

## GENESE DE BASSINS SEDIMENTAIRES EN REGIME DE CISAILLEMENT TRANSCURRENT : MODELES EXPERIMENTAUX ET EXEMPLES GEOLOGIQUES

par Jean-Claude SOULA (\*)

**RESUME.** - Dans cet article, on présente les méthodes et les résultats d'une modélisation expérimentale analogique entreprise dans le but de mettre en évidence l'évolution de bassins intra-montagneux ouverts en régime de cisaillement en décrochement en grande déformation finie. On a examiné les cas de modèles monocouches formés d'une couche ductile ou ductile-fragile ou d'une couche pulvérulente cohésive, structurée ou non avant déformation, et de modèles bi-couches formés d'un socle ductile structuré sur lequel est disposée une couverture ductile ou pulvérulente et cohésive. Les résultats obtenus peuvent différer sensiblement de ceux prédits par les modèles théoriques ou expérimentaux établis en déformation infinitésimale (ou en contraintes) et en petite déformation finie et les raisons de ces écarts sont analysés. Ces modèles ont ainsi permis de simuler l'ouverture de bassins sédimentaires complexes et de reproduire des structures de dépôt semblables aux structures sédimentaires observées sur le terrain. Ces données ont été appliquées à l'interprétation de bassins sédimentaires du Sud de la France où l'étude sédimentologique et structurale a été développée en même temps que la modélisation.

**ABSTRACT.** - In this paper are presented the methods and the results of scaled model experiments aimed at simulating the evolution of inter-mountain basins open during finite transcurrent shearing. Two types of models have been investigated : single layer models made of a ductile or a ductile-brittle layer or of a thick layer of fine grains of sand or talc with a rather high cohesion; and double layer models made of a ductile slab in which cuts representing pre-existing faults were made and covered by a ductile thin layer or by a blanket of fine grains meant to simulate a sedimentary cover or disaggregated rocks or sediments on a basement represented by the slab. The results have been markedly different from those predicted by infinitesimal strain (or stresses) theoretical models or by small finite strain models. The causes of this discrepancy have been analysed. These models have allowed to duplicate deposition structures similar to sedimentary structures observed in the field and to simulate the opening of complex sedimentary basins. These data have been applied to the interpretation of sedimentary basins from southern France where the sedimentological and structural study was carried out together with model studies.

### INTRODUCTION.

Les modèles réduits expérimentaux ont été depuis longtemps utilisés pour reproduire les figures de déformation dans les zones où l'on soupçonnait qu'un cisaillement en décrochement était le moteur de la déformation (CLOOS, 1955; TCHALENKO, 1970; WILCOX *et al.*, 1973; GAMOND et GIRAUD, 1982, etc...). Des résultats fondamentaux souvent diversement interprétés ont été obtenus dans ce domaine, tant pour le développement de la fracturation que celui du plissement. Ces résultats sont de toute évidence applicables à l'ouverture de bassins sédimentaires.

D'un autre côté, de nombreux modèles ont été proposés par les sédimentologues pour expliquer les organisations sédimentaires qu'ils avaient mises en évidence, certains d'entre eux faisant appel à des phénomènes tectoniques, en particulier dans les zones en décrochement. Des tentatives ont été également faites par certains tectoniciens pour intégrer le développement des bassins dans des schémas structuraux d'ensemble, mais sans aller jusqu'au détail de la géométrie des corps sédimentaires (par exemple, ARTHAUD *et al.*, 1977;

(\*) Laboratoire de Géologie-Pétrologie et de Tectonophysique,  
Université Paul Sabatier, 38 rue des Trente-Six-Ponts F-31400 Toulouse (France)

Il paraissait donc intéressant d'essayer d'intégrer le développement d'une organisation sédimentaire dans un modèle mécanique qui se focaliserait sur la formation et l'évolution des bassins considérés individuellement, étant bien entendu que ces résultats pourraient conduire ultérieurement à établir un schéma plus général.

Dans cet article, on examinera successivement les bases sur lesquelles a été menée la modélisation et les résultats principaux des modèles expérimentaux, puis quelques applications à des bassins du Sud de la France.

#### BASES ET METHODES DE LA MODELISATION.

Trois types de modèles ont été employés :

1. Modèles classiques de type Riedel-Cloos, mais avec ici un matériau pulvérulent présentant une certaine cohésion, c'est-à-dire susceptible de se fracturer mais aussi de s'ébouler comme les ensembles rocheux, au lieu de l'argile séchée utilisée habituellement. Ce matériau permet des déplacements en décrochement importants pour ce type de modèles (taux de distorsion :  $\gamma \approx 1$ ).
2. Modèles avec couche ductile (silicone, plasticine, mastic à base plastique), où ont été pratiquées des discontinuités simulant des accidents antérieurs à la déformation.
3. Modèles bi-couches combinant les deux types précédents avec un socle formé d'une couche épaisse ductile fracturée et une couverture ductile non structurée ou une couverture pulvérulente représentant une couverture sédimentaire ou la partie supérieure du socle atteinte par l'altération et l'érosion et désagrégée.

Ces modèles ont été déformés dans une presse formée de deux demi-plaques à sections en L, la branche verticale du L provoquant un confinement latéral du modèle semblable à ce qui se produit dans un bassin géologique ou un ensemble sédimentaire compris entre deux fractures du socle (Fig. 1).

Les bases théoriques de ces modèles ont été souvent exposées par les auteurs antérieurs mais, en dehors de ceux qui se sont intéressés au plissement, ces auteurs semblent s'être essentiellement limités dans leur exposé théorique à la déformation infinitésimale (= instantanée) et dans leurs expériences à de petites déformations finies qui, effectivement, peuvent être dans une certaine mesure assimilables à des déformations infinitésimales (les contraintes et les déformations étant dans ce cas pratiquement coaxiales). Au contraire, dans les modèles présentés ici, on a examiné les grandes déformations finies telles que celles qui sont observées dans les exemples naturels où plis et ouvertures suivant les accidents ont des amplitudes et des taux notables. Dans ce dernier cas, si l'on est en déformation rotationnelle (le cisaillement simple n'étant qu'un cas particulier de déformation rotationnelle), la déformation infinitésimale (et les contraintes) ne sont plus coaxiales avec la déformation finie (les incréments successifs de déformation ne s'ajoutent plus coaxialement). Théoriquement, on ne peut donc plus avoir des figures de déformation analogues à celles prédites par les modèles en déformation infinitésimale (et en contraintes), en particulier si l'on considère la direction des structures et les sens de déplacements relatifs.

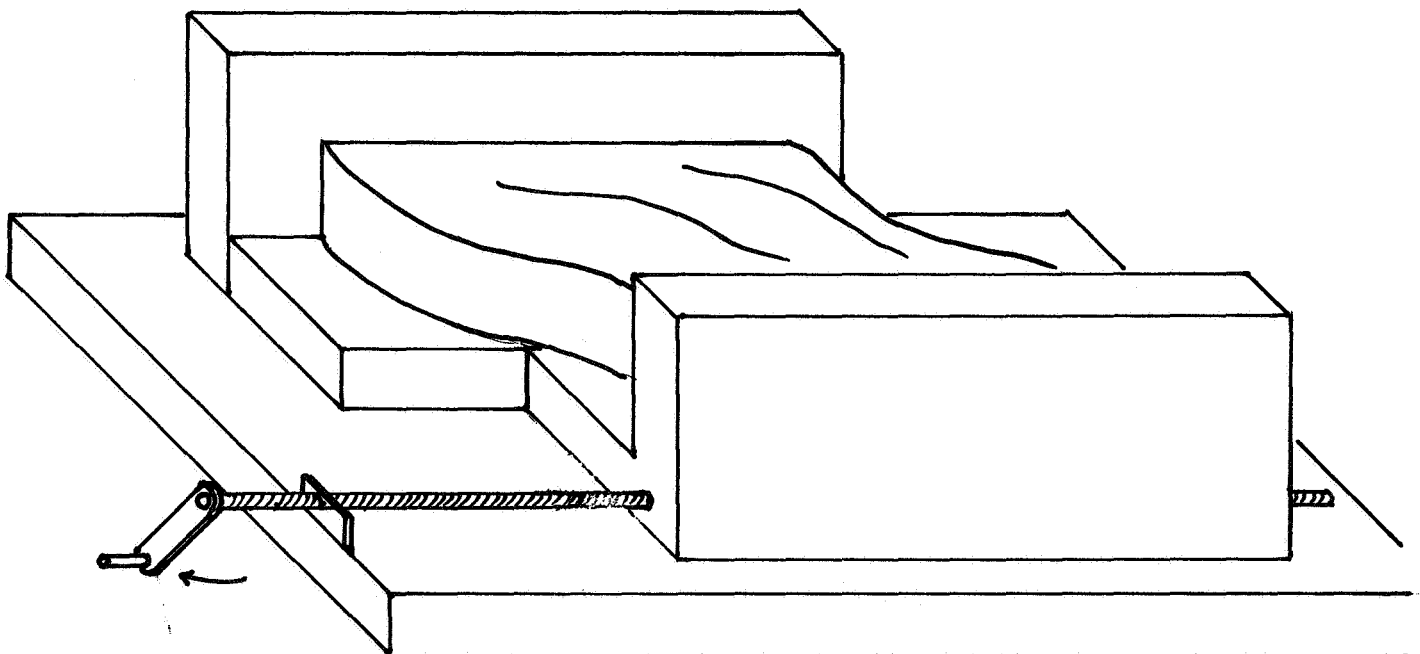


Fig. 1 - Schéma de la machine de déformation.

## RESULTATS EXPERIMENTAUX.

### MODELES AVEC COUCHE DUCTILE NON STRUCTUREE.

Dans ces modèles, une plaque ductile formée de plasticine ou de silicone (plus ductile) est posée directement sur la machine. Ces expériences peuvent simuler le comportement d'une couverture homogène déformable au dessus d'un accident de socle.

Soumis au cisaillement, ces modèles monocouches ont conduit à la formation de plis obliques à axes sub-horizontaux et plans axiaux sub-verticaux dont l'orientation est très proche de celle de l'axe d'élongation maximum finie. Ce résultat ne fait que confirmer les prédictions théoriques et les résultats antérieurs. Comme apport nouveau, ces expériences ont permis d'observer que la longueur d'arc des plis ainsi formés en cisaillement simple était très proche de celle théorique calculée par la formule de BIOT (1961) et RAMBERG (1962) pour les matériaux ne subissant pas de raccourcissement homogène (plasticine "dure") et de celle prédite par la formule de SHERWIN & CHAPPLE (1968), qui est une extension de celle de BIOT, pour les matériaux plus ductiles subissant un aplatissement homogène avant flambement comme cela peut être le cas pour les plis produits par déformation pure (non rotationnelle) (cf. SOULA, 1981). Dans les formations déformées de façon homogène, les plis peuvent donc servir de marqueur de déformation aussi bien en cisaillement simple qu'en déformation pure. En outre, ce qui est une conséquence de l'observation précédente, il faut observer que si la couche est d'épaisseur importante par rapport à la largeur du modèle, les plis ne pourront pas se former. Cela veut dire que, si l'on se trouve en présence d'une formation géologique homogène - ou se comportant globalement de façon homogène - l'absence des plis cartographiques ne veut pas nécessairement dire qu'il n'y a pas eu de cisaillement quand la largeur de la zone où pourrait se produire le cisaillement est faible.

En continuant les expériences on peut obtenir une fracturation qui se produit pendant que les plis continuent à se développer et que la direction de leur axe continue de se rapprocher de celle du plan de cisaillement. Cette fracturation commence à se former relativement tardivement par rapport au plissement dans les matériaux les plus ductiles, et cela, d'autant plus que les couches sont épaisses. Dans les modèles en silicone, qui est le matériau le plus ductile, la fracturation n'apparaît jamais. Dans les modèles en plasticine "dure", elle ne se produit que pour des couches d'épaisseur inférieure à 3-4 mm et un taux de distorsion de l'ordre de 0,5 (fig. 2).

Un autre élément intéressant dans ces modèles est que les fractures se développent en "phases" successives au cours de la progression du cisaillement. Les fractures formées en premier sont les fractures observées habituellement dans ce genre d'expériences (fractures de Riedel conjuguées formant entre elles un angle  $2\mu$  variant entre 65 et 40° selon le matériau et dont la bissectrice aiguë est à 45° du

plan de cisaillement. Après leur formation, ces fractures tournent dans le sens du cisaillement en s'ouvrant, étant donné que leur normale est dans le champ d'extension de la déformation (cf. plus bas). Cette rotation fait que l'angle entre les fractures conjuguées change et que leur bissectrice aiguë n'est plus à 45° du plan de cisaillement. La déformation des angles fait aussi que les fentes d'extension initialement confondues avec cette bissectrice aiguë ne le sont plus, la rotation des fractures (ou même des lignes) d'orientations différentes ne se faisant pas à la même vitesse.

Avec la progression de la déformation, un ou deux autres ensembles de fractures conjuguées et fentes d'extension se forment successivement, les fentes d'extension et la bissectrice aiguë des fractures conjuguées se trouvant toujours initialement à 45° du plan de cisaillement et tournant par la suite.

Cette modélisation amène donc à se poser la question de l'utilisation de la fracturation en tant que marqueur de la déformation - et à plus forte raison des contraintes - mais aussi de la signification des "phases" de fracturation. Un développement simultané de "plis" et de fractures a été remarqué par WILCOX *et al.* (1973) dans leur modèle d'argile séchée, mais il semble que les "plis" correspondent plutôt à des bombements tels que ceux qui seront décrits plus bas dans les modèles à couverture pulvérulente, qu'à de véritables plis au sens de BIOT (1961) et RAMBERG (1962). La possibilité de développement simultané de plis et de fractures transverses ouvertes qui les recoupent pourrait, par ailleurs, amener des éléments nouveaux dans l'interprétation des bassins sédimentaires.

