, où l'influence des chevauchements internes devient prépondérante (secteur de Mizoën-en Paris), le transport vers l'Ouest des zones hautes se traduit par un cisaillement sur le plan  $S_1$  et sur les niveaux les plus ductiles. Ce régime explique la présence de la schistosité  $S_2$ , plan axial de petits plis, à pendage vers l'Est comme  $S_1$ , mais plus raide que celle-ci, ce qui confirme le sens du cisaillement. Cette disposition des figures de dissolution-recristallisation dans les niveaux restés riches en fluides, est due ici à l'importance accrue des transports vers l'Ouest. Ceux-ci sont attestés par la nette tendance à une transformation du matériau en tectonite linéaire de direction parallèle à celle du déplacement E-W (y compris les plis précoces). La différence avec le dispositif du secteur ouest (région d'Huez) s'explique aussi par la position de ces structures de Mizoën par rapport aux masses déplacées : éloignement du glaciaire de socle sous-jacent et recouvrement proche d'écaillés chevauchantes vers l'Ouest.

Comme il est courant, la fin de l'évolution structurale du secteur se réalise dans un matériau plus froid, plus induré et asséché. Dans le même régime de cisaillement, les figures obtenues sont des ruptures de second ordre en système de Riedel qui viennent prendre la suite de la déformation ductile.

Au total, à son échelle, la région de Bourg-d'Oisans offre un bon modèle où est représenté l'essentiel de l'évolution structurale alpine valable pour toute la zone externe dauphinoise à l'avant des chevauchements et nappes plus internes (fig. 6).

A partir du canevas de failles normales et de blocs basculés, hérité de la période d'extension de la marge téthysienne, le déplacement progressif vers le Nord Ouest des grandes unités de socle anté-triasique prédécoupées, réutilise en les réactivant en sens inverse, les failles normales initiales. Successivement d'Est en Ouest, les massifs de socle sont ainsi transportés en vastes écaillés chevauchantes, ce qui entraîne un épaississement crustal à leur niveau [Ménard, 1979]. La couverture qu'ils peuvent porter, se contracte au front des écaillés en un bourrelet de poinçonnement d'autant plus prononcé qu'il peut être bloqué contre un massif de butée. Ce cas se présente chaque fois qu'existe un bloc basculé avec un abrupt de faille à regard est limitant le demi-graben, suffisamment important (exemple du revers oriental de Belledonne). L'accumulation de la contraction se matérialise alors par un suraplatissement avec échappement vertical (expulsion vers le haut). Dans des niveaux plus élevés, ou en l'absence de massifs de butée, la couverture sollicitée par le déplacement des écaillés de socle tend à glisser vers l'avant-pays soit à l'interface socle-couverture, soit chaque fois qu'existe un niveau de faible résistance au cisaillement. Ces déplacements qui induisent des chevauchements et failles inverses de plus en plus modestes vers l'avant-pays occidental des Alpes s'amortissent là progressivement comme le bourrelet de poinçonnement au front de Belledonne.