Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale.

Pascal Richard

▶ **To cite this version:**

Pascal Richard. Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale.. Tectonique. Université Rennes 1, 1989. Français. NNT : . tel-00675425

HAL Id: tel-00675425

https://theses.hal.science/tel-00675425

Submitted on 1 Mar 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

P. RICHARD

ISSN 0755-978X
ISBN 2-905532-33-5

champs de failles au dessus d'un décrochement de socle :

MODELISATION EXPERIMENTALE

MEMOIRES ET DOCUMENTS
du Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles
n° 34

Rennes 1990

MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES

N°34

P. RICHARD

Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale.

Thèse de l'Université de Rennes I
soutenue le 17 Novembre 1989.

Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex
(France)

1989

ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-33-5

1990

Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex (France)

P. RICHARD (1989)

Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale.

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 33 ; 382 p.

A ma femme.

AVANT-PROPOS.

Au terme de ces deux années de thèse, je tiens à adresser, tout particulièrement, mes remerciements à P.R. Cobbold pour avoir accepté de me conseiller tout au long de mes travaux de recherche. Ces derniers ont été financés par l'Institut Français du Pétrole (I.F.P.), au sein duquel je voudrais remercier B. Coletta et J. Letouzey pour leurs avis, conseils et critiques sur cette étude expérimentale.

Je tiens également à témoigner ma gratitude envers W.T. Horsfield et I. Van Der Molen de Shell Recherche (Hollande) pour l'accueil que j'ai reçu dans leur laboratoire ainsi que les remarques constructives qu'ils m'ont apportées.

De par ses prouesses techniques, J.J. Kermarrec a contribué à la réussite de nombreuses expériences, "Merci !"

Enfin, je ne saurais terminer sans remercier les membres de l'Institut de Géologie ainsi que mes parents et amis qui m'ont soutenu et supporté tout au long de cette entreprise.

CHAMPS DE FAILLES AU DESSUS D'UN DECROCHEMENT DE SOCLE :

MODELISATION ANALOGIQUE.

SOMMAIRE.

INTRODUCTION. 1

Chap.I - **LE DECROCHEMENT : STRUCTURES CARACTERISTIQUES ET EXEMPLES NATURELS.** 5

I.1. Reconnaissance des décrochements en vue de surface. 6
I.2. Caractérisation d'un décrochement en coupe. 14
I.3. Conclusion. 18

Chap.II - **MODELISATION ANALOGIQUE.** 25

II.1. Travaux antérieurs. 28
II.2. Approche expérimentale développée. 43

Chap.III - **INITIALISATION DES FAILLES AU DESSUS D'UN DECROCHEMENT DE SOCLE : MODELISATION ANALOGIQUE ET TOMOGRAPHIE.** 53

III.1. Introduction. 57
III.2. Modélisation expérimentale. 59
III.3. Dicussion. 73
III.4. Conclusions. 75

Chap. IV - **CHAMP DE FAILLES AU DESSUS D'UNE FAILLE DE SOCLE REACTIVEE EN DECROCHEMENT A GLISSEMENT OBLIQUE.** 79

EXPERIMENTS ON FAULTING IN A TWO-LAYER COVER SEQUENCE OVERLYING A BASEMENT FAULT REACTIVATED IN OBLIQUE SLIP.

IV.1. Introduction. 85
IV.2. Scaling of Brittle-ductile experiments. 87
IV.3. Experimental results. 91
IV.4. Conclusions. 147

Chap. V - **REACTIVATION DE FAILLES NORMALES ET INVERSES, DANS UNE COUVERTURE SEDIMENTAIRE, EN CONTEXTE DECROCHANT.** 151

EXPERIMENTS ON REACTIVATION OF NORMAL AND REVERSE FAULTS IN A SEDIMENTARY COVER OVERLYING A REACTIVATED BASEMENT FAULT IN STRIKE-SLIP MODE. 157

V.1. Introduction. 158
V.2. Analogue modelling. 159
V.3. Discussion 195
V.4. Conclusions 197

Chap. VI - **CONTEXTES DECROCHANT-COMPRESSIFS ETUDE DE TERRAIN ET MODELISATION ANALOGIQUE.** 201

VI.1. Déformation en contexe décrochant compressif : modélisation analogique. 203
MECHANICAL REASONS FOR PARTITIONING OF FAULT MOTIONS IN CONTINENTAL CONVERGENT WRENCH ZONES. 205
VI.2. Déformation décrochante et compressive en cordillère orientale. 221

Chap. VII - **FORMATION SIMULTANEE DE FAILLES ET DE PLIS AU-DESSUS D'UN DECROCHEMENT DE SOCLE.**

VII.1. Bordure décrochante sud Caraïbes. 243
VII.2. Modélisation expérimentale. 250
EXPERIMENTS ON SIMULTANEOUS FAULTING AND FOLDING ABOVE A BASEMENT WRENCH FAULT. 253

CONCLUSION. 273

Annexe 1. Dimensionnement d'un horizon ductile à l'échelle d'un bassin sédimentaire : application numérique. 275

Annexe 2. Expriments on faulting in two-layer cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique (normal-wrench or reverse-wrench) slip. 279

Annexe 3. Structures en fleur positives et décrochements crustaux : modélisation analogique et interprétation mécanique. 299

Annexe 4. Modélisation expérimentale. 307

Annexe 5. Compilation de références bibliographiques de travaux de modélisation analogique. 313

Références bibliographiques. 333

INTRODUCTION.

Les géologues pétroliers s'intéressent depuis longtemps aux zones décrochantes affectant les bassins sédimentaires, car elles représentent des pièges privilégiés pour les hydrocarbures. De par leur géométrie, les failles décrochantes posent un problème à tout géologue désirant les étudier. En effet, bien que facilement mise en évidence dans un plan horizontal, les décrochements, de par leur orientation subverticale à verticale permettent difficilement de les suivre sur des sections transversales sur le terrain. Une approche possible est l'étude sur profils sismiques. De nombreux profils ont été tirés à travers les bassins affectés de zones décrochantes. Cependant, la géométrie verticale de ces zones rend souvent l'interprétation des profils difficile (perte de continuité des reflecteurs due aux forts pendages des structures).

La modélisation expérimentale permettant une observation facile en 3 dimensions apparaît comme étant l'outil idéal pouvant aider à la compréhension de la genèse, du fonctionnement et de la géométrie de ces domaines. Après avoir décrit les caractéristiques des zones décrochantes sur le terrain, nous faisons une revue des travaux antérieurs de modélisation analogique.

Nous abordons ensuite, l'aspect initiation des failles. En effet, l'application à la modélisation expérimentale de la tomographie aux Rayons X, assisté par ordinateur, a permis de suivre l'initiation des failles dans des modèles. Cette méthode permet d'acquérir des images d'un modèle donné au cours de la déformation sans le détruire. Les expériences présentées explicitent l'influence de la rhéologie sur l'initiation des failles dans une couverture sédimentaire lors du fonctionnement d'une faille de socle.

Nous envisageons également une étude sur le décrochement oblique. Dans ces expériences, le modèle est l'analogue d'une couverture sédimentaire reposant sur un socle (le dispositif expérimental) dans lequel une ancienne faille est réactivée en décrochement oblique. Différentes configurations i) de faille de socle (normale, verticale ou inverse), ii) de déplacement imposé sur le plan de faille (trois valeurs du rapport rejet horizontal rejet vertical, 0 - 1 et 3,5), et iii) composition rhéologique (couverture purement fragile ou fragile-ductile) ont été testées (neuf séries de quatre

expériences chacune sont ainsi détaillées). Ce travail permet de montrer l'influence i) de la géométrie d'une faille de socle, ii) de la rhéologie et iii) des déplacements imposés sur la formation d'un champ de failles en contexte décrochant oblique.

Une démarche similaire est présentée pour une étude expérimentale sur la réactivation en contexte décrochant. Dans un premier stade de déformation, un champ de failles est créé au dessus d'un cisaillement de socle inverse, verticale ou normale, pour différentes rhéologies. Puis ces champs de failles sont déformés en contexte purement décrochant (dix séries de trois expériences sont présentées). Ces expériences mettent en évidence le rôle fondamental de la structuration antérieure d'un système, lors d'une phase de déformation, ici en contexte décrochant.

L'analyse des zones décrochantes compressives est ensuite abordée. Un travail de modélisation s'attache à l'étude de la formation de champs de failles en contexte à la fois décrochant et compressif, pour i) différents taux de décrochement/convergence et ii) différentes rhéologies. Une étude de terrain a ensuite été réalisée en Colombie, mettant en évidence le jeu décrochant et décrochevauchant d'une faille active (la faille de Bucaramanga).

Enfin, la formation et le fonctionnement simultanés de plis et de failles au dessus d'un décrochement de socle sont envisagés. Après avoir décrit des exemples dans le domaine Sud-Caraïbes, pour lesquels les relations genèse-fonctionnement ne sont pas évidentes, une approche expérimentale est abordée. Une nouvelle technique a été mise au point afin de réaliser des modèles dits "multicouches", succession verticale de feuilles de silicone (70 x 70 x 0.2 cm) et de niveaux de sable. A l'aide de ces modèles, déformés en décrochement pur, l'influence de la rhéologie sur la formation simultanée de failles et de plis au-dessus d'une décrochement de socle, est démontrée..

CHAPITRE I.

LE DECROCHEMENT :

STRUCTURES CARACTERISTIQUES ET EXEMPLES NATURELS.

CHAPITRE I.

LE DECROCHEMENT :

STRUCTURES CARACTERISTIQUES ET EXEMPLES NATURELS.

Définition. 5

I.1. RECONNAISSANCE DES DECROCHEMENTS EN VUE DE SURFACE. 6

I.1.A. LES FAILLES ASSOCIEES. 6

I.1.B. LES PLIS EN ECHELON. 9

I.2. CARACTERISATION D'UN DECROCHEMENT EN COUPE 14

I.2.A. SUR UNE MEME COUPE. 14

I.2.B. SUR DES COUPES TRANSVERSALES SUCCESSIVES. 18

I.3. CONCLUSION. 18

Références. 21

CHAPITRE I.

LE DECROCHEMENT : STRUCTURES CARACTERISTIQUES ET EXEMPLES NATURELS.

Une étude expérimentale sur le décrochement ne peut être envisagée sans en avoir défini l'objet. Nous nous intéressons au fonctionnement d'un décrochement de socle sous une couvertuer sédimentaire. Il paraît donc nécessaire dans ce premier chapitre, de répondre aux deux questions suivantes :

Comment définir un décrochement ?
Quelles sont les structures caractéristiques d'un décrochement ?

Définition.

Des points de vue géométrique et cinématique, un décrochement est une faille verticale séparant deux compartiments qui se sont déplacés l'un par rapport à l'autre, dans un plan horizontal. Cependant, bien qu'il soit raisonnable d'admettre qu'un décrochement soit verticalement simple, (Sibson, 1986 ; Aydin and Schultz, sous presse) la structuration horizontale est beaucoup plus complexe (Aydin and Nur, 1985 ; Sylvester, 1988 ; Kisslinger, 1989).

Du point de vue des contraintes, il est classiquement reconnu que le développement d'un décrochement nécessite un champ de contraintes triaxiales tel que (Fig. 1 - 1) σ_1 et σ_3 soient contenues dans le plan horizontal, orientées à 45° du plan de décrochement et que σ_2 soit verticale. Suivant l'orientation relative de σ_1 et σ_3 deux types de décrochement peuvent être définis : σ_1 orientée à +45° (sens antihoraire) du décrochement définit un décrochement senestre ; σ_1 à -45° (sens horaire) définit un décrochement dextre.

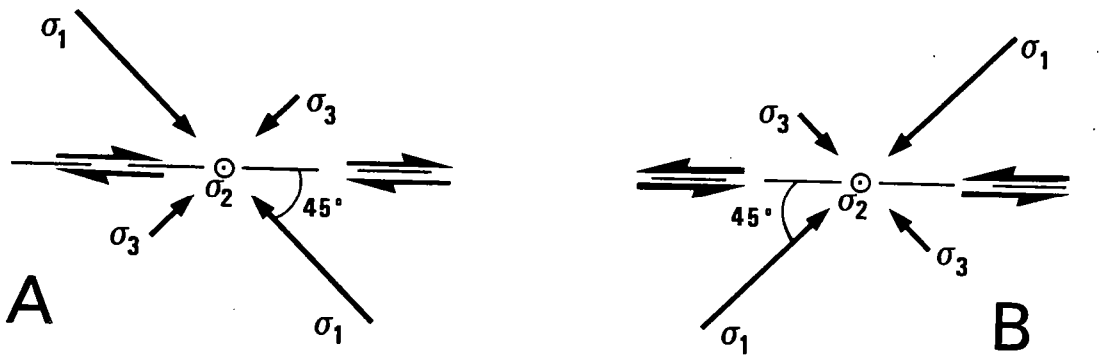


Fig. 1 - 1. Champ de contraintes associé à un décrochement.
A : décrochement dextre. B : décrochement sénestre.

Sur le terrain, un décrochement de socle ne s'exprime pas, dans la couverture, par une faille unique, mais par un ensemble de structures (failles, plis) accommodant un déplacement global décrochant. Ces structures sont dépendantes des rhéologies, de la dynamique et des hétérogénéités des systèmes naturels (Harding et al., 1985 ; Sylvester, 1988).

Envisageons, tout d'abord, les structures caractéristiques associées à une zone décrochante dans un plan horizontal (Fig. 1 - 2), c'est la vision du géologue de terrain. Nous considérons, ici, des exemples de décrochement dont le rejet horizontal est de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres. Au delà, le contrôle de la faille de socle est tel que la déformation se localise généralement sur un nombre restreint de failles, voir même sur une faille active unique, parallèle à la faille de socle. Ensuite, le décrochement est caractérisé en coupe (plan vertical, plus ou moins perpendiculaire à la direction globale de déplacement) (Fig. 1 - 13). C'est l'approche sur profils sismiques.

I.1. RECONNAISSANCE DES DECROCHEMENTS EN VUE DE SURFACE.

I.1.A. LES FAILLES ASSOCIEES.

Les structures associées à un décrochement s'organisent généralement selon une bande étroite, le long de la direction de déplacement. Considérons le cas d'un décrochement dextre. Il est communément admis que 5 types de fractures peuvent y être associés (Christie-blick and Biddle, 1985 ; Sylvester, 1988).

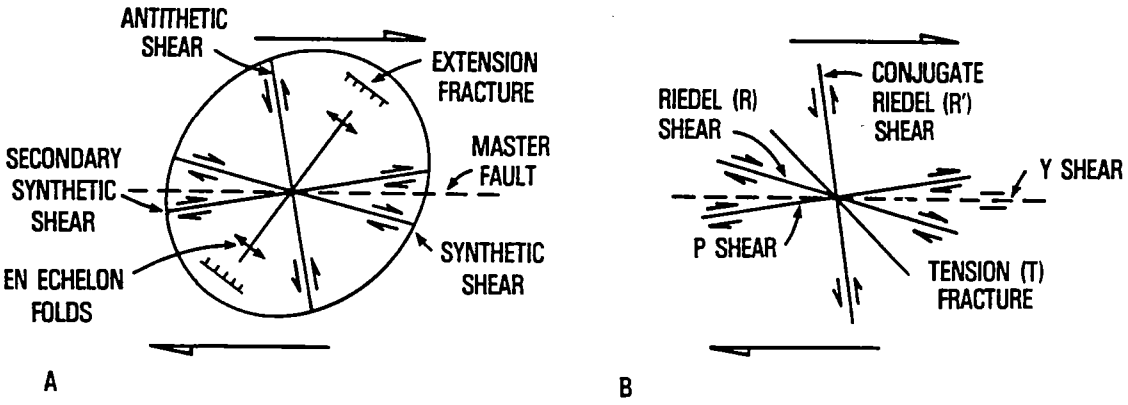


Fig. 1 - 2. Relations angulaires entre les structures caractéristiques susceptibles de se développer dans la couverture sédimentaire, au dessus d'un décrochement de socle (d'après Christie-Blick and Biddle, 1985).

1) Les failles R de Riedel, synthétiques, du cisaillement, se développent à -Ø/2 (sens horaire, Ø étant l'angle de frottement interne du matériau) de la direction principale de cisaillement (définies expérimentalement, Cloos, 1928 ; Riedel, 1929 ; Tchalenko, 1970). Ces failles sont les premières à se développer lors du fonctionnement d'un décrochement (Cloos, 1928 ; Riedel, 1929 ; Tchalenko, 1970). Ces structures ont été abondamment décrites sur le terrain (Rattigan, 1967 ; Tchalenko and Ambraseys, 1970 ; Erdlac and Anderson, 1982 ; Arthaud et Matte, 1975 et 1977 ; Keller and others, 1982 ; Anadon et al., 1985 ; Sengör et al., 1985 ; Deng et al., 1986 ; Laville, 1988 ; Martel et al., 1988).

2) Les Riedels conjugués, R1 ou R', antithétiques du cisaillement, se développent à 90 + Ø/2 (sens antihoraire) de la direction principale de cisaillement (expérimentalement définies par Cloos, 1928 ; Riedel, 1929 ; Tchalenko,1970). Ces failles accompagnent ou non les Riedels R lors du développement d'un décrochement. Elles se développent préférentiellement entre deux R parallèles. Ces failles ont été décrites dans de nombreuses études de terrain (Tchalenko and Ambraseys, 1970 ; Williams, 1975 ; Moore, 1979 ; Erdlac and Anderson, 1982 ; Keller and others, 1982 ; Sengör et al., 1985 ; Montenat et al., 1987).

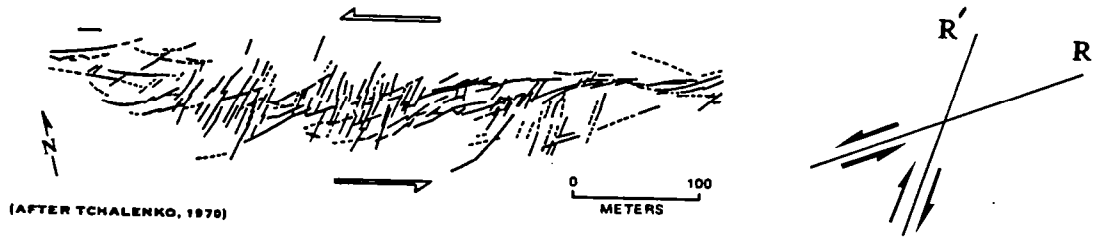


Fig. 1 - 3. Exemple naturel de Riedel R synthétiques et de Riedel R' antithétiques d'un décrochement sénestre. Ces structures ont été créées lors du tremblement de terre de Dash-e Bayaz (Iran) décrit par Tchalenko and Ambraseys (1970), Tchalenko (1970).

3) Les failles synthétiques secondaires (ou P shears) apparaissent à +Ø/2 de la direction principale de décrochement (définies par Skempton,1966 ; Tchalenko, 1970). Le développement de ces failles correspond à un stade d'évolution plus avancé. Les failles P anastomosent l'ensemble des failles R et R' et servent principalement de liaison entre les R. Des exemples de terrains ont également été décrits (Tchalenko and Ambraseys ,1970 ; Erdlac and Anderson, 1982 ; Keller and others, 1982).

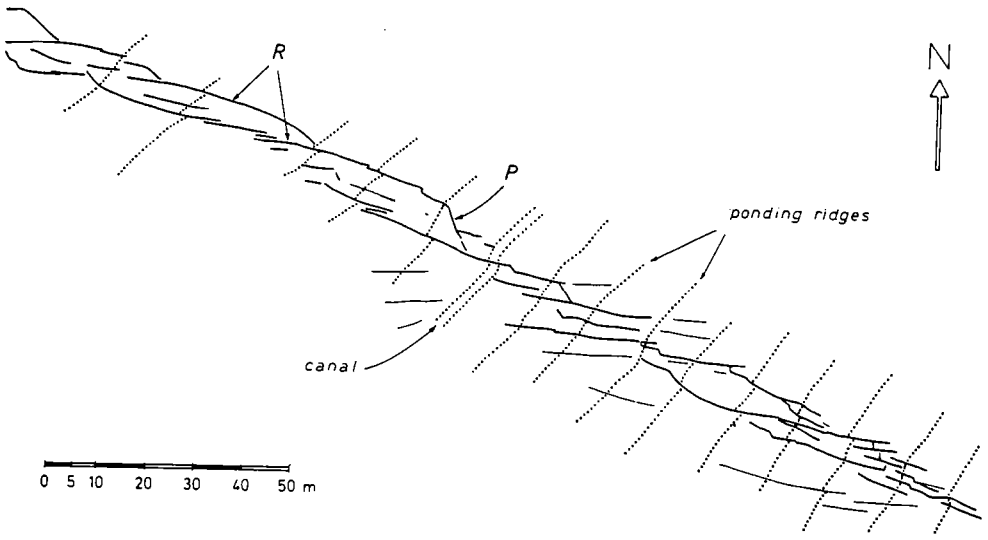


Fig. 1 - 4. Exemple naturel de failles synthétiques secondaires (P au sens de Skempton, 1966). Le caractère sénestre des différentes failles est visualisé par les décalages des conduites d'irrigation (Ponding Ridges) servant de marqueurs passifs (d'après Tchalenko and Ambraseys, 1970).

4) Les failles normales et les tensions de fracture (T fractures de Tchalenko and Ambraseys, 1970) se développent à -45° du plan de cisaillement, parallèlement à σ_1. Leur développement n'est pas systématique. Elles sont très fréquentes dans les zones divergentes. Elles ont été décrites sur le terrain par Bagnall (1964), Rattigan (1967), Bishops (1967), Smith (1968), Tchalenko and Ambraseys (1970), Yeats (1973), Nelson and Krausse (1981), Cemen et al. (1985), Christie-Blick and Biddle (1985), Mann et al. (1985), Laville (1988) et Martel et al. (1988).

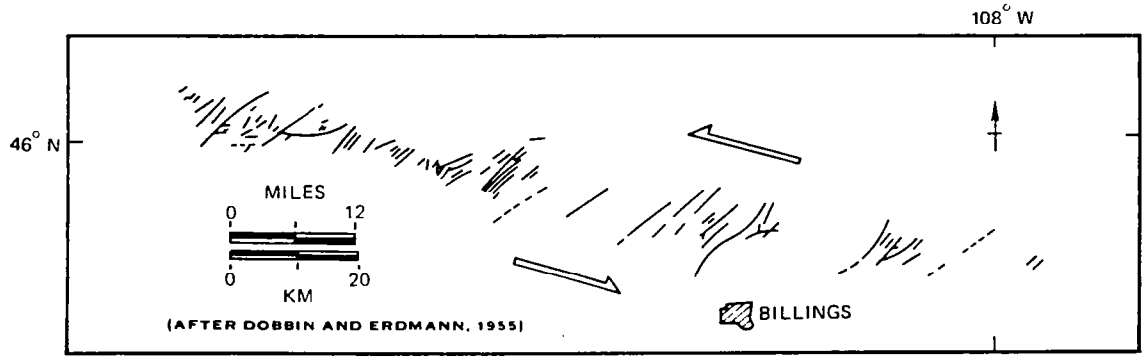


Fig. 1 - 5. Exemple de failles normales en échelon au dessus d'un décrochement de socle sénestre (Montana, Wilcox et al., 1973). Les failles sont orientées à 45° de la direction principale de décrochement.

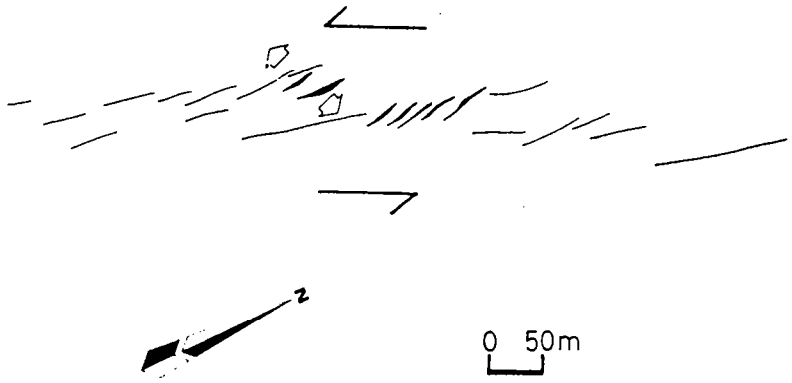


Fig. 1 - 6. Exemple de fractures d'extension ouverte sur une faille active lors du tremblement de terre de Narman Horasan 1983, Turquie (Özgül et al. 1983).

5) Les failles parallèles à la zone de cisaillement (Y shears de Skempton) décrites expérimentalement par Skempton (1966) et Barlett et al. (1981). Ces failles apparaissent en fin d'expérience et peuvent être assimilées à des P parallèles à la direction de déplacement général.

Bartlett et al. (1981) ont également défini les X "shears" (symétriques des R') dans leurs expériences.

I.1.B. LES PLIS EN ECHELON.

Les plis associés aux décrochements sont typiquement disposés en échelon, obliques sur la direction principale de cisaillement. Ces plis ont reçu depuis longtemps une attention toute particulière des géologues pétroliers, car ils sont des pièges potentiels pour les hydrocarbures (Harding, 1974 ; Dibblee,1977 ; Harding and Tuminas, 1988). De très nombreux exemples sont décrits dans la littérature (Moody and Hill, 1956 ; Bishops, 1967 ; Rattigan, 1967 ; Smith, 1968 ; Webb, 1969 ; Wilcox et al., 1973 ; Yeats, 1973 ; Harding, 1974 ; Moore, 1979 ; Anadon et al., 1985 ; Gallardo, 1985 ; Sengör et al., 1985 ; Stephan, 1985 ; Stephan et al., 1985 ; Rossi, 1985 ; Zalan et al., 1985).

Généralement, les plis en échelon sont localisés dans une zone étroite au dessus d'une faille majeure décrochante (Moody and Hill, 1956). Ils peuvent cependant se développer entre deux décrochements majeurs (Aydin and Page, 1984) (Figure 1 - 7).

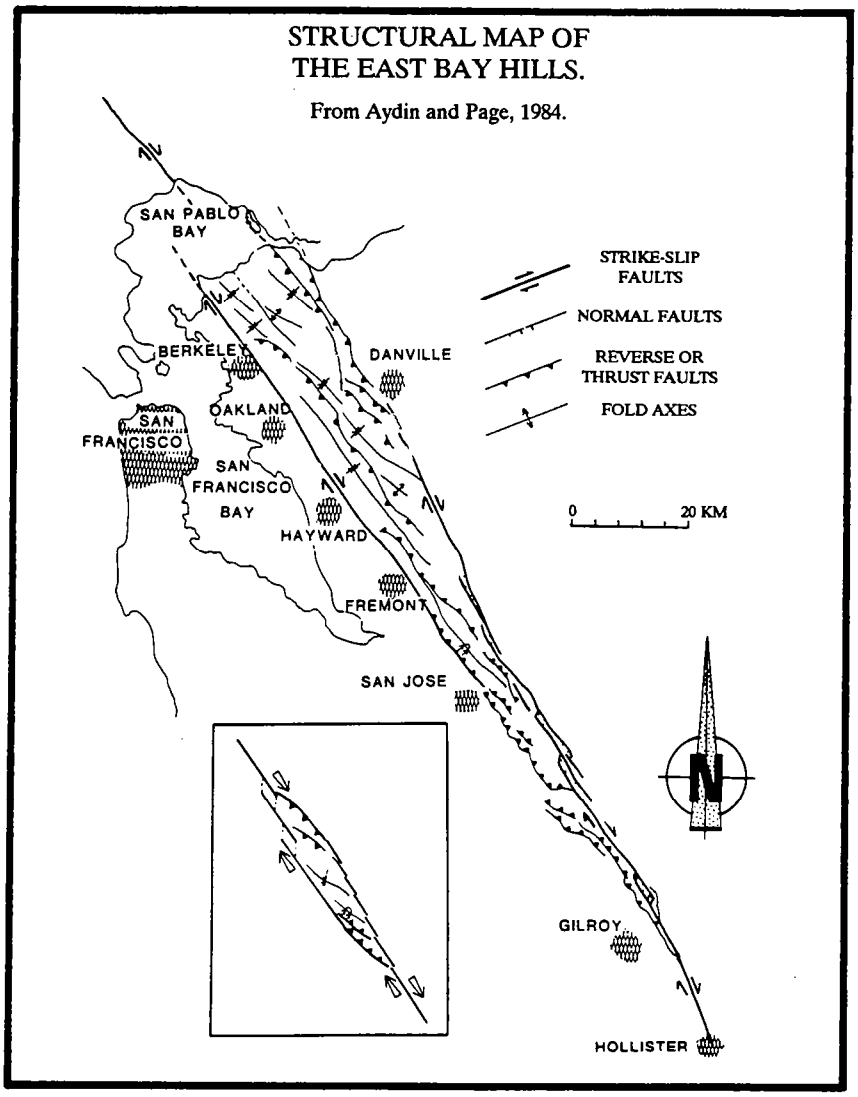


Fig. 1 - 7. Plis en échelon développés sous l'action combinée de deux décrochements dextres, dans la baie de San Francisco, Californie (d'après Aydin and Page, 1984).

Lors de leur formation, les axes des plis font un angle idéal de 45° avec la direction de décrochement (Figure 1 - 8), et sont perpendiculaires à la direction de raccourcissement. Cependant, les exemples naturels montrent que les plis sont généralement réorientés lors du fonctionnement des décrochements. Ainsi leur orientation peut varier de 45° à 10°-5° selon les exemples naturels (Harding and Lowell, 1979 ; Wilcox et al., 1973). Les plans axiaux de ces plis ont une forme hélicoïdale (Sylvester, 1988) (Fig. 1 - 9), par conséquent, les relations angulaires entre la faille majeure décrochante et les axes de plis peuvent dépendre localement du niveau d'érosion.

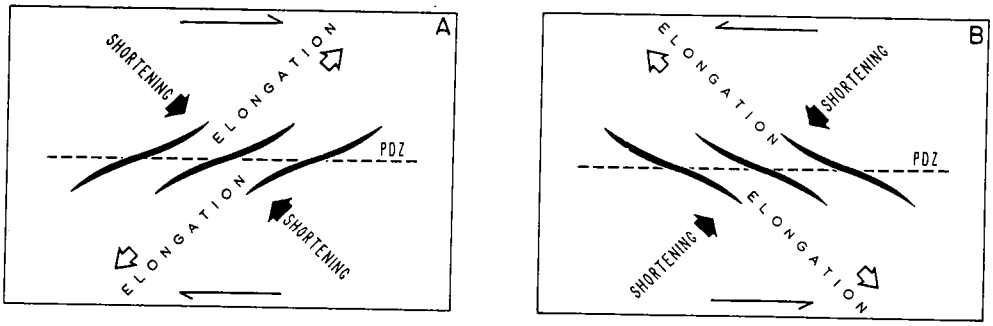


Fig. 1 - 8. Géométrie idéale de plis en échelon associés à un décrochement (A) dextre ou (B) senestre (d'après Sylvester, 1988).

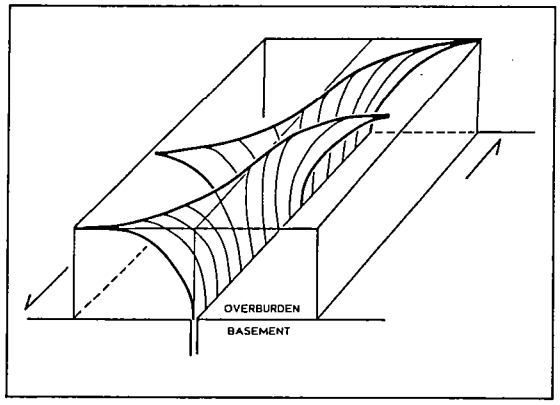


Fig. 1 - 9. Géométrie hélicoïdale théorique de plans axiaux de plis en échelon associés à un décrochement sénestre. Cette interprétation est inspirée des travaux analogiques de Naylor et al. (1986) sur la géométrie des Riedels et de descriptions d'exemples naturels de Sylvester and Smith (1976) et Gamond and Odonne (1984) (d'après Sylvester, 1988).

Les plis en échelon sont donc très intéressants à observer car ils permettent :

1 - de déterminer l'existence d'un décrochement de socle sous une couverture sédimentaire (Figure 1 - 10),

2 - de déterminer le sens de décrochement d'une faille décrochante (Figure 1 - 11),

3 - de prévoir l'orientation des structures associées.

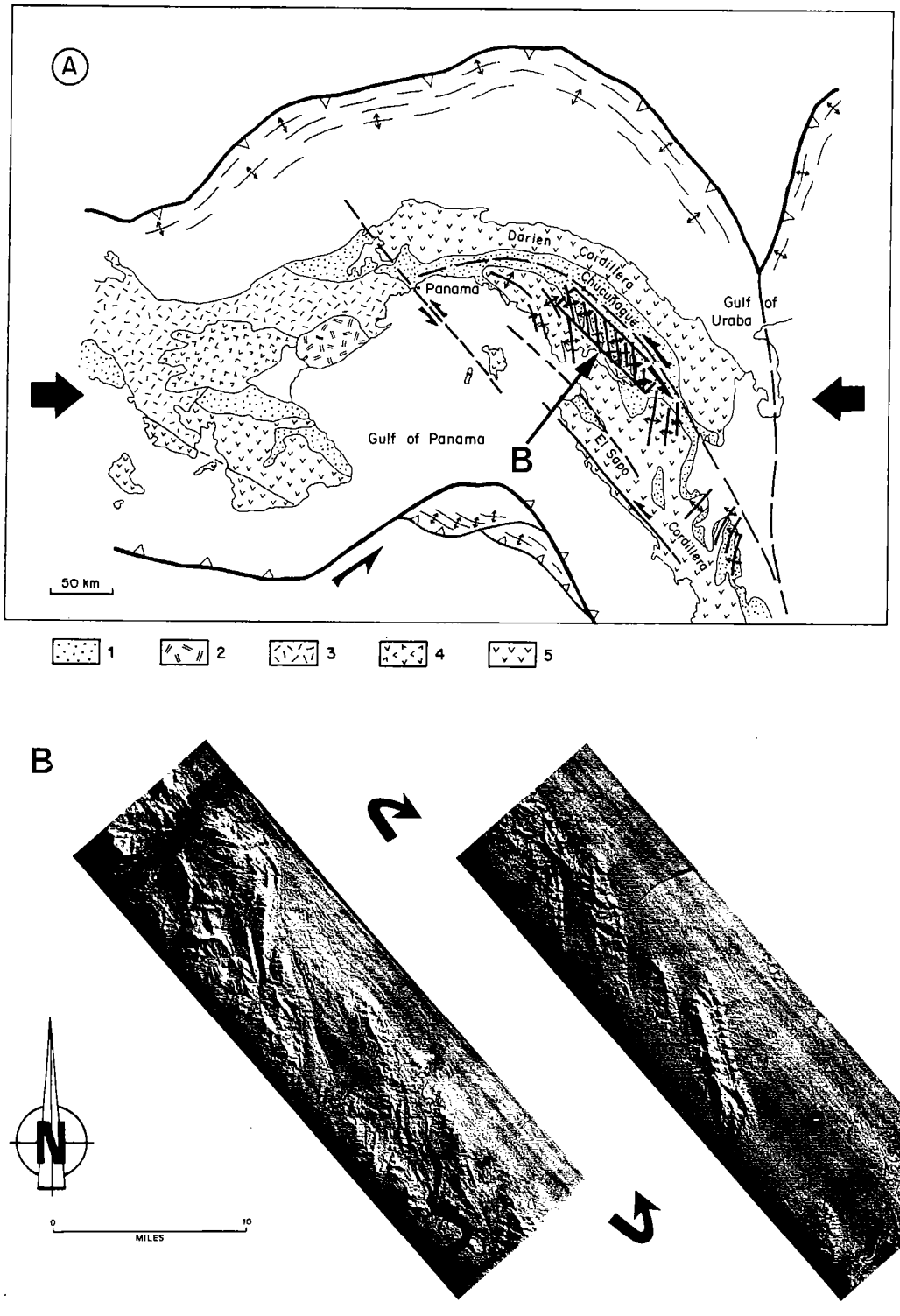


Fig. 1 - 10. Plis en échelon sur la marge ouest du domaine Caraïbes (d'après Stephan et al., 1986). (a) Dispositif structural du feston de Panama. (L) Image radar des plis en échelon de la bordure sud de la dépression de Chucunaque (voir (a) pour localisation) (d'après Wilcox et al., 1973).

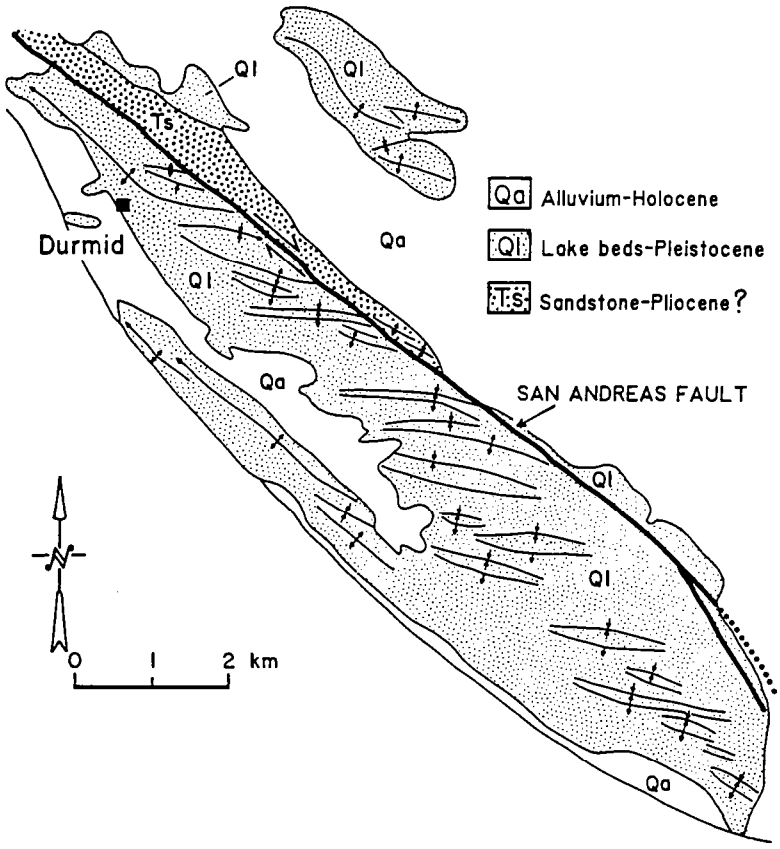


Fig 1 - 11. Plis en échelon affectant les sédiments d'âge Plio-Pléistocène le long de la faille de San Andreas près de Salton sea (d'après Dibble, 1977). Les plis en échelon sont disposés le long d'une faille décrochante dextre. Cependant, leur formation est certainement due à un décrochement dextre de socle masqué par la couverture sédimentaire, à l'aplomb de la zone plissée (Sylvester, 1988).

Les structures décrites précédemment sont réunies sur la figure 1 - 12 représentant l'allure générale d'une faille décrochante. Bien que souvent rectiligne, des variations de direction dans la course d'un décrochement engendrent des zones dans lesquelles des structures distensives ou compressives sont créées. Nous considérons ainsi les inflexions relaxantes (caractère distensif de la déformation) et les inflexions contraignantes (caractère compressif de la déformation). Un exemple typique est décrit en Mer d'Andaman (Harding, 1985) (Fig. 1 - 14).

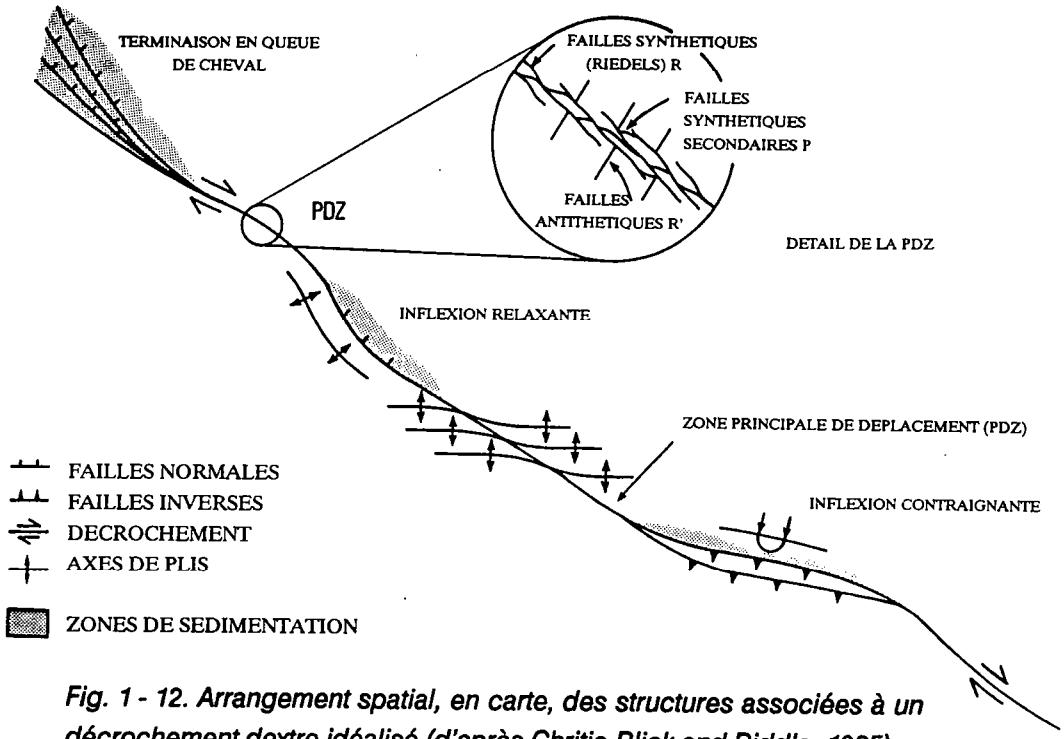


Fig. 1 - 12. Arrangement spatial, en carte, des structures associées à un décrochement dextre idéalisé (d'après Chritie-Blick and Biddle, 1985).

I.2 : CARACTERISATION D'UN DECROCHEMENT EN COUPE (FIG. 1 - 13).

L'observation, en coupe des zones décrochantes, se fait principalement grâce à des profils sismiques, perpendiculaires à la direction principale de déplacement (Bally, 1983 ; Harding, 1985). Bien que souvent difficiles à mettre en évidence, en coupe, de nombreux critères caractérisent une zone décrochante. Ces caractéristiques sont, tout d'abord, détaillées pour une section donnée (Fig. 1 - 13). Ensuite l'aspect 3 dimensions des décrochements est envisagé à l'aide des variations susceptibles de se produire le long d'un même accident, sur des coupes successives.

I.2.A. SUR UNE MEME COUPE.

D'une manière générale, en coupe, les décrochements présentent les caractéristiques suivantes :

- un fuseau de failles divergentes au sommet, convergentes à la base sur une faille unique.
- failles à fort pendage (subverticales à verticales).
- faille principale verticale à subverticale en profondeur.
- variations importantes d'épaisseur et, ou de faciès d'un même horizon de part et d'autre d'un plan de faille.
- rejets normal et inverse sur un même plan de faille.
- inversion du rejet d'une faille (ancienne faille normale montrant un rejet inverse).

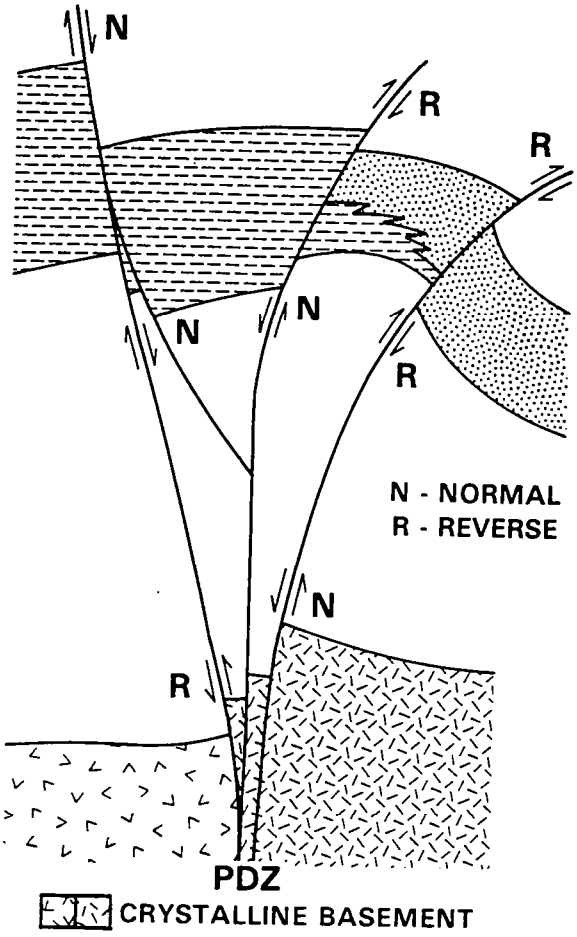


Fig. 1 - 13. Caractéristiques d'une zone décrochante sur une section transversale idéalisée (d'après Chritie-Blick and Biddle, 1985).

Ces caractéristiques définissent des structures dites "en fleur" (Kingma, 1958 ; Harding, 1973 ; Harding, 1985). Lorsque la tendance des rejets est normale, les structures en fleurs sont dites négatives (Fig. 1 - 15). Si elle est inverse, elles sont dites positives (Fig 1 - 14). Sylvester (1988) propose que le terme "Positive flower structure" soit remplacé par le terme "Palm tree stucture" (proposé par Sylvester and Smith, 1976) traduisant la géométrie convexe des plans de failles, rencontrée fréquemment dans les structures en fleur positives. Sylvester propose aussi que le terme "Négative flower structure" soit remplacé par le terme "Tulip structure" (proposé par Naylor et al., 1986) traduisant la géométrie concave des plans de failles.

Selon de nombreux auteurs, les structures en fleurs positives traduisent une composante de convergence perpendiculaire à la zone décrochante (décrochement transgressif, Sylvester and Smith, 1976 ; Harding and Lowell 1979). Les structures en fleur négatives traduisent une composante

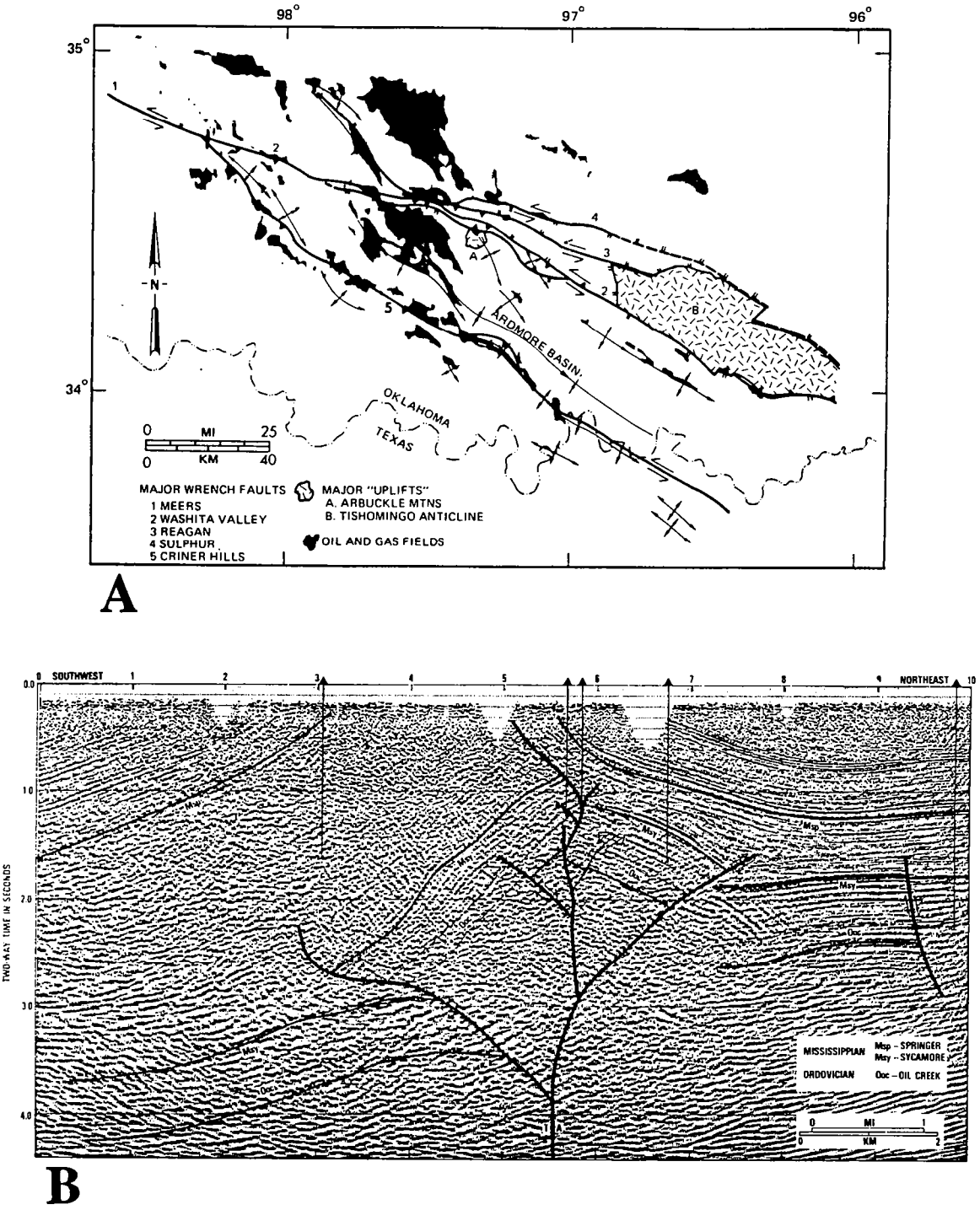
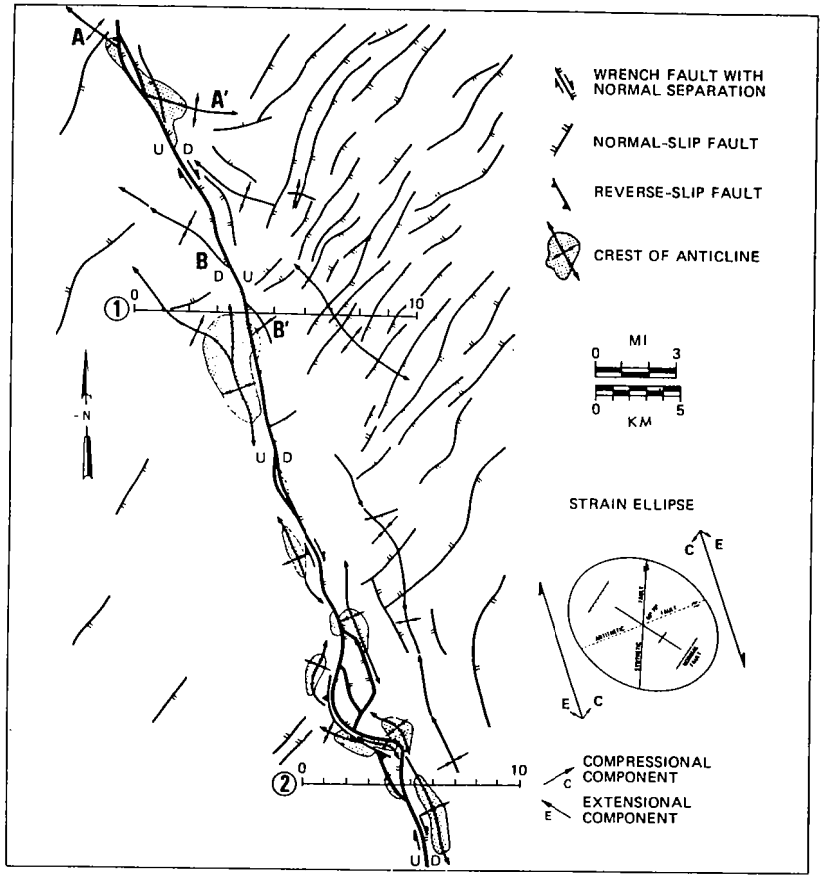


Fig. 1 - 14. Structure en fleur dans le bassin d'Ardmore (Oklahoma). (A) Schéma structural du Bassin. (B) Profil sismique orienté Sud Ouest - Nord Est, perpendiculairement à la direction de déplacement . Ce profil se situe sur une faille secondaire (d'après Harding, 1985).



A

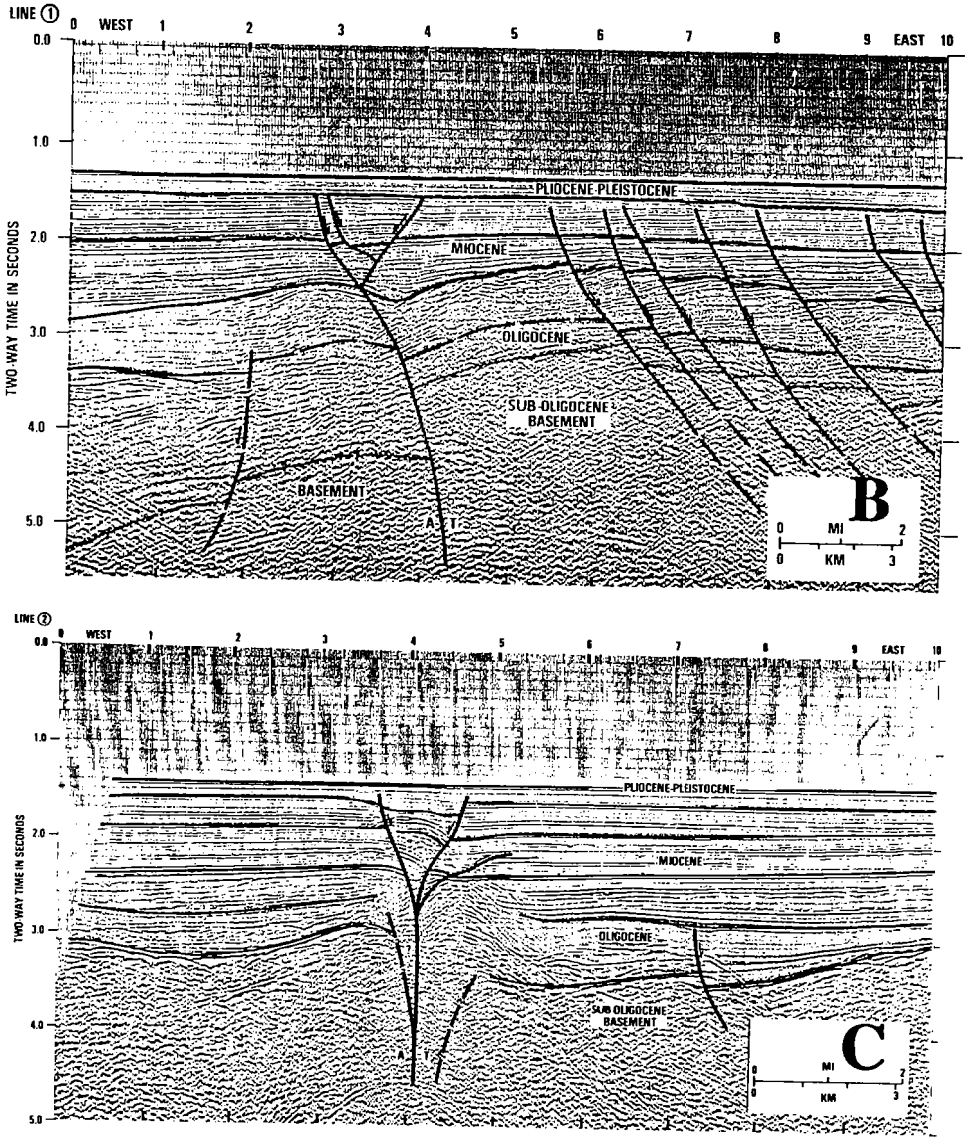


Fig. 1 - 15. Exemples de structures en fleur en mer d'Andaman (Sumatra). A - Schéma structural et localisation des profils B et C (d'après Harding, 1985).

d'extension de la zone décrochante (décrochement transtensif, Harding, 1985). Cependant, ces deux types de structures peuvent se développer dans un contexte général purement décrochant (Kingma, 1958), dans des zones localement divergentes ou convergentes suivant le tracé sinueux d'un décrochement majeur (inflexion relaxante ou contraignante), (Fig. 1 - 12).

I.2.B : SUR DES COUPES TRANSVERSALES SUCCESSIVES.

Le long d'un même linéament décrochant, les sections montrent d'importantes variations.

- variations de pendage d'une même faille,
- variations de géométrie du fuseau de failles,
- variations des rejets verticaux, aussi bien en sens qu'en magnitude sur un même plan de faille.

Le tracé d'un décrochement divergent en Mer d'Andaman (Sumatra) est représenté figure 1 - 15. Le tracé de ce décrochement est sinueux. Sur profils sismiques (Fig. 1 - 15B et 1 - 15C), les structures observables sont différentes suivant la localisation. Cet exemple illustre bien la géométrie tridimensionnelle des zones décrochantes. Un profil situé deux kilomètres plus au Nord, montrerait des structures compressives et non plus distensives. En effet, la courbure du décrochement et les plis cartographiés indiquent une inflexion contraignante.

I.3. CONCLUSION.

En définitive, les décrochements sont relativement faciles à mettre en évidence sur le terrain, en carte. En effet, ceux-ci sont systématiquement caractérisés par des failles associées (Riedels synthétiques ou antithétiques, failles P conjuguées,...), et/ou des systèmes de plis en échelon sur la direction principale de déplacement. Certains décrochements, très actifs, offrent même des décalages de rivières, de constructions immédiatement observables sur photographies aériennes (Fig. 1 - 16 et 1 - 17).

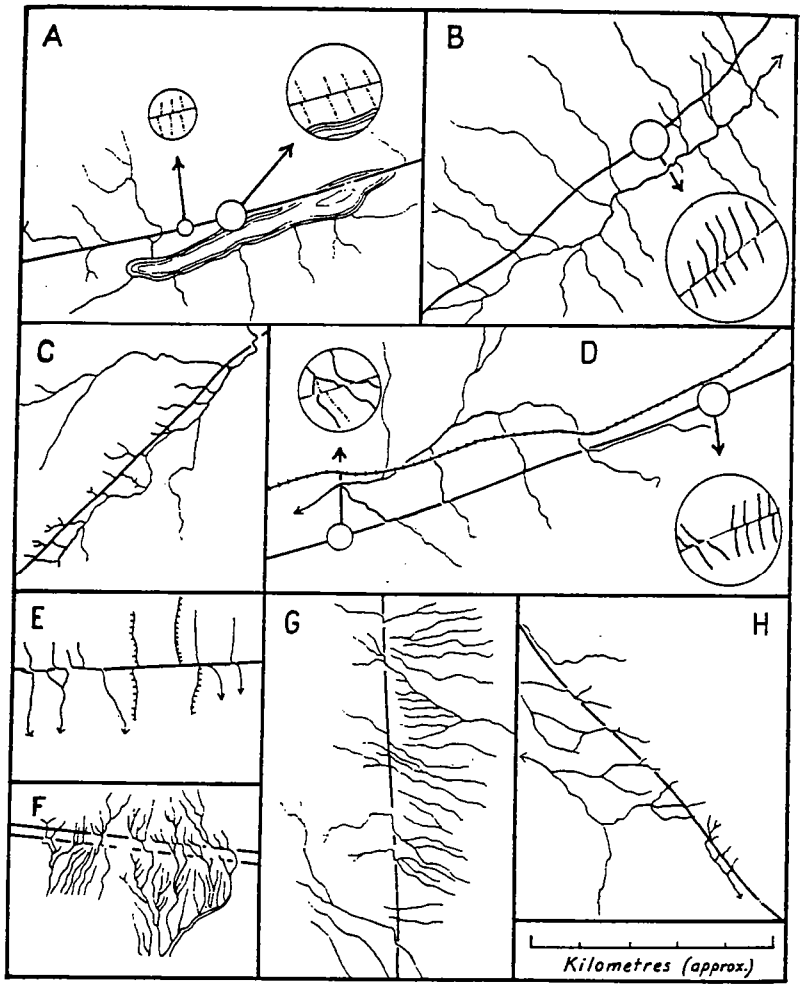


Fig. 1 - 16. Mise en évidence de jeux actifs sur des failles décrochantes en Afghanistan (A, B et C) et en Iran (D, E, F, G et H). Les tracés ont été réalisés à partir de photographies aériennes. A - Faille de Talemazar, jeu dextre de 25 m. B - Faille de Herat, 60 à 100 m de décalage dextre. C - Faille de Darfshan, jeu sénestre de 150 m. D - Faille de Shahrud, 100 m de jeu sénestre. E.F - Faille de Doruneh, 200 m de jeu sénestre. G - Faille de Nalbadan, jeu dextre. H - Faille du Zagros, possible jeu dextre (d'après Wellman, 1965).

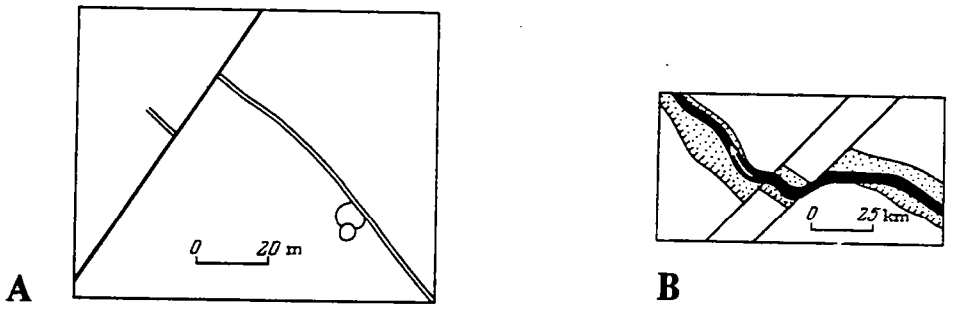


Fig. 1 - 17. Exemples de jeux récents sénestres sur la faille de Darvaz-Karakul (Afghanistan - Badakhstan). A - Mur médiéval tronçonné par une faille sénestre. B - Vallée éocène décalée le long de deux décrochements sénestres(d'après Kuchay and Trifonov, 1977).

En coupe, nombreux sont les critères caractérisant les décrochements (variation d'épaisseur d'un horizon associé à des inversions de rejet vertical sur une même faille, fuseau de failles convergentes à la base...). Cependant, de part sa géométrie, zone de failles verticales et rejet principalement horizontal, l'observation en coupe est moins évidente. L'utilisation de profils sismiques est nécessaire mais leur interprétation reste souvent difficile

Références.

Anadon, P., Cabrera, L., Guimera, J. and Santanach, P., 1985. Paleogene strike-slip déformation and sédimentation along the southeastern margin of the Ebro basin. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors, Strike-slip déformation, basin formation, and sédimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37: 303-318.

Arthaud F. and Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-ouest de l'Europe, Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. Tectonophysics, 25 : 139-171.

Arthaud F. and Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of e right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Bull. Geol. Soc. Am., 88: 1305-1320.

Aydin, A. and Nur, A., 1985. The types and role of stepovers in strike-slip tectonics. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors, Strike-slip déformation, basin formation, and sédimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37: 35-43.

Aydin, A. and Page, M., 1984. Diverse Pliocene-Quaernary tectonics in a rtabsform environment, San Francisco Bay region, California. Geological Society of America Bulletin, 95: 1303-1317.

Aydin, A. and Schultz, R.A., 1989. Effect of mechanical interaction on the developpment of strike-slip faults with echelon patterns. J. Struc. Geol. In press.

Bagnall, P.S., 1964. Wrench faulting in Cyprus. J. Geol., 72: 327-345.

Bally, A.W. (Editor), 1983. Seismic expression of structural styles. Am. Ass. Petrol. Geol., Studies in Geology Series, N° 15, 3.

Bartlett, W.L., Friedam, M. and Logan, J.M., 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure: Part IX. Wrench faults in limestone layers. Tectonophysics, 79: 255-277.

Bishop, D.G., 1967. The geometric relationships of structural features associated with major strike-slip faults in New-Zealand. N. Z. J. Geol. Geophys., 11: 405-417.

Cemen, I., Wright, L.A., Drake, R.E. and Johnson, F.C., 1985. Creek strike-slip fault zone, Death Valley region, California. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors, Strike-slip déformation, basin formation, and sédimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37: 127-142.

Christie-Blick, N. and Biddle, K.T., 1985. Déformation and basin formation along strike-slip faults. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors, Strike-slip déformation, basin formation, and sédimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37: 1-34.

Cloos, H. 1928. Experimenten zür Inneren tektonik. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläeontologie, At, B: 609-621.

Deng, Q., Wu, D., Zhang, P. and Chen, S., 1986. Structure and Deformational Character of Strike-slip Fault zones. Pageoph., 124, 1/2: 203-223.

Dibblee, T.W., Jr, 1977. Strike-slip tectonics of the San Andreas fault and its role in Cenozoic basin involvement. In: T.H. Nilsen, Editor, Late Mesozoic and Cenozoic sédimentation and tectonics in California. Bafersfield, California, San Joaquin Geological Society: 26-38

Erdlac, J.R. and Anderson, T.H., 1982. The Chixoy-Polochic fault and its associated fractures in western Guatemala. Geol. Soc. Am. Bull., 93: 57-67.

Gamond, J.F. and Odonne, F., 1984. Critères d'identification des plis induits par un décrochement profond : modélisation analogique et données de terrain. Bull. Soc. Géol. France, 26 : 115-128.

Gallardo, C., 1985. Cadre sismotectonique dans le Nord Ouest du Vénézuéla, bordure Sud des Caraïbes. In: Symposium géodynamique des Caraïbes, Paris, Mascle, A. Editeur : 531-551.

Harding, T.P., 1973. Newport-Inglewood trend, California, an example of wrenching style of deformation. Am. Ass. Petrol. Geol. bulletin, 57: 97-116.

Harding, T.P., 1974. Petroleum traps associted with wrench faults. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 58: 1290-1304.

Harding, T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 69, 4: 582-600.

Harding, T.P. and Lowell, J.D., 1979. Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 63: 1016-1058.

Harding, T.P. and Tuminas, A.C., 1988. Interpretation of footwall (Lowside) fault traps sealed by reverse faults and convergent wrench faults. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 72, 6: 738-757.

Harding T.P., Vierbuchen, R.C. and Christie-Blick, N., 1985. Structural styles, plate-tectonic setting, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors, Strike-slip déformation, basin formation, and sédimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37: 51-78.

Keller, E.A., Bonkowski, M.S., Korsch, R.J. and Shelmon, R.J., 1982. Tectonic geomorphology of the San Andreas fault zone in the southern Indio Hills, Coachella Valley, California: Geological Society of America Bulletin, 93: 46-56.

Kingma, J.T., 1958. Possible origin of piercement structures, local unconformities, and secondary basins in the Eastern Geosyncline, New Zealand. New Zealand J. Geol. Geophys., 1: 269-274.

Kisslinger, C., 1989. Portents and predictions. Nature, 339: 337.

Kuchay, V.K. and Trifonov, V.G., 1977. A young left-lateral displacement in the Darvaz-Karakul fault zone. Geotectonics, 11, 3: 218-226.

Laville, E., 1988. A multiple releasing and restraining stepover model for the Jurassic strike-slip basin of the Central High Atlas (Morocco). In: W. Manspeizer (Ed), Triassic-Jurassic Rifting. Elsevier, Amsterdam: 499-523.

Mann, P., Draper, G. and Burke,K., 1985. Neotectonics of strike-slip restraining bend system, Jamaica. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors, Strike-slip déformation, basin formation, and sédimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37: 211-226.

Martel, S.J., Pollard, D.D. and Segall, P., 1988. Development of simple strike-slip fault zones, Mount Abbot quadrangle, Sierra Nevada, California. Geol. Soc. Am. Bull., 100: 1451-1465.

Montenat, C., Ott d'Estevou, P. and Masse, P., 1987. Tectonic-Sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrrent shear zone (S.E. Spain). Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, II,I: 1-22.

Moody, J.D. and Hill, M.J., 1956. Wrench-fault tectonics. Geological Society of America Bulletin, 67, 9: 1207-1246.

Moore, J. McM, 1979. Tectonics of the Najd transcurrent fault system, Saudi Arabia. Geol. Soc. London. J., 136: 441-454.

Naylor, M.A., Mandl, G., Sijpesteijn, C.H.K., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. J. Struct. Geol., 8, 7: 737-752.

Nelson, W.J. and Krausse, H.F., 1981. The Cottage Grove fault system in southern Illinois. Illinois Institut of Natural Resources, State Geological Survey Division, circular 522: 65 p.

Özgül, N., Seymen, I. and Arpat, E., 1983. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin makrosismik ve tektonik özellikleri (Macroseismic and tectonic characteristics of the Horasan-Narman earthquake): Yeryuvari ve Insan, 8: 21-25.

Rattigan, J.H., 1967. Fold and Fracture patterns resulting from basement wrenching in the Fitzroy depression, Western Australia. Proc. Aust. Inst. Min. Met.: 17-22.

Riedel, W., 1929. Zür Mechanik Geologischer Brucherscheinungen Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläeontologie. Abh. B: 354-368.

Rossi, T., 1985. Contribution à l'étude géologique de la frontière Sud-Est de la plaque Caraïbes : la Serranía del Interior oriental (Vénézuéla) sur le transect Cariaco-Maturin. Synthèses paléogéographiques et géodynamiques. Thèse universitaire, Bretagne occidentale, Brest, 338 p.

Rossi, T., Stephan, J.F., Blanchet, R. and Hernandez, G., 1987. Etude géologique de la Serrania del interior oriental (Venezuela) sur le transect Cariaco - Maturin). Revue de l'Institut Français du Pétrole, 42, 1 : 30 p.

Sengör, A.M.C., Görür, N. and Saroglu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors Strike-slip déformation, basin formation, and sédimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37: 227-264.

Sibson, R.H., 1986. Earthquakes and lineament infrastructure. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 317: 63-79.

Skempton, A.W., 1966. Some observations on tectonic shear zones. Proc. 1st Cong. Int. Soc. Rock Mecahn., Lisbonne, Portugal, 1: 329-335.

Smith, J.G., 1968. Tectonics of the Fitzroy wrench trough, Western Australia. American Journal of Sciences, 266, 9: 766-776.

Stephan, J., 1985. Andes et chaîne Caraïbes sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuéla) : évolution géodynamique. In: Symposium géodynamique des Caraïbes, Paris, Mascle, A. Editeur: 505-529.

Stephan, J., Blanchet, R. et Mercier de Lepinay, B., 1985. Les festons Nords et Sud Caraïbes (Hispagnola-Porto Rico, Panama et Colombie-Vénézuéla) : des pseudo-subductions induites par le raccourcissement Est Ouest du bati continental péri-Caraïbes. In: Symposium géodynamique des Caraïbes, Paris, Mascle, A. Editeur : 35-51.

Stephan, J., Blanchet, R. and Mercier de Lepinay, B., 1986. Northern and Southern Caribbean festoons (Panama, Colombia-Venezuela and Hispaniola-Puerto Rico), interpreted as pseudosubductions induced by the East West shortening of the pericaribbean continental frame. In: The Origin of Arcs, F.C. Wezel, Editor. Elsevier, Amsterdam: 401-422.

Sylvester, A.G. and Smith, R.R., 1976. Tectonic transpression and basement-controlled déformation in San Andreas fault zone, Salton trough, California. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 60: 2081-2102.

Sylvester, A.G., 1988. Strike-slip faults. Geol. Soc. Am. Bull., 100: 1666-1703.

Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. Bull. Geol. Soc. Am., 81: 1625-1640.

Tchalenko, J.S. and Ambraseys, N.N., 1970. Structural analysis of the Dasht-e Bayar (Iran) earthquake fracture. Geol. Soc. Am. Bull., 81: 41-60.

Webb, G.W., 1969. Paleozoic Wrench Faults in Canadian Appalachians. In: North Atlantic geology and Continental drift. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., 12: 754-786.

Wellman, H.S., 1965. Activate wrench faults in Iran, Afghanistan and Pakistan. Geologische Rundschau, 55: 716-735.

Wilcox, R.E., Harding, T.P. and Seely, D.R., 1973. Basic wrench tectonics. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57: 74-96.

Williams, D.N., 1975. Ohariu fault zone at Porirua, Wellington, New Zealand. N. Z. J. Geol. Geophys., 18, 5: 659-665.

Wilson, J.T., 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature, 207: 343-347.

Yeats, R.S., 1973. Newport-Ingelwood fault zone, Los Angeles Basin, California. Am. Ass. Pet. Geol. Bull., 57, 1: 117-135.

Zalán, P.V., Nelson, E.P., Warme, J.E. and Davis, T.L., 1985. The Piaui Basin: rifting and wrenching in an equatorial atlantic transform basin. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors, Strike-slip déformation, basin formation, and sédimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37: 177-192.

CHAPITRE II.

MODELISATION ANALOGIQUE.

CHAPITRE II.

MODELISATION ANALOGIQUE.

II.1. TRAVAUX ANTERIEURS. 28

II.1.A. MATERIAUX ANALOGUES. 28

II.1.B. LES PRINCIPAUX DISPOSITIFS. 29

II.1.B.1. Les expériences de type Riedel. 29

II.1.B.2. Expériences sur roches réelles. 29

II.1.B.3. Expériences dans une boite à cisaillement. 30

II.1.C. RESULTATS EXPERIMENTAUX. 31

II.2. APPROCHE EXPERIMENTALE DEVELOPPEE. 43

II.2.A. LES MATERIAUX ANALOGUES. 43

II.2.A.1. Matériau fragile. 43

II.2.A.2. Matériau ductile. 44

II.2.B. DIMENSIONNEMENT. 44

II.2.B.1. Equations de la dynamique. 45

II.2.B.2. Les équations de rhéologie. 46

A - Milieu fragile. 46

B - Milieu ductile. 46

VALIDITE ET LIMITES. 47

II.2.C. DISPOSITIF EXPERIMENTAL. 48

Références. 51

CHAPITRE II.

MODELISATION ANALOGIQUE.

En premier lieu, une revue des principaux matériaux analogues utilisés, dans les travaux antérieurs de modélisation des zones décrochantes, est présentée. Après avoir défini les principaux dispositifs expérimentaux, certains travaux, considérés comme parmis les plus importants dans ce domaine, sont résumés (Riedel, 1929 ; Tchalenko, 1970 ; Naylor et al., 1986). Ces travaux ne représentent qu'une partie des résultats publiés dans la littérature, mais ils résument l'état des travaux au début de mes deux années de thèse.

Dans une deuxième partie, les outils ayant permi la réalisation des travaux de cette thèse sont exposés comme suit :

- les matériaux analogues,
- le dimensionnement des modèles,
- apperçu des différents dispositifs expérimentaux.

II.1. TRAVAUX ANTERIEURS.

II.1.A. MATERIAUX ANALOGUES.

Depuis les travaux expérimentaux des pionniers Cloos (1928) et Riedel (1929), de nombreuses études expérimentales ont été développées sur les champs de déformation, susceptibles de se développer dans une couverture soumise à une déformation contrôlée par un décrochement de socle (Emmons, 1969 ; Tchalenko, 1970 ; Wilcox et al., 1973 ; Larter and Allison, 1983 ; Deramond et al., 1983 ; Naylor et al., 1986 ; Richard et Cobbold, 1989). Les matériaux analogues ayant permis le développement de ces études expérimentales sont les suivants :

- Des *argiles*, matériaux à très forte cohésion, qui avaient déjà retenu l'attention des premiers auteurs (Cloos, 1928 ; Riedel, 1929 ; Tchalenko, 1970 ; Wilcox et al., 1973 ; Fabre et Robert, 1975 ; Freund, 1974 ; Gamond et Giraud, 1982 ; Larter and Allison, 1983 ; Deramond et al., 1983 ; Hempton and Neher, 1986 ; Reches, 1987 et 1988).

- Des morceaux de *textiles* (Wilson, 1970 ; Graham, 1978).

- Du *talc*, du *grés broyé* (matériaux pulvérulent à forte cohésion) (Soula, 1982 ; Deramond et al., 1983 ; Soula, 1988).

- De la *plasticine* (Soula et al., 1979 ; Soula, 1982 et 1984).

- Des *roches* naturelles (Logan et al., 1978 ; Bartlett, 1980 ; Bartlett et al., 1981).

- De la *parafine* (Odonne, 1981 ; Odonne and Vialon, 1983).

- Du *sable* sec (matériau pulvérulent à très faible cohésion) (Emmons, 1969 ; Naylor et al., 1986 ; Vendeville, 1987).

II.1.B. LES PRINCIPAUX DISPOSITIFS.

II.1.B.1. Les expériences de type Riedel.

C'est le type d'expériences le plus largement reproduit. Le principe met en oeuvre une technologie simple. Il consiste à poser une couche d'un matériau (argile, Riedel 1929) sur un socle horizontal composé de deux plaques rigides pouvant coulisser l'une par rapport à l'autre dans un plan horizontal (Fig. 2 - 1) (Closs, 1928 ; Riedel, 1929 ; Odonne and Vialon, 1983 ; Graham, 1978 ; Soula, 1984 ; Hempton, 1986 ; Naylor et al., 1986).

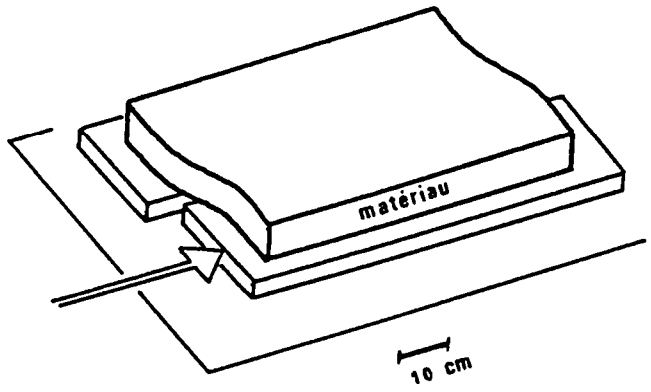


Fig. 2 - 1. Schéma du dispositif de type Riedel (d'après Gamond, 1985).

II.1.B.2. Expériences sur roches réelles.

Dans ces expériences, les plaques mobiles sont remplacées par des blocs de grés coulissant le long d'un plan lubrifié, orienté à 45° de la direction de raccourcissement (Fig. 2 - 2.). Une plaque de roche dure (calcaire de l'Indiana) est appliquée sur les deux blocs de grés. L'adhérence de la plaque contre les blocs mobiles est assurée par une pression de confinement pouvant atteindre 100 MPa. Le raccourcissement est provoqué par les plateaux de la presse.

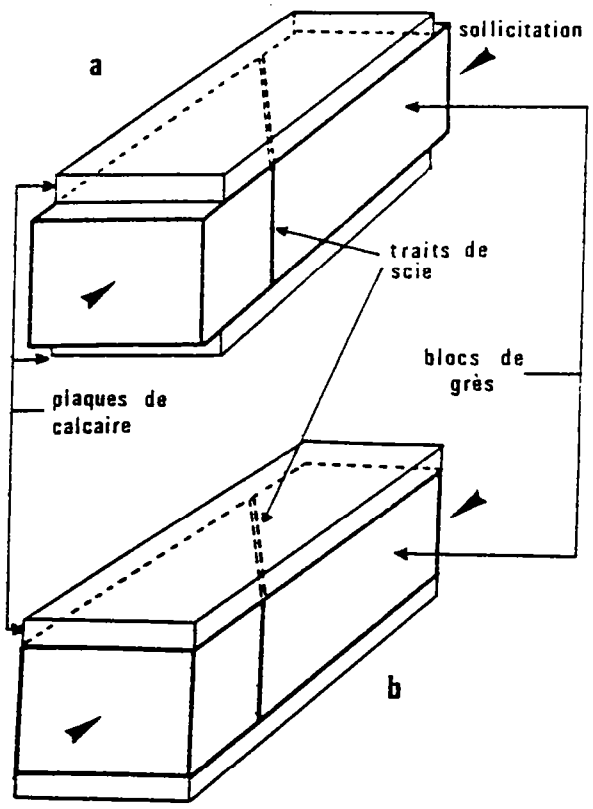


Fig. 2 - 2. Principe de l'expérience sur roche réelle sous pression de confinement (d'après Bartlett et al., 1981). Les sollicitations aux deux extrémités du dispositif impliquent soit (a) les blocs de grés uniquement, soit (b) les blocs de grés et le calcaire déformés.

II.1.B.3. Expériences dans une boite à cisaillement.

Dans ces expériences, ce sont des échantillons de petites dimensions qui sont déformés, classiquement 6 x 6 x 2,5 cm (Morgenstern and Tchalenko, 1967). Les expériences sont réalisées dans une boite à cisaillement, dite de Casagrande (Gamond, 1985), constituée de deux demi-boites pouvant coulisser l'une par rapport à l'autre. L'une est fixe, l'autre mobile. La demi-boite inférieure, mobile, se déplace à vitesse constante par rapport à l'autre selon un plan horizontal, grâce à un dispositif de traction qui permet de mesurer la force exercée. Une autre force est aplliquée sur l'échantillon par l'intermédiaire d'un poids, perpendiculaire au plan de déplacement horizontal.

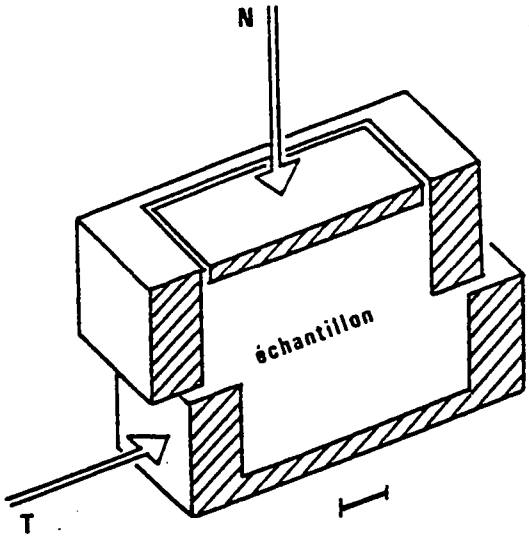


Fig. 2 - 3. Schéma de la boite à cisaillement utilisée par Morgenstern et Tchalenko (1967).

II.1.C. RESULTATS EXPERIMENTAUX.

C.1. - Cloos (1928), Riedel (1929) mettent en évidence la création de fractures en échelon sur la direction de cisaillement. L'expérience consiste à déformer une galette d'argile dans un dispositif de type Riedel. A l'aide de marqueurs passifs, ils mettent en évidence que les failles de type Riedel, (15°) de la direction de la faille de socle, sont le siége d'un cisaillement de même sens que le déplacement global de la zone de cisaillement qui les contient. Elles ont ensuite été qualifiées de synthétiques (Wilcox et al., 1973).

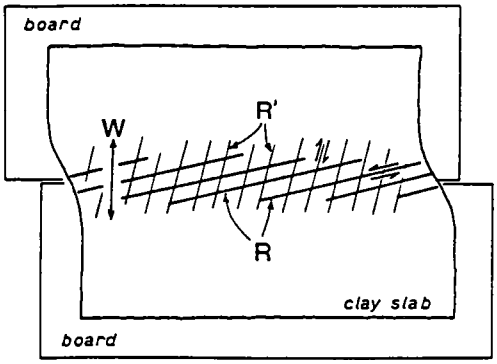


Fig. 2 - 4. Représentation schématique de l'expérience de Riedel après déformation. R : failles de Riedel; R' : failles antithétiques; W : largeur de la zone déformée (d'après Tchalenko, 1970).

Accompagnant les riedels R, des fractures R' sont également décrites par Riedel : les R' sont des fractures montrant un décalage des marqueurs passifs opposé à celui imposé à la base du modèle. Elles sont qualifiées d'antithétiques et sont orientées à 54° de la direction principale de cisaillement. Ce type d'expérience a été depuis réalisé de nombreuses fois.

L'orientation des failles varie suivant les expériences de 8° (Tchalenko, 1970) à 30° (Wilcox et al., 1973) sachant que des valeurs de 15° à 20° sont le plus couramment rencontrées. Ces variations sont dues aux matériaux utilisés (argiles plus ou moins humides, roches, sable), ainsi qu'au stade d'évolution de la déformation (Tchalenko, 1970; Courtillot et al., 1974). L'orientation des fractures antithétiques peut, quant à elle, varier de 54° (Riedel, 1929) à 90° (Wilcox et al., 1973). Leur apparition est favorisée par l'utilisation de matériaux à forte cohésion (Morgenstern and Tchalenko, 1967).

C.2. - Wilson (1970), Graham (1978) modélisent la formation de plis en échelon au dessus d'un décrochement de socle. Ils déforment un morceau de tissus placé au dessus d'un dispositif de type Riedel. Dans ces expériences, les plis se forment à 45° de la direction de décrochement au dessus de la faille de socle, puis subissent une rotation. Au dessus de la faille de socle, l'axe des plis s'oriente à 30° de la direction de décrochement. A l'extérieur de la zone, l'extrémité des plis tourne jusqu'à 70° de la direction de décrochement. Le tissus ne pouvant subir qu'un étirement restreint, seul de faibles rejets horizontaux sont envisageables. De plus, ces modèles sont difficilement transposables à la réalité.

C.3. - Wilcox et al. (1973) exposent une compilation de données expérimentales sur le plissement d'une couverture sédimentaire au dessus d'un décrochement de socle. Les modèles constitués d'une couche d'argile de quelques centimètres sont déformés dans un dispositif de type Riedel. En décrochement pur, un film plastique est intercalé à 0,6 cm sous la surface libre du modèle, permettant d'obtenir des plis en échelon, mais de faible amplitude au dessus de la faille de socle (Fig. 2 - 5A). Avec 2 degrés de convergence, des plis bien individualisés sont engendrés sans l'intercalation de film plastique (Fig. 2 - 5B).

Dans ces expériences, les plis s'initialisent à 30° de la direction de la faille de socle et non à 45°. De plus, avec une augmentation de rejet horizontal, les plis sont systématiquement tronçonnés par de nombreuses fractures-failles synthétiques, décalant l'axe des plis sans leur permettre de rotation.

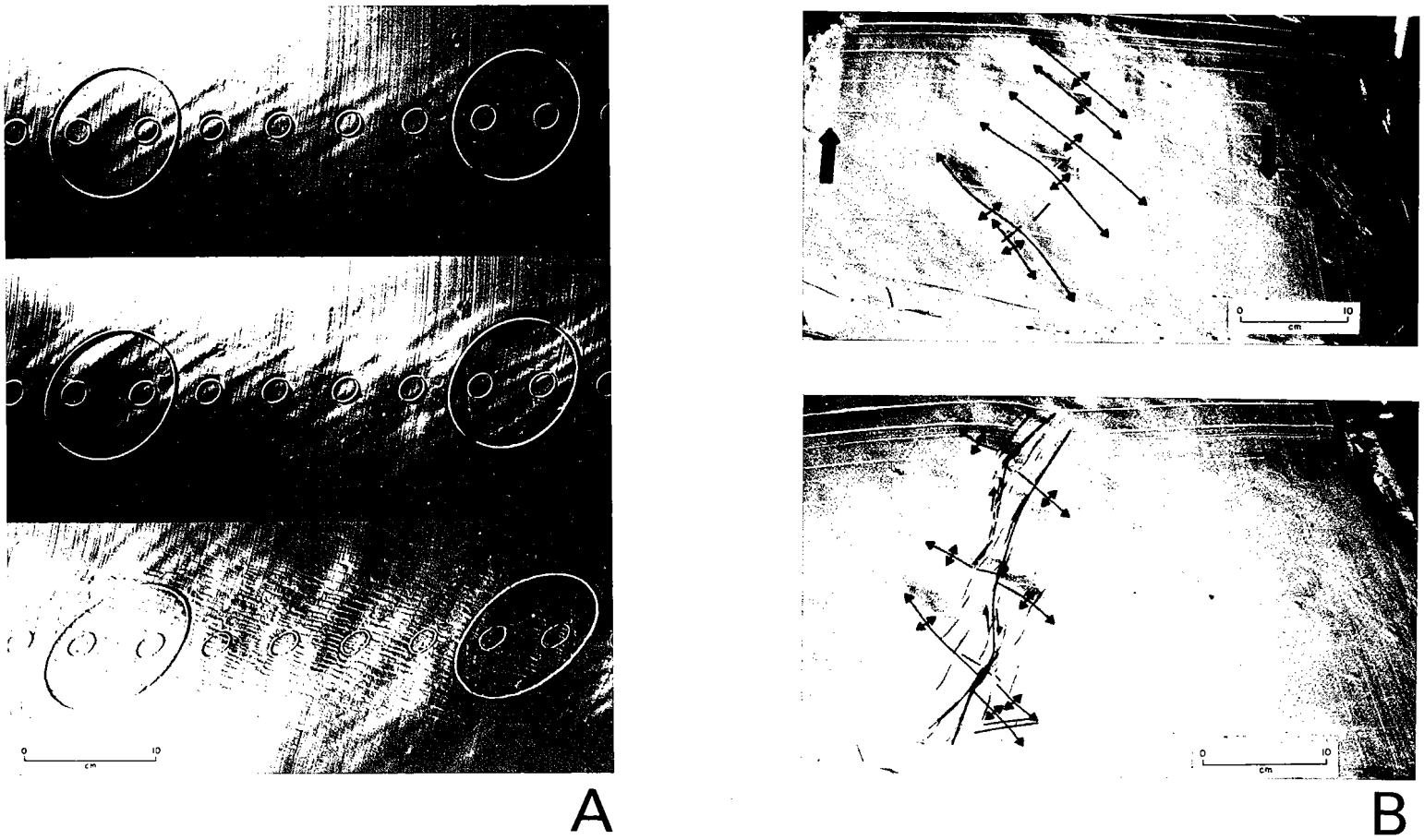


Fig. 2 - 5. (A) - Failles et plis en échelon formés au dessus d'un décrochement de socle, dans un modèle en argile. Un film plastique est intercalé à 0,6 cm sous la surface libre du modèle (A. B. C. : trois stades successifs). (B) - Vues verticales d'une expérience de décrochement convergent (2°) sur modèle en argile, sans film plastique (a, b : deux stades successifs) (d'après Wilcox et al., 1973).

C.4. - Odonne (1981) modélise la formation de plis en échelon au dessus d'un décrochement de socle. Ses modèles multicouchent "paraffine-graisse de silicone" sont déformés dans un dispositif de type Riedel. L'épaisseur de ses modèles est de 1,3 cm. Après 15 cm de décrochement (Fig. 2 - 6), des plis en échelon apparaissent à 45° de la direction de la faille de socle, dans une zone large de 30 cm, localisée au dessus de la faille de socle. De 15 à 30 cm de rejet horizontal, les plis subissent une rotation rigide de 15°, se rapprochant ainsi de la DV. A la fin de ces expériences, (51,5 cm de décrochement), les plis sont déversés vers l'extérieur de la zone décrochante (Fig. 2 - 7), mais entre 30 et 51.5 cm de rejet horizontal aucune rotation n'est observée.

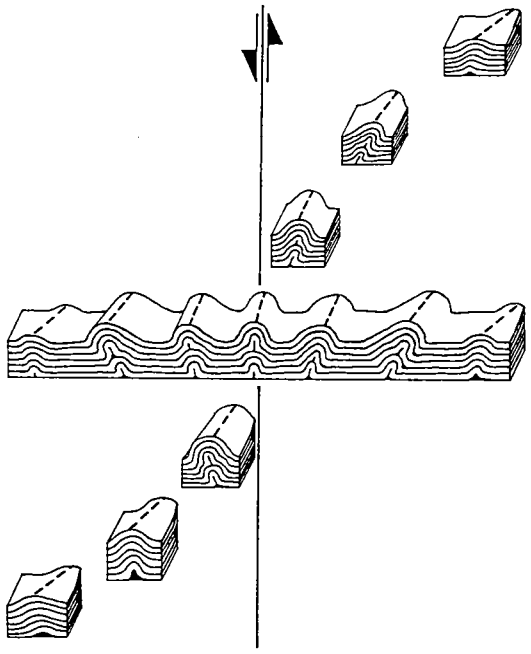


Fig. 2 - 7. Vues successives du même pli le long du décrochement de socle. Le plan axial du plis est systématiquement déversé vers l'extérieur de la zone décrochante (d'après Odonne and Vialon, 1983).

D'après Odonne, les plis naissent sur les hétérogénéïtés telles que le bulles. Dans la nature, ce seraient des variations lithologiques. Dans ces modèles, les plis sont isopaques tout au long de la déformation et même après 51,1 cm de rejet horizontal. Ce qui représente une forte composante décrochante devant l'épaisseur du modèle. Ces modèles sont difficilement assimilables aux plis en échelon observés sur des exemples géologiques naturels. D'autant plus que les plis en échelon

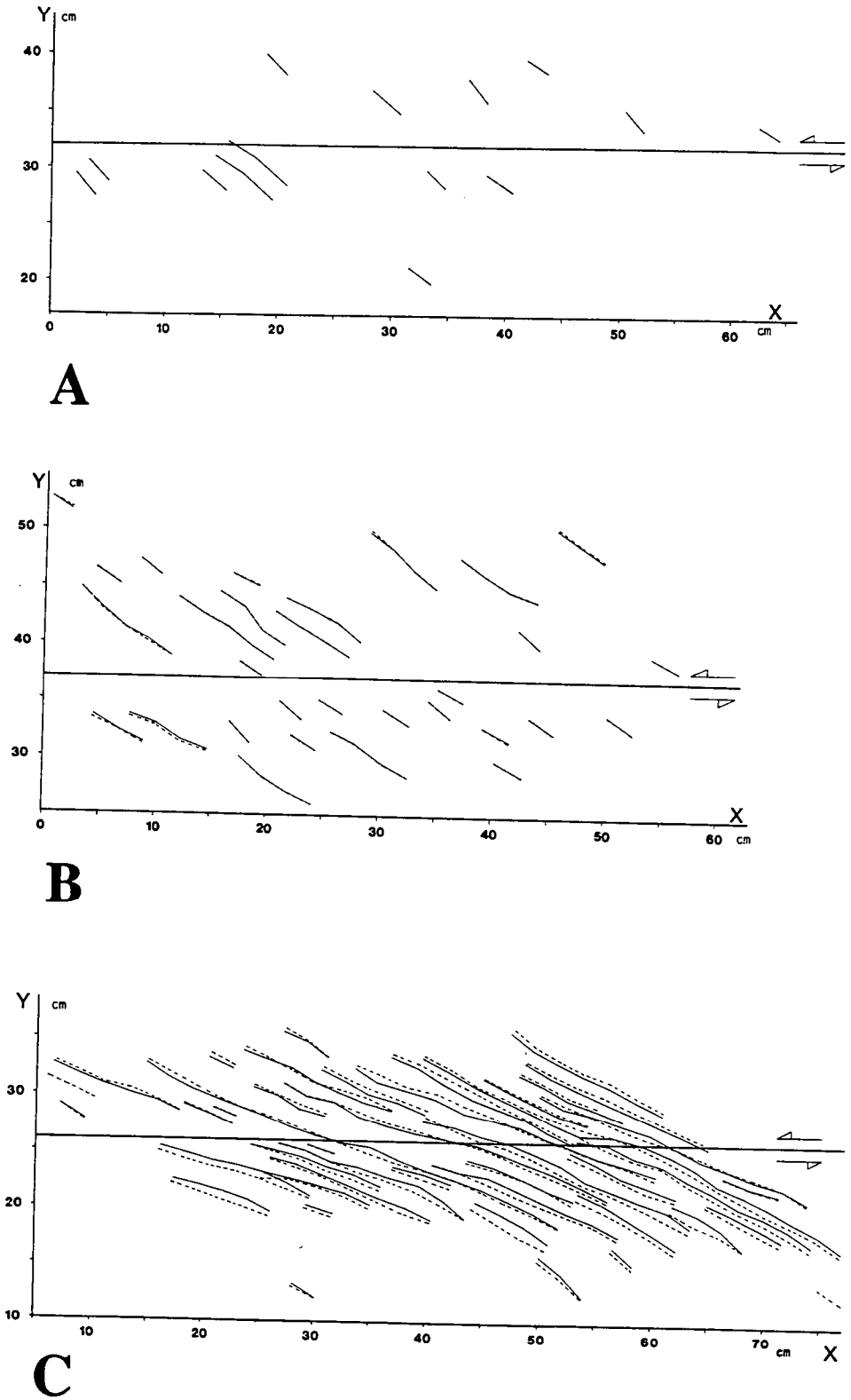


Fig. 2 - 6. Interprétation de trois vues successives d'expériences de plissement de couverture au dessus d'un décrochement de socle. Le modèle est constitué de paraffine et de graisse de silicone interstratifiées. Les crêtes des plis sont représentées pour le sommet (.....) et pour la base du multicouche (———) (A) 15 cm, (B) 30 cm et (C) 51,5 cm de rejet horizontal.

traduisent généralement un faible rejet d'un décrochement de socle. Le matériau utilisé est trop résistant et les modéles ne sont pas dimensionnés quant aux forces gravitaires.