### MODELES AVEC COUCHE DUCTILE FRACTUREE.

Les modèles sont formés d'une couche ductile de plasticine ou de silicone où ont été pratiquées des discontinuités verticales ou inclinées formant un angle variable avec le plan de cisaillement et simulant des accidents de socle.

D'une manière générale, les discontinuités faisant initialement un angle compris entre 0 et +90° (= situées dans les premiers et troisièmes quadrants dans le sens du cisaillement), s'ouvrent au cours de la déformation. Cela s'explique car la normale à ces accidents est située dans le champ d'extension infinitésimale. Les discontinuités faisant avec le plan de cisaillement un angle compris entre +90° et +180° (= situées dans les deuxièmes et quatrièmes quadrants dans le sens du cisaillement), se ferment, leur normale étant dans le champ de raccourcissement infinitésimal. Dans ce dernier cas, si les discontinuités sont inclinées, il se produit un chevauchement.

Au cours de la déformation, il peut arriver qu'une fracture située initialement dans le champ de raccourcissement infinitésimal passe dans le champ d'extension infinitésimal. Cette fracture qui s'était ouverte tend ainsi à se fermer.

Certaines photos figurant dans le présent article ont déjà été publiées dans la revue Tectonophysics 58 (1979), Ed. Elsevier Science Publishers B. V. Amsterdam. Cet éditeur a bien voulu nous accorder l'autorisation de les reproduire.

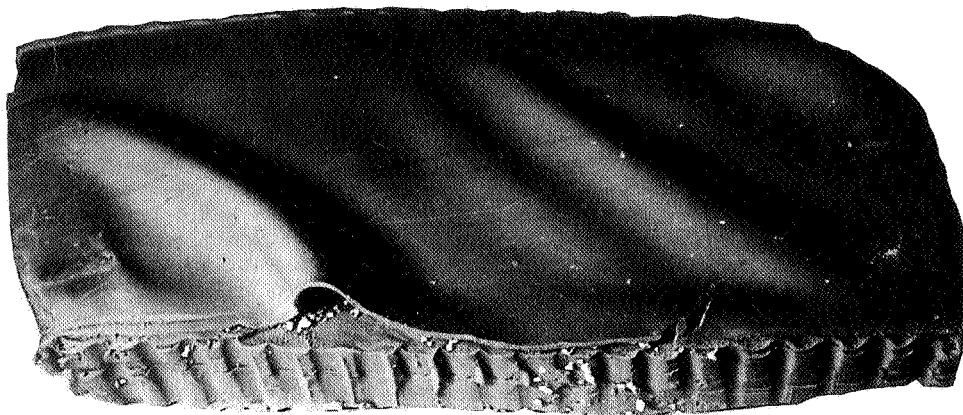
Fig. 2 - Modèle bicouche. Couverture de plasticine (épaisseur 1 mm) disposée sur un socle de plasticine structuré. Un niveau de décollement (argile humide) est introduit entre socle et couverture. La structure du socle n'a eu ici aucune influence sur celle de la couverture.

- a.  $\gamma = 0.5$  : formation et développement de plis obliques avec, à cet instant, axe à  $-35^\circ$  du plan de cisaillement, parallèle au grand axe de l'ellipse de déformation finie. On observe une première génération de fractures initialement disposées comme indiqué en c1 (cf. c4 pour l'identification).
- b.  $\gamma = 1.25$  : accentuation du plissement, l'axe passe à environ  $-30^\circ$  du plan de cisaillement et reste subparallèle au grand axe de l'ellipse de déformation finie. Un deuxième système de fractures s'est développé comme indiqué en c2 puis les fractures appartenant à ce système ont tourné pour arriver à la position initiale dans laquelle on les observe à ce stade (c3). Un troisième système de fractures est en train de se fermer mais seule une fracture de Riedel à faible angle avec le plan de cisaillement est visible (cf. c3).
- c. Schéma de la formation et de l'évolution des 3 systèmes successifs de fractures. Dans chaque système, on observe des fractures de Riedel conjuguées avec bissectrice aiguë initialement à  $+45^\circ$  du plan de cisaillement (= direction de l'axe de raccourcissement maximum infinitésimal), souvent matérialisé par des fractures d'extension. L'angle  $2\mu$  entre les fractures conjuguées est initialement de  $\sim 40^\circ$ , l'angle entre la fracture sublongitudinale et le plan de cisaillement étant de  $\sim 25^\circ$ . Après leur formation, les fractures tournent dans le sens du cisaillement avec une vitesse dépendant de leur orientation (les fractures fortement obliques sur le plan de cisaillement tournant plus vite que celles faiblement obliques). Ainsi, les fractures d'extension ne sont plus parallèles à la bissectrice aiguë des fractures conjuguées. Pour  $\gamma = 0.1$ , l'ellipse de déformation finie est très peu excentrique (très proche d'un cercle) et les plis ne sont pas appréciables.

Légende :

- FR fractures de Riedel,
- fe fente d'extension,
- X grand axe de l'ellipse de déformation finie (axe d'extension maximum);
- x grand axe de l'ellipse de déformation infinitésimale (toujours à  $45^\circ$  du plan de cisaillement).

$\leftarrow Y=0,5$



a

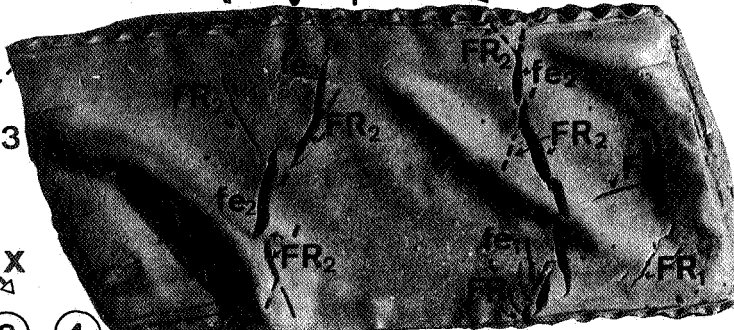
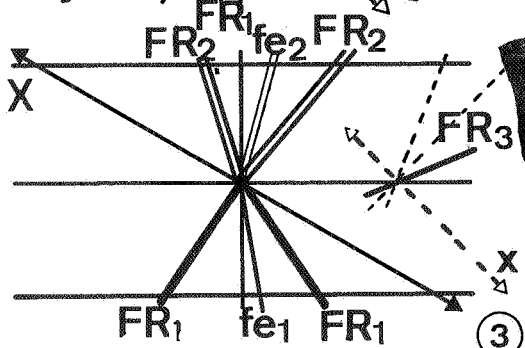
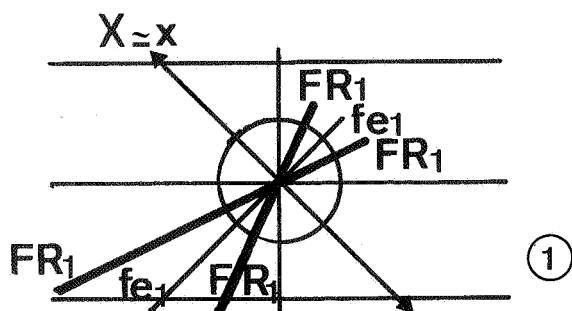
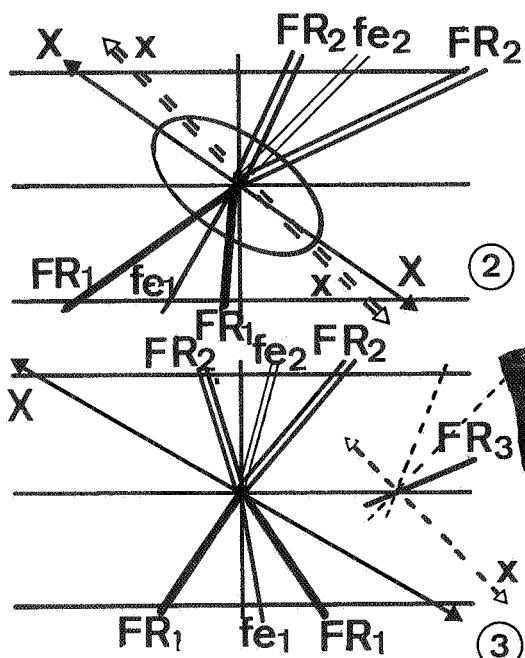
$\leftarrow Y=1,25$



b

$\leftarrow Y=0,5$

$\leftarrow Y=0,1$



c

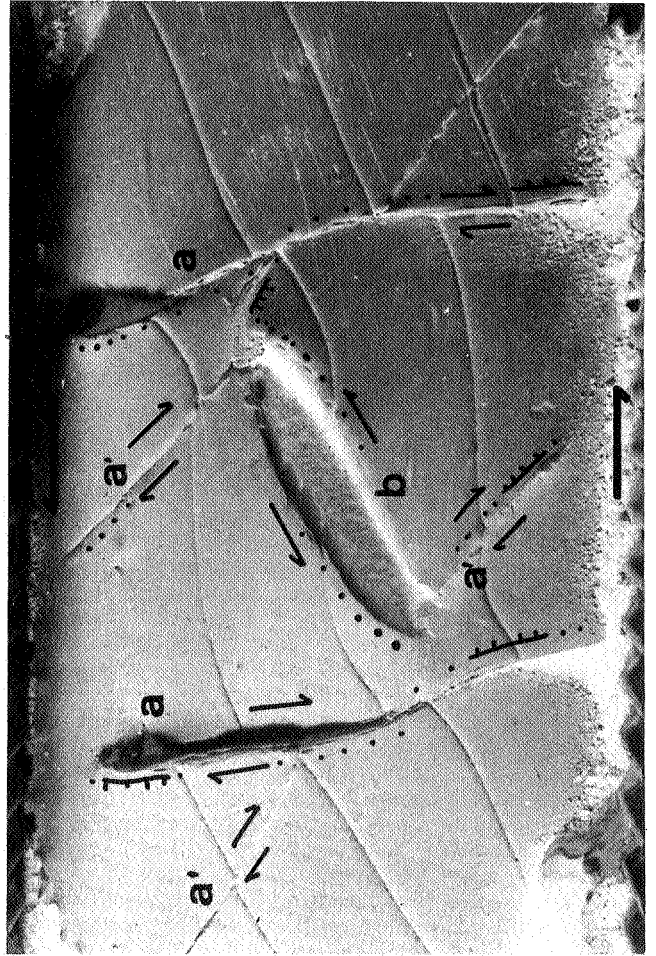
$\leftarrow Y=1,25 \rightarrow$

Fig. 4 - Essai monocouche avec couche épaisse structurée de plasticine.

- a) 2 discontinuités symétriques par rapport au plan de cisaillement ( $+ 60^\circ$ ), une discontinuité faiblement oblique ( $+ 10^\circ$ )  $\gamma = 0,35$ .  
Les discontinuités situées dans le champ de raccourcissement (a et b) s'ouvrent tandis que la discontinuité a' située dans le champ d'extension se ferme. Toutes tournent dans le sens du cisaillement. On remarque que l'ouverture suivant b est moins importante que celle suivant a. Le sens du déplacement est conforme à celui du cisaillement maître pour b (senestre) et contraire pour a et a' (dextre), c'est-à-dire qu'il est contraire pour les discontinuités formant un angle fort avec le plan de cisaillement et conforme pour celles formant un angle faible. On note aussi un raccourcissement ductile (continu) localisé vers l'extrémité des fractures (pointillé) accommodant le déplacement discontinu de part et d'autre de la fracture ("amortissement" du déplacement discontinu). Ce raccourcissement local conduit à un décalage vertical suivant la discontinuité qui est fondamentalement un décrochement. La partie élevée est toujours celle qui correspond au côté de la discontinuité où s'amortit le cisaillement (= l'extrémité en compression).
- b) 2 systèmes de discontinuités symétriques par rapport au plan de cisaillement (même orientation initiale que les discontinuités a et a' en a), plus 2 discontinuités parallèles au plan de cisaillement.  $\gamma = 0,6$ . Même orientation qu'en a) pour les discontinuités a et a'. Le cisaillement discontinu suivant les discontinuités b accommode une partie du cisaillement global ( $\gamma = 0,25$ ) et le cisaillement continu en fraction à peu près équivalente (la déformation des lignes marqueurs initialement perpendiculaires au plan de cisaillement donne  $\gamma = 0,29$ ). On observe aussi un effet de "pull-apart" qui fait que la rotation des fractures est inférieure à celle qu'auraient subie des lignes marqueurs de même orientation. On observe ici que les fractures ouvertes sont séparées en plusieurs fragments par les fractures b parallèles au plan de cisaillement. Certains de ces fragments ne s'ouvrent pas, bien que dans le champ de raccourcissement, le déplacement discontinu suivant les fractures b était égal ou supérieur à l'ouverture due à la rotation des fractures dans le champ de raccourcissement (cf. lettre a). Le reste est analogue à (a) (raccourcissement aux extrémités des fractures, décalage vertical, etc...). La rotation des lignes aux extrémités gauche et droite du modèle est due à un décollement et une rotation "en bloc" de ces extrémités. Seule la partie centrale est à considérer.
- c) Modèle de départ semblable à (a), sauf que les fractures atteignent les bords du modèle.  $\gamma = 0,6$ .  
On note ici aussi le décalage conforme suivant les fractures parallèles au plan de cisaillement et le décalage inverse suivant les fractures a et a' avec le décalage des fractures longitudinales par la fracture majeure a. Une ouverture en coin suivant une fracture longitudinale est ainsi produite par ce décalage (flèche). Le reste est analogue à ce qui est observé en (a) et (b).
- d) Même situation de départ qu'en (a) mais avec 2 ensembles de fractures a et a' et une fracture initialement à  $10^\circ$  entre ces 2 ensembles.  $\gamma = 1$ .  
On remarque que les fractures a et a' sont actuellement toutes dans le champ d'extension. Les fractures a initialement dans le champ de raccourcissement se sont ouvertes puis refermées avec fort décalage en décrochement dextre (inverse) et fort décalage vertical (en chevauchement dans 3 cas sur 4). Le sens de décrochement fini suivant les fractures a' est lui aussi dextre (inverse) et le décalage vertical s'accompagne localement d'un chevauchement.  
La fracture b est restée dans le champ de raccourcissement et est très ouverte. Le décalage vertical (normal) est ici encore très importante. La rotation des lignes marqueurs au centre du modèle (où le décollement est inexistant) est due à l'effet des décalages en décrochement et à l'ouverture des fractures.

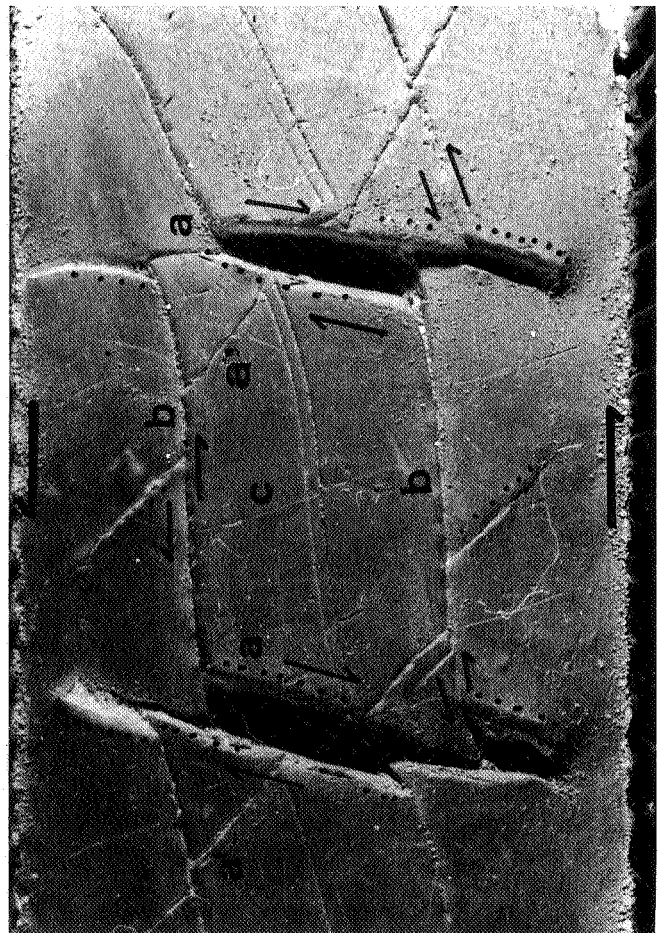
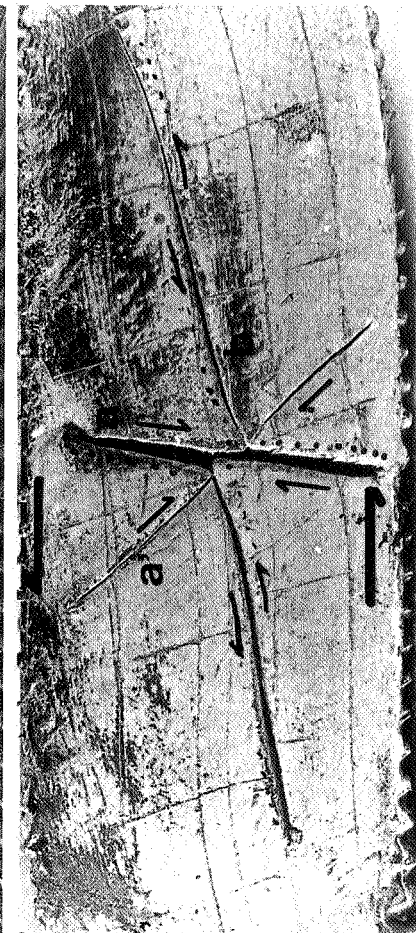
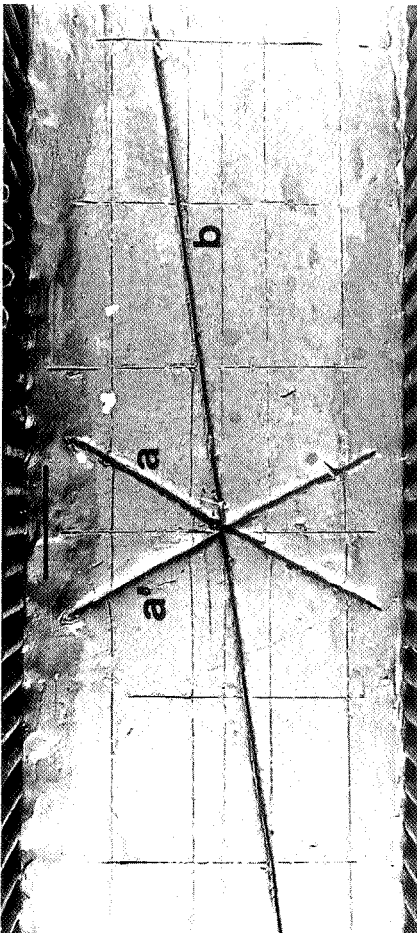


c



a d

b



On peut, à ce sujet, rappeler que tant que l'écartement des lèvres de la fracture n'est pas égal à ce qu'il était à l'origine, la fracture reste dans le champ de raccourcissement fini (= sa normale est toujours dans le champ d'élongation finie), les limites des champs de raccourcissement et d'élongation finis étant fonction de la valeur de la déformation alors que les limites des champs de raccourcissement et d'extension infinitésimaux restent les mêmes (à 90 et 180° du plan de cisaillement) quelle que soit la valeur de la déformation (cf. par exemple, RAMSAY, 1967, ch. 3 et 4).

Le sens du déplacement relatif en décrochement des lèvres des fractures dépend en pratique de l'orientation de ces fractures et du matériau utilisé. Théoriquement, dans le cas d'un cisaillement simple fini et d'une déformation homogène sans variation de surface, les sens de déplacement relatif est, par suite de la rotation, inverse de celui du cisaillement général, quelle que soit l'orientation de la fracture considérée (cf. SOULA *et al.*, 1979; DERAMOND *et al.*, 1983). La valeur de ce déplacement dépend, dans ce cas, de la valeur de la déformation, de l'orientation initiale et de l'écartement initial des lèvres. Si l'écartement des lèvres est nul, le déplacement relatif théorique devra, dans les conditions précitées, être nul. C'est ce qui doit se passer aux extrémités des fractures qui n'atteignent pas les bords de la zone de cisaillement et ce qui se passe effectivement quand le modèle est confiné parallèlement au plan de cisaillement. Dans la nature, ce serait le cas dans une zone de cisaillement limitée par des accidents longitudinaux et où les accidents à l'intérieur de cette zone n'atteindraient pas les accidents limites.

Ainsi, théoriquement, en déformation finie homogène, le sens de déplacement relatif fini suivant les discontinuités n'est le même que le sens de déplacement relatif infinitésimal que pour celles de ces discontinuités qui forment un angle compris entre +45 et +135° avec le plan de cisaillement. Pour les autres, le sens de déplacement relatif fini est inverse de l'infinitésimal (fig. 3).

Dans la pratique, le sens de déplacement fini suivant ces dernières pourra être conforme au sens de déplacement infinitésimal si la déformation est hétérogène, c'est-à-dire si le matériau est capable d'accomoder la déformation locale résultant d'un déplacement fini de même sens que l'infinitésimal et s'ajoutant à la déformation d'ensemble déterminée par le cisaillement général. Cette déformation hétérogène est imposée par les conditions aux limites qui sont que sur les bords longitudinaux du modèle, le déplacement relatif suivant une discontinuité oblique doit être nul en cisaillement simple. Dans le cas contraire, en effet, un déplacement oblique de même sens que le cisaillement général conduirait à un décalage des limites et à un blocage ou une transformation du système.

Cette déformation hétérogène se traduit dans les modèles par des zones en extension ou en compression de valeur

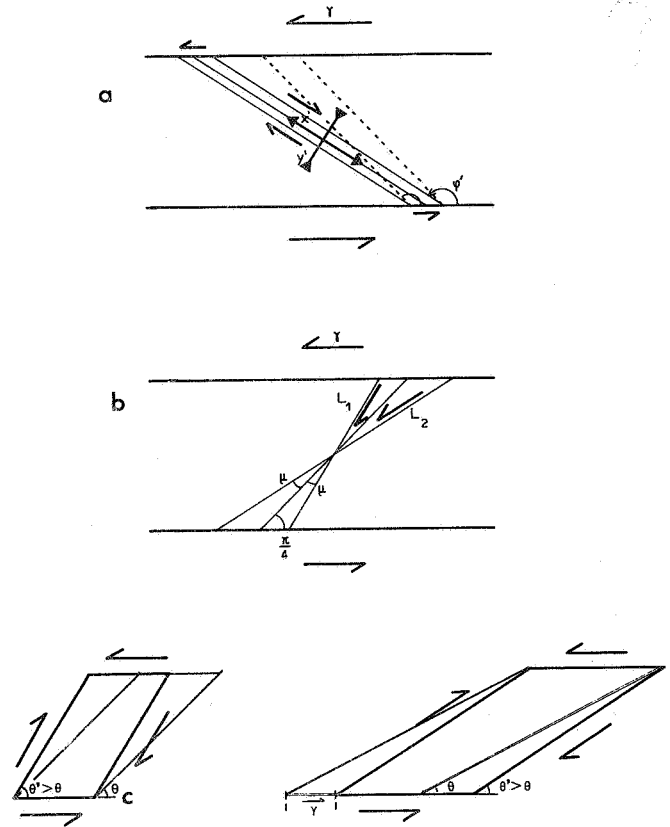


Fig. 3 - Sens de déplacements théoriques en déformation finie et infinitésimale.

- a. Discontinuité dans le champ d'extension et sens de déplacement relatif en déformation finie. La position initiale est en pointillés et la position finale en traits forts.
- b. Formation de la fracturation et sens de déplacements relatifs en déformation infinitésimale suivant les fractures de Riedel, notées L1 et L2.
- c. Discontinuités d'orientation initiale voisine de celle des fractures de Riedel et déplacements relatifs en déformation finie. Les discontinuités sont dans le champ de raccourcissement. La position initiale est en traits fins et la position finale en traits forts.



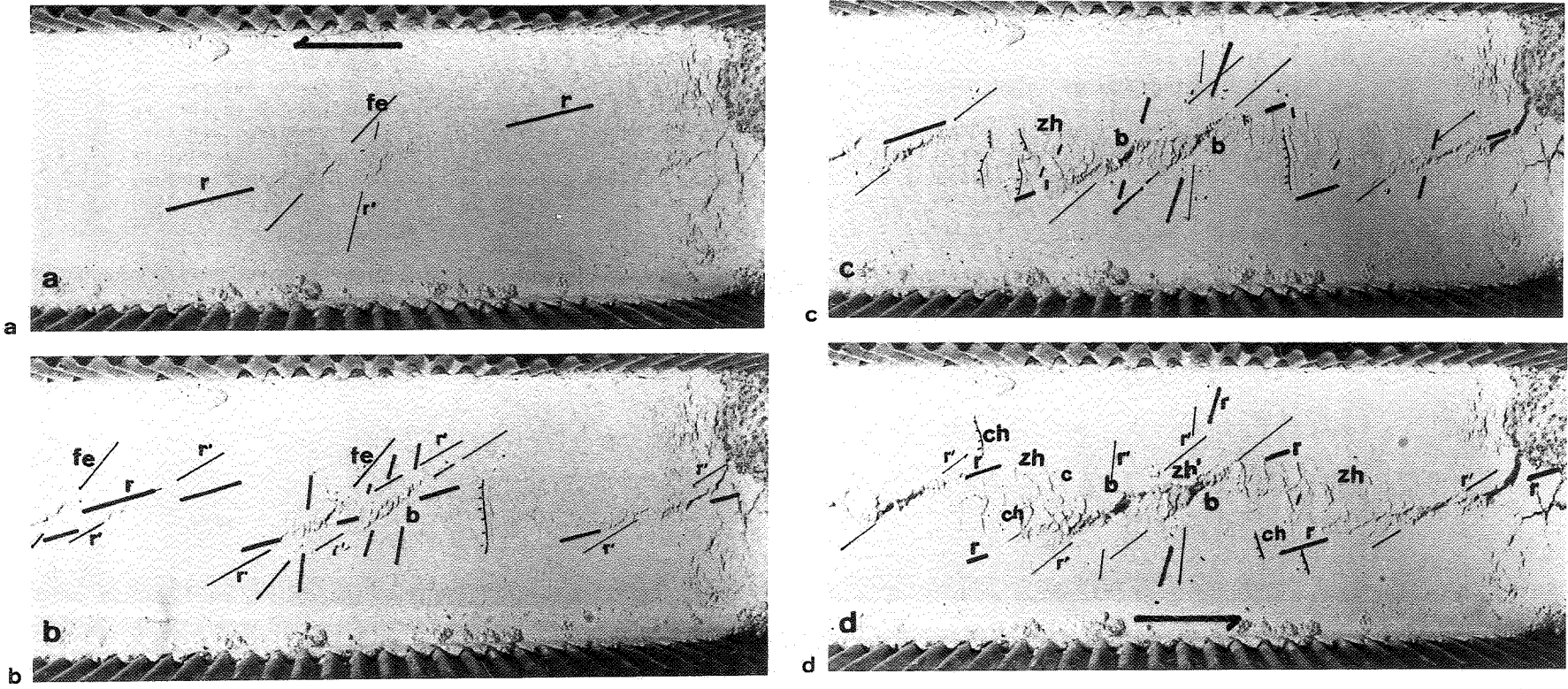


Fig. 5 - Modèle monocouche avec couverture pulvérulente directement déposée sur la machine de déformation.