C.5. - Tchalenko (1970) montre une compilation de données expérimentales de zone de cisaillement pour des valeurs de rejets horizontaux et d'échelles différentes (Fig. 2 - 8). Microscopiquement, ce sont des échantillons de kaolinite, déformés dans une boite à cisaillement, qui sont présentés. Ces expériences ont été décrites précisément en 1967, par Morgenstern et Tchalenko. A une échelle dite intermédiaire, ce sont des expériences, de type Riedel, qui sont exposées. L'échelle dite régionale est représentée par l'exemple naturel du tremblement de terre de Dasht-e Bayaz (Iran) très bien documenté par Tchalenko et Ambraseys (1970).

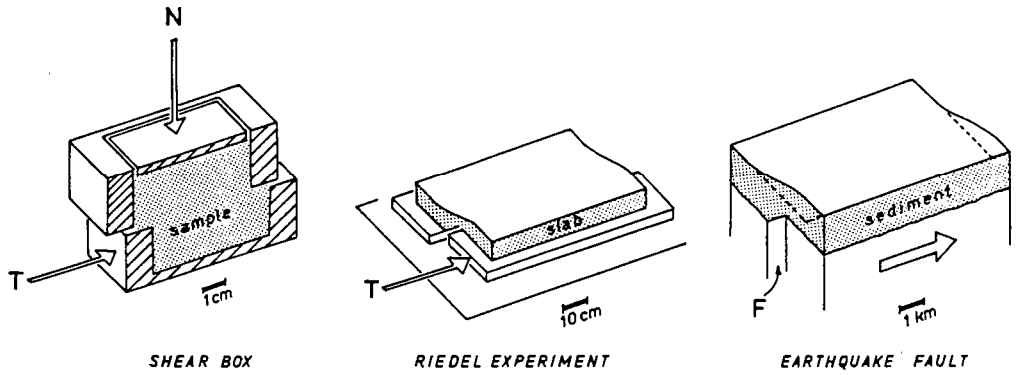


Fig. 2 - 8. Déformation en cisaillement simple, à différentes échelles, dans la boite à cisaillement (Shear Box), l'expérience de Riedel (Riedel experiment) et lors d'un tremblement de terre (Earthquake fault).

Tchalenko définit dans cette étude trois stades successifs caractéristiques de l'évolution d'une zone de cisaillement (Fig. 2 - 9).

1 - Peak stage : premier stade durant lequel la résistance au cisaillement est maximale et des Riedel R et R' se développent.

2 - Post Peak stage : la résistance au cisaillement diminue et des failles P se forment.

3 - Residual stage : la résistance au cisaillement se stabilise et le déplacement est accommodé le long de quelques zones principales de cisaillement subparallèles à la direction de déplacement global.

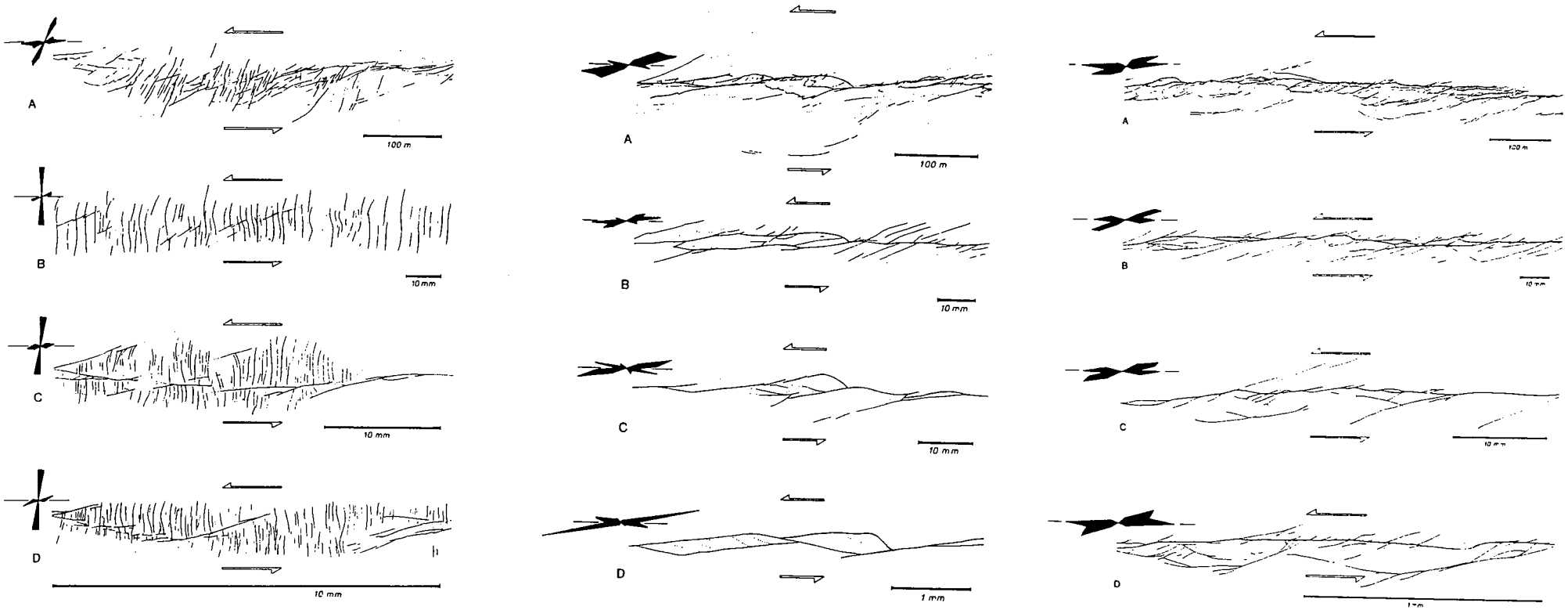


Fig. 2 - 9. Trois stades successifs de l'évolution d'une zone de cisaillement, à différentes échelles, définis par Tchalenko (1970). A - Tremblement de terre de Dasht-e Bayaz, Iran. B - Expérience de Riedel. C - Boite à cisaillement. D - Détail de C.

Tchalenko montre également, pour une expérience de type Riedel, qu'au cours de la déformation, le déplacement est accommodé par des failles d'orientation différentes suivant le stade d'évolution. Lors du jeu décrochant d'une faille de socle, les déplacements sont accommodés sur des failles inclinées à 15° de la direction de décrochement. Puis, la déformation migre sur des failles subparallèles à parallèles à la faille de socle.

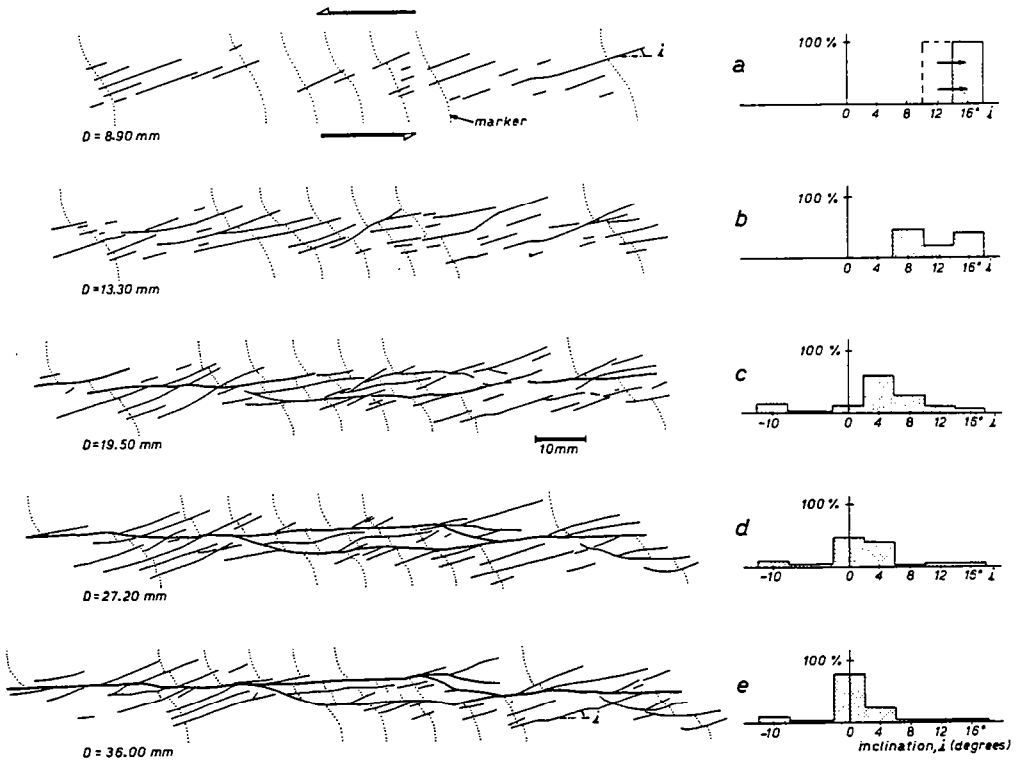


Fig. 2 - 10. Cinq stades d'évolution successifs dans une expérience de type Riedel (Tchalenko, 1970). (D) - Déplacement imposé. (i) - Inclinaison des failles sur la direction du décrochement de socle. (di) - Somme des déplacements sur les failles d'inclinaison donnée (i) pour chaque stade d'évolution (a, b, c, d et e).

Ce type d'évolution est montré comme étant observable aussi bien à l'échelle microscopique (shear box) que centimétrique à décimétrique (Expériences de Riedel) qu'à l'échelle géologique (tremblement de terre de Basht-e Bayaz, Iran) (Fig. 2 - 9.). Cette étude a la chance d'être applicable à un exemple naturel d'une exceptionnelle beauté (Tchalenko and Ambraseys, 1970). De plus, les expériences montrent que dans le cas des systèmes de fractures et de failles créées lors d'un tremblement de terre, modèles et prototypes naturels sont trés semblables, à un rapport d'échelle près. Il ne faut cependant pas oublier que les modèles présentés ne sont absolument pas dimensionnés du point de vue des forces gravitaires.

C.6. - Emmons (1969) est le précurseur de l'utilisation du sable comme matériau analogue pour la modélisation expérimentale des zones décrochantes. Celui-ci utilise un cylindre divisé en deux parties pouvant coulisser l'une par rapport à l'autre dans un plan horizontal le long d'un plan vertical. Emmons remplit son cylindre de sable tout en lui faisant subir des vibrations, compactant ainsi le sable.

Aprés déformation, les sections verticales des modèles révèlent que le long d'un décrochement, des grabens (relais distensifs) sont engendrés plus facilement que des horsts (relais compressifs) (Fig. 2 - 11). Les failles formées ont de forts pendages (proches de 90°).

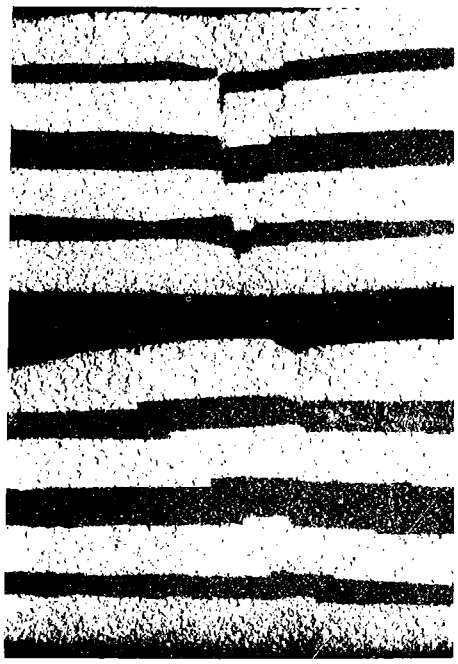


Fig. 2 - 11. Graben (en haut) et horst (en bas) formés dans un modèle constitué de sable, lors d'une expérience de décrochement. Le sable à été compacté avant déformation (d'après Emmons, 1969).

C.7. - Naylor et al. (1986) étudient la géométrie des failles formées au dessus d'un décrochement de socle en fonction de différents états de contraintes. Le dispositif utilisé fonctionne comme un dispositif de type Riedel, mais au dessus de chaque plaque basale une feuille de caoutchouc est appliquée. Les modèles sont constitués uniquement de sable. Les feuilles de caoutchouc sont étirées avant de sédimenter le sable, puis relaxées avant de déformer le modèle, imposant ainsi un stress au modèle avant déformation. Trois états différents de contraintes sont testés (Fig. 2 - 12).

A) Sable non pré-contraint (Fig. 2 - 12.A.).

B) Contrainte perpendiculaire à la faille décrochante (Fig. 2 - 12.B.) (éloigne la contrainte principale de la direction de la faille de socle).

C) Contrainte parallèle à la faille décrochante (Fig. 2 - 12.C.) (rapproche la contrainte principale de la faille de socle).

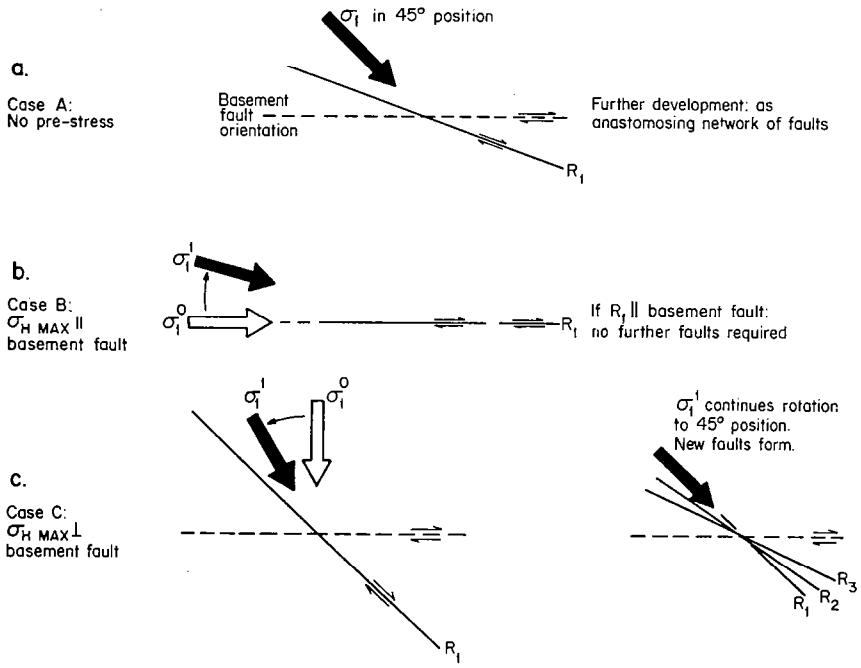


Fig. 2 - 12. Orientation de la contrainte principale σ_1 en fonction de l'état de contrainte imposé au modèle (H max). A - Modèle non contraint. B - Stress parallèle à la faille de socle. C - Stress perpendiculaire à la faille de socle (Naylor et al., 1986).

Ces auteurs montrent que l'état de contrainte du modèle avant déformation influe sur la géométrie des structures. Plus la contrainte principale $\sigma 1$ est proche de la direction de la faille de socle, plus la zone de déformation est étroite et les failles, verticales (Fig. 2 - 13). De plus, ces auteurs se sont appliqués à montrer la chronologie des failles (en accord avec les travaux précédents), ainsi que la géométrie en 3 dimensions des Riedels R. Ces derniers sont montrés comme ayant une forme hélicoïdale (Fig. 2 - 14). Disposés en échelon à la surface du modèle, ils sont parallèles et s'enracinent sur la faille de socle en base de modèle.

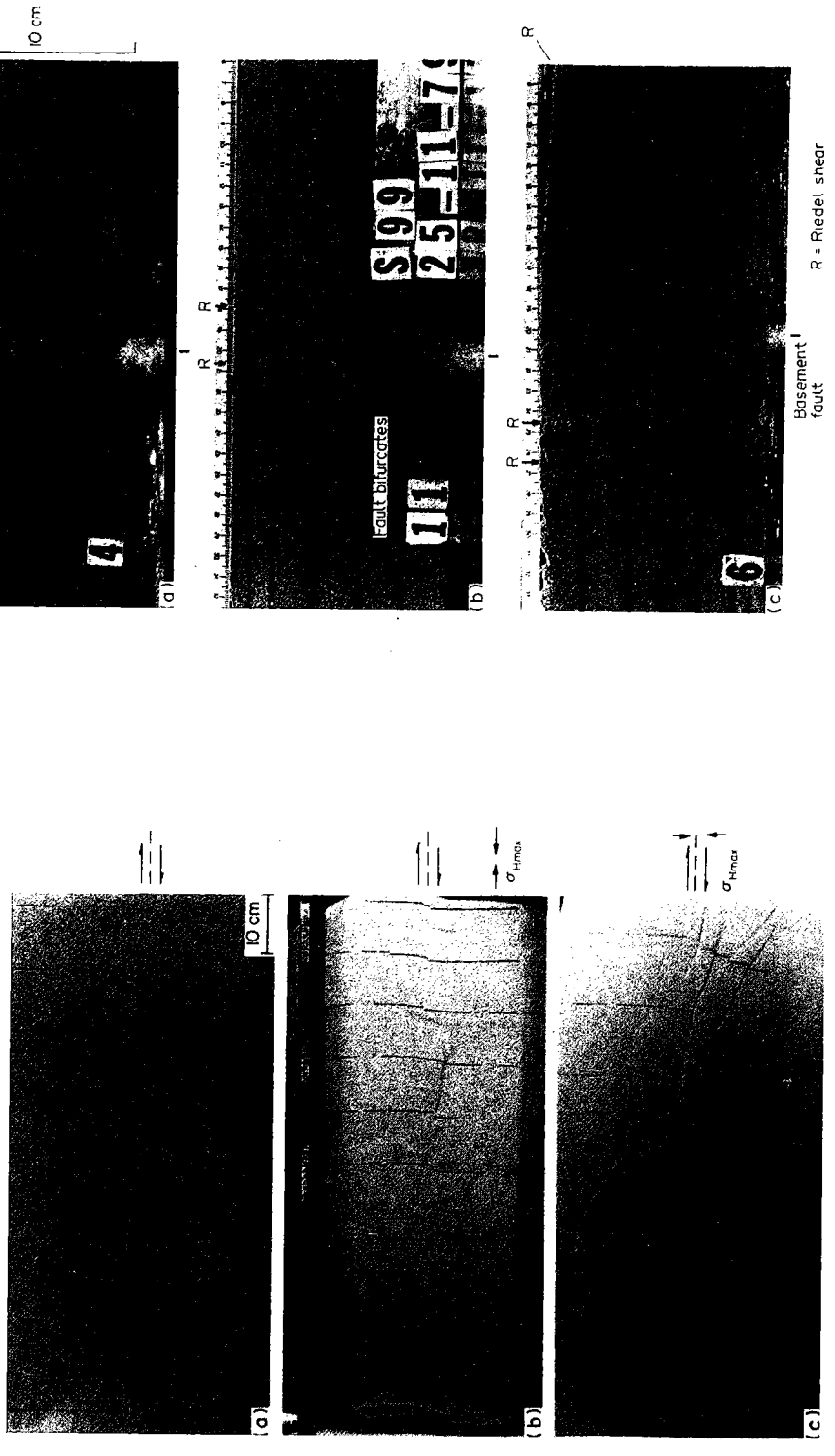


Fig. 2 -13. Vues de dessus (A) et coupes caractéristiques (B) dans les modèles A, B et C de la figure 2 -12.

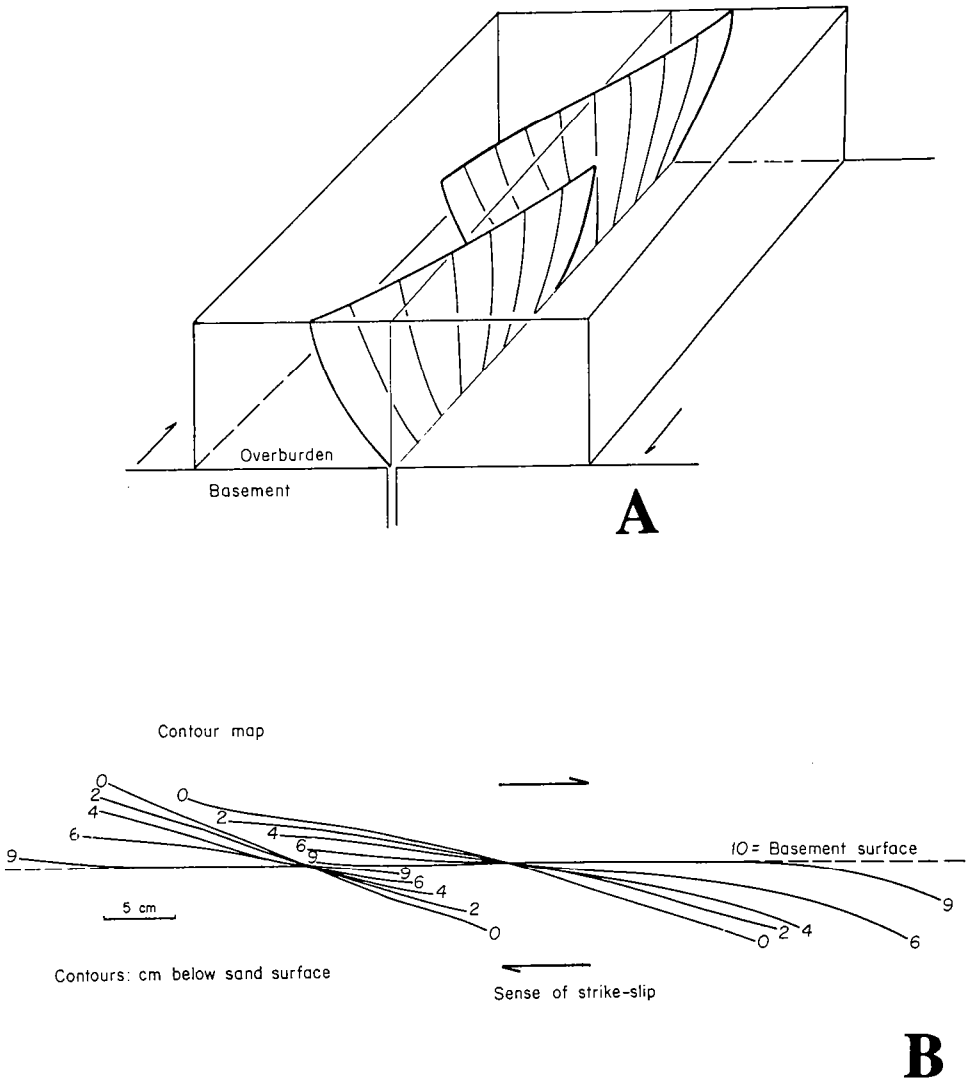


Fig. 2 - 14. Géométrie hélicoïdale des failles de Riedel reconstruites d'après des sections horizontales successives. A - Vue latérale schématique. B - Courbes de niveau (Naylor et al., 1986).

Les modèles de cette étude sont appliquables à une couverture sédimentaire fragile reposant sur un socle dans lequel une faille est réactivée en décrochement. Ces modèles montrent des rejets inverses sur les plans de failles obliques au déplacement imposé, mais pas de rejet normal visible.

II.2. APPROCHE EXPERIMENTALE DEVELOPPEE.

II.2.A. LES MATERIAUX ANALOGUES.

II.2.A.1. Matériau fragile.

Dans tous nos modèles, le matériau fragile analogue utilisé est un matériau granulaire : le sable sec de Fontainebleau. Ce sable est d'origine éolienne et presque exclusivement constitué de grains de quartz. Avant d'être utilisé, il est tamisé et seule la fraction granulométrique inférieure à 500 μm est conservée. Sa densité est proche de 1,4, mais peut cependant varier sensiblement suivant les méthodes de préparation (Krantz, soumis à Tectonophysics). Ce sable obéit à une loi rhéologique de type Mohr-Coulomb. Il possède un angle de frottement interne, Φ , de 30°, proche de celui obtenu expérimentalement pour des roches naturelles soumises à de faibles conditions de pression et température (Byerlee, 1978). Sa faible cohésion (500 Pa) peut être considérée comme négligeable devant les contraintes nécessaires à la formation des failles. Cependant, ce paramètre reste important à considérer si l'on s'intéresse à la réactivation des failles (chapitre V). Le sable est un matériau de type Mohr-Coulomb. La déformation du sable, indépendante de la vitesse, se fait le long de plans de faille. Mandl et al. (1977) ont montré que les failles se créent dans le sable pour des déformations inférieures à 10 %. Une chute de contrainte de l'ordre de 10 % est observable après la formation d'un plan de faille.

Dans un matériau granulaire, la formation des failles est essentiellement liée à un phénomène de dilatance. Cette augmentation de volume, favorisant les mouvements des grains les uns par rapport aux autres, peut être approximée à 5 % au minimum (Mandl et al., 1977).

En terme de contrainte, la rhéologie du sable suit une loi de type :

$$\tau = C + \sigma_n \tan \Phi \ ,$$

où τ est la contrainte cisaillante, σ_n la contrainte normale, Φ et Co étant respectivement l'angle de friction interne et la cohésion.

Cette loi est très semblable à celle obtenue pour les roches par Byerlee (1978) :

$$\tau = 0{,}6\ \sigma_n + 60 \text{ MPa si } \sigma_n > 200 \text{ MPa.}$$

avec τ et σ_n exprimés en MPa.

Les similitudes entre la loi de rhéologie, l'angle de friction interne et la faible cohésion du sable et des roches naturelles compétentes justifient l'utilisation du sable comme matériau analogue de la partie fragile de la croûte continentale.

II.2.A.2. Matériau ductile

Le matériau analogue pour simuler le comportement ductile des roches incompétentes de la croûte continentale est une silicone (Gomme A0009 manufacturée par Rhône Poulenc, France). Ce matériau suit une loi de rhéologie visqueuse de type newtonien (la viscosité varie de façon linéaire avec une augmentation de vitesse de déformation). La viscosité (μ) de la silicone neuve à 25°C est de :

$$\mu = 2 \times 10^{+4} \text{ Pa.s à } 25°C$$

Sa densité est alors de 1,2. Viscosité et densité peuvent être modifiées en ajoutant des poudres de galène (Pbs), ou bien encore en la chauffant, permettant d'obtenir ainsi des viscosités dans une gamme de 10^{+4} à 10^{+5} Pa.s et des densités de l'ordre de 1,2 à 1,6.

L'utilisation de la silicone pour simuler le comportement ductile des roches incompétentes de la croûte continentale est justifiée par ses possibilités de fluage gravitaire, respectant ainsi une part des forces gravitaires aux vitesses de déformation compatibles avec celle des expériences en laboratoire.

II.2.B. DIMENSIONNEMENT.

La théorie du dimensionnement appliquée aux Sciences de la Terre a été proposée par Hubbert (1937) et Ramberg (1967). Davy (1986) décrit en détail les principes de l'analyse dimensionnelle dont nous rappelons, ici, les grandes lignes.

Notion de similitude.

Pour qu'un modèle expérimental soit dimensionné à l'échelle d'un système géologique dont il se veut être représentatif, il faut que ces deux objets soient à tout instant similaires. Cela signifie qu'à tout moment, il doit exister un rapport d'homothétie entre toutes leurs variables (longueur, vitesse,

contrainte...). Il suffit pour cela que les deux objets soient dynamiquement similaires : rhéologies, densités, répartition des forces et contraintes similaires.

Variables sans dimensionnement ou facteur d'échelle.

Pour comparer un modèle expérimental et un système géologique d'échelles spatiale et temporelle différentes, des variables sans dimension sont utilisées. Ces variables sont les rapports entre la valeur d'un paramètre caractéristique donné dans le modèle et ce même paramètre caractéristique dans le système naturel. Ainsi, le rapport des longueurs s'écrira :

$$L^* = L_{modèle}/L_{géologique}$$

II.2.B.1. Equations de la dynamique.

Les forces d'inertie étant négligeables, dans nos modèles (Davy, 1986) comme dans la réalité géologique (Ramberg, 1967), l'équation de la dynamique (équilibre des forces tectoniques et gravitaires) s'écrit :

$$\partial\sigma_{ij}/\partial X_j + \rho g_i = 0, \quad (1)$$

pour un milieu défini par le tenseur déviatorique des contraintes σ_{ij}, ses coordonnées de longueur X_i, sa masse volumique ρ, g_i étant la ième coordonnée du vecteur d'accélération gravitaire. En terme de variables non dimensionnées, cette équation s'écrit :

$$\sigma^* = L^*.\ \rho^*.\ g^* \qquad (2)$$

Le rapport σ / ρ.g.L désigne le rapport des forces de résistance à la déformation sur les forces gravitaires. Il apparaît donc que ce rapport est fondamental à considérer tant dans nos modèles que dans le prototype naturel.

II.2.B.2. Les équations de rhéologie.

A - Milieu fragile.

Pour un milieu purement fragile, de type Mohr-Coulomb, l'équation de la rhéologie s'écrit :

$$\tau = C + \sigma_n \tan \Phi \quad , \qquad (3)$$

dans laquelle τ et σ_n sont respectivement les contraintes tangentielle et normale s'appliquant sur un plan de faille, Φ l'angle de friction interne propre au milieu et C la cohésion. Cette équation définit une loi indépendante, et du temps, et de la vitesse de déformation.

Dans la partie supérieure de la croûte continentale, les roches de comportement rhéologique fragile peuvent être caractérisées par une cohésion de 50 MPa et un angle de frottement interne proche de 30°, ceci pour des contraintes supérieures à 200 MPa (Byerlee, 1978).

Le matériau utilisé pour modéliser le comportement fragile des roches de la croûte supérieure est le sable. C'est un matériau granulaire dont l'angle de frottement interne est proche de 30° et la cohésion faible (environ 500 Pa, pour des valeurs de σ_n comprises entre 1000 et 4000 Pa, Krantz, communication personnelle). L'utilisation du sable est principalement justifiée par la similitude entre son angle de frottement interne et celui des roches naturelles. Sa faible cohésion est comparable à celle des roches (60 MPa) considérée comme négligeable devant les contraintes imposées dans les phénomènes naturels.

B - Milieu ductile.

Un matériau ductile newtonien obéit à un comportement rhéologique défini par l'équation suivante :

$$\sigma'_{ij} = \mu \, . \, \dot{\varepsilon}_{ij}, \qquad (4)$$

où μ est une viscosité et $\dot{\varepsilon}$ la vitesse de déformation, σ'_{ij} la contrainte déviatorique.

La vitesse de déformation caractéristique $\dot{\varepsilon}$ s'exprime en s^{-1} et vaut U/L, avec U une vitesse caractéristique et L la longueur caractéristique.

En termes de variables non dimensionnées, considérant l'équation (2), l'équation (4) devient :

$$\sigma^* = \mu^* . U^*/L^* = \rho^*.g^*.L^* \quad (5)$$

Le rapport μ^* des viscosités caractéristiques vaut donc :

$$\mu^* = \rho^*.g^*.(L^*)^2/U^* \quad (6)$$

Nos modèles étant déformés dans un champ gravitaire normal, $g^* = 1$ et l'équation devient :

$$\mu^* = \rho^*.(L^*)^2/U^* \quad (7)$$

Les modèles et exemples géologiques seront similaires, et les modèles seront bien dimensionnés, si les valeurs caractéristiques du modèle et du prototype respectent cette équation.

Les modèles présentés ont été dimensionnés à l'échelle d'un bassin sédimentaire.

Une application numérique montre (Annexe 1) les variations de la valeur caractéristique de la viscosité naturelle en fonction des variations des facteurs de longueur et facteurs de vitesse pour une viscosité de silicone donnée.

Validité et limites.

Bien que notre démarche dimensionnelle et les matériaux utilisés nous permettent de considérer que nos modèles sont bien dimensionnés quant aux forces gravitaires et aux rhéologies, leur fiabilité reste limitée par celle des données naturelles (les matériaux étant choisis en fonction des données rhéologiques naturelles). De plus, n'omettons pas de signaler que nos modèles analogiques ne peuvent, pour des raisons techniques, reproduire que des systèmes à comportement rhéologique relativement simple. Leur grosse lacune est de ne pas pouvoir prendre en compte les variations rhéologiques au cours du temps, en particulier, celles dues aux facteurs thermiques.

II.2.C. DISPOSITIF EXPERIMENTAL.

Les expériences représentent des systèmes géologiques à l'échelle de bassins sédimentaires. Les modèles simulent, pour la plupart, une couverture déformable de rhéologie variable (fragile ou fragile-ductile) reposant sur un socle rigide dans lequel une ancienne faille est réactivée. Les appareillages sont détaillés conjointement aux différentes expériences, dans les chapitres suivants. Précisons tout de même que trois types de dispositif ont permis de mener à terme cette étude expérimentale (Fig. 2 - 15).

- un dispositif de type Riedel permettant un rejet horizontal imposé à la base de tout le modèle, mais aucun rejet vertical (cf. chapitre III et VII).

- un dispositif permettant la combinaison de rejets horizontaux (décrochants) et verticaux (inverses ou normaux) sur un plan de faille à pendage variable (cf. chapitre IV et V).

- un dispositif permettant la combinaison de mouvements décrochants (horizontaux) simultanément à des mouvements convergents ou divergents perpendiculaires, mais sans rejet vertical sur le plan de faille (cf. chapitre VI).

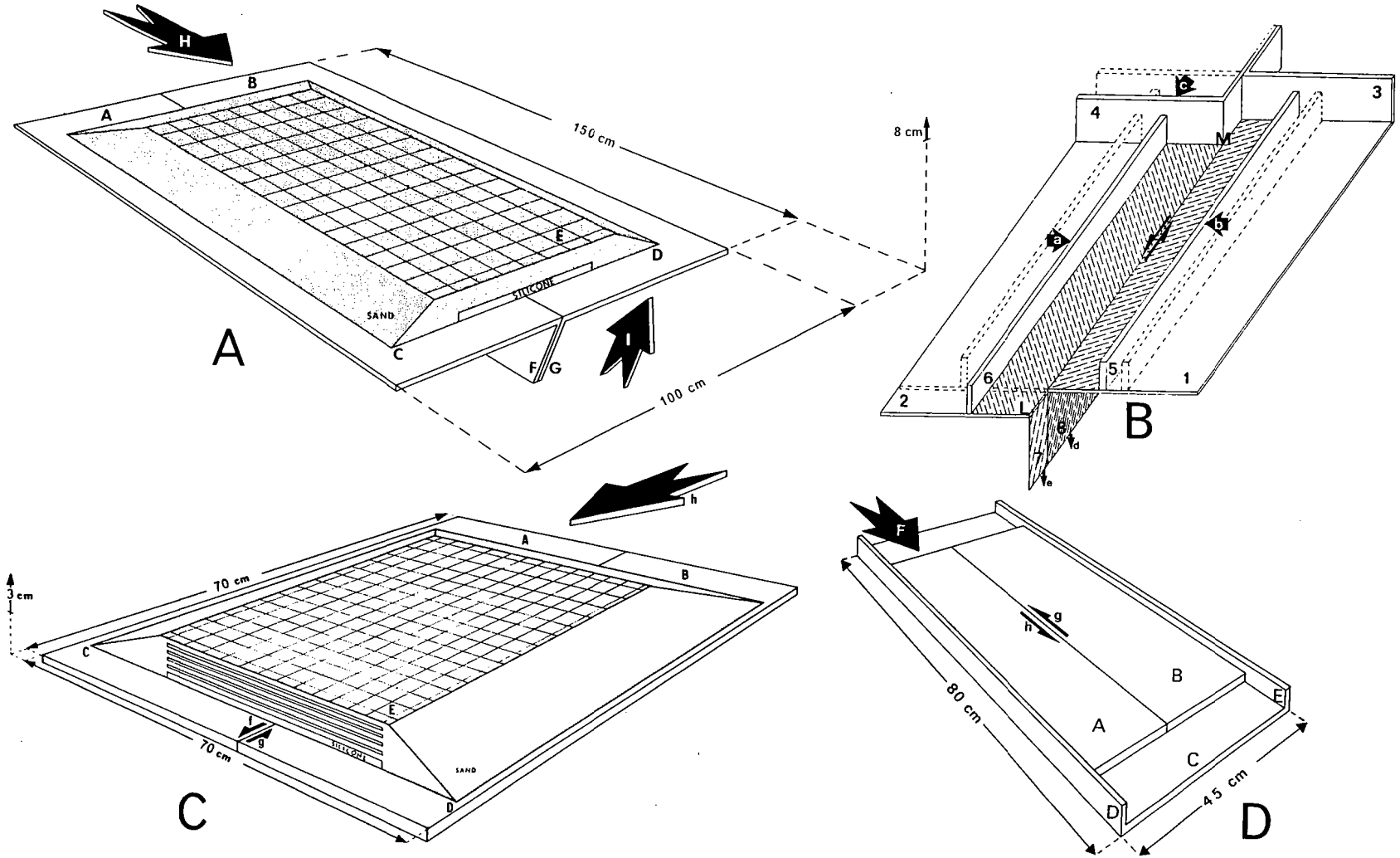


Fig. 2 - 15. blocs diagrammes des différents dispositifs expérimentaux. Dispositifs permettant A : rejets horizontaux et verticaux sur un plan de faille à pendage variable, B : décrochement convergent ou divergent sans rejet vertical sur le plan de faille, C et D : décrochement pure (dispositif de type Riedel).

Références.

Bartlett, W.L., 1980. Experimental wrench faulting at confining pressure (M.S. Thesis). Texas A & M University, College Station, Texas, 98 p.

Bartlett, W.L., Friedam, M. and Logan, J.M., 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure: Part IX. Wrench faults in limestone layers. Tectonophysics, 79: 255-277.

Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. Pure and applied geophysics, 116: 615-626.

Cloos, H. 1928. Experimenten zür Inneren tektonik. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläeontologie, 1928B: 609-621.

Courtillot, V., Tapponier, P. and Varet, J., 1974. Surface features associated with transform faults: a comparison between observed examples and an experimental model. Tectonophysics, 24: 317-329.

Davy, P,. 1986. Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. Thèse 3ème cycle, Université de Paris Sud, 233 pp.

Deramond, J., Sirieys, P., Soula, J.C., 1983. Mécanismes de déformation de l'écorce terrestre - Structures et- anisotropie induites. 5ème Congrès International de Mécanique de Roches. Melbourne. 1983.

Emmons, R.C., 1969. Strike-slip rupture pattern in sand models. Tectonophysics, 7: 71-87.

Fabre, D. and Robert, J.P., 1975. Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications. Ann. Soc. géol. Nord, XCV, 3 : 175-182.

Freund, R., 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. Tectonophysics, 21: 93-134.

Gamond, J.F., 1985. Conditions de formation des zones de discontinuités cinématiques dans la croûte supérieure. Aspects expérimentaux et naturels. Thèse d'Etat, Université de Grenoble, 196 pp.

Gamond, J.F. and Giraud, A., 1982. Identification des zones de faille à l'aide des associations de fractures de second ordre. Bull. Soc. géol. France, 7, XXIV, 4 : 755-762.

Graham, R.H., 1978. Wrench faults, arcuate fold patterns and deformation in the southern French Alps. Proceedings of the Geologists' Association , 89: 125-142.

Hempton, M.R. and Neher, K., 1986. Experimental fracture, strain and subsidence patterns over en echelon strike-slip faults. implications for the structural evolution of pull-apart basins. J. Struct. Geol., 8, 6: 597-605.

Horsfield, W.T., 1977. An experimental approach to basement-controlled faulting. Geol. Mijnbouw, 56: 363-370.

Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Geol. Soc. America Bull., 48: 1459-1520.

Krantz, R.W., 19 . Laboratory test results for faulting and fault reactivation in sand and sand mixtures. submitted to Tectonophysics.

Larter, R.C.L. & Allison, I., 1983. An inexpensive device for modelling strike-slip and oblique-slip fault zones. J. Geol. Ed. 31: 200-205.

Logan, J.M., Friedam, M. and Stearns, M.T., 1978. Experimental folding of rocks under confining pressure: Part VI. Further studies of faulted drape folds, in, V. Matthews III, ed., Laramide Folding Associated with basement block faulting in the Western United States. Geol. Soc. America Mem. 151: 79-99.

Mandl, G., De Jong, L.N.J. and Maltha, A., 1977. Shear zones in granular material. Rock mechanics, 9: 95-144.

Morgenstern, N.R. and Tchalenko, J.S., 1967. Microscopic structures in Kaolin subjected to direct shear. Géotechnique, 17: 309-328.

Naylor, M.A., Mandl, G., Sijpesteijn, C.H.K., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. J. Struct. Geol., 8, 7: 737-752.

Odonne, F., 1981. Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle. Aspects experimentaux et naturels relation socle couverture. Thèse 3ème cycle, Grenoble University, France, 146 pp.

Odonne, F. and Vialon, P., 1983. Analogue models of folds above a wrench fault: Tectonophysics, 99: 31-46.

Ramberg H., 1967 Gravity, deformation, and the Earth's crust. Academic Press. New York, 214 p.

Reches, Z., 1987. Mechanical aspect of pull apart basins and push-up swells with applications of the Dead Sea transform. Tectonophysics, 141: 75-88.

Reches, Z., 1988.Evolution of fault patterns in clay experiments. Tectonophysics, 145: 141-156.

Richard P. and Cobbold P.R., 1989. Structures en fleur positives et décrochements crustaux : modélisation analogique et interprétation mécanique. Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 308, II : 553-560.

Richard, P., Loyo, B. and Cobbold, P.R., 1989. Formation simultanée de failles et de plis au dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale. C. R. Acad. Sci. Paris, 309, II : 1061-1066.

Riedel, W., 1929. Zür Mechanik Geologischer Brucherscheinungen Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläeontologie. 1929B: 354-368.

Soula, J.C., 1982. Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. Jour. Struc. Geol., 4:. 313-342.

Soula, J.C., 1984. Génèse de bassins sédimentaires en régime de cisaillement transcurrent : modèles expérimentaux et exemples géologiques. Bull. Soc. Belge Géol., 93 : 83-104.

Soula, J.C., Lucas, C. and 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: 1-9.

Soula, J.C., Bessiere, G. and Herail, G., 1988. Simple-shear experiments on basement-cover sequences with a comparison to the Bierzo basin, NW Spain. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S., 14: 163-179.

Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. Bull. Geol. Soc. Am., 81: 1625-1640.

Tchalenko, J.S. and Ambraseys, N.N., 1970. Structural analysis of the Dasht-e Bayar (Iran) earthquake fracture. Geol. Soc. Am. Bull., 81: 41-60.

Vendeville B., 1987. Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. Thèse 3ème cycle, Univ. Rennes, 390 pp.

Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Choukroune, P. and Brun, J.P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), Continental Extensional Tectonics. Geological Society of London Special Publication, N° 28: 95-108.

Wilcox, R.E., Harding, T.P. and Seely, D.R., 1973. Basic wrench tectonics. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57: 74-96.

Wilson, G., 1970. Wrench movements in the Aristarchus region of the Moon. Proceedings of the Geologists' Association, 81: 595-608.

CHAPITRE III

INITIALISATION DES FAILLES AU DESSUS D'UN DECROCHEMENT DE SOCLE : MODELISATION ANALOGIQUE ET TOMOGRAPHIE.

CHAPITRE III

INITIALISATION DES FAILLES AU DESSUS D'UN DECROCHEMENT DE SOCLE

MODELISATION ANALOGIQUE ET TOMOGRAPHIE.

Abstract. 55

II.1. INTRODUCTION. 57

PRINCIPE DU SCANNER C.T. 58

III.2. MODELISATION EXPERIMENTALE. 59

III.2.A. DISPOSITIF EXPERIMENTAL. 59

III.2.B. MATERIAUX MODELES ET DIMENSIONNEMENT. 60

III.2.C. PROCEDURE EXPERIMENTALE. 61

III.2.D. RESULTATS EXPERIMENTAUX. 62

III.2.D.1. Modèle monocouche. 62

III.2.D.2. Modèle bicouche. 67

III.2.D.3. Modèle tricouche. 69

III.3. DISCUSSION. 73

III.4. CONCLUSIONS. 75

Références. 77

CHAPITRE III

INITIALISATION DES FAILLES AU DESSUS D'UN DECROCHEMENT DE SOCLE : MODELISATION ANALOGIQUE ET TOMOGRAPHIE.

Ce chapitre fait l'objet d'une note soumise aux Compte-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, écrite en collaboration avec Jean-François Ballard, Bernard Colletta et Peter Cobbold.

Résumé en anglais :

FAULT INITIATION ABOVE A BASEMENT STRIKE-SLIP FAULT: ANALOGUE MODELLING AND TOMOGRAPHY.

Abstract.

Computerized X-ray tomography (CT), first developed in Great Britain in 1972 by Hounsfield, is an imaging technique which measures density and atomic composition inside opaque objects (Wellington and Vinegar, 1987 ; Vinegar, 1986). A CT scanner generates cross sectional images through the object by revolving an X-ray tube around the object and obtaining projections at many different angles (Fig. 3 - 1 et 3 - 2). From a set of these projections, a cross sectional image is reconstructed by a back-projection algorithm in the scanner's computer (Brooks and DiChiro, 1976 ; Barrett and Swindell, 1981). We used a CT scanner to obtain cross sectional images of wrench faulting experiments. We thus were able to follow fault development, inside the model, without destroying it.

Experiments were performed using physical models properly scaled to account for gravity, brittle behaviour of the upper crust and ductile behaviour of evaporites (Hubbert, 1937 ; Ramberg, 1967 ; Vendeville et al., 1987). Models were deformed in a single apparatus capable of localized strike-slip motions (Fig 3 - 3). During deformation, the sliding basal plates produce a velocity discontinuity in

the middle plane of the apparatus at the base of the model. Three models have been deformed (Fig. 3 - 4): (1) a purely brittle model which consisting of 5 alternating layers, 0.5 cm thick each, of sand or crushed glass, (2) a two-layer model consisting of a 2 cm thick brittle layer of sand and pyrex overlying a 0.5 cm thick basal silicone layer, and (3) a three-layer model consisting of a 0.5 cm thick silicone sheet interlayered between 2 brittle layers, 1 cm thick each. All experiments are applicable at basin scale (Horsfield, 1977 ; Richard and Cobbold, 1989 ; Richard et al., 1989).

Experimental results (Fig. 3 - 5 to 3 - 12). In all experiments, faults were generated in the brittle layers. Fault development and geometry depend mainly upon rheology. In the purely brittle experiment (Fig. 3 - 6), faults initiated at the base of the model, immediately above the D.V. and propagated to the free surface of the model. In cross section, faults branch upwards from the D.V. Fault dips range between 70° and 90° and reverse offsets are visible on fault planes. In the two-layer model (Fig. 3 - 8), faults initiated at the free surface and propagated rapidly downwards as far as the sand-silicone interface. In cross section, faults are steep, with small vertical offsets. In the three-layer model (Fig. 3 - 10), faults initiated at the D.V. and reached the lower sand-silicone interface. The silicone layer dissipated the fault motions. New steep strike-slip faults were then generated at the free surface and propagated downwards, as in the two-layer model.

Discussion - Conclusion. Fault initiation and geometry depend on rheology (Fig. 3 - 9 and 3 - 13). We suggest that, in Coulomb material, faults are generated at a basal velocity discontinuity (Fig. 3 - 9A), if the material is in frictional contact with rigid basement block. Faults are generated at the velocity discontinuity and propagated towards the free surface. In brittle-ductile experiments, the weak horizon (silicone) dissipates the basal shear stress and tenders the wrenching shear stress more uniform across the Coulomb layers. Faults are thus generated at the free surface of the model (Fig. 3 - 9B) where dilatancy occurs most easily and confining stresses are smallest. Faults propagated rapidly downwards. In the experiments, positive flower structures were generated in pure strike-slip mode, without shortening perpendicular to the wrench zone, (Fig. 3 - 6).

INITIALISATION DES FAILLES AU DESSUS D'UN DECROCHEMENT DE SOCLE : MODELISATION ANALOGIQUE ET TOMOGRAPHIE.

II.1. INTRODUCTION.

La tomographie aux Rayons X assistée par ordinateur, ou CT (computerized tomography) est une technique de radiologie médicale développée en 1972 par Hounsfield (1972), en Grande Bretagne. Cette méthode révolutionna la radiologie médicale en produisant des images anatomiques d'une extraordinaire précision. Un scanner C.T. génère des section-images d'objet à partir de profils d'intensité des Rayons X rémanents, pour différentes valeurs d'angle (Wellington and Vinegar, 1987 ; Vinegar, 1986), acquis lors de la révolution d'un tube de Rayons X autour de l'objet (Fig. 3 - 1).

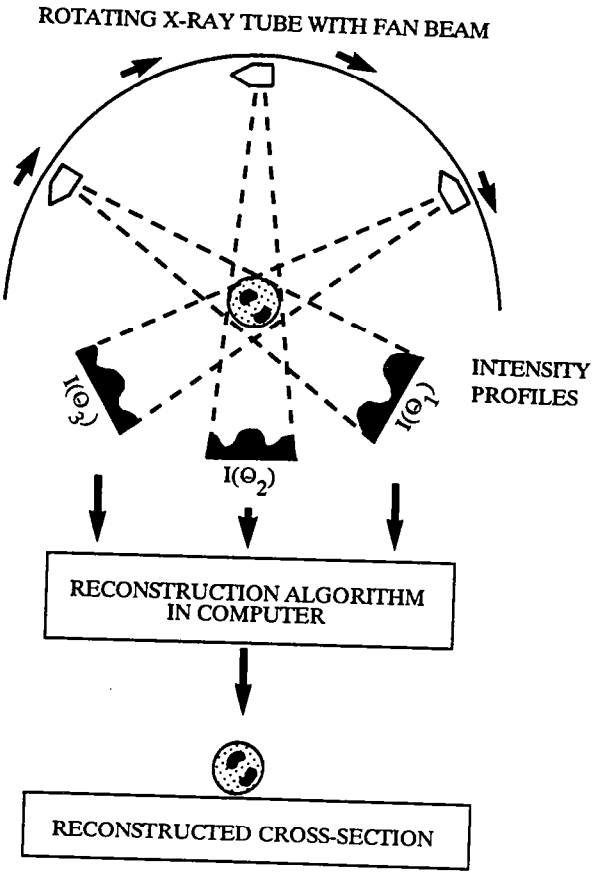


Fig. 3.1. Principe de la tomographie assistée par ordinateur. Un tube de Rayons X tourne autour d'un objet afin d'acquérir des profils d'intensité des Rayons X rémanents après traversée de l'échantillon pour différentes valeurs d'angle. Ces données sont ensuite traitées par un ordinateur qui retransmet une image-section numérique.

Ces données sont ensuite traitées par ordinateur (Brooks and DiChiro, 1976 ; Barrett and Swindell, 1981), afin d'obtenir une section-image de l'objet. Ces section-images sont donc des images numériques. Cette technique a été utilisée afin de suivre l'évolution dans le temps et dans l'espace de modèles analogiques de décrochement à l'échelle d'un bassin sédimentaire. Cette nouvelle méthode permet de suivre l'initiation et le développement de failles au cours de la déformation dans un modèle, sans le détruire. Cette technique a également été utilisée par Shell Recherche, Pays Bas, pour des systèmes extensifs (Mandl, 1988, p.39-40) ou décrochants. Cependant, les modèles déformés sont purement fragiles, et aucune étude détaillée n'est publiée.

PRINCIPE DU SCANNER C.T.

La quantité mesurée pour chaque pixel d'une image CT est le coefficient linéaire d'atténuation, μ. Ce dernier est défini par la loi de Beer appliquée à la radiographie conventionnelle (Fig. 3 - 2) :

$$I/Io = \exp(-\mu h) \quad (1),$$

où Io est l'intensité des Rayons X incidents, I est l'intensité rémanente après passage à travers une épaisseur, h, d'un échantillon donné (2).

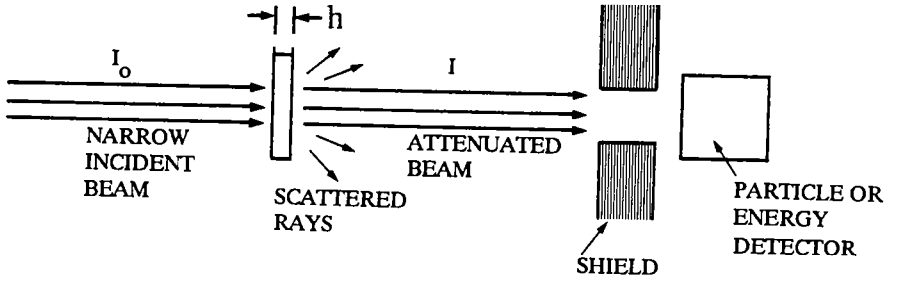


Fig. 3 - 2. Principe de la radiographie conventionnelle.

L'équation (1) peut s'écrire :

$$\text{Log } (I/Io) = \beta H = -\mu h \qquad (2),$$

où β est une constante propre du scanner et H est la densité radiologique Hounsfield. Pour le scanner utilisé (CE 12000), l'échelle des H est calibrée de telle sorte que, pour l'air, H = -1000 et pour l'eau, H = 0. Un matériau est d'autant plus absorbant que sa densité radiologique est importante.

III.2. MODELISATION EXPERIMENTALE.

III.2.A. DISPOSITIF EXPERIMENTAL.

Afin d'éviter une trop grande perte d'intensité de Rayons X incidents, un dispositif constitué de planches de bois a été utilisé. La densité radiologique du bois est proche de zéro. Ce dispositif (Fig. 3 - 3) est constitué de 2 plaques basales (A, B) de dimensions 80 x 21 cm reposant sur un socle horizontal (C). Ces deux plaques sont au contact l'une de l'autre le long de la ligne médiane du modèle. Sous l'action d'un piston (F), elles peuvent coulisser l'une par rapport à l'autre (la plaque B est fixe), entre deux murs immobiles (D, E), engendrant ainsi un décrochement sénestre (g, h). En cours d'expérience, une discontinuité de vitesse, D.V., est donc imposée à la base de tout le modèle le long de ligne médiane du dispositif.

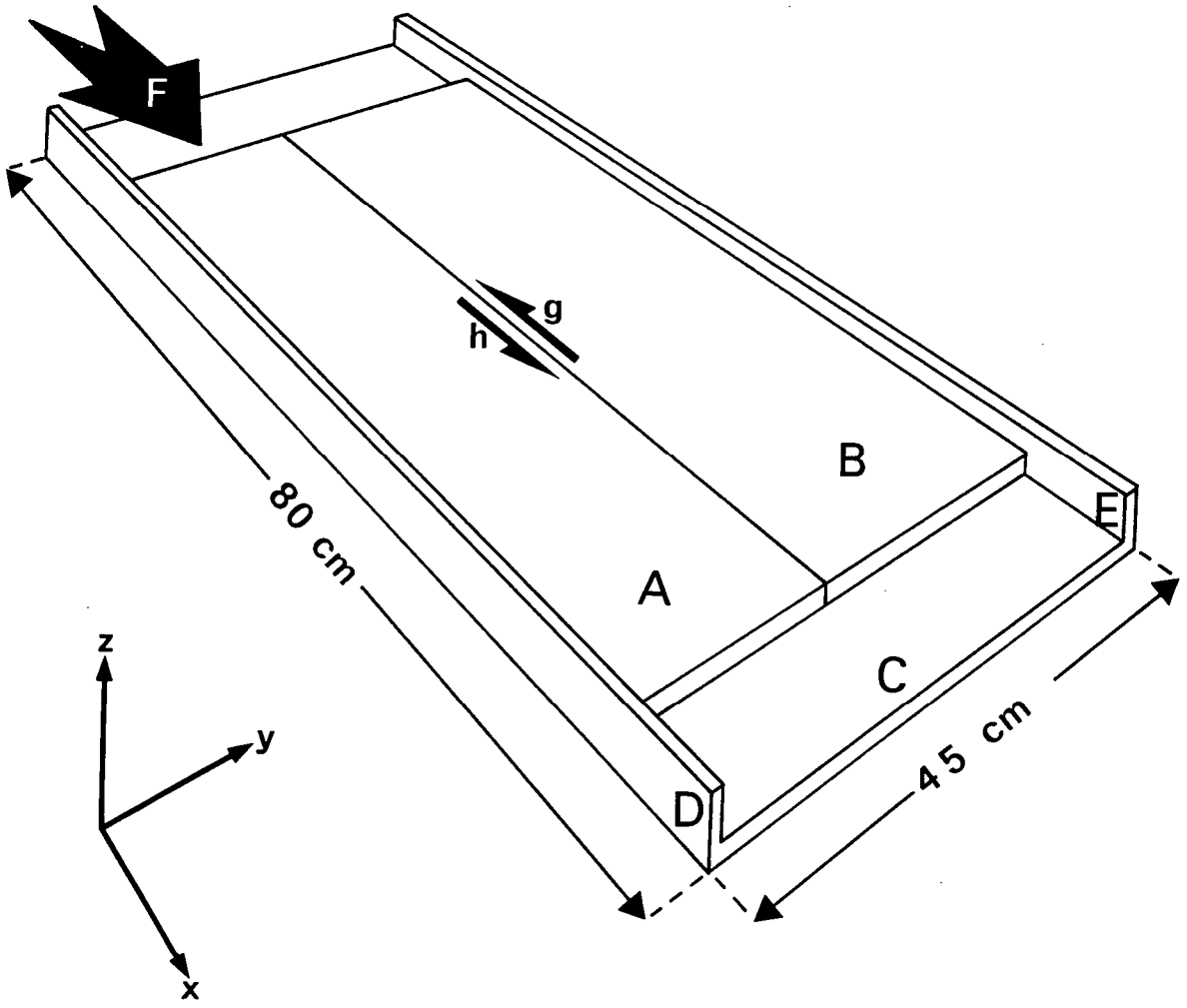


Fig. 3 - 3. Bloc diagramme du dispositif expérimental. A,B - Plaques basales. C - Support horizontal. D,E - Murs fixes. F - Déplacement imposé à la plaque (A). g, h - Mouvement relatif décrochant sénestre des deux plaques lors d'une expérience.

III.2.B. MATERIAUX MODELES ET DIMENSIONNEMENT.

Les modèles ont été dimensionnés suivant les principes décrits par Hubbert (1937), Ramberg (1967) et Vendeville et al. (1987). Trois matériaux modèles ont été utilisés : du sable sec de Fontainebleau (presque 100% quartz), du pyrex broyé et de la silicone (Gomme A0009, manufacturée par Rhône Poulenc, France).

Le sable sec et le pyrex ont des propriétés mécaniques similaires. Ce sont tous deux des

matériaux fragiles obéïssant à un critère de rupture de type Mohr-Coulomb (déformation indépendante de la vitesse), dont les cohésions sont négligeables. Tamisés à 100 μm, leur densité est de 1,5 et leur angle de frottement interne, Φ, de 32°, proche de celui obtenu expérimentalement pour des roches soumises à de faibles conditions de pression et de température (Byerlee, 1978). Le sable et le pyrex simulent donc le comportement fragile de la croûte supérieure (Horsfield, 1977 ; Richard and Cobbold, 1989). Bien qu'ayant des propriétés mecaniques semblables, leurs densités radiologiques diffèrent (H_{sable} = +600 et H_{pyrex} = +300). Aux vitesses expérimentales imposées, la silicone utilisée est assimilable à un fluide newtonien. La résistance au cisaillement varie de façon linéaire avec la vitesse de déformation. Sa viscosité est de $2 \times 10^{+4}$ Pa.s et sa densité de 1,2. Ces propriétés font d'elle un analogue pour modéliser la déformation de niveaux peu résistants (évaporites, argiles) d'une pile sédimentaire (Vendeville et al., 1987 ; Richard et al., 1989). Les facteurs d'échelle entre le modèle et son équivalent géologique sont de $0,5 \times 10^{-5}$ pour les longueurs (1 cm représente quelques 2 km), de 2×10^{-15} pour les viscosités (la silicone simule un matériau dont la viscosité est de 10^{+19} Pa.s), de 1 pour le vecteur gravité (les expériences ont été réalisées sous champ gravitaire normal) et de 4×10^{-10} pour les temps (1 heure d'expérience représente à peu près 300.000 ans).

III.2.C. PROCEDURE EXPERIMENTALE.

Trois modèles ont été déformés : modèles monocouche, bicouche et tricouche (Fig. 3 - 4).

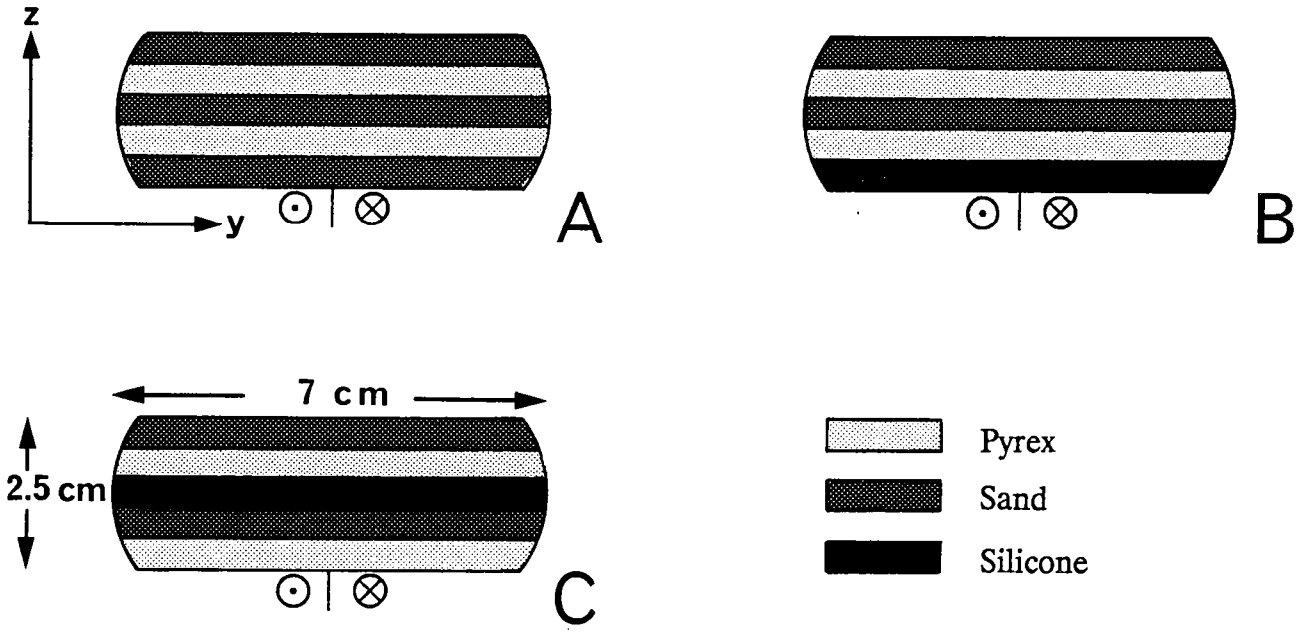


Fig. 3 - 4. Représentation des section-images, avant déformation, dans un modèle (A) monocouche, (B) bicouche ou (C) tricouche (la section-image est circulaire, les bords de l'image sont donc des portions de cercle).

Le modèle monocouche, de dimention 60 x 25 x 2,5 cm est purement fragile, constitué d'une alternance de cinq niveaux horizontaux de sable ou de pyrex faisant chacun 5 mm d'épaisseur. Trois centimètres de rejet horizontal ont été imposés au modèle à une vitesse expérimentale de 6 $cm.h^{-1}$.

Le modèle bicouche est de type fragile-ductile. Il est constitué d'un niveau basal de silicone (de dimensions 50 x 21 x 0,5 cm) surmonté de 2 cm de sable et pyrex.

Le modèle tricouche, de type fragile-ductile, est constitué d'un niveau de silicone de 5 mm d'épaisseur, intercalé entre deux horizons de sable et pyrex (1 cm d'épaisseur). Les modèles de type fragile-ductile ont été déformés à 4 $cm.h^{-1}$, jusqu'à un rejet horizontal total de 2,5 cm. Les différentes densités radiologiques des matériaux permettent de visualiser, sur des section-images, verticales et perpendiculaires à la direction principale de décrochement, les différents horizons ainsi que les rejets verticaux sur les plans de failles. Les section-images sont acquises, au cours de la déformation, en des points précis des modèles, équidistants de 30 mm (localisés sur la Figure 3 - 5), visualisant ainsi l'évolution des failles, dès leur naissance. Un balayage, continu dans le temps, du modèle est effectué durant l'expérience. Une acquisition est faite à 000 mm et ainsi jusqu'à 120 mm. Ensuite le faisceau est repositionné à 000 mm et le cycle recommence. Deux acquisitions d'image sont séparées d'un laps de temps de 30 à 60-70 secondes. Lors de la naissance et du fonctionnement d'une faille, la dilatance du sable sur le plan de faille entraîne une baisse de densité radiologique. Les failles apparaissent donc sous forme de zones de faible densité radiologique, figurées par des traces blanches sur les images scanner (Fig. 3 - 6, 3 - 8, 3 - 9 et 3 - 11).

III.2.D. RESULTATS EXPERIMENTAUX.

III.2.D.1. Modèle monocouche.

Cette expérience modélise une couverture cassante (sable) reposant sur un socle (plaques), dans lequel une ancienne faille est réactivée en décrochement (D.V.). Vu de dessus, en fin d'expérience, le modèle montre un système de failles décrochantes synthétiques localisées au dessus de la D.V. (Fig. 3 - 5A). Les décalages des marqueurs passifs montrent que la déformation imposée à la

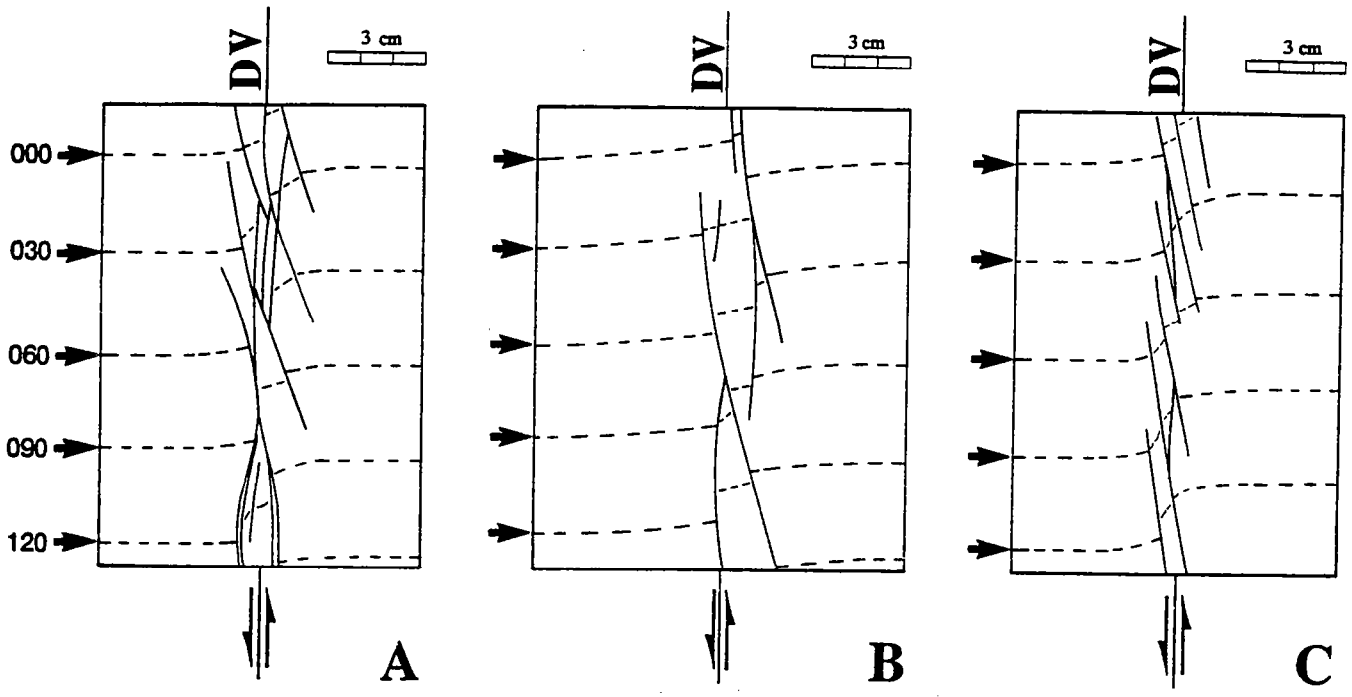


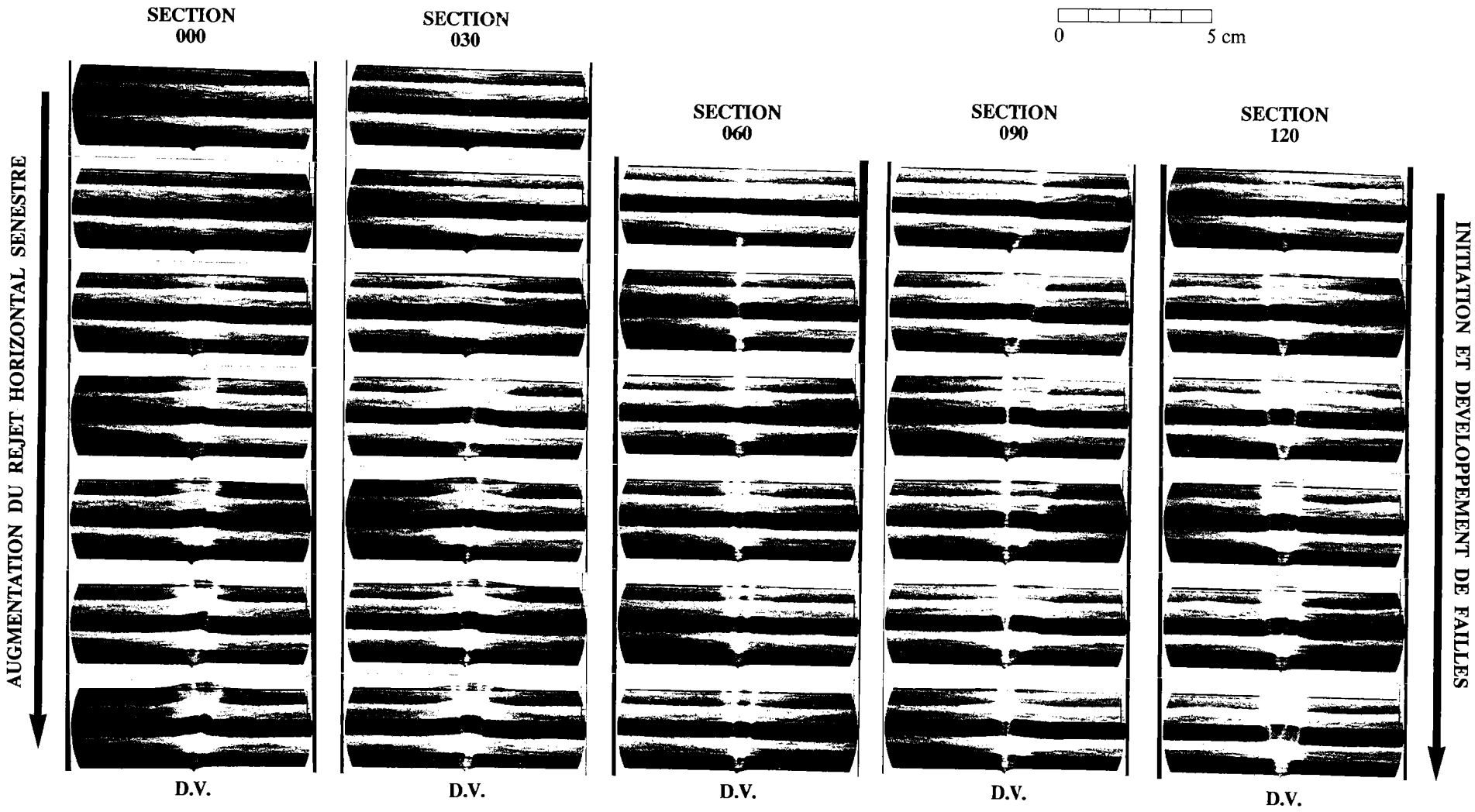
Fig. 3 - 5. Vue de dessus, après déformation, des modèles (A) monocouche,(B) bicouche et (C) tricouche. Les traits pleins représentent les failles ; les pointillés, des marqueurs passifs. Les flèches localisent les sections-images.

base du modèle a été accommodée sur un réseau de faille dans une zone très étroite (3 cm), limitée à la zone de failles. Les différentes sections-images sont localisées sur la vue de dessus du modèle après déformation (Fig. 3 - 5). Les vues successives du modèle à 000, 030, 060, 090 et 120 mm, nous permettent d'effectuer les observations suivantes (Fig. 3 - 6) :

- les failles sont engendrées en base de modèle sur la faille de socle et se propagent ensuite jusqu'à la surface libre du modèle. Une baisse de densité radiologique est observée systématiquement au dessus de la faille de socle, puis se propage vers la surface du modèle (Fig. 3 - 6 : 000, 030 et 120 mm). Ce phénomène est extrèmement bien mis en évidence sur les traitements couleurs de section-images (Fig. 3 - 9A). Les failles divergent à partir de la faille de socle. Certaines failles montrent un net rejet inverse (Fig. 3 - 6, 000 mm). Ces rejets sont bien développés sur les failles non verticales. Suivant l'emplacement des section-images, les plans de faille sont soit subverticaux (à 060 mm et 090 mm) soit avec un pendage de 60° à 80° (030 mm et 120 mm). Au cours du premier balayage complet, la section 000 ne montre aucune faille. Il en est de même pour la section 030, acquise 42 secondes plus tard. Sur la section 060 (acquise 38 secondes après) une faille est formée. Même chose pour la section 090,

Fig. 3 - 6. Initiation et développement de failles sur des section-images successives à travers un modèle monocouche. Les images sur une même horizontale correspondent à un balayage complet du modèle. Les différentes sections permettent d'illustrer cinq évolutions parallèles quasi-synchrones.
Dans ce modèle, les failles naissent sur la discontinuité de vitesse (D.V.) et se propagent vers la surface.

MODELE MONOCOUCHE



acquise 38 secondes plus tard, alors que sur la section 120 (acquise 38 secondes aprés) les failles sont à peine initialisées sur la D.V.. Cela met en évidence l'aspect 3 dimensions de l'initiation des failles en contexe décrochant. L'évolution à 090 mm montre un phénomène intéressant. Une faille est créée avec un pendage voisin de 60° en profondeur et de 85° à la surface. Puis parallèlement à cette faille, une autre verticale s'initialise à l'aplomb de la faille de socle . Au fur et à mesure que le jeu de la faille verticale s'amplifie, la faille à faible pendage perd sa signification radiologique et son pendage diminue.

Interprétation. Les failles, créées au dessus d'un décrochement de socle, sont des Riedels R synthétiques du déplacement (Riedel, 1929 ; Tchalenko, 1970 ; Naylor et al., 1986). Ces failles se disposent en échelon au dessus de la faille de socle. Trés vite des Riedels conjugués, P, sont créés et 1) relient les Riedels R entre eux et 2) accommodent le déplacement imposé au dessus de la faille de socle. Toutes les failles majeures s'enracinent en profondeur sur la faille de socle. Alors qu'en surface, les Riedels R sont obliques par rapport à la faille de socle. Les plans de failles ont donc une forme hélicoïdale, dans l'épaisseur du modèle (Naylor et al., 1986). Cela explique les variations de pendage sur un plan de faille, les failles verticales visualisées lorsque leur trace cartographique est à l'aplomb de la faille de socle. Revenons à la position 090 mm. Les section-images successives montrent un problème posé pour l'appréhension de l'évolution en coupe, d'une zone décrochante. Le pendage de la faille diminue au cours du temps et la faille disparaît peu à peu. En fait, lors de l'expérience, la plaque de gauche est fixe et la plaque de droite subit un déplacement l'éloignant du lecteur. Il est donc possible de reconstituer sur une vue de surface les différents traits de coupe des section-images au cours du temps (Fig. 3 - 7). Les section-images sont en fait constituées de deux parties distinctes : sur la plaque immobile, une zone où l'on visualise le plan de faille en un point fixe, et une autre, sur la plaque mobile où le plan de faille est visualisé en des points variables dans l'espace. La faille disparaissant (090 mm) s'éloigne en fait du lecteur, et le faisceau du scanner ne la rencontre plus.

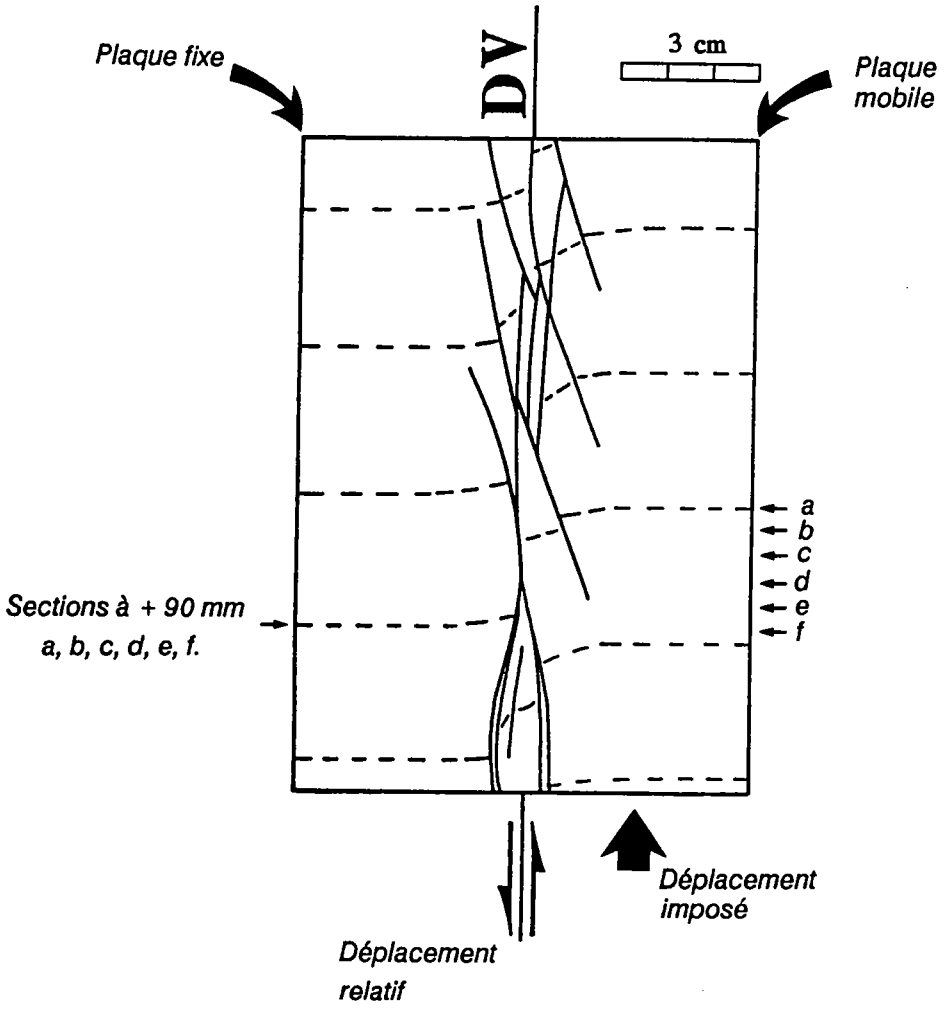


Fig. 3 - 7. Positions théoriques des différentes section-images acquises au travers du modèle monocouche. Dans la partie fixe du modèle, les section-images sont fixes et représentent l'évolution, en un point précis, de plans de faille donnés. Sur la plaque mobile, les section-images représentent à la fois l'évolution temporelle des plans de faille mais également un balayage spaciale.

III.2.D.2. Modèle bicouche.

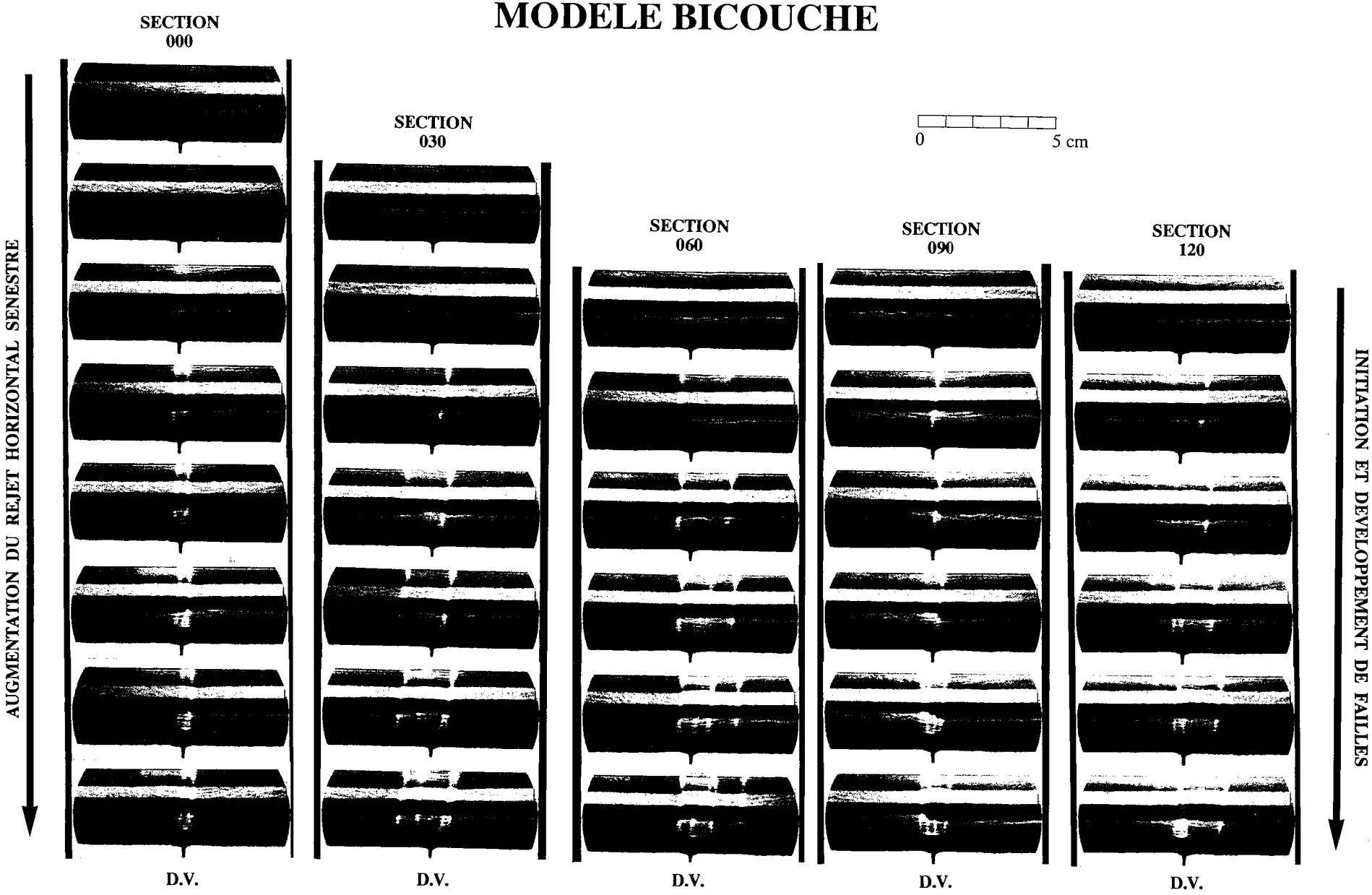
Cette expérience modélise une couverture cassante (sable) reposant, par l'intermédiaire d'un horizon évaporitique (silicone), sur un socle (plaques) dans lequel une ancienne faille est réactivée en décrochement (D.V.). Vu de dessus, en fin d'expérience, le modèle présente des failles décrochantes synthétiques sub-parallèles à la direction de la faille de socle (Fig. 3 - 5B). La déformation des marqueurs passifs montre que le déplacement imposé à la base du modèle, a également été accommodé par une déformation continue dans une zone large de 4 cm, de part et d'autre de la faille de socle.

Les section-images (Fig. 3 - 8) acquises au cours du développement des failles, en cinq points du modèle, montrent que les failles s'initialisent au sommet du modèle (030mm, 4 ; 060 mm, 2), puis se propagent dans toute l'épaisseur de la partie fragile, pour rejoindre l'interface sable-silicone. En effet, une observation précise des section-images révèle que lors de l'initiation des failles, la zone de dilatance apparaît en premier lieu à la surface du modèle (Fig. 3 - 8, 030 et 060 mm), puis se propage vers l'interface sable-silicone. Ce phénomène est particulièrement mis en évidence sur les traitements couleurs de la Figure 3 - 9B. En ce qui concerne la première faille apparue, l'acquisition fut trop tardive. Cependant, lors de la formation de la deuxième faille, la propagation de la zone de dilatance, du sommet vers l'interface sable-silicone, est bien visible.

La géométrie des failles diffèrent de celle créée dans un modèle purement fragile. Les failles sont, dans ce modèle fragile-ductile, subverticales et s'enracinent sur l'interface sable-silicone. La largeur de la zone de faille dépend de la position le long de la faille de socle et varie de quelques millimètres (000 mm) à 2,5 cm (060 mm). Les déplacements sur le plan de faille sont purement décrochants, n'ayant qu'une très faible composante verticale (Fig. 3 - 9, 3 - 11 et 3 - 12).

Fig. 3 - 8. Initiation et développement de failles sur des section-images successives à travers un modèle bicouche. Les images sur une même horizontale correspondent à un balayage complet du modèle. Les différentes sections permettent d'illustrer cinq évolutions parallèles quasi-synchrones.
Dans ce modèle, les failles naissent sur la surface libre du modèle et se propagent jusqu'à l'interface sable-silicone.

MODELE BICOUCHE



MODELE TRICOUCHE

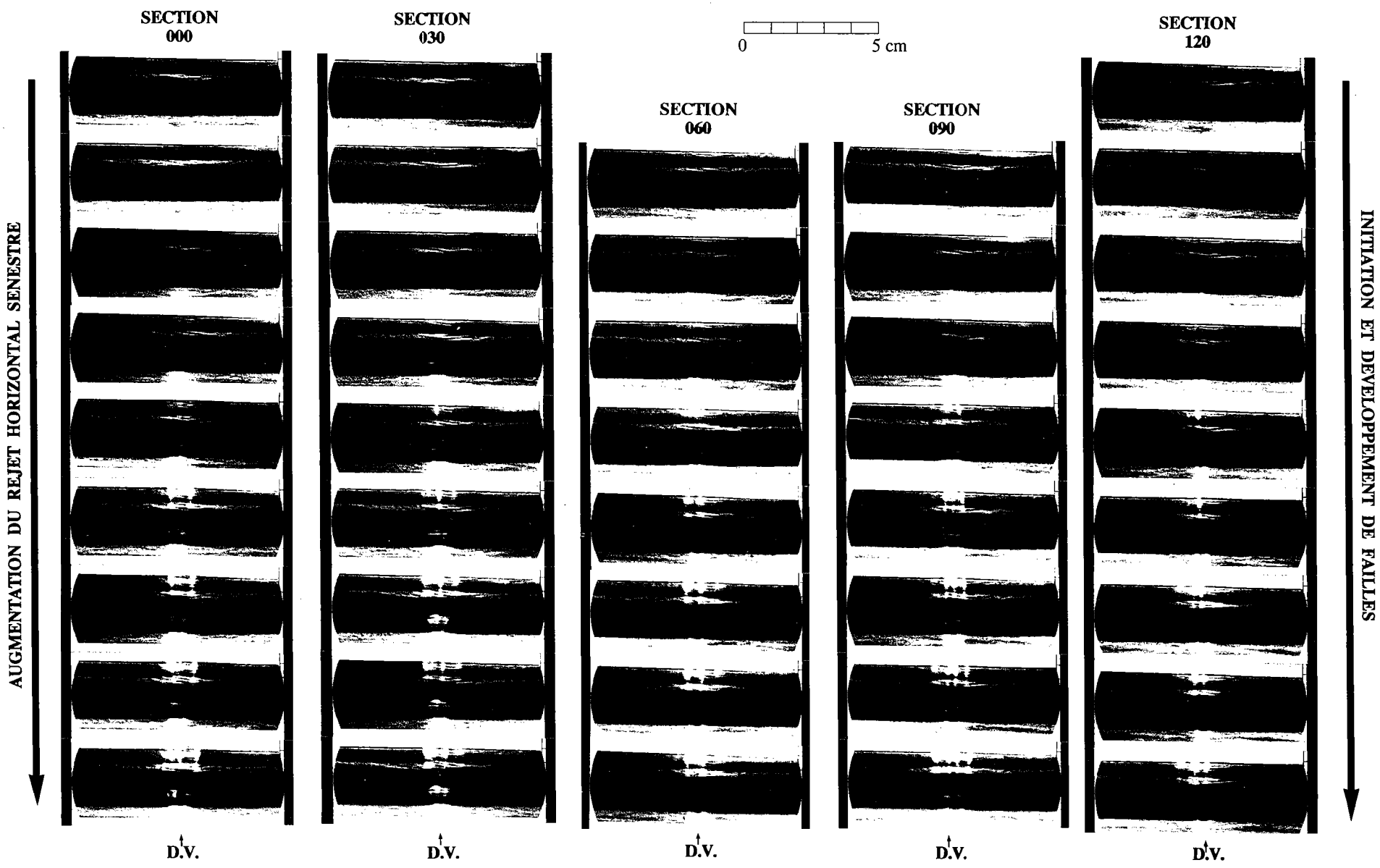


Fig. 3 - 10. Initiation et développement de failles sur des section-images successives à travers un modèle tricouche. Les différentes sections permettent d'illustrer cinq évolutions parallèles quasi-synchrones.
Dans ce modèle, les failles naissent sur la discontinuité de vitesse (D.V.) et se propagent jusqu'à l'interface inférieure sable-silicone. Puis de nouveiles failles créées sur la surface libre du modèle, se propagent jusqu'à l'interface supérieure sable-silicone.

III.2.D.3. Modèle tricouche.

Cette expérience modélise un horizon évaporitique (silicone), intercalé dans une couverture cassante (sable), reposant sur un socle (plaques), dans lequel une ancienne faille est réactivée en décrochement (D.V.). Vu de dessus, en fin d'expérience, le modèle montre des décrochements synthétiques régulièrement disposées en échelon au dessus de la faille de socle dans une zone large de 2 cm. Les section-images acquises au cours de l'expérience, en cinq points distincts du modèle, présentent une combinaison des deux expériences précédentes. Les failles s'initialisent tout d'abord sur la faille de socle (en base du modèle) (Fig. 3 - 10). Puis les failles se propagent jusqu'à l'interface inférieure sable-silicone. Les failles, dans la partie fragile inférieure, forment un fuseau convergent sur la faille de socle. Le rejet horizontal augmentant, des failles verticales purement décrochantes s'initialisent dans la partie fragile supérieure du sommet du modèle vers l'interface supérieure sable-silicone. Le phénomène est particulièrement bien observable sur les sections à 120 mm (Fig. 3 - 10). Dans la partie fragile supérieure, les failles se développent dans une zone d'une largeur de 1,6 cm. Dans la partie fragile inférieure, la zone faillée est moins large (1,1 cm au maximum). De plus, les rejets verticaux sur les plans de faille, initialisés en base de modèle, sont complétement accommodés par le niveau de silicone et ne se propagent pas dans la partie fragile supérieure. Pour un rejet horizontal identique, et une épaisseur moindre, les rejets inverses sur les plans de failles de la partie fragile inférieure semblent, toutes proportions conservées, plus importants que ceux observés dans le modèle purement fragile (Fig. 3 - 13). Il semblerait dons y avoir un contrôle du niveau intermédiaire de silicone sur la déformation du sable sous jacent. Une étude expérimentale systèmatique de la déformation de ce modèle tricouche en contexte décrochant est en cours (Tron V., Thèse en cours). Ce travail devrait permettre de lever l'ambiguïté concernant le contrôle par le niveau de silicone sur la déformation dans le niveau fragile basal. Si l'on compare ces trois types de modèles (Fig. 3 - 11 et 3 - 12), le modèle tricouche apparaît comme une composition parfaite des types monocouche et bicouche. Bien qu'en surface, les champs de failles soient différents (Fig. 3 - 5), l'évolution en section est identique.