- fe fentes d'extension,
- r fractures de Riedel primaires,
- r' fractures de Riedel secondaires,
- ch chevauchements,
- b bassins
- zh zones hautes
- zh' zone haute secondaire entre deux bassins mineurs.

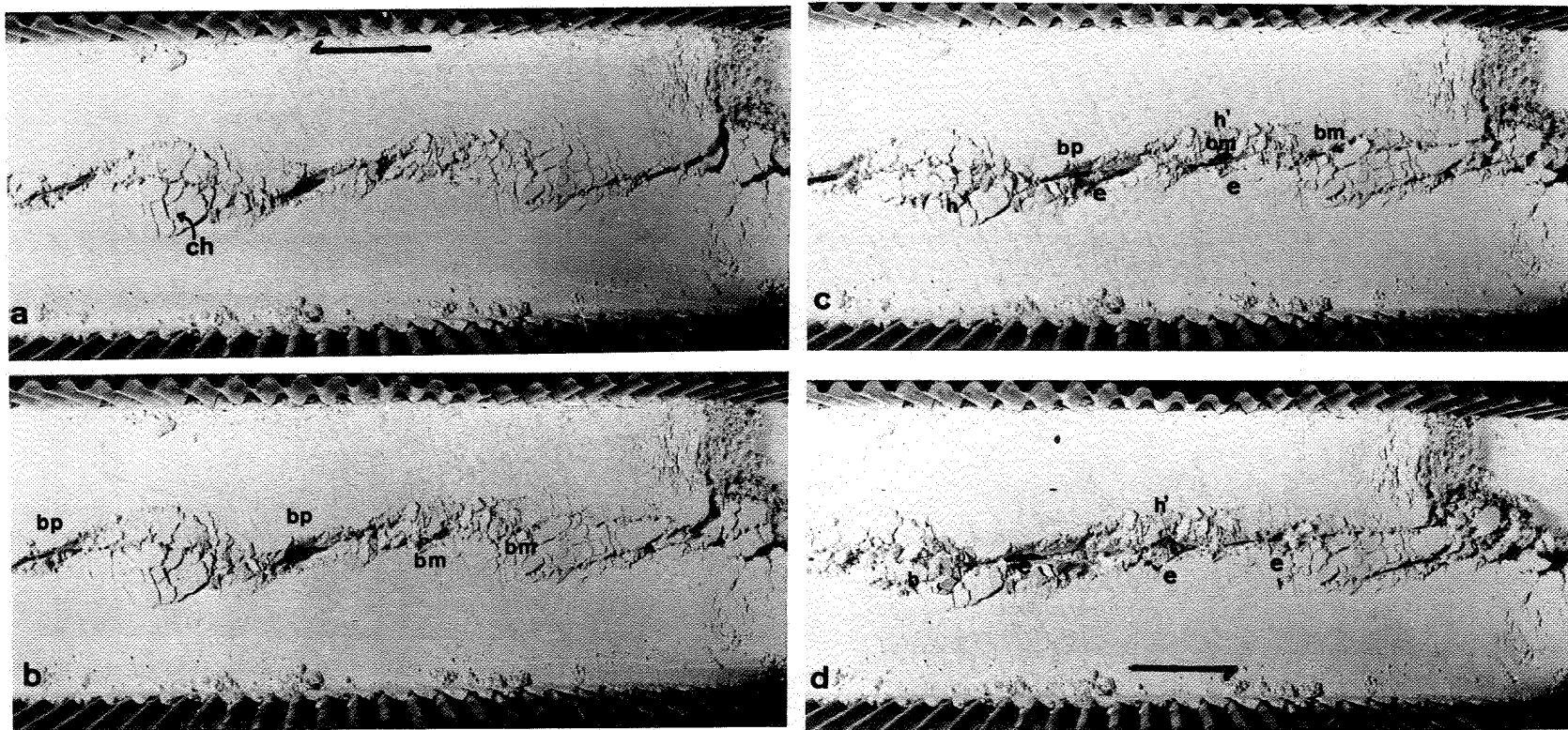


Fig. 6 - Même modèle que fig. 5, taux de distorsion plus fort :  $\gamma = 0,3$  à  $0,6$ .

On remarque le développement de bassins majeurs situés suivant les fractures de Riedel primaires (bp) et de bassins mineurs (bm) situés selon les fractures de Riedel secondaires. De a à d les bassins majeurs s'ouvrent de plus en plus par écartement (e) (= pull-apart) et les bassins mineurs plus développés au début vont s'intégrer à l'intérieur de bassins principaux.

bm bassins mineurs  
bp bassins principaux

h et h' zones hautes principales et secondaires,  
ch chevauchements.

opposée de part et d'autre de la fracture et s'inversant le long d'une même fracture à partir du centre. La déformation locale ainsi créée est maximum aux extrémités des fractures. Les zones en compression et en extension apparaissent souvent comme des zones élevées ou abaissées par rapport à l'altitude moyenne de la surface du modèle (la déformation n'est plus ni homogène, ni iso-surface) (fig. 4). Il faut également souligner que des zones en compression et en extension se forment aussi, mais de façon moins marquée, dans les cas des discontinuités situées entre  $+45^\circ$  et  $+135^\circ$  du plan de cisaillement. Cela s'explique ici par le fait que la somme (au sens mathématique) des déplacements relatifs infinitésimaux,  $D = \int d \text{ inf}$ , est supérieure au déplacement relatif qu'impliquent la rotation et l'écartement des lèvres des fractures dans la déformation d'ensemble.

Le développement des zones élevées et abaissées aux extrémités des fractures conduit à des déplacements relatifs verticaux dont le sens s'inverse de part et d'autre du plan médian du modèle. Il en résulte systématiquement des structures en demi-graben. Il faut souligner que ces déplacements verticaux sont souvent plus apparents que les déplacements en décrochement, ce dont l'interprétation des structures naturelles devra tenir compte.

#### MODELES AVEC COUVERTURE PULVERULENTE COHESIVE.

Ces modèles sont formés d'une couche de poudre de talc ou de grès broyés de granulométries variées, directement déposée sur la machine de déformation.

Les résultats obtenus sont voisins de ceux avec galettes d'argile séchée (cf. par exemple, TCHALENKO, 1970; WILCOX *et al.*, 1973; GAMOND & GIRAUD, 1982) pour les premiers stades de la déformation. Les structures observées deviennent cependant sensiblement différentes pour des taux de distorsions plus importants. Ces modèles ont été présentés d'un point de vue physique et mécanique dans deux autres articles (DERAMOND *et al.*, 1983; BERGUES *et al.*, 1983) et on insistera davantage ici sur l'aspect géométrique. La rapidité de préparation des essais due au matériau utilisé (environ 15 mn par modèle) permet une analyse systématique et les figures décrites ci-dessous peuvent être considérées comme représentatives des phénomènes dans leur ensemble.

La fracturation commence à se marquer par le développement de fractures conjuguées (fractures de Riedel) à bissectrice aiguë à  $+45^\circ$  du plan de cisaillement. L'angle entre les fractures et la bissectrice aiguë est de l'ordre de  $20$  à  $30^\circ$  selon le matériau utilisé, ce qui est voisin des valeurs observées dans la déformation expérimentale et naturelle des roches. Les matériaux analogiques peuvent donc être considérés comme satisfaisants pour simuler les structures naturelles. Avant que les fractures se matérialisent, leur trace (= la fracture potentielle) est marquée

par des bandes de fente d'extension et de fractures secondaires en échelons, dues à la déformation cassante accompagnant la déformation ductile en décrochement qui précède la matérialisation de la fracture (les fractures de Riedel naissant comme des zones de cisaillement dont elles constituent l'exagération).

Avec la progression de la déformation, les fractures tournent légèrement ( $1$  à  $5-6^\circ$ ) et s'ouvrent (leur normale est dans le champ d'extension). Les ouvertures les plus grandes sont généralement le résultat d'une interférence entre les deux familles de fractures de Riedel primaires, entre fractures de Riedel primaires et secondaires ou entre fractures de Riedel et fentes d'extension (fig. 5). L'ouverture progresse essentiellement par un écartement des lèvres ("pull-apart") (figs. 5, 6), en accord avec les observations de GAMOND & GIRAUD (1982). Ici, en même temps que les ouvertures se forment des zones hautes qui correspondent à des zones en compression entre deux ouvertures majeures successives. La géométrie d'ensemble des modèles est déterminée par la disposition de ces différentes structures qui, à quelques détails près, est toujours la même : les ouvertures ont une disposition en échelons d'espacement régulier dépendant du matériau utilisé (pour un modèle de  $20$  cm de long, un sable grossier donne  $2$  à  $3$  creux principaux, une poudre de grès à grain inférieur à  $125 \mu\text{m}$ ,  $4$  ou  $5$ , et une très fine poudre de talc,  $5$  ou  $6$ ); les zones hautes situées entre les creux majeurs ont une direction formant avec le plan de cisaillement un angle de  $+120-130^\circ$ . Cette direction ne correspond qu'exceptionnellement à celle de l'axe d'élongation maximale finie, au contraire des plis observés dans les couvertures ductiles. Il apparaît donc difficile d'assimiler ces zones hautes à des plis comme le font WILCOX *et al.* (1973) d'après leurs modèles. Ici, ces zones hautes sont le plus souvent des chevauchements sub-horizontaux, de direction sub-perpendiculaire à celle des fractures adjacentes. Le développement des plis est naturellement possible dans ces zones si le matériel est convenable, mais il est clair qu'en elles-mêmes, elles n'ont pas la valeur de plis individuels. Par ailleurs, on peut remarquer sur ces modèles, en particulier pour des taux de distorsion moyens, que leur axe court de l'extrémité d'un creux majeur à l'extrémité opposée du creux majeur adjacent, reliant ainsi la zone en compression développée à l'extrémité de la fracture déterminant le premier creux à la zone en compression symétrique formée à l'extrémité opposée de la fracture déterminant le second. Le développement de ces zones hautes peut donc être attribué à l'effet de la déformation hétérogène compensant le déplacement relatif suivant les fractures en échelons (cf. les chevauchements perpendiculaires à ces fractures) (fig. 6) combiné au mécanisme du "pull-apart" où le raccourcissement dans les zones en compression compense l'élongation dans les zones en extension (fig. 7).

Pour des valeurs plus fortes du taux de distorsion ( $\gamma = 0,6$  à  $1$ ) se développent des fractures de plus grandes dimensions formant un angle faible ou nul avec le plan de cisaillement général. Ces

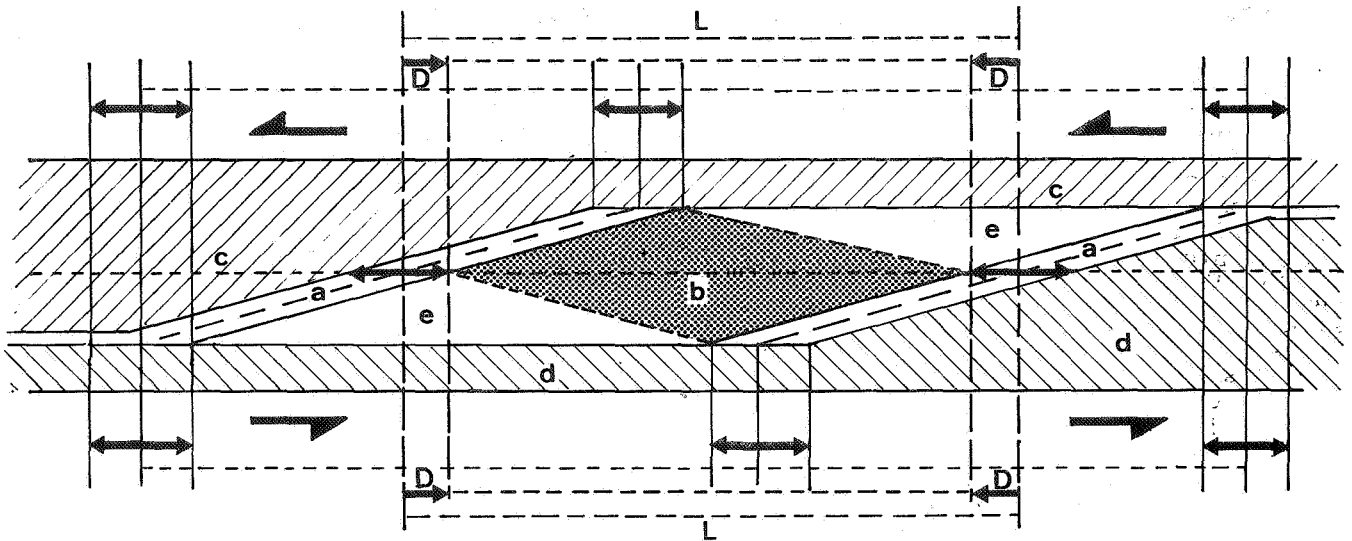


Fig. 7 - Schéma de mécanisme du "pull-apart".

Les demi-compartiments c et d, séparés par des fractures de Riedel à 15° du plan de cisaillement et initialement en contact suivant la ligne pointillée a, s'écartent, par suite du mouvement relatif senestre, d'une distance 2D. Ce mouvement relatif induit dans le zone délimitée par les fractures et la direction du cisaillement (zones e + b), de longueur initiale L, un taux de raccourcissement égal à  $\frac{L - 2D}{L}$ , soit une élongation quadratique  $\frac{(L - 2D)^2}{L}$ .

En raison de la géométrie de la déformation et de l'effet du cisaillement de part et d'autre des fractures de Riedel (cf. modèles, fig. 1-5, 1-6), ce raccourcissement se localise dans une zone losangique b, grossièrement délimitée par les fractures et les lignes joignant l'extrémité d'une fracture au centre de la fracture adjacente. La direction de l'axe de cette zone est orientée dans le champ d'extension de la déformation finie et proche de l'axe d'extension maximum fini.

fractures sont dues à l'interférence entre les fractures décrites précédemment et le jeu suivant le plan de cisaillement général à l'aplomb du décrochement profond simulé par le plan de coulissement des demi-plaques de la machine. Leur formation et leur ouverture constitue l'exagération des phénomènes de "pull-apart".

La manifestation ultime de ce mécanisme aboutit à la formation d'un bassin ouvert au-dessus du plan de cisaillement profond, bassin bordé par deux zones hautes formées par la coalescence des demi-zones hautes séparées et décalées par le décrochement "paroxysmal" se manifestant au dessus du cisaillement profond (fig. 6d).

Dans cette modélisation, plusieurs autres points qui peuvent être utilisés dans l'analyse des structures naturelles sont à signaler :

1. Les mécanismes d'ouverture des zones en creux conduisent à la formation de failles normales limitant les panneaux effondrés. Ces failles sont les plus apparentes bien que les mécanismes moteurs soient des décrochements et qu'aucune extension externe n'ait été appliquée au modèle.
2. Dans les zones en compression, les chevauchements peuvent avoir une flèche relativement grande quand le taux de distorsion est important (quelques millimètres pour une zone en compression de 1 cm).

3. Les effondrements de panneaux et les chevauchements se manifestent en plusieurs phases au cours d'une même déformation progressive continue; les failles qui se forment au cours de ces "phases" sont immédiatement recouvertes par de nouveaux dépôts provenant de la désagrégation du domaine adjacent.

4. Des "olistolithes" de matériel provenant des zones hautes peuvent tomber dans les bassins (figs. 5, 6).

#### MODELES BI-COUCHE AVEC SOCLE STRUCTURÉ ET COUVERTURE MINCE DE PLASTICINE.

Dans les modèles où il y a une bonne adhérence entre la couche mince et le socle structuré, les figures de déformation qui se développent dans la couche mince sont liées au jeu se manifestant suivant les discontinuités du socle et non plus au cisaillement général. Ces structures sont essentiellement des plis, le déplacement local suivant les discontinuités étant insuffisant pour que la fracturation apparaisse avec les matériaux utilisés (fig. 8a, b). L'orientation des axes des plis et le raccourcissement qu'ils accommodent sont fonction de l'orientation des axes de la déformation finie locale et de sa valeur. Cette déformation locale n'est pas un cisaillement simple mais la combinaison entre un cisaillement simple suivant la discontinuité et un raccourcissement ou une extension perpendiculaire à elle. Les valeurs relatives de ces deux

composantes de la déformation locale sont elles-mêmes fonction de l'orientation de la discontinuité et du taux de distorsion général.

Si une couche d'un matériau permettant un décollement est intercalé entre le socle et la couverture, on observe un plissement et une fracturation directement liés au cisaillement général avec les mêmes caractéristiques que dans les modèles monocouches avec couche de même composition et épaisseur que cette couverture.

#### MODELES BI-COUCHES AVEC SOCLE STRUCTURE ET COUVERTURE PULVERULENTE.

Les essais avec couverture pulvérulente ont donné des résultats plus complexes. La fracturation qui se développe au-dessus des discontinuités peut être de même type que celle qui se développe dans les essais monocouches au-dessus du cisaillement maître et dépend du sens de déplacement local suivant ces discontinuités (fig. 8c, 9). Il faut cependant remarquer que ces structures n'apparaissent clairement qu'au-dessus des discontinuités initialement situées dans le champ de raccourcissement infinitésimal (0 à +90° du plan de cisaillement général). L'absence de ces figures de fracturation au-dessus des discontinuités situées dans le champ d'extension infinitésimal semble dû, dans les modèles, à la composante de raccourcissement perpendiculaire qui limite les possibilités de glissement en décrochement de la couverture et provoque un décollement local au-dessus de la discontinuité. Parfois, cependant, on a pu observer un léger chevauchement dans la couverture au-dessus de la discontinuité.

Dans le détail, au-dessus des discontinuités situées dans le champ de raccourcissement, la déformation locale est une combinaison de cisaillement en décrochement et d'extension normale à la direction de la discontinuité accompagnant le raccourcissement parallèle à cette discontinuité (fig. 10). C'est par ce type de modèles que l'on peut le mieux simuler la sédimentation (SOULA *et al.*, 1979). Le comportement de la couverture varie suivant sa composition mais toutes les expériences montrent plusieurs caractéristiques communes :

1. La largeur des "bassins sédimentaires" dans la couverture est considérablement plus grande que celle de l'ouverture dans le socle (2 à 4 fois en moyenne et parfois plus) et dépend des caractéristiques du matériau formant la couverture (de sa cohésion et de sa facilité à s'ébouler).
2. Les failles les plus anciennes sont couvertes après leur formation, par des nouveaux dépôts, eux-mêmes recoupés par de nouvelles failles qui sont à leur tour recouvertes par des dépôts encore plus récents. Ce type de relations a souvent été décrit dans la littérature géologique et a été attribué parfois à des déformations différentes.
3. Selon les matériaux utilisés, la sédimentation se fait par un simple effondrement de panneaux ou de fragments de

tailles et épaisseurs variables, avec souvent des accumulations losangiques ("rhomb-graben" de la littérature). Les éboulements sont prédominants dans les matériaux les plus incohérents (par exemple, sables à grain supérieur à 0,125 mm). Ils s'organisent souvent en cônes de débris disposés symétriquement par rapport à l'axe du bassin.

4. La formation des cônes de débris est apparemment contrôlée par les failles, aussi bien les fractures de Riedel liées au décrochement local suivant la discontinuité sous-jacente que les fractures directement liées au raccourcissement s'exerçant parallèlement à la discontinuité (cf. SOULA *et al.*, 1979, p. T6).
5. Dans un système de plusieurs discontinuités orientées différemment par rapport au plan de cisaillement général, celles d'orientations proches de ce plan de cisaillement général s'ouvrent plus tardivement. Cela est dû à la prédominance d'un glissement sans ouverture notable dans le même sens que le glissement infinitésimal permis par la capacité du socle à supporter une déformation hétérogène, ce qui retarde et diminue la rotation de la discontinuité au début de la déformation (cf. SOULA *et al.*, 1979, p. T6).

Dans l'ensemble de ces derniers modèles, la couverture pulvérulente peut représenter l'effet de l'altération et de l'érosion sur les roches avant déformation. Or, d'une manière générale, l'effet de l'érosion et du transport des sédiments durant la déformation n'a pu être pris en compte que par le biais des effondrements et écoulements gravitaires. Dans la nature, l'érosion aura pour effet d'élargir les bassins et d'adoucir les pentes. Ainsi les modèles pourront être considérés comme une représentation des phénomènes naturels avec une forte exagération verticale et, en pratique, on pourra les comparer directement avec les schémas et modèles sédimentologiques où les représentations avec augmentation de l'échelle des hauteurs sont fréquemment employées.

#### APPLICATION A DES BASSINS STEPHANIENS, PERMIENS ET TRIASIQUES DU SUD DE LA FRANCE.

##### LES BASSINS PERMIENS ET TRIASIQUES DU NORD DES PYRENEES.

Le Permien des Pyrénées est formé de sédiments continentaux fluviaux représentant des dépôts de piedmont, de plaine d'inondation avec écoulement en tresses ("braided stream"). La grande variation d'épaisseur des unités sédimentaires et les structures de dépôt suggèrent une sédimentation dans des bassins intra-montagneux, inégalement espacés. Les grands axes des bassins sont alignés en direction NNE-SSW, avec un axe de drainage parallèle au grand axe des fossés et des cônes de débris latéraux s'épendant depuis les bords. Ce régime sédimentaire persiste durant toute l'histoire du bassin (LUCAS, 1977).

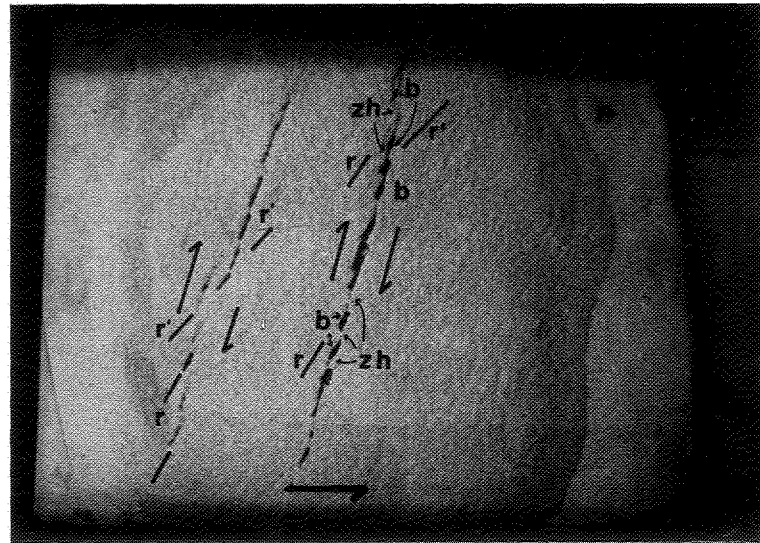
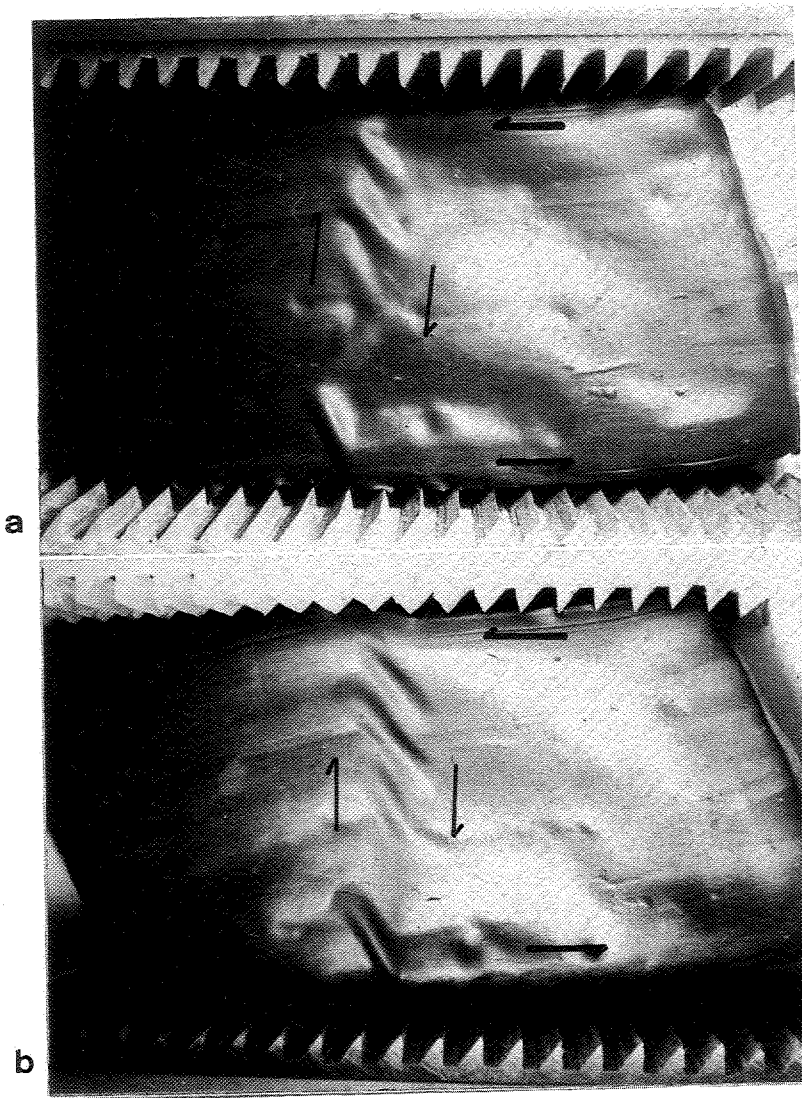


Fig. 8 - Modèles bi-couches.

a - b :

couverture mince de plasticine au-dessus d'une discontinuité dans le champ d'extension très oblique sur le plan de cisaillement (angle initial  $+75^\circ$ ). Développement de plis obliques liés au jeu selon la discontinuité. La discontinuité continue à s'ouvrir pendant que le plissement se développe.

a :  $\nu = 0.4$ ; b :  $\nu = 0.4$

c :

2 discontinuités ont été pratiquées dans le socle avec un angle initial de  $+75^\circ$  avec le plan de cisaillement et recouvertes maintenant par une poudre de grès broyé. On observe le développement d'une série de fractures de Riedel en échelon, principales et secondaires (r et r') avec formation de bassins (b) séparés par des zones hautes également en échelon (zh), comme dans les modèles monocouches pulvérulents.