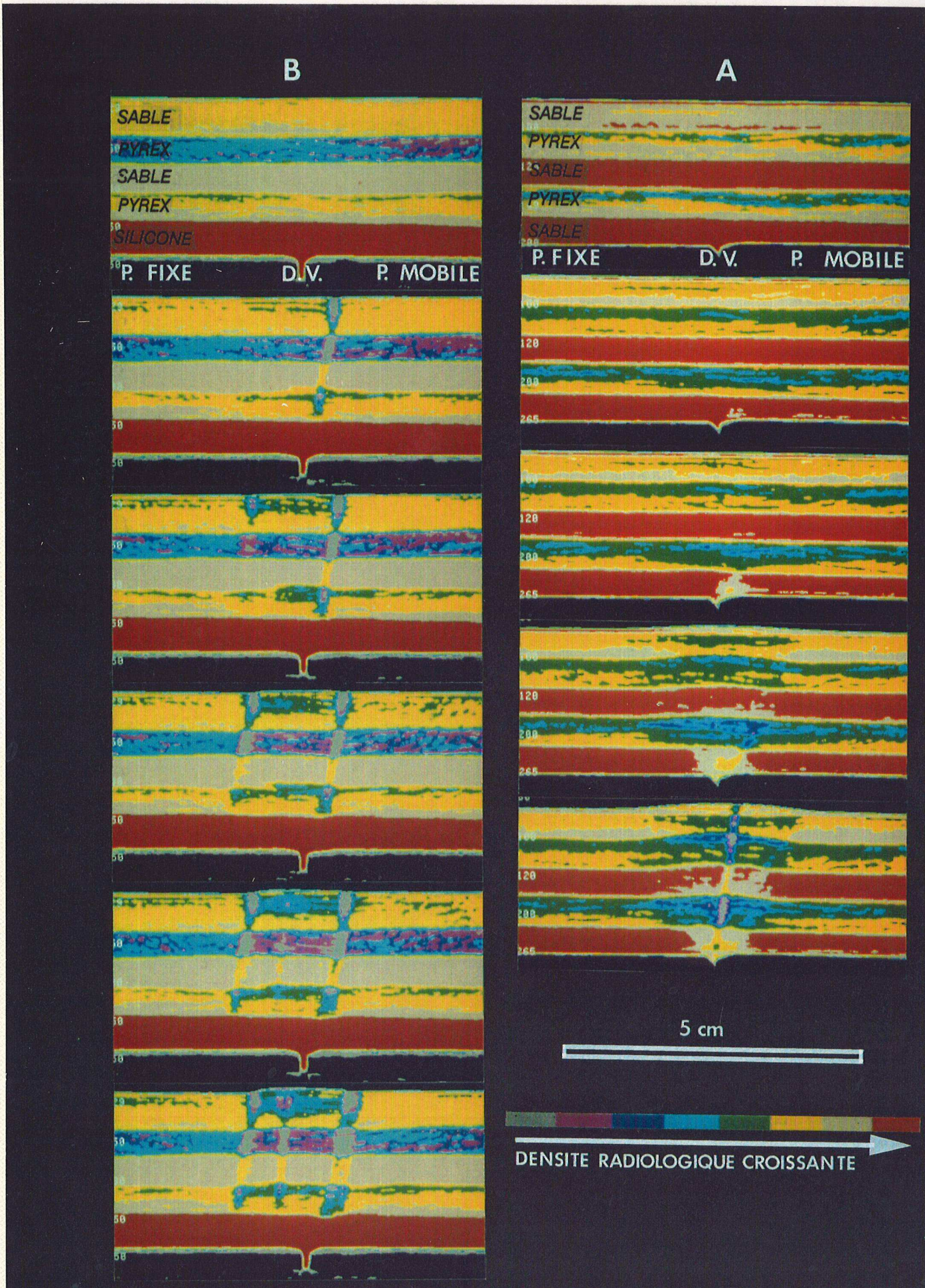
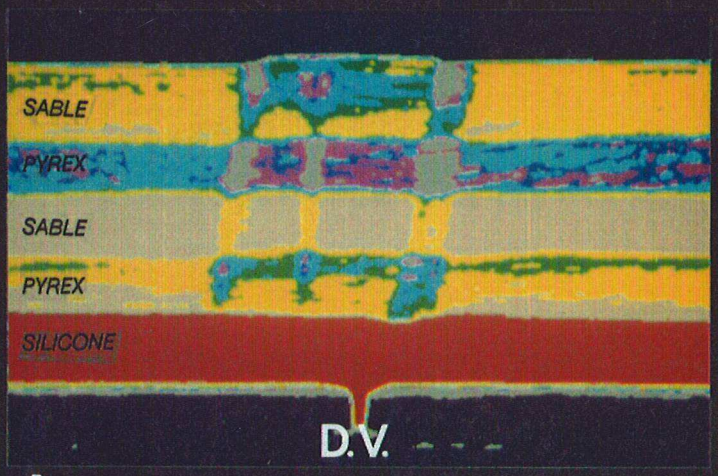
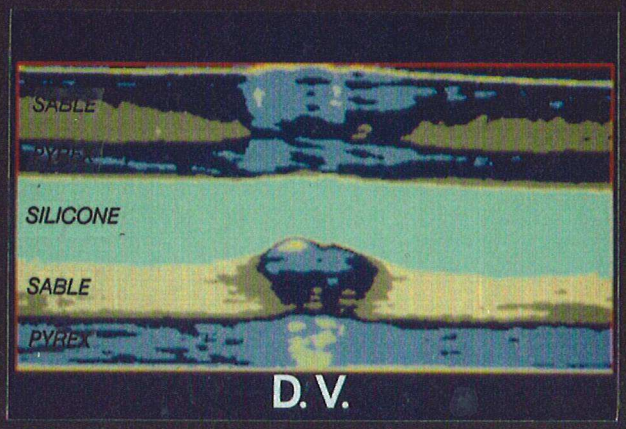


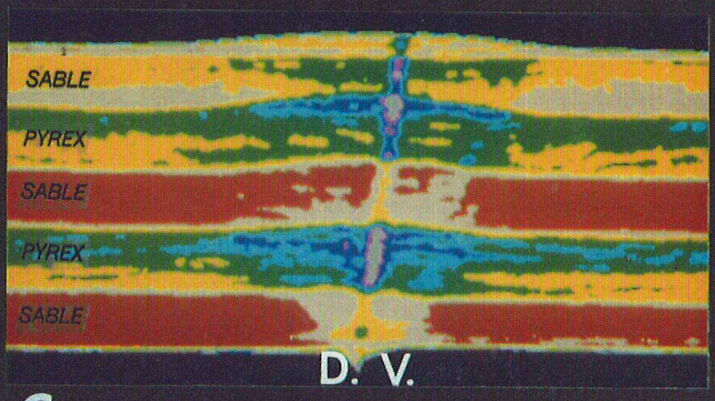
Fig. 3 - 9. Traitement couleur d'une évolution dans (A) un modèle purement fragile et (B) un modèle fragile-ductile. Ce type de traitement permet de visualiser les moindres variations de densités radiologiques. La propagation des failles de la base vers le sommet, dans le modèle purement fragile et du sommet vers la base dans la modèle fragile-ductile, est ainsi clairement mise en évidence.



A



B



C

Fig. 3 - 11. Comparaison des modèles (C) monocouche, (A) bicouche et (B) tricouche sur des section-images après déformation. La comparaison des trois types de modèles met en évidence les similarités entre le type tricouche et les types monocouche et bicouche.

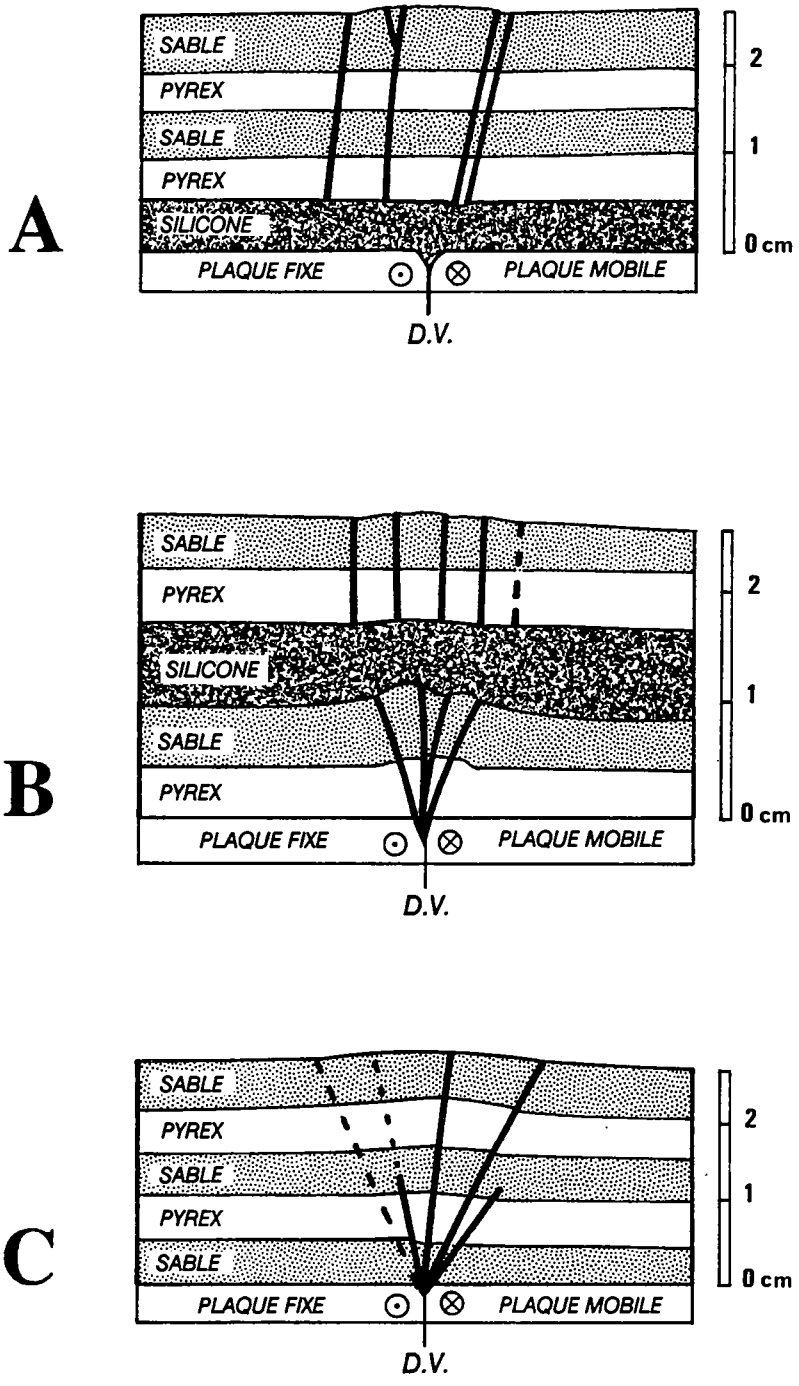


Fig. 3 - 12. Interprétation schématique de section-images après déformation dans chaque modèle. La plaque A - Modèle bicouche, B - Modèle tricouche, C - Modèle monocouche. La plaque gauche est fixe, celle de droite s'éloigne de l'observateur. Le mouvement sénestre indiqué sur la discontinuité de vitesse, active au cours de la déformation, est le déplacement relatif des deux plaques.

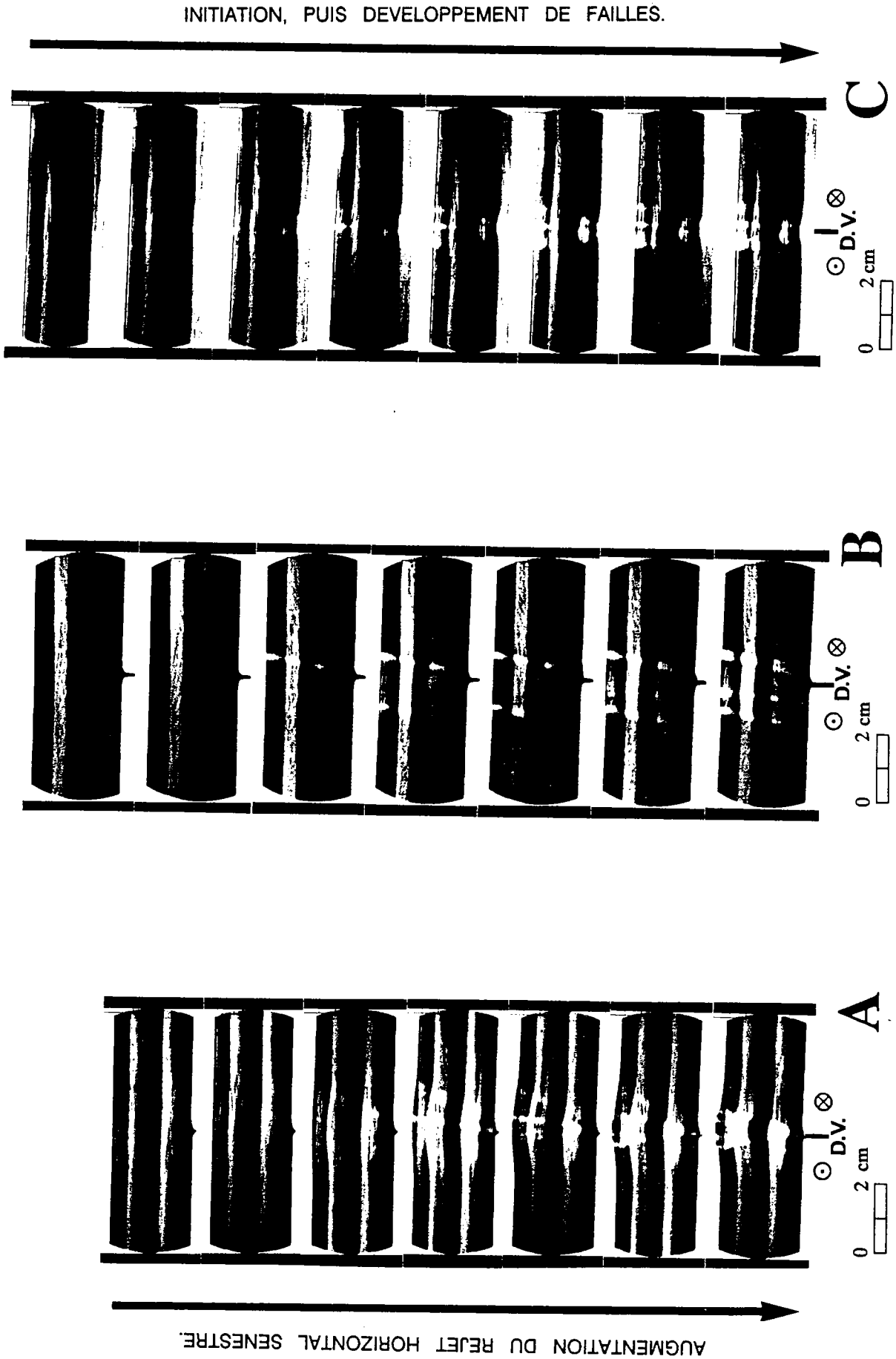


Fig. 3 - 13. Comparaison de l'initiation et du développement des failles dans les modèles (A) monocouche, (B) bicouche et (C) tricouche.

III.3. DISCUSSION.

Les trois types de modèles sont illustrés sur la figure comparative 3 - 13. Le modèle purement fragile montre que les failles s'initialisent en base de modèle sur la discontinuité de vitesse et se propagent ensuite progressivement jusqu'à la surface libre du modèle. A la base du modèle, l'interface entre le sable et les plaques rigides est partout cohérente, et par conséquent, les plaques imposent à la base du modèle une contrainte cisaillante σ_{xz}, qui équilibre par un gradient latéral de la contrainte décrochante, $\partial\sigma_{xy}/\sigma_{y}$. Ainsi la contrainte décrochante est concentrée à l'aplomb de la D.V. et en base du sable. Pourquoi des rejets verticaux inverses sur les plans de faille alors que le mouvement est purement décrochent ? A la surface du modèle, les failles s'initialisent à 15° de la direction principale de décrochement (Riedel, 1929 ; Tchalenko, 1970) mais elles s'enracinent sur la D.V.. Elles ont donc une forme hélicoïdale (Naylor et al., 1986) et des glissements obliques sont engendrés sur les plans de failles.

A l'opposé, dans les modèles de type fragile-ductile, la silicone en base de modèle délocalise la déformation. La contrainte basale σ_{xy} est répartie à travers la silicone. La partie supérieure fragile du modèle se trouve alors soumise à une contrainte décrochante σ_{xy} dans toute son épaisseur. Cela permet d'expliquer l'initialisation des failles à la surface libre des modèles, là où la dilatance du sable se trouve favorisée et la contrainte normale sur le plan de décrochement, σ_{zz}, est moindre. Puis, ces failles se propagent rapidement à travers toute l'épaisseur de la partie fragile considérée.

III.4. CONCLUSIONS.

Ces expériences permettent de tirer les conclusions suivantes.

1 - La rhéologie influe sur l'initiation et la propagation d'un système de failles décrochantes. Dans un modèle de type fragile, les failles s'initialisent sur la discontinuité de vitesse en base de modèle. Alors qu'à l'opposé, dans un modèle de type fragile-ductile, les failles s'initialisent sur la surface libre du modèle (au sommet) et se propagent rapidement jusqu'à l'interface sable-silicone.

2 - La rhéologie influe sur la géométrie des plans de faille. Dans le modèle purement fragile, les failles sont fortement inclinées et s'enracinent toutes sur la discontinuité de vitesse. Elles sont toutes décrochantes mais avec une composante verticale inverse. Ces caractéristiques sont typiquement celles d'une structure en fleur positive (Harding, 1985). Au contraire, dans les modèles de type fragile-ductile, les failles développées dans la partie supérieure des modèles sont subverticales et plus décrochantes.

3 - Des structures en fleur positives peuvent être créées en contexte purement décrochant. Ce dernier point montrant qu'il n'est pas nécessaire d'y avoir une composante de raccourcissement perpendiculaire à la zone décrochante pour engendrer de telles structures, bien que celle-ci favorise leur développement (Richard et Cobbold, 1989).

References

Barrett, H.H. and Swindell, W., 1981. Radiological imaging. Academic Press, New York City.

Brooks, R.A. and DiChiro, G., 1976. Principles of computer-assisted tomography in radiographic and radioisotopic imaging. Phys. Med. Biol., 21: 689-732.

Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. Pure and applied geophysics, 116: 615-626.

Harding, T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 69, 4: 582-600.

Horsfield, W.T., 1977. An experimental approach to basement-controlled faulting. Geol. Mijnbouw, 56: 363-370.

Hounsfield, G.N., 1972. A method of and apparatus for examination of a body by radiation such as X- or Gamma-radiation. British Patent, n°1, 283, 915.

Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Geol. Soc. America Bull., 48: 1459-1520.

Mandl, G., 1988. Mechanics of Tectonics Faulting, Models and Basic Concepts. H.J. Zwart, Editor. Elsevier, Amsterdam, 407 p.

Naylor, M.A., Mandl, G., Sijpesteijn, C.H.K., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. J. Struct. Geol., 8, 7: 737-752.

Ramberg, H. 1967. Gravity, deformation, and the Earth's crust : Academic Press. New York, 214 p.

Richard, P. and Cobbold, P.R. 1989. Structures en fleur positives et décrochements crustaux : modélisation analogique et interprétation mécanique. Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, t. 308, Série II : 553-560.

Richard, P., Loyo, B. and Cobbold, P.R. 1989. Formation simultanée de failles et de plis au dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 309, Série II :1061-1066.

Riedel, W., 1929. Zür Mechanik Geologischer Brucherscheinungen Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläeontologie. Abh. B, 354-368.

Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. Bull. Geol. Soc. Am., 81: 1625-1640.

Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Choukroune, P. and Brun, J.P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), Continental Extensional Tectonics. Geological Society of London Special Publication, N° 28, 95-108.

Vinegar, H.J., 1986. X-ray CT and NMR imaging of rocks. J. Petrol. Techn., March: 257-259.

Wellington,S.L. and Vinegar, H.J., 1987. X-ray computerized tomography. J. Petrol. Techn., August: 885-898.

CHAPITRE IV.

CHAMP DE FAILLES AU DESSUS D'UNE FAILLE DE SOCLE REACTIVEE EN DECROCHEMENT A GLISSEMENT OBLIQUE.

CHAPITRE IV.

CHAMP DE FAILLES AU DESSUS D'UNE FAILLE DE SOCLE REACTIVEE EN DECROCHEMENT A GLISSEMENT OBLIQUE.

EXPERIMENTS ON FAULTING IN A TWO-LAYER COVER SEQUENCE OVERLYING A BASEMENT FAULT REACTIVATED IN OBLIQUE SLIP.

IV.1. INTRODUCTION. 85

IV.2. SCALING OF BRITTLE-DUCTILE EXPERIMENTS. 87

IV.2.A. BRITTLE MATERIAL. 88

IV.2.B. DUCTILE MATERIAL. 88

IV.3. EXPERIMENTAL RESULTS. 91

IV.3.A EXPERIMENTAL APPARATUS. 91

IV.3.B. MODEL MATERIALS AND SCALING. 93

IV.3.C. EXPERIMENTAL CONFIGURATIONS. 93

IV.3.D. EXPERIMENTAL RESULTS. 94

IV.3.D.1. EXPERIMENTS WITH NORMAL OBLIQUE SLIP ON A 45° BASEMENT FAULT. 95

1. A. EXPERIMENTS WITH PURE NORMAL DIP-SLIP (SS/DS = 0) 95

1.B. EXPERIMENTS WITH NORMAL OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 1). 99

1.C. EXPERIMENTS WITH NORMAL OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 3.5). 103

1.D. DISCUSSION. 108

IV.3.D.2. EXPERIMENTS WITH OBLIQUE SLIP ON A VERTICAL BASEMENT FAULT. 109

2.A. EXPERIMENTS WITH PURE DIP-SLIP (SS/DS = 0). 109

2.B. EXPERIMENTS WITH OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 1). 113

2.C. EXPERIMENTS WITH OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 3.5). 117

2.D. DISCUSSION. 121

IV.3.D.3. EXPERIMENTS WITH REVERSE OBLIQUE SLIP ON A 45° BASEMENT FAULT. 123

3.A. EXPERIMENTS WITH PURE REVERSE DIP-SLIP (SS/DS = 0). 123

3.B. EXPERIMENTS WITH REVERSE OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 1). 127

3.C. EXPERIMENTS WITH REVERSE OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 3.5). 131

3.D. DISCUSSION. 139

IV.3.E. COMPARISON BETWEEN EXPERIMENTAL RESULTS FOR BASEMENT FAULTS OF THREE KINDS (45° NORMAL, VERTICAL OR 54° REVERSE). 143

IV.3.E.1. In surface view. 143

IV.3.E.2. In cross sections. 143

IV.4. CONCLUSIONS. 147

Références. 149

CHAPITRE IV.

CHAMP DE FAILLES AU DESSUS D'UNE FAILLE DE SOCLE REACTIVEE EN DECROCHEMENT A GLISSEMENT OBLIQUE.

Ces expériences font l'objet d'une note actuellement soumise au journal of Structural Geology (Annexe 2).

Les décrochements observés sur le terrain, ou par l'intermédiaire de profils sismiques montrent pour la plupart des rejets verticaux inverses ou normaux (Harding, 1985 ; Harding, 1989). Dans ce quatrième chapitre, nous envisageons une étude thématique portant sur la déformation d'une couverture sédimentaire qui repose sur un socle dans lequel une ancienne faille est réactivée en décrochement à glissement oblique (rejets vertical et horizontal simultanés). Les études expérimentales antérieures (publiées) n'ont pas abordé cette configuration. Mandl (1988, p. 147-149) fait allusion à certaines expériences de décrochement à glissement oblique, réalisées dans le laboratoire expérimental de Shell Recherche, Pays-Bas, mais celles-ci constituent un travail confidentiel. Trois configurations sont présentées ici : faille de socle verticale, normale et inverse (Fig 4-1). Les modèles déformés sont uniquement constitués de sable.

Les expériences de ce chapitre ont également été réalisées dans les laboratoires de recherche Shell, en Hollande. L'utilisation de la silicone a permis d'étudier l'influence d'un niveau ductile en base de couverture, sur le champ de déformation engendré dans celle-ci, lors de la réactivation d'une faille de socle en décrochement à glissement oblique.

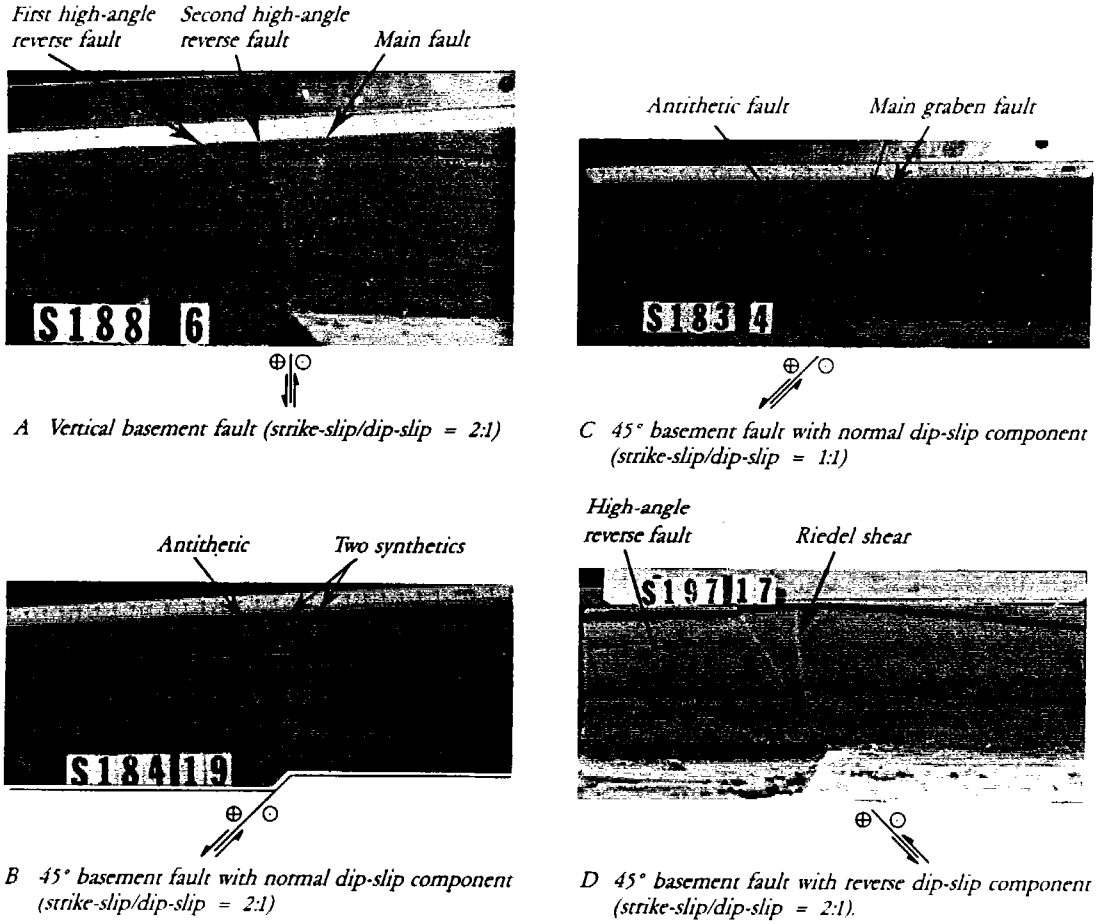


Fig. 4 - 1. Sections verticales de modèles constitués de sable uniquement, déformés en contexte décrochant à glissement oblique (travail de Naylor (1981), d'après Mandl, 1988). A. Faille verticale. B.C. Faille normale. D. Faille inverse.

Les modèles ont été déformés dans un dispositif permettant des rejets, inverses ou normaux, obliques sur un plan de faille à pendage variable (Fig 4 - 5). Trois configurations de faille de socle ont été envisagées : faille normale inclinée à 45°, faille verticale et faille inverse inclinée à 54°. Pour chacune de ces trois configurations, chaque série est constituée de quatre modèles :

- modèle de type 1 avec 8 cm de sable,
- modèle de type 2 avec 7 cm de sable et 1 cm de silicone,
- modèle de type 3 avec 6 cm de sable et 2 cm de silicone,
- modèle de type 4 avec 5 cm de sable et 3 cm de silicone.

Chaque série est caractérisée par un déplacement imposé sur le plan de faille, variant de la façon suivante :

- rapport Décrochement/Rejet vertical = 0 (noté SS/DS = 0),
- rapport Décrochement/Rejet vertical = 1 (noté SS/DS = 1),
- rapport Décrochement/Rejet vertical = 3,5 (noté SS/DS = 3,5),

permettant ainsi dans chacune des configurations de conditions aux limites (pendage de la faille) d'étudier, et l'influence de la rhéologie, et l'influence de l'augmentation du taux de décrochement sur le champ de déformation. Les principaux résultats de ces neuf séries d'expériences sont synthétisés sur les figures 4 - 32 et 4 - 33.

1 - Le contôle de la faille de socle sur les failles diminue en présence de silicone : dans les modèles composés de sable uniquement, les failles s'enracinent sur la faille de socle, mais dans les modèles constitués de sable et de silicone, les failles s'enracinent sur l'interface sable-silicone.

2 - Le champs de déformation est d'autant plus large que la silicone est épaisse.

3 - La présence de silicone en base de modèle montre l'importance du rejet vertical dans les zones décrochantes. L'association niveau ductile-rejet vertical entraîne une délocalisation de la déformation loin de la faille génératrice.

4 - Les failles sont d'autant plus verticales que la composante de décrochement est importante.

5 - Les expériences de décrochement à glissement oblique sur une faille normale montre qu'il est possible d'engendrer des failles éloignées de la faille de socle.

6 - Une flexure importante de la couverture est observable dans les expériences sur faille inverse, en présence d'un niveau de silicone en base de modèle.

7 - Dans les expériences à glissement oblique normal, la déformation est limitée à la zone de faille. A l'opposé, dans celles à glissement inverse, la déformation ne se limite pas à la zone faillée, le modèle subit une déformation continue dont l'importance croît parallèlement à l'épaisseur de silicone.

8 - Le champ de déformation au-dessus d'une faille verticale est une situation intermédiaire "idéale" entre le champ formé au-dessus d'une faille normale et celui créé au-dessus d'une faille inverse.

Ces expériences ont permis de lever l'ambiguïté concernant l'interprétation d'un profil sismique (aucune donné précise concernant ce profil ne peut être mentionnée). La figure 4 - 2 représente deux interprétations possibles de ce profil. L'une est compressive, l'autre extensive. Les données de terrains, de forages et de sismiques n'ont pas permis de solutionner ce problème. Au regard des expériences, étant données la flexuration de la couverture et l'absence de faille, l'interprétation compressive est maintenant retenue (comparer Fig. 4 - 2 et 4 - 25).

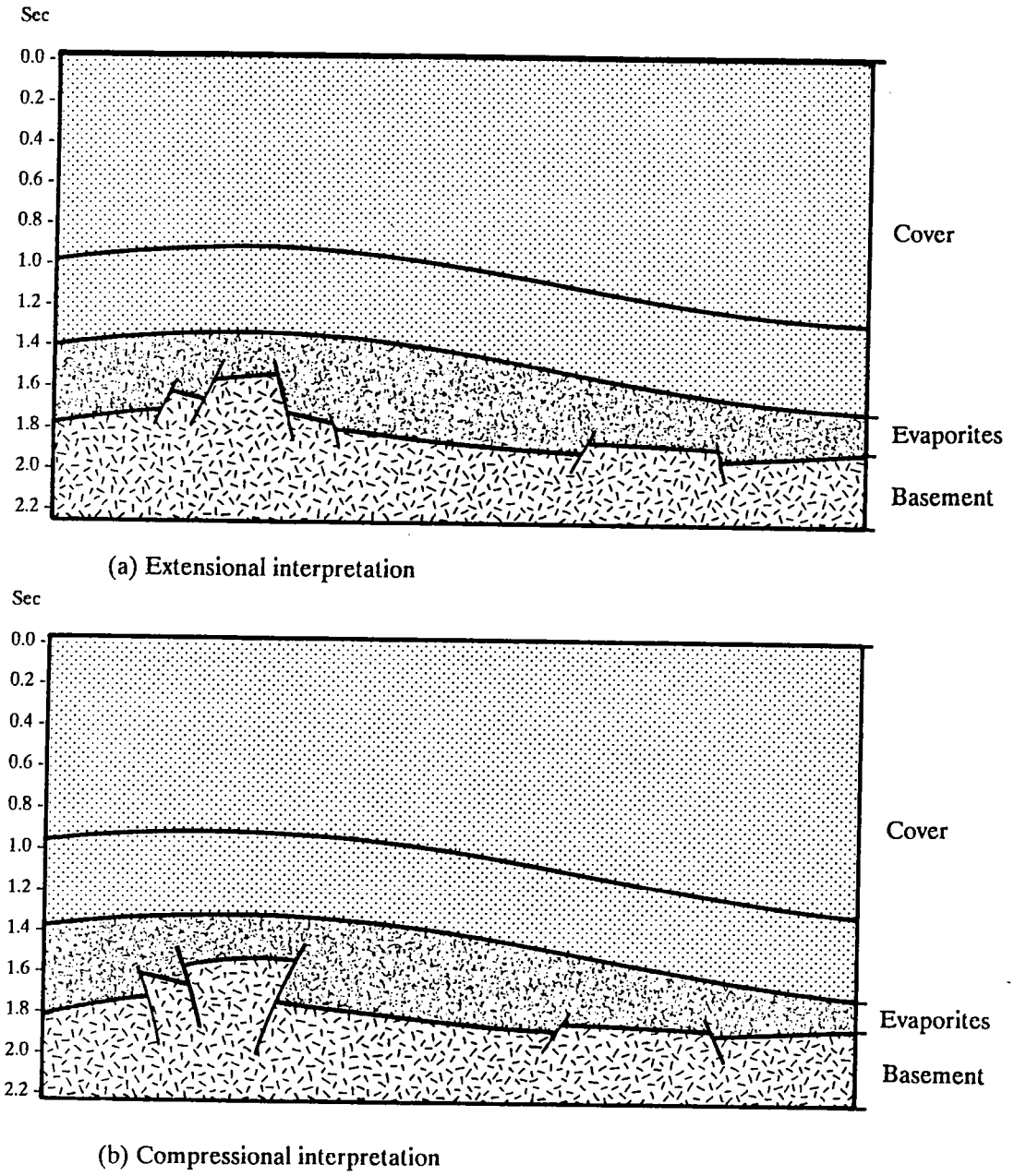


Fig. 4 - 2. Deux interprétations possibles d'un même profil sismique. Les expériences renforçent l'interprétation compressive.

CHAPITRE IV.

EXPERIMENTS ON FAULTING IN A TWO-LAYER COVER SEQUENCE OVERLYING A BASEMENT FAULT REACTIVATED IN OBLIQUE SLIP.

IV.1. INTRODUCTION.

In many areas, sedimentary cover overlies a faulted basement. Where a brittle cover is coherent with the basement, faults in the cover tend to be closely controlled by those in the basement; whereas, if an interval of evaporites or clay lies between the cover and the basement, the deformation in the cover is often geometrically independent from the deformation accommodated in the basement (Fig. 4 - 3) (Harding, 1985; Van Horn, 1987). This structural influence of evaporites or clay is caused mostly by the contrast in flow properties with other sediments.

So far, experiments undertaken with the sandbox at KSEPL made use of a brittle material only: sand. The experiments were properly scaled to account for gravitational forces and brittle behaviour of the upper crust (Naylor & al., 1986; Horsfield, 1977). In the present experimental study, we have modelled the influence of an interval of evaporites on the deformation of a brittle cover overlying a basement fault reactivated in oblique-slip mode. We thus deformed models constituted of brittle and ductile materials. The ductile material (a silicone putty) is a good analogue for evaporites at basin scale. Nine series of each 4 oblique-slip experiments were made with the sandbox, using a layered pack of sand overlying a silicone layer itself overlying a fault reactivated in oblique-slip mode. The thickness of the basal silicone layer was varied from one experiment to the next. The oblique-faulting was either reverse (strike-slip and reverse dip-slip associated) or normal (strike-slip and normal dip-slip associated).

Before describing the experimental results themselves, it is important to consider the scaling of the brittle and brittle-ductile experiments, especially the time scale.

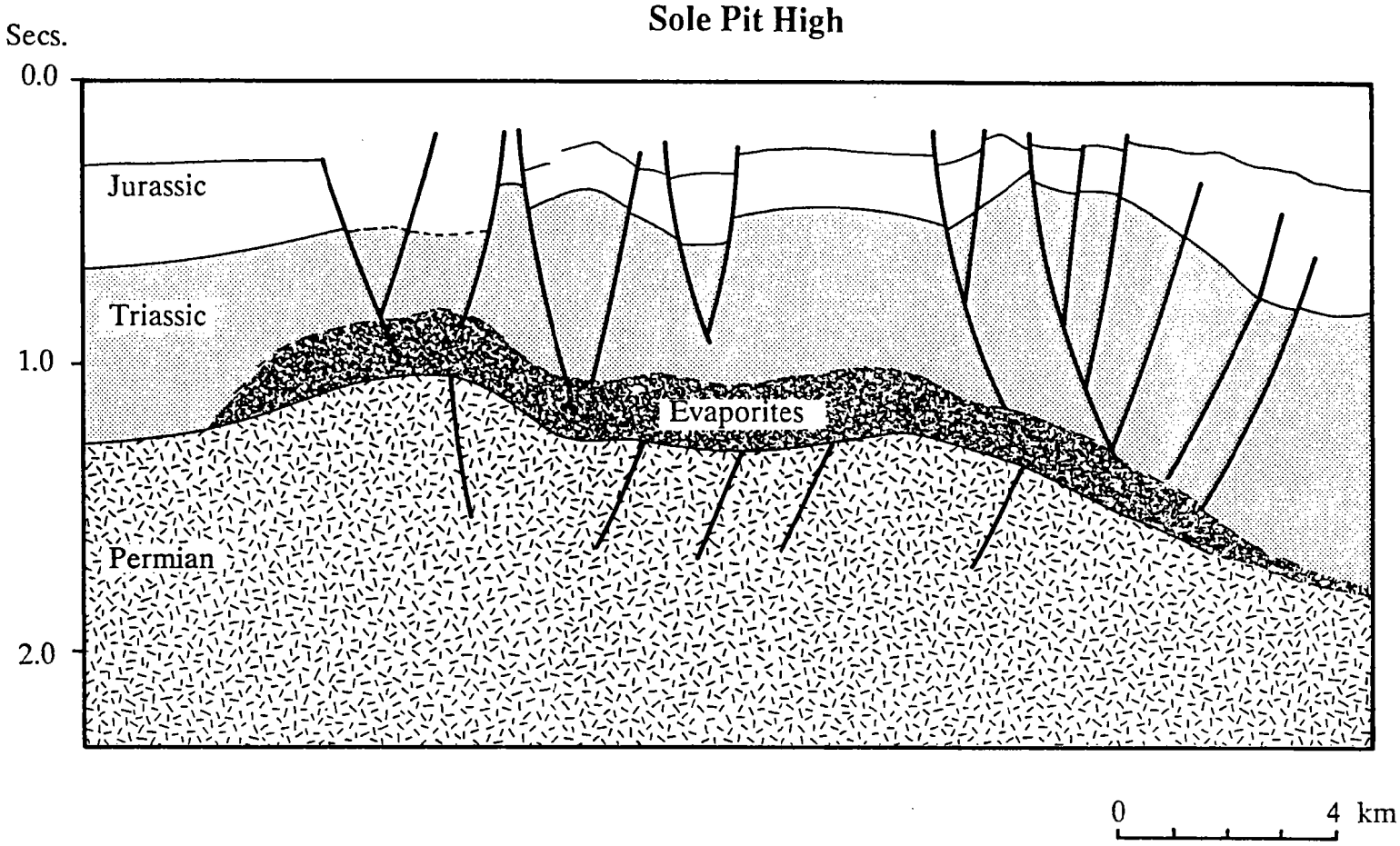


Fig. 4 - 3. Seismic line across the Sole Pit High (North Sea). A detachment zone (lower trissic evaporites) separates cover and basement faults systems (redrawn from Van Hoorn 1987).

IV.2. SCALING OF BRITTLE-DUCTILE EXPERIMENTS.

The theory of the scale models has been applied to the earth sciences by Hubbert (1937) and Ramberg (1967). An analogue model is representative of a natural example if the experimental and natural systems are dynamically similar; this means 1) similar distributions of stresses and forces, 2) similar rheologies and densities.

If inertial forces are negligible, the balance of forces is expressed as

$$\delta \sigma_{ij} / \delta X_j + \rho g_i = 0, \qquad (1)$$

where σ_{ij} are stresses, Xj are length vectors, g_i are components of the gravity vector and ρ is density. In equation (1) we use Cartesien vector and tensor components, with the summation convention for repeated suffixes. To compare an experimental and a natural system which have different geometrical and temporal scales, it is convenient to consider scale ratios, between an experimental parameter (force, stress, length etc.) and its natural counterpart. Various scale ratios have been defined (subscript m and n refer to model and nature respectively):

$$\begin{aligned}
&\text{Length ratio} && = L^* = L_m/L_n \\
&\text{Stress ratio} && = \sigma^* = \sigma_m/\sigma_n \\
&\text{Gravity ratio} && = g^* = g_m/g_n \\
&\text{Density ratio} && = \rho^* = \rho_m/\rho_n \\
&\text{Viscosity ratio} && = \mu^* = \mu_m/\mu_n. \qquad (2)
\end{aligned}$$

Equation (1) applied to the model can be written using the parameters of the natural system and the scale ratios:

$$\sigma^* (L^*)^{-1} \left(\sigma_{ij\,n} / X_{j\,n} \right) + \rho \cdot g_i^* \cdot (\rho_n \cdot g_{i\,n}) = 0. \qquad (3)$$

To be verified in nature, this equation requires that

$$\sigma^* = L^* . \rho^* . g^* \qquad (4)$$

All the experiments were done in the Earth's field of gravity and thus $g^* = 1$. The difference in density between analogue materials and natural rocks is negligible and thus we consider $\rho^* = 1$. Equation (4) reduces to

$$\sigma^* = L^* \qquad (5)$$

IV.2.A. BRITTLE MATERIAL.

For a brittle material with a Mohr-Coulomb criterion of failure,

$$\tau = C + \sigma_n \tan \Phi , \qquad (6)$$

where τ and σ_n are respectively the shear stress and the normal stress acting on the failure surface. Φ is the angle of internal friction of the material and C is the cohesion with dimension of stress. This equation expresses a time-independent rheological behaviour.
In the upper brittle crust (5-10 km) rocks apparently have an angle of internal friction close to 30°, and a cohesion that is negligible compared with values of mean stress in the crust (Byerlee, 1978; Vendeville, 1987). The sand used in the experiments is a dry quartz sand with negligible cohesion and a angle of internal friction of 30°. Thus both the natural example and the model verify equation (6) and the sand is correctly scaled for the brittle behaviour of the upper crust.

IV.2.B. DUCTILE MATERIAL.

A newtonian ductile material has rheological behaviour according to the equation

$$\sigma'_{ij} = \mu . \dot{\varepsilon}_{ij}, \qquad (7)$$

where μ is viscosity, $\dot{\varepsilon}$ is strain-rate, and σ' is deviatoric stress.
Using the scale ratios (2) and the equations (6) and (4) yield

$$\sigma^* = \mu^* . \varepsilon^* = L^* . \qquad (8)$$

Instead of using the ratio of strain-rates, $\dot{\varepsilon}^*$, we can use the ratio of boundary velocities (displacement rates), U^*, and write

$$\dot{\varepsilon}^* = U^* / L^* . \qquad (9)$$

Substiting (9) in (8), we obtain

$$\mu^* . U^* = (L^*)^2 . \qquad (10)$$

Equation (10) can be written

$$\mu_m/\mu_n \cdot U_m/U_n = (L_m/L_n)^2 \qquad (11)$$

with μ in Pa s, U in m s^{-1} and L in m.

Fig. 4 - 4 shows the natural rock viscosity, μ_n, calculated according to equation (11), for silicone viscosity of $2 \times 10^{+4}$ Pa s and for various fixed values of L^*, U_m and U_n. For reasonable ranges of the latter parameter, μ_n ranges from 10^{+16} - 10^{+19} Pa s. This is consistent with the evaporite viscosities estimated by Odé (1968).

The different graphs show that:

- The lower the natural displacement rate (U_n), the more sensitive is the viscosity to the variations in the experimental displacement rate.
- the larger the experimental displacement rate (U_m), the more sensitive is the viscosity to the variations in the natural displacement rate (U_n).
- The variations of L^* have got a very important effect on the viscosity for a fixed experimental displacement rate.
- The greater the experimental displacement rate, the more this effect on L^* is important.

In our experiments, we took a length ratio of 2×10^{-5} (1 cm corresponds to 500 m). On average, the ratio of experimental diplacement rate was $3 \times 10^{+4}$ (10 cm / hour corresponding to 3 cm / year). In that case, as the viscosity of the silicone was $2 \times 10^{+4}$ Pa s, it imposed a value for the viscosity of natural evaporites of $1.5 \times 10^{+18}$ Pa s. This value is consistent with natural evaporites, whose the viscosity varies between 10^{+16} and 10^{+19} (Odé, 1968).

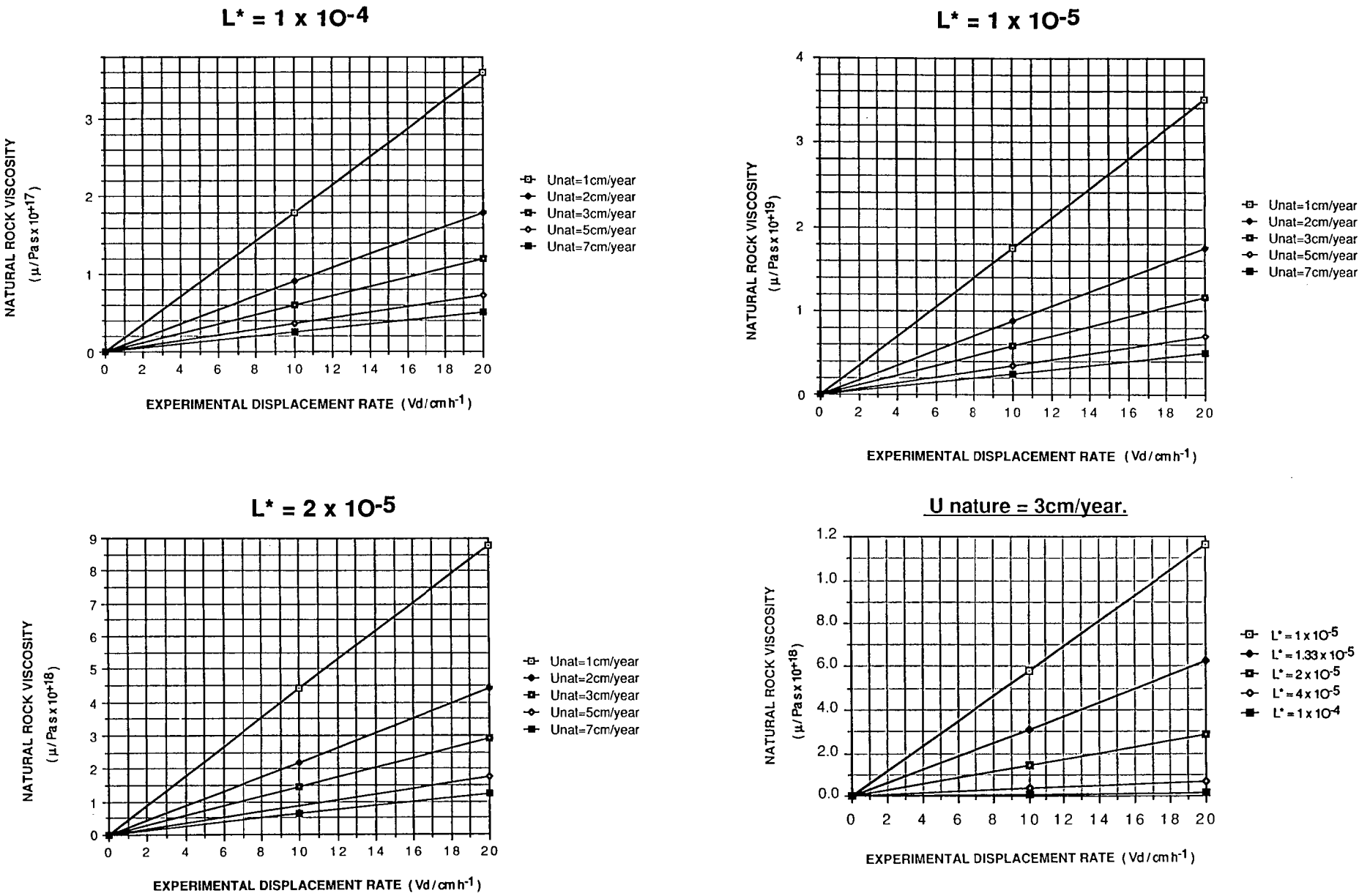


Fig. 4 - 4. Influence of the experimental displacement rate on the natural rock viscosity with different length ratios and natural displacement rate. The notation e+ is used for powers of 10 (for example 4e+18 means 4.10^{+18}).

IV.3. EXPERIMENTAL RESULTS.

IV.3.A EXPERIMENTAL APPARATUS.

The experimental apparatus used for oblique-slip experiments consists of a large table (2 x 1.5 m) divided into two halves (Fig. 4 - 5). One half (B) can be moved simultaneously laterally (H) and vertically (I) past the other (A), which is fixed, by two geared motor drives, thus modelling oblique-slip motions on a single basement fault. The dip of the basement fault can be changed by varying the attitude of two flaps (Fig. 4 - 5). Different ratios of strike-slip/dip-slip motion (SS/DS, Fig. 4 - 6) are chosen by changing the relative speeds of the two geared motor drives. Each SS/DS ratio corresponds to a particular oblique-slip motion (O S, Fig. 4 - 6), and defined by SS/DS = tan α, where α is the pitch of the slip vector upon the fault plane.

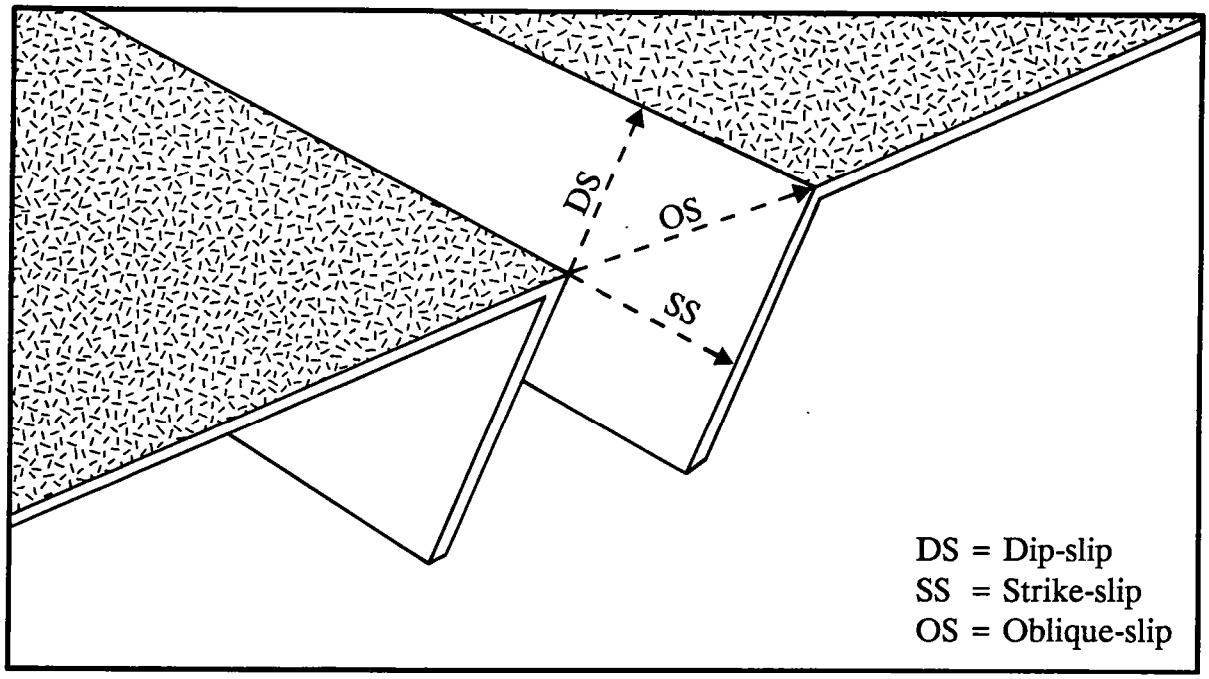


Fig. 4 - 6. Definition of strike-slip (SS), dip-slip (DS) and oblique-slip (OS) components. Strike-slip/ dip-slip ratio was noted SS/DS.

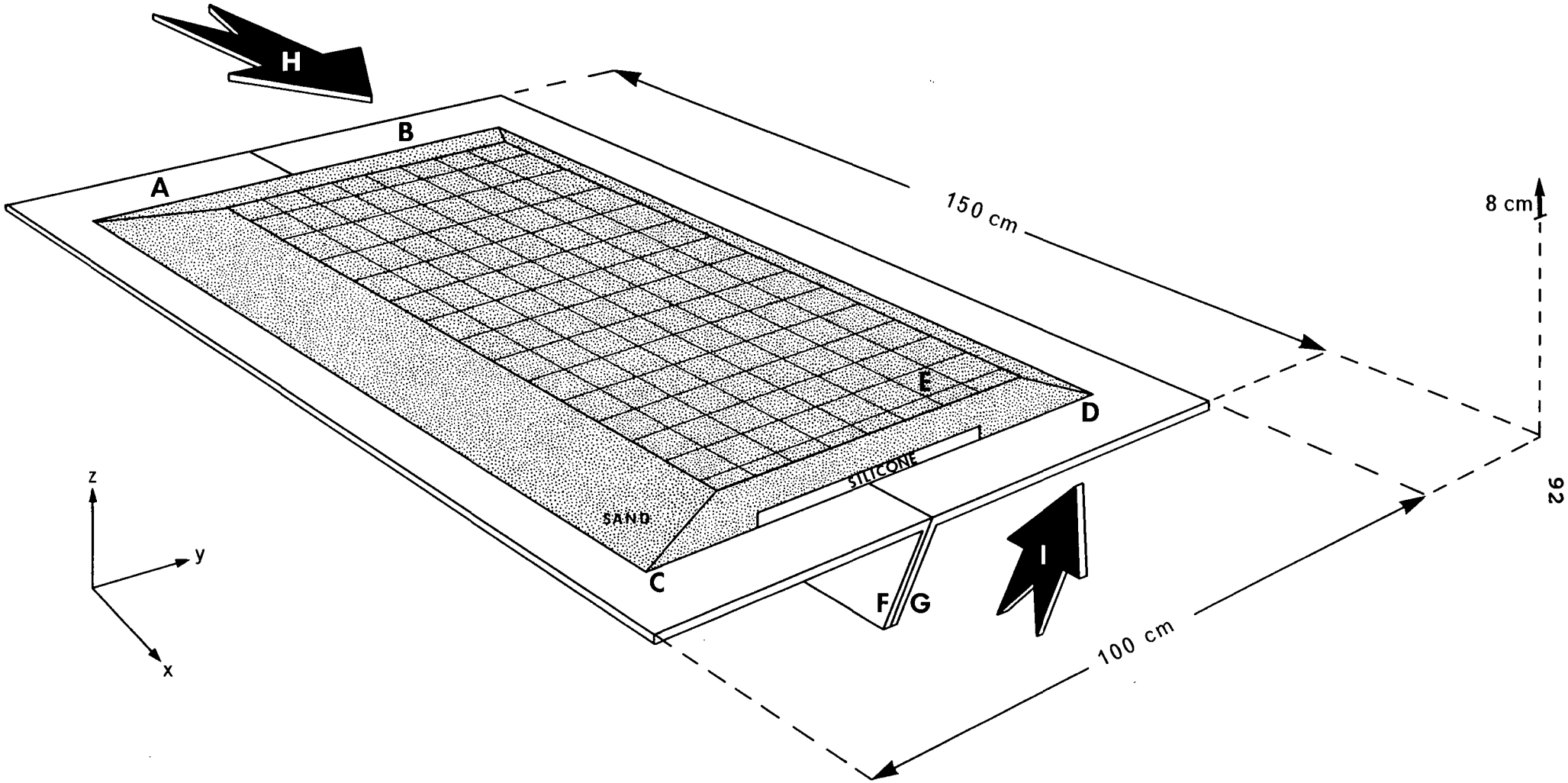


Fig. 4 - 5. Block diagram of the experimental apparatus. A.B. - Basal plates (150 x 50 cm each). C.D. - Characteristic section of an undeformed sand-silicone model. E. - Grid of passive markers on the free surface of the model. F.G. - Variable attitude flaps. H.I. - Displacements imposed on plate A. During the deformation, a velocity discontinuity is created beneath the middle plane of the model.

IV.3.B. MODEL MATERIALS AND SCALING.

Experiments were done using two different materials: a sand (100 % quartz) and a silicone putty (gomme GS1R, manufactured by Rhone-Poulenc France). The sand is a Coulomb material, with an angle of internal friction Φ = 30°-32°, near the angle of internal friction determined experimentally for rocks under low pressures and temperatures (Byerlee, 1978). The deformation of the sand is time-independent. The sand is good for modelling the brittle behaviour of upper crustal rocks at basin scale (Horsfield, 1977; Vendeville, 1987; Richard et al., 1989). The silicone putty has an almost perfectly newtonian ductile behaviour, a viscosity of $2 \times 10^{+4}$ Pa s, and a density of 1.15. Those properties make the silicone a good analogue for ductile evaporites at basin scale (Vendeville, 1987; Vendeville & al., 1987; Richard and Cobbold, 1989).

Models were scaled using the equations previously discussed. A length ratio (L^*) of 2×10^{-5} (1 cm represents 500 m) has been chosen. The other scale ratios between models and natural examples are respectively 1.3×10^{-14} for viscosities (implying a viscosity of $1.5 \times 10^{+18}$ for evaporites) and 7×10^{-10} for time (1 hour of experiment represents 170 000 years). For a fixed natural displacement rate of 3 cm/year, an experimental displacement rate in the range 5-20 cm/hour can then be used without influence on the natural rock viscosity (Fig. 4 - 4), the natural rock viscosity ranging beetwen $1 \times 10^{+18}$ and $3 \times 10^{+18}$ Pa s. These values are consistent with the evaporite viscosities (Odé, 1968).

IV.3.C. EXPERIMENTAL CONFIGURATIONS.

Oblique-slip faulting on a 54° reverse, vertical or 45° normal basement fault was studied in 3 separate groups of each 3 series of experiments. The total thickness of each model was 8 centimeters. The horizontal dimensions were about 70-80 cm (length) by 50-60 cm (width). In each series of experiments, for types of model were used:

Type 1, a 8 cm thick layer of sand.

Type 2, a 7 cm thick layer of sand overlying a 1cm thick layer of silicone.

Type 3, a 6 cm thick layer of sand overlying a 2 cm thick layer of silicone.

Type 4, a 5 cm thick layer of sand overlying a 3 cm thick layer of silicone.

Three different ratios of strike-slip/dip-slip were investigated: (1) SS/DS = 0, (2) SS/DS = 1 and (3) SS/DS = 3.5. For normal oblique-slip experiments, the dip of the basement fault was 45°; for reverse slip, 54°. Thin lines of white sand were deposited on the free surface of each model to serve as material grids for registering displacements and fault motions (Fig. 4 - 5). Vertical components of fault motions were detected using photographs of the free surface under oblique lighting. After faulting, each model was impregnated with water and cut in a series of vertical cross sections perpendicular to the basement fault.

IV.3.D. EXPERIMENTAL RESULTS.

Experimental results are exposed as:

1. EXPERIMENTS WITH NORMAL OBLIQUE SLIP ON A 45° BASEMENT FAULT.

2. EXPERIMENTS WITH OBLIQUE SLIP ON A VERTICAL BASEMENT FAULT.

3. EXPERIMENTS WITH REVERSE OBLIQUE SLIP ON A 54° BASEMENT FAULT.

Each series of experiments is discribed below on independent sheets. On the figures the notation exp. has been used for experiment.

IV.3.D.1. EXPERIMENTS WITH NORMAL OBLIQUE SLIP ON A 45° BASEMENT FAULT.

1. A. EXPERIMENTS WITH PURE NORMAL DIP-SLIP (SS/DS = 0) ON A 45° BASEMENT FAULT .

Net dip-slip = 2.6 cm

Displacement rate = 6 cm/h.

IN SURFACE VIEW (FIG. 4 - 7 OVERLEAF).

Sand only (Fig. 4 - 7A). Graben, parallel to the basement fault, developed above the basement fault. This graben is formed by an anthithetic fault (above the downdropped compartment) and one or two synthetic faults (above the uplifted compartment). A reverse fault has been created in the middle of the graben parallel and close to the major synthetic fault. The vergence of this reverse fault is towards the downdropped block.

1 cm of silicone (Fig. 4 - 7B). No antithetic normal fault, but only a large synthetic normal fault and adjacent parallel reverse fault. These faults are parallel to the basement fault and located on the uplifted compartment.

2 cm of silicone (Fig. 4 - 7C). A graben, parallel to the basement fault in the uplifted block, formed with two principal normal faults and small intra-graben faults. The synthetic fault of the graben is about 10 centimeters from the basement fault. A very small-displacement reverse fault is visible above the basement fault.

3 cm of silicone (Fig. 4 - 7D). A single graben, parallel to the basement fault in the uplifted compartment, formed by two normal faults. The synthetic one is about 12 centimeters from the basement fault. No reverse fault above the basement fault.

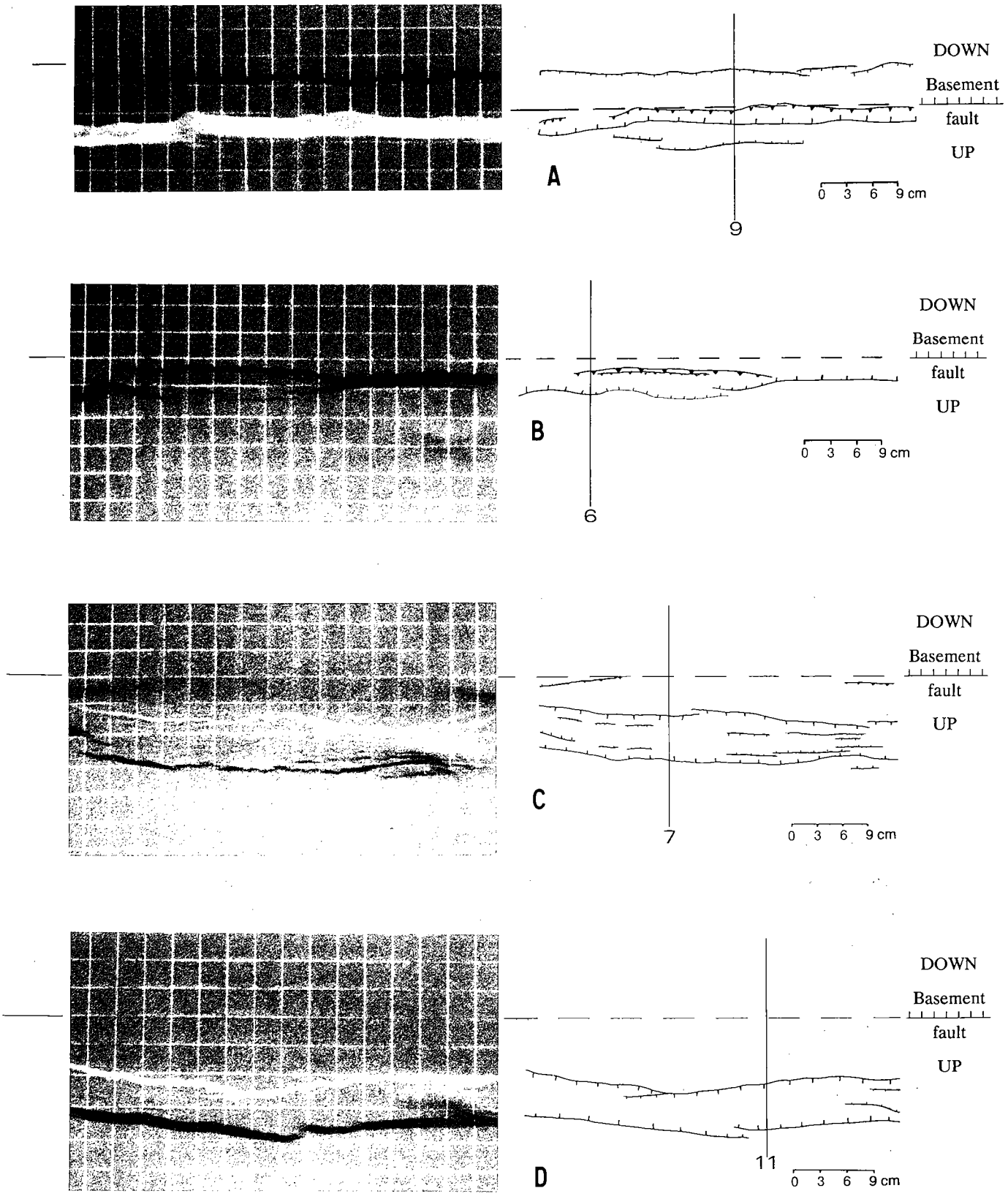


Fig. 4 - 7. Photographs and line drawings of faults developed with the same pure normal dip-slip (2.6 cm) and same strike-slip/dip slip ratio (SS/DS = 0), above a 45° basement fault, with different rheologies.

A. Sand-8 cm
B. Sand-7 cm, silicone-1 cm
C. Sand-6 cm, silicone-2 cm
D. Sand-5 cm, silicone-3 cm

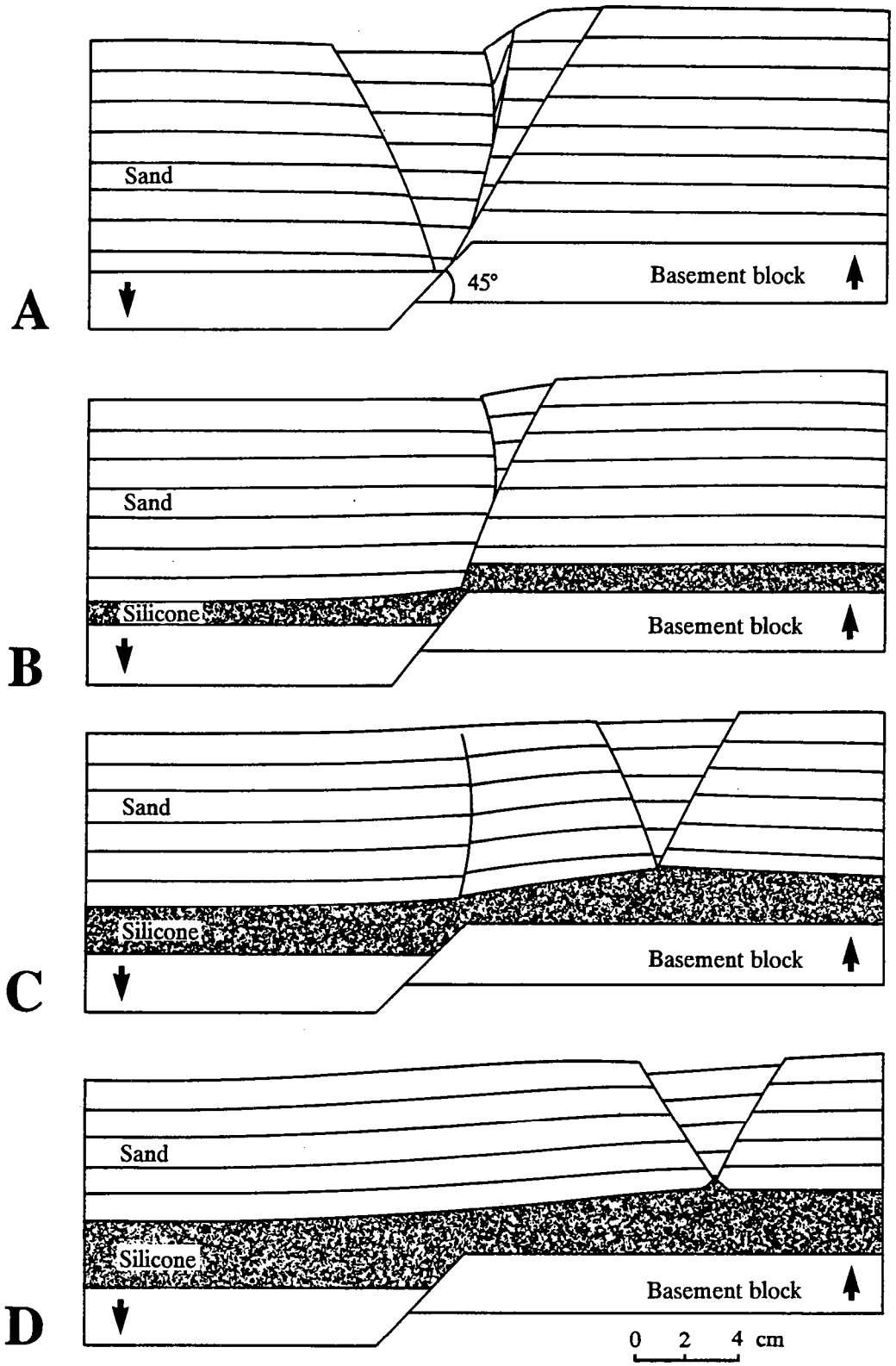


Fig. 4 - 8. Line drawings of cross sections through faulted zones formed above a 45° basement fault with the same pure normal dip-slip (2,6 cm) and the same SS/DS = 0 ratio, with different rheologies. Sections have been located on the figure 7.

A. Exp. S551 Sand-8 cm
B. Exp. S550 Sand-7 cm, silicone-1 cm
C. Exp. S552 Sand-6 cm, silicone-2 cm
D. Exp. S553 Sand-5 cm, silicone-3 cm

1.A. EXPERIMENTS WITH PURE NORMAL DIP-SLIP (SS/DS = 0) ON A 45° BASEMENT FAULT .

Net dip-slip = 2.6 cm

Displacement rate = 6 cm/h.

IN CROSS SECTIONS (FIG. 4 - 8, OVERLEAF).

sand only (Fig. 4 - 8A). The sections show:

-a normal synthetic fault with large vertical offset bordered by a reverse fault. The dip of the synthetic fault is about 75°.

-an antithetic and a synthetic faults with small vertical offset dipping about 60°.

All these faults take root in the basement fault.

1 cm of silicone (Fig. 4 - 8B). No antithetic fault, the sections show only a synthetic fault or a synthetic fault with a minor reverse fault. The faults now take root in the sand-silicone interface and are located in the uplifted compartment. The silicone has been thickened on the downdropped block and thinned on the uplifted block.

2 cm of silicone (Fig. 4 - 8C). A graben appeared in the uplifted compartment at about 7 cm from the basement fault. A curved fault, normal near the base, reverse near the surface of the model, appeared above the basement fault. The silicone has been thinned on the uplifted block close to the basement fault; thickened on the down lifted compartment and on the uplifted compartment under the rift valley. Notice the rotation of the sand layer above the basement fault.

3 cm of silicone (Fig. 4 - 8D). A graben appeared in the uplifted compartment at about 9 cm far from the basement fault. No curved fault above the basement fault. The silicone has been thinned on the uplifted block close to the basement fault; thickened on the down lifted compartment and on the uplifted compartment under the rift valley.

1.B. EXPERIMENTS WITH NORMAL OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 1) ON A 45° BASEMENT FAULT .

Net oblique-slip = 4 cm.
Displacement rate = 18 cm/h.

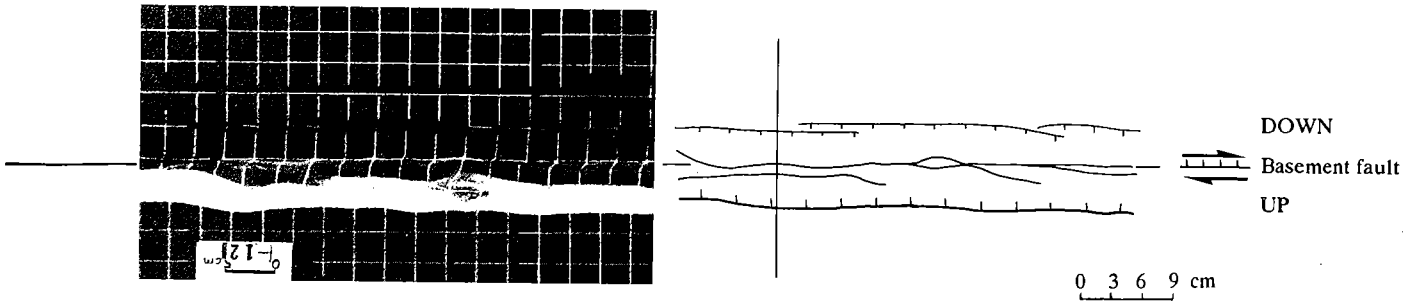
IN SURFACE VIEW (FIG. 4 - 9 OVERLEAF).

Sand only (Fig. 4 - 9A). Graben parallel to the basement fault. This graben is formed by a normal antithetic fault (in the downdropped block) and a normal-wrench synthetic fault (in the uplifted block). A strike-slip fault has been created in the middle of the experiment. The deformation is limited to the faulted zone.

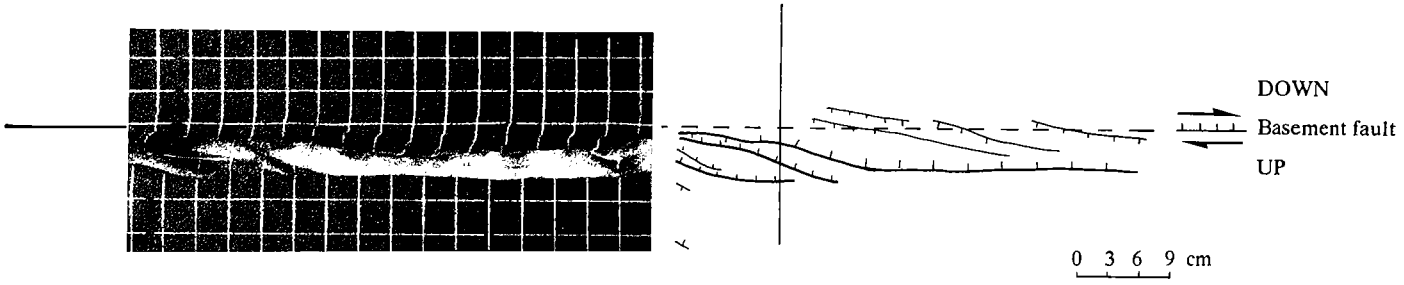
1 cm of silicone (Fig. 4 - 9B). No large-displacement antithetic normal fault parallel to the basement fault, but an en-echelon pattern of faults has been created, above the basement fault. This pattern consists of three small-displacement antithetic normal-wrench faults and a large synthetic normal-wrench fault. All these faults show a normal oblique-slip motion. The deformation is limited to the faulted zone.

2 cm of silicone (Fig. 4 - 9C). The deformation zone is mostly located on the uplifted compartment. Two en-echelon reverse-wrench faults above the basement fault have been created along a large graben in the uplifted compartment. This graben is almost parallel to the basement fault and is bounded by two normal-wrench faults. The outer fault is about 7 cm from the basement fault. All faults show a strike-slip component, except the normal fault in the left low corner of the photograph. The deformation is limited to the faulted zone.

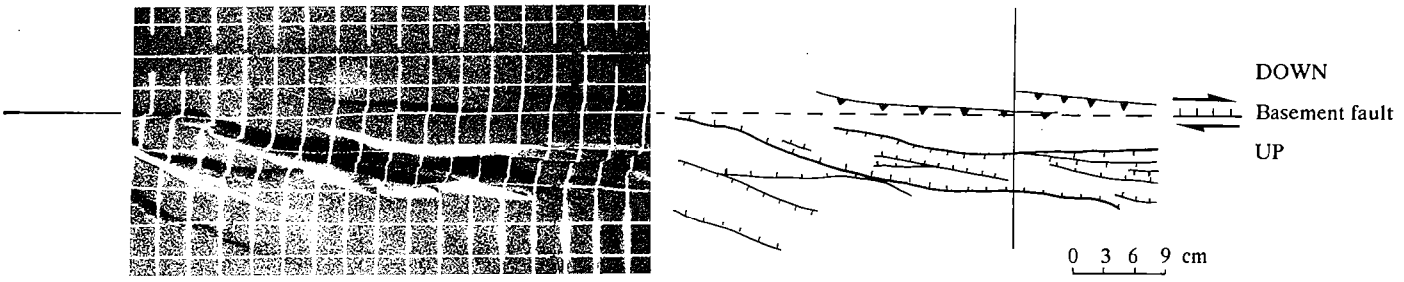
3 cm of silicone (Fig. 4 - 9D). The deformation is mostly located on the uplifted compartment. Faults are en-echelon in the direction of the basement fault. One large displacement fault crosses the model. This fault is reverse in the left part of the experiment; normal in the right and it accomodated the most of the strike-slip component. Two grabens have been created in the uplifted compartment, sub-parallel to the basement fault. The outer graben is bounded by two pure normal fault without wrench component, the outer fault is about 10-12 cm from the basement fault. The deformation is limited to the faulted zone.



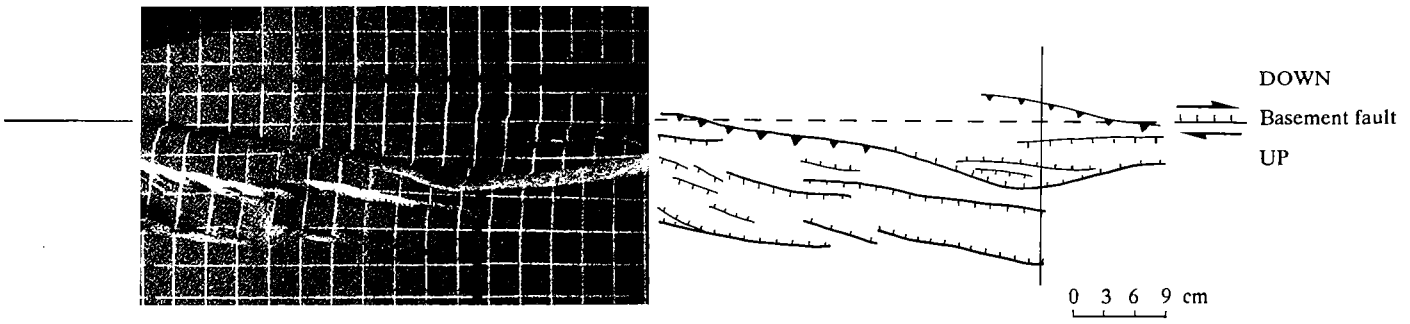
(a)



(b)



(c)



(d)

Fig. 4 - 9. Photographs and line drawings of faults developed with the same normal oblique-slip (4 cm) and same strike-slip/dip slip ratio (SS/DS = 1), above a 45° basement fault, with different rheologies.

A. Sand-8 cm
B. Sand-7 cm, silicone-1 cm
C. Sand-6 cm, silicone-2 cm
D. Sand-5 cm, silicone-3 cm

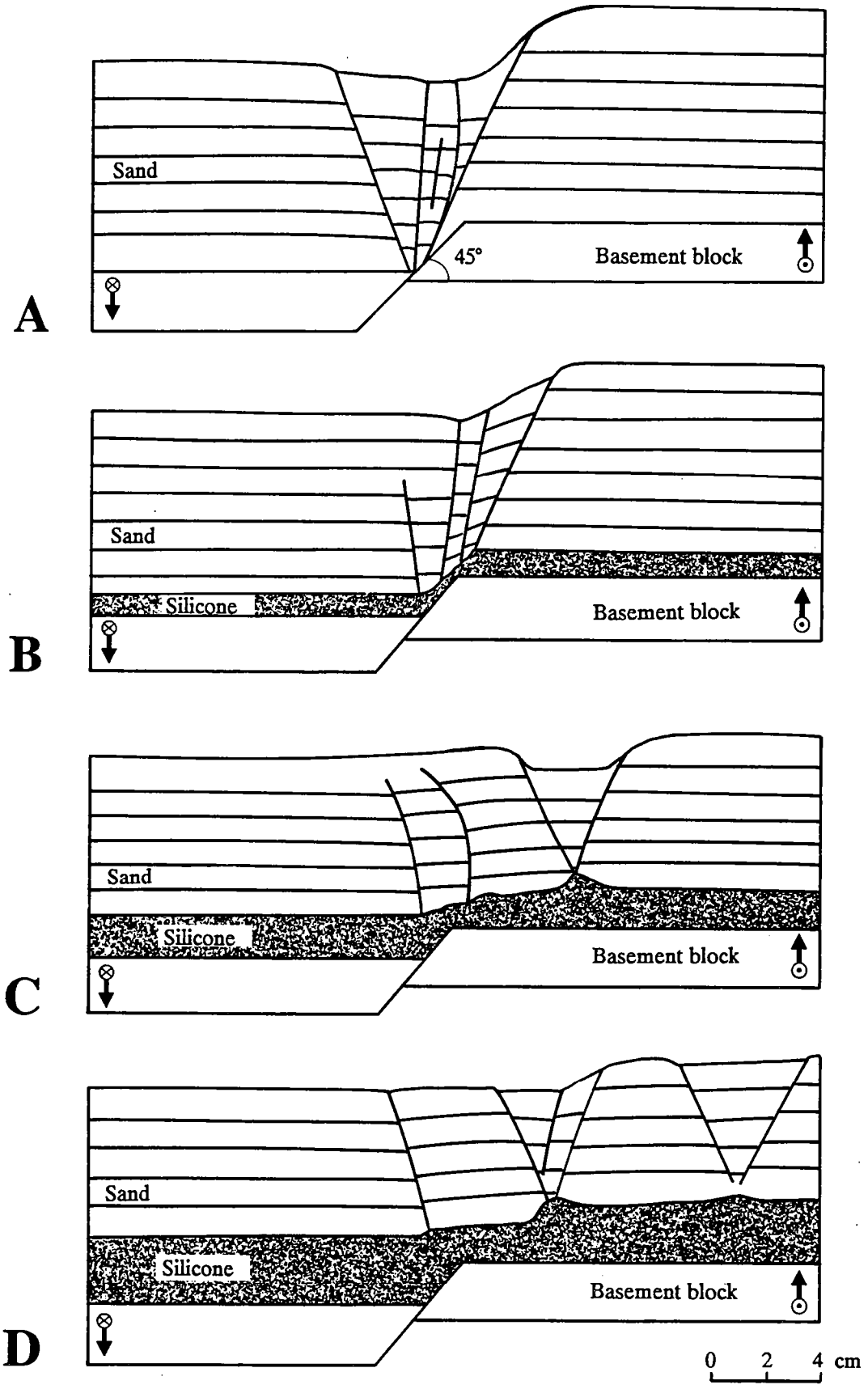


Fig. 4 - 10. Line drawings of cross sections through faulted zones formed above a 45° basement fault with the same normal oblique-slip (4 cm) and the same SS/DS = 1 ratio, with different rheologies. Sections have been located on the figure 9.

A. Exp. S522 Sand-8 cm
B. Exp. S521 Sand-7 cm, silicone-1 cm
C. Exp. S519 Sand-6 cm, silicone-2 cm
D. Exp. S520 Sand-5 cm, silicone-3 cm

1.B. EXPERIMENTS WITH NORMAL OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 1) ON A 45° BASEMENT FAULT .

Net oblique-slip = 4 cm.
Displacement rate = 18 cm/h.

IN CROSS SECTIONS (FIG. 4 -10 OVERLEAF).

Sand only (Fig. 4 - 10A). The sections show a normal synthetic fault in the uplifted compartment, with large vertical offset, an antithetic normal fault in the downdropped compartment. The dip of these faults is about 70°. In the middle of the graben bounded by these two faults are two small vertical-offset faults. These faults are strike-slip faults. All the faults take root in the basement fault.

1 cm of silicone (Fig. 4 - 10B). No large antithetic fault, the sections show only synthetic normal faults on the uplifted compartment and small offset normal antithetic faults in the downdropped compartment. The faults now take root in the sand-silicone interface. The silicone has been thinned on the border of the uplifted compartment.

2 cm of silicone (Fig. 4 - 10C). A graben appeared in the uplifted block far from the basement fault. Two curved reverse faults have been created above the basement fault. These faults are en-echelon reverse-wrench faults. The silicone has been thickened under the graben and on the border of the downdropped compartment; thinned in the uplifted compartment. The deformation zone is wider than that seen in the model without silicone or in the model with 1 cm of silicone, but is limited to the faulted zone.

3 cm of silicone (Fig. 4 - 10D). Two grabens appeared in the uplifted compartment far from the basement fault. One reverse fault has been created above the basement fault. The silicone has been thickened under the grabens and on the border of the downdropped compartment; thinned on the uplifted side. The deformation zone is wider than with 2 cm of silicone, but is limited to the faulted zone.

1.C. EXPERIMENTS WITH NORMAL OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 3.5) ON A 45° BASEMENT FAULT .

net oblique-slip = 5.3 cm.
displacement rate = 18 cm/h.

IN SURFACE VIEW (FIG. 4 - 11 OVERLEAF).

Sand only (Fig. 4 - 11A). An en-echelon pattern of faults appeared above the basement fault. Most of them are normal-wrench faults, a few are reverse-wrench. The reverse-wrench faults are located directly above the basement fault. The deformation zone is about 7 cm wide and limited to the faulted zone which is located above the basement fault.

1 cm of silicone (Fig. 4 - 11B). An en-echelon pattern of faults appeared above the basement fault. Most of them are normal-wrench faults except for some reverse-wrench faults directly above the basement fault. The faulted zone is mostly in the uplifted compartment, but does not include all of the deformation zone. In fact, passive marks, at the top of the experiment show a continuous deformation of the model, in the downdropped and uplifted compartments outside the faulted zone. The deformation zone is about 22 cm wide; the faulted zone 7 cm.

2 cm of silicone (Fig. 4 - 11C). An en-echelon pattern of faults has been created in the uplifted compartment. Most of them are normal-wrench faults except for some reverse-wrench faults close to the basement fault. The larger part of the strike-slip component has been accommodated by a large fault which crosses the experiment. Two shifted grabens have been created, in the uplifted compartment, in which the outer faults are almost pure normal faults. The deformation zone is not limited to the faulted zone; a continuous deformation has been made in the downdropped and uplifted compartments. The deformation zone is about 27 cm wide; the faulted zone 12 cm.

3 cm of silicone (Fig. 4 - 11D). The pattern of faults is very simple. Two large displacement normal-wrench faults subparallel to the basement fault and few other small faults. These faults are mostly located in the uplifted compartment. The strike-slip component has been accommodated for the most part by the two large faults and the left border graben shows an almost pure normal outer fault. The deformation zone is about 30 cm wide; the faulted zone 12 cm.

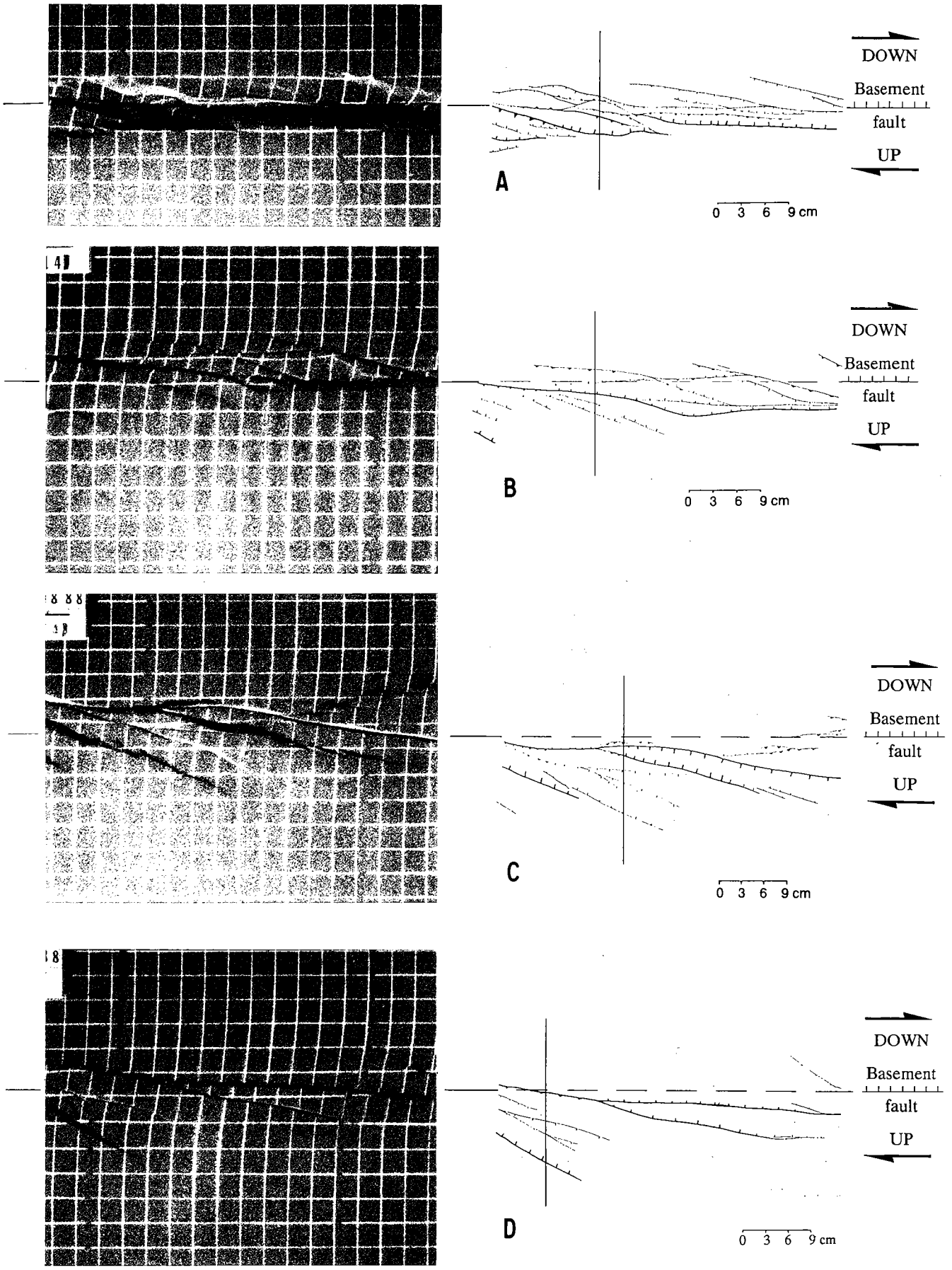


Fig. 4 - 11. Photographs and line drawings of faults developed with the same normal oblique-slip (5.3 cm) and same strike-slip/dip slip ratio (SS/DS = 3,5), above a 45° basement fault, with different rheologies.

A. Sand-8 cm
B. Sand-7 cm, silicone-1 cm
C. Sand-6 cm, silicone-2 cm
D. Sand-5 cm, silicone-3 cm

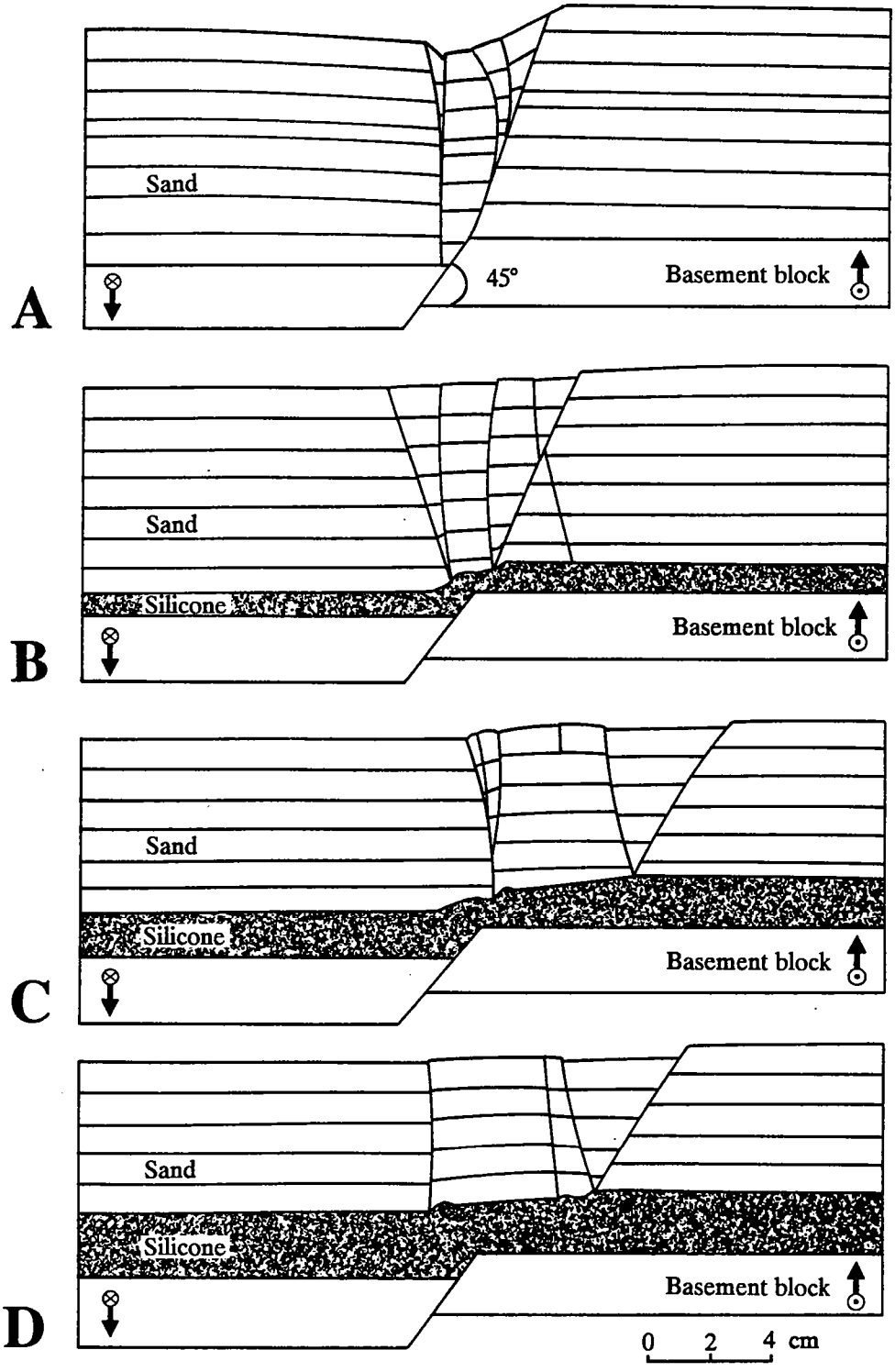


Fig. 4 - 12. Line drawings of cross sections through faulted zones formed above a 45° basement fault with the same normal oblique-slip (5,3 cm) and the same SS/DS = 3.5 ratio, with different rheologies. Sections have been located on the figure 11.

A. Exp. S546 Sand-8 cm
B. Exp. S545 Sand-7 cm, silicone-1 cm
C. Exp. S548 Sand-6 cm, silicone-2 cm
D. Exp. S549 Sand-5 cm, silicone-3 cm

1.C. EXPERIMENTS WITH NORMAL OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 3.5) ON A 45° BASEMENT FAULT .

net oblique-slip = 5.3 cm.
displacement rate = 18 cm/h.

IN CROSS SECTIONS (FIG. 4 - 12 OVERLEAF).

Sand only (Fig. 4 - 12A). In cross sections, faults are reverse or normal, often vertical or steeply dipping (75-90°). The vertical offsets are small except for the large normal synthetic fault on the border of the uplifted compartment. The faulted zone is located above the basement fault and defined a very narrow steep graben. All the faults take root in the basement fault.

1 cm of silicone (Fig. 4 - 12B). Faults are located above the basement fault. They take root in the sand-silicone interface. All the faults show small vertical offsets, and are very steep or vertical. The silicone has been thinned on the border of the uplifted compartment.

2 and 3 cm of silicone (Fig. 4 - 12C & 4 - 12D). A shifted graben, far from the basement fault has been created on the uplifted compartment; steep reverse or normal faults above the basement fault. The silicone has been thickened under the shifted graben; thinned on the border of the uplifted compartment.