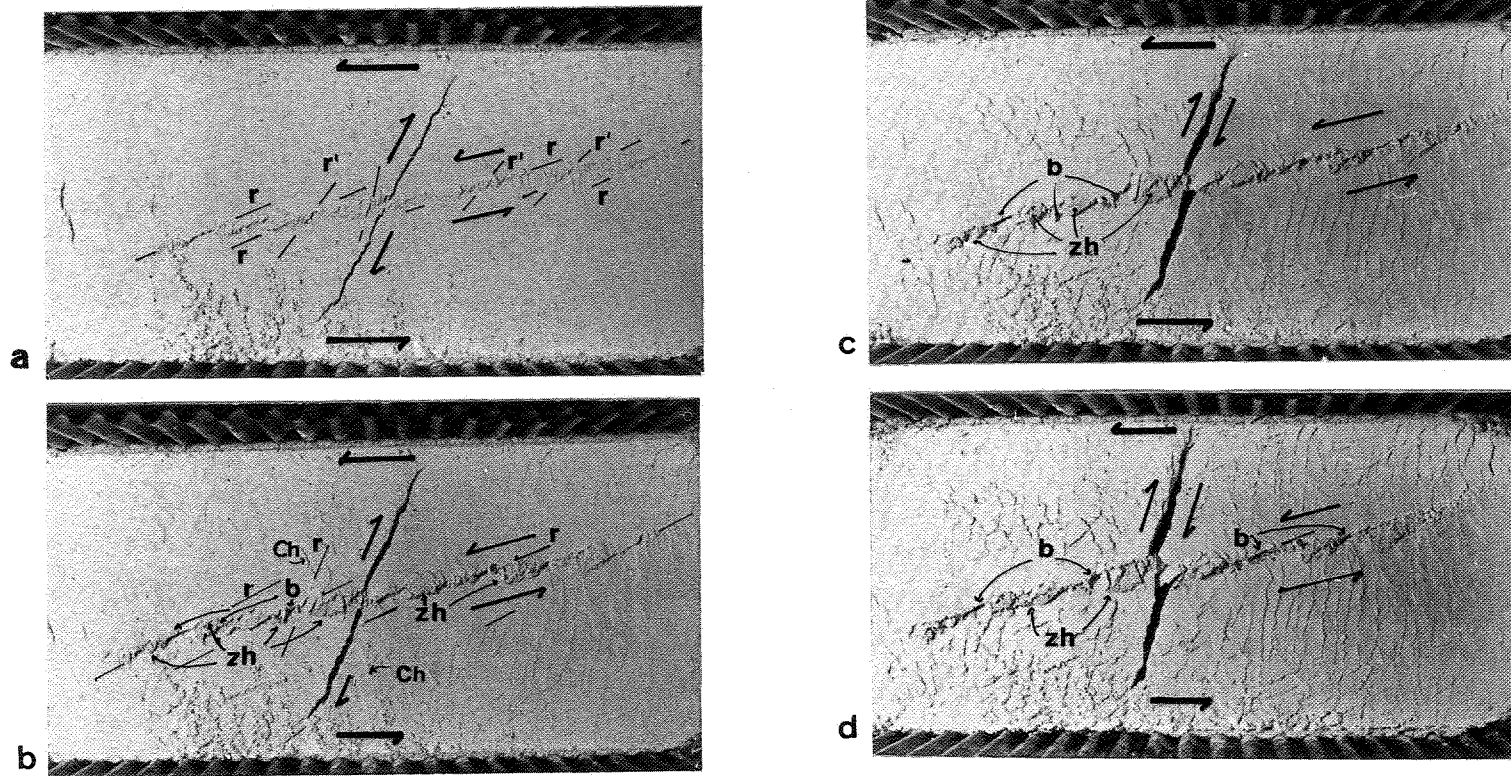


Fig. 9 - Modèles bi-couches.

Modèle bi-couche avec couverture pulvérulente sur un socle structuré avec 2 discontinuités dans le champ de raccourcissement et une dans le champ d'extension (identique au modèle 4a). La fracture la plus oblique par rapport au plan de cisaillement (a dans le modèle 1-2a) s'ouvre et donne rapidement un bassin unique ( $\nu \sim 0.2 - 0.3$ ). Le décalage est en sens inverse du cisaillement maître. La fracture la plus faiblement oblique (b sur le modèle 1-2a) glisse dans le même sens que le cisaillement maître en donnant des figures analogues aux modèles monocouches pulvérulents (fig. 1-5 et 1-6).

r	fractures de Riedel principales	zh	zones hautes
r'	fractures de Riedel secondaires	b	bassins

On remarque le décalage de la fracture (du bassin) la plus fortement oblique, donnant deux demi-bassins. Dans ce modèle, il ne se passe pratiquement rien au-dessus de la fracture dans le champ d'extension (a' sur la fig. 4a), si ce n'est un faible chevauchement discernable en b (ch).

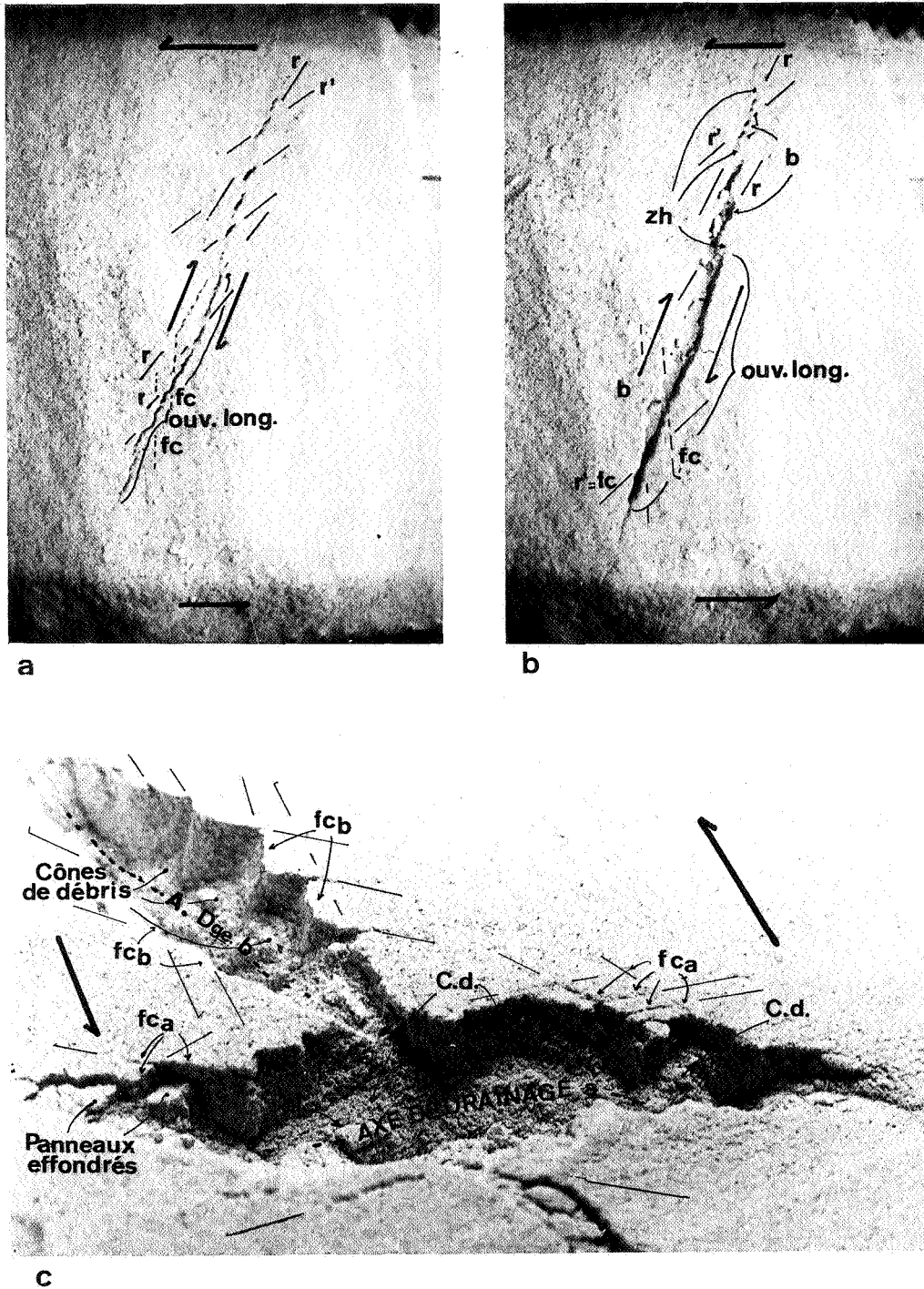


Fig. 10 - Modèles bi-couches avec couverture pulvérulente.

a - b : Ouverture d'une fracture dans le champ de raccourcissement, couverture pulvérulente. Le cisaillement de sens inverse du cisaillement maître se marque d'abord par des fractures de Riedel (r et r') et une ouverture longitudinale plus étendue (ouv. long.) au centre de la photo.

On remarque aussi dans cette zone d'ouverture longitudinale le développement de fractures nouvelles (fc) formant avec les fractures de Riedel principales un système conjugué admettant la discontinuité pour bissectrice aiguë (effet de la composante de raccourcissement parallèle à la discontinuité initiale).

Les ouvertures (zone d'ouverture longitudinale ou bassins mineurs "b" se marquent par l'effondrement de panneaux losangiques. Le jeu normal est ici plus important que le jeu en décrochement (les "stries" seront verticales).

c : Formation d'un bassin expérimental dans un modèle bi-couche avec couverture de grès broyé. La structure dans le socle est la même que dans les fig. 1-2 et 1-9, mais la poudre est moins cohésive.

On remarque la formation de failles normales verticales admettant la direction des discontinuités (du grand axe des bassins) pour plan axial (fca et fcb), de cônes de débris latéraux (cd), dont la localisation est contrôlée par les failles conjuguées, s'étalant vers l'axe de drainage des bassins, et de panneaux losangiques effondrés, pouvant être recouverts par des débris ou donnant des olistholites (ol) au coeur des "sédiments".



Au Trias, de nouveaux bassins se superposent aux bassins permien, avec des directions ENE-WSW à E-W mises en évidence par la distribution et la provenance des sédiments et les structures sédimentaires. Cependant, les lits gréseux les plus épais ont été déposés dans les fossés permien qui se comportaient comme des chenaux où les sables étaient encore préférentiellement transportés et déposés au Trias (LUCAS, 1977). L'interprétation de la dynamique de la sédimentation a été faite principalement à partir de trois bassins des Pyrénées occidentales et centrales, les bassins de Bidarray-La Rhune (fossé basque), d'Ossau-Aspe (fossé Aragon-Béarn) et de la vallée d'Aure, tous situés au Sud de la Faille Nord Pyrénéenne.

D'un point de vue structural, ces bassins permien et triasiques sont orientés selon des directions correspondant à des accidents hercynien majeurs que l'on retrouve dans le socle et qui font partie de systèmes de failles conjuguées avec un système NNE-SSW et NNW-SSE et un système ENE-WSW et WNW-ESE. A l'intérieur des bassins et sur leurs bordures, les accidents NNW-SSE et WNW-ESE sont présents mais aucun bassin sédimentaire ne s'aligne suivant leur direction, ni au Permien, ni au Trias.

L'analyse du volcanisme et de ses rapports avec la sédimentation confirme les données sédimentologiques : le volcanisme permien est, comme les bassins sédimentaires, localisé suivant les fractures NNE-SSW et non suivant les accidents NNW-SSE à WNW-ESE comme il l'était au Stéphanien (BIXEL & LUCAS, 1983). Les "ophites",

qui sont des roches de type doléritique résultant d'un magmatisme tholéitiques, et d'âge Trias supérieur à Lias inférieur, semblent s'être mises en place dans un contexte analogue. En effet, les pointements les plus importants s'observent à l'intersection entre les accidents NNE-SSW à ENE-WSW et les accidents de direction nord-pyrénéenne (N 100 - 110 E) (Col de Beyrède, Barousse, Bagnères-de-Bigorre, Lourdes, Bielle, Bedouce - Ascain, etc...).

Les structures géologiques mises en évidence par les études structurale et sédimentologique ont pu être modélisées en utilisant un modèle bi-couche, avec un socle de plasticine où ont été pratiquées des discontinuités de même direction que les accidents de socle observés et une couverture de grès broyé, déformé par cisaillement simple senestre de direction N 100 - 110 E (direction de la Faille Nord Pyrénéenne). Ce modèle (cf. SOULA *et al.*, 1979 et fig. 11) permet de reproduire les structures observées et de rendre compte du fait que les accidents NNW-SSE à WNW-ESE, situés dans le champ d'extension de la déformation, ne sont pas en ouverture au Permien. L'ouverture plus tardive des accidents de direction proche de celle du plan de cisaillement général observée sur les modèles peut expliquer pourquoi les accidents ENE-WSW s'ouvrent plus tard, au Trias, que les accidents NNE-SSW qui fonctionnaient dès le Permien. En outre, tout un ensemble de structures produites dans le modèle ont pu être retrouvées sur le terrain : fractures conjuguées avec bissectrice aiguë parallèle à la discontinuité ouverte quelle que soit son orientation;