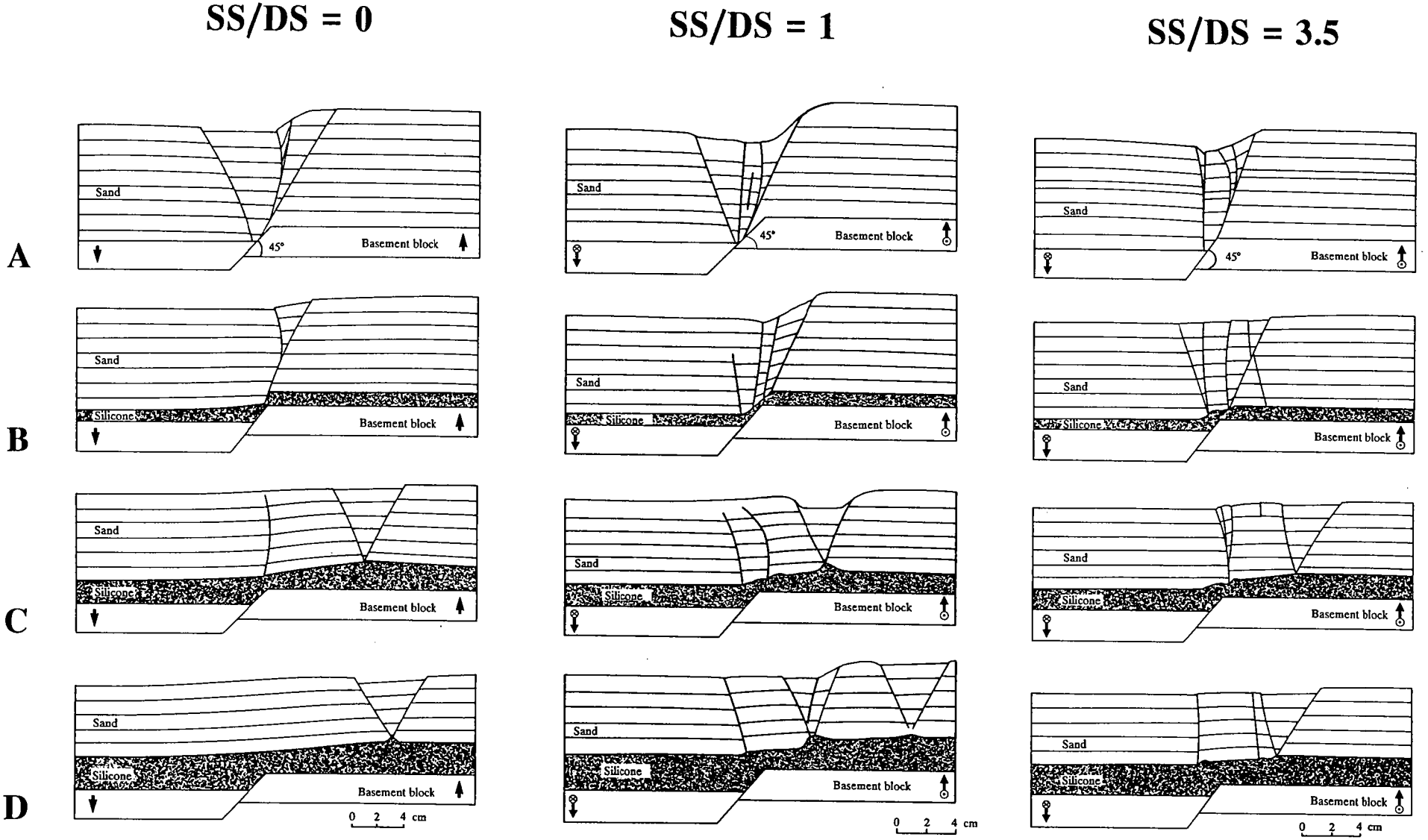


Fig. 4 - 13. Comparaison between the three normal oblique-slip experiments.
A - Sand-8 cm. B - Sand-7 cm, silicone-1 cm.C - Sand-6 cm, silicone-2 cm. D - Sand-5 cm, silicone-3 cm

1.D. DISCUSSION.

These three series of experiments show a similar dependence on silicone thickness (Fig. 4 - 13). The thicker is the basal silicone, the wider is the deformation field. In other words, the faulted zone is shifted further into the uplifted compartment. The SS/DS ratio has an effect on fault dip. Large dips are due to large SS/DS ratios. We notice that with a basal silicone layer, the deformation is located in the uplifted compartment. In the experiments the silicone has been thickened in the downdropped compartment and thinned in the uplifted compartment. In fact, the silicone has been thinned in the section between the basement fault and the graben within the uplifted compartment. During deformation, the silicone flowed (Fig. 4 - 14) from the uplifted compartment to the downdropped compartment. Presumably this flow of the silicone widened the zone of deformation.

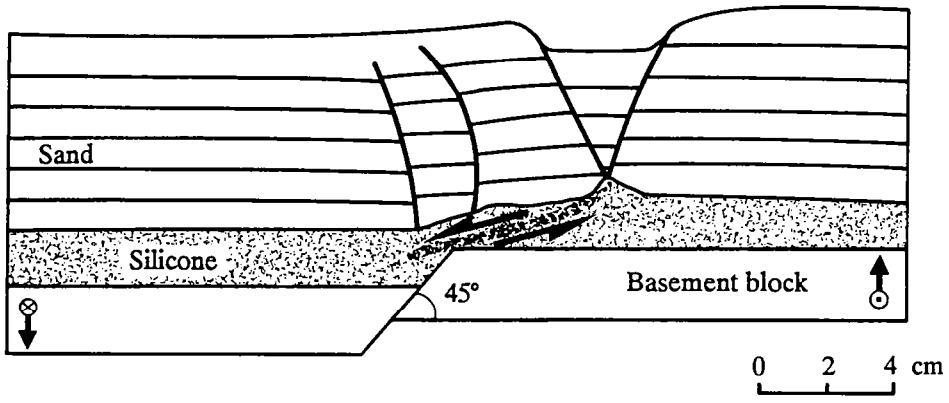


Fig. 4 - 14 Interpretation of the flow of the silicone, from the uplifted compartment to the down-dropped compartment, involving the widening of the deformation zone and the creation of a shifted graben in the uplifted compartment.

IV.3.D.2. EXPERIMENTS WITH OBLIQUE SLIP ON A VERTICAL BASEMENT FAULT.

2.A. EXPERIMENTS WITH PURE DIP-SLIP (SS/DS = 0) ON A 90° BASEMENT FAULT.

Net dip-slip = 2.5 cm.
Displacement rate = 4.2 cm/h.

IN SURFACE VIEW (FIG. 4 - 15 OVERLEAF).

Sand only (Fig. 4 - 15A). One synthetic normal fault, in the uplifted compartment, and two reverse faults, in the down-dropped compartment, have been generated above the basement fault. All faults are parallel to the basement fault. The vergence of the reverse faults is toward the down-dropped compartment. Parallel to the synthetic normal fault, small offset antithetic normal faults have been created in the uplifted compartment. The faulted zone, 9 cm wide, corresponds to a zone were all the deformation is accommodated.

1 cm of silicone (Fig. 4 - 15B). One major reverse fault, with vergence opposite to the basement fault, has been generated in the down-dropped compartment; one large offset synthetic normal fault and some small offset antithetic normal faults, appeared in the uplifted compartment. All faults are parallel to the basement fault. The synthetic normal fault is about 9 cm from the basement fault. The faulted zone, 12 cm wide, corresponds to the deformation zone.

2 cm of silicone (Fig. 4 - 15C). No reverse fault has been generated, but a small shifted graben appeared in the uplifted compartment. This graben, parallel to the basement fault, consists of small offset antithetic and synthetic normal faults. The outer fault is 12 cm from the basement fault in the uplifted compartment. The shallow parallel to and above the basement fault shows that a flexure of the overburden has been generated above the basement fault. Thus, the zone of deformation (about 18 cm wide) is wider than the faulted zone (4 cm wide).

3 cm of silicone (Fig. 4 - 15D). No reverse fault has been generated, but a single graben, parallel to the basement fault, appeared in the uplifted compartment. Most of the faults are synthetic. The outer fault is 14 cm from the basement fault in the uplifted compartment. A flexure of the overburden has been generated above the basement fault. The zone of deformation (about 20 cm wide) is wider than the faulted zone (6 cm wide).

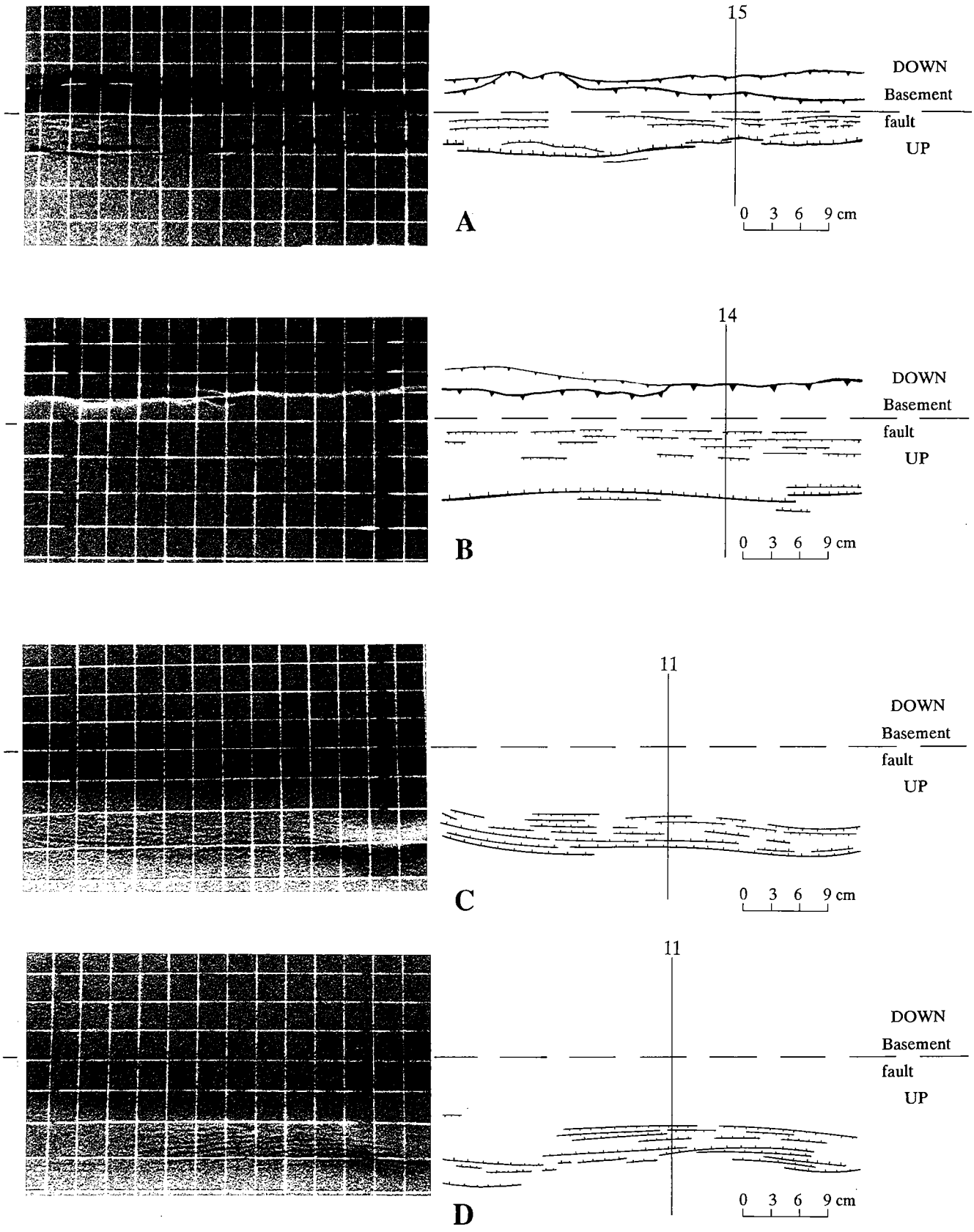


Fig. 4 - 15. Photographs and line drawings of faults developed with the same pure dip-slip (2.5 cm) and same strike-slip/dip slip ratio (SS/DS = 0), above a 90° basement fault, with different rheologies.

A. Sand-8 cm
B. Sand-7 cm, silicone-1 cm
C. Sand-6 cm, silicone-2 cm
D. Sand-5 cm, silicone-3 cm

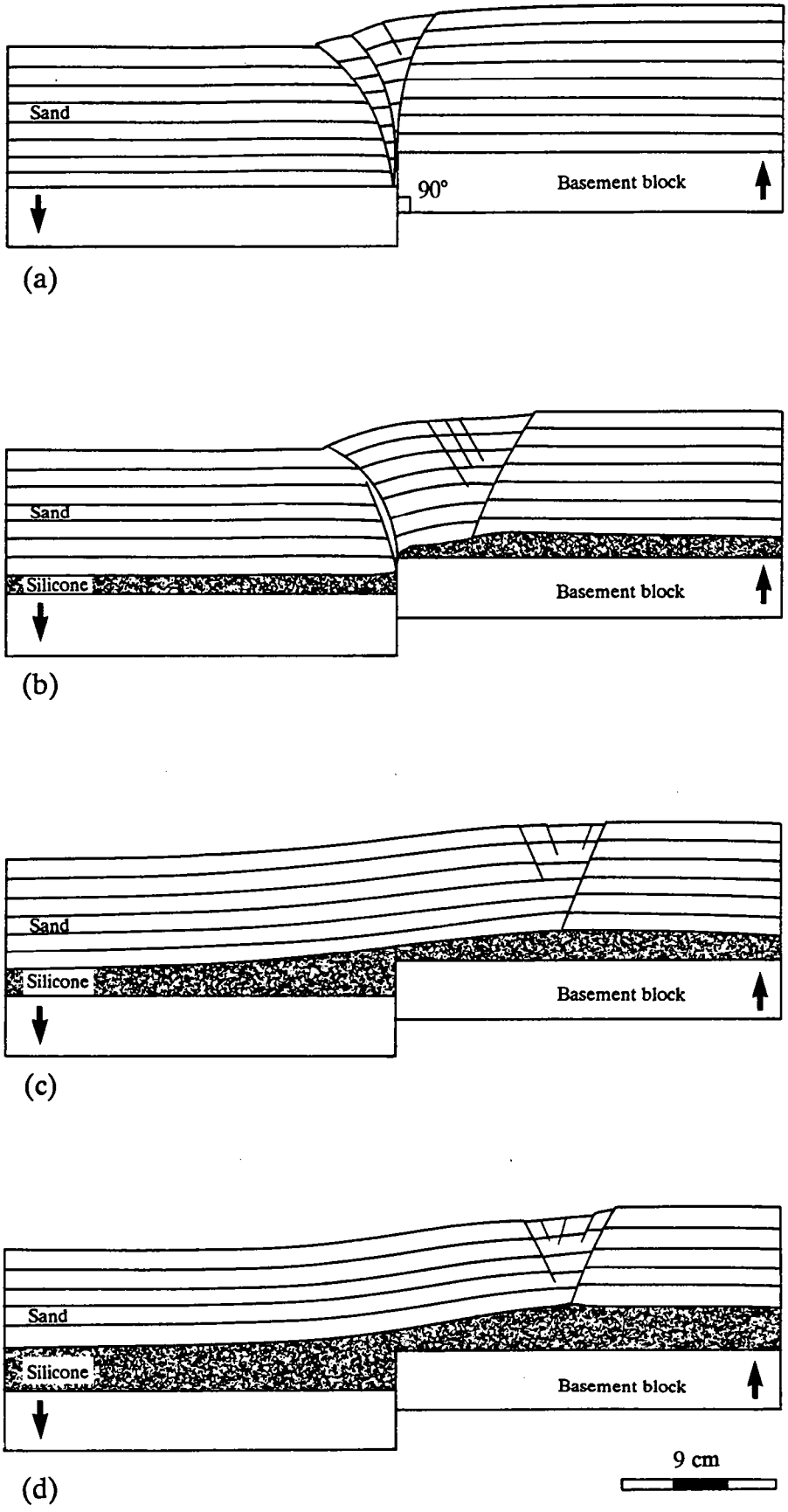


Fig. 4 - 16. Line drawings of cross sections through faulted zones formed above a 90° basement fault with the same dip-slip (2.5 cm), and the SS/DS ratio (SS/DS = 0), with various rheologies. Sections have been located on the Figure 3.

A. Exp. S559 Sand-8 cm
B. Exp. S560 Sand-7 cm, silicone-1 cm
C. Exp. S558 Sand-6 cm, silicone-2 cm
D. Exp. S563 Sand-5 cm, silicone-3 cm

2.A. EXPERIMENTS WITH PURE DIP-SLIP (SS/DS = 0) ON A 90° BASEMENT FAULT.

Net dip-slip = 2.5 cm.
Displacement rate = 4.2 cm/h.

IN CROSS SECTIONS (FIG. 4 - 16 OVERLEAF).

Sand only (Fig. 4 - 16a). All faults take root in the basement fault. Normal and reverse faults are convex upwards. The synthetic normal fault is 80° dipping; reverse faults, 65-70°. Reverse faults are located in the down-dropped compartment; normal faults in the uplifted compartment. Faults define a steep and narrow zone immediatly above the basement fault.

1 cm of silicone (Fig. 4 - 16b). Two reverse faults have been generated just above the basement fault, but only one, which is convex upwards and 60° dipping, reaches the top of the model. One synthetic normal fault (65° dipping) has been created in the uplifted compartment. Minor antithetic normal fault, observable between the basement faultand the synthetic normal fault, are accommodated in the sand. The silicone has been thinned in the uplifted compartment. Faults are located not only just above the basement fault, but some deformation has been shifted into the uplifted compartment. Major faults take root in the sand-silicone interface; the synthetic normal fault at 5 cm from the basement fault.

2 cm of silicone (Fig. 4 - 16c). A graben, consisting of 2 major and some minor normal faults, appeared in the uplifted compartment. The major normal faults (65-70° dipping) take root, in the sand-silicone interface, about 9 cm far from the basement fault. A flexure of the sand layers is observable above the basement fault. The silicone has been thinned in the uplifted compartment and thickened in the down-dropped compartment and below the shifted graben.

3 cm of silicone (Fig. 4 - 16d). A graben, consisting of 2 major and some minor normal faults, appeared in the uplifted compartment. The major normal faults (65° dipping) take root, in the sand-silicone interface, about 11 cm from the basement fault. The silicone has been thinned in the border of the uplifted compartment and thickened in the down-dropped compartment and below the shifted graben. A flexure of the sand layers is observable above the basement fault.

2.B. EXPERIMENTS WITH OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 1) ON A 90° BASEMENT FAULT.

Net dip-slip = 3.7 cm.
Displacement rate = 6 cm/h.

IN SURFACE VIEW (FIG. 4 - 17 OVERLEAF).

Sand only (Fig. 4 - 17).Two reverse oblique-slip faults, one just above the basement fault and one in the down-dropped compartment, have been generated nearly parallel to the basement fault. En echelon normal oblique-slip faults, which have generated a large normal oblique-slip fault parallel to the basement fault, have been created in the uplifted compartment. The zone of deformation (7 cm wide) is parallel to, and located just above, the basement fault. The vergence of the faults is toward the down-dropped compartment.

1 cm of silicone (Fig. 4 - 17B). En echelon reverse oblique-slip (in the down-dropped compartment) and normal oblique-slip faults (in the uplifted compartment) have been created. Most of the faults are oblique to the trace of the basement fault, but the zone of deformation (7 cm wide) is located above, and parallel to, the basement fault. Most of the stike-slip component has been accommodated upon the normal oblique-slip faults.

2 cm of silicone (Fig. 4 - 17C). One large reverse oblique-slip fault has been created in the down-dropped compartment. This fault is an almost pure reverse fault and is quite parallel to the basement fault. A shifted graben, consisting of en echelon normal oblique-slip faults, has been generated in the uplifted compartment. Most of the strike-slip component has been accommodated on the inner normal oblique-slip fault. The outer fault of the graben is about 1 cm from the basement fault. A bulk shearing of the overburden has been generated between the reverse fault and the graben. The deformation zone is 21 cm wide.

3 cm of silicone (Fig. 4 - 17D). A bulk shearing of the overburden has been generated between a fault 8 cm from the basement fault in the down-dropped compartment and a shifted graben, in the uplifted compartment. The graben consists of an en echelon pattern of faults. Most of these are normal faults, except the inner fault which accommodated most of the strike-slip component. The deformation zone is 27 cm wide.

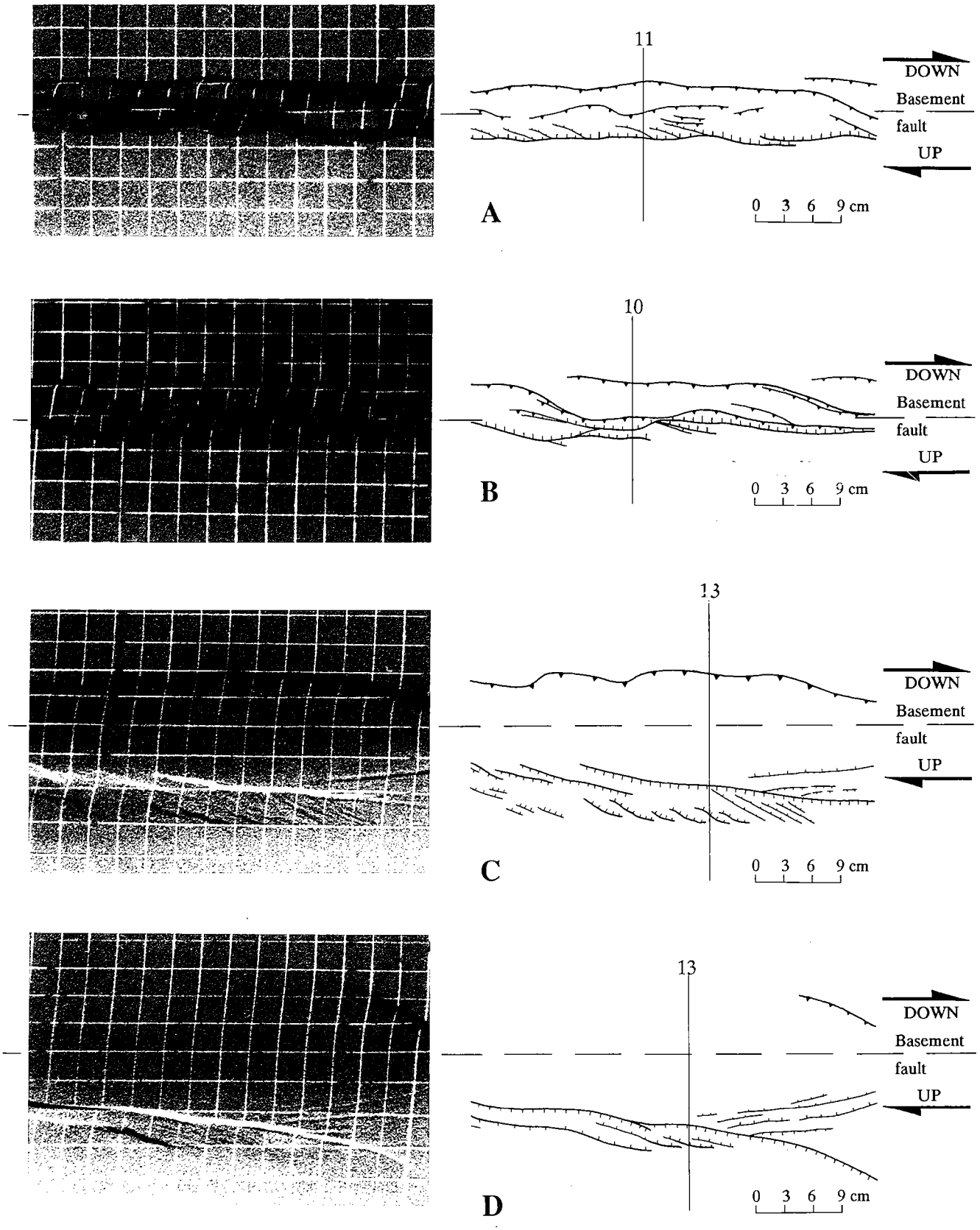


Fig. 4 - 17. Photographs and line drawings of faults developed with the same oblique-slip (3.7 cm) and same strike-slip/dip slip ratio (SS/DS = 1), above a 90° basement fault, with different rheologies.

A. Sand-8 cm
B. Sand-7 cm, silicone-1 cm
C. Sand-6 cm, silicone-2 cm
D. Sand-5 cm, silicone-3 cm

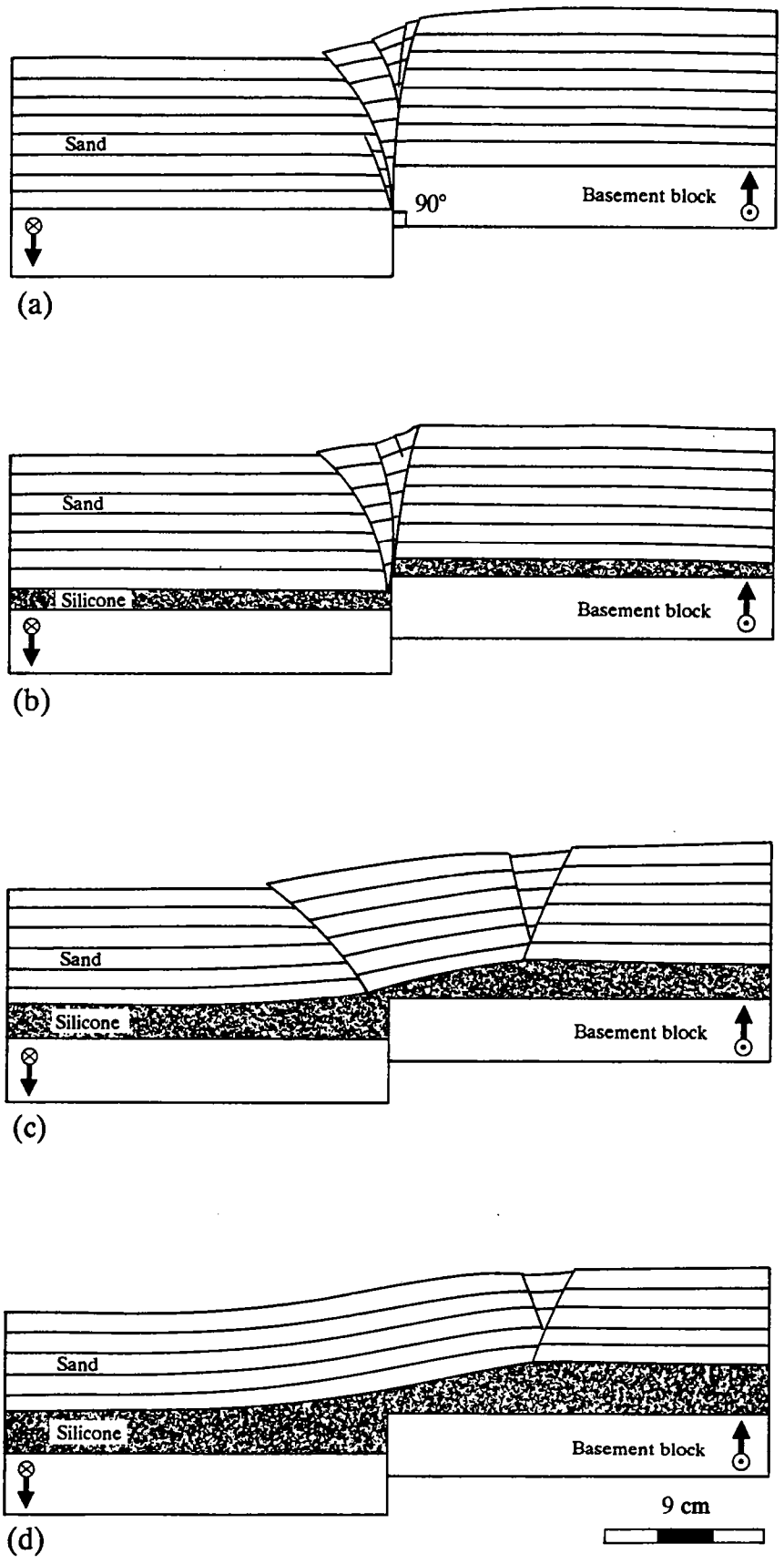


Fig. 4 - 18. Line drawings of cross sections through faulted zones formed above a 90° basement fault with the same dip-slip (3.7 cm), and the SS/DS ratio (SS/DS = 1), with various rheologies. Sections have been located on the Figure 5.

A. Exp. S565 Sand-8 cm
B. Exp. S562 Sand-7 cm, silicone-1 cm
C. Exp. S566 Sand-6 cm, silicone-2 cm
D. Exp. S567 Sand-5 cm, silicone-3 cm

2.B. EXPERIMENTS WITH OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 1) ON A 90° BASEMENT FAULT.

Net dip-slip = 3.7 cm.
Displacement rate = 6 cm/h.

IN CROSS SECTIONS (FIG. 4 - 18 OVERLEAF).

Sand only (Fig. 4 - 18a). High angle reverse faults (about 70° dipping), convex upwards, have been created in the down-dropped compartment; subvertical (85° dipping) normal faults in the uplifted compartment. Faults are located just above the basement fault and take root in it.

1 cm of silicone (Fig. 4 - 18b). Two high angle reverse faults (about 65-80° dipping), convex upwards, have been created in the down-dropped compartment; subvertical (80° dipping) normal fault in the uplifted compartment. Faults are located just above the basement faultand take root in the sand-silicone interface.

2 cm of silicone (Fig. 4 - 18c). A 45° reverse fault has been created in the down-dropped compartment; a single graben, about 7 cm from the basement fault, in the uplifted compartment. Normal faults are 70-75° dipping. A flexure of the sand layers is observable above the basement fault. The silicone has been thinned in the uplifted compartment and thickened in the down-dropped compartment and below the shifted graben. Faults take root in the sand-silicone interface.

3 cm of silicone (Fig. 4 - 18d). No reverse fault appeared, but a single graben has been created at about 8 cm from the basement fault, in the uplifted compartment. Normal faults are 65-70° dipping. Faults take root in the sand-silicone interface. A flexure of the sand layers is observable above the basement fault. The silicone has been thinned in the uplifted compartment and thickened in the down-dropped compartment and below the shifted graben.

2.C. EXPERIMENTS WITH OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 3.5) ON A 90° BASEMENT FAULT.

Net dip-slip = 5 cm.
Displacement rate = 18 cm/h.

IN SURFACE VIEW (FIG. 4 - 19 OVERLEAF).

Sand only (Fig. 4 - 19A). An en echelon pattern of faults appeared above the basement fault. The faulted zone is mostly in the down-dropped compartment. Most of the faults directly above the basement fault are normal oblique-slip faults; in the down-dropped compartment, reverse oblique-slip faults. The deformation zone is 6 cm wide and limited to the faulted zone.

1 cm of silicone (Fig. 4 - 19B). An en echelon pattern of reverse and normal oblique-slip faults has been generated above the basement fault. The faulted zone is mostly in the down-dropped compartment. Normal oblique-slip faults are located directly above the basement fault; reverse oblique-slip faults, in the down-dropped compartment. Most of the strike-slip component has been accommodated upon a fault directly above the basement fault. A bulk shearing of the overburden is observable on both sides of the basement fault. Thus, the deformation zone (about 18 cm wide) is not limited to the faulted zone (about 9 cm wide).

2 cm of silicone (Fig. 4 - 19C). An en echelon pattern of reverse oblique-slip faults has been created in the down-dropped compartment. In the uplifted compartment, pure strike-slip or normal oblique-slip faults have been generated. All faults show small right-lateral offsets. Most of the strike-slip component has been accommodated by a bulk shearing of the overburden. The deformation zone (about 27 cm wide) is, thus, not limited to the faulted zone (about 20 cm wide).

3 cm of silicone (Fig. 4 - 19D). The pattern of faults looks like the pattern obtained with a 2 cm thick silicone layer: reverse oblique-slip faults in the down-dropped compartment, normal oblique-slip faults in the uplifted compartment. Most of the strike-slip component has been accommodated by a bulk shearing of the overburden and upon a right-lateral normal oblique-slip fault. The deformation zone (about 30 cm wide) is not limited to the faulted zone (about 22 cm wide).

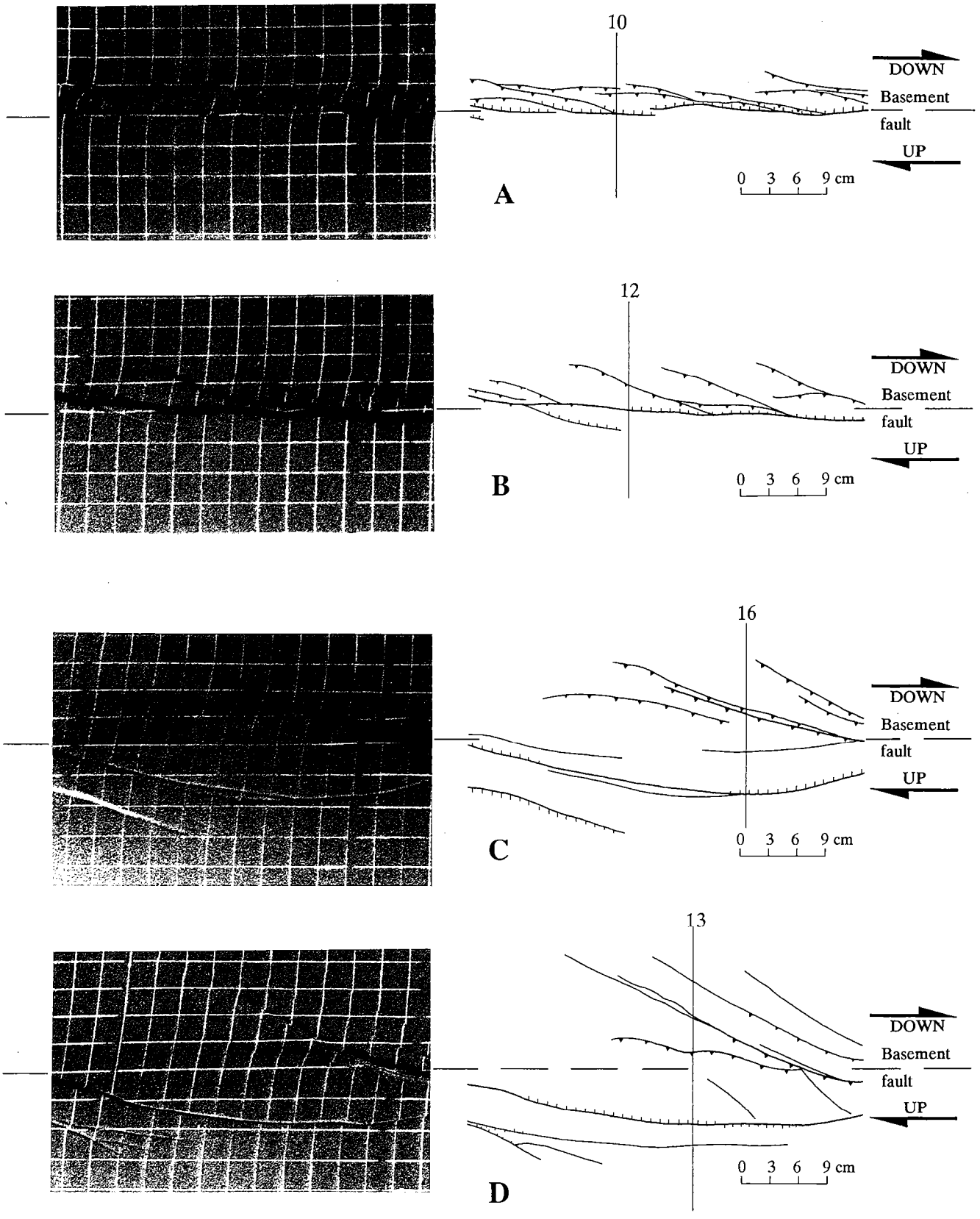


Fig. 4 - 19. Photographs and line drawings of faults developed with the same oblique-slip (5 cm) and same strike-slip/dip slip ratio (SS/DS = 3,5), above a 90° basement fault, with different rheologies

A. Sand-8 cm
B. Sand-7 cm, silicone-1 cm
C. Sand-6 cm, silicone-2 cm
D. Sand-5 cm, silicone-3 cm

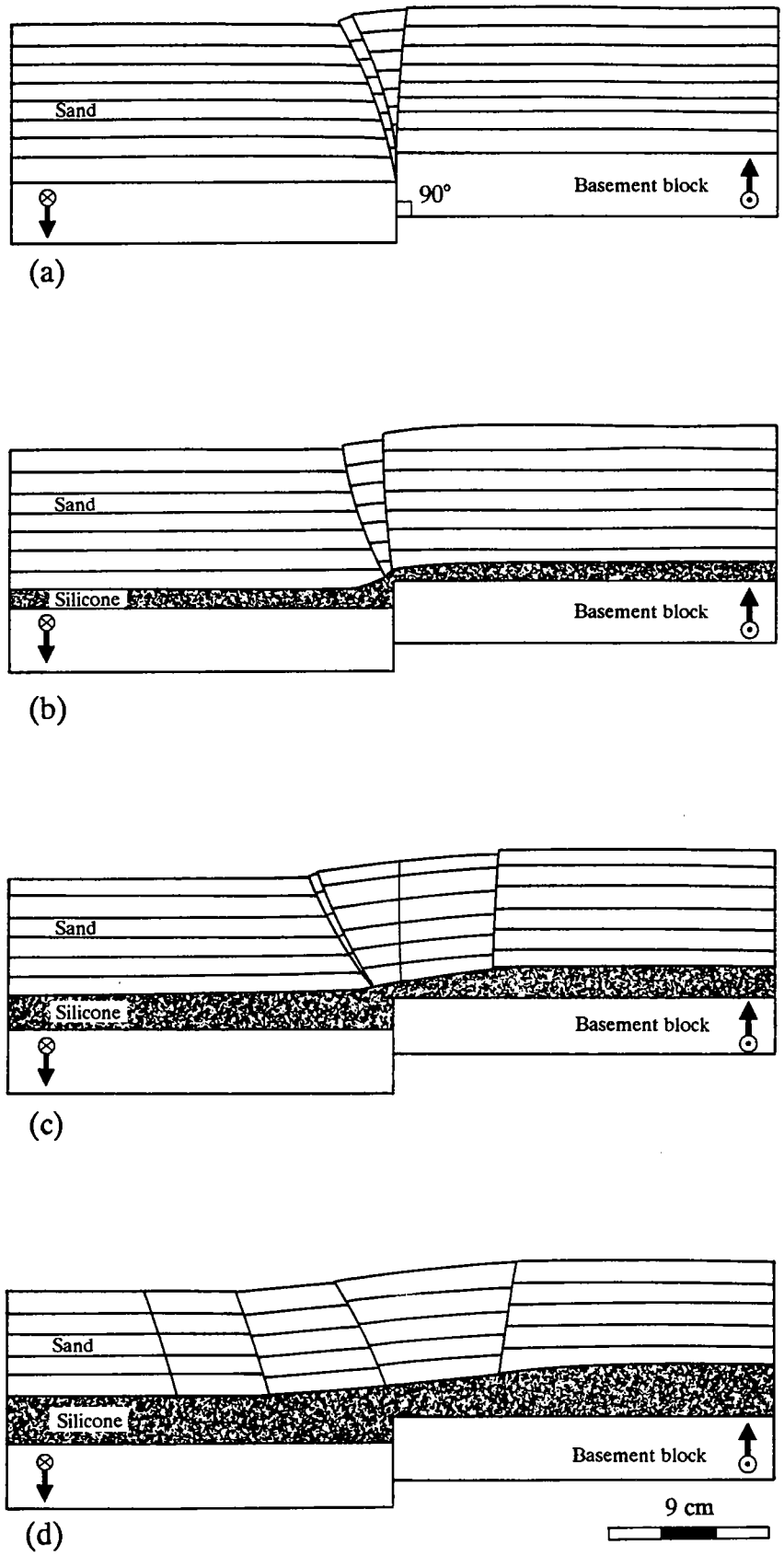


Fig. 4 - 20. Line drawings of cross sections through faulted zones formed above a 90° basement fault with the same dip-slip (5 cm), and the SS/DS ratio (SS/DS = 3.5), with various rheologies. Sections have been located on the Figure 7.

A. Exp. S571 Sand-8 cm
B. Exp. S568 Sand-7 cm, silicone-1 cm
C. Exp. S569 Sand-6 cm, silicone-2 cm
D. Exp. S570 Sand-5 cm, silicone-3 cm

2.C. EXPERIMENTS WITH OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 3.5) ON A 90° BASEMENT FAULT.

Net dip-slip = 5 cm.
Displacement rate = 18 cm/h.

IN CROSS SECTIONS (FIG. 4 - 20 OVERLEAF).

Sand only (Fig. 4 - 20a). All faults take root in the basement fault. Faults in the down-dropped compartment are high angle reverse faults (70-80° dipping), convex downwards or upwards depending of cross sections. The basement fault, directly above the basement fault, is subvertical (85-90° dipping). Faults define a very narrow and steep faulted zone just above the basement fault.

1 cm of silicone (Fig. 4 - 20b). All faults take root in the sand-silicone interface. In the down-dropped compartment, faults are reverse oblique-slip faults, 60-70° dipping. The basement fault, directly above the basement fault, is subvertical (85-90° dipping). Faults define a very narrow and steep faulted zone just above the basement fault. The silicone has been thinned in the uplifted compartment and thickened in the down-dropped compartment.

2 cm of silicone (Fig. 4 - 20c). In the down-dropped compartment, reverse oblique-slip faults (60-75° dipping) have been created. Normal oblique-slip faults or vertical faults without vertical offset have been generated in the uplifted compartment. All faults take root in the sand-silicone interface. A flexure of the sand layers is observable above the basement fault. The silicone has been thinned in the uplifted compartment and thickened in the down-dropped compartment.

3 cm of silicone (Fig. 4 - 20d). Most of the faults, in the down-dropped compartment, are reverse oblique-slip faults, 65-80° dipping. In the uplifted compartment, faults are subvertical, with or without vertical offset. All faults take root in the sand-silicone interface. The silicone has been thinned in the uplifted compartment and thickened in the down-dropped compartment. A flexure of the sand layers is observable above the basement fault.

2.D. DISCUSSION.

In these three series of experiments, the deformation patterns show the same dependence on silicone thickness (Fig. 4 - 21): the thicker the silicone, the wider the deformation zone. In fact, the faulted zone is more or less shifted into the uplifted compartment, and a bulk shearing of the overburden is generated in the presence of a silicone layer. The strike-slip/dip-slip ratio (SS/DS) has an obvious effect on fault dip. The greater the strike-slip component, the steeper the faults.

Experiments demonstrate that with a silicone layer, deformation tends to be located in the uplifted compartment. Vertical cross sections, perpendicular to the basement fault, show that silicone has been thinned in the uplifted compartment and thickened in the down-dropped compartment. In fact, silicone has been thinned between the basement fault and the shifted faults, in the uplifted compartment. During deformation, the silicone flowed from the uplifted compartment to the down-dropped compartment (Fig. 4 - 14). Presumably, this flow of the silicone , one more widened the zone of deformation.

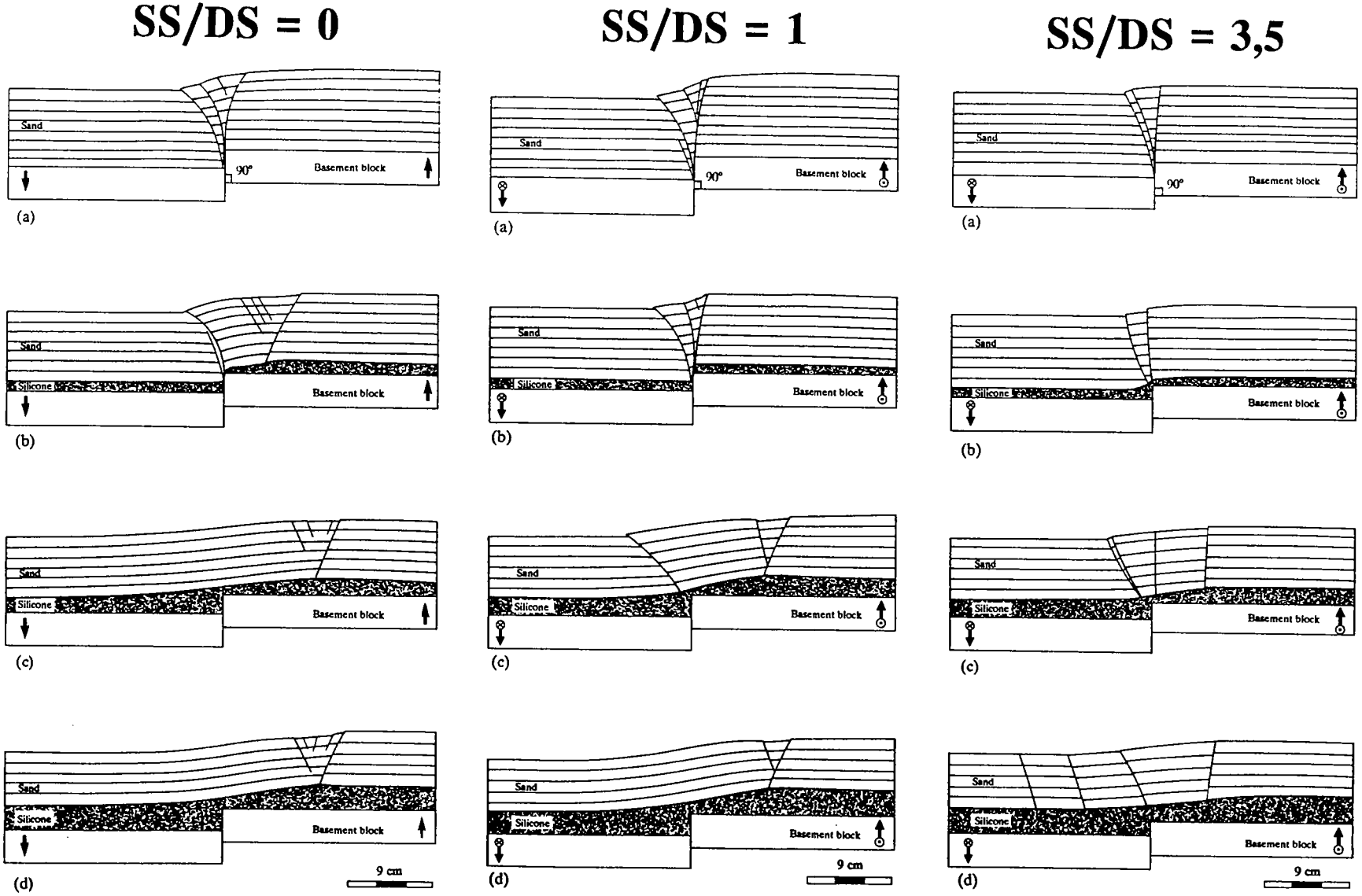


Fig. 4 - 21. Line drawing of cross sections through faulted zone formed above a 90° basement fault with different strike-slip/dip-slip ratios (SS/DS = 0; 1 or 3.5) and different rheologies (0; 1; 2 or 3 cm of silicone).

IV.3.D.3. EXPERIMENTS WITH REVERSE OBLIQUE SLIP ON A 45° BASEMENT FAULT.

3.A. EXPERIMENTS WITH PURE REVERSE DIP-SLIP (SS/DS = 0) ON A 54° BASEMENT FAULT .

Net dip-slip = 2.8 cm
Displacement rate = 6 cm/h.

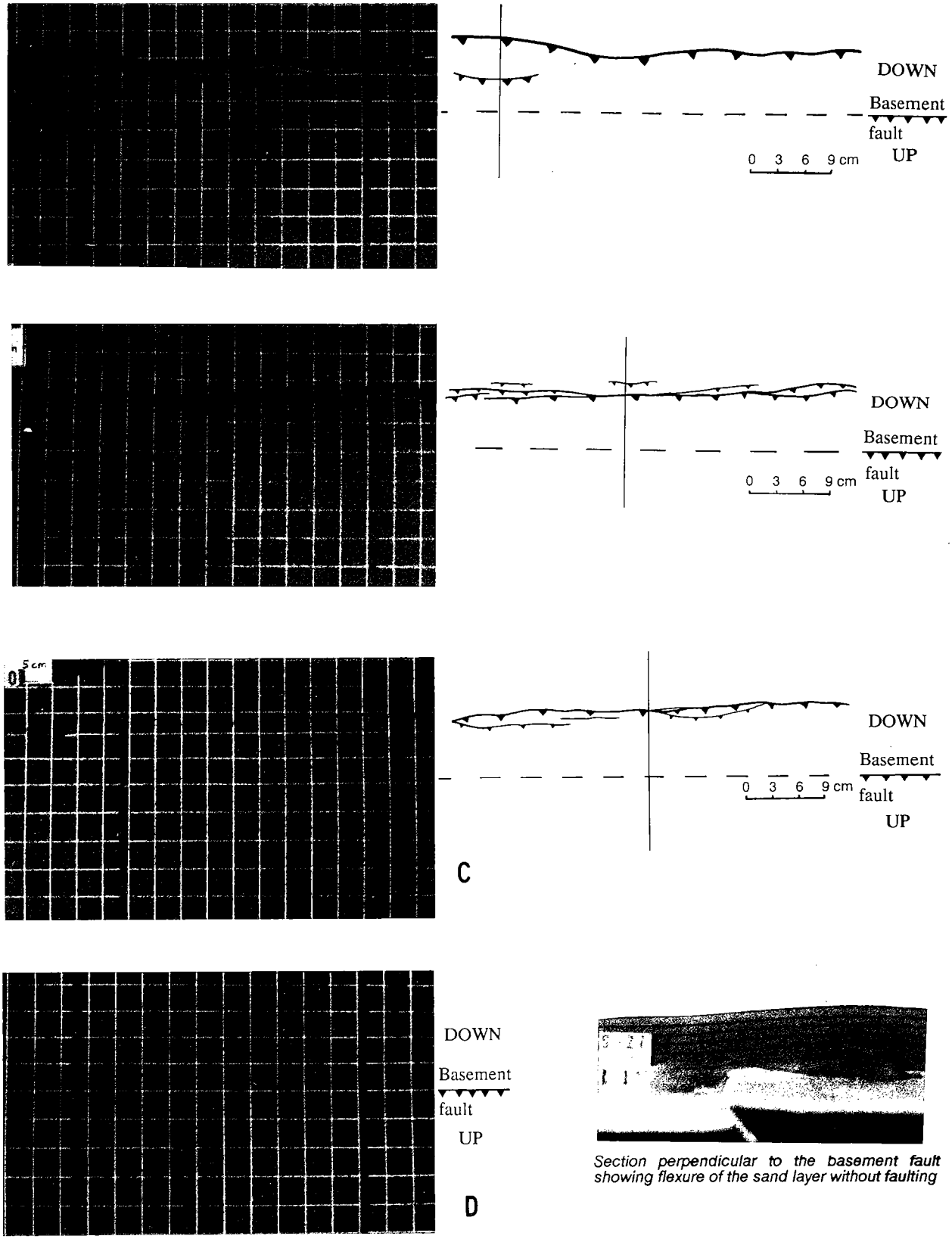
IN SURFACE VIEW (FIG. 4 - 22 OVERLEAF).

In surface view (Fig. 4 - 21) models show mostly a single reverse fault parallel to the basement fault, on the downdropped block, except for the experiment with a 3 cm thick basal silicone layer in which no fault appeared but a flexure of the top of the model is visible.

IN CROSS SECTIONS (FIG. 4 - 23 OVERLEAF).

In the brittle experiment, the reverse faults take root in the basement fault. With silicone, the faults were initiated in the sand-silicone interface. Silicone has been thinned on the uplifted block; thickened on the downdropped block. The dip of the fault decreases with the growing thickness of the silicone. (between 45 and 60° with sand only and 35° with 2 cm of silicone).

With 3 cm of silicone no fault appeared; only a flexure of the sand layer. This flexure also existed in the experiments with 1 and 2 cm of silicone but was not as wide.



Section perpendicular to the basement fault showing flexure of the sand layer without faulting

Fig. 4 - 22. Photographs and line drawings of faults developed with the same reverse oblique-slip (2.8 cm) and same strike-slip/dip slip ratio (SS/DS = 0), above a 54° basement fault, with different rheologies

A. Sand-8 cm
B. Sand-7 cm, silicone-1 cm
C. Sand-6 cm, silicone-2 cm
D. Sand-5 cm, silicone-3 cm

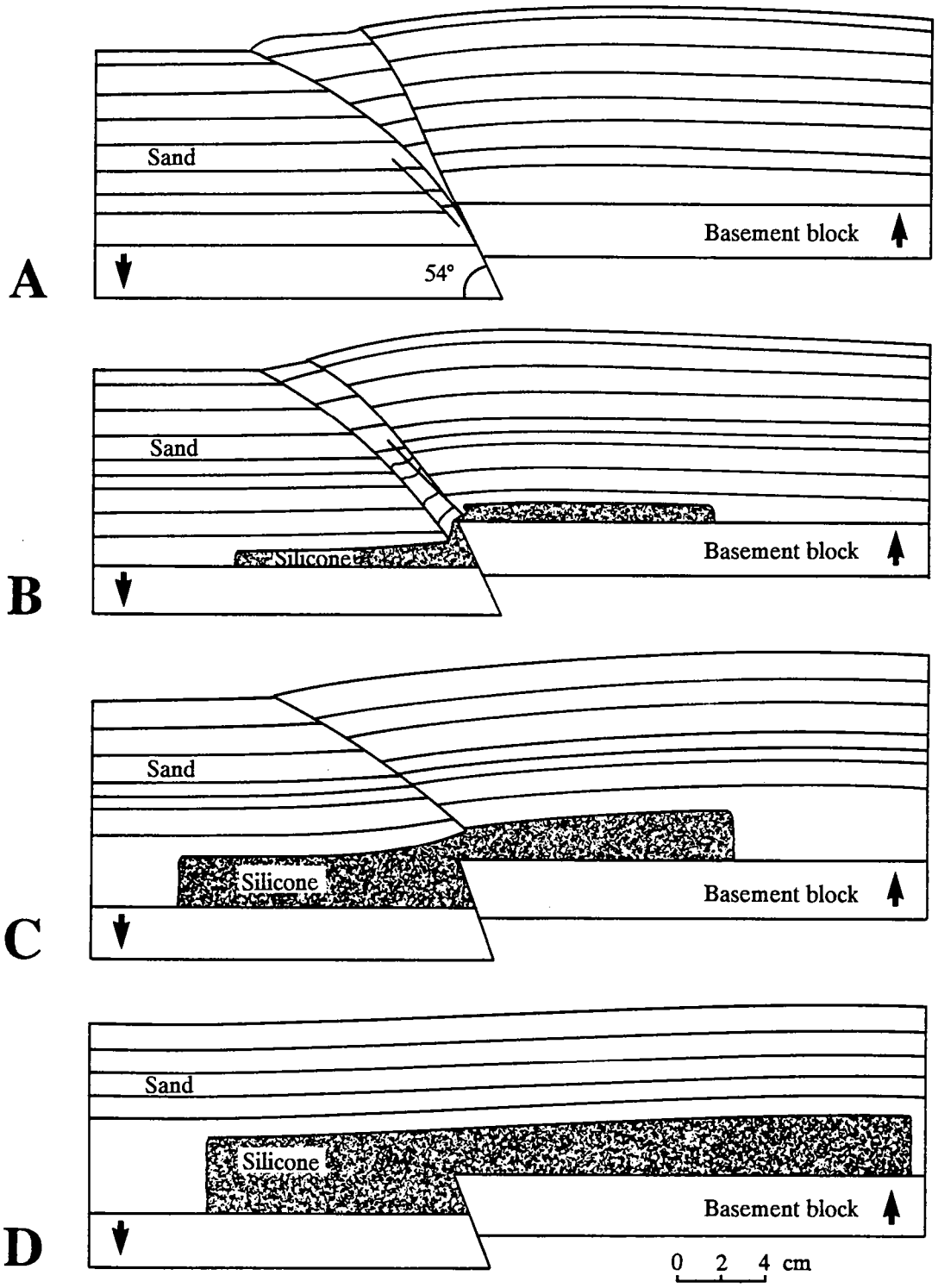


Fig. 4 - 23. Line drawings of cross sections through faulted zones formed above a 54° basement fault with the same pure reverse dip-slip (2.8 cm) and the same SS/DS = 0 ratio, with different rheologies. Sections have been located on the figure 22.

A. Exp. S524 Sand-8 cm
B. Exp. S525 Sand-7 cm, silicone-1 cm
C. Exp. S526 Sand-6 cm, silicone-2 cm
D. Exp. S527 Sand-5 cm, silicone-3 cm

3.B. EXPERIMENTS WITH REVERSE OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 1) ON A 54° BASEMENT FAULT .

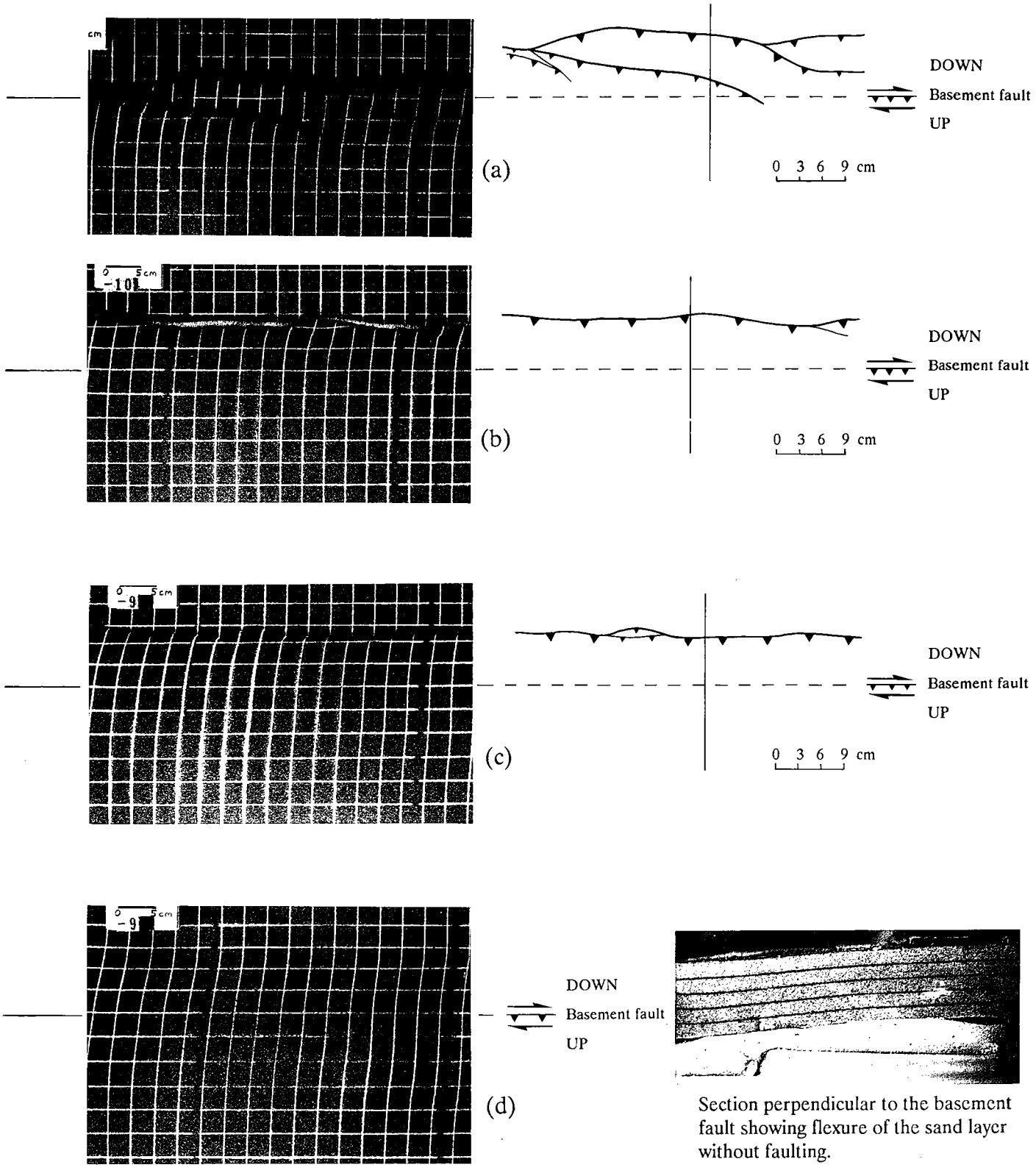
Net oblique-slip = 4 cm.
Displacement rate = 18 cm.

IN SURFACE VIEW (FIG. 4 - 24 OVERLEAF).

Experiments show reverse oblique-slip faults except with 3 cm of silicone. In the brittle experiment, a slightly en echelon pattern of faults appeared on the downdropped block. All these faults are wrench-reverse faults. With 1 and 2 cm of silicone, one major reverse-wrench fault was created parallel to the basement fault. With 3 cm of silicone no fault appeared, but a flexure of the top of the experiment is visible. The passive markers at the top of the experiment show that without silicone the deformation zone was limited to the faulted zone and was about 10 cm wide. With 1 cm of silicone, the deformation zone was extended outside the faulted zone in the uplifted compartment and was about 15-17 cm wide; with 2 cm, 2O cm wide; and with 3 cm, 24-28 cm wide.

IN CROSS SECTIONS (FIG. 4 - 25 OVERLEAF).

In the brittle experiment, oblique-reverse faults take root in the basement fault. The sand layer shows that the deformation zone is limited to the faulted zone. With 1 and 2 cm of silicone the oblique-reverse faults take root in the interface sand silicone. A flexure of the sand layer is visible; this flexure is larger with 2 cm of silicone than with 1 cm, and defines a large deformation zone. With a 3 cm thick layer of silicone, no fault appeared, only a wide flexure of the sand layer. In the experiments with 2 and 3 cm of silicone, the silicone has been thickened in the downdropped compartment; thinned on the uplifted side.



Section perpendicular to the basement fault showing flexure of the sand layer without faulting.

Fig. 4 - 24. Photographs and line drawings of faults developed with the same reverse oblique-slip (4 cm) and same strike-slip/dip slip ratio (SS/DS = 1), above a 54° basement fault, with different rheologies

A. Sand-8 cm
B. Sand-7 cm, silicone-1 cm
C. Sand-6 cm, silicone-2 cm
D. Sand-5 cm, silicone-3 cm

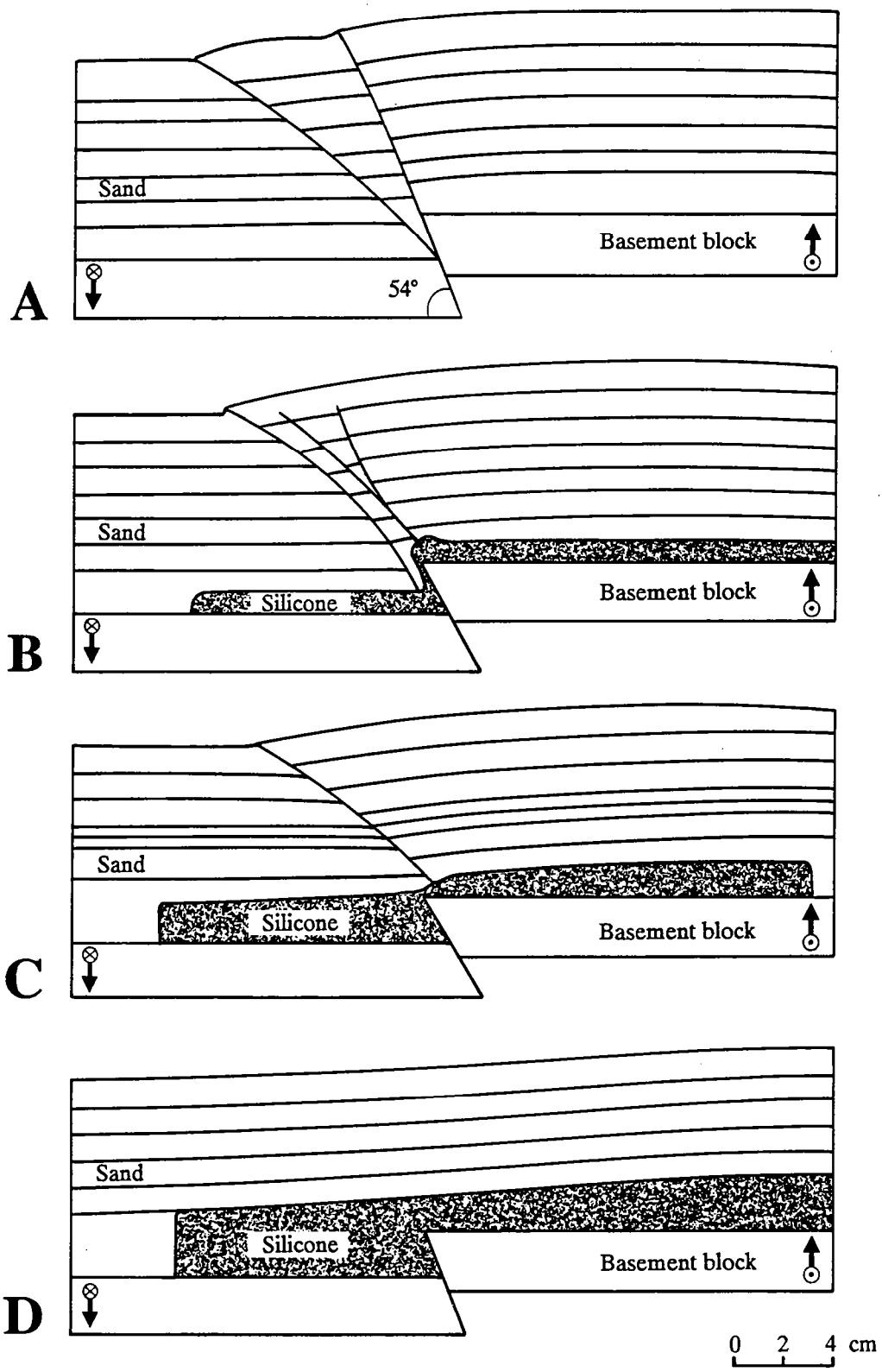


Fig. 4 - 25. Line drawings of cross sections through faulted zones formed above a 54° basement fault with the same reverse oblique-slip (4 cm) and the same SS/DS = 1 ratio, with different rheologies. Sections have been located on the figure 24.

A. Exp. S523 Sand-8 cm
B. Exp. S528 Sand-7 cm, silicone-1 cm
C. Exp. S529 Sand-6 cm, silicone-2 cm
D. Exp. S530 Sand-5 cm, silicone-3 cm

3.C. EXPERIMENTS WITH REVERSE OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 3.5) ON A 54° BASEMENT FAULT .

Net oblique-slip = 5.3.
Displacement rate = 18 cm/h.

IN SURFACE VIEW (FIG. 4 - 26 OVERLEAF).

The brittle experiment show an en-echelon pattern of faults. The faults have a large strike slip component and a small reverse or normal dip slip. The deformation zone is about 12 cm wide, above the basement fault, and corresponds to the faulted zone.

With a 1 cm thick basal silicone layer, the faulted zone is located above the basement fault and shows an en-echelon pattern of reverse oblique faults. The passive marks show that the strike-slip component imposes a continuous deformation at least 24 cm from the basement fault on the uplifted block. In this experiment the silicone layer was 50 cm wide (39 cm on the uplifted block; 11 cm on the downdropped block).

IN CROSS SECTIONS (FIG. 4 - 27 OVERLEAF).

In the brittle experiment, faults have small vertical offsets, mostly reverse but normal too. The dip of these faults is steep (between 65 - 90°). All the faults take root on the basement fault and are located on the downdropped compartment. Outside the faulted zone, no deformation is visible.

With the 1 cm thick basal layer of silicone, faults don't take root in the basement fault but in the sand-silicone interface. Faults are reverse or normal and mostly vertical. The faulted zone is not limited to the downdropped compartment, some vertical normal strike-slip appeared in the uplifted compartment.

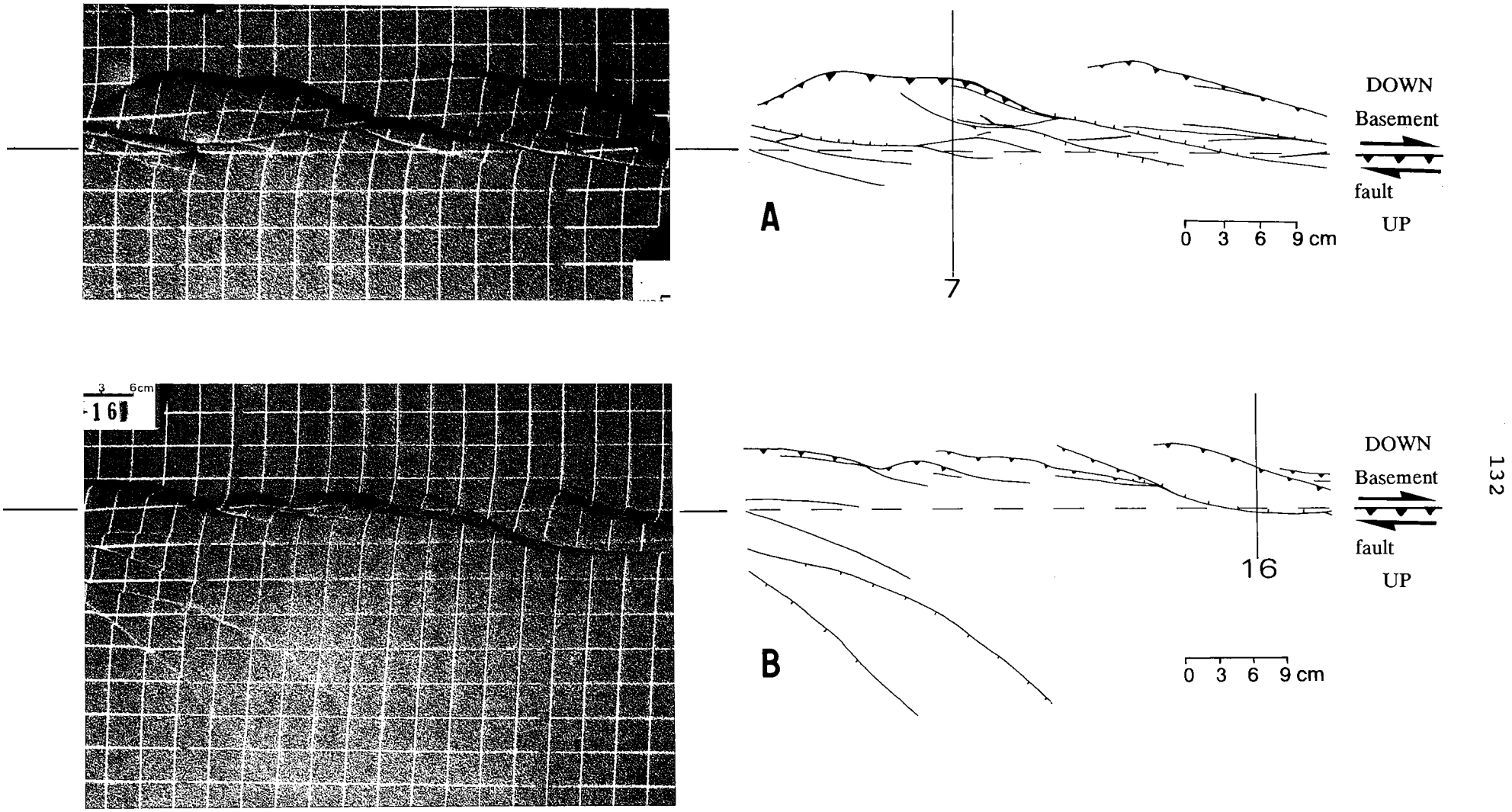


Fig. 4 - 26. Photographs and line drawings of surface views of reverse oblique-slip (SS/DS = 3.5) experiments above a 54° basement fault.
exp. A (S538). sand only.
exp. B (S543). with a silicone layer, 1 cm thick, 39 cm wide in the uplifted compartment.

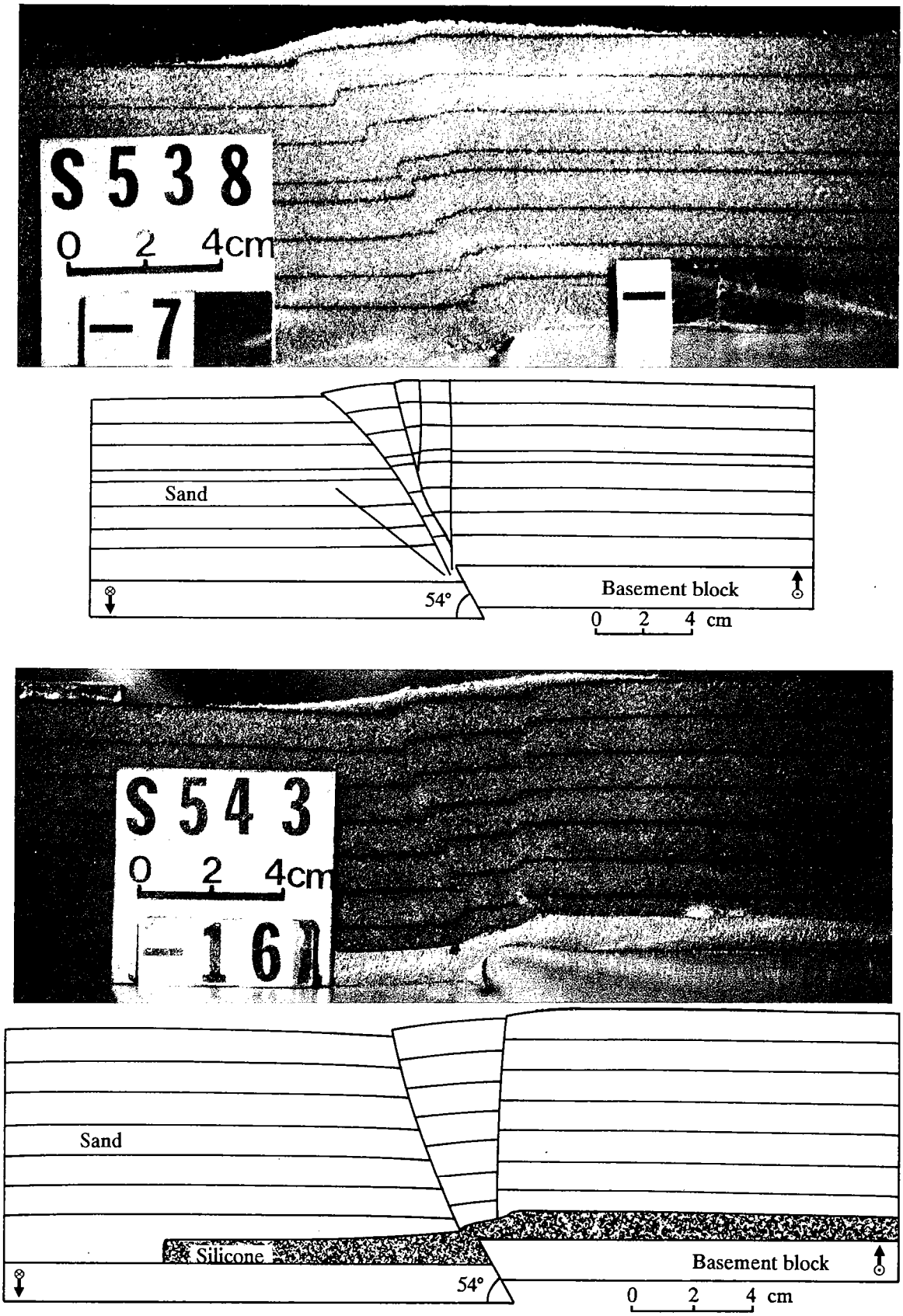


Fig. 4 - 27. Photographs and line drawings of cross sections through a faulted zone developed above a 54° basement fault in reverse oblique-slip (SS/DS = 3.5).Exp. S538, sand only. Exp. S543, with a silicone layer, 1 cm thick, 39 cm wide in the uplifted compartment.

3.C. EXPERIMENTS WITH REVERSE OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 3.5) ON A 54° BASEMENT FAULT .

Net oblique-slip = 5.3.

Displacement rate = 18 cm/h.

DIFFERENT GEOMETRIES OF THE BASAL SILICONE LAYER.

With the four following experiments, we investigate the effect of the geometries of a basal silicone layer in an oblique-reverse faulting context.

In the experiment S539 (Fig. 4 - 28, 29), the silicone layer was 65 x 20 x 1 cm. In width, 8 cm in the downdropped block; 12 cm in the uplifted.

In the experiment S540 (Fig. 4 - 28, 29), the silicone layer was 65 x 30 x 1 cm. In width, 14 cm in the downdropped block; 16 in the uplifted.

In the experiment S541 (Fig. 4 - 30, 31), the silicone layer was 65 x 33 x 2 cm. In width, 10 cm in the downdropped block; 23 in the uplifted.

In the experiment S544 (Fig. 4 - 30, 31, the silicone layer was 65 x 50 x 2 cm. In width, 10 cm in the downdropped block; 40 in the uplifted.

EXP. A (S 539) AND EXP. B (S 540), FIG. 4 -28 AND 29, OVERLEAF.

In surface view (Fig. 4 - 28A), the faults are separated into two domains. The first one, above the basement fault or the downdropped compartment, consists of reverse-wrench faults en-echelon in the direction of the basement fault. The second one consists of normal-wrench faults in the uplifted compartment. The strike-slip component is mostly accommodated by the normal-wrench faults. These faults joined the outside border of the silicone layer in the uplifted compartment. The deformation zone corresponds to the faulted zone and is about 20 cm wide (exp. A) or 24 cm wide (exp. B). Notice the small displacement antithetic strike-slip faults in the uplifted compartment.

In cross sections (Fig. 4 - 29), the sections of these two experiments show reverse faults dipping between 60-85°,above the basement fault, and steep or vertical normal faults in the uplifted compartment. All the faults developped small vertical offsets. A flexure of the sand layer has been created above the border of the uplifted compartment. The silicone have been thickened in the downdropped compartment; thinned in the uplifted compartment.

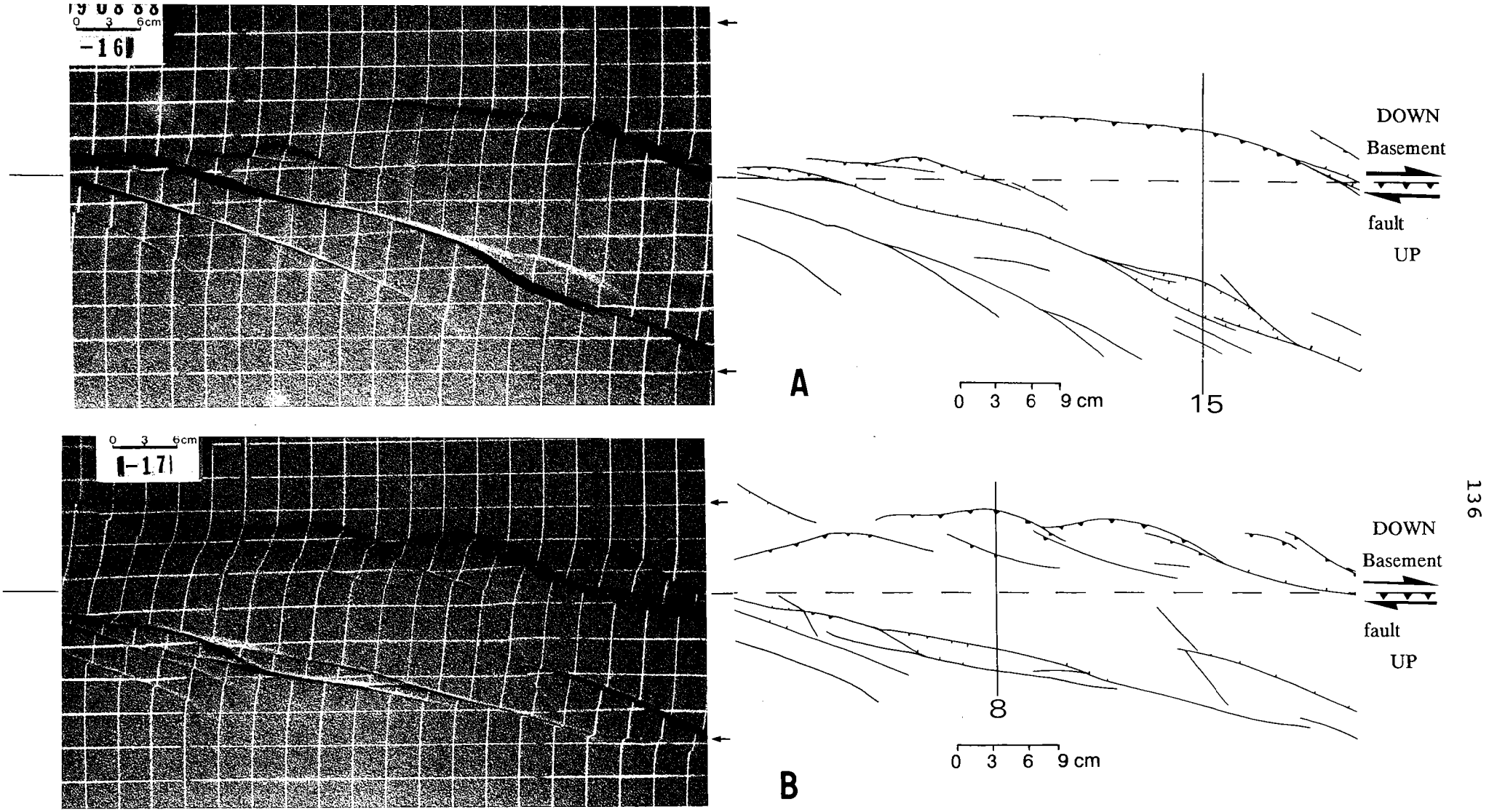


Fig. 4 - 28. Photographs and line drawings of surface views of reverse oblique-slip (SS/DS = 3.5) experiments above a 54° basement fault with a 1 cm thick silicone layer.
exp. A (S540). the silicone layer is 16 cm wide in the uplifted compartment.
exp. B (S539). the silicone layer is 12 cm wide in the uplifted compartment.
→. boundaries of the silicone layer.

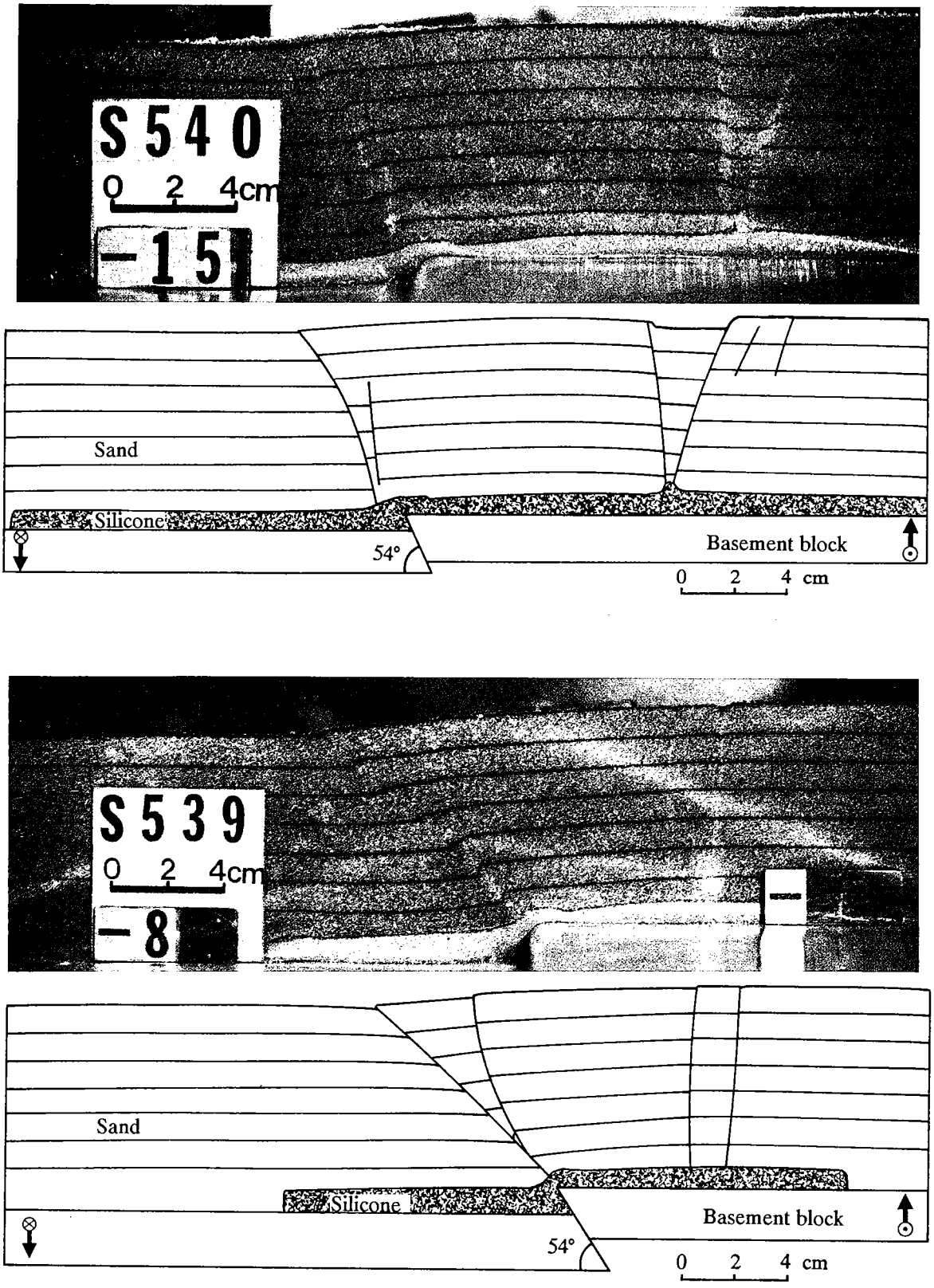


Fig. 4 - 29. Photographs and line drawings of cross sections through a faulted zone developed above a 54° basement fault in reverse oblique-slip (SS/DS = 3.5) experiments with a 1 cm thick basal silicone layer.
exp. S540. the silicone layer is 16 cm wide in the uplifted compartment.
exp. S539. the silicone layer is 12 cm wide in the uplifted compartment.

3.C. EXPERIMENTS WITH REVERSE OBLIQUE-SLIP (SS/DS = 3.5) ON A 54° BASEMENT FAULT .

Net oblique-slip = 5.3.

Displacement rate = 18 cm/h.

EXP C (S541) AND EXP. D (S544), FIG. 4 - 30 AND 31, OVERLEAF.

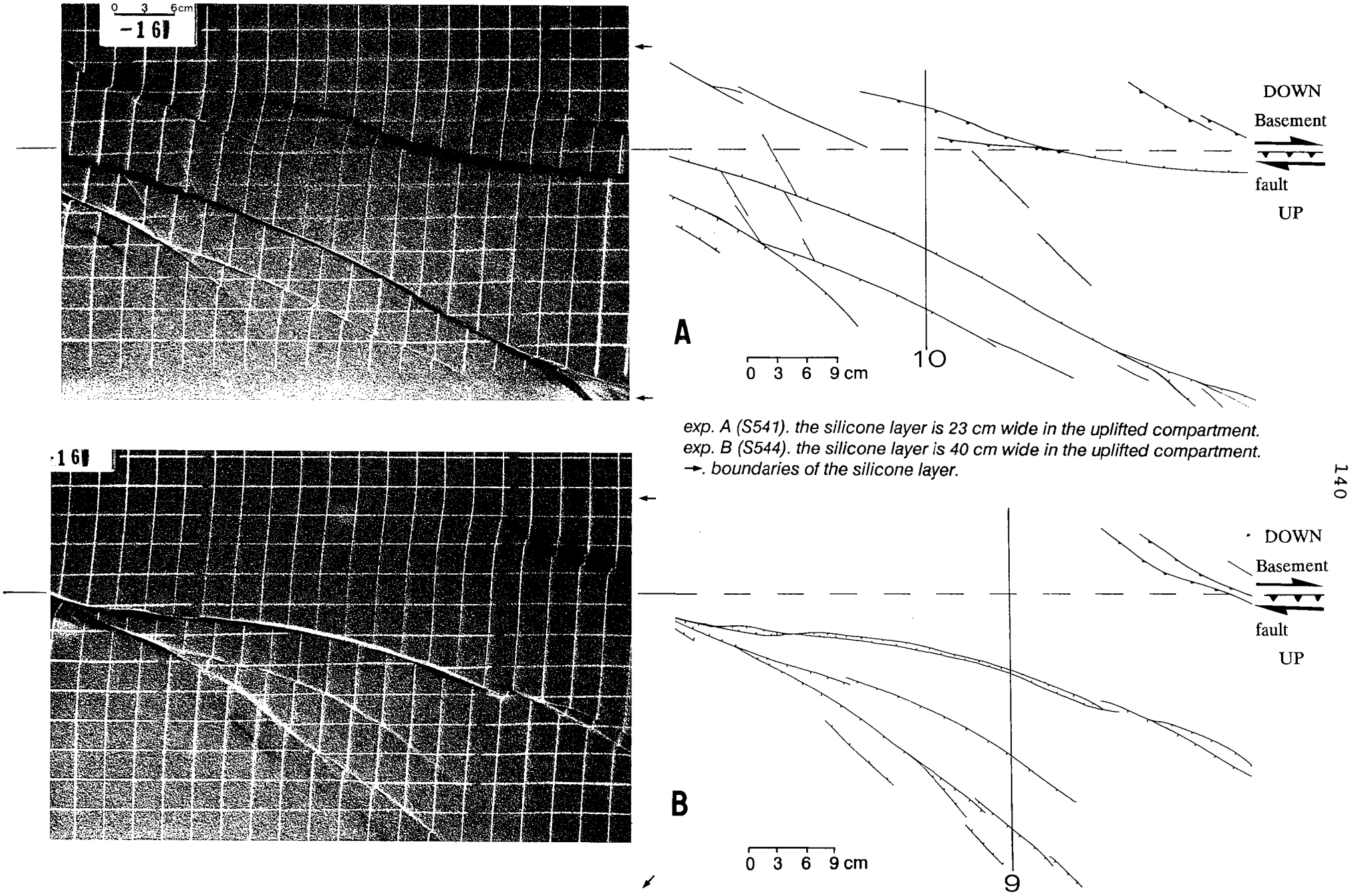
In surface view (Fig. 4 - 30A), the deformation zone is 1) very wide, about 33 cm for experiment C and about 40 cm for experiment D, 2) mostly located in the uplifted compartment. Some large displacement normal-wrench faults crossed the experiments and joined the outer border of the basal silicone layer in the uplifted compartment. In the experiment C, rotation between the synthetic normal-wrench faults appeared and antithetic normal wrench faults have been created. A few reverse-wrench faults are located above the basement fault.

In cross sections (Fig. 4 - 31), in these experiments, sections show vertical or small offset steeply dipping faults (75-90°). Above the basement fault, the faults are reverse or normal; in the uplifted compartment, only normal. The silicone has been thickened in the downdropped compartment; thinned in the uplifted compartment.

3.D. DISCUSSION.

These three series of experiments show a similar dependence on silicone thickness. Thicker basal silicone layers produced larger buckling of the overburden. Sections show a flexure of the sand layer overlying the silicone. In all the experiments, the silicone has systematically been thickened in the downdropped compartment and thinned in the uplifted compartment. The flow of the silicone from the downdropped compartment to the uplifted compartment was more visible in the reverse oblique-slip experiments than in the others oblique-slip experiments.

The presence of silicone caused a flexure of the sand layer. To obtain rupture in the sand a larger displacement is necessary in reverse faulting experiments than in normal faulting experiments . This larger displacement before the rupture may explain the greater flowage of the silicone from the uplifted compartment to the downdropped compartment, with consequent flexure of the sand layer.



exp. A (S541). the silicone layer is 23 cm wide in the uplifted compartment.
exp. B (S544). the silicone layer is 40 cm wide in the uplifted compartment.
→. boundaries of the silicone layer.

Fig. 4 - 30. Photographs and line drawings of surface views of reverse oblique-slip (SS/DS = 3.5) experiments above a 54° basement fault with a 2 cm thick silicone layer.

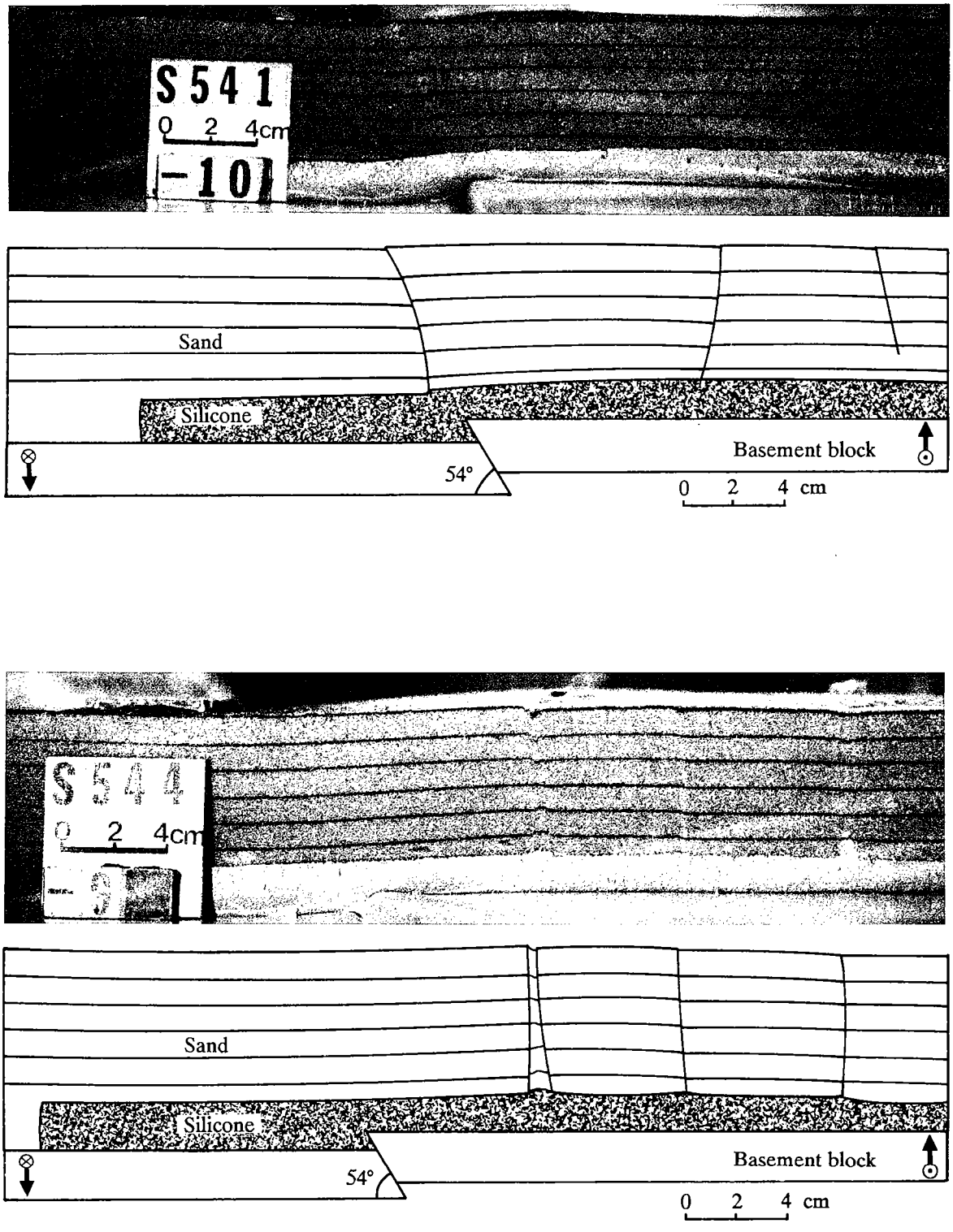


Fig. 4 - 31. Photographs and line drawings of cross sections through a faulted zone developed above a 54° basement fault in reverse oblique-slip (SS/DS = 3.5) experiments with a 2 cm thick basal silicone layer.
exp. S541. the silicone layer is 23 cm wide in the uplifted compartment.
exp. S544. the silicone layer is 40 cm wide in the uplifted compartment.

IV.3.E. COMPARISON BETWEEN EXPERIMENTAL RESULTS FOR BASEMENT FAULTS OF THREE KINDS (45° NORMAL, VERTICAL OR 54° REVERSE).