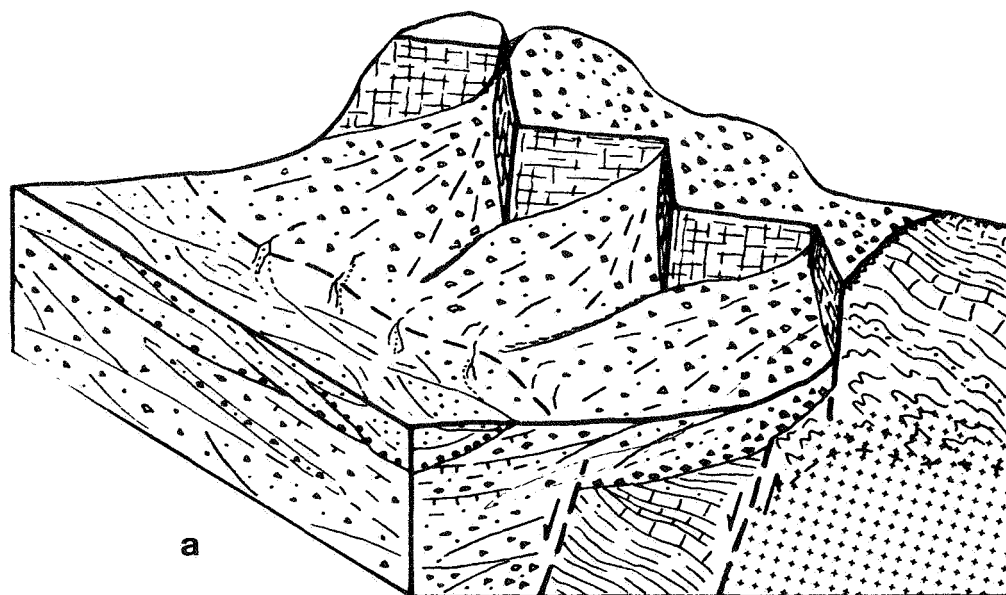
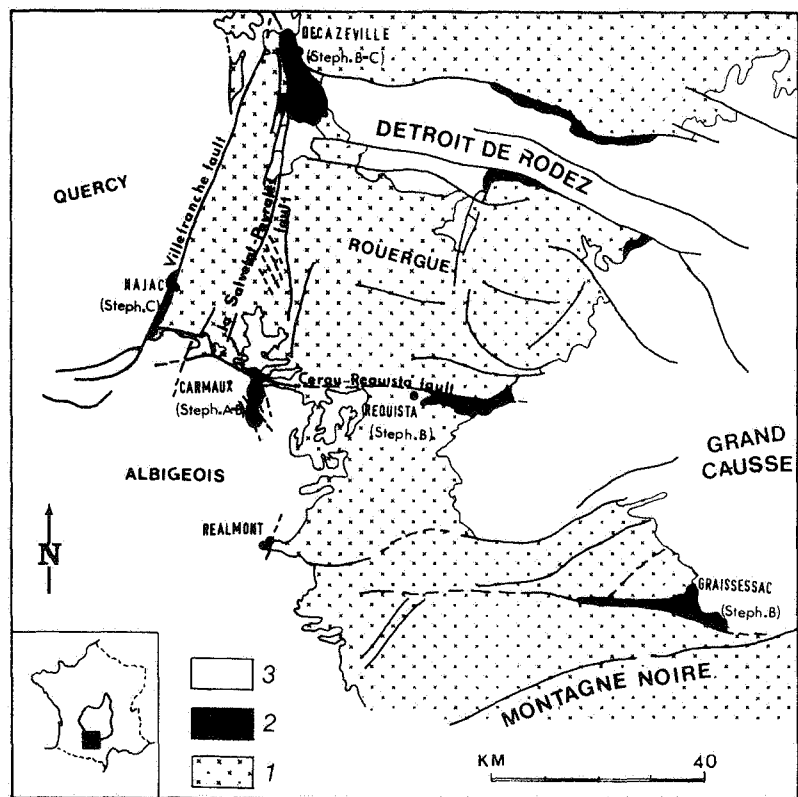


Fig. 11 - Image paléogéographique des bassins permien et triasiques d'après l'étude sédimentologique : exemple de la vallée d'Aure (d'après LUCAS, 1977). Cet exemple est à comparer avec le modèle expérimental fig. 10c.

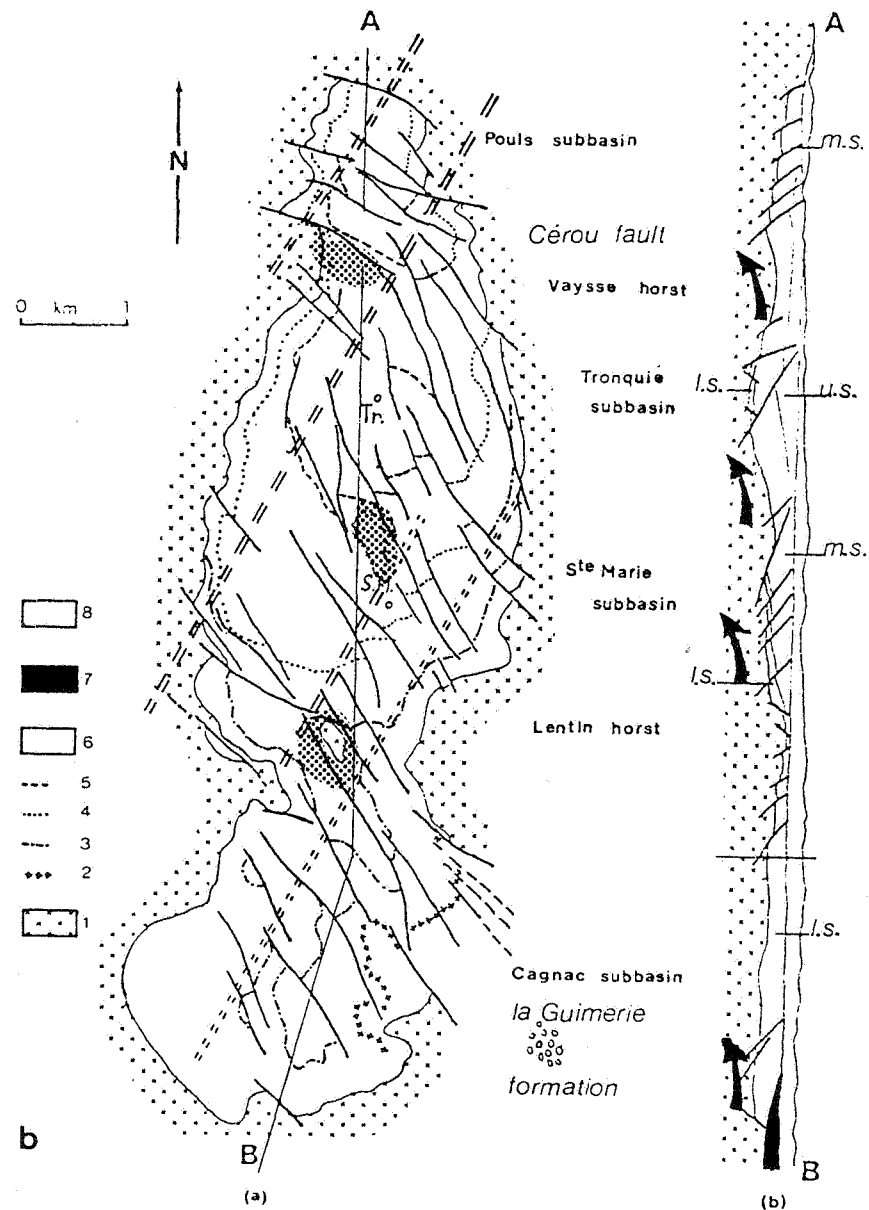


a

Fig. 12 - Bassin houiller stéphanien de Carmaux (d'après DELSAHUT, 1981).

- a. Situation du bassin de Carmaux dans le Sud du Massif Central français. 1 : Socle hercynien, 2 : Stéphanien, 3 : Terrains post-stéphanien.
- b. Schéma et coupe d'ensemble du bassin. 1 : Socle, 2 à 5 : principales couches de houille, 6 : Dépôts stéphanien, 7 : Autunien, 8 : Couverture tertiaire.

Les zones hautes ont été soulignées en pointillés.



b

(a)

(b)

fractures contrôlant la localisation et la disposition des cônes de débris; jeu normal avec effondrement de panneaux losangiques suivant ces fractures conjuguées, jouant en failles normales après leur formation en tant que décrochements; développement de nouvelles failles normales parallèles à la direction des bassins; recouvrement par des dépôts ultérieurs des premières failles formées et des premiers panneaux effondrés; etc...

Incidentement, on peut noter que cette combinaison de l'étude sédimentologique et structurale et de la modélisation permet d'arriver à la conclusion que la Faille Nord Pyrénéenne jouait déjà en décrochement senestre au Permien et au Trias alors qu'on considère habituellement que ce jeu en décrochement senestre ne commençait qu'au Crétacé inférieur et, peut-être, au Jurassique.

#### LE BASSIN STEPHANIE DE CARMAUX.

Ce bassin, encore en exploitation, est situé au Sud du Massif Central français (fig. 12). Il est localisé suivant un accident N 160 - 170 E, faisant partie de la zone faillée de La Salvetat-Peyrales, qui rejoint le "Grand Sillon Houiller" du Massif Central (= faille de Villefranche), 70 km plus au Nord, et à l'intersection de cet accident avec une autre faille majeure, la faille de Cerou-Requista, de direction E-W.

Comme les autres bassins stéphaniens du Massif Central, le bassin de Carmaux est un bassin intra-montagneux caractérisé par une faible surface de dépôt (15 km<sup>2</sup>) une grande épaisseur de sédiments (550 à 600 m) et des couches épaisses de charbon (23 couches dont l'épaisseur varie entre 2 et 20 m). Il se distingue de ces autres bassins par l'absence de plis et une fracturation très dense NW-SE, de direction analogue à celle de la schistosité régionale du socle dans ce secteur (DELSAHUT, 1981). L'étude sédimentologique (DELSAHUT, 1981) a permis de mettre en évidence deux éléments essentiels pour l'interprétation structurale de la modélisation :

1. Les fractures NW-SE, bien que jouant durant la sédimentation ne contrôlent pas la disposition et la géométrie d'ensemble des corps sédimentaires.
2. Le bassin est formé par l'alternance de sous-bassins de direction NNE-SSW à N-S et de zones hautes de direction NW-SE - WNW-ESE, mis en évidence par les isopaques des couches de houilles et des stériles. La disposition de ces isopaques (fig. 13a) peut s'interpréter comme déterminée par la présence de cônes alluviaux latéraux de part et d'autre d'axes de drainage, soit un système qualitativement voisin de celui retrouvé dans les bassins permien des Pyrénées, mais beaucoup moins accusé.

L'ensemble de cette organisation est analogue à ce qui est observé dans les modèles avec couche pulvérulente cohésive. Les sous-bassins en échelons

peuvent être ainsi considérés comme des zones de creux développées à partir de fractures de Riedel primaires ou secondaires (fig. 13b) et les zones hautes comme les zones "en compression" intercalées entre les creux.

Dans le bassin de Carmaux, les fractures NNE-SSW ne sont observées qu'à l'échelle du mètre ou du décimètre (DELSAHUT, 1981). Loin de constituer un obstacle à l'interprétation proposée, cela s'explique simplement si l'on considère que les fractures situées dans le champ de raccourcissement et contrôlant la sédimentation sont recouvertes par les dépôts au fur et à mesure qu'elles jouent, comme cela a été observé dans les modèles mais aussi dans d'autres bassins sédimentaires naturels. Au contraire, les fractures situées dans le champ d'extension et ne contrôlant pas les dépôts (ici les fractures NW-SE se forment par rejeu de la schistosité régionale du socle) seront mieux individualisées et plus apparentes à l'échelle du bassin.

L'ensemble de ces résultats permet d'arriver à un modèle mécanique de l'ouverture du bassin et de son jeu au cours de la sédimentation. Considéré individuellement, le bassin peut-il ainsi s'interpréter comme dû à un décrochement dextre suivant un accident N 160 E à N-S de la zone faillée de la Salvetat-Peyrales, se manifestant durant le Stéphanien.

#### LE BASSIN STEPHANIE DE SEGURE-TUCHAN.

Situé vers l'extrémité orientale des Pyrénées, au nord de la Faille Nord Pyrénéenne, constitue la seule unité stéphanienne des Pyrénées bien définie du point de vue sédimentologique et structural.

Ce bassin est essentiellement détritique, avec intercalations de tufs pyroclastiques et de coulées volcaniques, et renferme trois couches de houille.

D'un point de vue régional, ce bassin s'ouvre suivant un accident majeur d'orientation actuelle N 20 à N 40 E et de forme courbe dont la virgation est due à une tectonique postérieure.

L'étude sédimentologique a conduit à l'image paléogéographique d'un axe de drainage central avec apports alluviaux latéraux (fig. 14). Dans le détail, plusieurs familles de fractures peuvent être mises en évidence (CAZETIEN, 1982) :

1. Fractures de direction NNE-SSW à NE-SW (notées R sur la fig. 17);
2. Fractures NE-SW à ENE-WSW (notées R' sur la fig. 17);
3. Fractures NNW-SSE à N-S (notée C sur la fig. 17);
4. Fractures WNW-ESE à NW-SE, qui recourent les précédentes et sont parallèles à des accidents régionaux majeurs observés plus au Nord.