IV.3.E.1. In surface view (Fig. 4 - 32).

The three series of experiments show the same dependence on the thickness of the basal silicone layer. The thicker the silicone, the wider the deformation zone. Otherwise, patterns of faults change progressively from one kind of basement fault to the other. Above a 45° normal basement fault, most of the faults are normal oblique-slip faults, and the faulted zone is strongly shifted into the uplifted compartment with a thick silicone. Above a 54° reverse basement fault, all faults are reverse oblique-slip faults, and the faulted zone is always located above the down-dropped compartment. Above a vertical basement fault, the pattern is intermediate, both large offset reverse and normal oblique-slip faults have been generated, and the faulted zone is divided into two halves: one in the uplifted compartment, another above the down-dropped compartment.

IV.3.E.2. In cross sections (Fig. 4 - 33).

The three series of experiments show the same dependence on the thickness of the basal silicone layer. The thicker the silicone, the wider the deformation zone. In all cases, in purely brittle experiments, all faults take root in the basement fault; in brittle-ductile experiments, faults root in the sand-silicone interface. Above a 45° normal basement fault, many faults have been generated in the overburden. Most of them are normal (in section, even if they are normal oblique-slip faults). Above a vertical basement fault, the deformation is located on a smaller number of faults, which are reverse or normal, and the two families of faults are well represented. Above a 54° basement fault, only one or two reverse faults have been created in the overburden.

These observations show that deformation above a vertical basement fault generated a fault pattern intermediate between the fault patterns developed above a 45° normal and a 54° reverse basement fault.

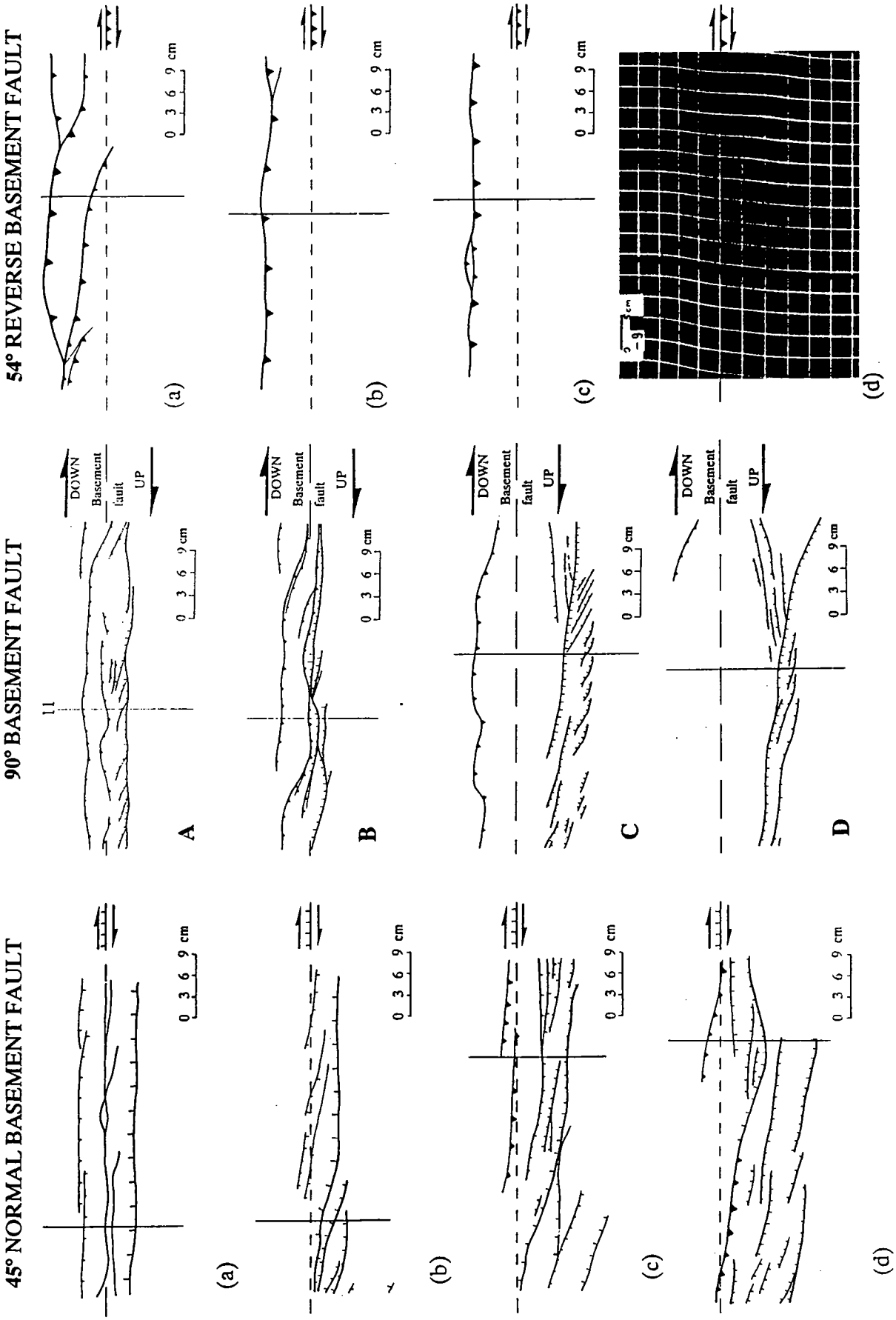


Fig. 4 - 32. Line drawing of fault patterns developed, with the same strike-slip/dip-slip ratio (SS/DS = 1), above a 45° normal basement fault, a 90° basement fault or a 54° reverse basement fault, with different rheologies (0; 1; 2 or 3 cm of silicone).

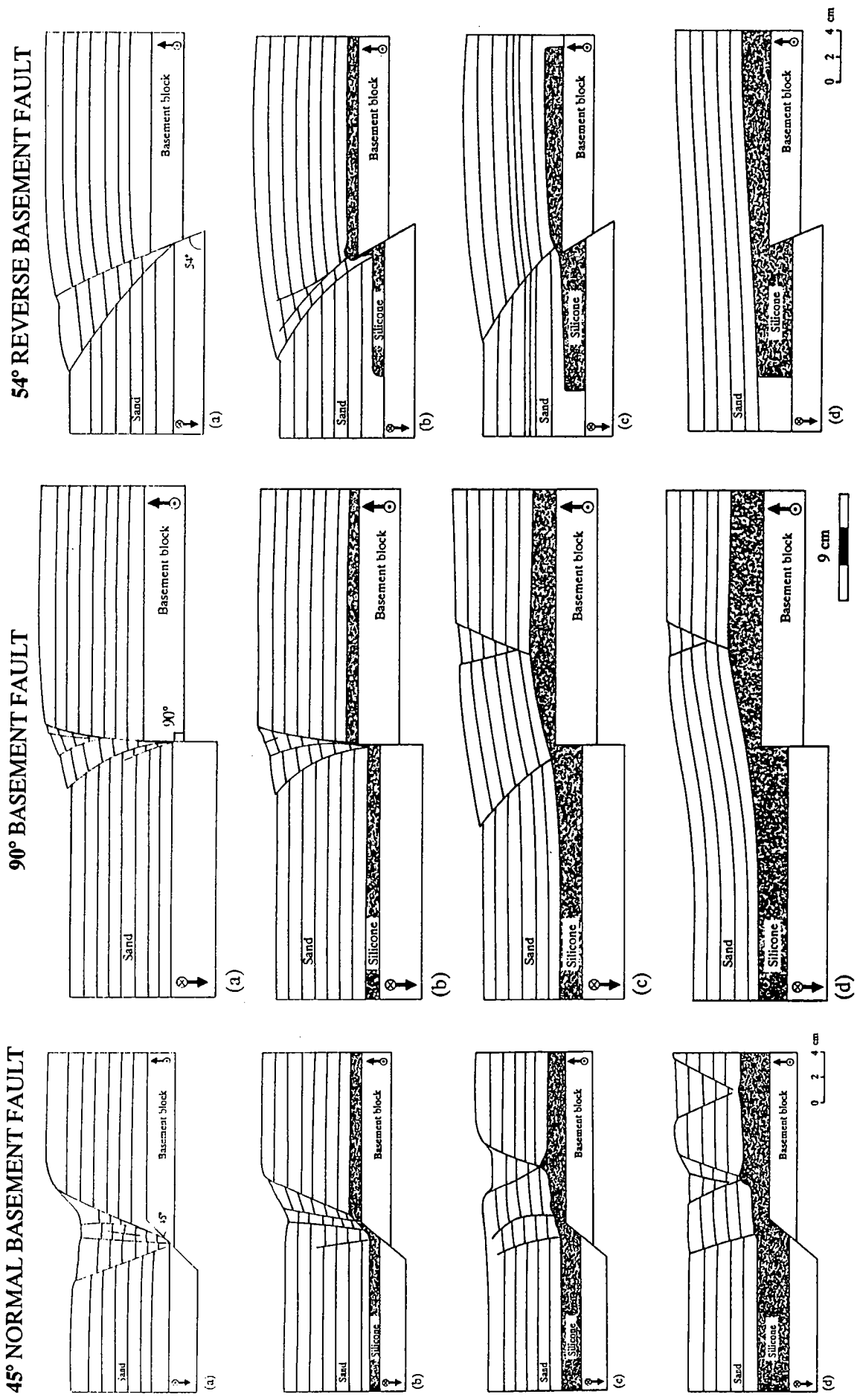


Fig. 4 - 33. Line drawing of cross sections through faulted zone formed, with the same strike-slip/dip-slip ratio (SS/DS = 1), above a 45° normal basement fault, a 90° basement fault or a 54° reverse basement fault, with different rheologies (0; 1; 2 or 3 cm of silicone).

IV.4. CONCLUSIONS.

1 - With a basal silicone layer, the influence of the basement fault decreased; with sand only, all the faults take root in the basement fault, but with a basal silicone layer they take root in the sand-silicone interface and often far from the basement fault.

2 - The thicker the silicone, the wider the deformation.

3 - Vertical offsets have significant consequences on structural style, provided there is a basal silicone layer. Deformation then migrates into the uplifted block. This widening of the deformation was greater with a growing thickness of silicone.

4 - The more dominant is the imposed strike-slip motion, the steeper are the faults.

5 - The normal oblique-slip experiments showed that it is possible to develope faulting far from the generating basement fault because of the flow of the silicone.

6 - In the reverse oblique-slip experiments with basal silicone layer, the vertical displacement involved a large flexure of the sand layer in the uplifted compartment, which did not exist in the sand-only experiments. The reverse oblique slip experiments showed that the geometries of the faulted zone and the location of the faults are dependent on the geometry of the basal silicone layer.

7 - In the normal oblique-slip experiments, the deformation was mostly limited to the faulted zone, in the uplifted compartment. On the other hand, in the reverse oblique-slip experiments the deformation was not limited to the faulted zone, but a deformation appeared outside this zone.

8 - The patterns above a vertical basement fault is intermediate between the patterns developed above a 45° normal fault and the patterns above a 54° reverse basement fault.

References.

Byerlee J., 1978. Friction of rocks. Pure and applied geophisics, 116: 615-626.

Harding, T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 69, 4: 582-600.

Harding, T.P. and Tuminas, A.C., 1988. Interpretation of footwall (Lowside) fault traps sealed by reverse faults and convergent wrench faults. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 72, 6: 738-757.

Horsfield W.T., 1977. An experimental approach to basement-controlled faulting. Geol. Mijnbouw, 56: 363-370.

Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Geol. Soc. America Bull., 48: 1459-1520.

Mandl, G., 1988. Mechanics of Tectonics Faulting, Models and Basic Concepts. H.J. Zwart, Editor. Elsevier, Amsterdam, 407 pp.

Odé H., 1968. Review of mechanical properties of salt relating to salt dome genesis. Geol. Soc. America, Special Paper 88: 544-595.

Ramberg, H. 1967. Gravity, deformation, and the Earth's crust. Academic Press. New York, 214 pp.

Richard P. and Cobbold P.R., 1989. Structures en fleur positives et décrochements crustaux : modélisation analogique et interprétation mécanique. Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 308, II : 553-560.

Richard, P., Loyo, B. and Cobbold, P.R. 1989. Formation simultanée de failles et de plis au dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale. C. R. Acad. Sci. Paris, 309, II : 1061-1066.

Van Hoorn B., 1987. Structural evolution, timing and tectonic style of the Sole Pit inversion. Tectonophysics, 137: 239-248.

Vendeville B., 1987. Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. Thèse 3ème cycle, Univ. Rennes, 390 pp.

Vendeville B., Cobbold P.R., Davy P., Choukroune P. and Brun J.P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: Continental Extensional Tectonics, Ed. by M.P. Coward, J.F.Dewey and P.L. Hancock, Geological Society of London Special Publication, 28: 95-107.

CHAPITRE V.

REACTIVATION DE FAILLES NORMALES ET INVERSES, DANS UNE COUVERTURE SEDIMENTAIRE, EN CONTEXTE DECROCHANT.

CHAPITRE V.

REACTIVATION DE FAILLES NORMALES ET INVERSES, DANS UNE COUVERTURE SEDIMENTAIRE, EN CONTEXTE DECROCHANT.

EXPERIMENTS ON REACTIVATION OF NORMAL AND REVERSE FAULTS IN A SEDIMENTARY COVER OVERLYING A REACTIVATED BASEMENT FAULT IN STRIKE-SLIP MODE.

Abstract. 157

V.1. INTRODUCTION. 158

V.2. ANALOGUE MODELLING. 159

V.2.A. EXPERIMENTAL APPARATUS. 159

V.2.B. MODEL MATERIALS. 159

V.2.C. EXPERIMENTS OF REACTIVATION OF NORMAL FAULTS IN A TWO LAYER COVER SEQUENCE OVERLYING A REACTIVATED BASEMENT FAULT. 162

V.2.C.1. Experimental procedure. 162

V.2.C.2. Experimental results. 165

2.A. REACTIVATION OF A 45° BASEMENT FAULT IN PURE REVERSE DIP-SLIP MODE 165

2.B. REACTIVATION OF A 45° BASEMENT FAULT IN REVERSE OBLIQUE-SLIP (STRIKE-SLIP/DIP-SLIP RATIO = 1,3) MODE (S 557, OVERLEAF). 169

2.C. REACTIVATION OF A 45° BASEMENT FAULT IN PURE STRIKE-SLIP MODE (S 556, OVERLEAF). 173

V.2.C.3. Discussion. 176

V.2.D. EXPERIMENTS ON REACTIVATION REVERSE AND NORMAL FAULTS IN STRIKE-SLIP MODE 177

V.2.D.1. Experimental procedure. 177

V.2.D.2. Experimental results. 179

2.A. 54° REVERSE BASEMENT FAULT. 179

2.B. 90° BASEMENT FAULT. 183

2.C. 45° NORMAL BASEMENT FAULT. 187

V.2.E. OTHER EXPERIMENTS 191

54° REVERSE FAULT, PURE BRITTLE EXPERIMENT (S 582). 191

90° BASEMENT FAULT WITH A 2 CM THICK SILICONE LAYER. 193

V.3. DISCUSSION 195

V.4. CONCLUSIONS 197

Références. 199

CHAPITRE V.

REACTIVATION DE FAILLES NORMALES ET INVERSES, DANS UNE COUVERTURE SEDIMENTAIRE, EN CONTEXTE DECROCHANT.

Ce travail fait l'objet d'une note écrite en collaboration avec Robert W. KRANTZ, soumise à Tectonophysics.

L'étude expérimentale présentée dans ce cinquième chapitre, consiste en une approche thématique de la réactivation de failles de couverture en contexte décrochant.

Les modèles dimensionnés, quant aux rhéologies et aux forces de gravité, ont été déformés dans le dispositif de Shell Recherche, décrit dans le chapitre précédent (Fig. 4 - 5 et Fig. 5 - 2).

Avec une première série de trois expériences, nous envisageons la réactivation de failles normales, dans une couverture sédimentaire, lors du fonctionnement d'une faille de socle, elle même réactivée. Chaque modèle est constitué de 6 cm de sable reposant sur un niveau de 2 cm de silicone. Dans les trois expériences, le premier stade de déformation est identique : un rejet normal sur la faille de socle inclinée à 45° (Fig. 5 - 4), générant un grabben dans le compartiment soulevé. Le deuxième stade de déformation est soit 1) un rejet inverse, soit 2) un rejet inverse oblique (autant de rejet vertical que horizontal), soit 3) un rejet purement décrochant sur la faille de socle (Fig. 5 - 4). Un rejet inverse sur la faille de socle ne génére aucune réactivation. Il en est de même pour un rejet oblique. Cependant, le décrochement se manifeste par un cisaillement d'ensemble du grabben. Pour une réactivation en décrochement pur, les failles normales sont en profondeur réactivées en décrochement, mais près de la surface des modèles, une faille verticale décrochante est créée le long de la faille normale. Nous suggérons à la vue de ces expériences que les failles normales sont d'autant plus facilement réactivées que la faille de socle est réactivée avec une composante décrochante.

Elargissant ce résultat, nous avons envisagé la réactivation de failles inverses et normales, dans une couverture sédimentaire fragile ou fragile-ductile, générée par la réactivation d'une faille de socle en décrochement pur. Trois configurations différentes de faille de socle (inverse, verticale ou normale) définissent trois séries d'expériences. Chacune d'elles consiste en un modèle purement fragile (6 cm de sable) et deux modèles fragile-ductiles (1 cm de silicone sous 5 cm de sable ou 2 cm de silicone sous 4 cm de sable). Chaque modèle est déformé en deux étapes (Fig. 5 - 11) : 1) un rejet vertical sur le plan de faille de socle et 2) une réactivation de la faille de socle en décrochement pur. Vus de dessus, les modèles montrent peu de réactivation, cependant dans tous les cas, la déformation imposée durant la réactivation en décrochement est localisée par les structures préexistantes. En coupe, les failles ont été réactivées en profondeur.

Ces expériences nous permettent de tirer les conclusions suivantes :

1 - une zone de failles préexistantes peut contrôler la déformation d'une zone décrochante,

2 - les failles peuvent être réactivées en profondeur, sans pour autant que le phénomène soit visible en surface. La plus grande probabilité de réactivation en profondeur est attribuée aux propriétés mécaniques du sable et spécialement à sa cohésion (Fig. 5 - 3 et 5 - 25).

Citons à titre d'exemple, le Bassin de Saxe. Ce Bassin, long de 300 km sur 65 km de large, s'est développé durant la fin du Jurassique et le début du Crétacé. Cette période est caractérisée par une subsidence (3000 à 4000 m de sédiments) gouvernée par des mouvements décrochants divergents, le long d'anciennes failles varisques (Betz, 1987).

Durant le Sénonien et le Paléocène, un mouvement décrochant convergent sénestre provoque une résurection du bassin et le plissement du remplissage sédimentaire. Lors de cette phase d'inversion, les marges de ce bassin chevauchent des domaines de plateforme stable adjacents.

L'évolution du Bassin de Saxe est résumé Fig. 5 - 1. Lors de la phase d'inversion, les failles sont réactivées en profondeur et aucune nouvelle faille n'est créée. Par contre, près de la surface, de nouvelles failles sont initialisées.

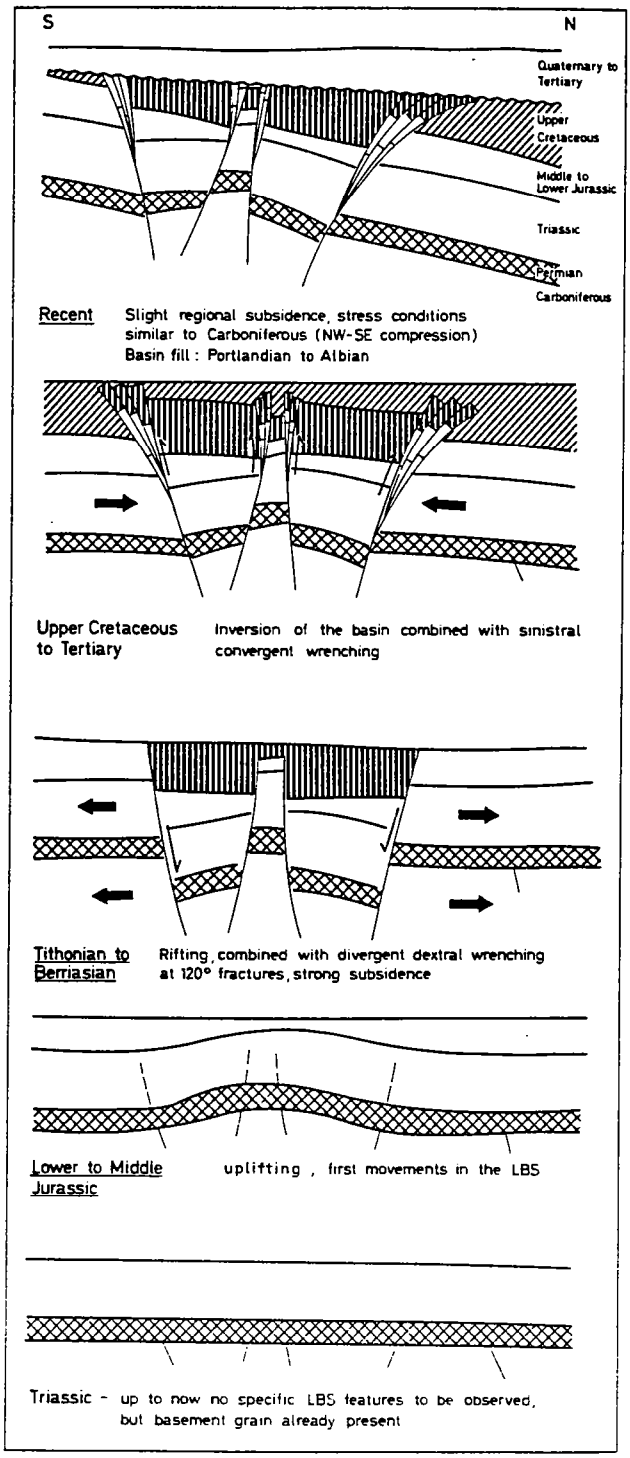


Fig. 5 - 1. Diagramme résumant l'évolution tectonique du Bassin de Saxe (d'après Betz et al., 1987).

CHAPITRE V

EXPERIMENTS ON REACTIVATION OF NORMAL AND REVERSE FAULTS IN A SEDIMENTARY COVER OVERLYING A REACTIVATED BASEMENT FAULT IN STRIKE-SLIP MODE.

Abstract.

Experiments were undertaken to investigate how faults (reverse or normal), in a cover sequence, become reactivated when an underlying basement fault is itself reactivated. Physical models, properly scaled for gravity, were deformed in a large (2 x 1.5 m) apparatus divided into two halves; one half can be moved laterally or vertically past the other by two geared motor drives, thus modelling vertical and horizontal motions on a basement fault.

With a first series of 3 experiments we investigated how normal faults in a cover sequence become reactivated when an underlying 45° basement fault is itself reactivated in oblique compression. Models were constructed with a 6 cm thick Coulomb layer (sand) overlying a 2 cm thick Newtonian ductile layer (silicone). In all experiments, the first stage of deformation (normal faulting in the basement) created a rift valley in the uplifted block. The second stage involved reactivation of the basement fault with (1) pure reverse dip-slip; (2) oblique (reverse-wrench) slip or (3) strike-slip. With dip-slip reactivation of the basement fault, normal faults in the cover were not reactivated. With oblique (reverse-wrench) reactivation of the basement fault, normal faults in the cover were, once again, not reactivated. Distributed wrenching occured within the rift valley. With strike-slip reactivation of the basement fault, normal faults in the cover were reactivated in strike-slip mode at depth; but near the surface, they branched into new vertical strike-slip faults. On the basis of these experiments, we suggest that reactivation of normal faults in the cover occurs more easily when the reactivated basement fault

has a wrench component.

Increasing the scope of this approach, experiments have been undertaken to also investigate how faults (reverse or normal), in a cover sequence, become reactivated when an underlying basement fault is itself reactivated in strike-slip mode. Three different configurations of the basement fault (reverse, normal or vertical) defined three series of experiments; each consisted of 1 brittle model (6 cm of sand) and 2 brittle-ductile models (5 cm of sand overlying 1 cm of silicone or 4 cm of sand overlying 2 cm of silicone). Each model was deformed in two steps: 1) a pure dip-slip stage and 2) a reactivation in pure strike-slip mode. In surface views, little reactivation was observed, but in all cases, the deformation imposed during the strike-slip episode was localized by preexisting dip-slip structures. In cross sections, however, faults were seen to be reactivated at depth. On the basis of these experiments, we suggest that 1) a previously faulted zone can control the deformation of a strike-slip zone and 2) reactivation of faults in strike-slip mode can occur at depth, without being visible at the surface. We attribute the higher probability of reactivation at depth to the mechanical properties of the sand, especially cohesion.

V.1. INTRODUCTION.

Many natural example of fault reactivation have been described (Harding, 1985; Betz et al., 1987; Koopman et al., 1987; Van Horn, 1987), but the dynamic and kinematic processes associated with structural reactivation are poorly known. A first series of experiments was undertaken to investigate how normal faults in a cover sequence become reactivated when an underlying 45° normal basement fault is itself reactivated in oblique-compression. Of particular interest was the effect of a growing wrench component on the reactivation of the normal faults in the cover. Increasing the scope of this approach, in a second series of experiments, we have studied the reactivation of normal or reverse faults in cover above a 54° reverse, 45° normal or a 90° basement fault reactivated in strike-slip mode. Experiments were carried out using analogue models of various rheologies (purely brittle or brittle-ductile).

V.2. ANALOGUE MODELLING.

V.2.A. EXPERIMENTAL APPARATUS.

The experimental apparatus used for modeling reactivation consists of a large table (2 x 1.5 m) divided into two halves. The central part of the apparatus has been represented on Figure 5 - 2. One half (B) can be moved lateraly (H) or verticaly (I) past the other (A) (which is fixed), by two geared motor drives, thus modelling pure strike-slip or pure dip-slip motions on a single basement fault. The dip of the basement fault can be changed by varying the attitude of two flaps (F, G), and thus, reverse, vertical or normal motions on the basement fault can be obtained. Experimental rates were determined by the two geared motor drives, which controlled the motions imposed on the experimental apparatus. In each experiment, the model overlaid the two basal plates in the central part of the experimental apparatus (as described on Fig. 5 - 2).

V.2.B. MODEL MATERIALS.

Experiments were made using two different materials: a dry sand (100 % quartz) and a silicone putty (gomme GS1R, manufactured by Rhône-Poulenc France). As reported by Krantz (personnal communication) the sand is a Coulomb material with properties dependent on preparation technique and density. Models were built by sifting layers of plain and dyed sand, a technique that produces dense packing. Krantz determined a coefficient of friction of about 1.0 for dense sand, close to 0.85, the value suggested for rocks under low pressure (Byerlee, 1978), and also measured a small but significant drop in cohesion for reactivation of existing faults. Figure 5 - 3 presents a reinterpretation of his data by fitting curves that intersect the origin to represent the envelopes for failure and reactivation. The difference between the two curves represents the drop in cohesion associated with the development of a fault. Figure 5 - 3 also suggests that unlike the cohesion, the coefficients of friction for fault initiation and reactivation are approximately identical for a given level of normal stress. The deformation of dry sand is time-independent and provides a good analogue for brittle faulting in the

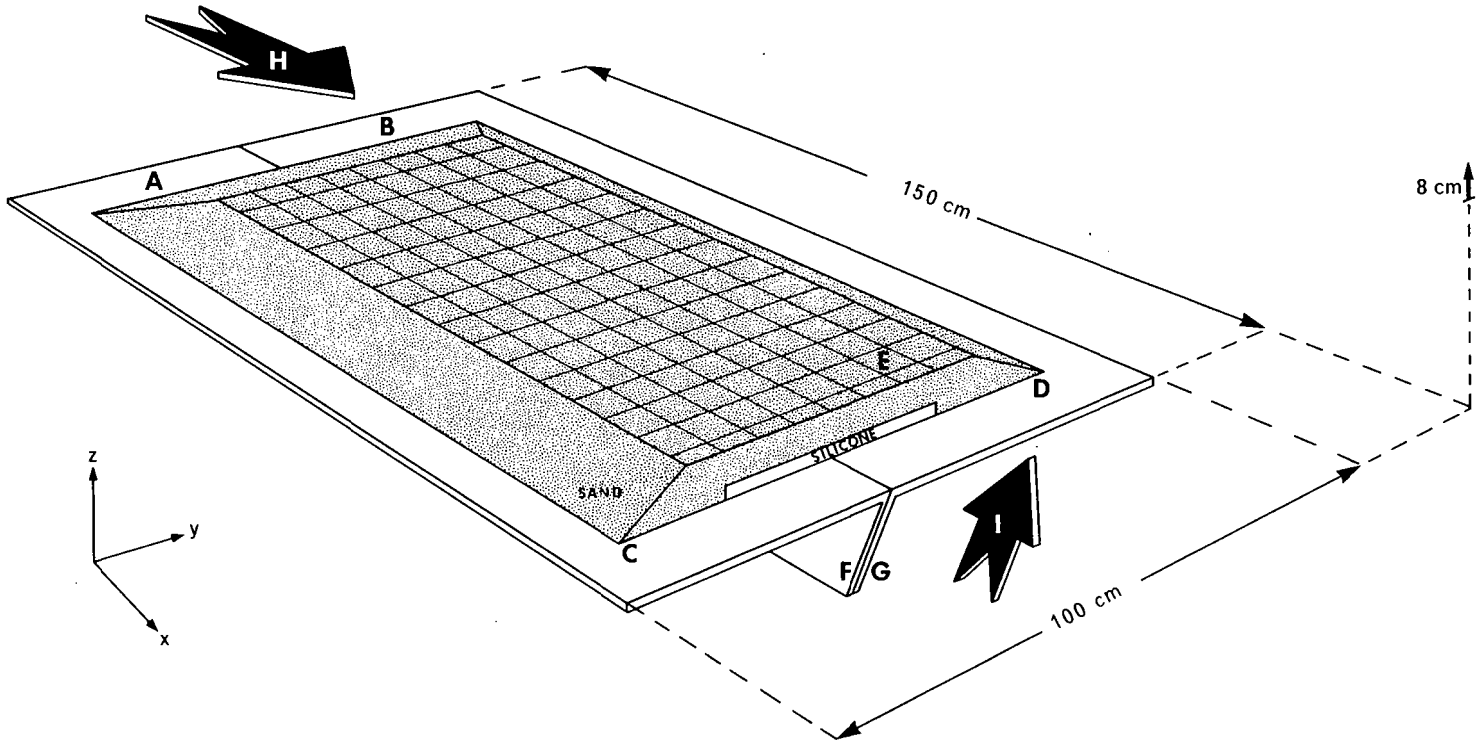


Fig. 5 - 2. Perspective view of the experimental apparatus. A.B. - Basal plates (150 x 50 cm each). C.D. - Characteristic section of an undeformed sand-silicone model. E. - Grid of passive markers on the free surface of the model. F.G. - Variable attitude flaps. H.I. - Displacements imposed on plate A. During the deformation, a velocity discontinuity is created beneath the middle plane of the model.

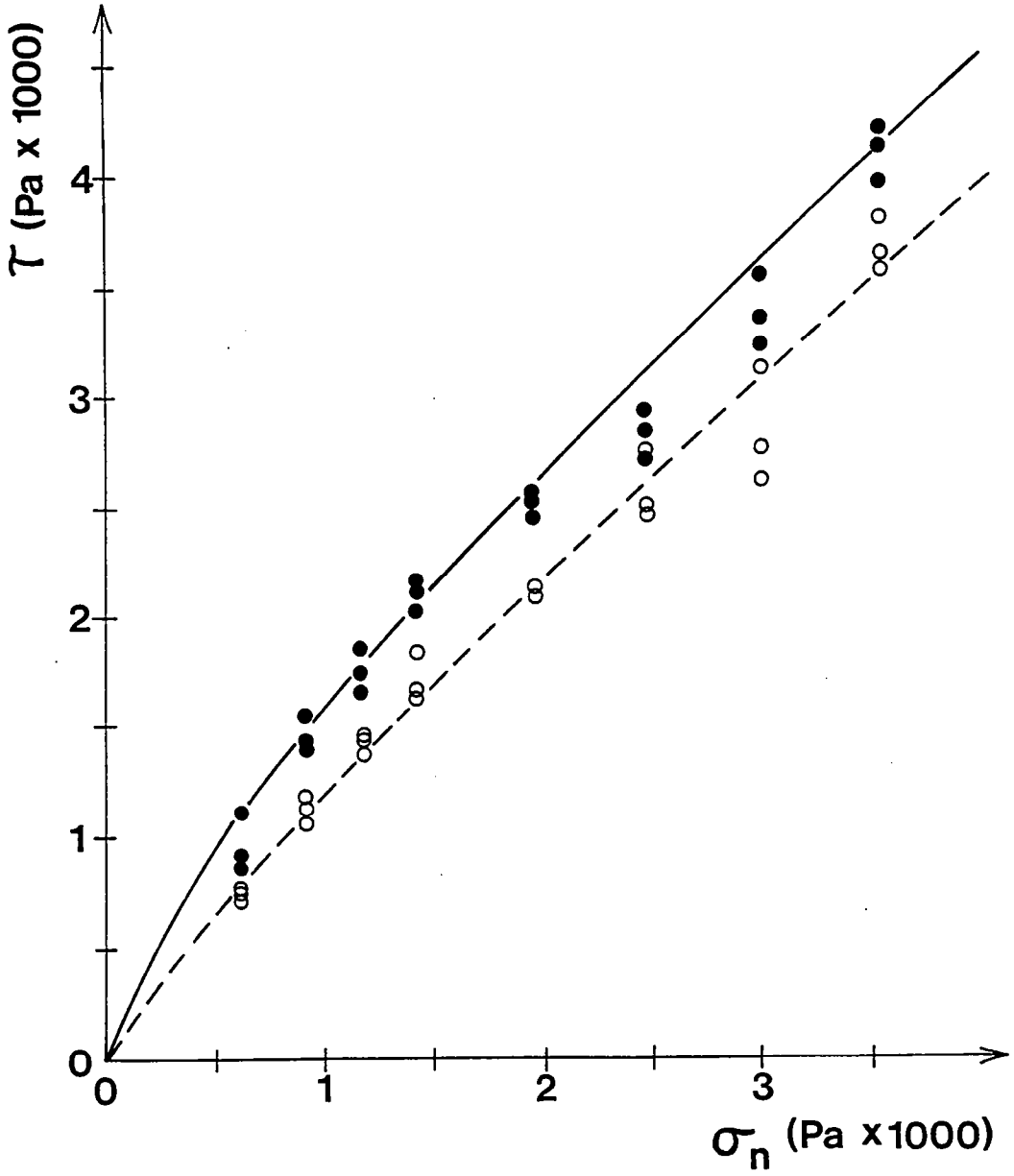


Fig. 5 - 3. Plot of shear stress versus normal stress for dense sand for fault initiation (filled circles) and fault reactivation (open circles) (data from Krantz, this volume). Solid curve is suggested Coulomb envelope for initial failure; dashed curve is envelope for fault reactivation. Shaded area represents the drop in cohesion in sand associated with the development of a fault.

upper crust at basin scale (Horsfield, 1977; Vendeville, 1987). The silicone putty has an almost perfectly newtonian ductile behaviour, a viscosity of 2x104 Pa s, and a density of 1.15. Those properties make the silicone a good analogue for ductile evaporites at basin scale (Vendeville, 1987; Vendeville & al., 1987; Richard & Cobbold, 1989).

Models were scaled using methods discussed by Hubbert (1937), Ramberg (1967) and Vendeville et al. (1986). The scale ratios between models and natural examples are respectively, 2×10^{-5} for length (1 cm represents 500 m), 1.3×10^{-14} for viscosities (implying a viscosity of $1.5 \times 10^{+18}$ for evaporites) and 7×10^{-10} for time (1 hour of experiment represents 170 000 years).

V.2.C. EXPERIMENTS OF REACTIVATION OF NORMAL FAULTS IN A TWO LAYER COVER SEQUENCE OVERLYING A REACTIVATED BASEMENT FAULT.

V.2.C.1. Experimental procedure.

Reactivation of normal faults in a two-layer cover sequence in pure dip-slip, reverse oblique-slip or pure strike-slip mode has been undertaken in three separate experiments. In each experiment, the first stage of deformation was a normal dip-slip motion on a 45° basement fault (Fig. 5 - 4), The second stage of deformation was (Fig. 5 - 4) a pure reverse dip-slip (exp. S555), a reverse oblique-slip (exp. S557) or a pure strike-slip (exp. S556) motion on the basement fault. The horizontal dimensions of each model were about 70-80 cm (for length) by 50-60 cm (for width). Each model, 8 cm thick, consisted of a 6 cm thick sand layer overlying a 2 cm thick silicone layer. Horizontal layers of white sand, separated by thin marker layers of blue sand (without mechanical significance), were used to build each model horizontaly, layer by layer, from bottom to top. Thin lines of white sand were deposited on the free surface of each model to serve as marker grids (Fig. 5 - 2) for registering displacements and fault motions. Vertical components of fault motions were detected using photographs of the free surface under oblique lighting. After deformation, each model was impregnated with water and cut in a series of vertical cross sections perpendicular to the basement fault. On each cross section, the marker layers of blue sand revealed vertical offsets on faults.

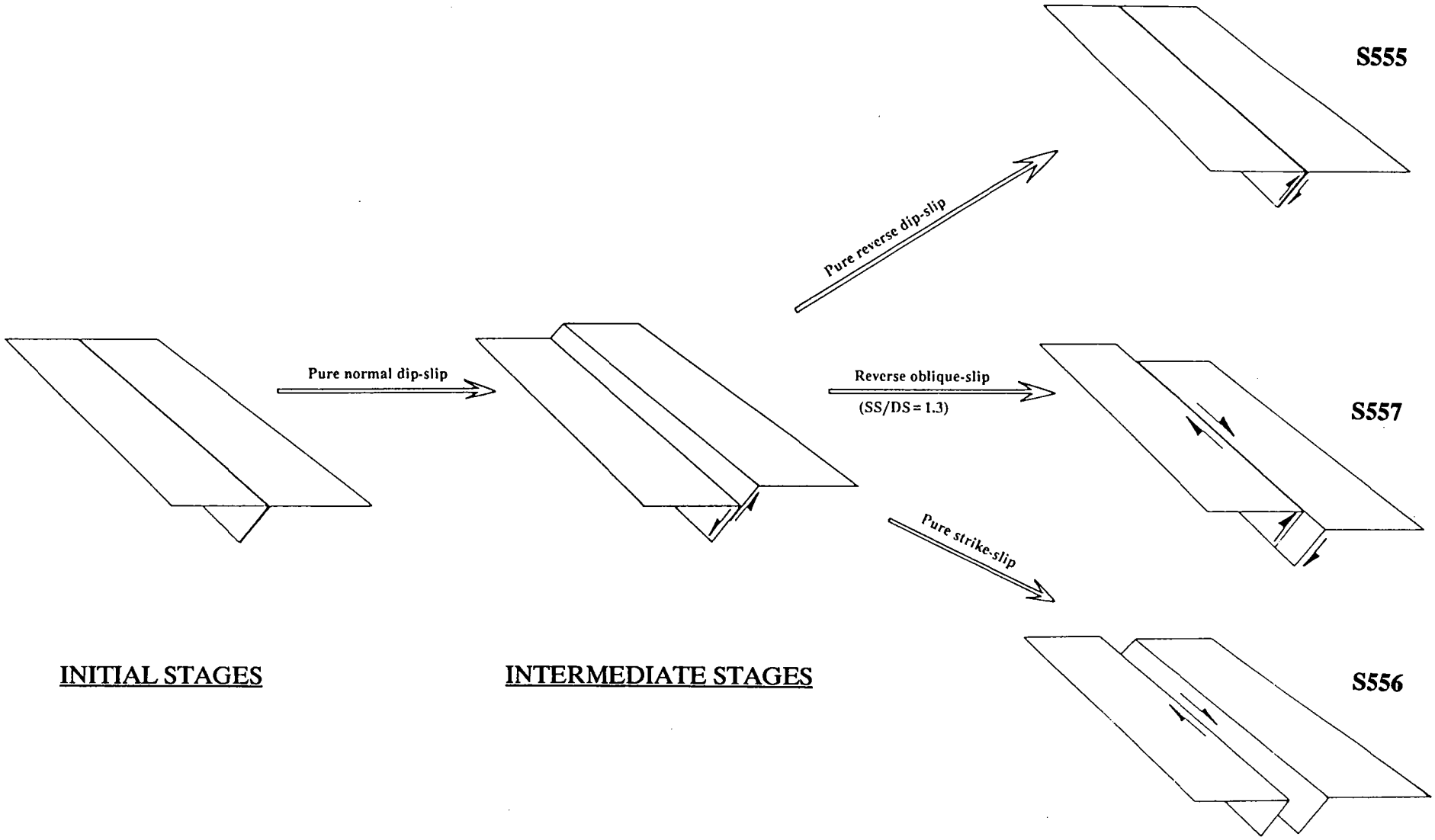


Fig. 5 - 4. Experimental procedure used in the experiments of reactivation of normal faults in a cover sequence overlying a reactivated basement fault.

V.2.C.2. Experimental results.

2.A. REACTIVATION OF A 45° BASEMENT FAULT IN PURE REVERSE DIP-SLIP MODE (S555, overleaf).

Net dip-slip = 1.8 cm.

Dip-slip rate = 4 cm/h.

IN SURFACE VIEW (FIG. 5 - 5).

One passive marker locates the basement fault. The intermediate stage of deformation shows a shifted graben parallel to the basement fault in the uplifted compartment. The two normal faults bordering the graben have about the same vertical offset. The graben is about 6 cm wide. Before the reactivation, one half of the experiment has been covered with new sand to investigate the effect of a sedimentation intra graben. After reactivation, the final stage shows no difference with the intermediate stage. Neither visible new faults nor reactivation of the normal faults appeared. There is no difference with or without new sand.

IN CROSS SECTIONS (FIG. 5 - 6).

The sections show a 6 cm thick sand layer overlying a 2 cm thick silicone layer. The experimental apparatus is restored at the initial position. The shifted graben created in the uplifted compartment shows neither reactivation of the normal faults, nor new faults. The silicone has been thickened under the shifted graben.

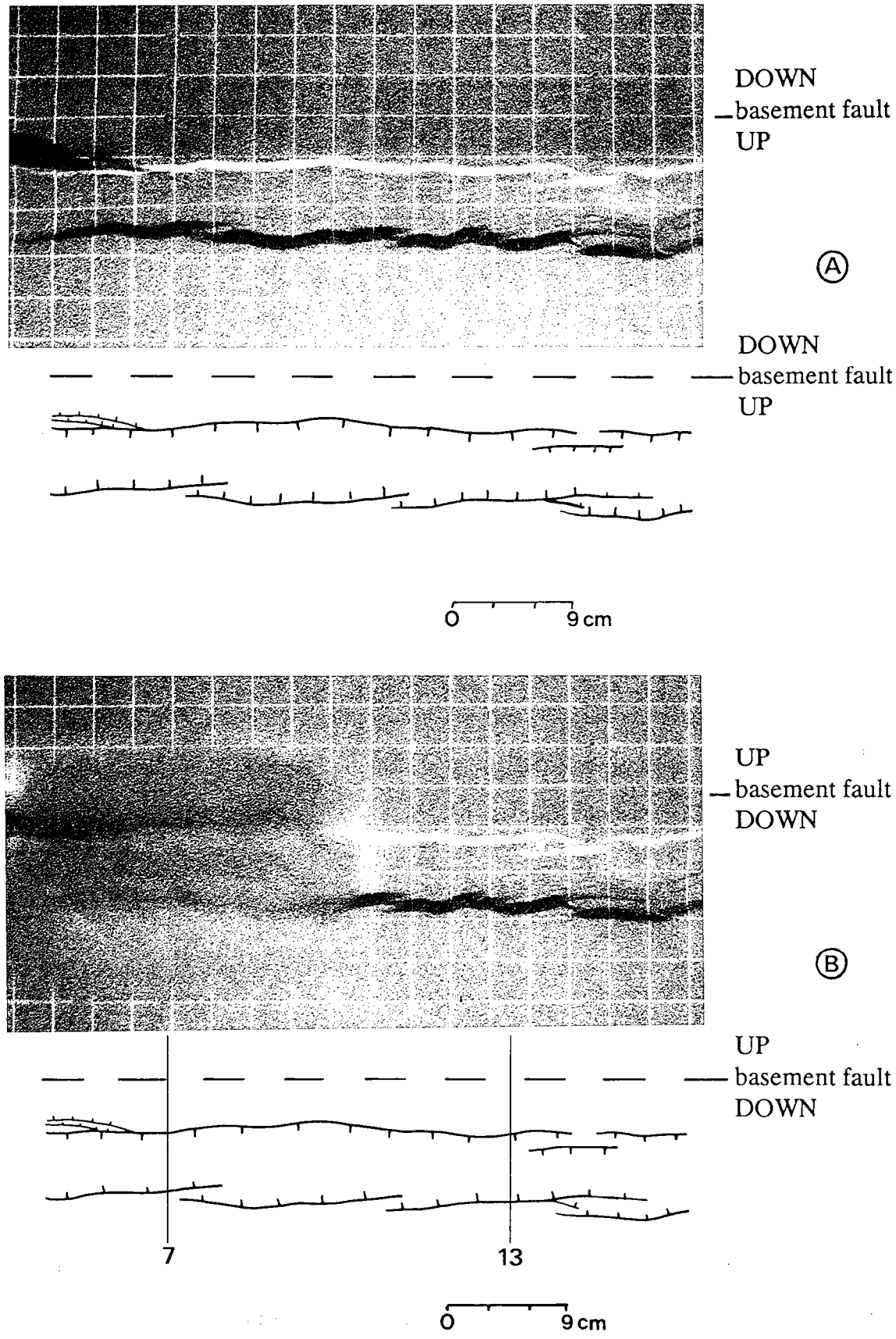


Fig. 5 - 5. Photographs and line drawings of faulted structures formed in an experiment of reactivation of normal faults in a cover sequence overlying a reactivated in pure dip-slip mode basement fault. A - intermediate stage. B - final stage.

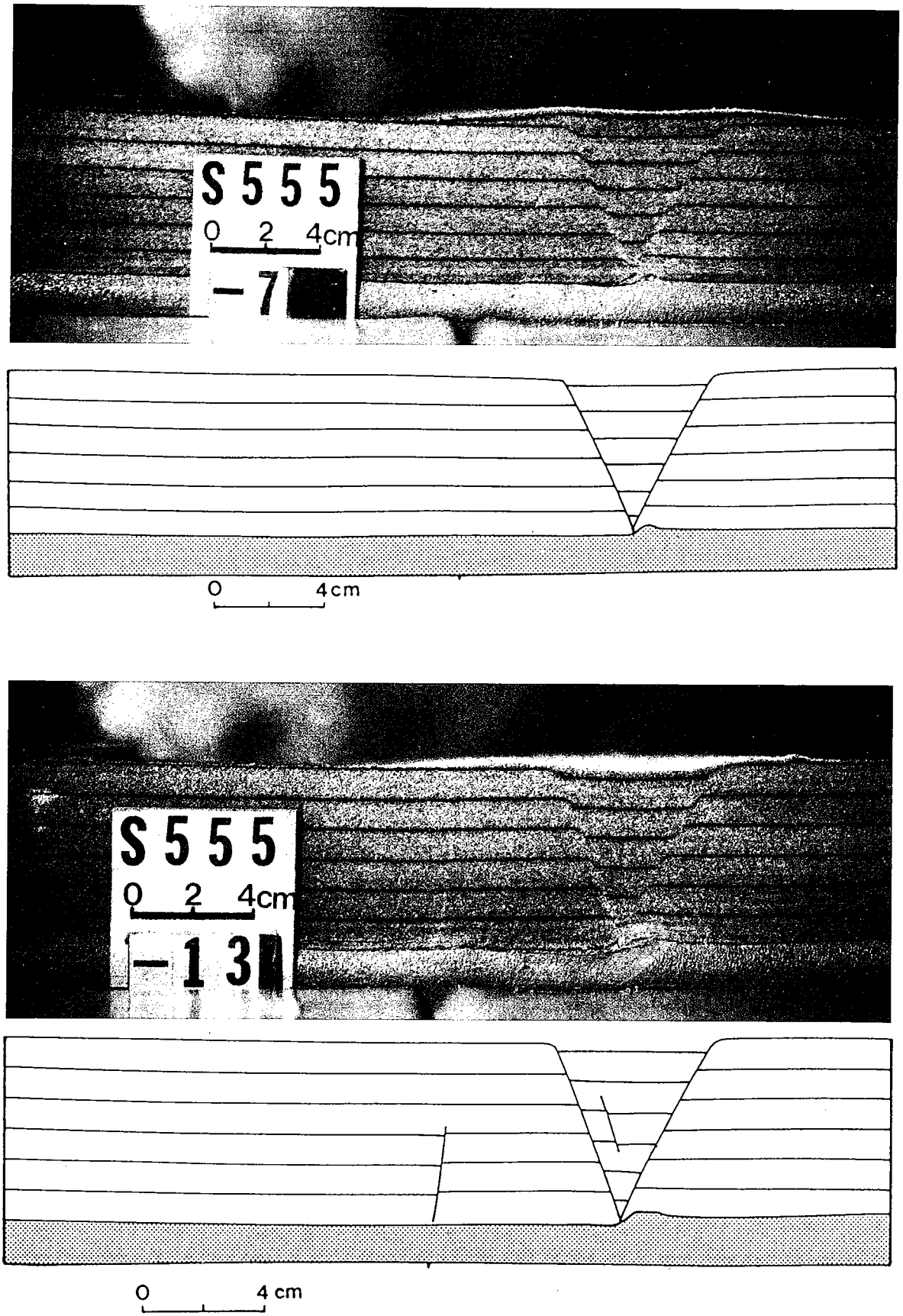


Fig. 5 - 6. Photographs and line drawings of cross sections through a faulted zone formed in an experiment of reactivation of normal faults in a cover sequence overlying a reactivated in pure dip-slip mode basement fault. Sections have been located on the figure.

2.B. REACTIVATION OF A 45° BASEMENT FAULT IN REVERSE OBLIQUE-SLIP (STRIKE-SLIP/DIP-SLIP RATIO = 1,3) MODE (S 557, overleaf).

Net dip-slip = 1.7 cm.

Net oblique-slip = 3.5 cm.

IN SURFACE VIEW (FIG. 5 - 7)

One passive marker locates the basement fault. The intermediate stage of deformation show a shifted graben parallel to the basement fault in the uplifted compartment. After reactivation of the basement fault in reverse oblique-slip, the strike-slip component is located in the graben, but no real reactivation of the faults appeared. Two small displacement en-echelon fault have been created in the left border of the graben.

IN CROSS SECTIONS (FIG. 5 - 8).

The sections show a 6 cm thick sand layer overlying a 2 cm thick silicone layer. The experimental apparatus is vertically restored to the initial position. The shifted graben created in the uplifted compartment shows neither reactivation of the normal faults, nor new faults. The silicone have been thickened under the shifted graben.

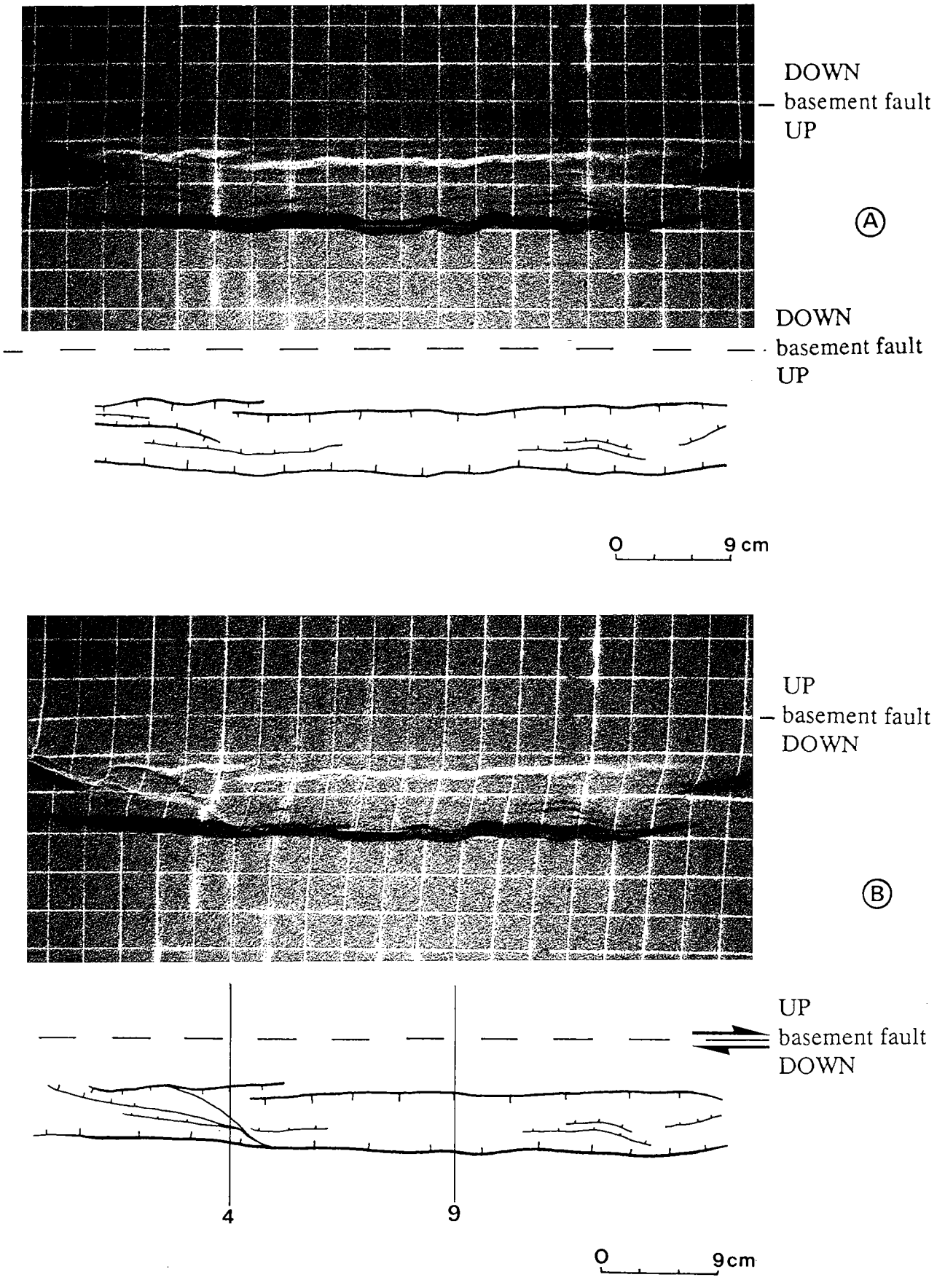
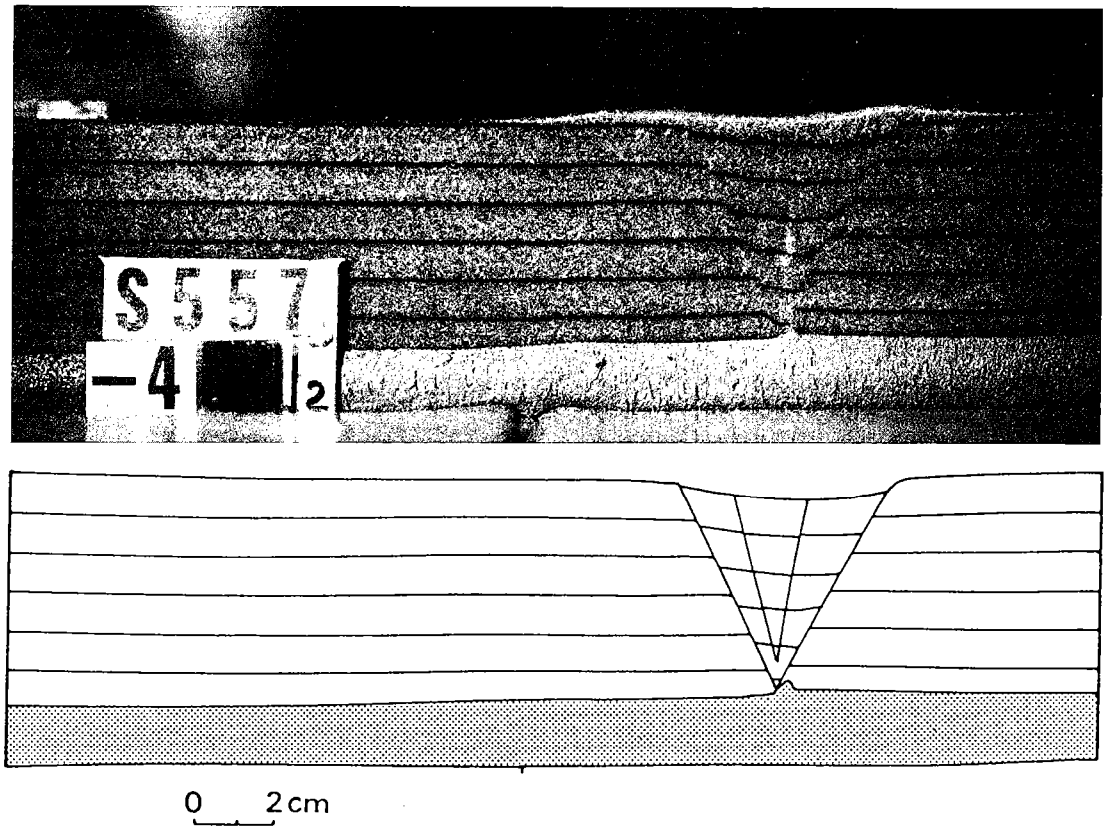


Fig. 5 - 7. Photographs and line drawings of faulted structures formed in an experiment of reactivation of normal faults in a cover sequence overlying a reactivated in reverse oblique-slip mode basement fault. A - intermediate stage. B - final stage.



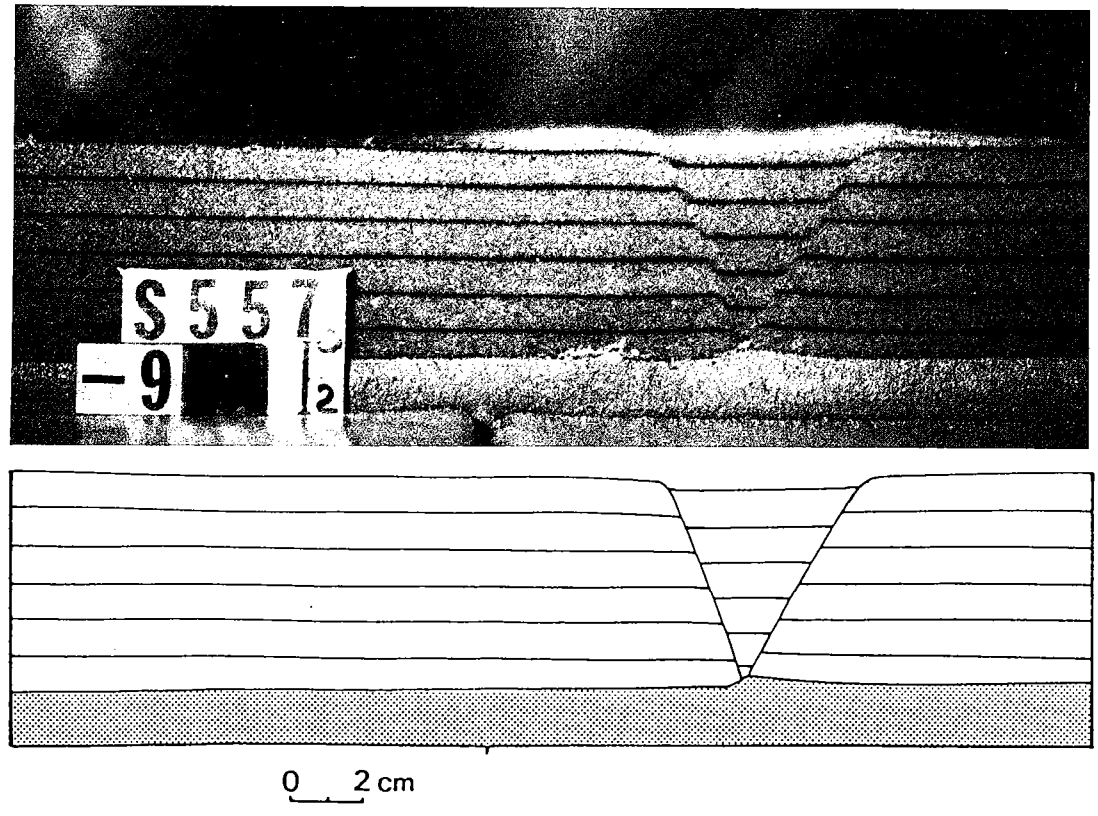


Fig. 5 - 8. Photographs and line drawings of cross sections through a faulted zone formed in an experiment of reactivation of normal faults in a cover sequence overlying a reactivated in reverse oblique-slip mode basement fault. Sections have been located on the figure .

2.C. REACTIVATION OF A 45° BASEMENT FAULT IN PURE STRIKE-SLIP MODE (S 556, overleaf).

Net dip-slip = 1.9 cm.

Net strike-slip = 4.2 cm.

IN SURFACE VIEW (FIG. 5 - 9).

One passive marker locates the basement fault. The intermediate stage of deformation show a shifted graben parallel to the basement fault in the uplifted compartment. During the reactivation of the basement fault in pure strike-slip mode, en-echelon reverse oblique faults have been created. The outer normal fault of the shifted graben shows a small component of strike-slip and thus has been slightly reactivated. The normal fault close to the basement fault has strongly been reactivated as a strike-slip fault, but adjacent to it, a new strike-slip fault has been created.

IN CROSS SECTIONS (FIG. 5 - 10).

The sections show a 6 cm thick sand layer overlying a 2 cm thick silicone layer. The silicone has been thickened in the downdropped compartment and under the shifted graben; thinned in the uplifted compartment. Small vertical offset reverse faults are visible above the basement fault. The shifted graben shows on the inner fault (close to the basement fault) that at depth, this fault has been reactivated (no visible new fault) in strike-slip. But near the surface of the experiment, it branched into a new vertical fault and the normal fault.

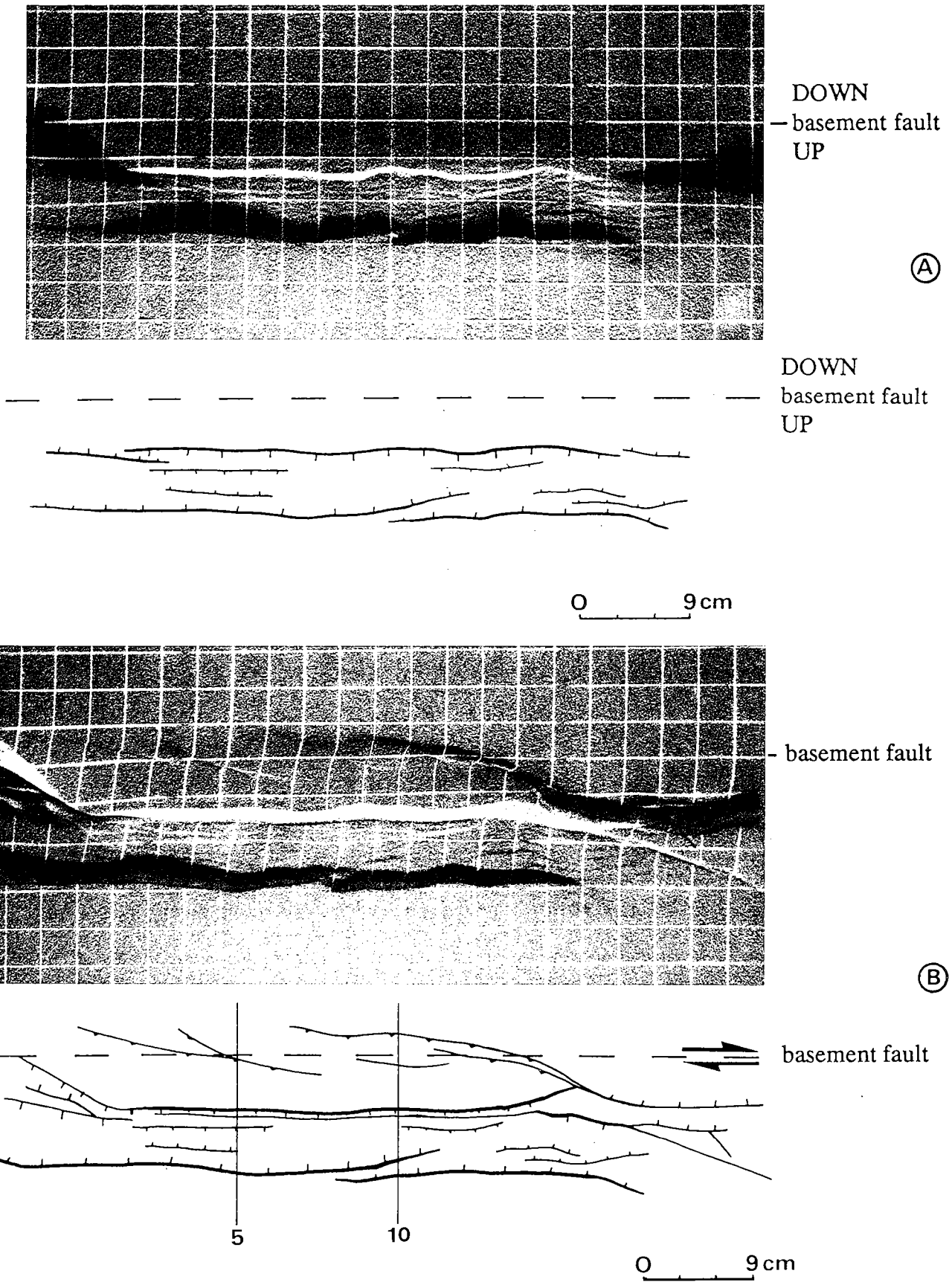


Fig. 5 - 9. Photographs and line drawings of faulted structures formed in an experiment of reactivation of normal faults in a cover sequence overlying a reactivated in pure strike-slip mode basement fault. A - intermediate stage. B - final stage.

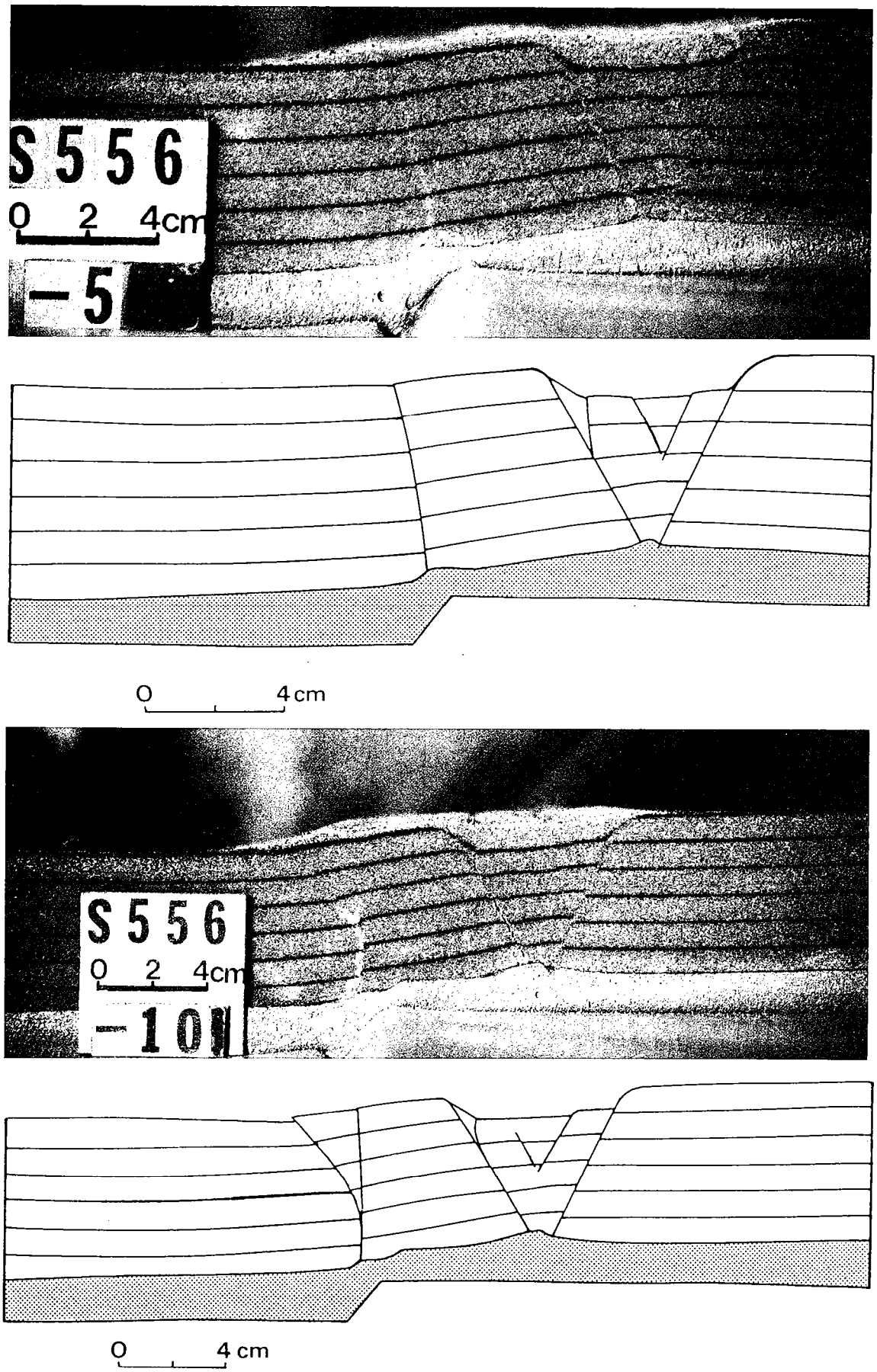


Fig. 5 - 10. Photographs and line drawings of cross sections through a faulted zone formed in an experiment of reactivation of normal faults in a cover sequence overlying a reactivated in pure strike-slip mode basement fault. Sections have been located on the figure .

V.2.C.3. Discussion.

These experiments show that 1) with reverse dip-slip reactivation of the basement fault, normal faults in the cover were not reactivated. 2) with reverse-wrench reactivation of the basement fault, normal faults in the cover were, once again, not reactivated. Distributed wrenching occured within the shifted graben. 3) with strike-slip reactivation of the basement fault, normal faults in the cover were reactivated in strike-slip mode at depth; but near the surface they branched into a new vertical strike-slip fault and the normal fault. 4) with silicone at the base of the experiments, it is possible to reactivate normal faults which are at least 5 cm to 10 cm from the basement fault.

V.2.D. EXPERIMENTS ON REACTIVATION REVERSE AND NORMAL FAULTS IN STRIKE-SLIP MODE

V.2.D.1. Experimental procedure.

Reactivation of a previously faulted cover in strike-slip mode has been undertaken in three separate series, each of three experiments. In each experiment, the first stage of deformation was a pure dip-slip displacement above a single reactivated basement fault (Fig. 5 - 11), but in series 1, the basement fault was a 54° reverse fault; in series 2, a 90° fault and in series 3, a 45° normal fault (the angles 45 and 54° were fixed because of the experimental apparatus). The second stage of deformation was in all cases a pure right lateral motion on the basement fault. The horizontal dimensions of each model were about 70-80 cm (for length) by 50-60 cm (for width). The total thickness was 6 centimeters. In each series of experiments, three different models were used: 1) a pure sand layer 6 cm thick, 2) a 5 cm thick sand layer overlying a 1 cm thick silicone layer and 3) a 4 cm thick sand layer overlying a 2 cm thick silicone layer. Horizontal layers of white sand, separated by thin marker layers of blue sand (without mechanical significance), were used to build each model horizontaly, layer by layer, from bottom to top. Thin lines of white sand were deposited on the free surface of each model to serve as marker grids (Fig. 5 - 2) for registering displacements and fault motions. Vertical components of fault motions were detected using photographs of the free surface under oblique lighting. After deformation, each model was impregnated with water and cut in a series of vertical cross sections perpendicular to the basement fault. On each cross section, the marker layers of blue sand revealed vertical offsets on faults.

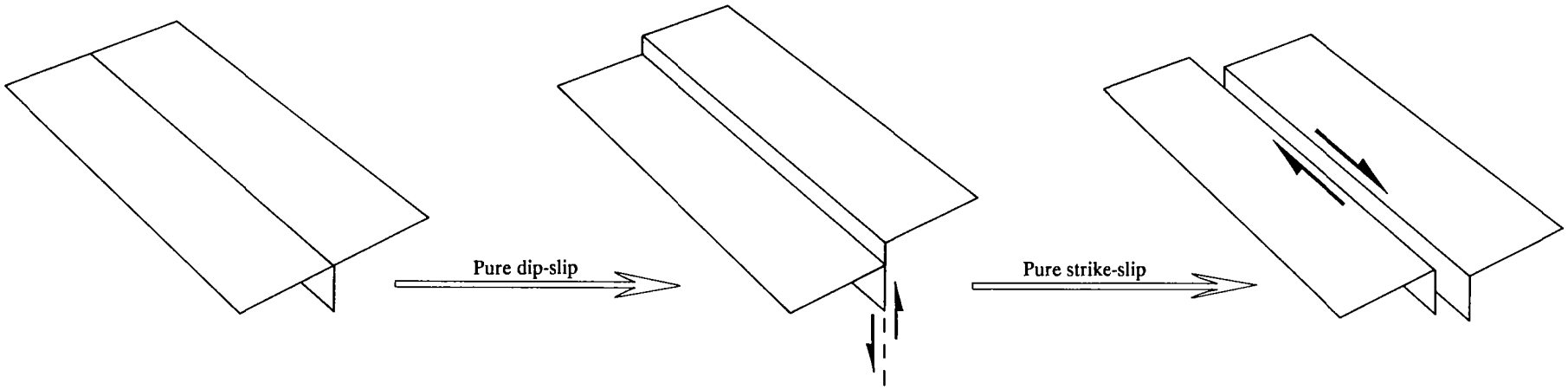


Fig. 5 - 11. Experimental procedure used in the reactivation, in pure strike-slip mode, experiments. The first stage of deformation is, in all cases pure dip-slip; the second, pure strike-slip.

V.2.D.2. Experimental results.

2.A. 54° REVERSE BASEMENT FAULT.

Net dip-slip = 1.5 - 2.

Net strike-slip = 2 - 3.7.

In the pure sand experiment (S 579) - Two principal reverse faults (Fig. 5 - 12A & 5 - 13A), in the down-dropped compartment, mostly paralle to the basement fault, accommodated the pure dip-slip motion. During the reactivation in pure strike-slip mode, an en echelon pattern of strike-slip faults has been developed in the hanging wall immediately above the reverse fault and near the basement fault (Fig. 5 - 12B & 5 - 13B). No obvious reactivation occurred at the surface but all the deformation has been localized in a narrow (about 4 cm wide) band parallel to the basement fault.

In cross sections (Fig. 5 - 14a), most of the faults take root in the basement fault, except for one strike-slip fault which takes root in one of the reverse faults developed in the cover. Thus even if no obvious reactivation occurred at the free surface of the experiment, reverse faults have been reactivated at depth with strike-slip motion.

With a 1 cm thick silicone layer (S 580) - One single reverse fault parallel to the basement fault has been created during the dip-slip stage (Fig. 5 - 12C & 5 - 13C). During reactivation, the strike-slip motion has been accommodated by 1) a bulk shearing of the overburden, in the hanging wall, and 2) en echelon strike-slip faults above and merging with the reverse fault (Fig. 5 - 12D & 5 - 13D). No obvious reactivation occurred at the surface, but strike-slip faults have been localized in a narrow zone (4 cm wide) in the down-dropped compartment.

In cross sections (Fig. 5 - 14b), the primary reverse fault takes root in the sand-silicone interface; the strike-slip fault roots in the reverse fault 2 cm above the sand-silicone interface. No new strike-slip fault has been created at depth and thus, the primary reverse fault must have been

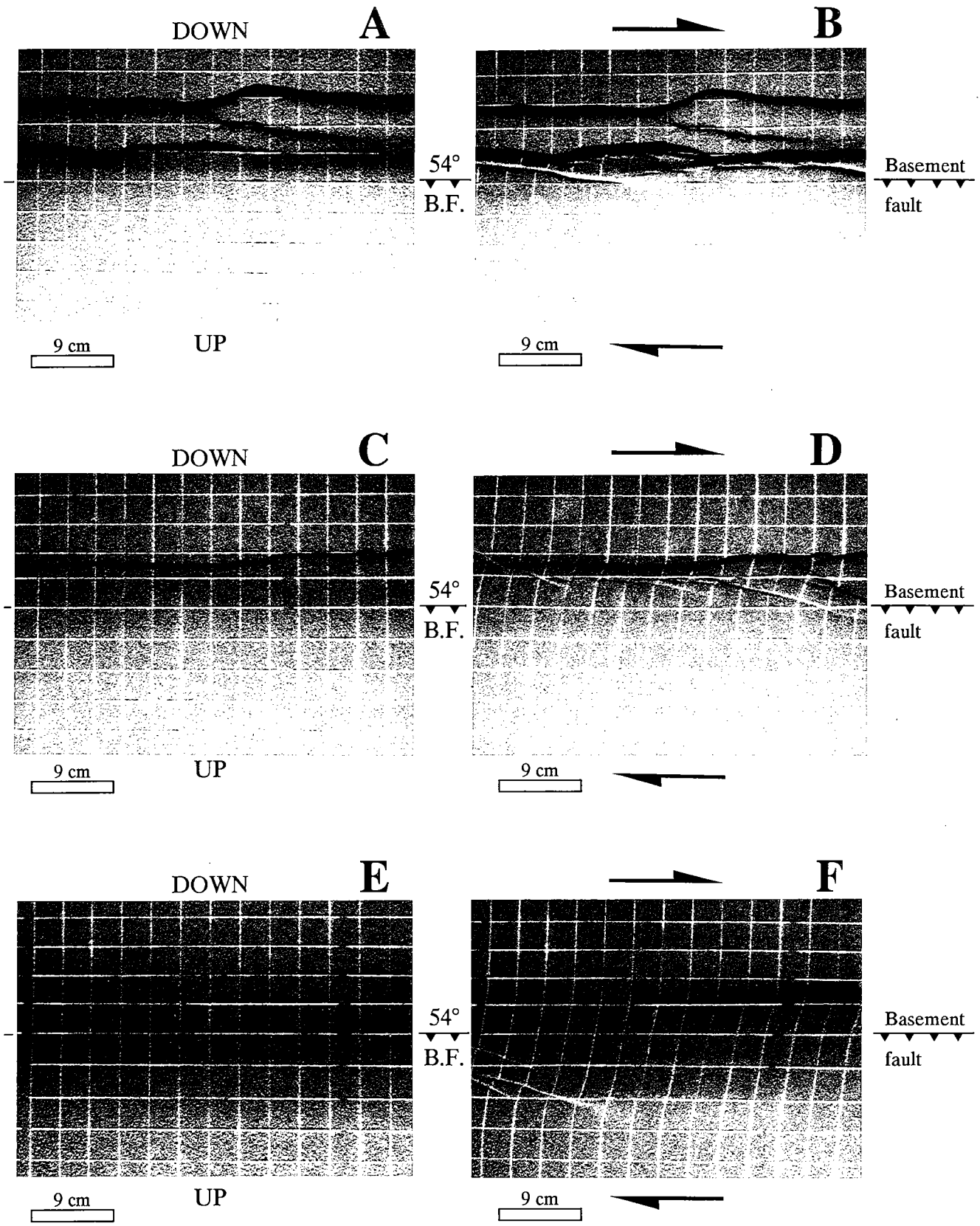


Fig. 5 - 12. Reactivation in pure strike-slip mode of a 54° reverse basement fault. Photographs of top views of experiments after dip-slip stage (left) and final stage (right), for different rheologies: A,B, pure brittle model; C,D, 5 cm of sand overlying 1 cm of silicone; E,F, 4 cm of sand overlying 2 cm of silicone.

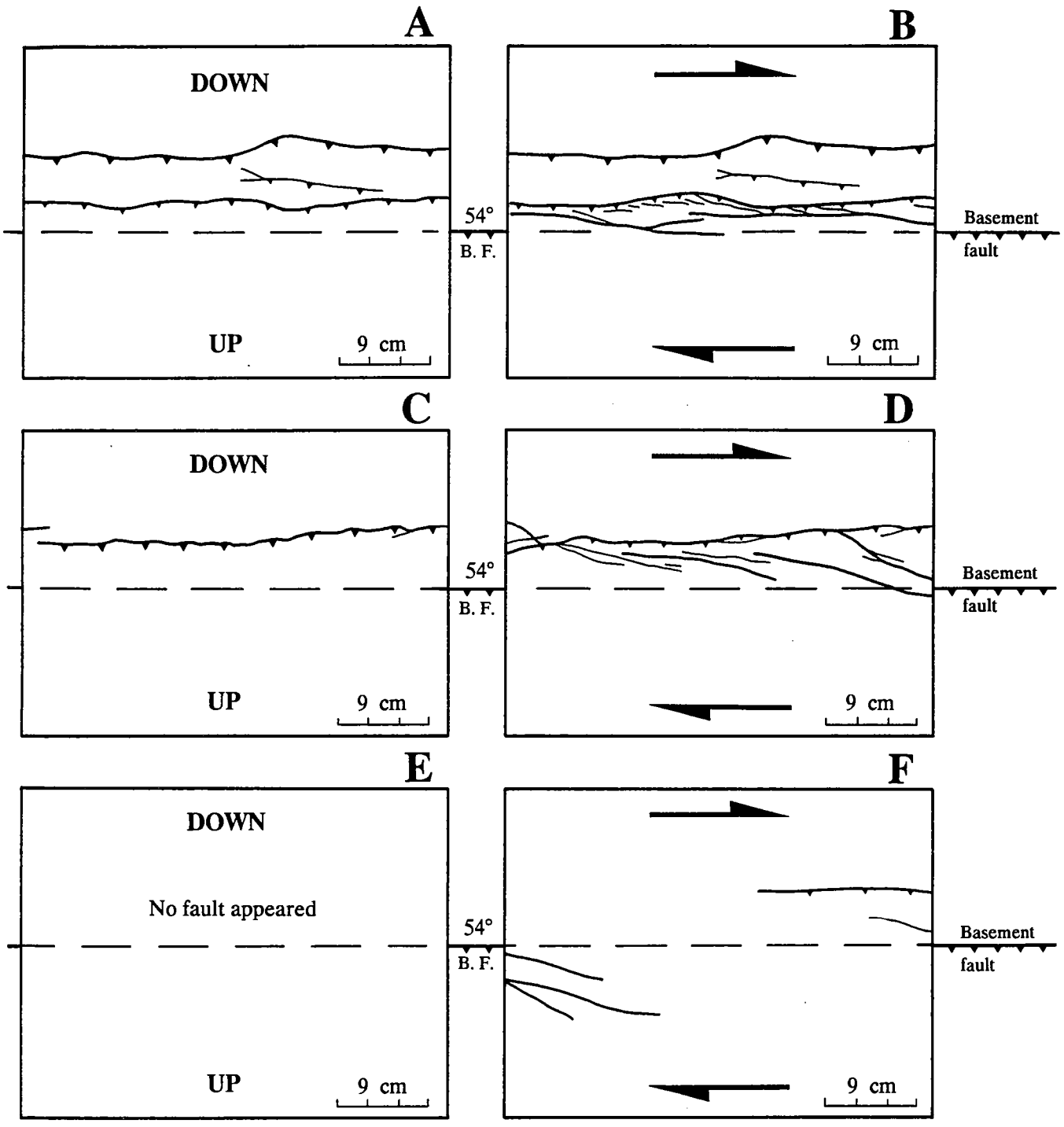


Fig. 5 - 13. Line drawing of faults formed above a reactivated 54° reverse basement fault in pure strike-slip mode, after dip-slip stage (left) and final stage (right), for different rheologies: A,B, pure brittle model; C,D, 5 cm of sand overlying 1 cm of silicone; E,F, 4 cm of sand overlying 2 cm of silicone.

reactivated, at depth, with strike-slip motion.

With a 2 cm thick silicone layer (S 581) - No fault appeared in the dip-slip stage (Fig. 5 - 12E & 5 - 13E), but a flexure of the overburden has been produced. During the reactivation stage, a few strike-slip faults appeared, but most of the strike-slip motion has been accommodated by a bulk shearing of the overburden (Fig. 5 - 12F & 5 - 13F).

In cross sections (Fig. 5 - 14c), the flexure of the sand layer is visible over a 9 cm wide zone, which also includes a vertical strike-slip fault.

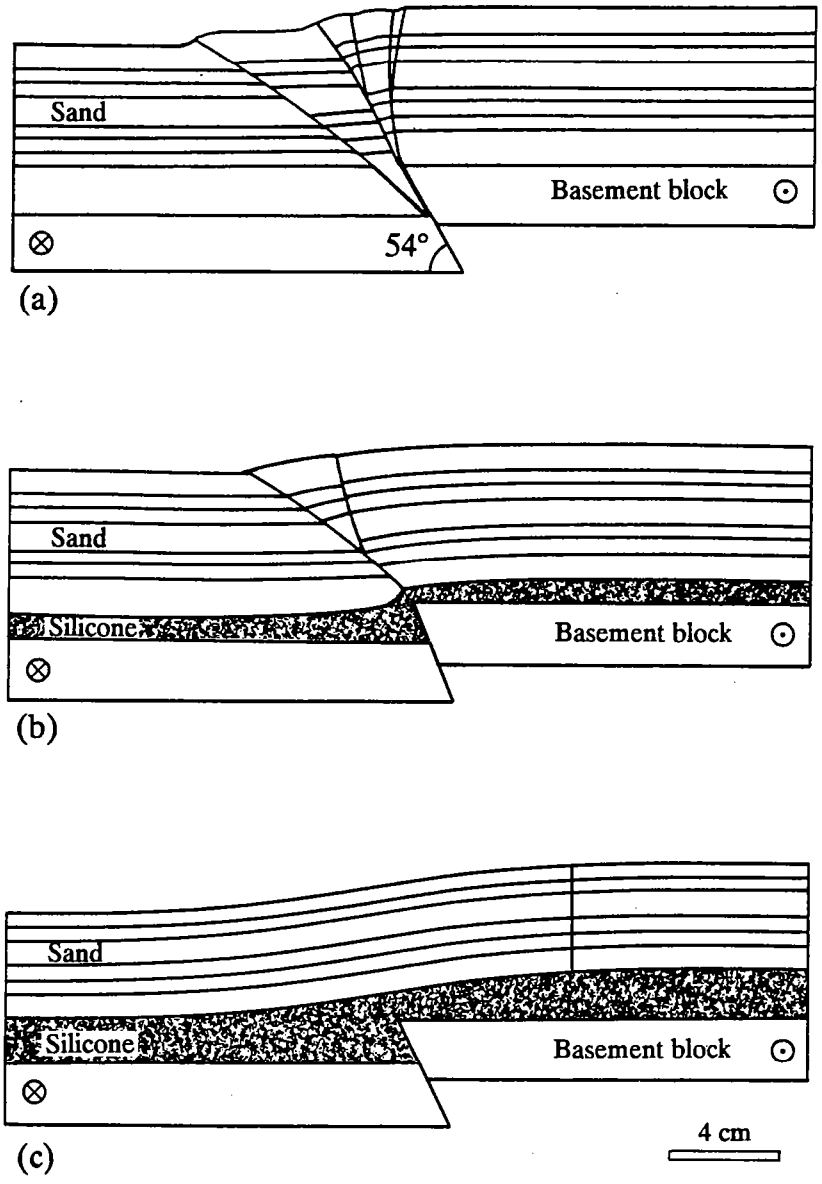


Fig. 5 - 14. Reactivation in pure strike-slip mode of a 54° reverse basement fault. Line drawings of cross sections through faulted zone formed with an underlying 0 (a), 1 (b) or 2 (c) cm thick silicone layer.

2.B. 90° BASEMENT FAULT.

Net dip-slip = 1.5.

Net strike-slip = 2.5.

In the pure sand experiment (S 573) - One major reverse fault in the down-dropped compartment, and one major normal fault in the uplifted compartment, both parallel to the basement fault (Fig. 5 - 15A & 5 - 16A), have been created in the first stage. After reactivation, most of the strike-slip motion has been accommodated by a major strike-slip fault close to, and parallel to the reverse fault, in the hanging wall (Fig. 5 - 15B & 5 - 16B). Some en echelon strike-slip faults have been created between the reverse and the normal fault. No obvious reativation occurred at the surface but all the strike-slip deformation has been restricted to a narrow (3 cm wide) zone in the hanging wall.

In cross sections (Fig. 5 - 17a), faults take root in the basement fault, except for strike-slip faults which take root in the normal fault or in the reverse fault, thus demonstrating that reactivation occurred at depth.

With a 1 cm thick silicone layer (S 574) - One single reverse fault, in the downdropped compartment, parallel to the basement fault (Fig. 5 - 15C & 5 - 16C), accommodated the imposed dip-slip motion. During reactivation, most of the strike-slip motion has been accommodated by a major single strike-slip fault, in the hanging wall, parallel to the reverse fault (Fig. 5 - 15D & 5 - 16D). Between the reverse and the strike-slip fault, small offset en echelon strike-slip faults have been developed. No obvious reactivation occurred at the surface, but all the strike slip motion has been accommodated in a narrow zone (2 cm wide) which is parallel to, and located adjacent to the reverse fault and not above the basement fault.

In cross sections (Fig. 5 - 17b), the strike-slip fault takes root in the reverse fault thus demonstrating that reactivation occurred at depth.

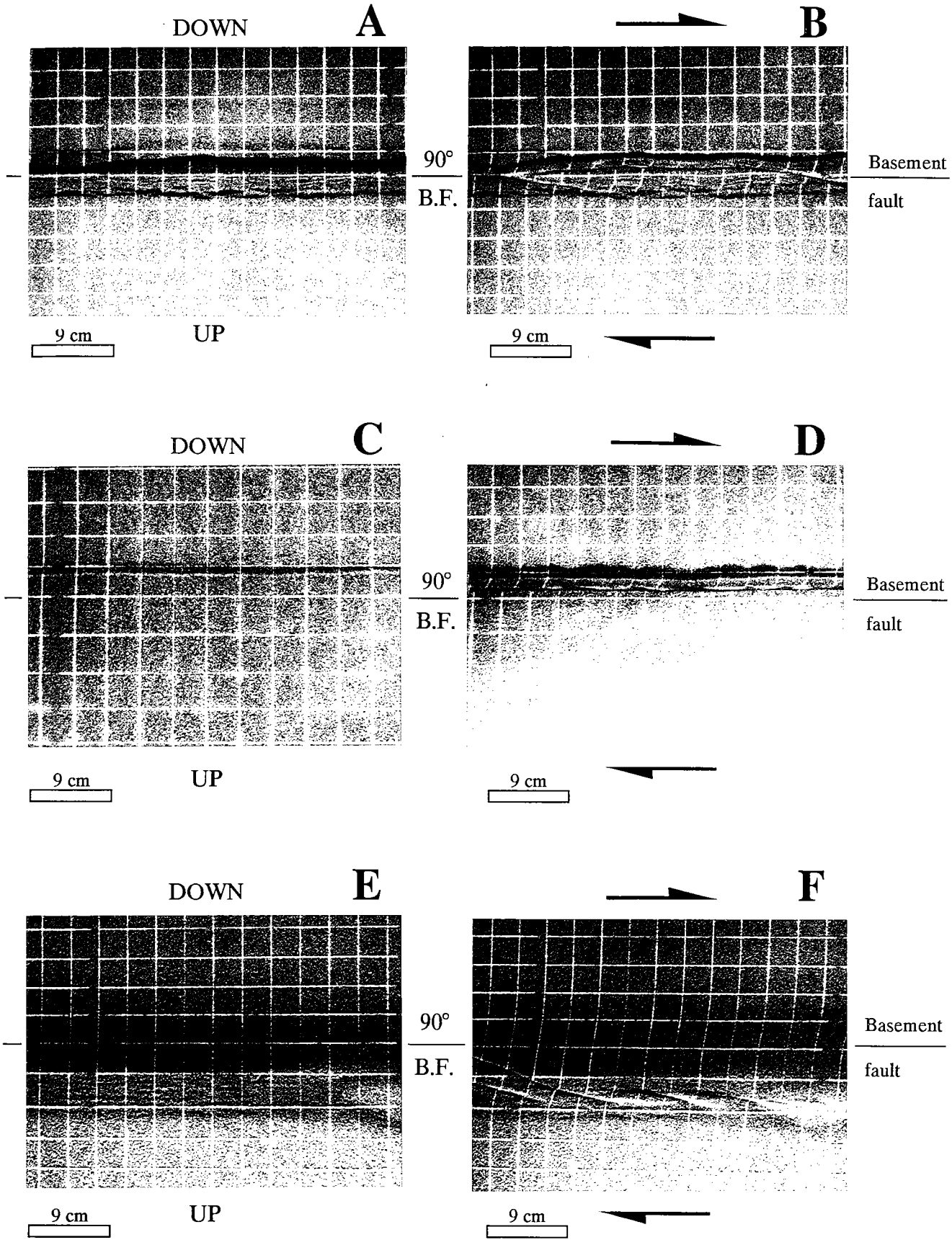


Fig. 5 - 15. Reactivation in pure strike-slip mode of a 90° basement fault. Photographs of top views of experiments after dip-slip stage (left) and final stage (right), for different rheologies: A,B, pure brittle model; C,D, 5 cm of sand overlying 1 cm of silicone; E,F, 4 cm of sand overlying 2 cm of silicone.

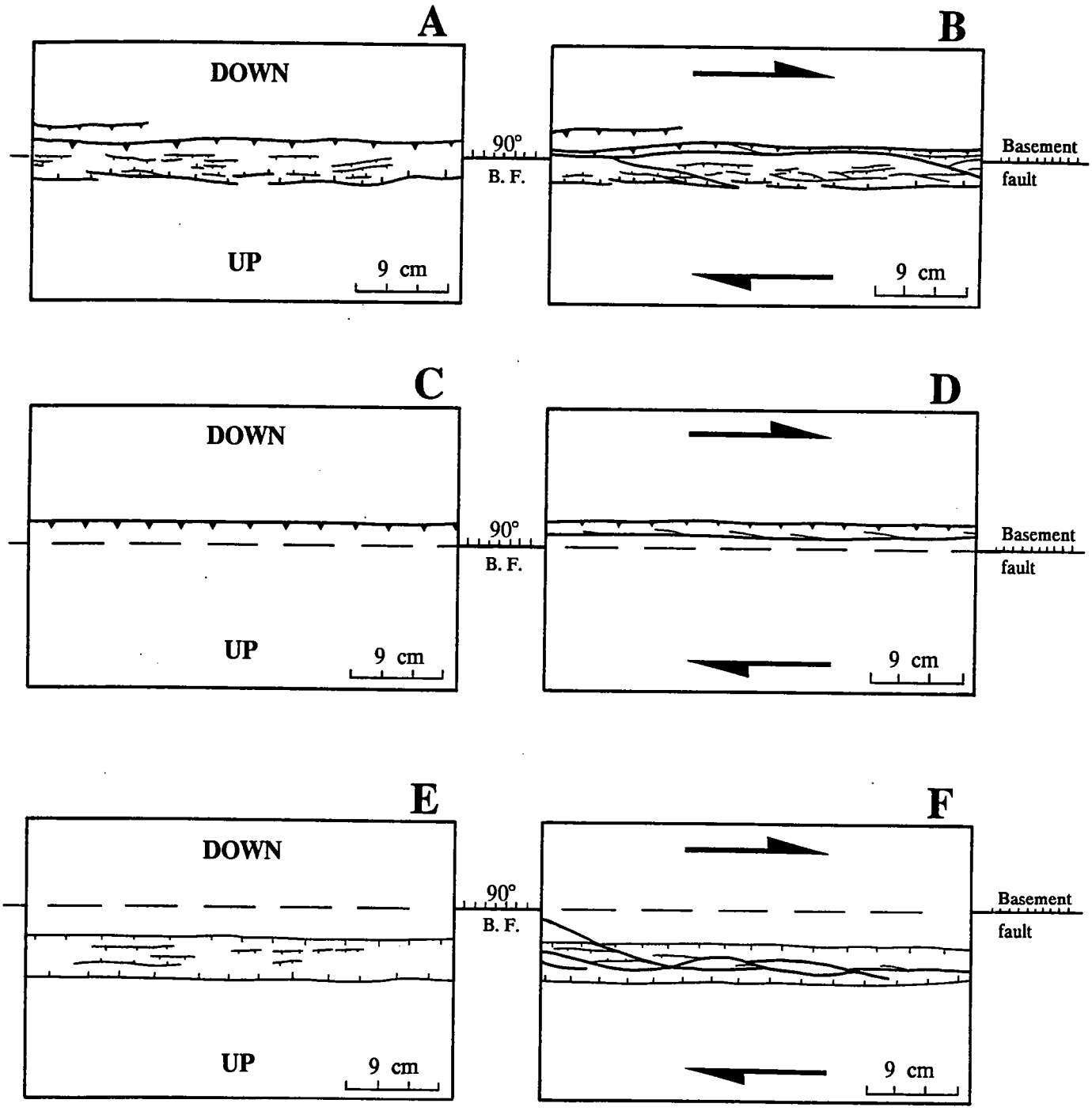


Fig. 5 - 16. Line drawing of faults formed above a reactivated 90° basement fault in pure strike-slip mode, after dip-slip stage (left) and final stage (right), for different rheologies: A,B, pure brittle model; C,D, 5 cm of sand overlying 1 cm of silicone; E,F, 4 cm of sand overlying 2 cm of silicone.

With a 2 cm thick silicone layer (S 572) - A shifted graben parallel to the basement fault appeared in the uplifted compartment during the dip-slip stage (Fig. 5 - 15E & 5 - 16E). A flexure of the overburden was seen over a 9 cm wide zone centered above the basement fault. During reactivation, the right lateral offset has been accommodated by 1) a bulk shearing of the overburden in the flexure zone, and 2) an en echelon pattern of strike-slip faults almost entirely located within the shifted graben (Fig. 5 - 15F & 5 - 16F).

In cross sections (Fig. 5 - 17c), faults take root in the sand-silicone interface. Strike-slip faults are restricted to the middle of the graben.

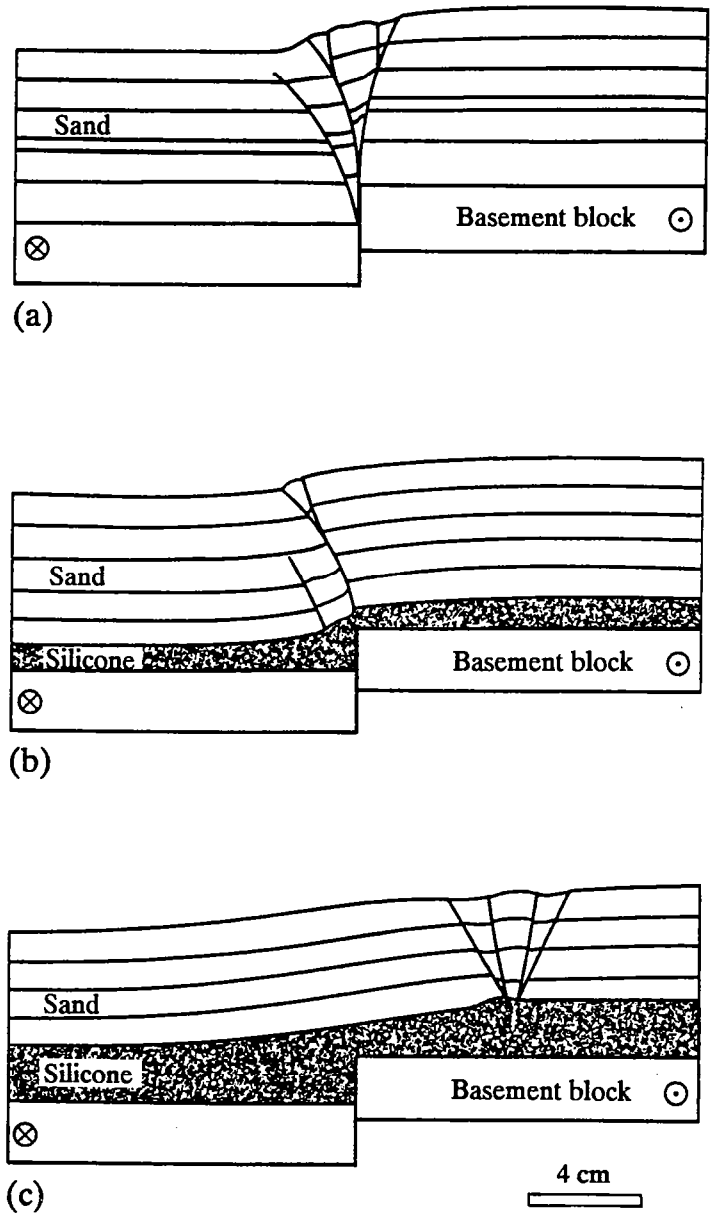


Fig. 5 - 17. Reactivation in pure strike-slip mode of a 90° basement fault. Line drawings of cross sections through faulted zone formed with an underlying 0 (a), 1 (b) or 2 (c) cm thick silicone layer.

2.C. 45° NORMAL BASEMENT FAULT.

Net dip-slip = 1.5.

Net strike-slip = 2.5.

In the pure brittle experiment (S 578) - A graben formed by an antithetic normal fault (in the down-dropped compartment) and by one or two synthetic normal faults has been created above the basement fault (Fig. 5 - 18A & 5 - 19A). A reverse fault is located in the middle of the graben. All of these faults are parallel to the basement fault. During the reactivation, most of the strike-slip deformation has been accommodated by a strike-slip fault parallel to , and close to the reverse fault (Fig. 5 - 18B & 5 - 19B), and thus in a narrow zone, mostly parallel to the basement fault.

In cross sections (Fig. 5 - 20a), most of the faults take root in the basement fault, except for the strike-slip fault which takes root in the reverse fault, thus demonstrating that although no obvious reactivation occurred at the surface, at least partial reactivation occurred at depth.

With a 1 cm thick silicone layer (S 579) - A shifted graben developed in the uplifted compartment, and a "normal-reverse" fault (a steep fault with both normal and reverse separation along strike), in the down-dropped compartment appeared during the dip-slip stage, parallel to the basement fault (Fig. 5 - 18C & 5 - 19C). After reactivation, most of the strike-slip component has been accommodated along a major strike-slip fault located along the reactivated "normal-reverse" fault trace (Fig. 5 - 18D & 5 - 19D). A weak bulk shearing is visible in the graben but no faulting occurred.

In cross sections (Fig. 5 - 20b), the strike-slip fault is superimposed on the normal fault immediately above the basement fault. In this case, a complete reactivation of the normal fault occurred.

With a 2 cm thick silicone layer (S 575) - A shifted graben, in the uplifted compartment, parallel to, and 4 cm from the basement fault (Fig. 5 - 18E & 5 - 19E), has been developed during the dip-slip stage. A flexure of the sand was observed over a 9 cm wide zone centered above the basement

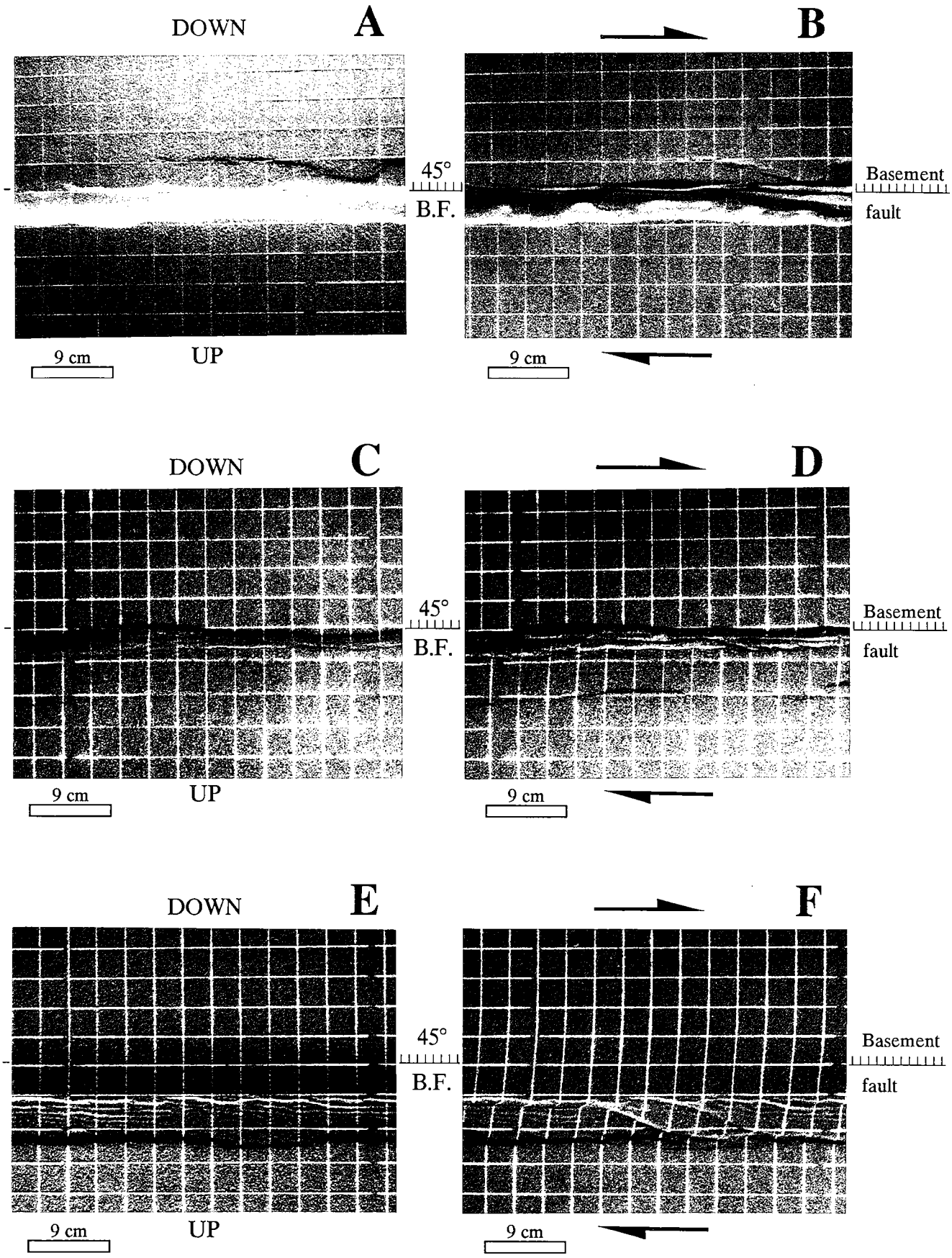


Fig. 5 - 18. Reactivation in pure strike-slip mode of a 45° normal basement fault. Photographs of top views of experiments after dip-slip stage (left) and final stage (right), for different rheologies: A,B, pure brittle model; C,D, 5 cm of sand overlying 1 cm of silicone; E,F, 4 cm of sand overlying 2 cm of silicone.

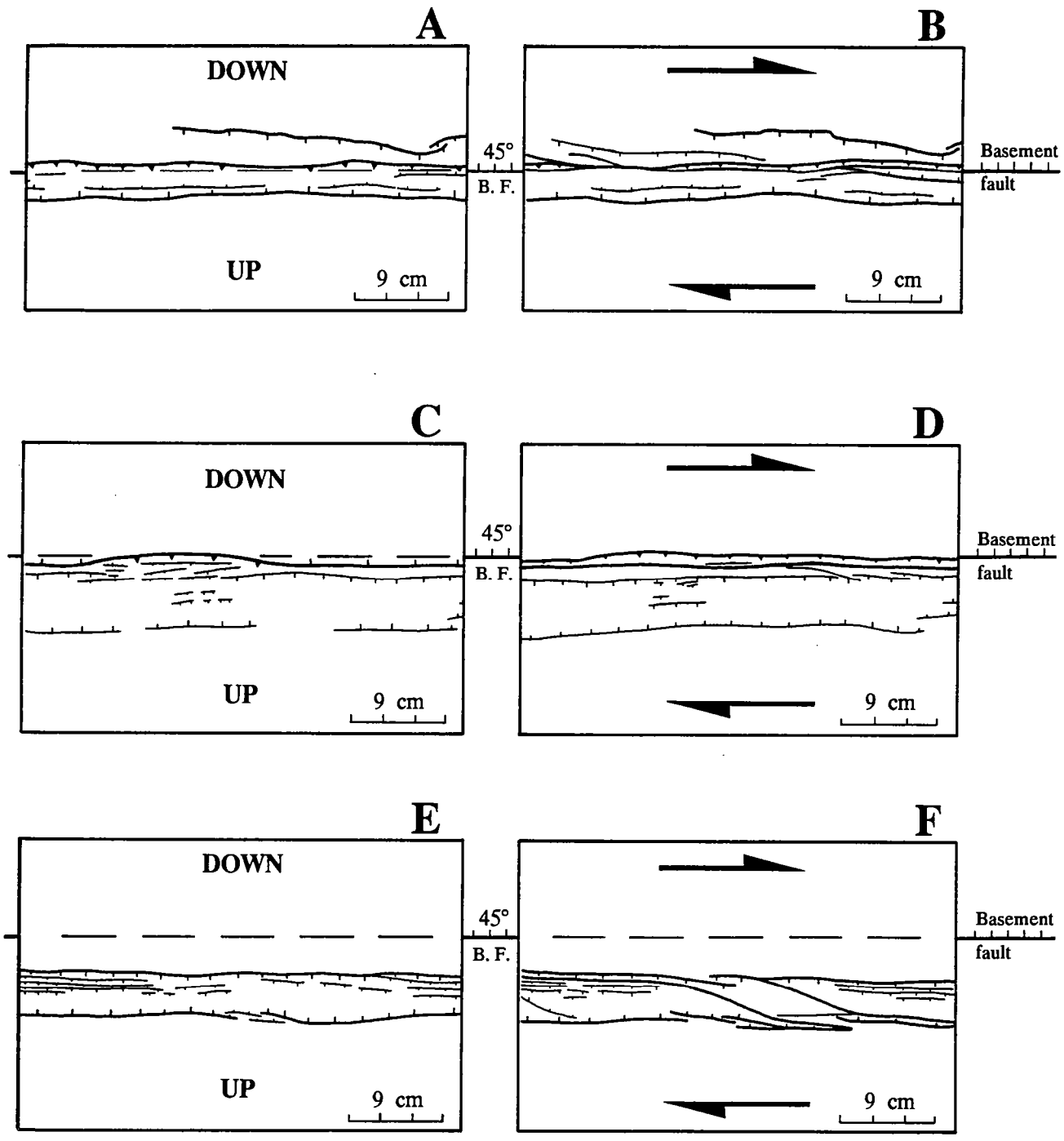


Fig. 5 - 19. Line drawing of faults formed above a reactivated 45° normal basement fault in pure strike-slip mode, after dip-slip stage (left) and final stage (right), for different rheologies: A,B, pure brittle model; C,D, 5 cm of sand overlying 1 cm of silicone; E,F, 4 cm of sand overlying 2 cm of silicone.

fault. During reactivation, the strike-slip deformation has been accommodated by 1) a bulk shearing of the overburden, distributed across the zone of flexure, and 2) strike-slip faults created in the graben, en echelon to the direction of the graben and merging with graben boundaries (Fig. 5 - 18F & 5 - 19F). Weak reactivation of small offset normal faults also occurred in the graben. Thus most of the imposed strike-slip motion has been accommodated in the prefaulted area.

In cross sections (Fig. 5 - 20c), strike-slip faults take root in the normal fault, thus demonstrating that reactivation also occurred at depth.

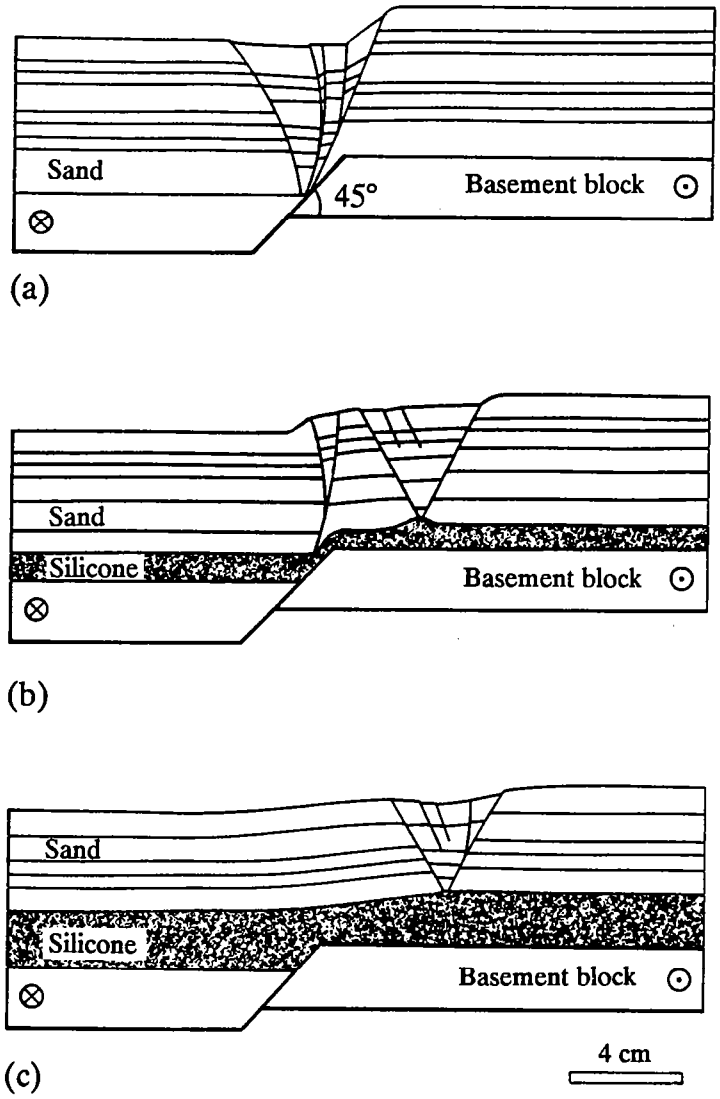


Fig. 5 - 20. Reactivation in pure strike-slip mode of a 45° normal basement fault. Line drawings of cross sections through faulted zone formed with an underlying 0 (a), 1 (b) or 2 (c) cm thick silicone layer.

V.2.E. OTHER EXPERIMENTS

In addition to the reactivation models two other experiments have been made in order to observe the effects of basement morphology on strike-slip deformation. To accomplish this goal, models were built above a pre-faulted (dip-slip phase) basement and then deformed only in strike-slip mode. In a sense, these two experiments can provide a control for the reactivation models by comparing fault patterns in unfaulted sand to those developed in sand with existing faults.

54° REVERSE FAULT, PURE BRITTLE EXPERIMENT (S 582).

This model was prepared by building a layered sand pile above a pre-faulted basement (Fig. 5 - 21), and then deformed in pure strike-slip. A set of en echelon strike-slip faults developed in a

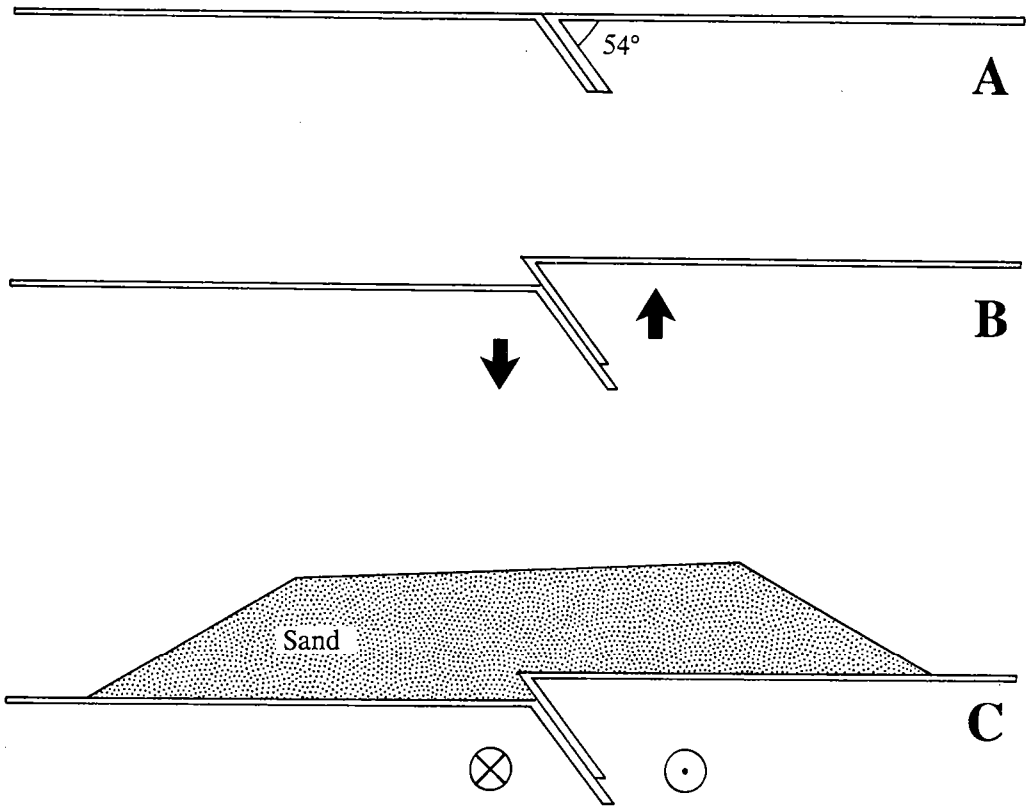


Fig. 5 - 21. Experimental procedure of the 54° reverse fault, purely brittle, control experiment. A - Initial stage. B - Intermediate stage, dip-slip motion has been imposed on the basement fault without any sand. C - Final stage, after sedimentation of a sandpack, model has been deformed in pure strike-slip mode.

zone parallel to and centered exactly above the basement fault (Fig. 5 - 22A & 5 - 22B). Compared to the reactivation experiment (Fig. 5 - 12B & 5 - 13B), the control experiment shows a much more symmetrical fault pattern. In the reactivation experiment, the zone of strike-slip faulting is offset into the down-dropped compartment adjacent to the reverse faults developed during dip-slip deformation.

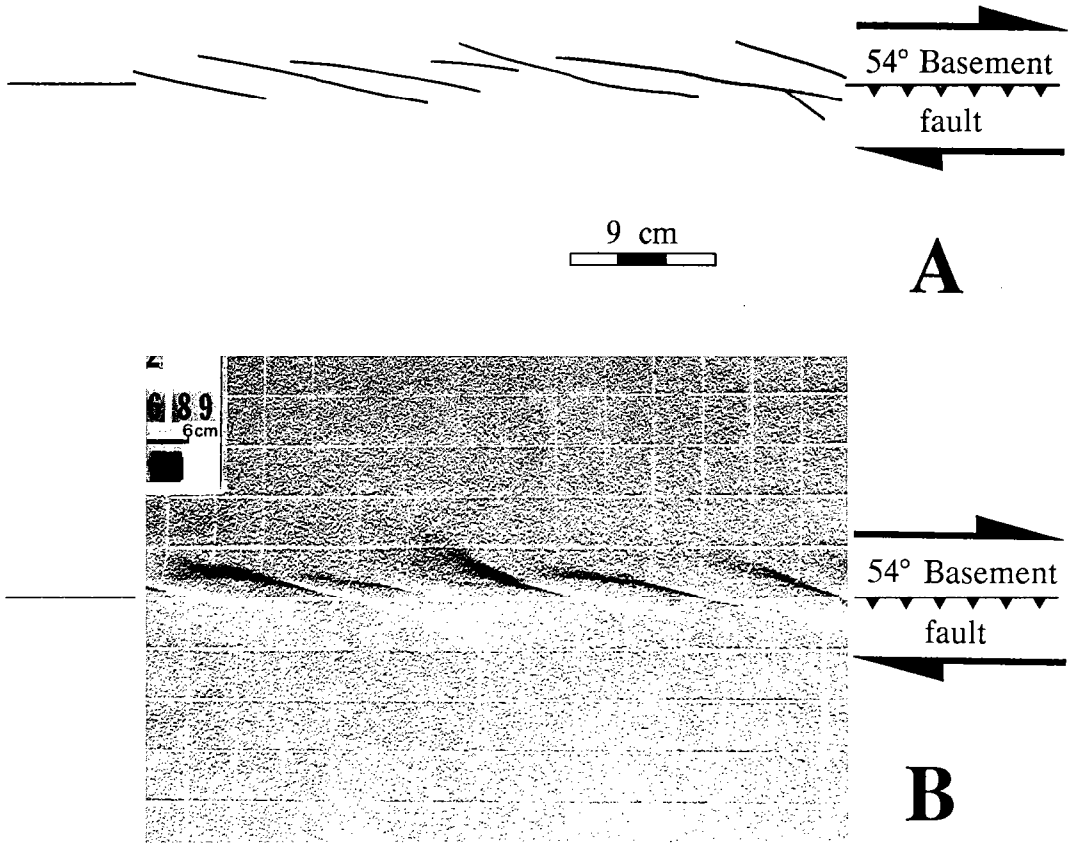


Fig. 5 - 22. Line drawing and photograph of the deformation formed above a 54° basement fault reactivated in pure strike-slip mode, in a purely brittle experiment. In this control experiment, the sand was not subjected to dip-slip faulting before the strike-slip phase. Compare to Figures 5 - 5B and 5 - 6B.

90° BASEMENT FAULT WITH A 2 CM THICK SILICONE LAYER.

This experiment was undertaken in the experimental laboratory of the structural geology department, in the University of Rennes. This model was prepared by first imposing a vertical displacement on a layer of silicone, which was then allowed to flow for a short time (Fig. 5 - 23). Once the silicone surface resembled the profile seen in Figure 5 - 17c, sand was added before the model was deformed in pure strike-slip. A set of en echelon stike-slip faults developed in a zone 10-12 cm

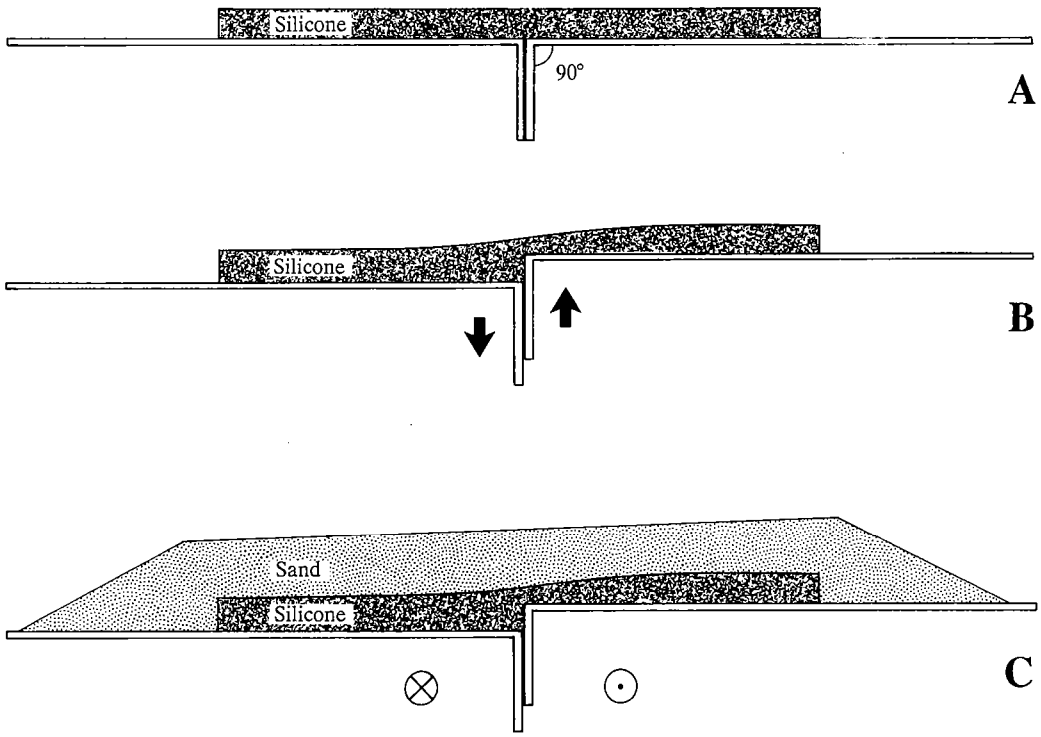


Fig. 5 - 23. Experimental procedure of the 90° basement fault control experiment with brittle-ductile rheology. A - Initial stage, a 2 cm thick silicone layer overlies the basement fault. B - Intermediate stage, a vertical motion has been imposed on the basement fault without any sand, producing a flow of the silicone from the uplifted compartment to the downdropped compartment. C - Final stage, after sedimentation of a sandpack, model has been deformed in pure strike-slip mode.

wide, parallel to the basement fault and offset slightly into the uplifted compartment (Fig. 5 - 24A & 5 - 24B). In comparison, the reactivation experiment (Fig. 5 - 15F & 5 - 16F) also shows a zone of en echelon strike-slip faults, but one confined to a much more narrow (2-3 cm) zone and significantly offset from the basement fault. These differences are attributed to the influence of the offset graben created in the sand during earlier dip-slip deformation.

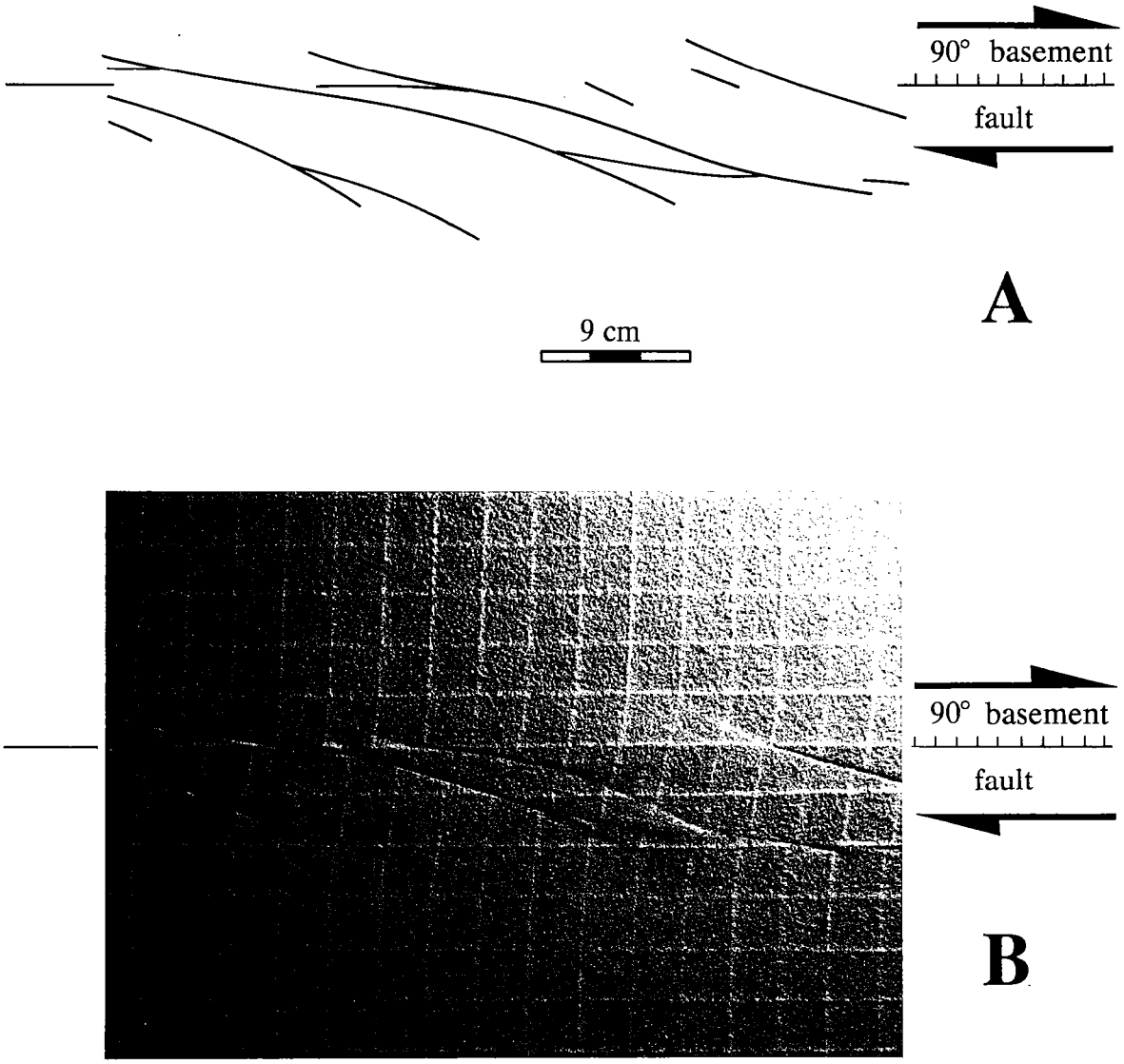


Fig. 5 - 24. Line drawing and photograph of the deformation formed above a 90° basement fault reactivated in pure strike-slip mode, in a brittle-ductile experiment. For this control experiment the sand was not subjected to dip-slip faulting before the strike-slip phase. Compare to Figure 5 - 8F and 5 - 9F.

V.3. DISCUSSION

General observations of the models.

The pattern of faults active during the strike-slip phase is very different from that in experiments without preexisting faults developed during an earlier dip-slip phase. Thus, even where existing faults are not visibly reactivated they do influence the surface fault pattern during strike-slip deformation. As revealed by the cross sections, true reactivation is more common along faults at depth.

Interpretation of reactivation.

Faults that root in the basement fault imply that they are generated at depth and propagate upward, a pattern of development seen in sand models progressively scanned by x-rays during deformation (Richard, in prep.). Thus the mechanical properties at the base of the sand pile are important in determining fault geometry and distribution. For the sand thickness range used in the experiments (4-6 cm), Figure 5 - 3 suggests a drop in cohesion of 200-300 Pa associated with the development of a fault zone. Thus at the start of the strike-slip phase, the existing dip-slip faults can be interpreted as planes of weakness, mostly steeply-dipping (especially at depth) and parallel to the basement fault.

Simple mechanical theory suggests that for Coulomb materials, the probability of reactivation depends on the orientation of the weakness plane relative to the principal stresses, as well as the difference in friction coefficients and cohesion (Jaeger, 1969; Donath and Cranwell, 1981; Sibson, 1985). This can be represented in a Mohr diagram for the three-dimensional case. In Figure 5 - 25 the shaded region shows all the orientations of existing faults, relative to the principal stresses, which are unstable for the stress field given (a level of stress just within the failure envelope). The size of the unstable region depends on the difference in friction coefficients and especially cohesion for fault initiation and reactivation.

Thus the dip-slip faults generated in the first deformation phase, which near the base of the sand pile are similar in orientation to strike-slip faults (that is, near-vertical and near-parallel to the basement fault), should reactivate during the strike-slip phase. Furthermore, Figure 5 - 3 suggests that the drop in cohesion associated with an existing fault decreases as does depth and vanishes near the surface. Thus the dip-slip faults near the surface of the model are less likely to reactivate, as observed in the experiments.

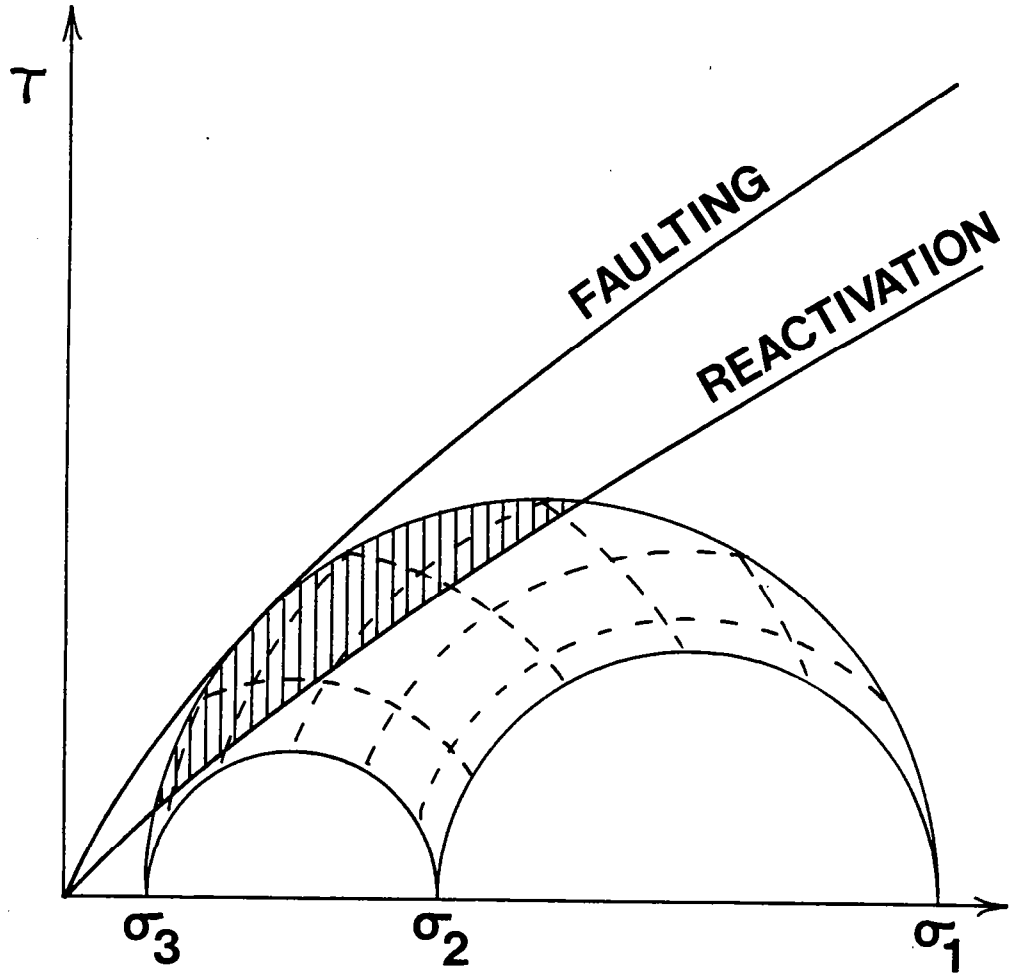


Fig. 5 - 25. Mohr diagram for three-dimensional stress field showing Coulomb envelopes for fault initiation and reactivation. The orientations of all preexisting fault planes within the shaded area are unstable and will reactivate before the development of new faults.

V.4. CONCLUSIONS

Experiments of reactivation showed that

First series

- reactivation of normal faults in the cover occurs more easily when the reactivated basement fault has a wrench component.
- with a basal ductile layer the reactivation of normal faults in cover can occur far from the generating basement fault.
- reactivation of a normal fault in strike-slip mode can occur at depth, without being visible at the surface.

Second series

- faults produced during intital dip-slip deformation strongly influence patterns of superimposed strike-slip deformation. At depth, dip-slip faults are commonly reactivated as strike-slip faults. At the free surface, reactivation is less common, but strike-slip deformation is often localized by existing dip-slip faults.

This different behavior is attributed to a drop in cohesion associated with existing faults, which increases with depth, where faults are believed to be generated. The greater contrast in cohesion makes faults more likely to reactivate at depth.

References.

Betz, D., Führer, F., Greiner, G. and Plein, E., 1987. Evolution of the lower Saxony basin. Tectonophysics, 137, 1-4: 127-170.

Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. Pure and applied geophysics, 116: 615-626.

Donath, F.A. and Cranwell, R.M., 1981. Probabilistic treatment of faulting in geologic media. In: N.L. Carter, M. Friedman, J.M. Logan and D.M. Stearns editors, Mechanical behavior of crustal rocks. Am. Geophys. Union (Handin volume): 231-241.

Harding, T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 69, 4: 582-600.

Horsfield, W.T., 1977. An experimental approach to basement-controlled faulting. Geol. Mijnbouw, 56: 363-370.

Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Geol. Soc. America Bull., 48: 1459-152O.

Jaeger, J.C., 1969. Elasticity, Fracture and Flow, with engineering and geological applications. Chapman and Hall editors, London, Sciences Paperbacks, 268 pp.

Koopman, A., Speksnijder, A. and Horsfield, W.T., 1987. Sandbox model studies of inversion tectonic. Tectonophysics, 137: 379-388.

Krantz, R.W., 19 . Laboratory test results for faulting and fault reactivation in sand and sand mixtures. Submitted to Tectonophysics.

Ramberg, H., 1967. Gravity, deformation, and the Earth's crust. Academic Press, New York, 214 pp.

Richard, P., 1989. Experiments on reactivation of normal faults in a sedimentary cover overlying a reactivated basement fault. Fifth meeting of the European union of Geosciences, Strasbourg, France. TERRA abstracts, 1: 72.

Richard, P. and Cobbold, P.R., 1989. Structures en fleur positives et décrochements crustaux : modélisation analogique et interprétation mécanique. C. R. Acad. Sci. Paris, 308, II : 553-560.

Sibson, R.H., 1985. A note on fault reactivation. J. Struct. Geol., 7: 751-754.

Van Hoorn, B. 1987. The South Celtic Sea/Bristol Channel Basin: origin, deformation and inversion history. Tectonophysics, 137: 309-334.

Vendeville, B., 1987. Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. Thèse 3ème cycle, Univ. Rennes, 390 pp.

Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Choukroune, P. and Brun, J.P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), Continental Extensional Tectonics. Geological Society of London Special Publication, 28: 95-107.

CHAPITRE VI

CONTEXTES DECROCHANT-COMPRESSIFS :

ETUDE DE TERRAIN ET MODELISATION ANALOGIQUE.

CHAPITRE VI

CONTEXTES DECROCHANT-COMPRESSIFS

ETUDE DE TERRAIN ET MODELISATION ANALOGIQUE.

VI.1. DEFORMATION EN CONTEXE DECROCHANT COMPRESSIF : MODELISATION ANALOGIQUE 203

MECHANICAL REASONS FOR PARTITIONING OF FAULT MOTIONS IN CONTINENTAL CONVERGENT WRENCH ZONES. 205

Abstract. 205

VI.1.A. INTRODUCTION. 206

VI.1.B. EXPERIMENTAL MODELLING. 207

VI.1.B.1. Experimental apparatus. 207

VI.1.B.2. Model materials and scaling. 209

VI.1.B.3. Experimental procedure. 210

VI.2.B.4. Experimental results. 211

VI.2.C. DISCUSSION. 219

VI.2.D. CONCLUSIONS. 220

Acknowledgements. 220

VI.2. DEFORMATION DECROCHANTE ET COMPRESSIVE EN CORDILLERE ORIENTALE. 221

VI.2.A. LE CADRE STRUCTURAL. 223

VI.2.B. LA CORDILLERE ORIENTALE. 223

La Faille de Bucaramanga. 224

VI.2.C. LA FAILLE DE BUCARAMANGA : EXEMPLE DE DECROCHEMENT SENESTRE ACTIF. 225

VI.2.C.1. Au Nord de Bucaramanga. 225

VI.2.C.2. Au Sud de Bucaramanga. 229

Références. 237

CHAPITRE VI

CONTEXTES DECROCHANT-COMPRESSIFS : ETUDE DE TERRAIN ET MODELISATION ANALOGIQUE.

Les structures en fleur positive, comme observées sur les profils sismiques, sont souvent considérées comme caractéristiques des zones décrochantes compressives à l'échelle d'un bassin sédimentaire. Des exemples ont été décrits dans le bassin d'Ardmore (Oklahoma), le bassin de Piaui (Brésil) et en mer de Chine. A l'échelle lithosphérique, les déplacements sont souvent répartis sur deux familles de failles, constitées soit de failles inverses, soit de failles décrochantes. Des exemples ont été décrits en Asie (Pakistan, Nord-Ouest du Plateau Tibétain, Tien shan, Burma) et en Amérique du sud (Cordillère orientale de Colombie). Nous avons envisagé, à l'aide d'un travail expérimental, la séparation des déplacements sur les plans de faille à l'échelle lithosphérique, ainsi que la formation des structures en fleur positives à l'échelle de bassins sédimentaires. A la suite de ce travail expérimental, nous avons effectué un travail de terrain dans la cordillère orientale de Colombie, sur une faille décrochevauchante, la faille de Bucaramanga.

VI.1. DEFORMATION EN CONTEXE DECROCHANT COMPRESSIF : MODELISATION ANALOGIQUE.

Le résultat des expériences présentées, fait l'objet de deux notes, écrites en collaboration avec Peter Cobbold. L'une est parue dans les Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (Annexe 3), l'autre est soumise aux Annales Tectonicae.

Nous résumons dans ce chapitre un travail expérimental concernant le développement des failles dans des zones à la fois décrochantes et compressives. Les modèles présentés sont soit applicables à l'échelle de bassins sédimentaires, soit à l'échelle lithosphérique. Ces modèles sont déformés dans un dispositif expérimental permettant une composante de décrochement et une composante de raccourcissement perpendiculaire à la base de tout le modèle (Fig. 6 - 2 et 6 - 3). Une première série de six expériences a été réalisée, dans laquelle les modèles sont de type fragile, constitués de sable seul, et une deuxième de cinq expériences de type fragile-ductile, constituées de sable et de silicone. Dans ces expériences, certains paramètres ont été gardés constants : l'épaisseur initiale du modèle (5 cm), la durée totale de l'expérience (6h) et la vitesse de décrochement (1 $cm.h^{-1}$). Seule la vitesse de raccourcissement, S, est différente d'une expérience à l'autre. Pour mieux saisir

l'importance relative des deux vitesses, nous définissons le rapport R = S/W. En comparant les vues de dessus successives , il est possible de suivre l'évolution des structures et d'établir les vecteurs déplacement en plusieurs points de la surface. En fin d'expérience, le modèle est saturé d'eau, permettant la réalisation de coupes sériées tous les 10 mm, perpendiculairement au plan de décrochement (Fig. 6 - 5 et 6 - 9). Sur ces coupes, des mesures statistiques de pendage de faille ont été effectuées (Fig. 6 - 7).

Les modèles de type fragile modélisent une couverture fragile (sable) reposant sur un socle (plaques basales), dans lequel une ancienne faille est réactivée.

Les modèles de type fragile-ductile modélisent : soit une couverture cassante (sable) reposant par l'intermédiaire d'un niveau évaporitique (silicone) sur un socle (plaques basales) dans lequel une ancienne faille est réactivée ; soit à une échelle lithosphérique, la partie fragile de la croûte (sable) et la partie ductile de la croûte (silicone), reposant sur une lithosphère résistante mais décrochée (plaques).

Résultats expérimentaux.

Dans chaque expérience, des failles sont créées au dessus de la faille de socle. Vus de dessus, les failles sont réparties de part et d'autre de la ligne médiane du modèle selon une symétrie monoclinique (Fig. 6 - 5). La répartition et la nature des failles sont dépendantes du taux relatif de décrochement par rapport au raccourcissement ainsi que de la rhéologie (Fig. 6 - 5, 6 - 6 et 6 - 9). Les mesures statistiques de pendage effectuées sur les coupes sériées, montrent que les failles sont d'autant plus verticales que la composante décrochante est importante (Fig. 6 - 10).

De plus, dans les modèles purement fragiles, de "vraies" structures en fleur sont créées. Les failles majeures convergent toutes sur la faille de socle (Fig. 6 - 5 et 6 - 7) et les vecteurs déplacement sur les plans de failles caractérisent des décrochevauchements (rejets obliques inverses, Fig. 6 - 8C).

A l'opposé, la présence d'un niveau ductile en base de modèle facilite la formation de deux familles de failles : 1) des failles verticales, à dominante décrochante et 2) des failles à faible pendage, à dominante chevauchante (Fig. 6 - 5 et 6 - 8D).

Discussion -Conclusion.

En premier lieu, dans un système décrochant et compressif, favorable à la formation de structures en fleur positives, les plans de failles sont d'autant plus verticaux que le taux de décrochement est important.

Ces expériences montrent également l'influence de la rhéologie sur la géométrie d'une structure en fleur positive. En effet, la présence, en profondeur, d'un niveau ductile provoque la formation simultanée de failles soit inverses, soit décrochantes, alors qu'à l'opposé, dans un système purement fragile, des failles décrochevauchantes à glissement oblique sont créées.

Dans notre interprétation, dans les modèles de type fragile, la faille de socle exerce un fort contrôle sur le développement des failles. Les contraintes obliques imposées en base de modèle peuvent se propager jusqu'à la surface libre du modèle. A l'inverse, la présence d'un niveau ductile en base de modèle permet un découplage des composantes décrochante et compressive lors du développement des failles.

MECHANICAL REASONS FOR PARTITIONING OF FAULT MOTIONS IN CONTINENTAL CONVERGENT WRENCH ZONES.

Abstract.

Positive flower structures, as recognised on seismic sections, are often considered as characteristic of convergent wrench zones at basin scale. Examples have been described from the Ardmore Basin (Oklahoma), the Piauí Basin (Brazil) and the South China Sea. At full lithospheric scale, motions are often partitioned amongst neighbouring reverse faults and strike-slip faults. Examples occur in Asia (Pakistan, northwestern edge of Tibetan plateau, Tien Shan ranges, Burma) and in South America (Cordillera Oriental of Columbia). We have investigated the partitioning of fault motions at crustal scale and the generation of flower structures at basin scale, using experiments properly scaled to account for gravitational forces, with Coulomb behaviour of the brittle upper crust and viscous behaviour at depth. Partitioning occurs when there is a ductile layer at depth; this reduces the amount of basal drag transmitted to the uppermost layers. Thus, faults are generated either as nearly pure strike-slip faults, or as nearly pure reverse faults, but not as oblique-slip faults. In contrast, oblique-slip faults with little partitioning are generated in the absence of ductile layers at depth, because oblique stresses can then be transmitted as far as the free surface.

VI.1.A. INTRODUCTION.

This article summarizes an experimental study on faulting in convergent wrench zones at basin or lithospheric scale. Convergent wrench zones are linear zones with bulk components of strike-slip motion and transverse contraction. In the upper continental crust (and possibly the uppermost mantle), convergent wrenching is achieved mainly by strike-slip, reverse and oblique-slip faulting, as well as by folding. Flower structures, as recognised on seismic sections (Fig. 6 - 1), are often considered to be diagnostic of strike-slip

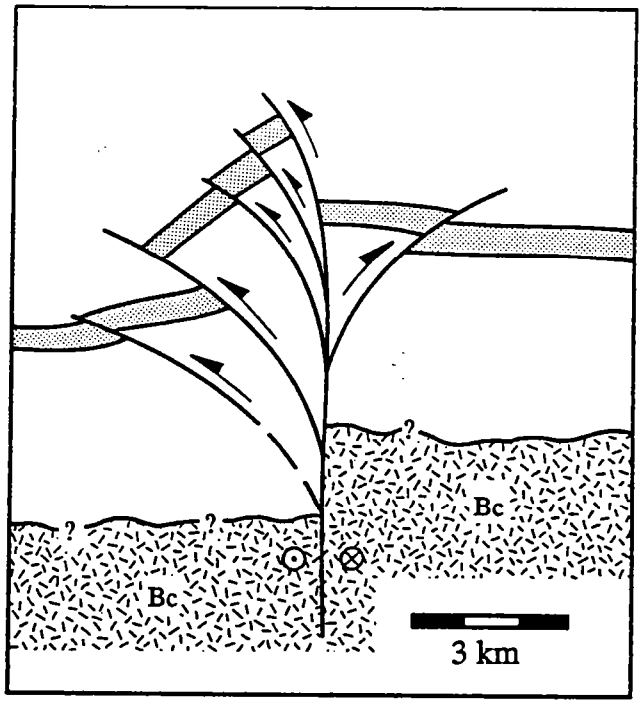


Fig. 6 - 1 - Schematic line drawing of a positive flower sructure, as interpreted on a seismic profile (redrawn from Harding, 1985). Dominant offsets on faults are strike-slip, hence not visible in section. Convex-upwards reverse faults converge at depth, possibly into the basement (Bc).

zones (Rod, 1956; Harding, 1973; Harding, 1985). A flower structure consists of a fan of strike-slip or oblique-slip faults, which converge at depth. In cross sections, vertical offsets on fault planes can be dominantly of normal sense (negative flower structures, Kingma, 1958; Glennie and Boegner, 1981; Harding, 1985) or dominantly of reverse sense (positive flower structures, Sylvester and Smith, 1976; Robert, 1983; Zalán, 1985; Harding, 1985; Woodcock and Fischer, 1986). Faults in flower structures are often curved. Where faults are convex upwards, the term "palm tree" structure is applied (Lowell, 1972; Naylor et al., 1986); where convex downwards, "tulip" structure (Harding and Lowell, 1979; Bally, 1983; Naylor et al., 1986) or "cactus" structure (Milani and Davison, 1988). Where positive flower structures dominate, they indicate that a wrench zone is convergent; where negative flower structures dominate,

divergent. Many examples of positive flower structures have been described in basins, for example, the Ardmore Basin of Oklahoma (Harding et al., 1985), the Piauí Basin of Brasil (Zalán, 1985) and the South China sea (Robert, 1983). In contrast, at lithospheric scale, wrench faults and reverse faults sometimes appear to have been generated, side by side, without obvious interconnection. Examples occur in Pakistan (Sarwar and De Jong, 1979; Lawrence et al., 1981), in Burma (Le Dain et al., 1984), in the northwestern edge of the Tibetan Plateau (Molnar et al., 1987; Molnar, 1989) and in South America (Cordillera Oriental of Columbia, Richard et al. in progress).

VI.1.B. EXPERIMENTAL MODELLING.

In wrench zones, seismic sections are often difficult to interpret, because high-angle faults provide poor reflections. Positive flower structures can be especially difficult to recognise. The purpose of our experimental study was to investigate the formation of positive flower structures, using physical models, for which vertical sections, as well as 3 D reconstructions can be obtained easily. Previous experimental work has dealt with zones undergoing pure wrenching (Emmons, 1969; Tchalenko, 1970; Wilcox et al., 1973; Naylor et al. 1986 and Richard et al., in press). These experiments resulted in arrays of both positive and negative flower structures, with steep faults. But in these experiments no dominance of one or another structure was obtained. In our experiments, we have modelled positive flower structures by combining wrenching with shortening perpendicular to the wrench zone.

VI.1.B.1. Experimental apparatus.

Models were deformed in a special apparatus (Fig. 6 - 2 and 3) capable of imposing localized strike-slip motions, as well as tranverse shortening (Cobbold et al. 1986). The model housing consists of a baseplate assembly and of sidewalls. The baseplate assembly consists of two rigid metallic plates 50 x 25 cm wide, covered by plastic sheets. Fixed to the ends of the metallic plates are 4 L-shaped sidewalls, between which move two pistons. The metallic plates slide horizontally past one another, producing a strike-slip motion. At the same time, the pistons converge, producing transverse shortening. Each piston is firmly attached to a plastic sheet. As the pistons converge, the plastic sheets

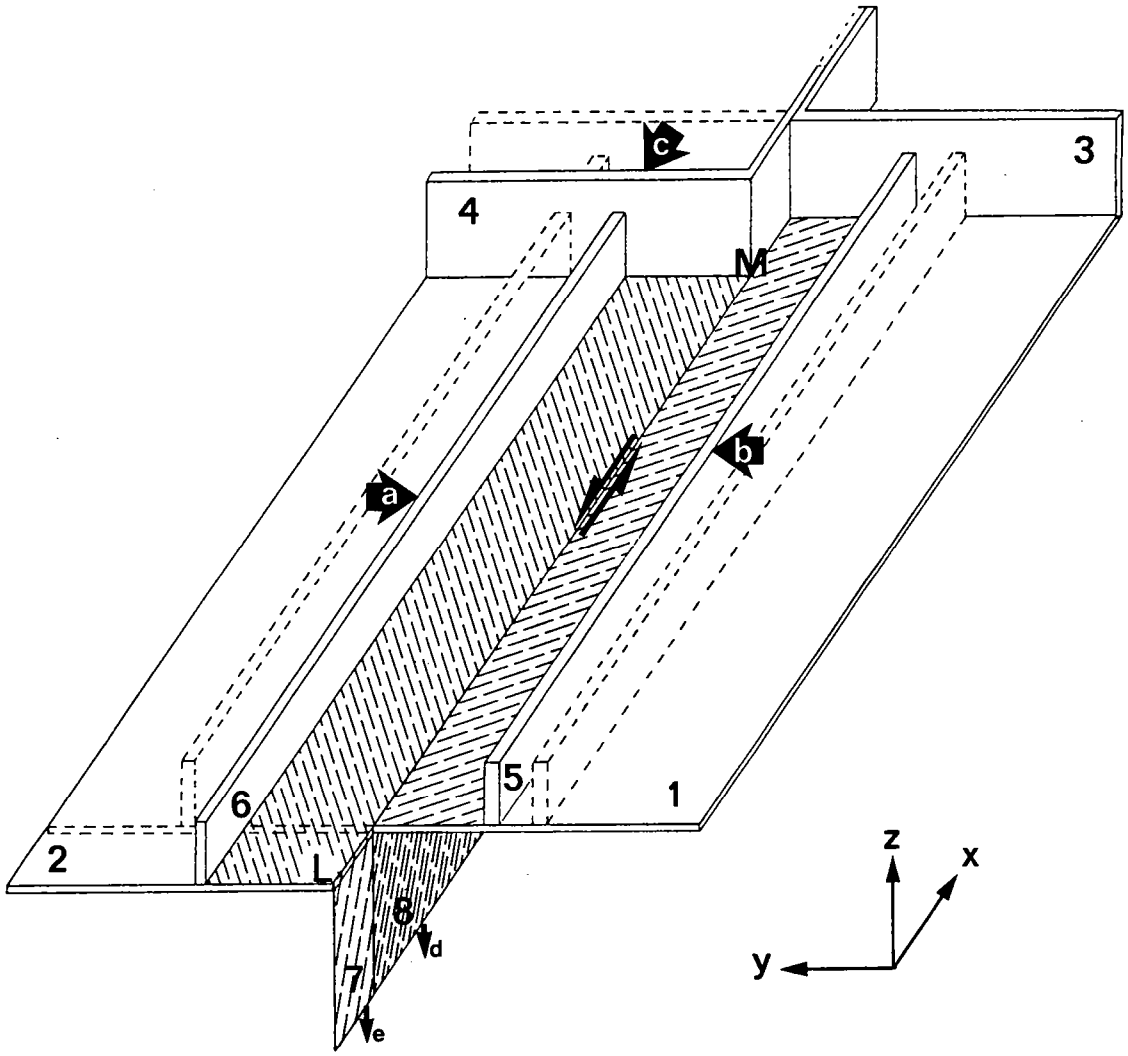


Fig. 6 - 2. Block diagram of the model housing showing metallic baseplates (1,2), L walls (3,4), pistons (5,6), plastic sheets (7,8), and baseplate fault (L.M.). Solid arrows indicate convergence of pistons (a,b), lateral motion of plates 2 and 4 (c), and downwards motion of plastic sheets (d,e). Arrows along middle line show relative strike-slip motion of basal plates. Dotted outlines indicate initial positions of boundary plates. Two of the L-walls have been omitted, for clarity. Reference axes (x, y, z) are cartesian.

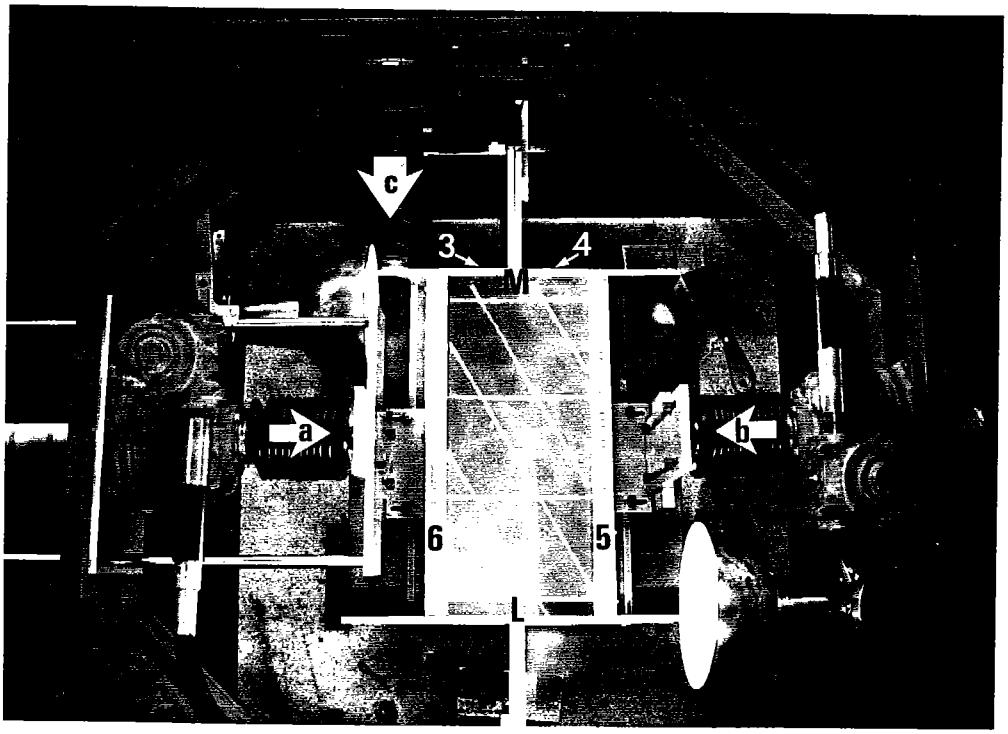


Fig. 6 - 3. Photograph of the experimental apparatus. Boundary plates housing the model (see Fig. 6 - 2 for details) are driven by screw jacks mounted on rigid external frame.

slide over the metallic plates, dropping between them. The baseplate assembly thus has a single baseplate fault. Motion of the plastic sheets produces a velocity discontinuity on the baseplate fault. All moving plates are driven by screw jacks (Fig. 6 - 3), at preset velocities controlled by stepper motors.

VI.1.B.2. Model materials and scaling.

Experiments were carried out using two different materials: a dry sand (100 % quartz) and a silicone putty (gomme GS1R, manufactured by Rhône Poulenc, France).

The sand, from Fontainebleau, was sieved to a grain size below 0.5 mm. Test have shown such dry sand to be Coulomb material, with a cohesion of 500 Pa and an angle of internal friction Φ of 30-32 degrees (Krantz, in press), near the angle of internal friction of natural rocks as determined experimentally under low pressures and temperatures (Byerlee 1978). The density of the sand is about 1.3 g cm^{-3}, depending upon the degree of compaction. The rheology is not time-dependent. Thus dry

sand is appropriate for modelling the brittle behaviour of upper crustal rocks (Hubbert, 1951; Horsfield, 1977; Davis et al., 1983; Vendeville et al., 1987; McClay and Ellis, 1987; Richard et al., in press).

The silicone has an almost perfectly Newtonian ductile behaviour at the experimental strain-rates used (less than 10^{-4} s $^{-1}$). The silicone viscosity is 10^{+5} Pa s and the density is 1.6 g cm^{-3}. Those properties make the silicone a good analogue to model, either ductile behaviour of evaporites at basin scale (Vendeville, 1987; Vendeville et al., 1987; Richard submitted to J. Struct. Geol.), or ductile behaviour of the lower crust at lithospheric scale (Faugère and Brun, 1984; Davy, 1986; Davy and Cobbold, 1989; Richard and Cobbold 1989). Models were scaled using methods discussed by Hubbert (1937), Ramberg, (1967) Vendeville et al. (1987) and Davy and Cobbold, in press. At basin scale, ratios between models and natural examples were 10^{-5} for length (1 cm representing 1 km), 10^{-13} for viscosities (implying a viscosity of 10^{+18} Pa s for evaporites) and 10^{-8} for time (1 hour of experiment representing about 10 000 years). At crustal scale, ratios between models and natural examples were 10^{-6} for length (1 cm representing 10 km), 10^{-16} for viscosities (implying a viscosity of 10^{+21} Pa s for the lower ductile crust) and 10^{-10} for time (1 hour of experiment representing about 1 million years).

VI.1.B.3. Experimental procedure.

We did a first series of 6 purely brittle experiments and a second series of 5 brittle-ductile experiments. Models were built using layers of silicone and sand. All models were 50 cm long, the width ranging between 20 and 27 cm. Total model thickness was 5 cm. For the first series of experiments, sand only was used; for the second series, models had a 4 cm thick layer of sand overlying a 1 cm thick silicone layer. In all experiments, the sand was built up with fine layers (5 mm thick) of various colours. These had no mechanical significance, but were useful for revealing fault offsets in vertical sections. The duration of each experiment (6 hours) and the wrenching velocity (1 cm h^{-1}) were fixed. The only parameter varied from one experiment to another, was the shortening velocity (S = 1/5, 1/4, 1 /3 or 1/2 cm h^{-1}). The kinematic ratio R = S/W expressed the relative velocities of shortening and wrenching. Because this ratio was steady in each experiment, it also expressed the orientation of the finite relative displacement vector of the piston (Fig. 6 - 4). A grid of thin white sand markers was deposited

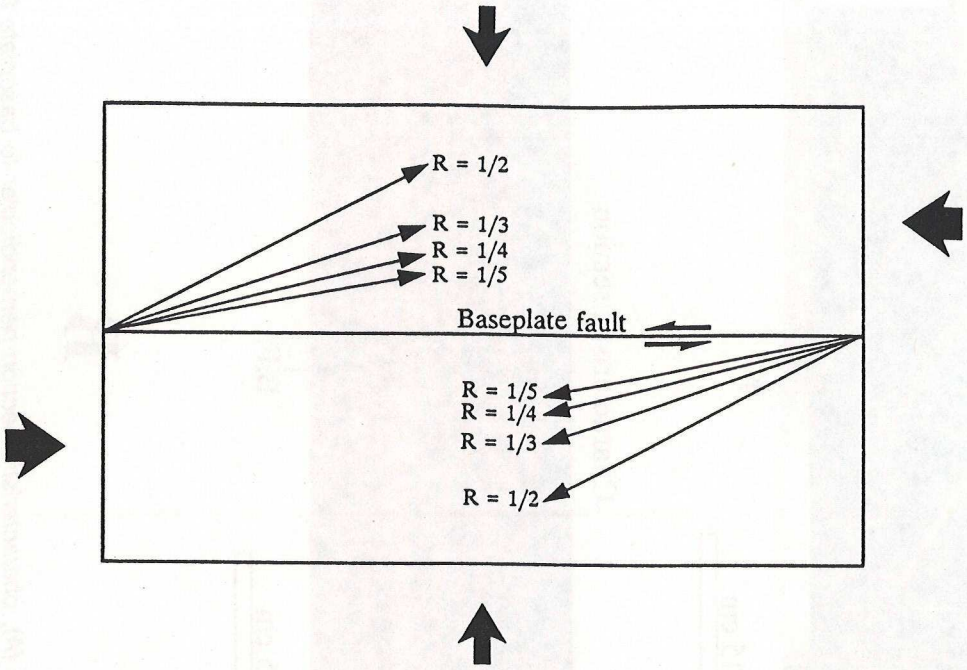


Fig. 6 - 4. Displacement vectors of plastic sheets below model. Reference frame is fixed to center of model. Finite displacements are shown for various kinematic ratios (R) of shortening/wrenching and for total wrench displacement of 20 cm for each plastic sheet. The model is here 50 cm long.

on the free surface of each model for registering displacements and fault motions. Photographs of the free surface were taken at regular time intervals, thus documenting the surface deformation. At the end of each experiment, the model was impregnated with water and cut into vertical slices, 1 cm wide and perpendicular to the baseplate fault. Most sections showed fault traces with finite offsets of the colour banding.

VI.2.B.4. Experimental results.

In all experiments, a zone of concentrated wrenching and shortening developed above the baseplate fault (Fig. 6 - 5). Most, but not all, of the surface deformation was expressed as a series of fault traces, visibly offsetting the passive markers. The markers also suffered strains (as much as 10 % extension) which may have been due to small displacements on a multitude of closely spaced faults,

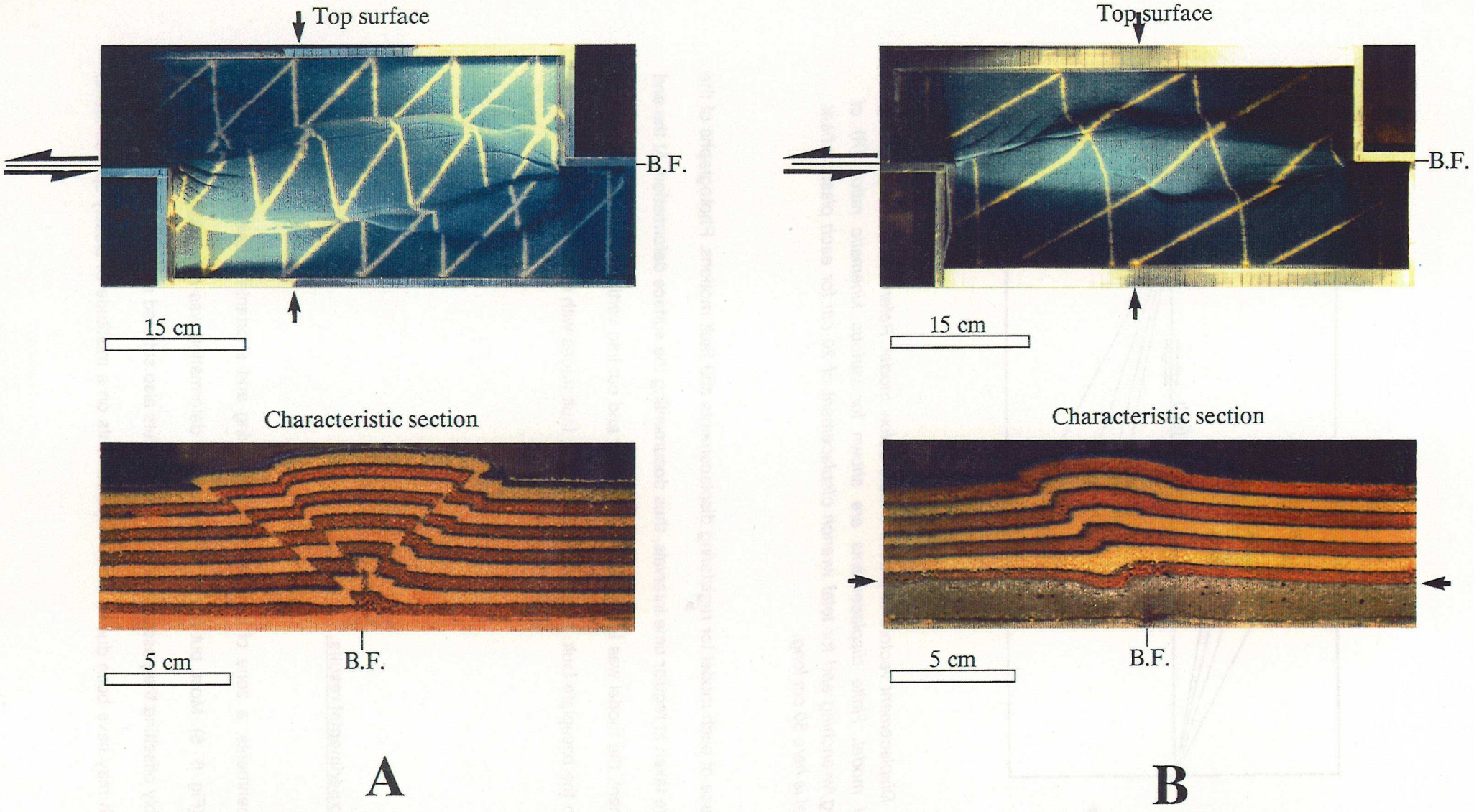


Fig. 6 - 5 . Experimental results for moderate kinematic ratio (R = S/W = 1/3). For sand model (A), characteristic section perpendicular to baseplate fault (B.F.) shows four major faults, dipping 30 to 50°, towards baseplate fault. Section line is indicated by small arrows on view of top surface. - In sand-silicone model (B), interface between stratified sand and basal silicone layer is indicated on characteristic section (small arrows). Two major reverse faults converge towards base of sand near baseplate fault. Major wrench faults are not easily visible in section, but they offset passive markers on free surface of model.

beyond the limit of visual resolution. The pattern of faults and strains had approximately monoclinic symmetry about the centre of the model and the baseplate fault.

Vertical sections cut perpendicular to the baseplate fault showed reverse faults as well as some strain within the sand. On a typical section (Fig. 6 - 5), conjugate reverse faults converge towards the base of the sand, enclosing a fault wedge. Vertical extrusion of the wedge produces a somewhat rounded surface bulge.

Models made of sand alone differ significantly from models made of sand and silicone. From closely spaced serial sections, we were able to draw structural contour maps of individual fault surfaces (Fig. 6 - 6) and block diagrams of entire models (Fig. 6 - 7). In sand models, most major faults root into

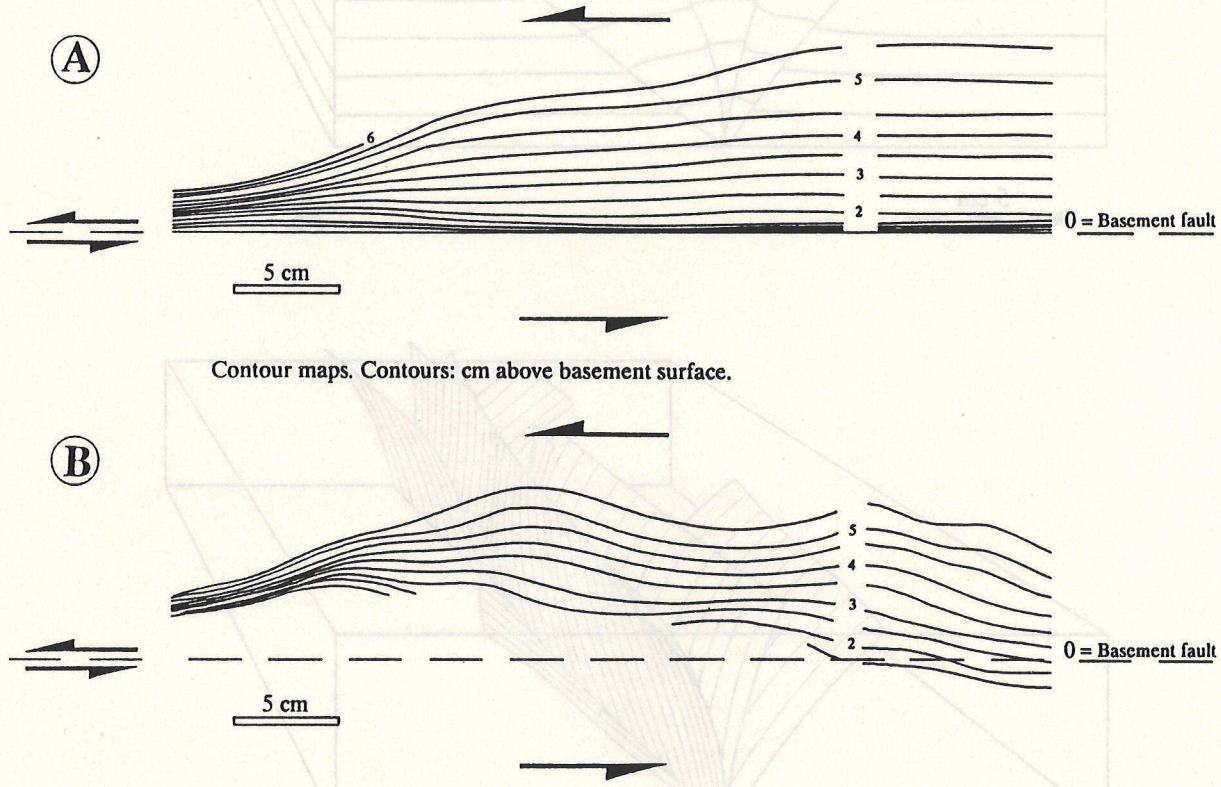
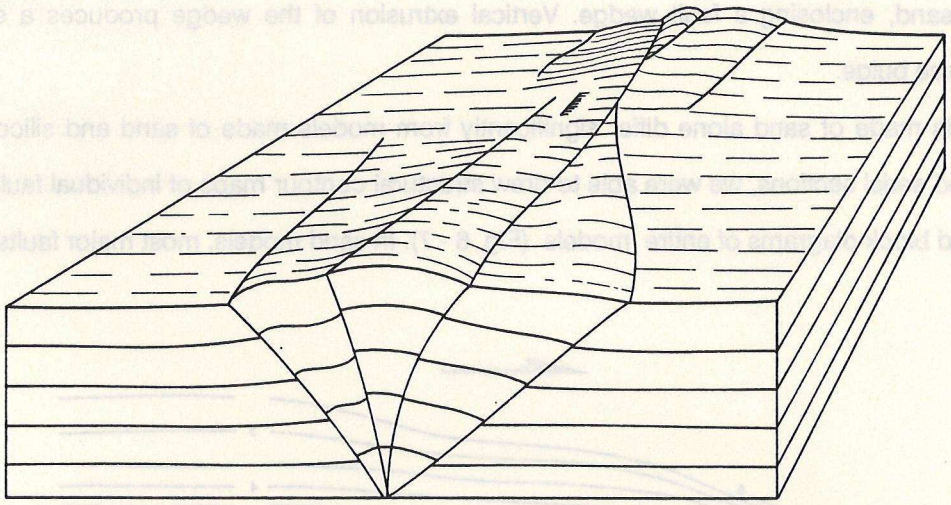


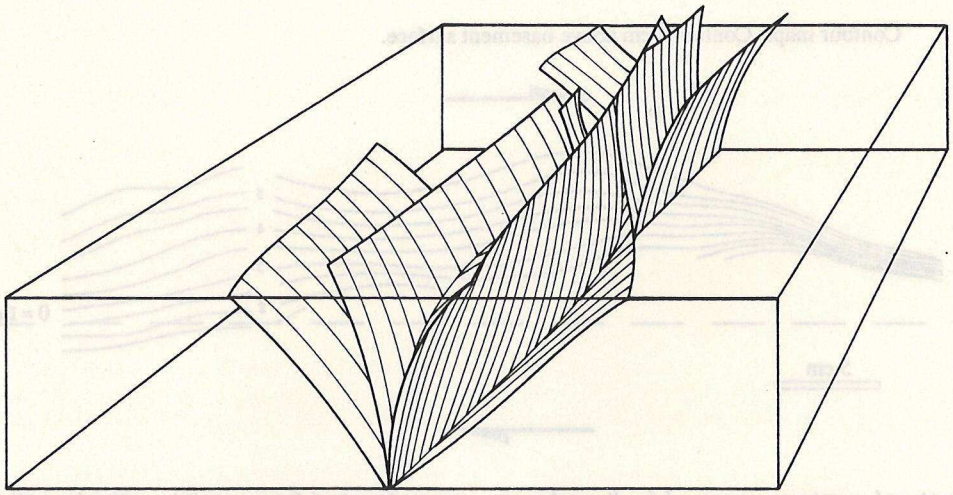
Fig. 6 - 6. Structural contour maps of fault surfaces, reconstructed from serial vertical sections (1 cm apart) through sand model (A) and sand-silicone model (B). Kinematic ratio was R = 1/3. Contours are labelled for height (cm) above basal plates. For sand model (sand only), fault surface roots into baseplate fault and is convex upward. For sand-silicone model, fault surface is less regular.

the baseplate fault. Most such faults are convex upwards. From one end of the model to the other, they tend to show little variation in strike. Hence the baseplate fault seems to exert a strong control on the location and on the strike of faults in the overlying sand.



5 cm

A



5 cm

B

Fig. 6 - 7 . Upper block diagram of sand model (A) shows faults at free surface and in characteristic cross section (R = 1/4). Lower block diagram (B) shows reconstructed fault surfaces, for same model.

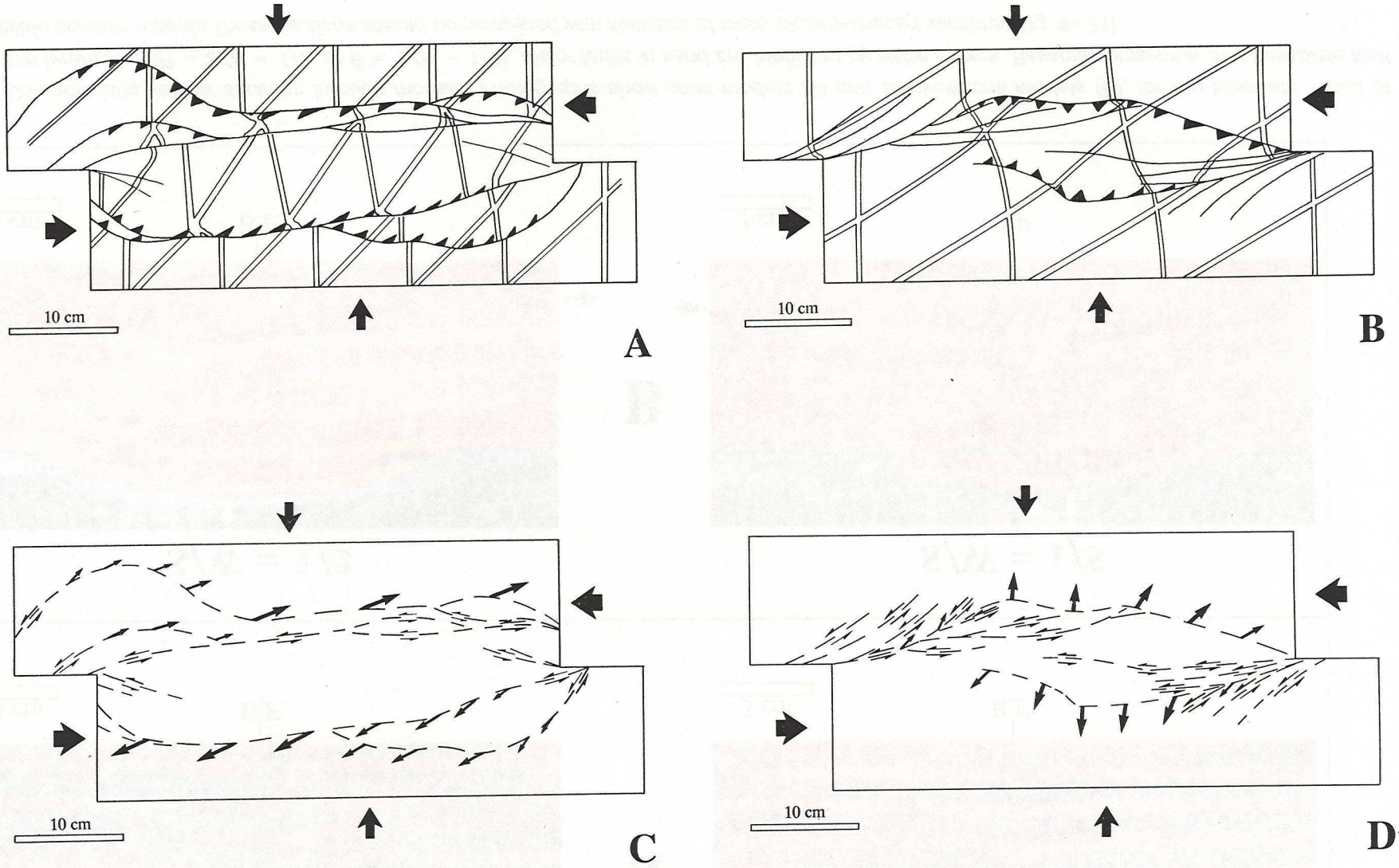


Fig. 6 - 8 . Surface deformation of sand and sand-silicone models. Upper line-drawings (A and B) are simply interpretations of photographs (Fig. 6 - 17, A and B). Passive markers (double lines) are offset across fault traces (single lines). Wrench faults (no ornament) are distinguished from reverse faults (solid symmetric triangles pointing down fault trace) and oblique faults (solid asymmetric triangles pointing down fault surface in direction of slip). Lower line drawings (C and D) show fault traces (dashed lines) and approximate slip vectors (lengths exagerated, for clarity).

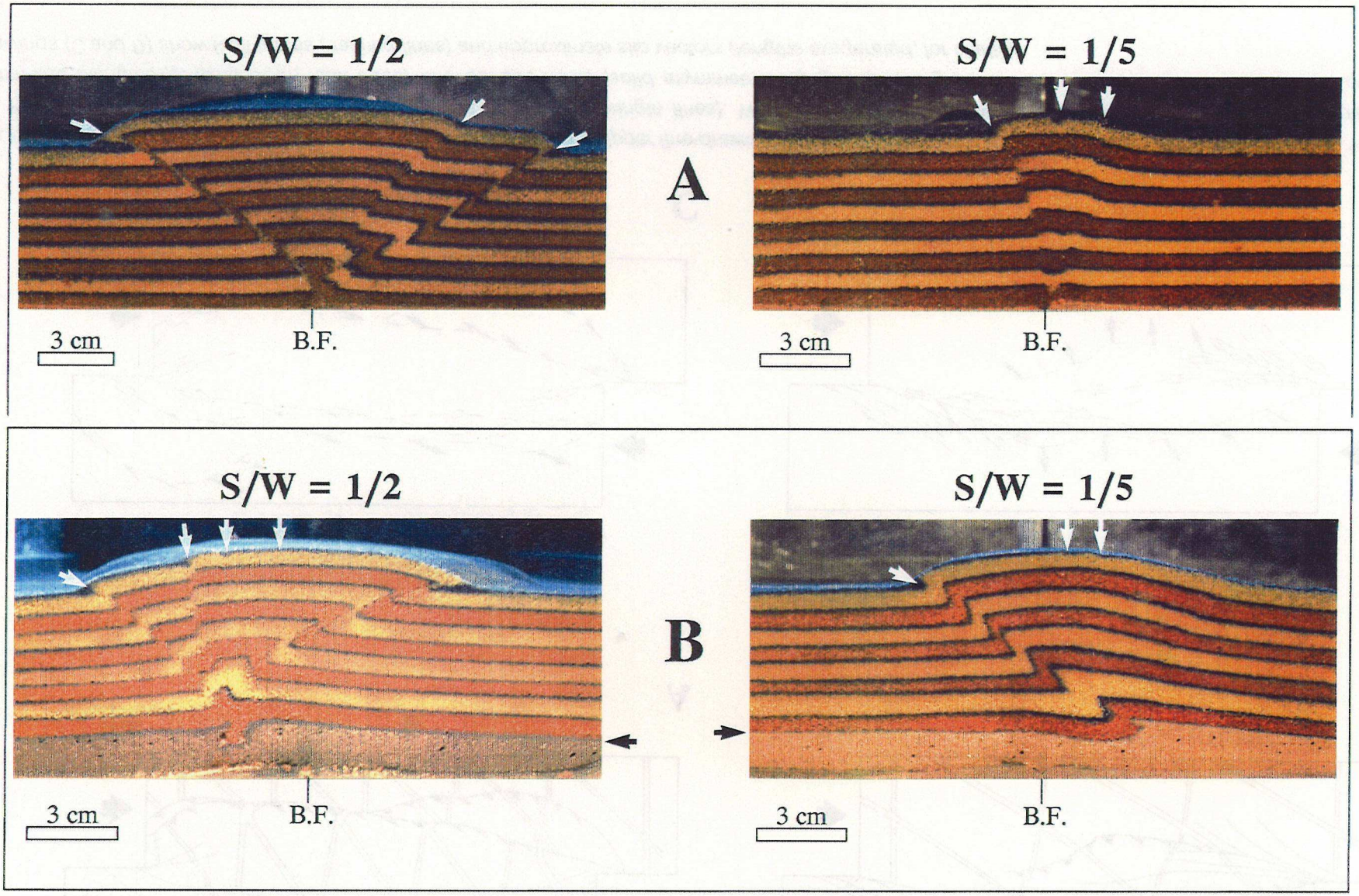


Fig. 6 - 9. Characteristic vertical sections through models. Photographs show sand models (A) and sand-silicone models (B), for two kinematic ratios of shortening and wrenching (R = S/W = 1/2, or R = S/W = 1/5). Major faults in sand are identified by white arrows. Baseplate assembly and baseplate fault (B.F.) are visible beneath models.These sections should be compared with statistics of many closely-spaced sections (Fig. 6 - 21).

In contrast, for sand-silicone models, most faults, where they terminate at the sand-silicone interface, have tip-lines that are somewhat irregular. Tip-lines may be offset from the baseplate fault by as much as 5 cm horizontally. Thus the baseplate fault exerts much less control on fault position and orientation than it does for models made of sand only.

Further differences appeared when we estimated slip vectors for major faults, using surface grids (Fig. 6 - 8). We were not able to obtain exact slip vectors, because the surface grids were not closely enough spaced. Our estimates are better for slip orientations than they are for magnitudes. In sand models (Fig. 6 - 8A and C), slip vectors are highly oblique, both to the traces of major faults and to the baseplate fault. The slip vectors show the major faults to be oblique (left-lateral reverse) faults. Slip vectors are almost parallel (within 5°) to the displacement vectors of the plastic sheets underlying the model (compare Fig. 6 - 4 and 8C), as indeed they should be if most of the imposed motion is concentrated upon the major faults described.

In contrast, slip vectors for sand-silicone models have more varied orientations (Fig. 6 - 8B and D). Near one end of the models, the sidewall fault continues into the sand, as an almost pure wrench fault, trending obliquely to the baseplate fault (at about 30° in the top left-hand corner, Fig. 6 - 8B). This trend is nearly parallel to the displacement vector of the underlying plastic sheet. Towards the central area of the model, the wrench fault branches, forming a family of wrench faults and an individual thrust, all nearly parallel to the baseplate fault. Thus the fault slips in the central area are partitioned. Towards the other end of the model (top right, Fig. 6 - 8B), the wrench faults and thrust anastomose and continue as a single oblique-slip fault. The pattern is repeated on the other side of the main deformed zone (right to left, lower part of Fig. 6 - 8B), satisfying monoclinic symmetry.

The kinematic ratio (shortening over wrenching) also had a significant effect on structural style, especially in vertical section (Fig. 6 - 9). To assess this effect at model scale, we measured fault dips on successive serial sections and constructed rose diagrams showing dip frequency (Fig. 6 - 10). For the largest kinematic ratio (R = 1/2), most faults have small dips, both in sand models and in sand-silicone models. However the distribution is tight and unimodal for sand models, with a modal dip of 30°-40°; wider and bimodal, for sand-silicone models. As previously described for models where R = 1/3 (Fig. 6 - 5), major faults in sand models are mostly oblique-slip faults; whereas in sand-silicone models, there is a more numerous family of almost pure reverse faults, and another less numerous familly of almost pure wrench faults.

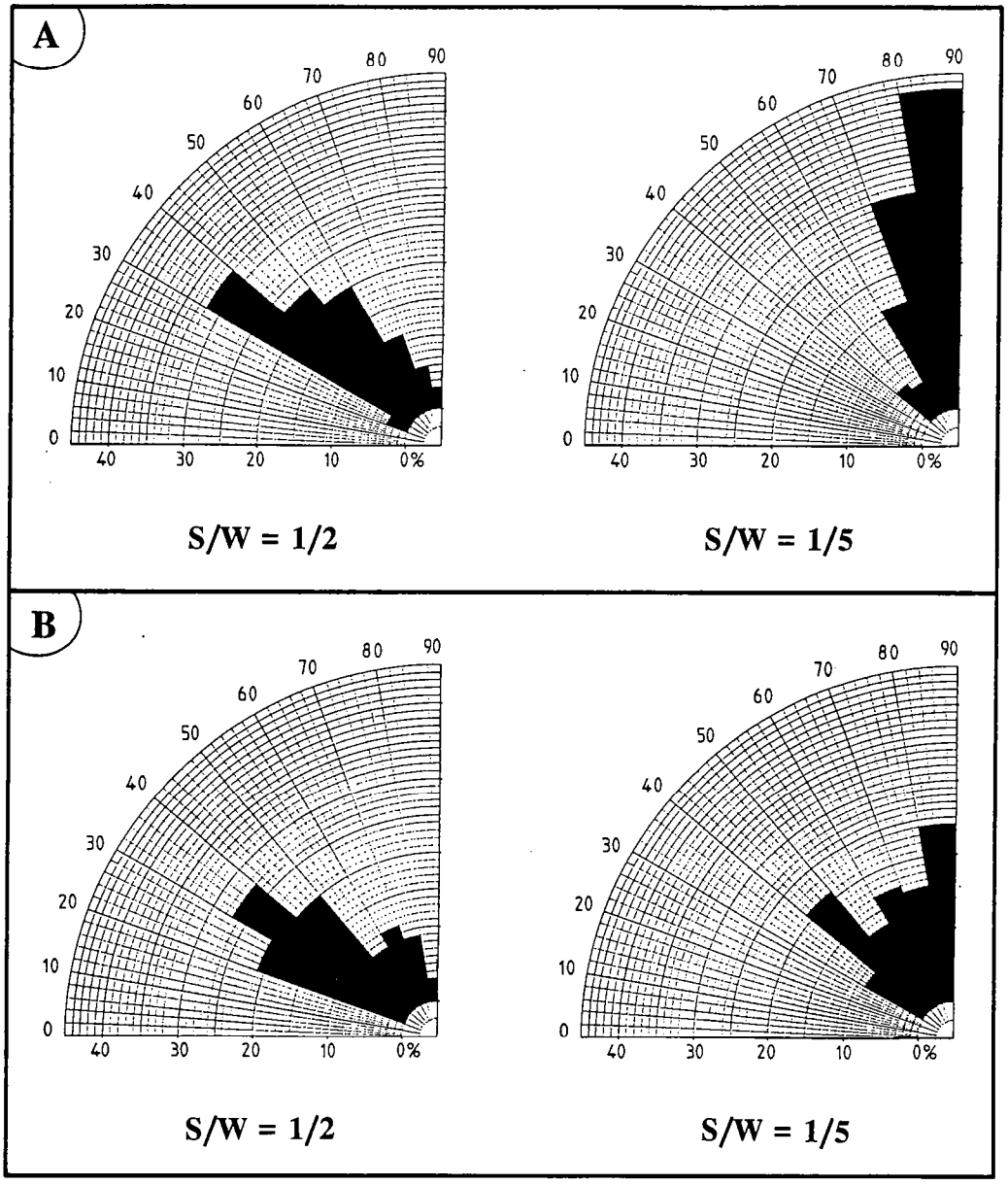


Fig. 6 - 10. Rose diagrams showing percentage frequency of average dip of faults. Results are shown for sand models (A), or sand-silicone models (B), with two differing kinematic ratios of shortening/wrenching (R = S/W = 1/2 or R = S/W = 1/5). The total numbers of measurements were 161 (A, R = 1/2), 110 (A, R = 1/5), 168 (B, R = 1/2) and 103 (B, R = 1/5). Notice the uni-modal distributions for sand models (A) and the bi-modal distributions for sand-silicone models (B). Notice also the predominantly steep dips of faults in sand models (A) where wrenching predominated (S/W = 1/5).