Les observations structurales sur les affleurements montrent le jeu synsédimentaire de fractures appartenant aux

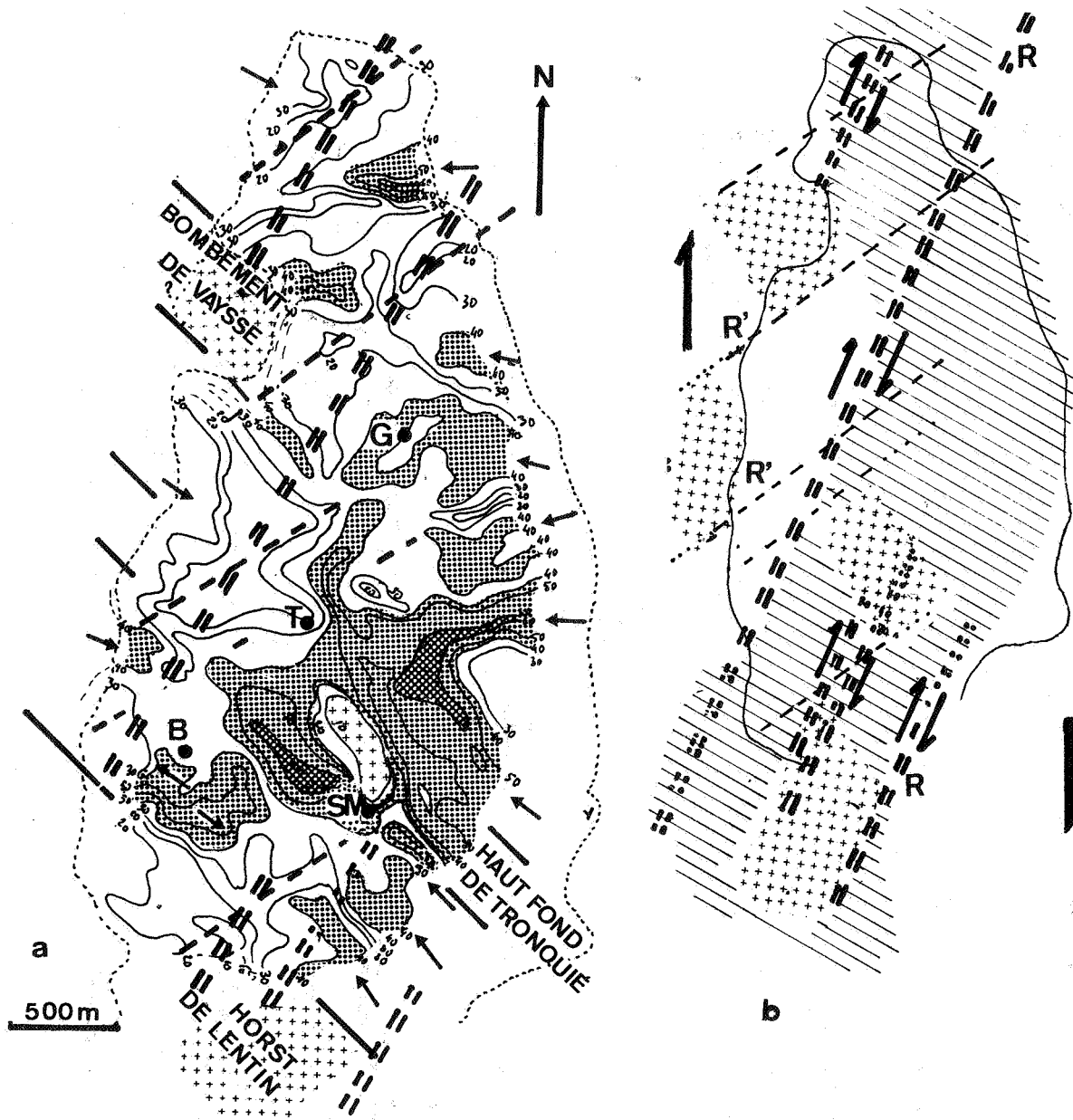


Fig. 13 - Bassin houiller de Carmaux.

- a. Isopaques de l'intervalle clastique entre les veines de houille E et F. Epaisseurs en mètres (d'après DELSAHUT, 1981).
- b. Interprétation à partir des modèles. R : fractures de Riedel primaires; R' : fractures de Riedel secondaires; hachures : zones à cônes alluviaux latéraux de part et d'autre de l'axe de drainage localisé suivant une fracture de Riedel (cf. fig. 10c); croix : zones hautes. La dissymétrie des épaisseurs des dépôts qui s'inverse d'une extrémité à l'autre de la fracture centrale pourrait s'interpréter comme liée aux déformations hétérogènes se formant aux extrémités des fractures (cf. fig. 4), la partie surélevée de la fracture provoquant une érosion et une accumulation détritifique beaucoup plus importantes que la partie abaissée à pente douce.

trois premières familles, mais il n'a pas été possible de mettre en évidence les relations entre les fractures appartenant à la quatrième famille et la sédimentation.

En dehors de la fracturation, il a été possible dans ce bassin, d'observer un pli hectométrique synsédimentaire de direction N 170 E (CAZETIEN, 1982), qui constitue un élément déterminant dans l'interprétation.

Si l'on se réfère aux modèles (modèles bi-couches à socle structuré et couverture mince ductile), le développement de ce pli associé à l'ouverture perpendiculaire à l'accident implique un cisaillement dextre suivant l'accident combiné avec un raccourcissement normal à cet accident. Les fractures R et R' peuvent donc s'interpréter comme des fractures de Riedel primaires et secondaires liées au jeu relatif dextre. Dans ce contexte, les fractures C peuvent être assimilées aux fractures conjuguées avec les fractures de Riedel primaires qui s'observent sur certains modèles bi-couches avec couverture pulvérulente (cf. fig. 10c, ou SOULA *et al.*, 1979, fig. 3c), et qui sont liées au raccourcissement s'exerçant parallèlement à la discontinuité.

Les données actuellement disponibles à l'échelle régionale n'apparaissent pas assez contraignantes pour établir avec certitude un modèle structural d'ensemble pour le Stéphien. Cependant, les résultats précédents sur le bassin de Ségure permettent d'envisager son ouverture et sa structuration synsédimentaire dans le cadre d'un cisaillement senestre régional suivant la direction des accidents NW-SE à WNW-ESE (qui est d'ailleurs proche de la direction de la Faille Nord Pyrénéenne) (cf. figs. 8a, c).

#### CONCLUSION.

La modélisation expérimentale analogique semble pouvoir devenir un outil utile pour la compréhension des processus tectono-sédimentaires et comme guide pour les études des bassins sédimentaires formés dans un contexte tectonique donné. Il faut cependant garder en tête que le cisaillement simple n'est qu'un cas particulier de déformation, d'ailleurs loin d'avoir été complètement exploré malgré tous les travaux qui lui ont été consacrés, et que des cas plus généraux devront être analysés.

D'un autre côté, il ne faut pas non plus oublier que d'autres phénomènes que la tectonique et la gravité rentrent en jeu dans le contrôle de la sédimentation. Or, si on peut assez aisément envisager d'affiner les modèles tectoniques et si on sait faire depuis longtemps des modèles expérimentaux analysant ces phénomènes, il apparaît assez difficile actuellement de combiner les deux.

La modélisation du type de celle présentée ici doit donc s'appuyer sur une étude sédimentologique la plus fine

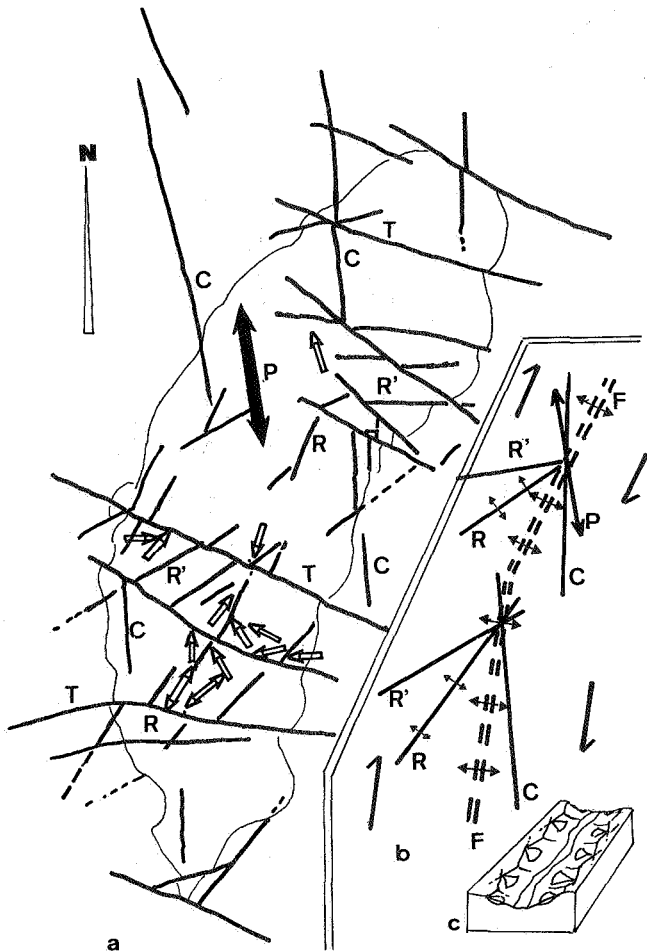


Fig. 14 - Bassin de Ségure - Tuchan.

- a. Schéma structural du bassin de Ségure
  - R fractures de Riedel principales
  - R' fractures de Riedel secondaires
  - C fractures conjuguées avec les riedels primaires (cf. modèles pour interprétation)
  - T fractures transversales (cf. modèles)
  - P pli anticlinal; flèches creuses : paléocourants et direction des apports.
- b. Interprétation mécanique : ouverture de la fracture initiale (F) accompagnée du développement de la fracturation et du plissement en cisaillement dextre (cf. modèles), avec accessoirement ouverture des fractures de Riedel principales.
- c. Image paléogéographique : axe de drainage localisé sur la fracture initiale (F) avec apports latéraux, contrôlés par la fracturation (failles R et C) et formation de panneaux losangiques (cf. modèle).

possible et les modèles devront être affinés en fonction de cette étude sédimentologique de manière à réduire le nombre de degrés de liberté dans l'interprétation, c'est-à-dire le nombre de solutions possibles à partir des mêmes données.

Cependant, dans l'état actuel, et même si on reste conscient de leurs limites, les modèles tectoniques expérimentaux permettent d'analyser des cas relativement complexes de relations entre tectonique et sédimentation ou de préciser des concepts ou des notions établies intuitivement. Par exemple, ils montrent que des phases successives et alternées de sédimentation et de fracturation peuvent se manifester au cours d'une même déformation progressive dans un contexte géodynamique inchangé, ou que l'on peut avoir simultanément extension avec sédimentation et compression avec plissements ou chevauchements dans une même zone tectonique. Ils confirment que les axes de la déformation locale finie ou infinitésimale ne sont pas nécessairement les mêmes que ceux de la déformation d'ensemble, leur orientation et la valeur des scalaires étant fonction du comportement du matériau et des discontinuités antérieures ou induites. Ils confirment aussi qu'une déformation hétérogène est nécessaire si les sens de déplacement relatif suivant les discontinuités sont les mêmes en déformation finie qu'en déformation infinitésimale, ce qui veut dire que pour pouvoir affirmer ceci, il faudra retrouver cette déformation hétérogène. Les interprétations régionales dans les exemples décrits dans cet article ont été basées sur ces résultats.

D'un point de vue général, la modélisation tectonique analogique semble également constituer une méthode d'analyse des structures complexes résultant de l'évolution de la fracturation en grande déformation finie, et éventuellement des modalités de la sédimentation associée, plus simple et plus commode à mettre en oeuvre que la modélisation théorique ou numérique.

#### REMERCIEMENTS.

Ce travail a bénéficié de l'appui du CNRS dans le cadre de l'ATP-INAG Géodynamique II et de la RCP 642. Je remercie aussi B. DELSAHUT, C. LUCAS, R. CAZETIEN, F. BIXEL, G. BESSIERE et P. VIALARD qui ont participé à divers stades de son élaboration et E. GROESSENS, pour ses encouragements.

#### BIBLIOGRAPHIE.

- ARTHAUD, F., MEGARD, F. et SEURET, M. (1977) - Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 1, 1 p. 147-188.
- BERGUES, J., GROLIER, J., SOULA, J. C. et TRAVERT, P. (1983) - Interprétation de la structure du bassin houiller de Saint-Eloy, d'après les résultats d'essais mécaniques et les modèles tectoniques. *Proc. 5th. Congress Int. Soc. Rock Mech. Melbourne*.
- BIOT, M. A. (1961) - Theory of folding of stratified media and its implications in tectonics and orogeny. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, 1595-1620.
- BIXEL, F. et LUCAS, C. (1983) - Magmatisme, tectonique et sédimentation dans les fossés stéphano-permiens des Pyrénées occidentales. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24, 4, p. 27-40.
- CAZETIEN, R. (1982) - Le Stéphano-permien des Corbières orientales (Aude); stratigraphie, dynamique de formation des bassins. *Th. 3ème Cycle, Toulouse*.
- CLOOS, E. (1955) - Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 66, 3, p. 241-256.
- DELSAHUT, B. (1981) - Dynamique du bassin de Carmaux et géologie des environs. *Th. 3ème cycle, Toulouse*.
- DERAMOND, J., SIRIEYS, P. et SOULA, J. C. (1983) - Mécanismes de déformation de l'écorce terrestre : structures et anisotropie induites. *5th Congress Intern. Soc. Rock Mech. Melbourne, F 89-93*.
- GAMOND, J. F. et GIRAUD, A. (1982) - Identification des zones de faille à l'aide des fractures de second ordre. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XXIV, 4, p. 755-762.
- LUCAS, C. (1977) - Permien et Trias des Pyrénées, stratigraphie, éléments de paléogéographie. *Cuad. Geol. Iberica*, 4, p. 111-122.
- MIAO FEN, FAN SHIZONG et LI MINGCAO (1980) - An application of tectonic systems in the prognosis of coalfields. *Institute of geological exploration, Xian, China*, 10 p.
- RAMBERG, H. (1962) - Contact strain and folding instability. *Geol. Rundschau*, 51, p. 405-429.
- RAMSAY, J. G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. Mc. Graw Hill, New York, 568 p.
- SHERWIN, J. A. et CHAPPLE, W. M. (1968) - Wavelength of single layer folds : a comparison between theory and observation. *Am. J. Sc.*, 266, 167-179.
- SOULA, J. C. (1981) - Plissement expérimental de monolites et de multilites à contraste de compétence faible ou moyen; comparaison avec des structures naturelles. *Rev. Géol. Dyn. Geogr. Phys.*, 23, 3, 235-256.
- SOULA, J. C., LUCAS, C. et BESSIERE, G. (1979) - Genesis and evolution of Permian and Triassic basins in the Pyrenees by regional simple shear acting on older Variscan structures : field evidence and experimental models. *Tectonophysics* 58, T1-9.
- TCHALENKO, J. S. (1970) - Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 6, p. 1625-1640.
- WILCOX, R. E., HARDING, T. P. et SEELY, D. R. (1973) - Basic wrench tectonics. *Bull. Am. Ass. Pet. Bull.*, 57 (1) p. 74-96.