For the smallest kinematic ratio (R = 1/5), the dip distribution in sand models is, once again, tight and unimodal, but the modal dip is much larger (80°-90°): these are oblique-slip faults with gently pitching slip vectors. In sand-silicone models, the distribution is bimodal and wide. Almost pure reverse faults (with modal dips of 40°-50°) and almost pure wrench faults (80°-90°) are equally numerous.

VI.2.C. DISCUSSION.

In sand models, major faults root into the baseplate fault, where they are probably generated. These faults show oblique slips, even at the free surface. According to Anderson (1951), faults at the surface of the Earth can be reverse, normal or wrench faults, but never of intermediate type, with oblique slip. In Anderson's model, no shear stress can occur at the free surface. If this surface is horizontal, one of three principal stresses is required to be vertical and the two others, horizontal. At depth however, principal stresses can be oblique, and thus the slip on faults as well. From this point of view, it is easy to explain how oblique slip faults occur at depth in sand models. The sand and the baseplates are everywhere coherent. Baseplate motion produces basal shear stresses (σ_{XZ}). Consequently, principal stresses are oblique. But this model cannot explain oblique-slip faults that propagate as far as the free surface, where shear stresses by definition, vanish. We suggest that Anderson's hypothesis is invalid for sand. The cohesion of the sand is negligible. At the free surface, the vertical normal stress is, by definition, null. Consequently, to satisfy the Coulomb criterion, the horizontal normal stresses are null too. Thus the stress magnitude in any direction is null and the principal directions of stress are not defined. All orientations of faults are allowed and Anderson's theory is not applicable. In nature of course, each rock has a cohesion, but the cohesion becames rapidly negligible with respect to the vertical stress (σ_{ZZ}), for depths greater than 1 kilometer. Hence, principle stresses need to be parallel to the surface only at shallow depths. At the scale of a sedimentary basin several kilometers deep, there should be no obstacle to the formation of oblique-slip faults. In our opinion, this explains the formation of flower structures in sand models, and in certain basins. Nevertheless, in the second series of experiments, a lower ductile layer seems to be responsible for (1) steep faults which are almost pure strike-slip faults, and (2) gently dipping faults, which are almost pure

reverse faults. Anderson's theory seems to be more appropriate here. In our opinion, the ductile layer decouples the sand from the rigid baseplates. At the experimental rates of wrenching and shortening, differential stresses in the silicone are small. In particular, the basal shear stress (σ_{xz}) is negligible compared with the vertical normal stress (σ_{zz}). Hence, two principal stresses are nearly horizontal, and one nearly vertical. Depending on the relative magnitudes of these stresses, faults will be generated, either as nearly pure reverse faults, or as nearly pure strike-slip faults, but not as oblique-slip faults.

All this may explain why (1) positive flower structures are common in some sedimentary basins, but not in others, depending on the degree of coupling between cover and basement, whereas (2) neighbouring thrusts and strike-slip faults are common at lithospheric scale because of ubiquitous lower crustal detatchments.

VI.2.D. CONCLUSIONS.

We have reproduced positive flower structures in models made with a Coulomb material (sand) or with layers of Coulomb material and Newtonian material (silicone).

1) Partitioning of fault motions (wrenching and shortening) occurs when there is a viscous ductile layer at depth. It results in parallel faults of two families: gently dipping reverse faults and steep strike-slip faults.

2) Coupling of the wrenching and the shortening components occurs when there is no ductile layer at depth. Partitioning results in faults of one family. These are oblique-slip faults.

3) In general, with or without a viscous ductile layer at depth, the greater the wrenching component, the steeper the faults.

Acknowledgements.

This work was financed by the Institut Français du Pétrole. Special thanks are due to B. Colletta and J. Letouzey for useful discussions. The experimental apparatus was designed by J.J. Kermarrec, P. Balé and P.R. Cobbold. J.J. Kermarrec built the apparatus and provided technical assistance.

VI.2. DEFORMATION DECROCHANTE ET COMPRESSIVE EN CORDILLERE ORIENTALE.

Un exemple de faille active décrochante à décrochevauchante, la faille Bucaramanga, est illustrée, grâce à des données de terrain acquises dans la région de Bucaramanga (Colombie).

A l'échelle de la Cordillère Orientale de Colombie, décrochement et chevauchement fonctionnent en parfaite harmonie. Les résultats du travail expérimental exposé précédemment permettent d'expliquer ce phénomène.

La Colombie se situe à l'extrémité septentrionale du continent sud américain. La moitié Est de ce pays (deux fois la France) est couverte par de grandes plaines, les Llanos orientales, s'étalant jusqu'aux confins de l'Orénoque et de l'Amazone. L'autre moitié correspond à des chaînes montagneuses, les Andes de Colombie, représentent les Andes septentrionales d'Amérique latine (Fig. 6 - 11).

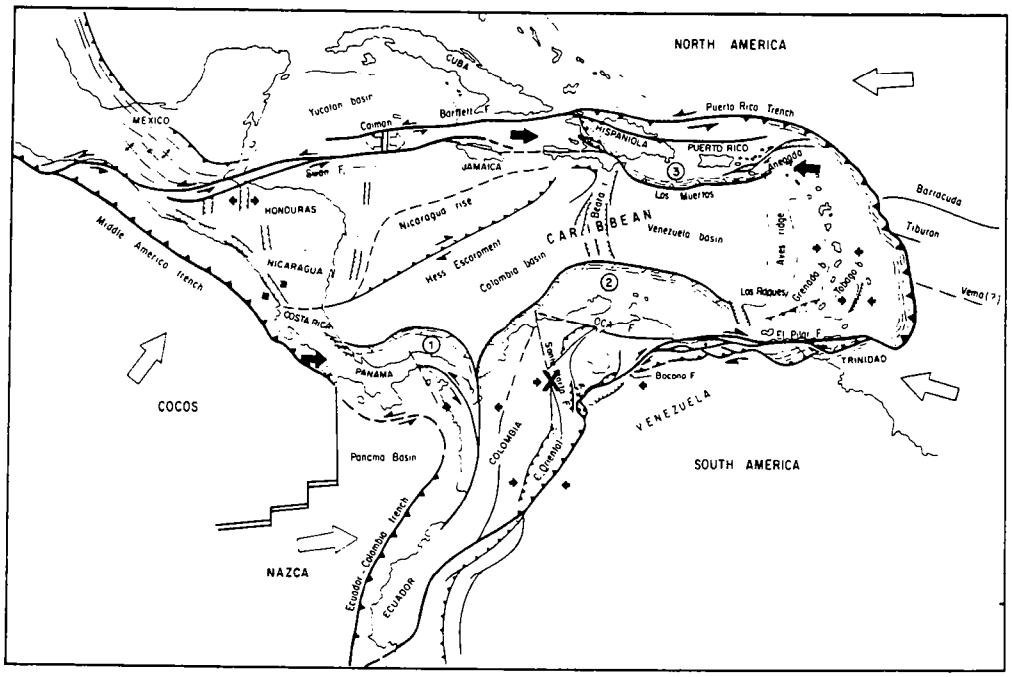


Fig. 6 - 11. Cadre géodynamique de la Plaque Caraïbes (d'aprés Stephan et al., 1986), et localisation de la zone d'étude.

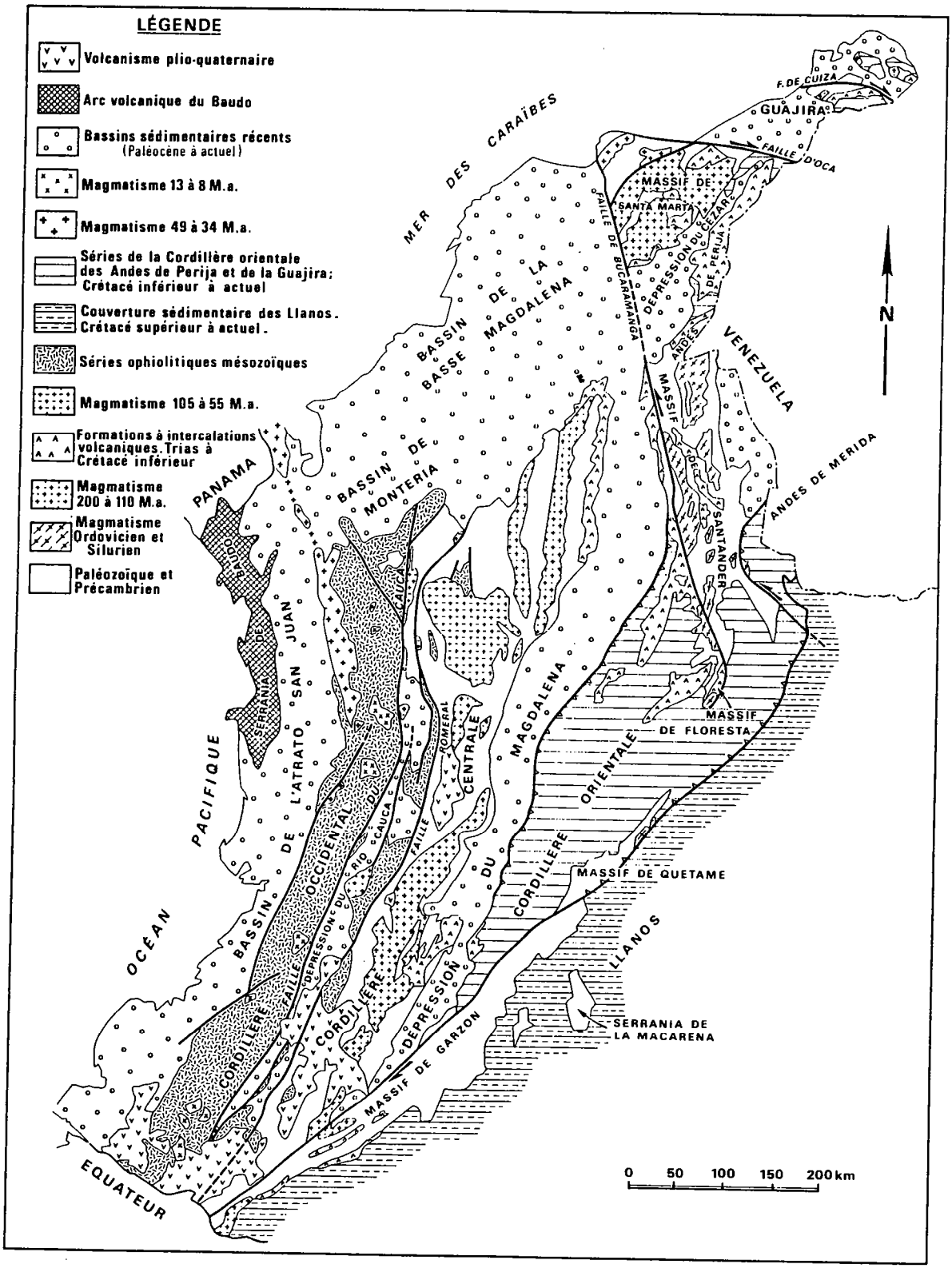


Fig. 6-12. Cadre géologique général des Andes de Colombie (d'aprés Boinet et al., 1987).

VI.2.A. LE CADRE STRUCTURAL.

Les Andes de Colombie, structurées dans un contexe compressif Est-Ouest, sont constituées de trois cordillères séparées par des profondes vallées intra-andines. Elles sont d'Est en Ouest (occidentale, centrale et orientale) (Fig. 6 - 11 et 6 - 12).

La Cordillère occidentale est caractérisée par des empilements de nappes ophiolitiques crétacées (Bourgois et al., 1985).

Le substratum de la Cordillère Centrale comporte du Précambrien et du Paléozoïque ayant subit les orogénèses calédonienne et hercynienne (Mc Court et al., 1984). Durant le mésosoïque, elle enregistre sur sa façade occidentale deux épisodes d'obduction (Bourgois et al., 1985).

L'originalité de la Cordillère orientale tient en la présence d'une puissante couverture mésozoïque. Après une période de sédimentation restreinte (Trias à Jurassique supérieur), la transgression crétacée recouvre la région. Des bassins subsidents se développent (Julivert, 1963 ; Bütterlin, 1973 ; Campbell, 1974), tel le sillon de Bogota. A partir de l'Eocène, des mouvements compressifs est-ouest engendrent la formation des premiers reliefs de la Cordillère orientale. Parallèlement se développe un bassin de piémont, le bassin des Foot-hills, recevant les produits d'érosion (Guillande, 1988). Puis au cours du Miocène supérieur, la Cordillère subit une élévation de plus de 2000 mètres (Guillande, 1988).

VI.2.B. LA CORDILLERE ORIENTALE.

La structure de la Cordillère orientale, limitée de part et d'autre par des failles inverses, est complexe (Fig. 6 - 12). Dans sa partie sud (de la région de Huila au nord de Boyaca), la Cordillère est orientée NNE-SSW. Par 6° nord (Fig. 6 - 17), son orientation change brusquement et prend une direction NNW-SSE. La bordure orientale est décrochevauchante dextre, dans la partie sud. La bordure occidentale est plus chevauchante.

Dans la partie nord, l'ensemble des structures montre une composante décro-chevauchante sénestre. La Cordillère est bordée sur son flanc occidental par un grand décrochement sénestre : la faille de Bucaramanga (Fig. 6 - 12 et 6 - 13).

La Faille de Bucaramanga.

Cet accident est observable sur plus de 550 km de la mer des Caraïbes à la sierra Nevada del

Cocuy (Cédiel et al., 1976). Le long de sa partie septentrionale, le rejet horizontal sénestre total est évalué à une centaine de kilomètres durant le Miocène supérieur (Tschanz et al., 1974 ; Campbell, 1965 ; Boinet, 1985 ; Boinet et al., 1989). Selon Boinet et al. (1989) ce déplacement longitudinal serait inférieur, voir nul dans la partie méridionale de la faille, étant accommodé par de nombreux chevauchements à vergence Sud-Est au niveau de la Sierra Nevada del Cocuy (Fig. 6 - 12, Massif de Floresta), ainsi que par les chevauchements à vergence nord-ouest le long de la vallée de la Magdalena (Fig. 6 - 12).

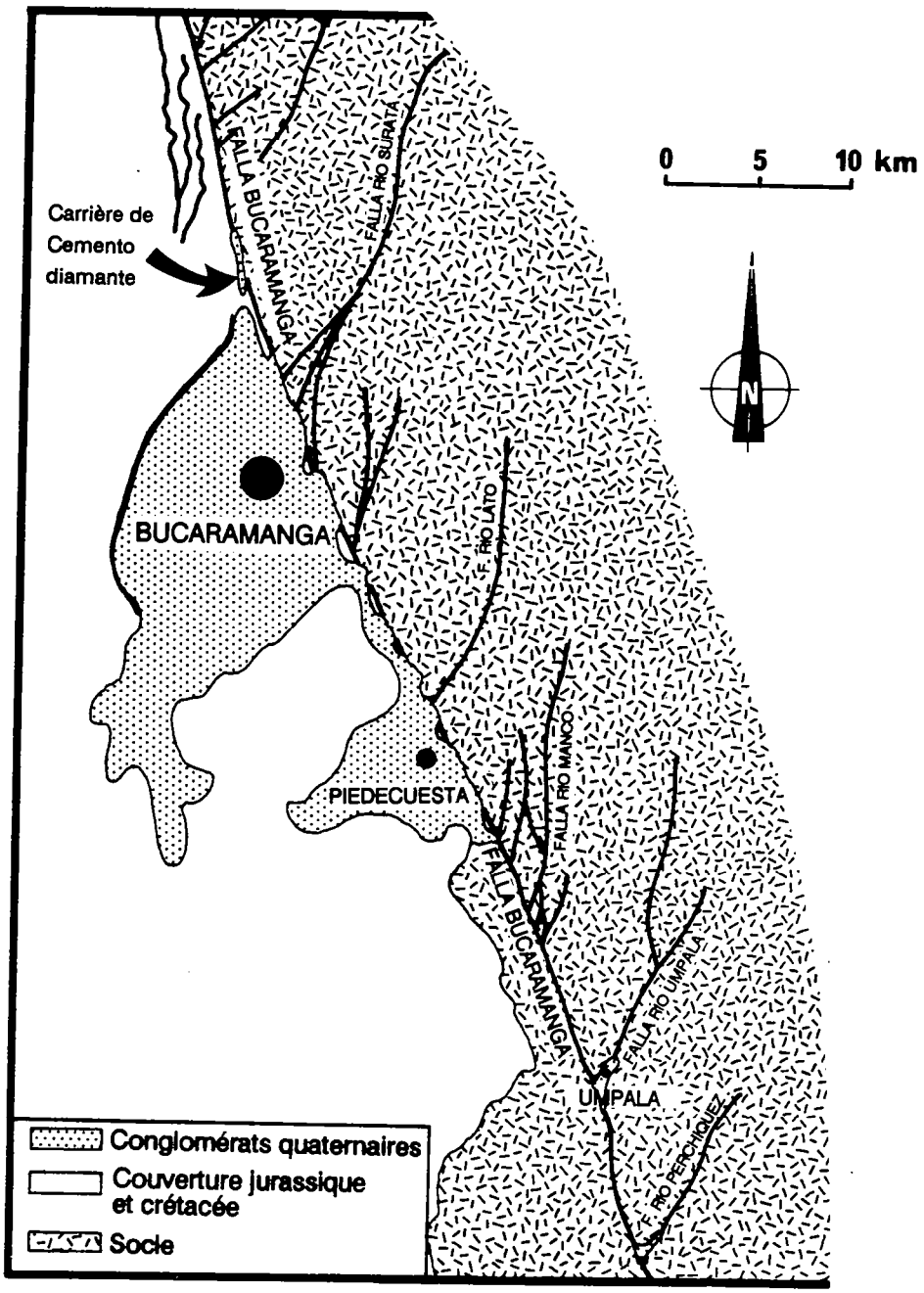


Fig. 6 - 13. Cadre structural simplifié de la région de Bucaramanga (d'après la carte géologique à 1/100 000, Ward et al., 1977).

Selon Boinet (1985), la faille de Bucaramanga joue un rôle de transformante intracontinentale durant le Miocène. Toujours selon cet auteur, cette faille ne montre pas de trace d'activité actuelle ou récente. De plus, elle ne semblerait pas affecter la terrasse de Bucaramanga (Julivert, 1963). Le tracé de la faille de Bucaramanga est décalé par des accidents décrochants dextres comme la faille de Surata et n'est caractérisé par aucune sismicité "significative" (Kafka et Weidner, 1981 ; Pennington, 1979 et 1981). Cependant, il existe au Sud de Bucaramanga un noeud sismique, mais non localisé sur la faille elle même (Tryggvason and Lawson, 1969 ; Dewey, 1972). Les seïsmes se produisent dans la lithosphère à une profondeur de "158 km" (Boinet, 1985), dans un domaine limité à 20 km de diamètre environ. Notons cependant que, durant le Plio-Quaternaire, un rejet vertical trés important le long de la faille de Bucaramanga a permis la surrection du Massif de Santa Marta au nord (12000 m de rejet vertical depuis le Miocène inférieur (Tschanz et al., 1974).

Un court séjour dans la région de Bucaramanga, nous a permis de relever des critères de déformation témoignant d'une déformation des dépôts quaternaires. La faille de Bucaramanga fonctionne en décrochement sénestre et cette déformation impliquent les dépôts quaternaires.

VI.2.C. LA FAILLE DE BUCARAMANGA : EXEMPLE DE DECROCHEMENT SENESTRE ACTIF.

VI.2.C.1. Au Nord de Bucaramanga.

Carrière de Cemento Diamante (localisée sur la figure 6 - 13).

Cette carrrière est située précisément sur le tracé de la faille de Bucaramanga. Des sédiments quaternaires (conglomérats et argiles) sont observés au contact du socle paléozoïque, zone altérée verticale d'orientation générale N160. Ce contact a été utilisé comme plan de faille, comme en témoigne (1) la présence de stries verticales, (2) le redressement de la stratification frustre du conglomérat, au contact du Paléozoïque (Fig. 6 - 14 et - 15) et (3) les nombreux petits plans de faille inverse visibles tout le long du contact. Ces différents critères traduisent un soulèvement du Paléozoïque par rapport au Quaternaire.

A une trentaine de mètres de ce contact, on note la présence de couloirs de cisaillement dans des argiles quaternaires. Les critères de cisaillement observés dans un plan horizontal, plans de cisaillement N140 à N150 assimilables à des Riedels R, indiquent une composante décrochante sénestre (Fig. 6 - 16). Ces observations montrent l'existence d'une composante sénestre le long de la faille de Bucaramanga.

EST

OUEST

Fig. 6 - 14. Photographie du contact vertical socle-conglomérats quarténaires, le long de la faille de Bucaramanga. La stratification grossière des conglomérats est fortement inclinée à l'approche du contact.

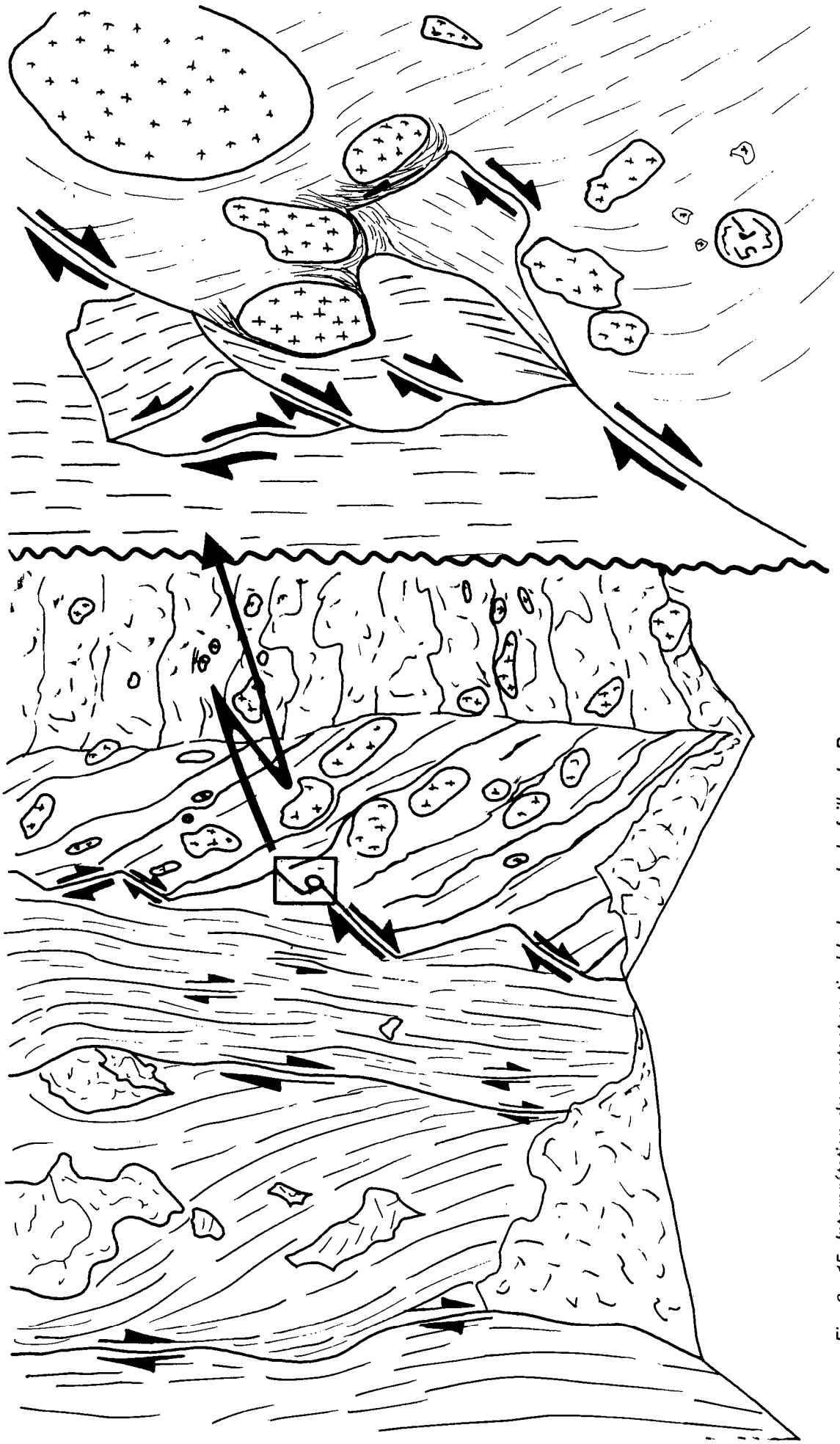


Fig. 6 - 15. Interprétation du contact vertical le long de la faille de Bucaramanga, entre les conglomérats quaternaires et le Paléozoïque.

Interprétation des plans de cisaillements dans les sédiments quaternaires.

VI.2.C.2. Au Sud de Bucaramanga.

Une étude de terrain a permis de suivre le tracé de la faille de Bucaramanga, au sud de Piedecuesta (20 km au Sud de Bucaramanga). Cet accident, d'orientation générale N160, sépare un gneiss précambrien d'un granite d'âge mésozoïque (Fig. 6 - 17).

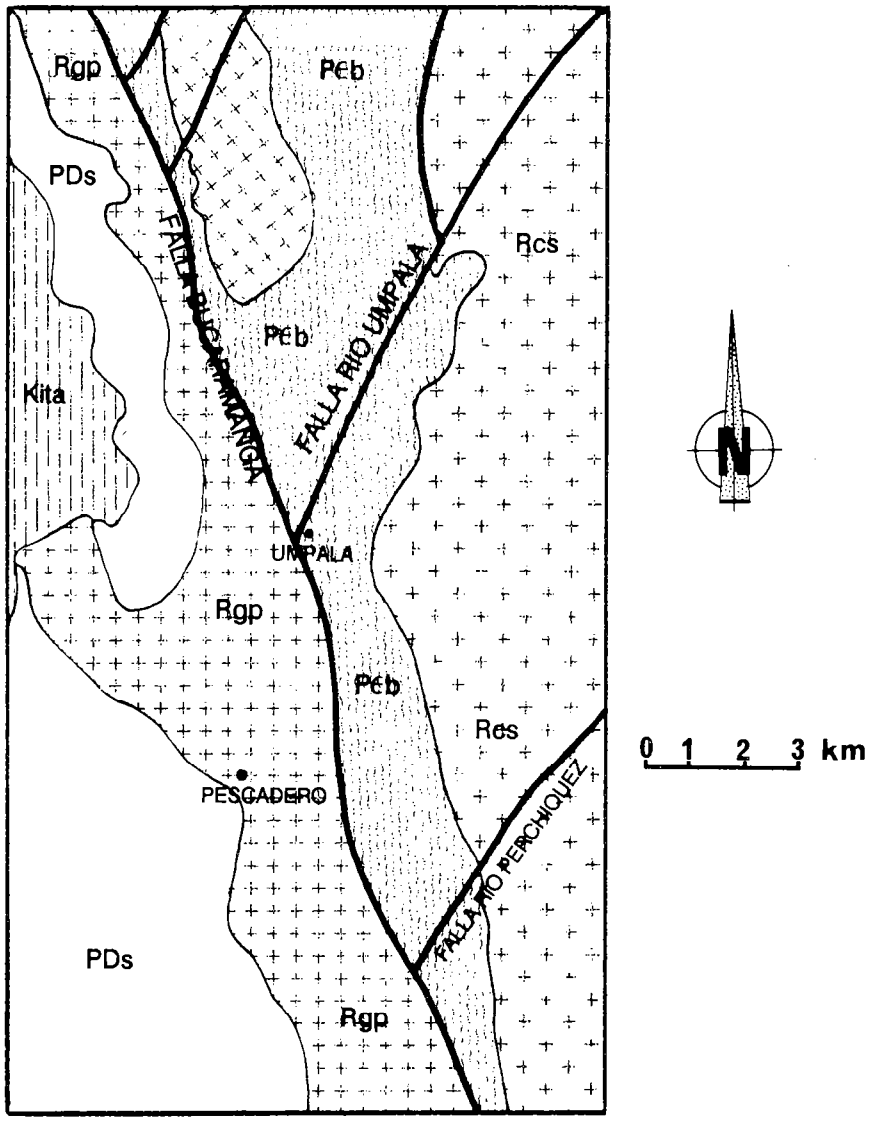


Fig. 6 - 17. Cadre structural de la région étudiée au Sud de Bucaramanga, ciblée sur Umpalá (d'aprés Rodriguez et Mendoza, 1989).

Le pendage de la faille diminue progressivement avec l'altitude. L'inclinaison, subverticale dans le fond des vallées, est d'environ 20 degrés sur les crêtes pour un dénivelé de 400 m. Cela donne une forme convexe à l'accident, confirmée sur les panoramas observés dans les vallées perpendiculaires à la faille (Fig. 6 - 18 et 6 - 19)

OUEST EST

Fig. 6 - 18. Trace cartographique de la faille de Bucaramanga au Nord de Umpalá (localisation Fig. 6 - 22). La faille met en contact un gneiss précambrien (compartiment décrochevauchant) et un granite mésozoïque (compartiment abaissé).

EST OUEST

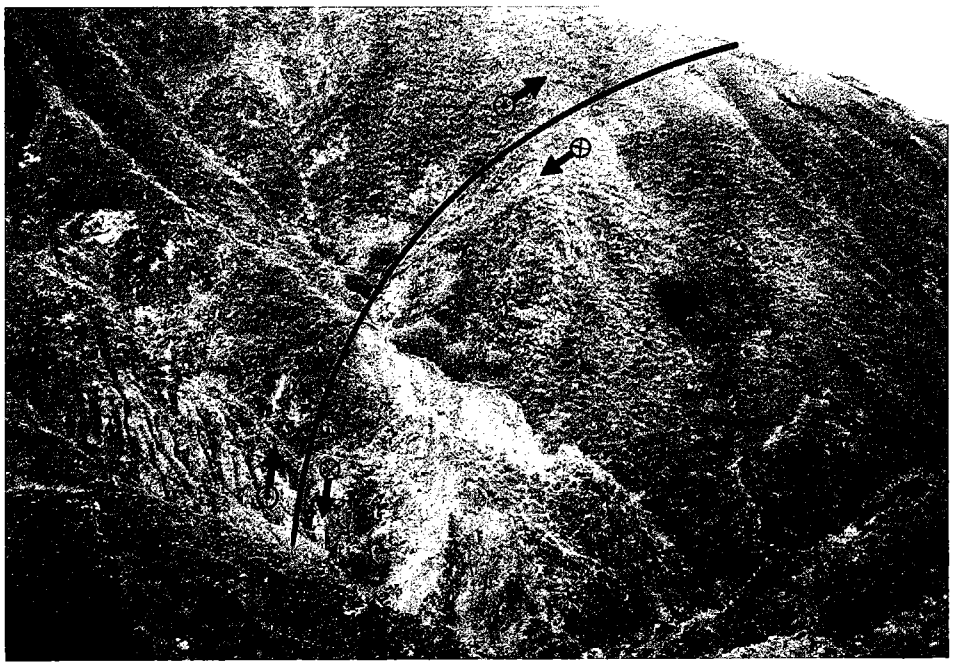
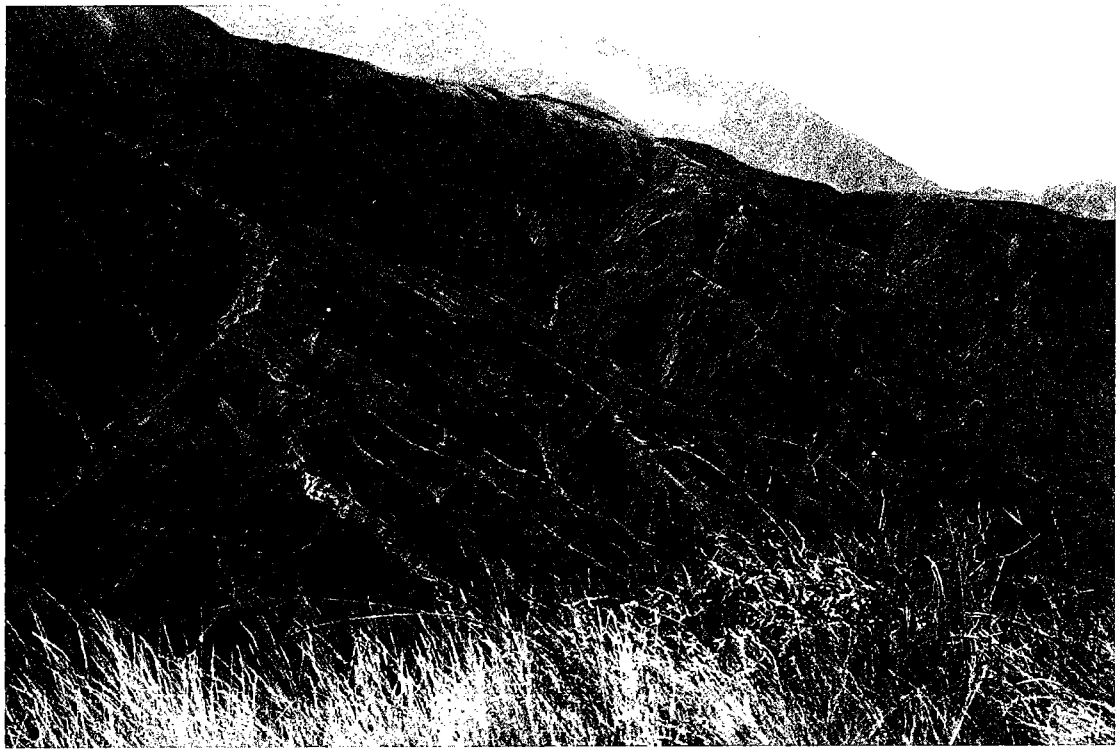


Fig. 6 - 19. Trace convexe caractéristique de la faille de Bucaramanga (Nord d'Umpalá) (localisation Fig. 6 - 22).

Dans les portions à faible pendage, le gneiss recouvre le granite (Fig. 6 - 20). Les stries, mesurées sur les plans de failles subparallèles à l'accident principal, présentent des pitchs compris entre 0° et 40°S. Sur ces plans de faille, les critères de sens de déplacement indiquent un jeu sénestre. Ces observations sont compatibles avec un jeu décrochant à décrochevauchant sénestre de la faille de Bucaramanga.

Fig. 6 - 20. Evidence du rejet inverse de la faille de Bucaramanga. Le gneiss chevauche le granite le long d'un contact faiblement penté (Nord d'Umpalá). L'observateur regarde vers le Sud (localisation Fig. 6 - 22).

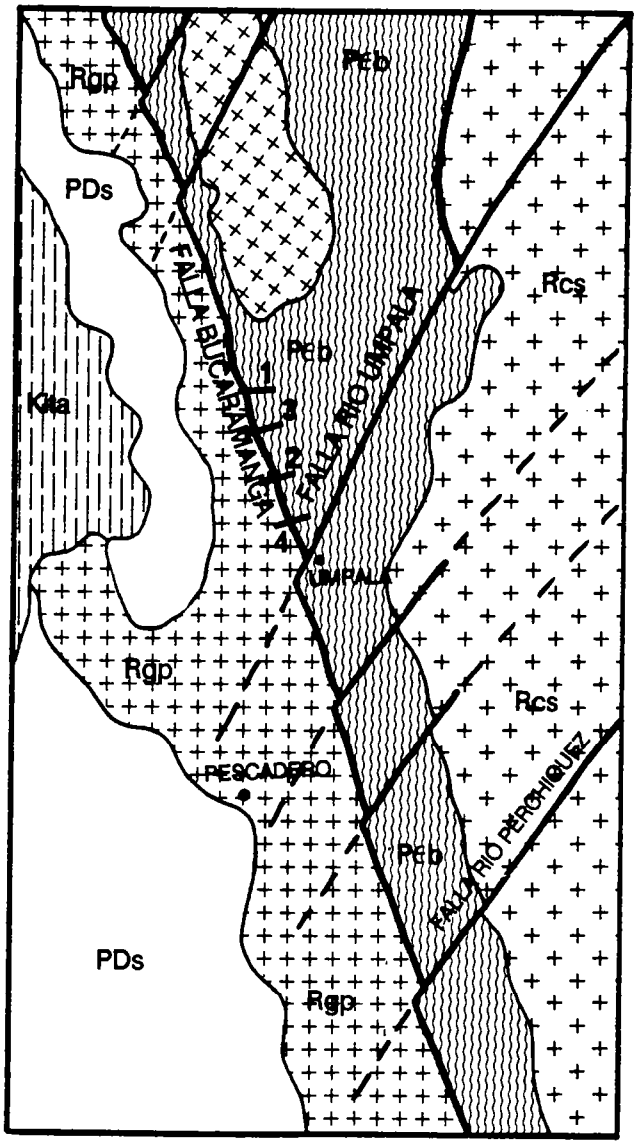


EST OUEST

Fig. 6 - 21. Interprétation des décalages dextres le long des décrochements antithétiques d'orientation principale N40. L'observateur regarde vers le Sud, parallèlement à la direction de la faille de Bucaramanga (N160). Le plan d'observation est localisé sur la figure 6 - 22.

Au Sud du Rio Umpalá, la faille de Bucaramanga est clairement décalée par un décrochement dextre, orienté N30, dont la trace coïncide avec le fond de la vallée du Rio Umpalá. Des failles secondaires associées, d'orientation N10 à N50, montrent des stries dont le pitch est compris entre 0° et 40°N. Les critères de cisaillement sur ces plans de failles sont dextres. Deux kilomètres plus au Sud, la faille de Bucaramanga est affectée par des décalages similaires, d'amplitude hectomètrique (Fig. 6 - 21). Cette structuration indique la postériorité des accidents dextres par rapport à la faille de Bucaramanga.

L'ensemble de ces données nous permet de proposer une nouvelle interprétation du système de failles Bucaramanga-Rio Umpalá (schéma structural, Fig. 6- 22).



Kita : Crétacé inférieur
PDs : Anté Dévonien
PEb : Gneiss précambrien
Rgp : Granite jurassique
Rcs : Monzonite jurassique
Rcl : Monzonite triasique

Fig. 6 - 22. Schéma structural du système de failles Bucaramanga-Rio Umpalá. Les numéros localisent les orientations des photos de terrain (1 : Fig. 6 - 18. 2 : Fig. 6 - 19. 3 : Fig. 6 - 20. 4 : Fig. 6 - 21).

Conclusion.

La faille de Bucaramanga (bordure Est du bassin de la Basse Magdalena) est considérée depuis longtemps comme un grand décrochement sénestre. Dans la partie sud de ce bassin (Fig. 6 - 12), parallèlement à ce décrochement, un grand chevauchement est observable. La surrection de la cordillère orientale de Colombie s'inscrit dans un contexte compressif Est-Ouest. Cette compression s'exprime par deux familles de failles, l'une quasi purement chevauchante, l'autre quasi purement décrochante. A l'échelle de l'affleurement, sur la faille de Bucaramanga, ce phénomène a clairement été mis en évidence (carrière de Cemento diamante). A l'échelle du bassin, le décrochement est bien visible (faille de Bucaramanga), le chevauchement ne l'est pas. Cependant, il reste à démontrer dans quelle mesure celui-ci ne se trouve pas masqué (blind thrust) par les sédiments récents dans le bassin de la basse Magdalena, un rejet vertical de 12 km existant au niveau du massif de Santa Marta.

Ces observations se trouvent renforcées par les résultats expérimentaux présentés auparavant.

Références.

Anderson, E.M., 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain, 2d ed. Oliver and Boyd, Edinburgh, 203 pp.

Bally, A.W. (Editor), 1983. Seismic expression of structural styles. Am. Ass. Petrol. Geol., Studies in Geology Series, 15, 3.

Boinet, T., 1985. La frontière méridionale de la plaque Caraïbes aux confins colombo-vénézuélien (Norte de Santander, Colombie) : données géologiques. Thèse de 3ème cycle, Paris VI, 204 pp.

Boinet, T., Bourgois, J., Mendoza, H. et Vargas, R., 1989. La Falla de Bucaramanga (Colombia) : Su foncion durante la orogenia andina. Geologia Norandina, 11 : 3-10.

Bourgois, J., Toussaint, J.F., Gonzales, M., Orrego, A., Azéma, J., Calle, B., Desmet, A., Murcia, A. Pablo, A, Parra, E. et Tournon, J., 1985. Les ophiolites des Andes de Colombie. Evolution structurale et signification géodynamique. Symposium "Géodynamique des Caraïbes", A. Mascle, Editeur : 475-494.

Bütterlin, J., 1973. Comparaison des caractères structuraux des cordillères sud-américaines extra-andines des Andes centrales et des Andes septentrionales. IIème Congr. Lat. Amer. Géol., Caracas, Résumés : 18-19.

Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. Pure and applied geophysics, 116: 615-626.

Campbell, C.J.,1974. Colombian Andes. Geol. Soc. of London, Special Publication: 705-724.

Cédiel, M.F., Ujueta, L.G. and Caceres, C.G., 1976. Mapa geologico de Columbia, Escala 1 : 1 000 000. Ediciones Geotec Ltda., Bogota.

Cédiel, M.F., Mojica, J. and Macia, C., 1981. Las Formaciones Luisa, Payandé, Salandana, sus culumnas estratigraphicas caracteristicas. Geologia Norandina : 12-19.

Cobbold, P.R., Balé, P., Marquer, D. and Vendeville, B., 1986. Sense of wrenching in crustal flower structures. Abstract, Shear Criteria meeting, London.

Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Journ. Geophys. Res., 88: 1153-1172.

Davy, P., 1986. Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. Thèse 3ème cycle, Université de Paris Sud, 233 pp.

Davy P.and Cobbold, P.R., 1989. Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S., 14: 129-141.

Davy, P. and Cobbold, P.R. Experiments on shortening of a 4-Layer continental lithosphere. Tectonophysics, in press.

Dewey, J.W., 1972. Seismicity and tectonics of western Venezuela. Bulletin of the Seismological Society of America, 62, 6: 1711-1751.

Emmons, R.C., 1969. Strike-slip rupture pattern in sand models. Tectonophysics, 7: 71-87.

Faugère,E. and Brun, J.P., 1984. Modélisation expérimentale de la distention continentale. Compte-rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 299, II : 365-370.

Glennie, K.W. and Boegner, P.L.E., 1981. Sole pit inversion tectonics. In: L.V. Illing and G.D., Hobson (Editors), Petroleum geology of the continental shelf of northwest Europe. Hayden and Son, London: 110-120.

Guillande, R., 1988. Evolution méso-cénozoïque d'une vallée intercordilléraine andine : la Haute Vallée de la Magdalena (Colombie). Thèse de 3ème cycle, Université Pierre et Marie Curie, 367 pp.

Harding, T.P., 1973. Newport-Inglewood trend, California, an example of wrenching style of deformation. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 57: 97-116.

Harding, T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 69, 4: 582-600.

Harding, T.P. and Lowell, J.D., 1979. Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 63: 1016-1058.

Harding T.P., Vierbuchen, R.C. and Christie-Blick, N., 1985. Structural styles, plate-tectonic setting, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. Soc. Econ. Palaeont. Miner., Spec. Publ., 37: 51-77.

Horsfield, W.T., 1977. An experimental approach to basement-controlled faulting. Geol. Mijnbouw, 56: 363-370.

Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Geol. Soc. America Bull., 48: 1459-152O.

Hubbert, M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. Bull. Geol. Soc. America, 62: 355-372.

Julivert, M., 1963. Nuevas Observaciones sobre la Estratigraphia y la Tectonica del Cuaternario de los Alrededores de Bucaramanga. Bol. de Geol., 15, Bucaramanga : 41-59.

Kafka, A.L. and Weidner, D.J., 1981. Earthquake focal mechanisms and tectonic processes along the southern boundary of the Caribbean plates. J. Geophys. Res., 86: 2877-2888.

Kingma, J.T., 1958. Possible origin of piercement structures, local unconformities, and secondary basins in the Eastern Geosyncline, New Zealand. New Zealand J. Geol. Geophys., 1: 269-274.

Lawrence, R.D., Khan, S.H., De Jong,K.A., Farah, A. and Yeats, R.S., 1981. Thrust and strike-slip fault interaction along the Chaman transform zone, Pakistan. In: Thrust and Nappe Tectonics. Geol. Soc. London, Special publ. 9: 363-370.

Le Dain, A.Y., Tapponier, P. and Molnar, P., 1984. Active faulting and tectonics of Burma and surrounding regions. J. Geophy. Res., 89, B1: 453-472.

Lowell, J.D., 1972. Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone. Bull. Geol. Soc. Am., 83: 3091-3102.

McClay K.R. and Ellis, P.G., 1987. Geometries of extensional fault systems developed in model experiments. Geology 15: 341-344.

Mc Court, W.J., Aspden, J.A. and Brook, M., 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. J. Geol. Soc. London, 141: 831-845.

Milani, E.J. and Davison, I., 1988. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jabota rift, northeast Brazil. Tectonophysics, 154: 41-70.

Molnar, P., 1989. The geologic evolution of the tibetan plateau. American scientist, 77: 350-360.

Molnar, P., Burchfield, B.C., Zhao, Z., Liang, K., Wang, S. and Huang, M., 1987. Geologic evolution of northern Tibet: results of an expedition to Ulugh Muztagh. Science, 235: 299-305.

Naylor, M.A., Mandl, G., Sijpesteijn, C.H.K., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. J. Struct. Geol., 8, 7: 737-752.

Pennington, W.D., Mooney, W.D., Van Hissenhoven, R., Meyer, H.J., Ramires, J. and Meyer, R.P., 1979. Results of a reconnaissance micro earthquake survey of Bucaramanga, Colombia. Geophys. Res. Let., 6, 2: 65-68.

Pennington, W.D., 1981. Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northeastern South America. J. Geophys. Res., 86, B11: 10753-10770.

Ramberg, H., 1967. Gravity, deformation, and the Earth's crust. Academic Press, New York, 214 pp

Richard, P. and Cobbold, P.R., 1989. Structures en fleur positives et décrochements crustaux : modélisation analogique et interprétation mécanique. C. R. Acad. Sci. Paris, 308, II : 553-560.

Richard, P., Mocquet, B. and Cobbold, P.R. Formation simultanée de failles et de plis au dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale. C. R. Acad. Sci. Paris, 309, II : 1061-1066.

Robert, M.T., 1983. Seismic example of complex faulting from northwest shelf of Palawan, Philippines. In: A.W. Bally (Editor), Seismic expression of structural styles, a picture and work atlas. Am. Ass. Petrol. Geol. Studies in Geology, 15, 3: 4.2 18-4.2 24.

Rod, E., 1956. Strike-slip faults of Northern Venezuela. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 40: 457-476.

Sarwar, G. and De Jong, K.A., 1979. Arcs, oroclines, syntaxes: the curvatures of mountain belts in Pakistan. In: A. Farah and K.A. De Jong (Editors), Geodynamics of Pakistan. Geol. Surv. Pakistan, Quetta: 341-350.

Sylvester, A.G. and Smith, R.R., 1976. Tectonic transpression and basement-controlled deformation in San Andreas fault zone, Salton trough, California. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 60: 2081-2102.

Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. Bull. Geol. Soc. Am., 81: 1625-1640.

Tryggvason, E. and Lawson, J.E., 1969. El focosismoco intermedio en las cercanias de Bucaramanga, Colombia. Primer Congreso Colombiano de Geologia, Memoria 1, Aug. 4-8, 1969 : 359-371.

Tschanz, C.M., Marvin, R.F., Cruz, B.J., Mehnert, H. and Cebula, C.T., 1974. Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. Geol. Soc. Am. Bull., 85: 273-284.

Vendeville, B., 1987. Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. Thèse 3ème cycle, Univ. Rennes, 390 pp.

Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Choukroune, P. and Brun, J.P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), Continental Extensional Tectonics. Geological Society of London Special Publication, 28: 95-108.

Wilcox R.E., Harding T.P. and Seely D.R., 1973. Basic wrench tectonics. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 57: 74-96.

Woodcock, N.H. and Fischer, M., 1986. Strike-slip duplexes. J. Struct. Geol., 8, 7: 725-735.

Zalán, P.V., 1985. Tectonics and sedimentation of the Piauí-Camocim Sub-Basin, Ceará Basin, offshore northeastern Brazil. J.E. Warme (collaborator). CENPES, Petrobrás, Rio de Janeiro, 71 pp.

CHAPITRE VII.

FORMATION SIMULTANEE DE FAILLES ET DE PLIS AU-DESSUS D'UN DECROCHEMENT DE SOCLE.

CHAPITRE VII.

FORMATION SIMULTANEE DE FAILLES ET DE PLIS AU-DESSUS D'UN DECROCHEMENT DE SOCLE.

VII.1. BORDURE DECROCHANTE SUD CARAIBES. 243

VII.1.A. PRESENTATION DU DOMAINE SUD CARAIBES. 243

VII.1.B. LA FRANGE NORD OUEST - SUD EST DE FALCON (CHAINE DE FALCON). 245

VII.1.C. LE SYSTEME DE FAILLES D'EL PILAR ET LA SERRANIA DEL INTERIOR. 247

VII.2. MODELISATION EXPERIMENTALE. 250

EXPERIMENTS ON SIMULTANEOUS FAULTING AND FOLDING ABOVE A BASEMENT WRENCH FAULT. 253

Abstract. 253

VII.2.A. INTRODUCTION 254

VII.2.B. ANALOGUE MODELLING. 257

VII.2.B.1. Previous work. 257

VII.2.B.2. Experimental materials and scaling. 259

VII.2.B.3. Experimental apparatus. 259

VII.2.B.4. EXPERIMENTAL RESULTS. 260

VII.2.C. DISCUSSION-CONCLUSION 267

Références. 269

CHAPITRE VII.

FORMATION SIMULTANEE DE FAILLES ET DE PLIS AU-DESSUS D'UN DECROCHEMENT DE SOCLE.

De l'étude de nombreux exemples naturels de décrochement, la présence simultanée de plis et de failles en échelon sur la direction principale de décrochement apparaît comme étant fréquente (Moody and Hill, 1956 ; Smith, 1968 ; Wilcox et al., 1973 ; Stephan, 1985 ; Rossi, 1985 ; Sylvester, 1988). Cependant, dans grand nombre de cas, les relations entre les plis et les failles, quant à la genèse et au développement, ne sont pas claires.

Après avoir présenté l'exemple d'une zone décrochante où failles et plis fonctionnent simultanément (domaine sud Caraïbes), nous aborderons d'un point de vue expérimentale, la formation de failles et de plis au-dessus d'un décrochement de socle.

VII.1. BORDURE DECROCHANTE SUD CARAIBES.

VII.1.A. PRESENTATION DU DOMAINE SUD CARAIBES.

La plaque Caraïbes se déplace vers l'est par rapport aux plaques Amérique du nord et Amérique du sud le long de deux grandes zones décrochantes, sénestre au nord, dextre au sud (Fig. 7 - 1). Le mouvement relatif des plaques Nazca et Cocos, respectivement vers l'Est et le Nord-Est par rapport à la plaque Caraïbes, conduit à la formation de la marge active Nord Panaméenne et de la fosse d'Amérique centrale (Mascle et al., 1985). Hess (1938) fut le premier à interpréter le domaine Caraïbes comme étant délimité au Nord et au Sud par de grands décrochements. Selon Jordan (1975), les vitesses relatives moyennes des différentes plaques autour de la plaque Caraïbes peuvent être approximées à :

Caraïbes-Amérique du Nord	1.3 cm/an
Caraïbes-Cocos	9 cm/an
Caraïbes-Amérique du Sud	1 cm/an
Caraïbes-Nazca	5.5 cm/an

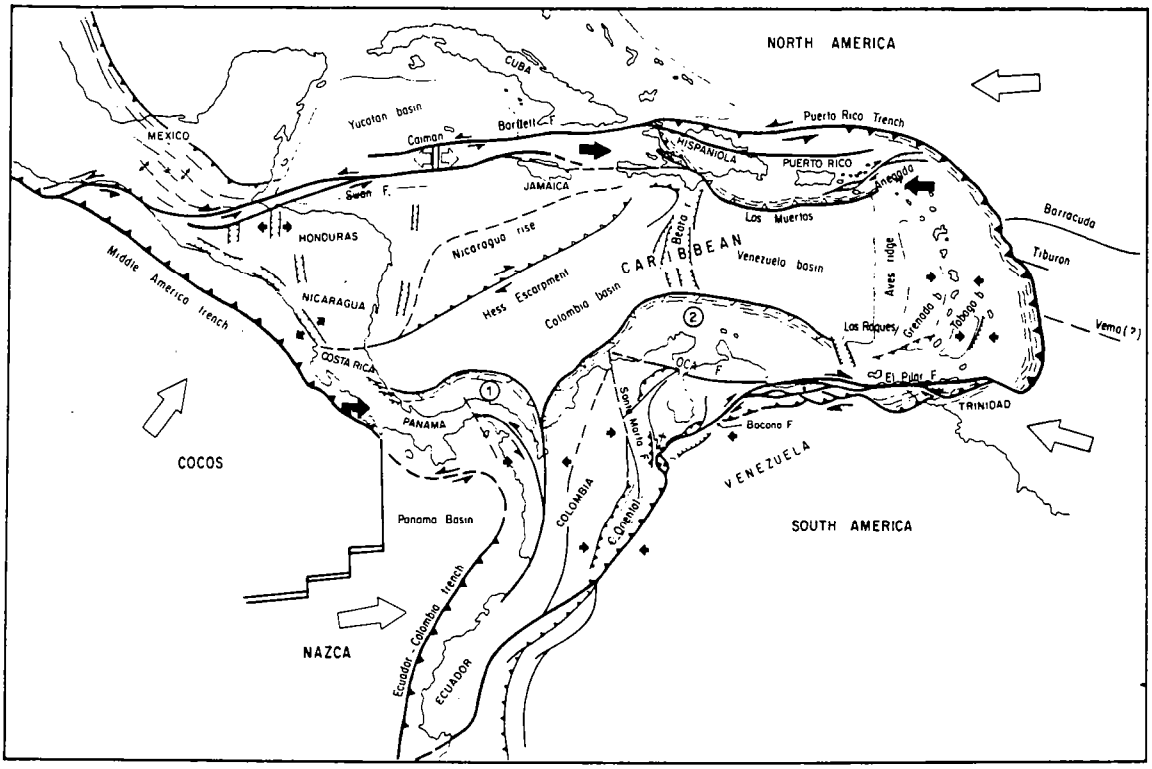


Fig. 7 - 1. Grands traits structuraux de la plaque Caraïbes, d'après Stéphan (1985). 1 - Frange Nord Ouest - Sud Est de Falcon (chaîne de Falcon). 2. Système de Faille d'El Pilar et la Serrania del Interior.

Actuellement, le coulissage des plaques Caraïbes et Amérique du Sud se manifeste par une frange tectonisée naissant dans le golf de Guayaquil (Equateur), passant par la Cordillère Orientale de Colombie, les zones décrochantes de Bocono, San Sebastian, El Pilar (Vénézuela) et les systèmes de failles de Los-Bajos et El Soldado (Trinidad), pour rejoindre la zone de subduction des petites Antilles (Fig. 7 - 1) (Aggarwal, 1983 ; Soulas, 1983). Nous détaillons ci-dessous deux systèmes de failles au Vénézuela : La frange Nord Ouest - Sud Est de Falcon et le système de failles d'El Pilar (localisés sur la figure 7-1).

VII.1.B. LA FRANGE NORD OUEST - SUD EST DE FALCON (CHAINE DE FALCON).

Cette région, située au Nord Ouest du Vénézuela (Fig 7-1 et 7 - 2), est le lieu d'une activité

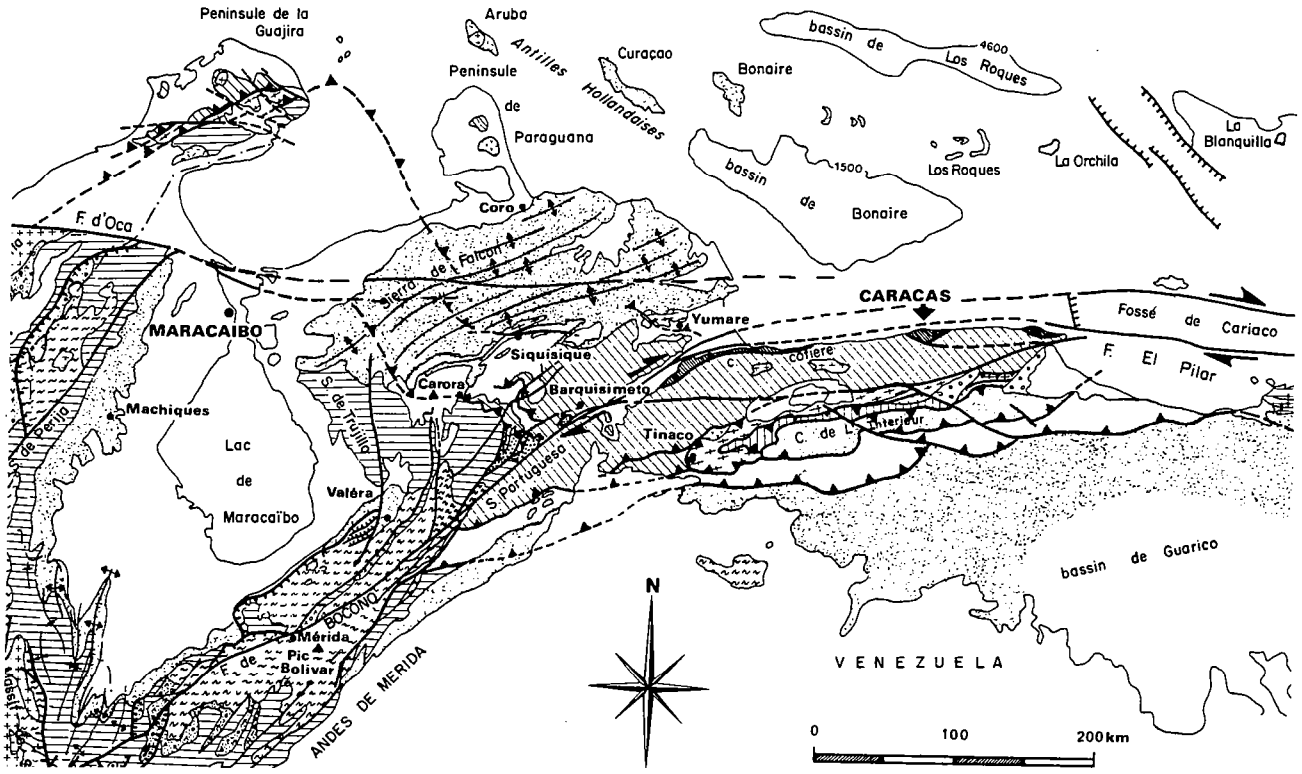


Fig. 7 - 2 Grands traits structuraux du Nord-Ouest du Vénézuela (d'après Stéphan, 1985).

sismique intense. La couverture sédimentaire, d'âge Oligo-Miocène (Gonzalez de Juana et al., 1980) s'est déposée dans un bassin généré par le système décrochant d'Oca-Ancon (Meussing, 1978). Une forte subsidence à l'Oligocène et au début du Miocène a permis l'accumulation de plus de 5 km de sédiments (calcaire, marnes) (Gamero, 1977). La chaîne de Falcon est née à la fin du Miocène (Wozniak et Wozniak, 1974 ; Mascle et al., 1979). Les principales structures observées dans cette zone sont les suivantes (Fig. 7 - 3) (Gallardo, 1985 ; Stephan, 1985) :

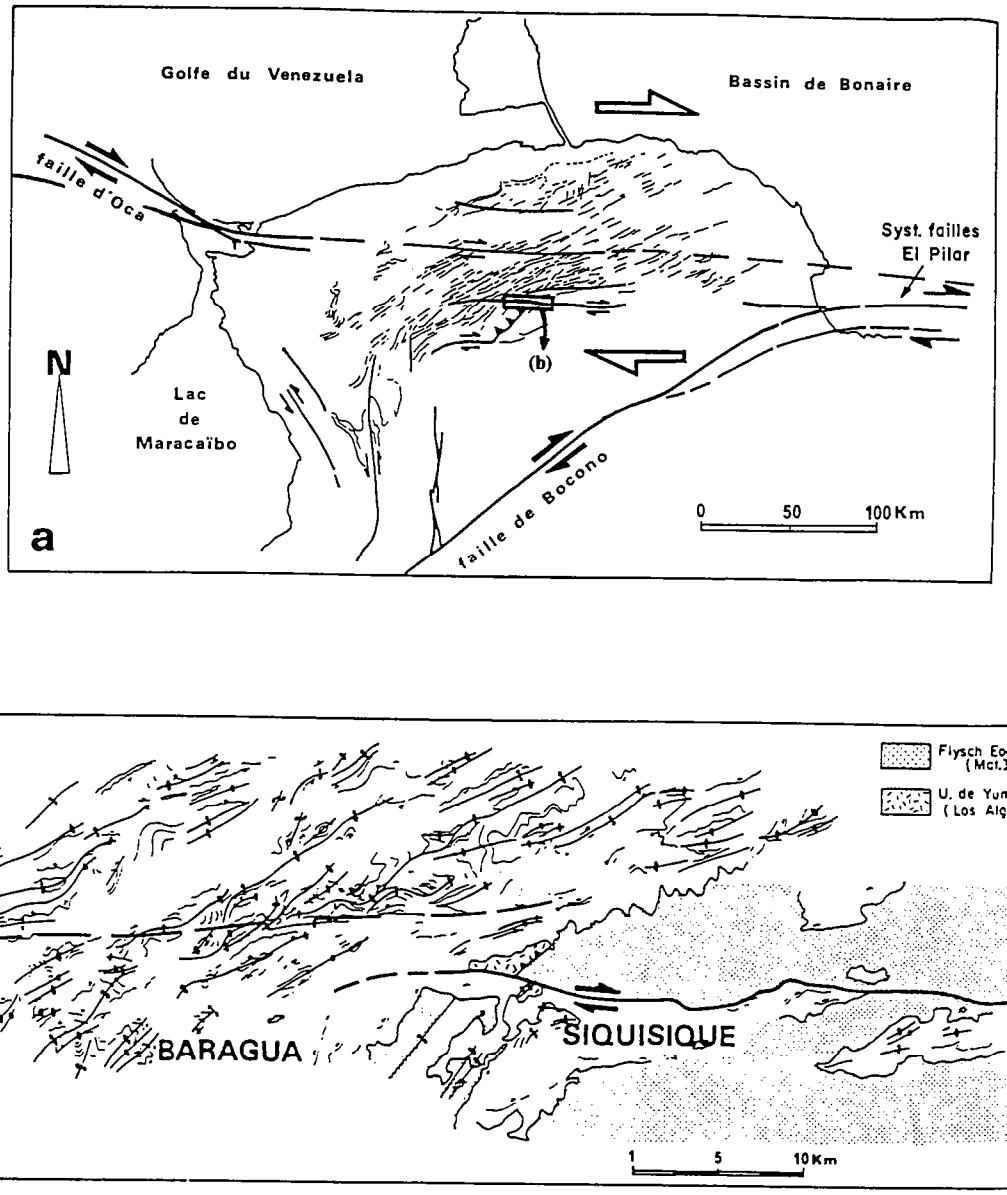


Fig. 7 - 3 Plis en échelon dans le pull-apart Oligo-Miocène de Falcon, situé au-dessus de la faille d'Oca. (a)-Interprétation radar. (b)- Vue de détail des plis et failles de la région de Baragua - Siquisique, à partir de photos aériennes (d'après Stephan, 1985).

- De nombreuses failles dextres orientées à N 90 F - N 100 E, en échelon faiblement obliques à subparallèles sur la direction principale de décrochement.

- Des plis en échelon, dont les axes sont essentiellement orientés N50E-N70E. Ces plis seraient, selon Gallardo (1985) et Stephan (1985), la conséquence d'une transpression le long de la faille de Oca-Ancon.

Le rejet décrochant dextre le long de ce système de failles serait de l'ordre de 30 km (Rossi, 1985).

VII.1.C. LE SYSTEME DE FAILLES D'EL PILAR ET LA SERRANIA DEL INTERIOR.

Le système de failles d'El Pilar, orienté Est-Ouest, est l'accident décrochant majeur de la bordure sud-est de la plaque Caraïbes (Fig. 7 - 1) (Soulas, 1986). Etudié tout d'abord par Liddle (1946), cet accident a retenu l'attention de nombreux auteurs (Bucher, 1952 ; Rod, 1956 ; Alberding, 1957 ; Metz, 1968 ; Soulas et al., 1980 ; Soulas et Singer, 1981). Selon Soulas (1986), le mouvement décrochant dextre est évident à partir du Pléistocène inférieur et particulièrement bien marqué dans les formations quaternaires. De plus, les mécanismes au foyer corroborent cette hypothèse (Fig. 7 - 4) (Molnar et Sykes, 1969 ; Viercubhen, 1977 ; Pérez et Aggarwal, 1981). Un problème reste cependant posé quant au rejet horizontal dextre total. Les valeurs proposées sont très variables selon les auteurs, depuis 15 km (Metz, 1968) jusqu'à 475 km (Alberding, 1957). Rossi (1985) évoque même un rejet de 500 km depuis le Miocène moyen.

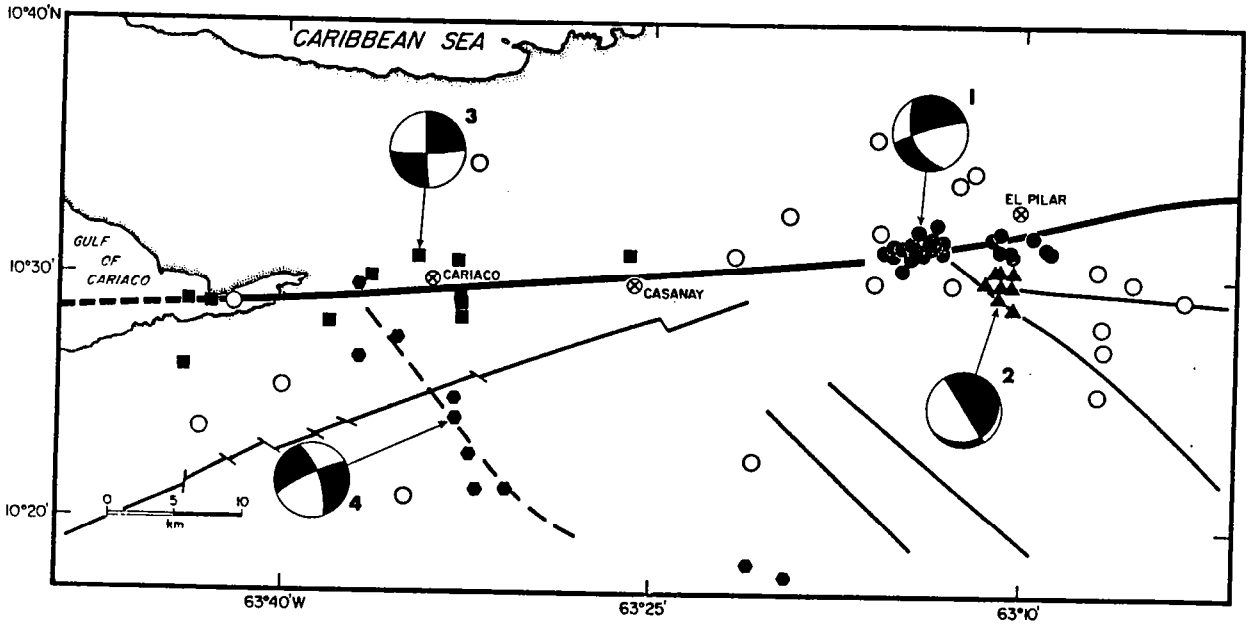


Fig. 7 - 4 Epicentres de quatre microséismes (cercles, carrés, triangles et hexagones noirs) obtenus sur le segment occidental du système de failles El Pilar-Casanay (d'après Pérez et Aggarwal, 1981).

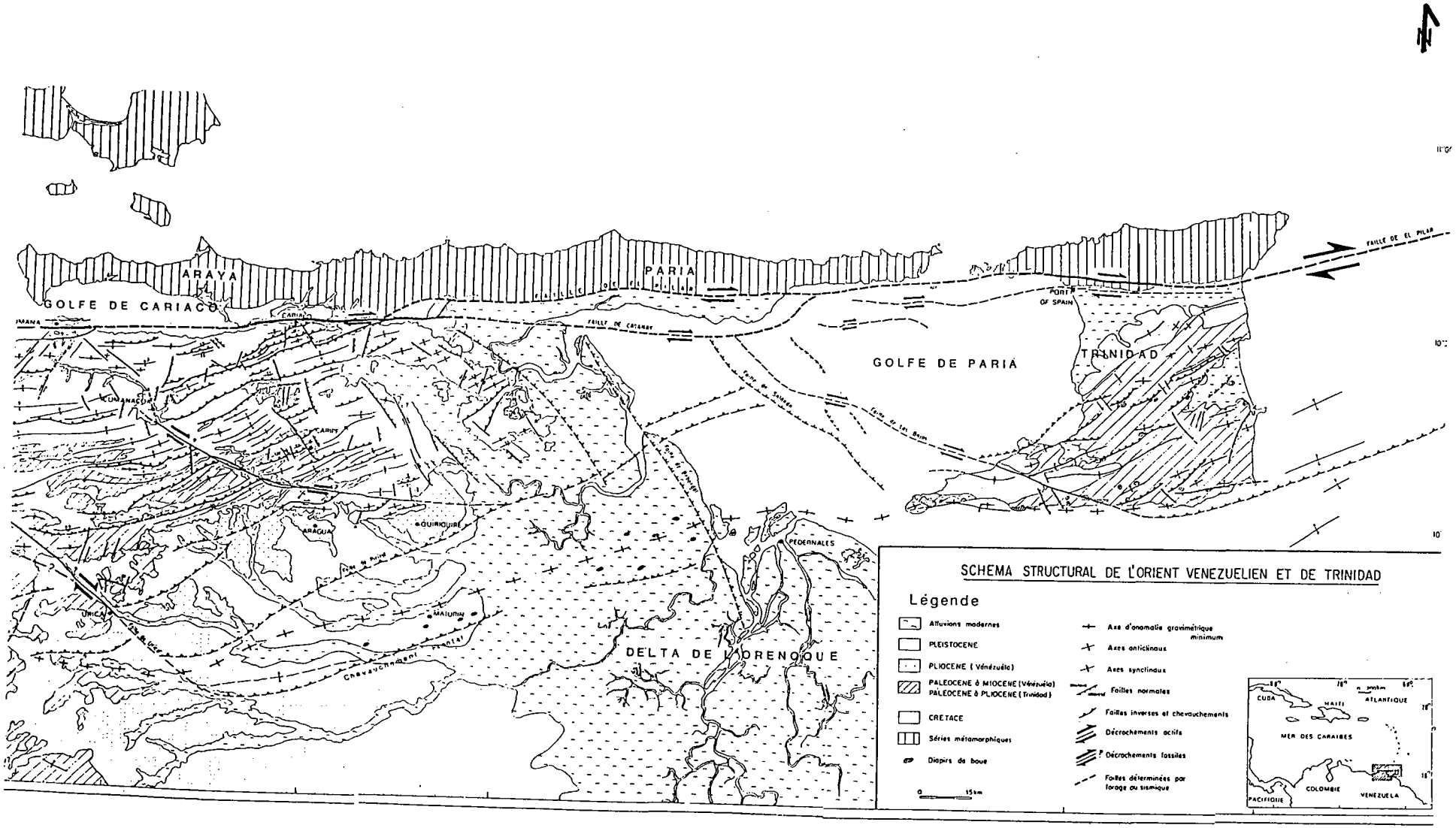


Fig. 7 - 5. Schèma du système de failles d'El Pilar (d'après Rossi, 1985).

Le système de failles d'El Pilar juxtapose deux domaines différents (Fig. 7 - 5) :

- Au Nord, un ensemble constitué pour l'essentiel d'un empilement de nappes métamorphiques d'âge jurassique-crétacé dont la mise en place date du Sénonien à l'Eocène (Schubert, 1972 ; Chevallier, 1985 ; Rossi, 1985).

- Au Sud, un domaine sédimentaire non métamorphisé, correspondant à la Serrania del Interior, plissé (Rossi, 1985) à partir du Miocène moyen. Dans cette région, le socle métamorphique précambrien est recouvert par une série paléozoïque peu déformée, elle-même sous-jacente à une couverture sédimentaire d'âge crétacé à tertiaire dont l'épaisseur varie de 5 km dans la partie Nord de la Serrania del Interior jusqu'à 10 km dans le Bassin de Maturin (Case et al., 1984).

Selon Rossi (1985), la Serrania del Interior est structurée par :

- un système de plis coffrés disposés en échelon, dont les axes sont globablement orientés à N70E. Localement, ces plis sont très déversés et le déversement des plis peut aboutir au développement de failles inverses (N70-N80).
- deux familles de failles décrochantes, l'une orientée N20E - N40E (senestre), l'autre N130E - N 150 E (dextre) recoupant les plis précédemment décrits. Ce dispositif est complété par trois grands décrochements dextres, orientés Nord Ouest - Sud Est. Il s'agit des failles de Urica, San Francisco et Los Bajos - El Soldado (Fig. 7 - 5). Bien qu'ayant été abondamment décrites dans la littérature (Metz, 1968 ; Stephan, 1982 ; Rossi 1985), la genèse de ces structures ne fait pas l'unanimité chez les auteurs.

Les deux systèmes décrits précédemment montrent des plis en échelon et des décrochements affectant la couverture sédimentaire qui, elle, repose sur un socle ancien rigide. Cependant, les relations plis-failles (genèse-développement) ne sont pas évidentes.

Un travail de modélisation analogique a donc été envisagé afin d'étudier la génèse , et de plis, et de failles dans une couverture sédimentaire reposant sur un socle rigide, dans lequel une ancienne faille est réactivée en décrochement.

VII.2. MODELISATION EXPERIMENTALE.

Ce travail fait l'objet de deux notes, l'une est publiée aux Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (Annexe 4) et l'autre est soumise à Tectonophysics. Ces deux notes ont été écrites en collaboration avec Blanca Loyo et Peter Cobbold.

Les zones décrochantes présentent fréquemment des systèmes de plis en échelon obliques sur la direction principale de déplacement (Panama, Fig. 7 - 7, Californie, Fig. 7 - 9). Ces plis sont souvent associés à des failles décrochantes synthétiques et/ou antithétiques, également disposées en échelon sur la direction principale de décrochement (Vénézuela, Fig. 7 - 3 et Fig. 7 - 5). Cependant, les relations entre failles et plis ne sont pas évidentes. Un travail experimental a donc été envisagé afin d'appréhender la formation de failles et de plis au dessus d'un décrochement de socle.

Quatre modèles ont été déformés dans un dispositif de type Riedel (défini chapitre II, Fig. 2 - 1) (Fig. 7 - 10). Les modèles ont été dimensionnés suivant les principes décrits précédemment (cf. chapitre II), tenant compte des forces de gravité, du comportement fragile des sédiments compétents (calcaires, grés) et du comportement ductile des sédiments incompétents (argiles, marnes). Chaque modèle est constitué d'une succession de couches de sable et de feuilles de silicone, l'empilement débutant, dans tous les cas, par une feuille de silicone. Ce type de modèle est appelé "multicouche silicone-sable". L'épaisseur de chaque niveau est de 2 mm, excepté pour la couche basale de silicone dont l'épaisseur est respectivement de 2, 4, 6 et 6 mm, dans les expériences 1, 2, 3 et 4. Les quatre modèles ont été déformés à la même vitesse (1 $cm.h^{-1}$) jusqu'au même rejet horizontal sénestre, 8 cm, pour les expériences 1, 2 et 3, permettant ainsi d'envisager l'effet de l'épaisseur de la couche basale de silicone sur la déformation du multicouche. Un rejet horizontal de 20 cm a été imposé au quatrième modèle, permettant ainsi d'envisager l'effet de l'augmentation du rejet horizontal sur le développement, et des failles, et des plis.

Avec une couche basale de silicone de 2 mm d'épaisseur, (expérience 1) des failles synthétiques apparaissent en échelon sur la direction de la faille de socle (Fig. 7 - 11). Aucun plis n'est

visible sur la surface libre du modèle. Cependant, des plis millimétriques en échelon sur la direction de la faille de socle sont observables sur les vues de dessus des différentes feuilles de silicone. (Fig. 7 - 15).

Avec une couche basale de silicone de 4 mm d'épaisseur (expérience 2), des failles synthétiques et des plis apparaissent, simultanément, en échelon sur la direction de la faille de socle (Fig. 7 - 12A1). Les plis et les failles fonctionnent durant toute la durée de l'expérience, une augmentation du rejet horizontal entrainant une rotation antihoraire de l'ensemble. Lors de cette rotation les synclinaux se ferment et engendrent des bandes de cisaillement antithétiques dextres (Fig. 7 - 12A2).

Avec une couche basale de silicone de 6 mm d'épaisseur (expérience 3), des plis bien différenciés, d'amplitude plus importante que dans l'expérience antérieure, apparaissent comme précédemment (Fig. 7 - 12B1). Des failles synthétiques sont également développées. Une augmentation du rejet horizontal crée une fois encore une rotation antihoraire de l'ensemble, durant laquelle les synclinaux se ferment, engendrant ainsi des bandes de cisaillement antithétiques, dextres (Fig. 7 - 12B2). Dans l'expérience 4, après 20 cm de rejet horizontal sénestre, la réorientation des plis, due à la rotation antihoraire, est telle que les anciennes zones de cisaillement dextres sont réactivées en cisaillement sénestre (Fig. 7 - 14).

EXPERIMENTS ON SIMULTANEOUS FAULTING AND FOLDING ABOVE A BASEMENT WRENCH FAULT.

Abstract - Wrench zones commonly show en echelon patterns of folds in the stratified cover above a basement fault (examples are the Darien Basin in Panama and the Inglewood fault trend in California). Folds are often associated with synthetic and antithetic wrench faults, but the time relationships beetween folds and faults may not be obvious. We have done experiments where simultaneous faulting and folding occur above a basement fault. Four experiments were performed using a simple apparatus capable of imposing localised strike-slip motions. This apparatus consists of two plastic plates. One can be moved laterally past the other by a piston, thus modelling lateral motion on a single basement fault. Models were properly scaled to account for gravitational forces, brittle behaviour of sandstone and ductile behaviour of clay or shales in the upper crust. Each model is a vertical succession of silicone layers and sand layers. Each layer is 2 mm thick except for the basal silicone layer which is 2, 4, 6 or 6 mm thick in experiments 1, 2, 3 or 4. All models were deformed at the same slip rate on the basal fault (1 $cm.h^{-1}$). Experiments 1, 2 and 3, with 8 cm total horizontal sinistral offset, were designed to investigate the influence of basal silicone layer thickness on the deformation of a multilayered model. Experiment 4, with 20 cm of total offset, was designed to investigate the influence of an increasing left lateral offset on folding and faulting. With a 2 mm thick basal silicone layer (experiment 1), synthetic strike-slip faults appeared, en echelon above the basement fault. No folds were visible at the surface of the experiment, but the interfaces between sand silicone layers showed millimetric folds en echelon above the basement fault. With a 4 mm thick basal silicone layer (experiment 2), en echelon synthetic strike-slip faults and folds appeared above the basement fault. Faults and folds rotated progressively anticlockwise, and synclines were activated as dextral antithetic shear zones. With a 6 mm thick basal silicone layer (experiment 3), synthetic faults and en echelon folds appeared as before, but the fold amplitude was larger than in experiment 2. An increasing left-lateral offset produced anticlockwise rotation of faults and folds, as before, and synclines were activated as dextral antithetic shear zones. In experiment 4, after 16 cm of left lateral offset, the anticlockwise rotation of the folds was such that antithetic dextral shear zones became almost parallel to the basement fault and were then reactivated as synthetic sinistral shear zones.

VII.2.A. INTRODUCTION

Wrench faulting can be responsible for various suites of structures (Fig. 7 - 6) after Sylvester, 1988). Amongst the structures described in natural wrench zones are wrench faults (synthetic or antithetic), thrust faults, normal faults and folds. In a pure wrench zone (neither convergent, nor divergent), newly formed faults are expected to be wrench faults; but pre-existing thrusts and normal faults may be reactivated (Scotti and Nür, in press). In convergent wrench zones, thrust faults are likely to predominate; in divergent zones, normal faults. Folds however form by shortening of a stratified sequence and hence may be expected within many wrench zones, whether they be convergent, pure, or even divergent. This means that it is possible, for example, to obtain new folds and new wrench faults in a pure wrench zone.

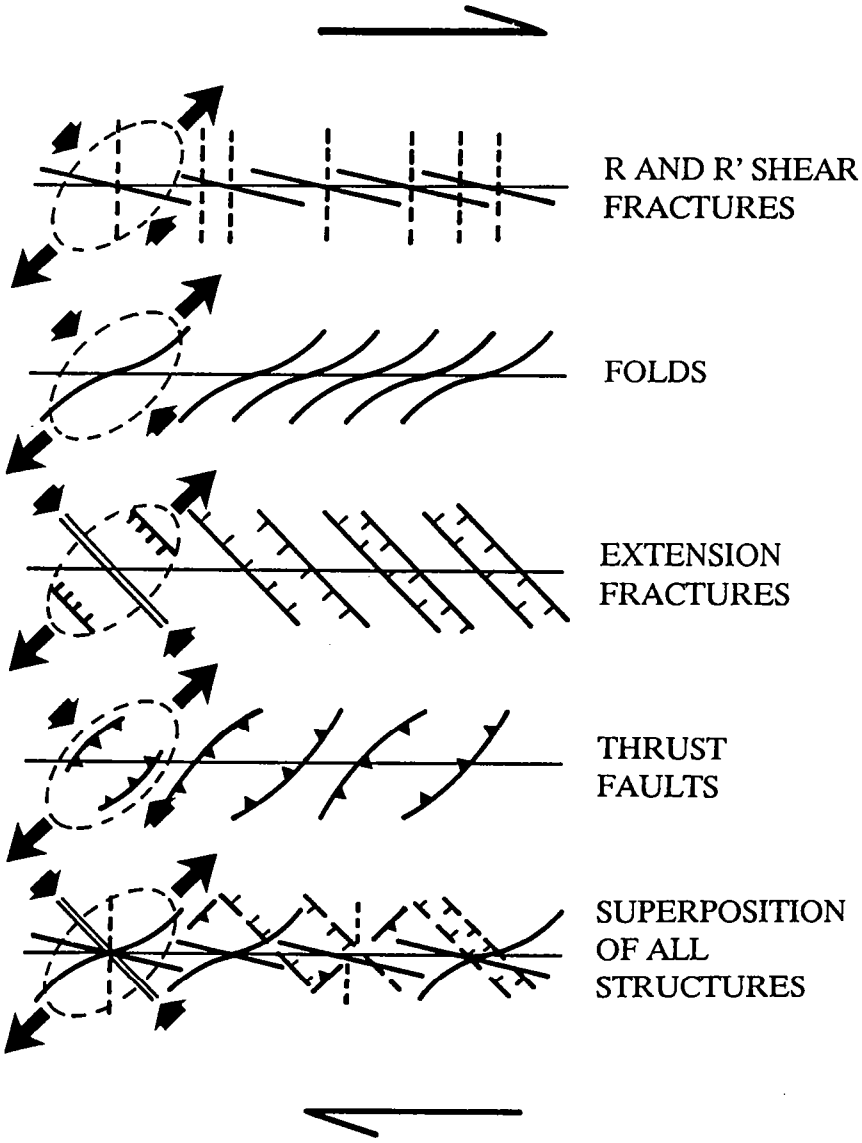


Fig. 7 - 6. Structures associated with a right-lateral wrench zone (redrawn from Sylvester, 1988).

En echelon folds associated with wrench faults have received much attention from petroleum companies, because they are potential traps for hydrocarbons (Harding 1974, Harding and Lowell 1979). For example, in the Darien basin, eastern Panama, spectacular en echelon folds (Fig. 7 - 7, after Wilcox et al 1973) have been created above a left lateral wrench fault. Fold axes make an angle of α = 30 to the wrench fault. In North-western Australia, in the Fitzroy Trough (Fig. 7 - 8) a partly divergent right lateral wrench zone is associated with en echelon folds and faults. Folds make an angle α of about 25-30 degrees; faults, of about 30 degrees. In the area of Los Angeles, California, the Inglewood fault Trend (Fig. 7 - 9 from Moody and Hill, 1956) is defined by a series of oil fields where folds are en echelon to the trace of a right lateral strike-slip fault ($0° < \alpha < 10°$). The same orientations are seen in the en echelon fold pattern of the Scipio-Albion Trend, Michigan Basin, (Harding 1974).

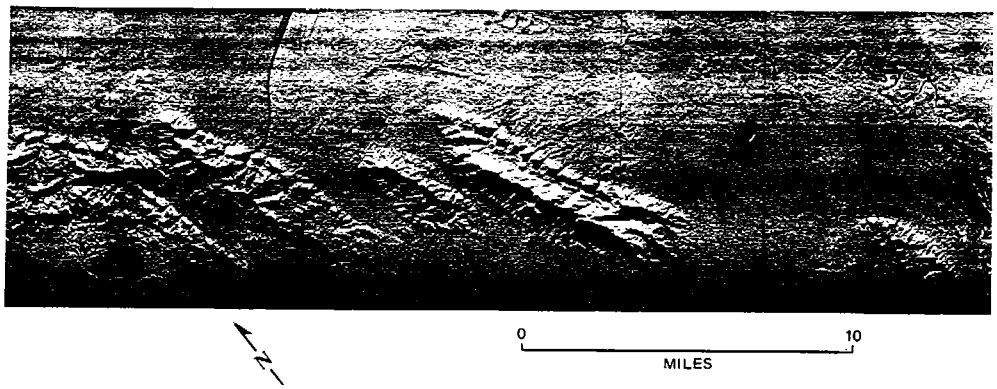


Fig. 7 - 7. Radar image of en echelon folds, Darien Basin, eastern Panama, caused by left-lateral wrenching (after Wilcox et al., 1973, reprinted by permission of the American Association of Petroleum Geologists).

Fig. 7 - 8. En echelon folds and faults in a divergent wrench zone, the Fitzroy Trough, northwest Australia (redrawn from Smith, 1968).

Fig. 7 - 9. The Inglewood Fault Trend, Los Angeles, California: an example of folds en echelon above a dextral strike-slip fault (redrawn from Moody and Hill 1956).

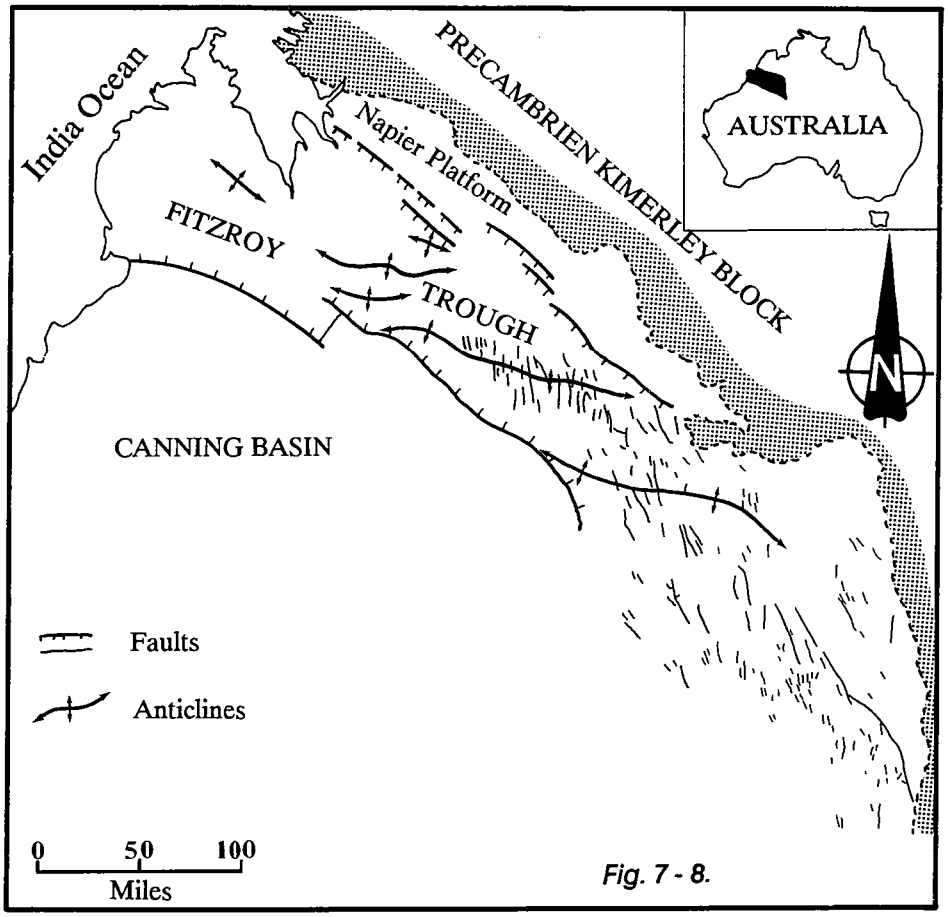

India Ocean
PRECAMBRIEN KIMERLEY BLOCK
Napier Platform
FITZROY
TROUGH
CANNING BASIN
AUSTRALIA
N
Faults
Anticlines
0 50 100
Miles

Fig. 7 - 8.

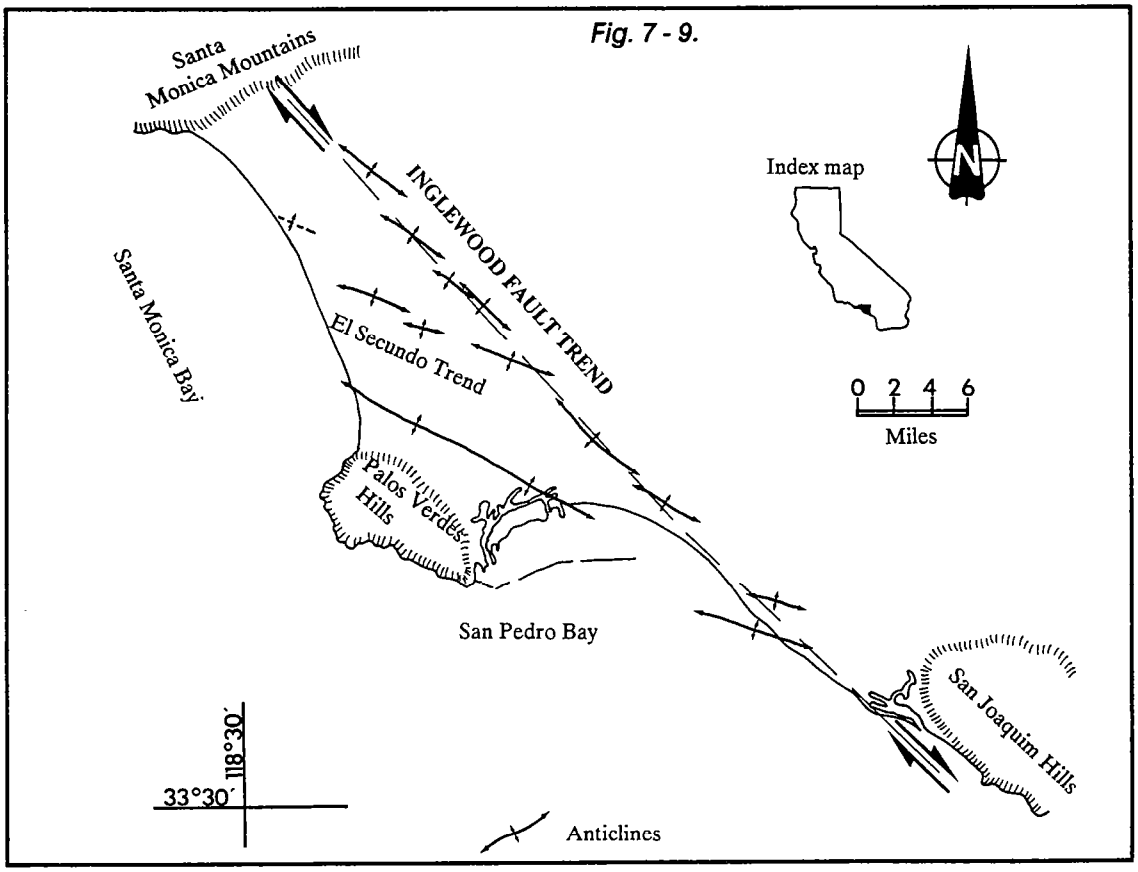

Santa Monica Mountains
INGLEWOOD FAULT TREND
Santa Monica Bay
El Secundo Trend
Palos Verdes Hills
San Pedro Bay
San Joaquin Hills
118°30´
33°30´
Index map
N
0 2 4 6
Miles
Anticlines

Fig. 7 - 9.

To help understand wrench tectonics, many experimental studies have been done, but were concerned with faulting (Cloos, 1928; Riedel, 1929; Tchalenko, 1970; Naylor et al., 1986). Only a few studies have considered folding above a single basement wrench fault (Graham, 1978; Wilcox et al., 1973; Odonne and Vialon, 1983). None, to our knowledge, have considered simultaneous faulting and folding above a basement wrench fault. This is the object of our paper. To obtain simultaneous folding and faulting, we used multilayered models, with alternating brittle and ductile layers.

VII.2.B. ANALOGUE MODELING.

VII.2.B.1. Previous work.

Various materials have been used to model the formation of en echelon folds above a single basement wrench fault. Wilson (1970) produced en echelon folds in wet tissue paper lying upon plates, by sliding one plate laterally relative to the other. In these experiments, folds developed at 45° to the strike of the basement fault. Graham (1978) tried to explain the formation of arcuate fold patterns in the southern French Alps by deforming wet tissues above a slip zone. In the experiments, folds initiated at α = 45° and then rotated to within 30°, but no further. Odonne and Vialon (1983) used paraffin wax models, 1.3 cm thick. After 15 cm of left lateral displacement, en echelon folds appeared at α = 45°. Further displacement (30 cm) caused bulk rotation of fold axis towards the basement wrench fault, with resulting curvature of fold axes at large fault displacement (51.5 cm). The width of the folded zone was about 25-30 cm. Wilcox et al (1973) investigated the en echelon folding of a clay model. They created distinct and uniform en echelon folds by interlayering a thin plastic film with the clay. As well as the folds, a pattern of synthetic strike-slip faults appeared en echelon to the direction of the basement fault. The faulted and folded zone was about 30 cm wide.

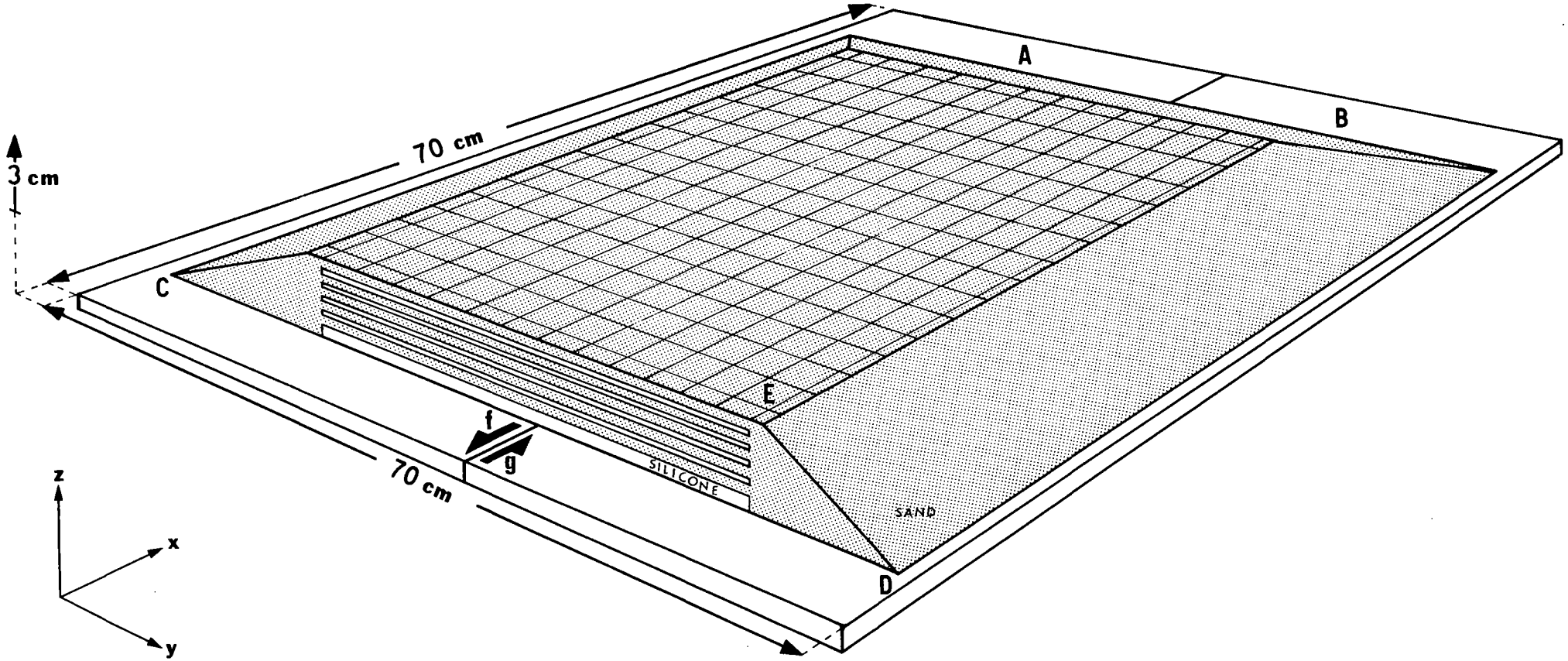


Fig. 7 - 10 - Block diagram of the experimental apparatus (redrawn from Richard et Al, 1989). A.B. - Basal plates (70 x 35 cm each). C.D. - Characteristic section of an undeformed silicone-sand multilayered model. E. - Grid of passive markers on the free upper surface of the model. f.g. - Relative displacement of basal plates A and B. During the deformation, a velocity discontinuity is created beneath the middle plane of the model.

VII.2.B.2. Experimental materials and scaling.

Models were made using two different materials : a dry sand (100 % quartz) and a silicone putty (gomme G.S.1R., manufactured by Rhône Poulenc, France).

The sand is a Coulomb material, with an angle of internal friction Φ = 30-32°, near the angle of internal friction determined experimentally for rocks under low pressures and temperatures (Byerlee, 1978). The deformation of the sand is time-independent. Thus sand is good for modelling the brittle behaviour of upper crustal rocks (Horsfield, 1977; Vendeville, 1987; Richard and Cobbold, 1989; Richard et al., 1989).

The silicone putty has an almost perfectly newtonian ductile behaviour, a viscosity of $5x10^{+4}$ Pa s, and a density of 1.3 g cm^{-3}. Those properties make the silicone a good analogue to model ductile behaviour of clays and shales in the upper crust.

Models were scaled using methods discussed by Hubbert (1937), Ramberg (1967), Vendeville et al., (1987), Richard (submitted to J. Struct. Geol.). The scale ratios between models and natural examples are respectively $7x10^{-4}$ for lengths (1 cm represents 1.5 km), $5x10^{-15}$ for viscosities (implying a viscosity of 10^{+19} Pa s for natural ductile series) and $7.6x10^{-10}$ for time (1 hour of experiment represents 150 000 years).

VII.2.B.3. Experimental apparatus.

Experiments were performed using a simple apparatus capable of imposing localised strike-slip motions (Fig. 7 - 10). Two plastic basal plates, each 70 cm long by 35 cm wide, slip one past the other, thus modelling lateral motion on a single basement fault. The sliding basal plates produce a velocity discontinuity (D.V.) beneath the middle plane of the model.

Four experiments were performed using vertical successions of silicone layers and sand layers. The lowermost layer was always a silicone layer. The first model was constructed with 10 layers (5 silicone, 5 sand); the three others with 12 layers (6 silicone, 6 sand). All layers were 2 mm thick, except the basal silicone layer (2, 4, 6 and 6 mm in experiments 1, 2, 3 and 4). All experiments were performed with the same slip rate of the basement fault (1 cm h^{-1}). A maximum left-lateral offset of 8 cm was imposed in experiments 1, 2 and 3, thus allowing us to investigate the effect of the thickness of the basal silicone layer on faulting and folding with the same left lateral offset. To investigate the influence of an increasing left lateral offset on folding and faulting, a 20 cm maximum horizontal displacement was imposed in experiment 4.

VII.2.B.4. EXPERIMENTAL RESULTS.

With a 2 mm thick basal silicone layer (experiment 1), after 4 cm of left lateral offset, synthetic faults appeared en echelon to the trace of the basement fault. Faults were confined to a 2 cm wide zone above the D.V.. Faults were created at about α = 10-15°. From 4 to 8 cm (Fig. 7 - 11) of left lateral offset, faults rotated progressively clockwise until α = 5-10°. No folds were visible on the top surface of the deformed model.

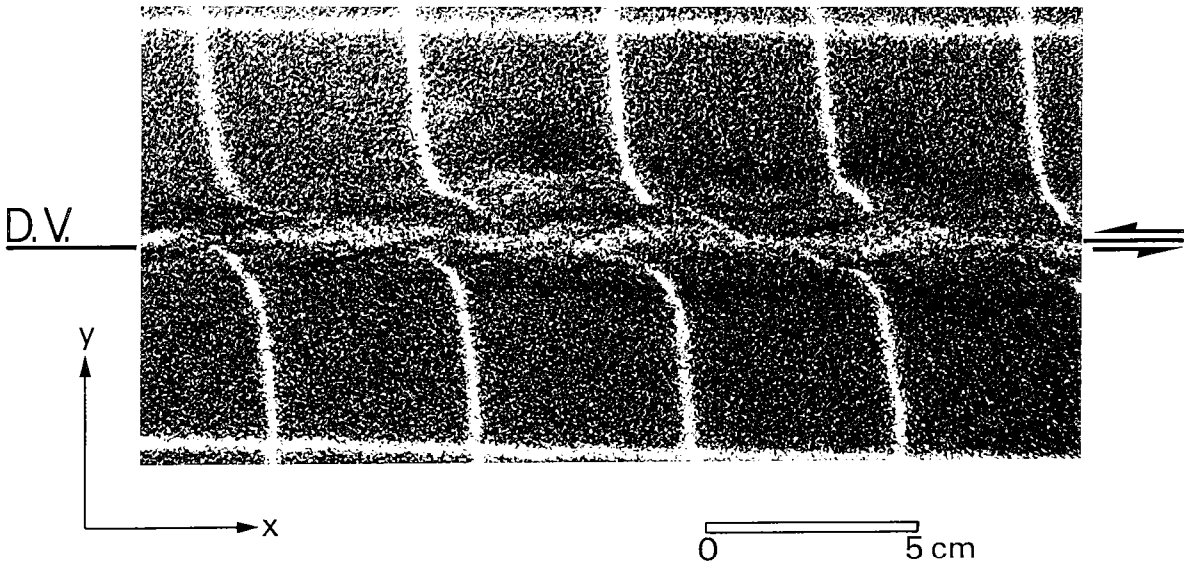


Fig. 7 - 11. Top view of the experiment 1 after basal lateral offset of 8 cm, showing an en echelon pattern of synthetic faults.

With a 4 mm thick basal silicone layer (exp 2), after 4 cm of left lateral offset (Fig. 7 - 12.A1) synthetic faults (α = 10-14°) and folds (α = 40-45°) appeared simultaneously above the basement fault, in a 5 cm wide zone. Folds and faults were active during the entire experiment. From 4 to 8 cm (Fig. 7 - 12.A2) of left lateral offset, faults and folds rotated progressively anticlockwise until α = 20-30° for folds and α = 14-30° for faults. Primary synthetic faults rotated and new ones were created at α = 14°. Synclines became narrow and were activated as dextral antithetic shear zones. Widening of the markers on the tops of anticlines indicated stretching parallel to the fold axes.

With a 6 mm thick basal silicone layer (exp 3 and 4), after 4 cm of left lateral offset (Fig. 7 - 12.B1) well differentiated folds appeared, with larger amplitude than in experiment 2, at α = 40-45°. Faults had already appeared en echelon to the trace of the basement fault at α = 10-14°, but were

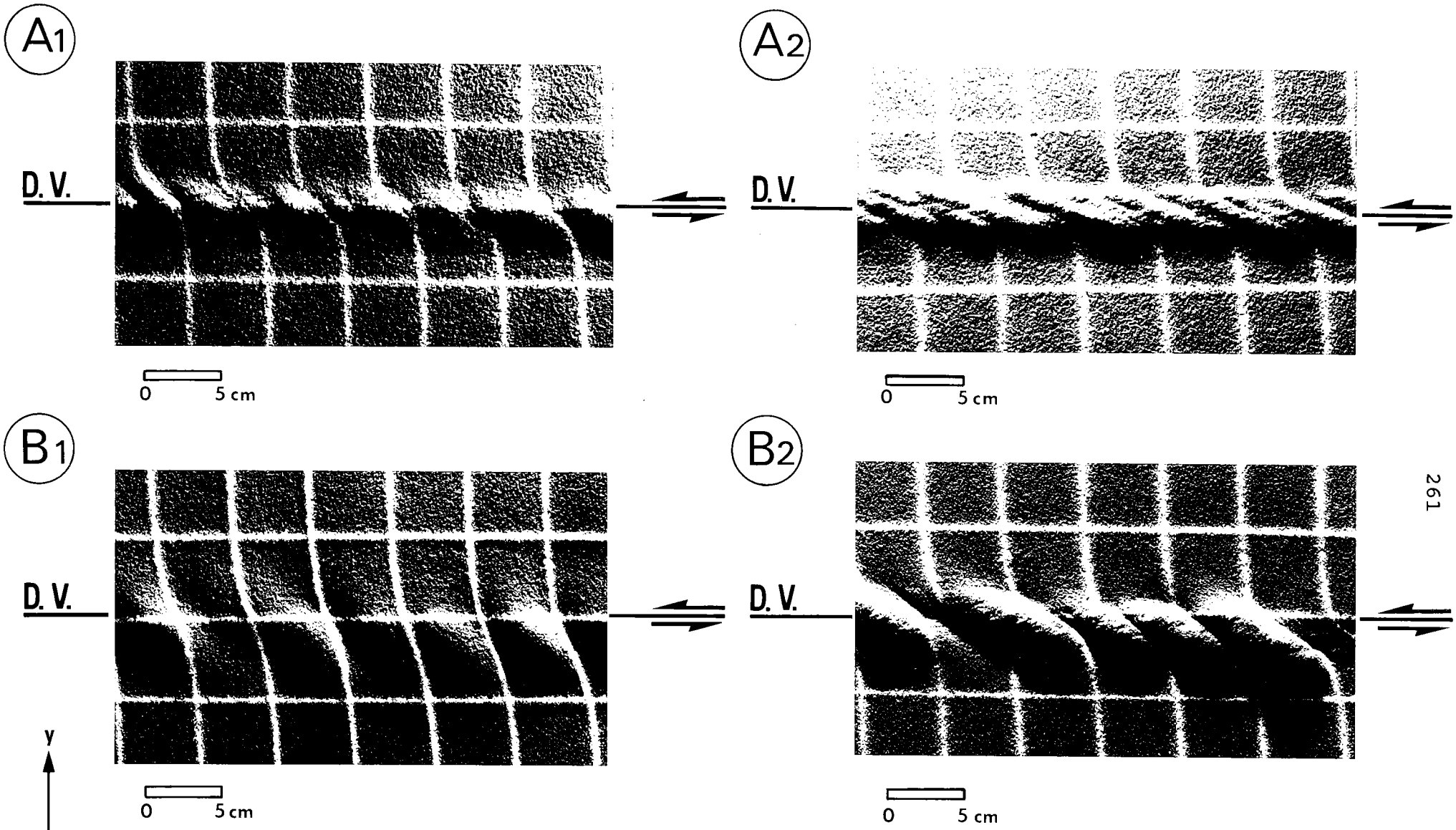


Fig. 7 - 12. Top views of multilayered silicone-sand model consisting of six layers of sand and six layers of silicone. Each layer is 2 mm thick, excepted the basal silicone layer which is respectively 4 and 6 mm thick in the experiments 2 (A1, A2) et 3 (B1, B2). A1.B1. - Top views of the two models with a 5 cm horizontal offset. A2.B2. - Top views of the two models with a 8 cm horizontal offset.

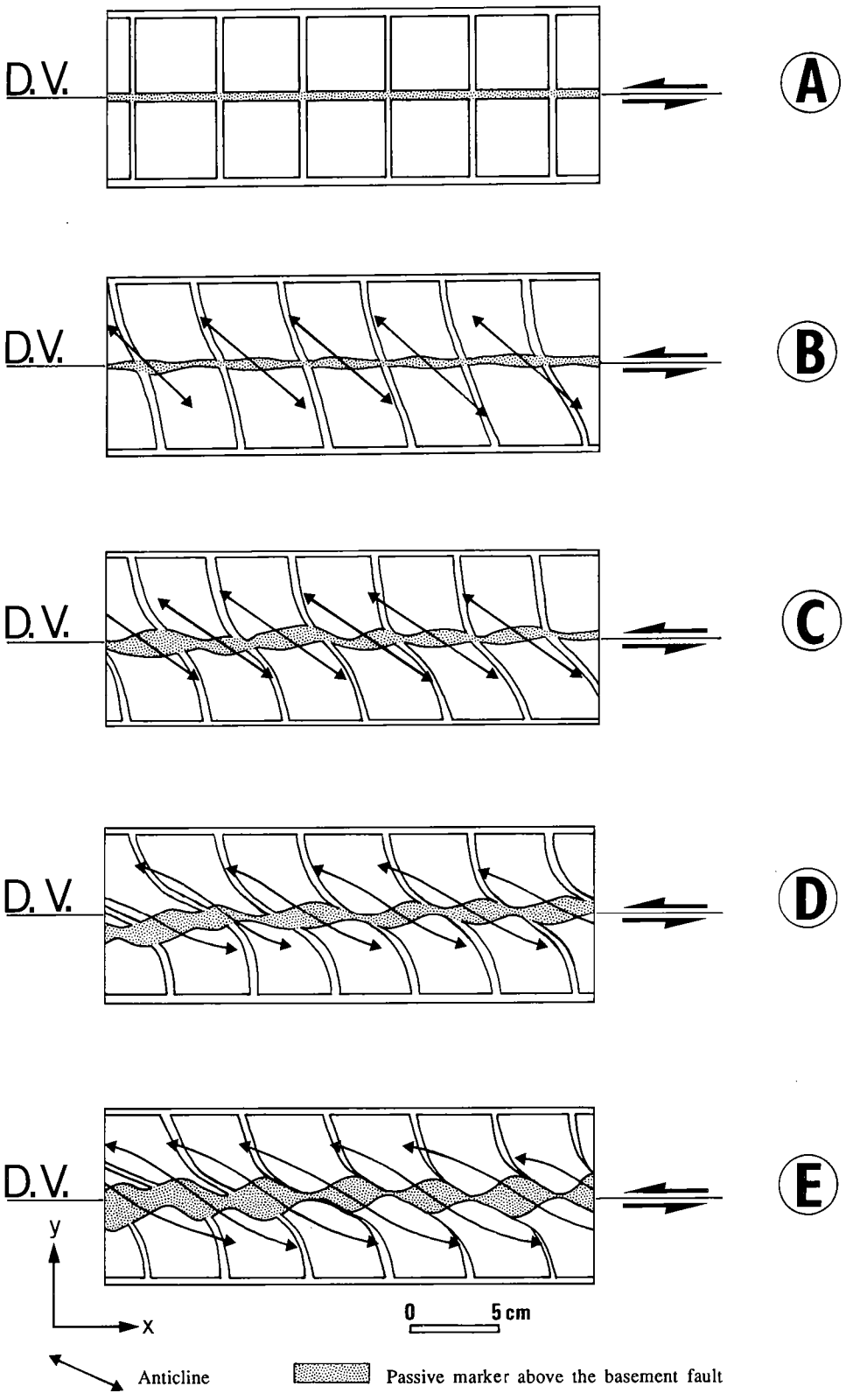


Fig. 7 - 13 - Top views of experiment 4 (6 mm thick basal silicone layer) before deformation (A). Left lateral offset was 4 cm (B), 7 cm (C), 10 cm (D) or 13 cm (E). Folds appeared after 4 cm of left lateral displacement. They rotated progressively until the end of the experiment (13 cm of left lateral offset). During their rotation synclines became tighter and were activated as right-lateral antithetic shear zones. Anticlines became stretched (the passive marker above the basement fault was 2 mm wide at the beginning of the experiment, but locally reached 11 mm in width at the end of the experiment.

difficult to see because of their small size. The folded and faulted zone was 6-7 cm wide. From 4 to 8 cm of leftlateral offset (Fig. 7 - 12.B2), faults and folds rotated progressively anticlockwise until α = 20-30° for folds and α = 14-30° for faults. Primary synthetic faults rotated and new ones were created at α = 14°. Synclines became closed and were activated as dextral antithetic shear zones (Fig. 7 - 13). Widening of the markers at the tops of anticlines indicated stretching parallel to fold axes (Fig. 7 - 13). With 13 cm of lateral offset (exp 4), folds and faults still rotated anticlockwise, until α = 10-25° for folds and α = 18-35° for faults. No new synthetic faults appeared; the strike-slip displacement was, at this stage of deformation, accommodated for the most part by the antithetic shear zones. Synclines became totally closed. A stretching parallel to the fold axes was visible and the top of each anticline became flat. With 16 cm of left lateral offset, the intensity of the deformation was greater in the center of the deformed zone, directly above the basement fault, where the syncline axes tended to become parallel to the D.V.. The width of the deformation zone was still 6-7 cm. The fold axes made an angle α = 10-20°; synthetic faults, an angle α = 20-35°. The synthetic faults were reactivated as normal faults, thus accommodating the stretching parallel to the fold axes. At this stage of deformation, in the middle of the deformation zone, antithetic shear zones began to be reactivated as synthetic shear zones. With 20 cm of lateral offset, primary synthetic faults were acting as normal faults. No more rotation of folds and faults was visible, and the primary dextral antithetic shear zones were now acting as sinistral synthetic shear zones (Fig. 7 - 14).

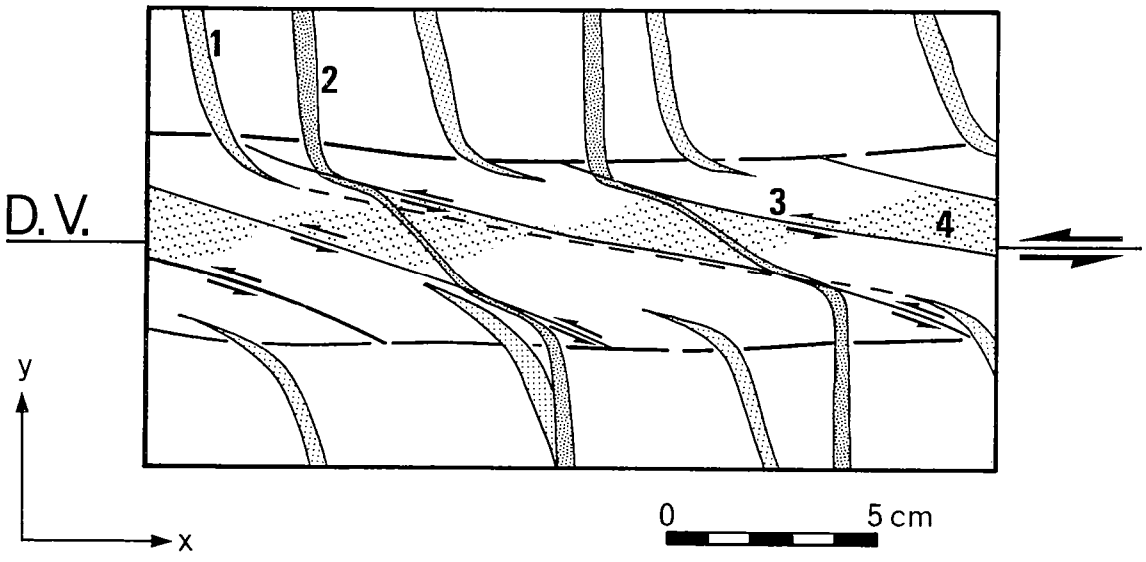


Fig. 7 - 14. Reactivation of antithetic shear zones as left-lateral synthetic shear zones. After 15 cm of left-lateral basal offset, we put new markers (2) on the top surface of the model. From 15 cm to 20 cm of left-lateral basal offset, the new markers showed synthetic left-lateral offset (3). The segmented passive marker presented within the wrench zone (4) still shows right-lateral (earlier) offsets.

In experiment 1, millimetric folds en echelon to the direction of the basement fault were visible on the surface views of the silicone layers, once the overlying sand was removed (Fig. 7 - 15). Toward the bottom of the model, the folds became more nearly parallel to the basement fault. The folded zone, very narrow at the bottom of the model, widened near the free surface (see also cross sections, Fig. 7 - 16.A).

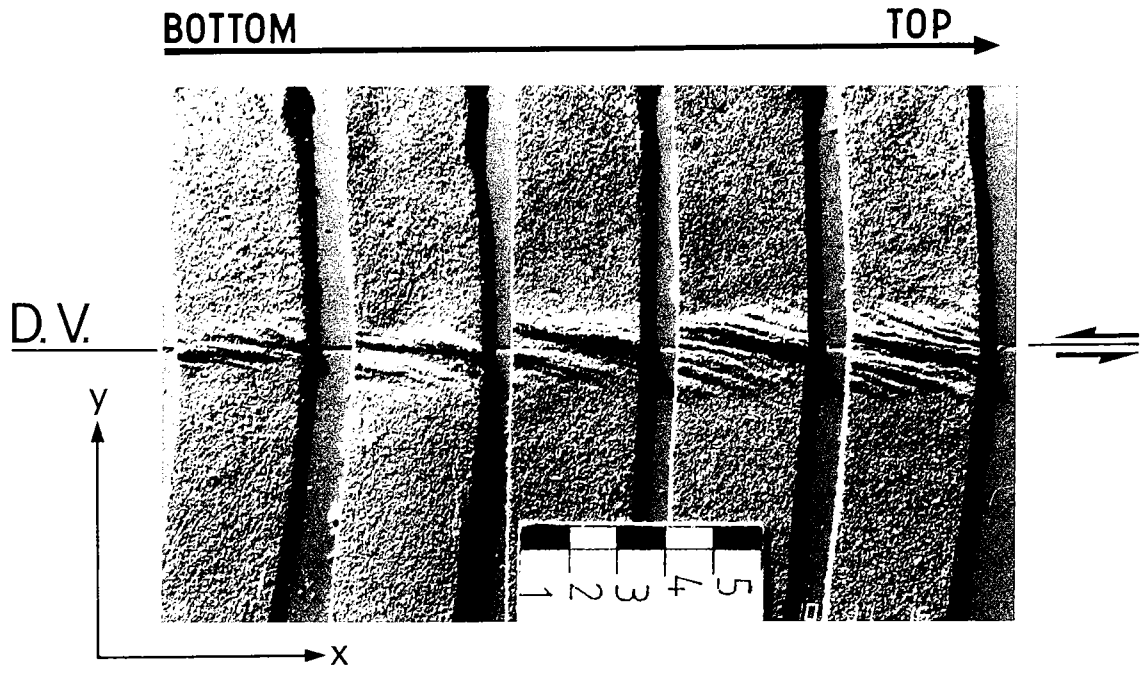


Fig. 7 - 15. Surface views of silicone layers from bottom to top (left to right) of a model (Experiment 1, with a 2 mm thick basal silicone). The silicone layers are not in their original positions. After slicing the model, we removed the silicone layers and lay them in the same horizontal plane. Visible folds (formed at sand-silicone interface) are en échelon above the wrench fault. Toward the bottom of the model, the folded zone becomes narrower and the folds become more nearly parallel to the wrench fault. Scale bar is labelled in cm.

In experiments 2 and 3, folds of larger amplitude were visible. These folds were en echelon to the trace of the basement fault and became more nearly parallel to the D.V. (α = 0) toward the bottom of the model. The folded zone was very narrow close to the bottom of the model and widened out near the free surface of the model (see cross sections, Fig. 7 - 15). Parallel to the axes of large amplitude folds, were millimetric folds as in experiment 1.

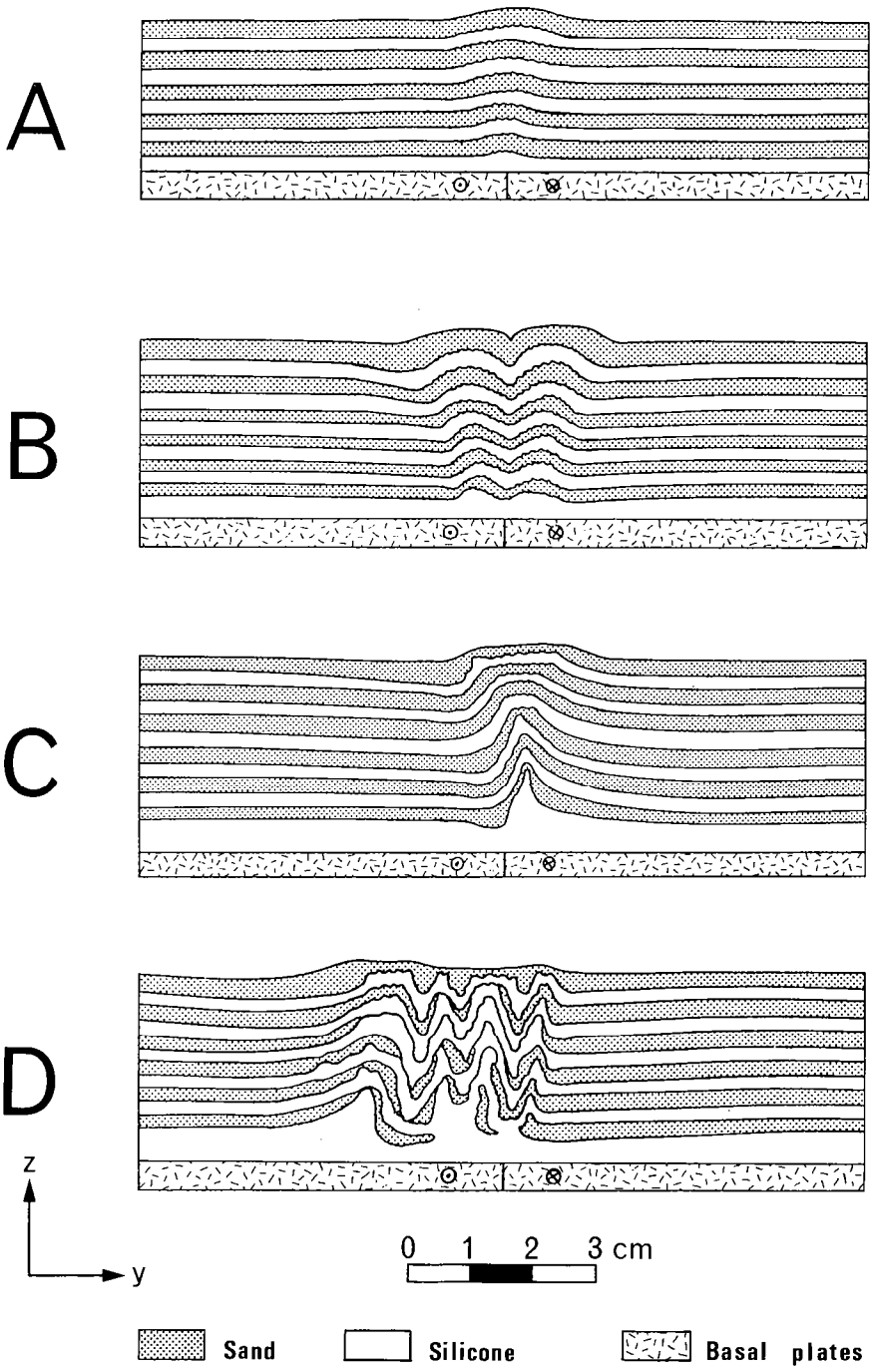


Fig. 7 - 16 - Cross sections of models. Section line are perpendicular to wrench zone. Experiments 1 (A), 2 (B) and 3 (C) are shown after 8 cm of left-lateral displacement; experimentand 4 (D), after 20 cm of left-lateral offset.

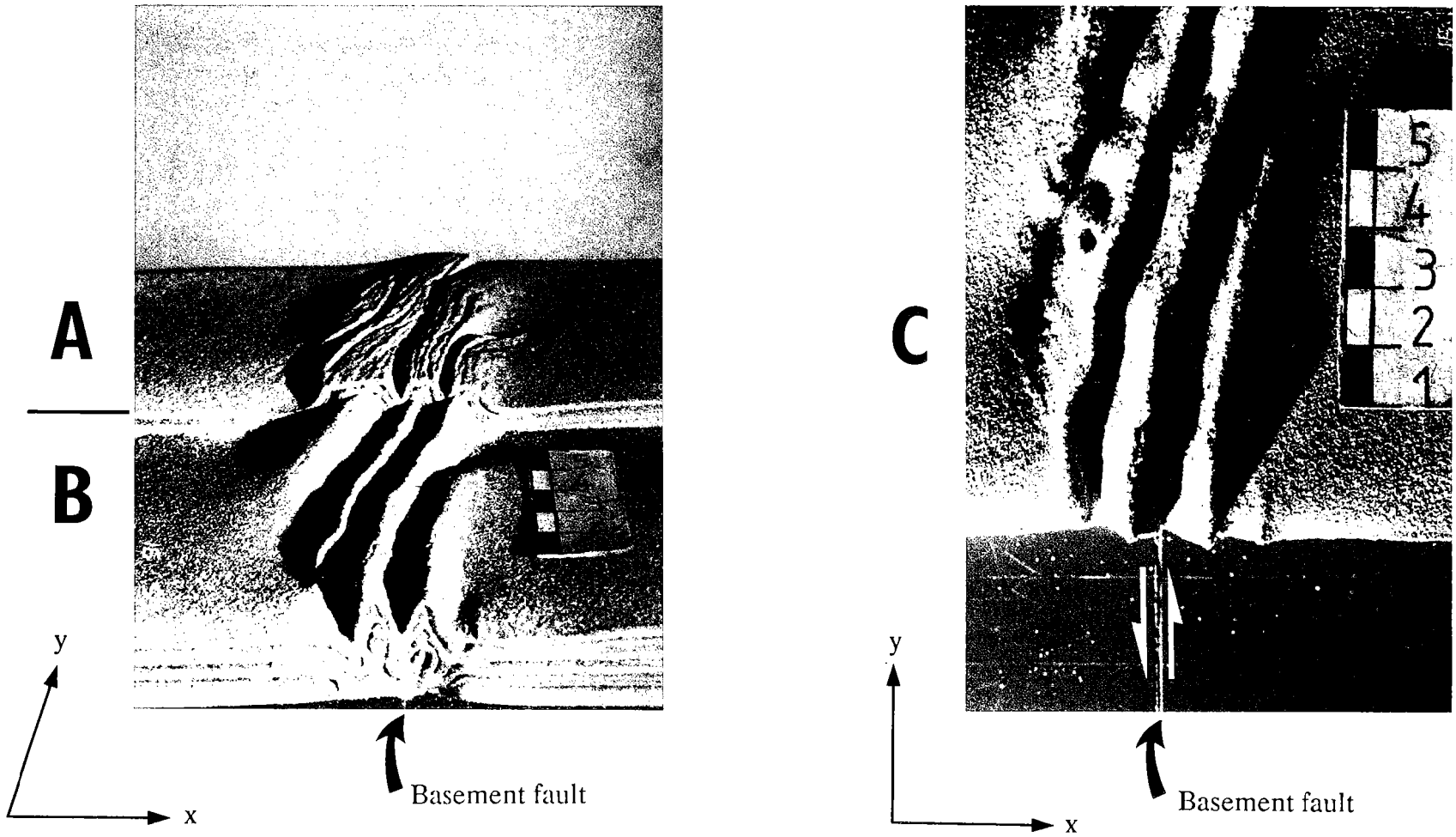


Fig. 7 - 17 - Surface views of the uppermost silicone layer (A) and of the third silicone layer (B, C) in experiment 4. Total displacement was 20 cm. On the uppermost layer of silicone (A), large anticlines were wide and flat, parallel to supperposed millimetric folds. A weak boudinage of the millimetric folds is visible. Synclines are tight. On the third silicone layer (B), folds are very tight and boudinage of anticline hinges is visible (C).

In experiment 4, on the first (uppermost) layer of silicone, tops of anticlines were flat and associated with millimetric folds (Fig. 7 - 17). A boudinage was visible on the millimetric folds. On the second layer, anticlines were narrow and fewer milllimetric folds were visible. On the third silicone layer, fold were very pinched. A boudinage was visible, especially on the anticlines. Folds were very pinched close to the bottom of the model. The anticlines widened near the free surface.

VII.2.C. DISCUSSION-CONCLUSION

In experiments, it is possible to activate simultaneous folding and faulting of a multilayered (ductile-brittle) sequence, in strike-slip mode. Two families of folds appeared: millimetric and centimetric folds. The milllimetric folds were at the silicone-sand interfaces, where a thin layer (0.1-0.2 mm) of sand penetrated into the silicone. The centimetric folds spanning the total thickness of the models, can be interpreted as resulting from buckling (Ramberg 1967, Biot 1967). If so, the wavelength was controlled by (1) the total thickness of the models and (2) the thicknesses of each layer of sand or silicone. The thickness of the basal silicone layer also controlled the width of the folded and faulted zone. In experiment 1, no large folds appeared at the surface of the model, only a millimetric folding of the silicone-sand interface. From 4 to 8 cm of left lateral offset, faults rotated progresssively clockwise. In experiments 2, 3 and 4, centimetric folds and synthetic faults appeared. From 4 to 8 cm of left lateral offset, folds and faults rotated progressively anticlockwise. Thus, the presence or absence of folds controlled the sense of rotation of the synthetic faults. Folds always appeared at α = 40-45 degrees; synthetic faults at α = 10-15 degrees as predicted by Coulomb theory (see Naylor et al., 1986). With 8 cm of left lateral offset, folds were at α = 20-30 degrees; synthetic faults, at α = 10-30 degrees. During the rotation of folds, synclines closed progressively and were activated as antithetic dextral shear zones. At the same time, anticlines stretched along their axes. In experiment 4 (6 mm thick basal silicone layer), between 16 to 20 cm of left lateral offset, all primary synthetic faults were activated as normal faults, thus accommodating a large stretch parallel to the anticline axes. Original dextral antithetic shear zones were reactivated as synthetic sinistral shear zones. The experiments thus show a delicate interplay between folding and faulting. Similar interplay is expected to occur in natural stratified sequences above a basement wrench fault.

Références.

Aggarwal, Y., 1983. Present-day boundary and the motion of the Caribbean Plate relative to South America. Conf. Geol. Caraïbes X, Cartagena, Colombia (résumé).

Alberding, H., 1957. Application of principles of wrench-fault tectonics of Moody and Hill to northern South America. Geol. Soc. Amer. Bull., 68, 6: 785-790.

Biot, M.A., 1967. Theory of internal buckling of a confined multilayered structure. Geological Society of America Bulletin, 75: 563-568.

Bucher, W., 1952. Geologic structure and orogenic history of Venezuela, Geol. Soc. Amer. Mem. 49, 113 pp.

Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. Pure and applied geophysics, 116: 615-626.

Case, J., Holcombe, T. et R. Martin, 1984. Map of geologic provinces in the Caribbean region. In: The Caribbean South American plate boundary and regional tectonics. Bonini, W., hargraves, R. and R. Shaqgam, Editors. Geol. Soc. Amer. Mem. 162: 1-30.

Chevallier, Y., 1985. Contribution à l'étude de la frontière méridionale de la plaque Caraïbes. Etude géologique de l'île de Margarita et de la péninsule de Araya (Vénézuela). Thèse Université Bretagne Occidentale, 300 pp.

Cloos, H., 1928. Experimenten zür Inneren tektonik. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläeontologie, 1928B: 6O9-621.

Dobbin, C.E. and Erdmann, C.E., 1955. Structure Contour map of the Mpntana plains: U. S. Geol. Survey Oil and Gas Inv. Map OM 178A, scale 1: 500 000.

Gamero, M., 1977. Estratigrafia y micropaleontologia del Oligoceno y Mioceno inferior del centro de la Cuenca de Falcon, Venezuela. Geos, 22, Escuela Geol. Minas, Univ. central Venezuela, Caracas : 3-60.

Gonzalez de Juana, C., Iturralde, J.M. et X. Picard, 1980. Geologia de Venezuela v de sus cuencas petroliferas. Foninves ed., Caracas, Vénézuela, 2 t., 1031 pp.

Graham, R.H., 1978. Wrench faults, arcuate fold patterns and deformation in the southern French Alps. Proceedings of the Geologists' Association , 89: 125-142.

Harding, T.P., 1974. Petroleum traps associted with wrench faults. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 58: 1290-1304.

Harding, T.P. and Lowell, J.D., 1979. Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon tras in petroleum provinces: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63: 1016-1058.

Hess, H., 1983. Gravity anomalies and island arc structure with particular reference to West Indis. Amer. Phil. Soc., Proc. 79: 71-96.

Horsfield, W.T., 1977. An experimental approach to basement-controlled faulting. Geol. Mijnbouw, 56: 363-370.

Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Geol. Soc. America Bull., 48: 1459-152O.

Jordan, T., 1975. The present-day motions of the Caribbean plate. J. Geophys. Res., 80: 4433-4439.

Keller, E.A., Bonkowski, M.S., Korsch, R.J. and Shelmon, R.J., 1982. Tectonic geomorphology of the San Andreas fault zone in the southern Indio Hills, Coachella Valley, California: Geological Society of America Bulletin, 93: 46-56.

Liddle, R., 1946. The geology of Venezuela and Trinida. 2nd ed., Paleon,. Res. Inst., Ithaca, New-Yord, 890 pp.

Mascle, A., Cazes, M. et Le Quellec, P., 1985. Structure des marges et bassins Caraibes : une revue. In: Symposium Géodynamique des Caraibes, Mascle, A. ed., Paris : 1-21.

Metz, H.,1968. Stratigraphic and geologic history of extreme north-eastern Serrania del Interior, State of Sucre, Venezuela. Mem. Conf. Geol. Caribe IV, Trinidad, Marzo-Abril 1965, Saunders, J.B. ed., 275-292.

Molnar, P. et Sykes, L., 1969. Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focal mechanisms and seismicity. Geol. Soc. Amer. Bull., 80: 1639-1684.

Moody, J.D. and Hill, M.J., 1956. Wrench-fault tectonics. Geological Society of America Bulletin, 67, 9: 1207-1246.

Muessig, K., 1978. The central Falcon igneous suite, Venezuela: alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age. Geol. Minjbouw, 57, 2: 261-266.

Naylor, M.A., Mandl, G., Sijpesteijn, C.H.K., 1986. Fault geometries in basement induced wrench faulting under different initial stress state. J. Struct. Geol., 8, 7: 737-752.

Odonne, F. and Vialon, P., 1983. Analogue models of folds above a wrench fault. Tectonophysics, 99: 31-46.

Pennington, W.D., 1981. Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. J. Geophys. Res., 86, B11: 10753-10770.

Perez, O. et Y. Aggarwal, 1981. Present-day tectonics of the south-eastern Caribbean and northeastern Venezuela, J. Geophys. Res., 86: 10791-10804.

Ramberg, H., 1967. Gravity, deformation, and the Earth's crust. Academic Press. New York, 214 pp.

Richard, P. and Cobbold, P.R., 1989. Structures en fleur positives et décrochements crustaux: modélisation analogique et interprétation mécanique. Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 308, II : 553-560.

Richard, P., Mocquet, B. and Cobbold, P.R., 1989. Formation simultanée de failles et de plis au dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 309, II : 1061-1066..

Riedel, W., 1929. Zür Mechanik Geologischer Brucherscheinungen Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläeontologie. 1929B: 354-368.

Schubert, C., 1972. Geologia de la peninsula de Araya, Estado Sucre. Cong. Geol. Ven. IV, Caracas, 1969, Mem., 3 : 1823-1886.

Smith, J.G., 1968. Tectonics of the Fitzroy wrench trough, Western Australia. American Journal of Sciences, 266, 9: 766-776.

Soulas, J., 1983. Mapa preliminar de Tectonica cuaternaria de Venezuela. (résumé) SImposio Netectonic, sismicidad y riesgo geologico en Venezuela y el Caribe, XXXIII Conv. Anual ASOVAC,

Caracas, Venezuela. Acta Cientifica Venezolana, 34, 1 : 513.

Soulas, J., 1986. Neotectonica y tectonica activa en Venezuela y regiones vecinas. Mem. IV Cong. Geol. Venezuela, X : 6639-6656.

Soulas, J. et A. Singer, 1981. Complejidad de las deformaciones corticales cuaternarias en la zona nororiental de Venezuela. (résumé) Mem. III Cong. Venezolano Sismologia e Ingeneria sismica, Caracas, 1, 53 pp..

Soulas, J., Singer, A. et C. Gallardo, 1980. Les failles actives de la région nord-orientale du Vénézuela. (résumé) 26ème Cong. Geol. Intern., Paris, 392 pp.

Stephan, J., 1985. Andes et chaîne Caraibes sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuela) : éovlution géodynamique. In: Symposium Géodynamique des Caraibes, Paris, Mascle, A. ed.: 505-529.

Sylvester, A.G., 1988. Strike-slip faults. Geol. Soc. Am. Bull., 100: 1666-1703.

Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. Geological society of America Bulletin, 81: 1625-1640.

Vendeville, B., 1987. Champs de failles et tectonique en extension: modélisation expérimentale. Thèse 3ème cycle, Univ. Rennes, 390 pp.

Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Choukroune, P. and Brun, J.P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales: In: Continental Extensional Tectonics, Ed. by M.P. Coward, J.F.Dewey and P.L. Hancock, Geological Society of London Special Publication, 28: 95-108..

Vierbuchen, R., 1977. New data to the tectonic of the El Pilar Fault. Conf. Geol. Caribe VIII, Curacao : 213-214.

Wilcox, R.E., Harding, T.P. and Seely, D.R., 1973. Basic wrench tectonics. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57: 74-96.

Wilson, G., 1970. Wrench movements in the Aristarchus region of the Moon. Proceedings of the Geologists' Association, 81: 595-608.

Wozniak, J. et M. Wozniak, 1979. Geologia de la parte norcentral de la sierra de Falcon, hojas Coro y Cabure. Min. Energia y Mines, Caracas.

CONCLUSIONS

CONCLUSIONS.

Les résultats expérimentaux, présentés dans cette thèse, complètent les travaux de modélisation antérieurs. En effet, nous avons clairement mis en évidence l'influence de la rhéologie sur la formation des structures, tant du point de vue de l'initialisation et du développement des failles que du point de vue de la géométrie des failles après déformation. Les implications géologiques de ces expériences sont multiples et variées.

1°) Initialisation des failles.

Dans une couverture purement fragile, reposant sur un socle dans lequel une ancienne faille est réactivée en décrochement, les failles s'initialisent sur l'accident et se propagent jusqu'à la surface libre du système. A l'opposé, lorsque la couverture sédimentaire repose sur le socle par l'intermédiaire d'un niveau ductile, le contrôle de la faille de socle sur la formation des failles diminue. Les failles s'initialisent sur la surface libre du système et se propagent en profondeur vers l'interface fragile-ductile.

2°) Décrochement à glissement oblique.

Lors du fonctionnement décrochant associé à un rejet vertical (inverse ou normal) d'une faille de socle, les failles créées dans la couverture sédimentaire sont d'autant plus verticales que la composante décrochante est importante par rapport au rejet vertical. Dans un tel contexte, lorsque la couverture sédimentaire à un comportement purement fragile, les failles s'enracinent sur la faille de socle. Lorsque la couverture fragile repose sur le socle par l'intermédiaire d'un horizon ductile, le contrôle de la faille de socle diminue et les failles s'enracinent alors sur l'interface fragile-ductile. En présence d'un niveau ductile en base de couverture, une migration du champ de déformation, sur le compartiment soulevé, est observable. Cette migration se traduit soit par une flexuration de la couverture, si le rejet vertical associé à la faille de socle est inverse, soit par la formation d'une zone faillée éloignée de la faille de socle si le rejet vertical associé à la faille de socle est normal.

3°) Réactivation de failles en contexte décrochant.

En contexte purement décrochant, des failles, inverses ou normales, sont communément réactivées en profondeur. En surface, la réactivation de ces failles est moins évidente, cependant ces structures antérieures controlent la formation des nouvelles failles décrochantes. Ainsi les nouvelles failles formées se trouvent systématiquement localisées le long de la zone préfracturée. Lors d'une phase de réactivation d'un bassin sédimentaire en contexte décrochant, il parait donc impropre de parler de vraie réactivation de faille. Les anciennes failles, bien que réactivées sur certaines portions, exercent en fait un réel contrôle sur la localisation et la géométrie des nouvelles failles décrochantes.

4°) Décrochement compressif.

Dans un contexte décrochant-compressif, favorable à la formation de structures en fleur positives, les failles sont d'autant plus verticales que la composante décrochante est importante par rapport à la composante de raccourcissement. Dans des systèmes purement fragiles, la formation des failles dans la couverture est fortement controlée par la faille de socle. Les failles s'enracinent sur cet accident. De plus les déplacements sur les plans de faille sont proches de celui accommodé sur la faille de socle, les vecteurs déplacement sur les plans de faille caractérisant des décrochevauchements. Dans des systèmes fragile-ductiles, la présence d'un niveau ductile (évaporite, à l'échelle d'un bassin sédimentaire ou la partie ductile de la croûte, à l'échelle lithosphérique) permet un découplage des composantes décrochante et compressive, lors de la formation des failles. Il en résulte alors deux familles de failles, l'une constituée de failles inverses, l'autre de failles décrochantes.

5°) Plis et failles au dessus d'un décrochement de socle.

L'utilisation de modèles analogiques nous a permi dans cette étude, d'appréhender le contrôle de la rhéologie, à la fois sur la formation ou non de plis simultanément à des failles, que sur le sens de rotation des structures formées. Pour une rhéologie donnée (modèle stratifié fragile-ductile), une faible épaisseur du niveau basal ductile ne permet pas la formation de plis de grande amplitude. Seuls des accidents synthétiques apparaissent en échelon sur la direction de la faille de socle. L'augmentation de la composante décrochante, de sens sénestre, entraîne une rotation horaire des failles, se parallèlisant ainsi à la direction principale du décrochement. Pour d'importante épaisseur de silicone, des plis obliques sur la direction de la faille de socle se surimposent à la formation des failles. L'augmentation de la composante décrochante entraîne, cette fois-ci, une rotation antihoraire des plis qui se parallèlisent à la direction principale de déplacement. La rotation des failles est dans ce cas contrôlée par celle des plis. Au cours de leur rotation, les synclinaux se ferment et fonctionnent comme des zones de cisaillement antithétique du déplacement. Pour d'importants rejets horizontaux, les rotations sont telles que les zones de cisaillement antithétique sont réactivées en cisaillement synthétique. Les expériences montrent que la formation simultanée de failles et de plis au dessus d'un décrochement de socle est possible.

Sur le terrain, seul un stade donné de déformation est observable. La formation et l'évolution de certains exemples naturels peuvent ainsi paraitre complexe. Les résultats expérimentaux permettent d'interpréter, dans de nombreux cas, la genèse de tels systèmes naturels.

ANNEXE 1

DIMENSIONNEMENT D'UN HORIZON DUCTILE A L'ECHELLE D'UN BASSIN SEDIMENTAIRE : APPLICATION NUMERIQUE.

Nous considérons dans l'application numérique suivante que la densité de la silicone est proche de celle des roches naturelles et donc o* = 1. L'équation 7 (chapiter 1) s'écrit alors :

$$\mu_{model}/\mu_{nature} = (L_{model}/L_{nature})^2/(U_{model}/U_{nature})$$

avec μ la viscosité, L la longueur et U la vitesse de déplacement. La viscosité naturelle peut s'exprimer de la forme :

$$\mu_{nature} = \mu_{model} \times (L_{model}/L_{nature})^2/(U_{model}/U_{nature})$$

La valeur de la viscosité naturelle est donc :
- inversement proportionnelle au carré du rapport des longueurs.
- proportionnelle au rapport des vitesse de déplacement.
- proportionnelle à la viscosité de la silicone utilisée.

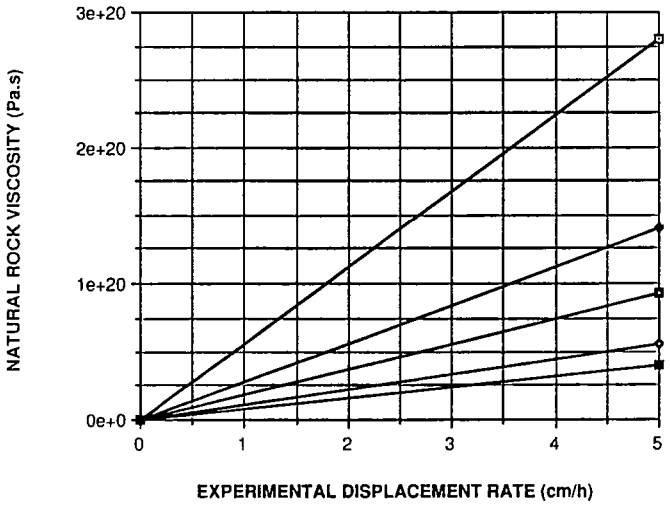
Fixant la viscosité de la silicone à 2×10^4 Pa s, une série de graghe donnant les valeurs de la viscosité naturelle en fonction de la vitesse expérimentale de déplacement (Uexp), pour différents rapports d'échelle (L*) et différentes vitesses naturelle de déplacement (Unat). Pour une autre silicone de viscosité donnée (μ_d), le résultat est facilement obtenu en multipliant le résultat lu sur les courbes suivantes par le coéfficient, A, suivant :

$$A = \mu_d/2 \times 10^4$$

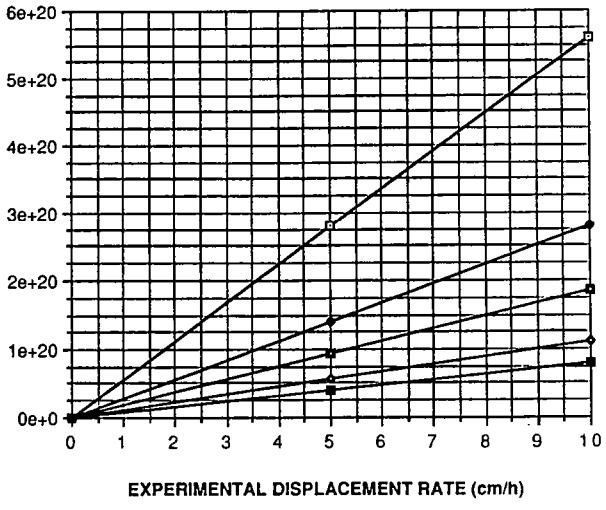
Dans tous les graphes suivants, la notation **e+X** a été utilisée pour 10^{+X}. Les vitesses naturelles de déplacement (U_{nat}) sont symbolisées de la façon suivante :

- U_{nat} = 1 cm/ an.
- U_{nat} = 2 cm/ an.
- U_{nat} = 3 cm/ an.
- U_{nat} = 5 cm/ an.
- U_{nat} = 7 cm/ an.

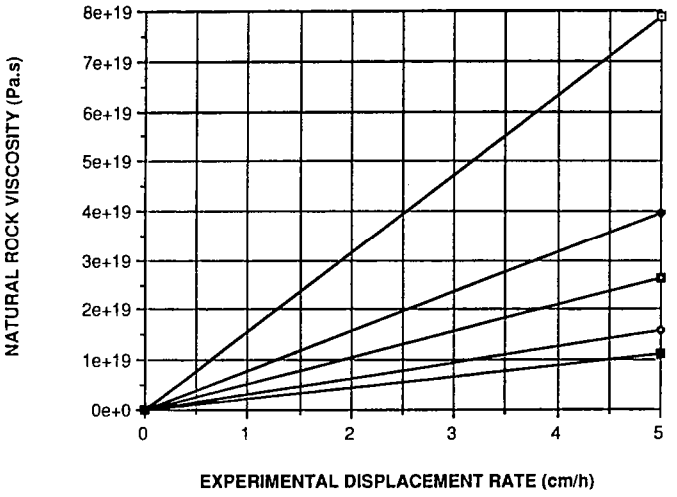
L* = 0.25e-5



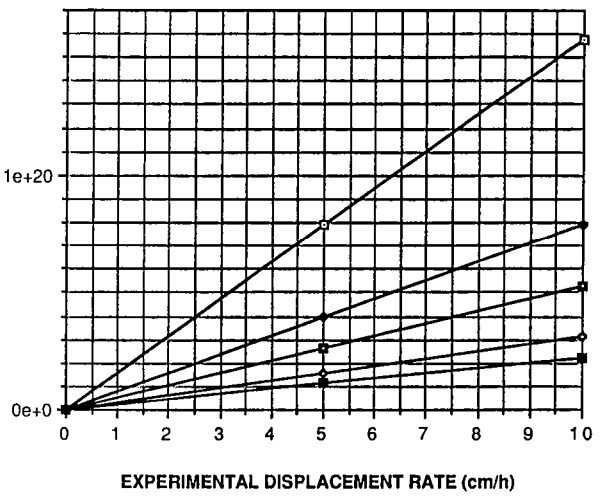
L* = 0.25e-5



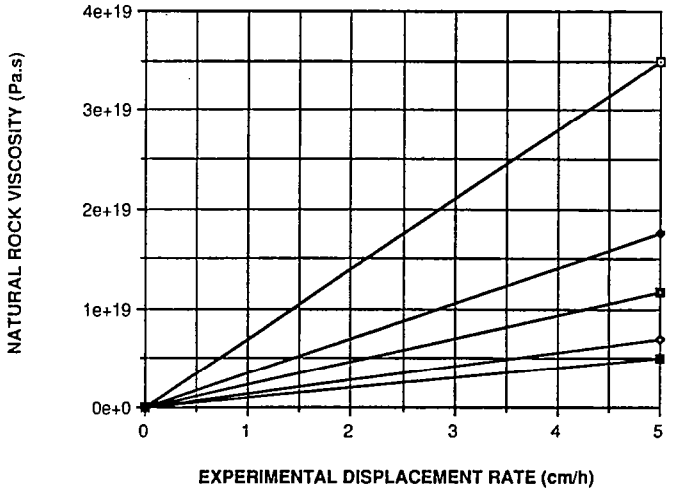
L* = 0.33e-5



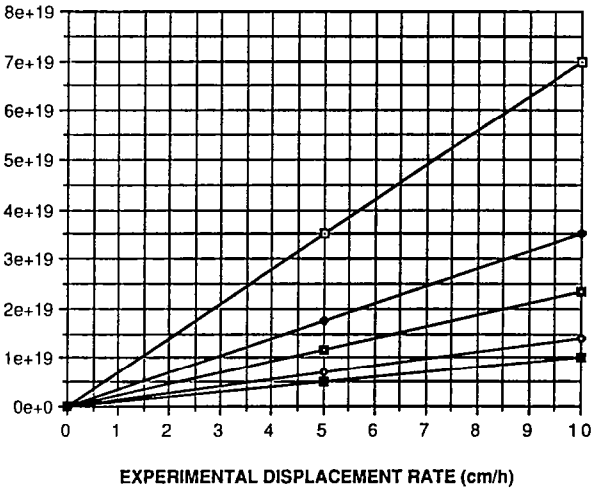
L* = 0.33e-5



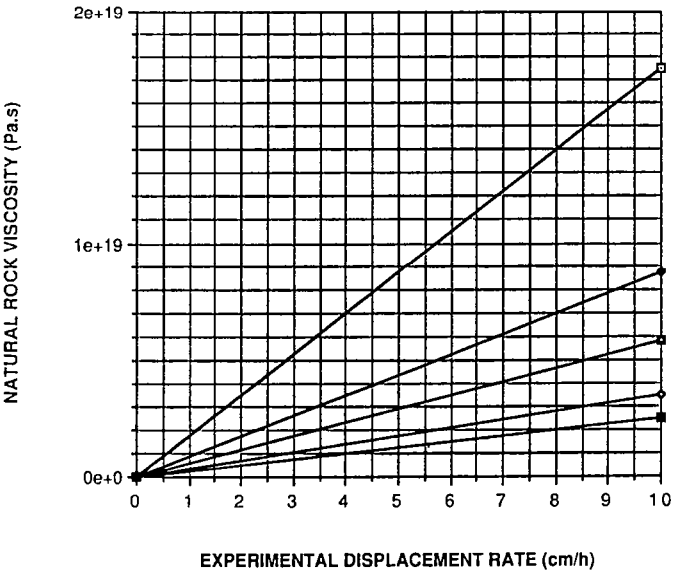
L* = 0.5e-5



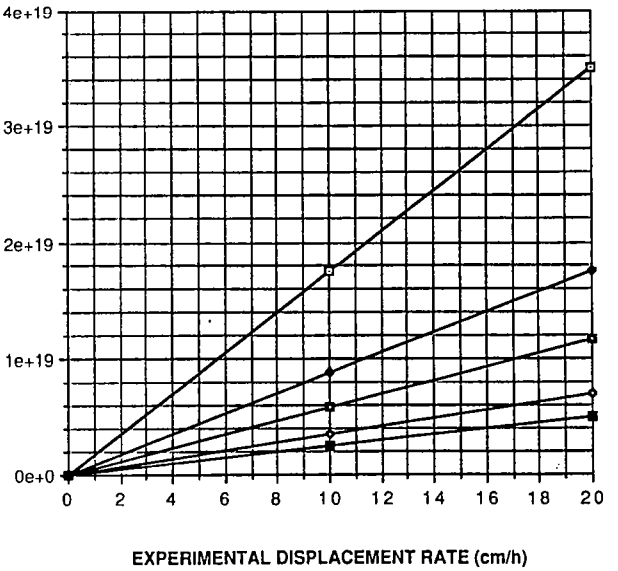
L* = 0.5e-5

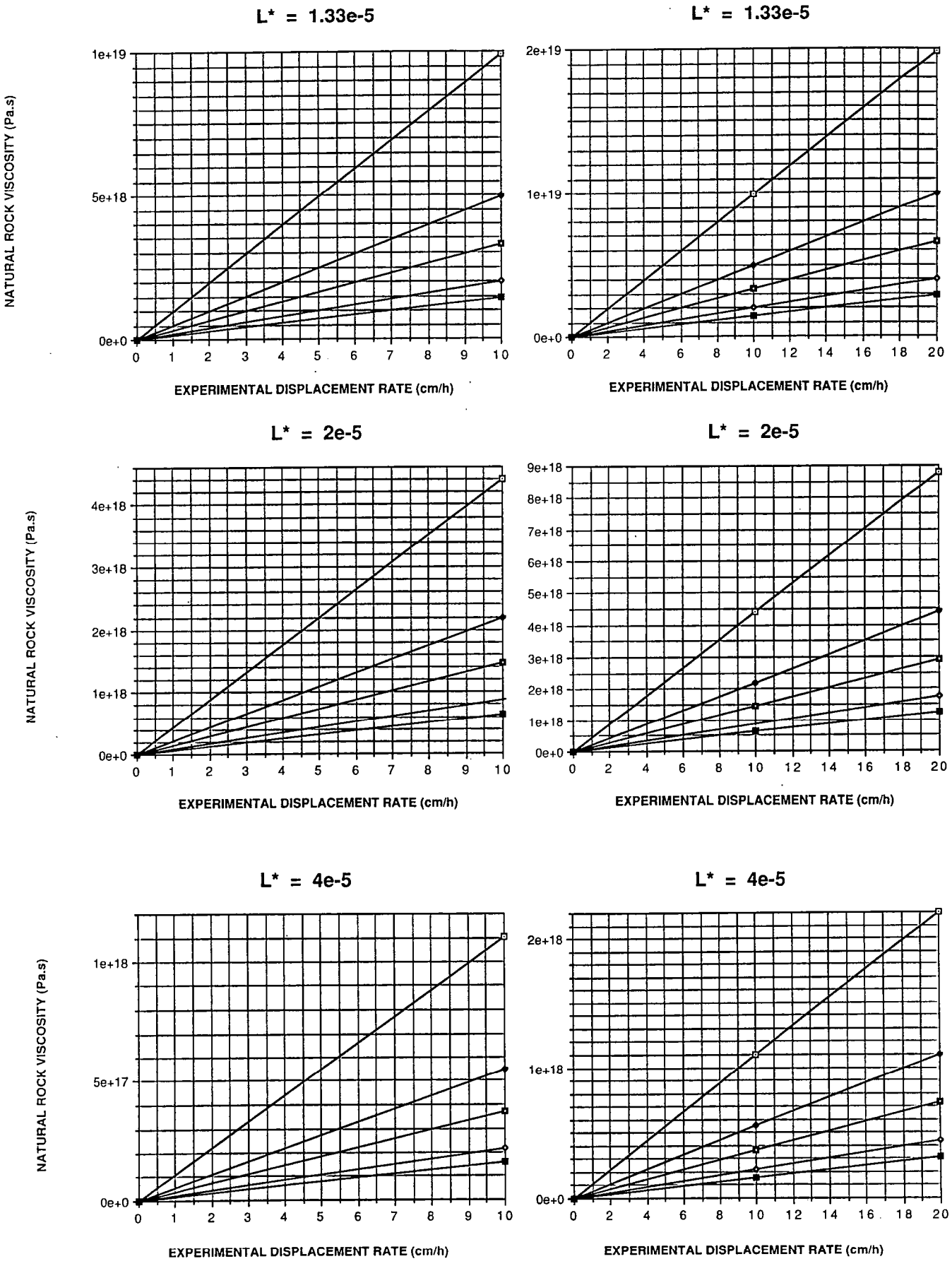


L* = 1e-5



L* = 1e-5




L* = 1.33e-5
NATURAL ROCK VISCOSITY (Pa.s)
1e+19
5e+18
0e+0
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
EXPERIMENTAL DISPLACEMENT RATE (cm/h)
L* = 1.33e-5
2e+19
1e+19
0e+0
0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20
EXPERIMENTAL DISPLACEMENT RATE (cm/h)
L* = 2e-5
NATURAL ROCK VISCOSITY (Pa.s)
4e+18
3e+18
2e+18
1e+18
0e+0
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
EXPERIMENTAL DISPLACEMENT RATE (cm/h)
L* = 2e-5
9e+18
8e+18
7e+18
6e+18
5e+18
4e+18
3e+18
2e+18
1e+18
0e+0
0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20
EXPERIMENTAL DISPLACEMENT RATE (cm/h)
L* = 4e-5
NATURAL ROCK VISCOSITY (Pa.s)
1e+18
5e+17
0e+0
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
EXPERIMENTAL DISPLACEMENT RATE (cm/h)
L* = 4e-5
2e+18
1e+18
0e+0
0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20
EXPERIMENTAL DISPLACEMENT RATE (cm/h)

ANNEXE 2

EXPERIMENTS ON FAULTING IN A TWO-LAYER COVER SEQUENCE OVERLYING A REACTIVATED BASEMENT FAULT WITH OBLIQUE (NORMAL-WRENCH OR REVERSE-WRENCH) SLIP.

P., Richard.
Université de Rennes I, Laboratoire de Tectonophysique,
Avenue du général Leclerc, 35042 RENNES Cedex France

Abstract.

Two series of experiments were undertaken to investigate the development of faults in a cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique slip. The experiments represent physical models properly scaled to account for gravitational forces, brittle behaviour of the upper cover and ductile behaviour of evaporites in the lower cover. Models were made with a Coulomb layer (sand) overlying a Newtonian ductile layer (silicone putty). In each series, the parameter varied from each experiment to the next was the thickness of the silicone layer. In all normal-wrench experiments, a domain of faults appeared in the brittle layer. Vertical offsets were mostly of normal sense, but some reverse faults occurred in experiments with thick silicone layers. The thicker the silicone, the wider the fault domain. The deformation zone was, in all cases, limited to the faulted domain. In the reverse-wrench experiments, discrete reverse riedel faults appeared without a silicone layer. As the silicone layer became thicker, the importance of the reverse faults diminished. With the thickest layer of silicone (3 cm), no fault appeared in the overburden, but a monoclinal flexure of the overburden accommodated the dip-slip component. In the presence of silicone, the deformation zone was not limited to a faulted domain, and the strike-slip component was accommodated by a bulk shearing of the overburden in the uplifted compartment. With these experiments, we have demonstrated that in basins deformed in strike-slip mode, any deformation that is localised along discrete faults at the basement level, becomes distributed over a much wider zone of overburden when this overlies an interval of evaporites.

INTRODUCTION.

In many areas, sedimentary cover overlies a faulted basement. In such cases, when the cover is purely brittle, the deformation in the cover is strongly dependent on the deformation accommodated in the basement, because of the localisation of the deformation on the basement faults. When an interval of evaporites or clay lies between the cover and the basement, the deformation in the cover is often geometrically independent from the deformation accommodated in the basement (Fig. 1). This structural influence of evaporites or clay is caused mostly by the contrast in flow properties with other sediments. In the present experimental study, we have modelled the influence of an interval of evaporites on the deformation of a brittle cover overlying a basement fault reactivated in oblique (reverse-wrench or normal-wrench) mode.

EXPERIMENTS.

Previous work.

Many experimental studies (Cloos 1928, Riedel 1929, Wilcox et al 1973) have simulated the deformation of a sedimentary cover above a reactivated single basement fault in strike-slip mode, by placing a cake of unbroken clay on two basal rigid plates which could be moved parallel to one another. Sand has been used for wrench faulting experiments too (Naylor et al 1986, Richard and Cobbold 1989). The clay and sand were used to model the brittle behaviour of natural rocks. To model the behaviour of ductile natural rocks, silicone putty has been used (Davy 1986, Vendeville et al 1986). The formation of positive flower structures at various scales has been investigated in experiments in which a pack of sand overlying a silicone layer was deformed in a convergent wrench context (Richard and Cobbold 1989). Simultaneous folding and faulting of a multilayered ductile-brittle cover in strike-slip mode has been performed by deforming multilayered silicone-sand models (Richard et al, submitted). With this present work, the influence of a viscous layer on the faulting of a sedimentary cover in oblique slip mode has been investigated.

Scaling of brittle-ductile experiments.

The theory of scale models has been applied to the earth sciences by Hubbert (1937) and Ramberg (1967). An analogue model is representative of a natural example if the experimental and natural systems are dynamically similar; this means 1) similar distributions of stresses and forces, 2) similar rheologies and densities.

If inertial forces are negligible, the balance of forces is expressed as

$$\delta \sigma_{ij} / \delta X_j + \rho g_i = 0, \qquad (1)$$

where σ_{ij} are stresses, X_j are length vectors, g_i are components of the gravity vector and ρ is density. In equation (1) we use Cartesien vector and tensor components, with the summation convention for repeated suffixes. To compare an experimental and a natural system which have different geometrical and temporal scales, it is convenient to consider scale ratios, between an experimental parameter (force, stress, length etc.) and its natural counterpart. Various scale ratios have been defined (subscript m and n refer to model and nature respectively):

$$\begin{aligned} &\text{Length ratio} && = L^* = L_m/L_n \\ &\text{Stress ratio} && = \sigma^* = \sigma_m/\sigma_n \\ &\text{Gravity ratio} && = g^* = g_m/g_n \\ &\text{Density ratio} && = \rho^* = \rho_m/\rho_n \\ &\text{Viscosity ratio} && = \mu^* = \mu_m/\mu_n. \end{aligned} \qquad (2)$$

Equation (1) applied to the model can be written using the parameters of the natural system and the scale ratios:

$$\sigma^* (L^*)^{-1} \left(\sigma_{ij\,n} / X_{j\,n} \right) + \rho \cdot g_i^* \cdot (\rho_n \cdot g_{i\,n}) = 0. \qquad (3)$$

To be verified in nature, this equation requires that

$$\sigma^* = L^* . \rho^* . g^* \qquad (4)$$

All the experiments were done in the Earth's field of gravity and thus $g^* = 1$. The difference in density between analogue materials and natural rocks is negligible and thus we consider $\rho^* = 1$. Equation (4) reduces to

$$\sigma^* = L^* \qquad (5)$$

Brittle material.

For a brittle material with a Mohr-Coulomb criterion of failure,

$$\tau = C + \sigma_n \tan \Phi \ , \qquad (6)$$

where τ and σ_n are respectively the shear stress and the normal stress acting on the failure surface. Φ is the angle of internal friction of the material and C is the cohesion with dimensions of stress. This equation expresses a time-independent rheological behaviour.

In the upper brittle crust (5-10 km) rocks apparently have an angle of internal friction close to 30°, and a cohesion that is negligible compared with values of mean stress in the crust (Byerlee 1978, Vendeville 1987). The sand used in the experiments is a dry quartz sand with

negligible cohesion and an angle of internal friction Φ = 30°. Thus both the natural example and the model verify equation (6) and the sand is correctly scaled for the brittle behaviour of the upper crust.

Ductile material.

A newtonian ductile material has rheological behaviour according to the equation

$$\sigma'_{ij} = \mu \, . \, \varepsilon_{ij}, \qquad (7)$$

where μ is viscosity, ε is strain-rate, and σ' is deviatoric stress.

Using the scale ratios (2) and the equations (6) and (4) yield

$$\sigma^* = \mu^* . \varepsilon^* = L^*. \qquad (8)$$

Instead of using the ratio of strain-rates, ε^*, we can use the ratio of boundary velocities (displacement rates), U^*, and write

$$\varepsilon^* = U^* / L^*. \qquad (9)$$

Substituting (9) in (8), we obtain

$$\mu^* . U^* = (L^*)^2. \qquad (10)$$

Equation (10) can be written

$$\mu_m/\mu_n \cdot U_m/U_n = (L_m/L_n)^2 \qquad (11)$$

with μ in Pa s, U in m s^{-1} and L in m.

Figure 2 shows the predicted natural rock viscosity, μ_n, calculated according to equation (11), for silicone viscosity of $2x10^4$ Pa s and for various fixed values of L^*, U_m and U_n. For reasonable ranges of the latter parameter, μ_n ranges from 10^{17}-10^{19} Pa s. This is consistent with the evaporite viscosities estimated by Odé 1968

Experimental apparatus.

The experimental apparatus used for oblique-slip experiments consisted of a large table (2 x 1.5 m) divided into two halves. The central part of the apparatus has been represented on figure 3. One half (B) can be moved simultaneously laterally (H) and vertically (I) past the other (A), which is fixed, by two geared motor drives, thus modelling oblique-slip motions on a single basement fault. The dip of the basement fault can be changed by varying the attitude of two flaps

(F G), and thus, reverse or normal motions on the basement fault can be obtained. Different ratios of strike-slip/dip-slip motions (SS/DS, Fig. 4) are fixed by changing the respective speed of the two geared motor drives. Each SS/DS ratio corresponds to a particular oblique-slip motion (O S, Fig. 4), and to a particular angle, with the relation SS/DS = tan α, where α is the pitch of the slip vector upon the fault plane.

Model materials.

Experiments were made using two different materials: a sand (100 % quartz) and a silicone putty (gomme GS1R, manufactured by Rhone-Poulenc France). The sand is a Coulomb material, with an angle of internal friction Φ = 30-32°, near the angle of internal friction determined experimentally for rocks under low pressures and temperatures (Byerlee 1978). The deformation of the sand is time-independent. The sand is appropriate for modelling the brittle behaviour of upper crustal rocks at basin scale (Horsfield 1977, Vendeville 1987). The silicone putty has an almost perfectly newtonian ductile behaviour, a viscosity of $2x10^4$ Pa s, and a density of 1.15. Those properties make the silicone a good analogue for ductile evaporites at basin scale (Vendeville 1987, Vendeville & al 1986).

Models were scaled using the equations previously discussed. The scale ratios between models and natural examples are respectively, $2x10^{-5}$ for length (1 cm represents 500 m), $1.3x10^{-14}$ for viscosities (implying a viscosity of $1.5x10^{18}$ Pa s for evaporites) and $7x10^{-10}$ for time (1 hour of experiment represents 170 000 years). A length ratio (L^*) of $2x10^{-5}$ (1 cm represents 500 m) has been chosen. For a fixed natural displacement rate of 3 cm/year, an experimental displacement rate in the range 5-20 cm/hour can then be used without influence on the natural rock viscosity (Fig. 2), the natural rock viscosity ranging between $1x10^{+18}$ and $3x10^{+18}$ Pa s. These values are consistent with the evaporite viscosities (Odé 1968).

Experimental procedure.

Reverse or normal oblique-slip faulting were each studied in a series of 4 experiments. The total thickness of each model was 8 cm. The horizontal dimensions were about 70-80 cm (length) by 50-60 cm (width). In each series, 4 types of model were used: type 1, a 8 cm thick layer of sand; type 2, a 7cm thick layer of sand overlying a 1 cm thick layer of silicone; type 3, 6 cm of sand overlying 2 cm of silicone; type 4, 5 cm of sand overlying 3 cm of silicone. The strike-slip/dip-slip ratio was the same for each experiment (SS/DS = 1). The oblique-slip has been fixed, in each experiment, at 4 cm. In normal oblique-slip experiments, the dip of the basement fault was 45 degrees; in reverse oblique-slip experiments, 54 degrees. Thin markers of white sand were deposited on the free surface of each model to serve as material grids for registering displacements and fault motions. Vertical components of fault motions were detected by photographing of the free surface under oblique lighting. After faulting, each model was impregnated with water to give cohesion, and cut in a series of vertical cross sections perpendicular to the basement fault.

EXPERIMENTAL RESULTS.

Normal oblique-slip experiments.

In surface view (Fig. 5) - In the pure sand model (Fig. 5a), a graben was created parallel and directly above the basement fault. This graben was formed by a normal antithetic fault (in the downdropped compartment) and a normal-wrench synthetic fault (in the uplifted block). A strike-slip fault was visible in the middle of the graben. Deformation was strictly limited to the graben. With a 1 centimetre thick basal silicone layer (Fig. 5b), no large-displacement antithetic fault was visible. An en echelon pattern of faults appeared directly above the basement fault. This pattern consisted of small-displacement antithetic normal-wrench faults and a large-displacement synthetic normal-wrench fault. Normal oblique-slip motion was seen on each fault. The deformation was limited to the faulted zone. With a 2 centimetre thick basal silicone layer (Fig. 5c), deformation was located mostly in the uplifted compartment. Two en echelon small reverse wrench faults appeared above the basement fault. A large graben, near parallel to the basement fault, was created in the uplifted compartment. This graben was formed by two normal wrench faults, and the outer fault was 7 cm from the basement fault. Many small normal faults were en echelon to the trace of the Basement fault, in the uplifted block. Except on the pure normal fault in the lower left corner of the photograph, oblique-slip was observed on the fault planes. The deformation was limited to the faulted zone. With a 3 centimentres thick basal silicone layer (Fig. 5d), deformation was located mostly in the uplifted block. Many faults en echelon to the trace of the Basement fault were created. One large oblique displacement fault crossed the model. This fault was reverse-wrench in the left part of the model (close to the basement fault); normal-wrench in the right part (far from the basement fault) and accommodated most of the imposed strike-slip motion. Two grabens en echelon to the trace of the basement fault have been created. The outer graben was bounded by two pure normal faults, no lateral offset was visible. The outer fault was 10-12 centimeters from the basement fault. The deformation zone was limited to the faulted zone.

In cross sections (Fig. 7)- In the pure sand model (Fig. 7a), a normal antithetic fault with small vertical offset was seen in the downdropped block. A normal synthetic fault with large vertical offset has been created in the uplifted compartment. The dip of these two faults was about 70 degrees. In the middle of the graben formed by these two faults, were two small vertical offset faults, which were strike-slip . All the faults took root in the basement fault. With a 1 centimetre thick basal silicone layer (Fig. 7b), most of the faults were synthetic normal faults located in the uplifted compartment. No large antithetic faults were visible in the downdropped compartment. The faults took root in the sand-silicone interface, on a 3 centimetres wide zone. The silicone has been thinned on the border of the uplifted compartment. With a 2 centimetres

thick basal silicone layer (Fig. 7c), a graben appeared in the uplifted block, far from the basement fault. Two curved reverse faults have been created above the basement fault. These faults were en echelon reverse wrench faults. Faults took root in the sand-silicone interface, on a 7 centimetres wide zone. The silicone has been thickened under the graben and on the border of the downdropped block and thinned in the uplifted compartment. With a 3 centimetres thick basal silicone layer (Fig. 7d), one reverse fault was visible above the basement fault. Two grabens have been created in the uplifted compartment. The silicone has been thickened under the grabens and in the downdropped compartment and thinned in the uplifted compartment. Faults took root in the sand-silicone interface, on a 10 centimetres wide zone.

Reverse oblique-slip experiments.

In surface view (Fig. 6)- Without a silicone layer (Fig. 6a), reverse-wrench faults slightly en echelon to the trace of the basement fault characterised the structural pattern in the sand. These faults were located in the downdropped compartment. The marker deformation indicated that deformation was strictly localised in the faulted zone. With a 1 and 2 cm thick basal silicone layer (Fig. 6b and 6c), one major reverse-wrench fault was created parallel to the basement fault, in the downdropped compartment. These faults seemed to accommodate most of the imposed dip-slip motion and a small part of the imposed strike-slip motion. The marker deformation indicated that most of the strike-slip motion was accommodated by a bulk shearing of the cover, particularly in the hanging wall on the uplifted compartment. With a 3 cm thick basal silicone layer (Fig. 6d), no fault appeared in the overburden, but a bulk shearing of the overburden was visible. Without silicone the deformation zone was 10 cm wide and limited to the faulted zone. With silicone, the deformation zone was no more limited to the faulted zone, and was 15-17 cm wide with a 1 cm thick silicone, 20 cm wide with a 2 cm thick silicone layer and 24-28 cm wide with a 3 cm thick silicone.

In cross section (Fig. 8)- In the brittle experiment (Fig. 8a), oblique reverse faults have been developed in the downdropped compartment. These faults took root in the basement fault. The deformation was located in the faulted zone. With 1 and 2 cm of silicone (Fig. 8b and 8c), the importance of the reverse faults diminished. Faults took root in the interface sand-silicone on the uplifted compartment. The deformation zone was no longer limited to the faulted area but a flexure of the overburden was evident in the uplifted compartment. With a 3 cm thick basal silicone layer (Fig. 8d), no fault appeared in the overburden. The reverse dip-slip component was accommodated in a gentle monoclinel of the sand layers and by flow in the silicone. The silicone has been thinned in the uplifted compartment and thickened in the downdropped compartment.

CONCLUSION - DISCUSSION.

To model deformation in oblique-slip mode, layered silicone-sand models have been deformed. With a basal silicone layer, the influence of the basement fault on the deformation in the overburden decreased. In pure brittle experiments, all the faults took root in the basement fault, but with a basal silicone layer, faults took root in the sand-silicone interface over a wide zone. In each experiment with a basal silicone layer, the silicone has been thickened in the downdropped compartment and thinned in the uplifted compartment. In fact, during the deformation, the silicone flowed (Fig. 9) from the uplifted compartment to the downdropped compartment. This flow involved a widening of the zone of deformation. Thus, in reverse oblique-slip experiments (convergent wrenching), the overburden deformation changed from localised faults originating at the basement fault to distributed bulk shearing of the cover as a viscous silicone layer was introduced above the basement fault. The thicker the silicone, the larger the bulk shearing. In normal oblique-slip experiments (divergent wrenching), en echelon grabens spread the deformation of the cover into a wide strip, which was near parallel to the basement fault, but shifted into the uplifted compartment. The thicker the silicone, the wider the strip in the uplifted compartment. Vertical offsets have significant consequences on structural style, provided there is a basal silicone layer. Deformation then migrates into the uplifted block.

The contrast between the geometries developed in experiments of convergent and divergent wrenching in the presence of a thick viscous horizon is to be noted: faulting in the cover is absent in the convergent case (Fig. 6a) and present in the divergent case (Fig. 5a). This may help the petroleum geologist to deduce the movement pattern in horizons below an evaporite interval from the structures developed above. Fig. 10 shows alternative interpretations of the same seismic data. The mode of deformation in the basement of Fig. 10a is extensional; the mode of deformation of Fig. 10b compressional. The gentle warping and the absence of well-developed extensional structures in the horizon above the salt may be interpreted as an indication that shortening rather than extension play the role in forming this structure. A comparison with the sand and putty experiments would favour the interpretation of Fig 10b. Discontinuity between basement faulting and faulting in the cover-rocks over an interval deformed by ductile creep can be produced in simple experiments. Faults do not line up across the viscous interval. This is an important conclusion from the experiments. The deformation accommodated above an evaporite interval may well appear independent geometrically from the deformation accommodated in the basement below, even when both were caused by the same deformation event.

Acknowledgements.

The experiments were carried out at the Koninklijke Shell Exploratie en Produktie Laboratorium, Rijswijk, The Netherlands. The author thanks Shell Internationale Research Maatschappij for permission to publish this paper. Special thanks are given to W.T. Horsfield and I. Van der Molen for helping in the realisation of this study.

References.

Byerlee J. (1978). Friction of rocks. Pure and applied geophysics, 116: 615-626.

Cloos H. (1928). Experimenten zür Inneren tektonik. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläeontologie, 1928B, 609-621.

Davy P. (1986). Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. Thèse 3ème cycle, Université de Paris Sud, 233 p.

Horsfield W.T. (1977). An experimental approach to basement-controlled faulting. Geol. Mijnbouw, 56: 363-370.

Hubbert M.K (1937). Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Geol. Soc. America Bull., 48: 1459-1520.

Naylor M.A., Mandl G., Sijpesteijn C.H.K. (1986). Fault geometries in basement induced wrench faulting under different initial stress state. J. Struct. Geol., 8, 7: 737-752.

Odé H., (1968). Review of mechanical properties of salt relating to salt dome genesis. Geol. Soc. America, spec. paper 88: 544-595.

Richard P. and Cobbold P.R. (1989). Structures en fleur positives et décrochements crustaux : modélisation analogique et interprétation mécanique. Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 308, II: 553-560.

Richard P., Loyo, B. and Cobbold P.R. Experiments on simultaneous faulting and folding above a basement fault. Submitted to Tectonophysics.

Riedel W. (1929). Zür Mechanik Geologischer Brucherscheinungen Zb. Miner. Geol. Paläeont. Abh. B, 354-368.

Ramberg H. (1967) Gravity, deformation, and the Earth's crust : Academic Press. New York, 214 p.

Van Hoorn B. (1987). Structural evolution, timing and tectonic style of the Sole Pit inversion. Tectonophysics, 137: 239-248.

Vendeville B. (1987). Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. Thèse 3ème cycle, Univ. Rennes, 390 p.

Vendeville B., Cobbold P.R., Davy P., Choukroune P. and Brun J.P. (1987) Physical models of extensional tectonics at various scales. In : Continental Extensional Tectonics, Ed. by M.P. Coward, J.F.Dewey and P.L. Hancock, Geological Society of London Special Publication, 28: 95-107.

Wilcox R.E., Harding T.P. and Seely D.R. (1973). Basic wrench tectonics. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57: 74-96.

Figure captions.

Fig. 1 - Seismic line across the Sole Pit High (North Sea). A detachment zone (lower Triassic evaporites) separates cover and basement fault systems (redrawn from Van Hoorn 1987).

Fig. 2 - Influence of the experimental displacement rate on the natural rock viscosity with different length ratios and natural displacement rate.

Fig. 3 - Block diagram of the experimental apparatus.
A.B. - Basal plates (150 x 50 cm each).
C.D. - Characteristic section of an undeformed sand-silicone model.
E. - Grid of passive markers on the free surface of the model.
F.G. - Variable attitude flaps.
H.I. - Imposed displacements to plate A.
During the deformation, a velocity discontinuity is created beneath the middle plane of the model.

Fig. 4 - Definition of strike-slip (SS), dip-slip (DS) and oblique-slip (OS) components. Strike-slip/dip-slip ratio has been denoted SS/DS.

Fig. 5 - Normal oblique-slip experiments (SS/DS = 1). Photographs and line drawings of faults developed with the same normal oblique-slip (4 cm), above a 45° basement fault, with an underlying 0, 1, 2 and 3 cm thick (a, b, c and d) layer of silicone.

Fig. 7 - Normal oblique-slip experiments (SS/DS = 1). Line drawings of cross sections through faulted zone formed above a 45° basement fault, with the same normal oblique-slip (4 cm), with an underlying 0, 1, 2 and 3 cm thick (a, b, c and d) layer of silicone. Note the shifted graben in the uplifted compartment in cases (c) and (d).

Fig. 6 - Reverse oblique-slip experiments (SS/DS = 1). Photographs and line drawings of faults developed with the same reverse oblique-slip (4 cm), above a 54° basement fault, with an underlying 0, 1, 2 and 3 cm thick (a, b, c and d) layer of silicone. Note the bulk shearing of the overburden in cases (c) and (d).

Fig. 8 - Reverse oblique-slip experiments (SS/DS = 1). Line drawings of cross sections through faulted zone formed above a 54° basement fault, with the same reverse oblique-slip (4 cm), with an underlying 0, 1, 2 and 3 cm thick (a, b, c and d) layer of silicone. Note the absence of faulting with the thickest (3 cm) silicone layer.

Fig. 9 - Interpretation of the flow of the silicone, from the uplifted compartment to the downdropped compartment, involving the widening of the deformation zone and the creation of a shifted graben in the uplifted compartment.

Fig. 10 - Alternative interpretation of the same seismic profile. Oblique-slip experiments might favour the compressional interpretation.

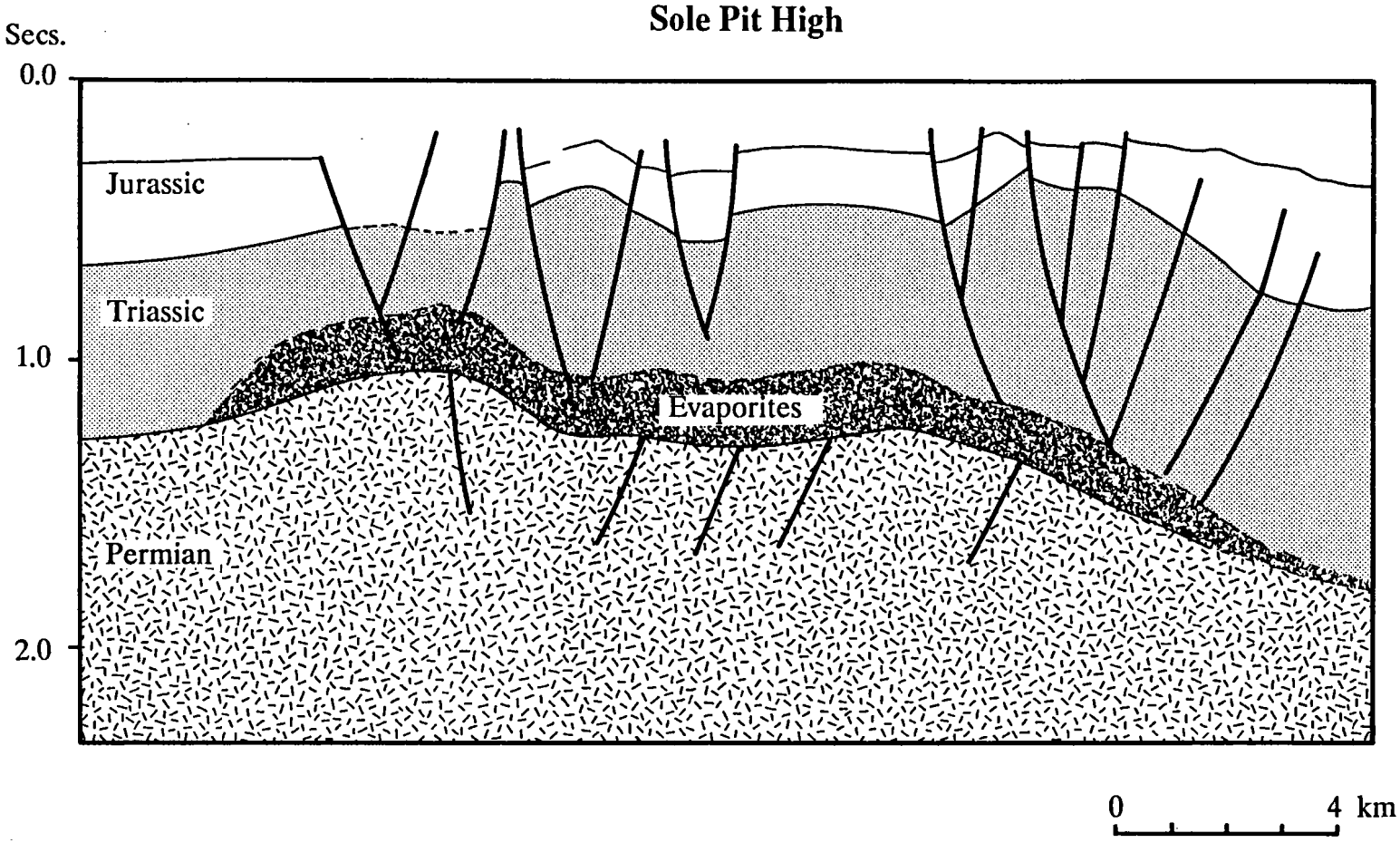
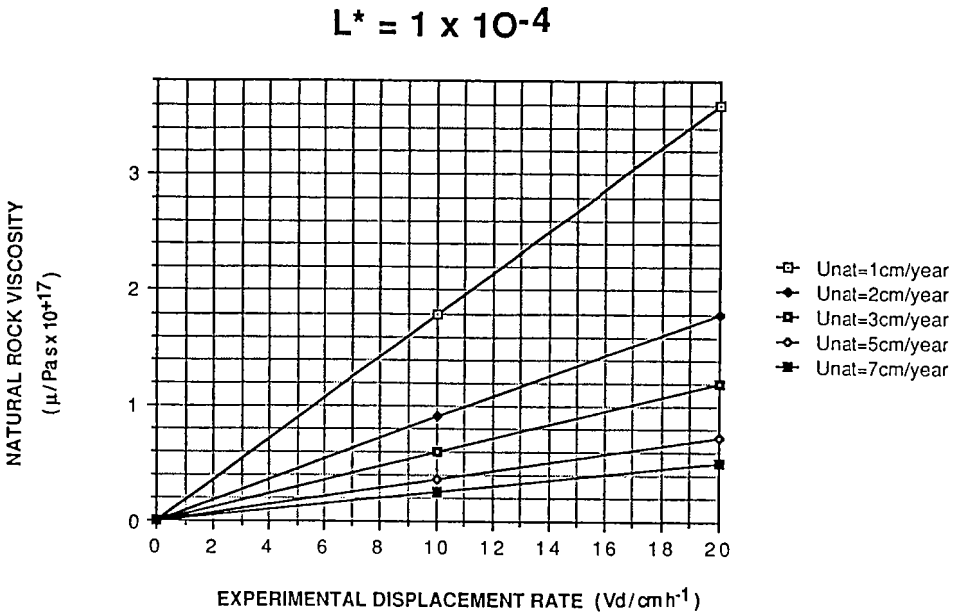
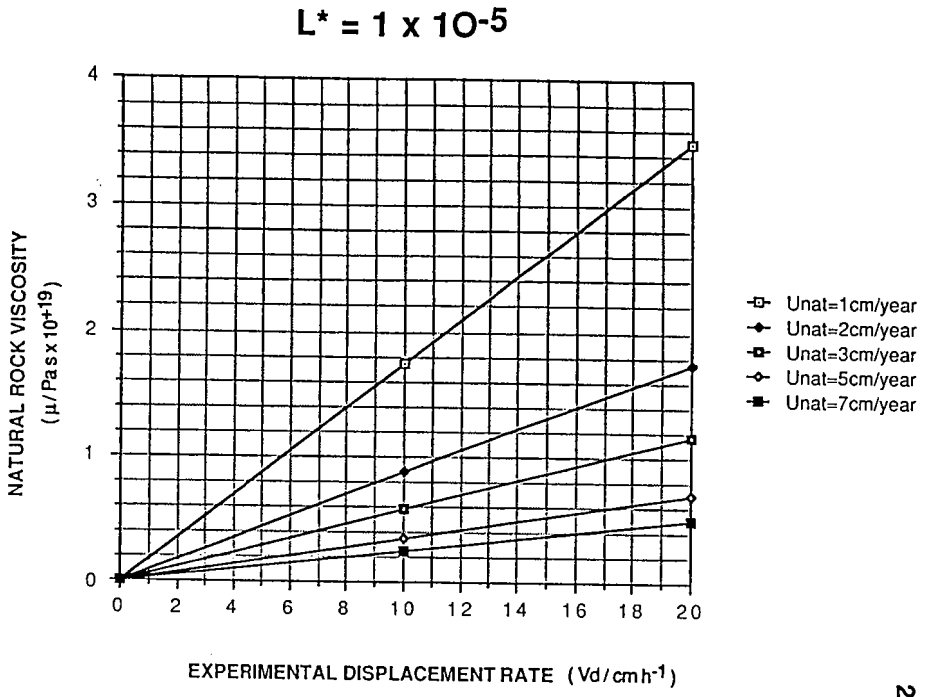
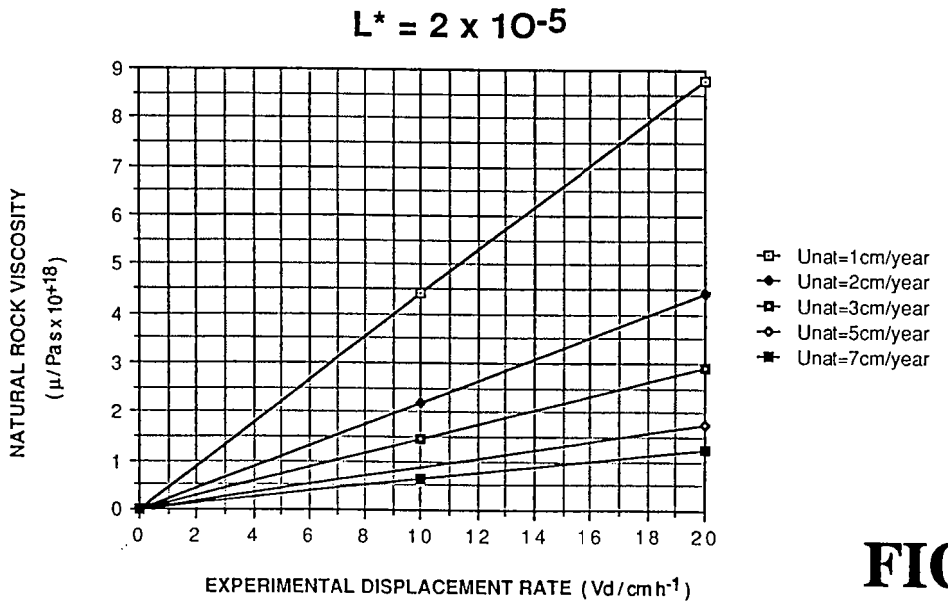

Sole Pit High
Secs.
0.0
1.0
2.0
Jurassic
Triassic
Evaporites
Permian
0
4 km

FIG. 1


L* = 1 x 10-4
NATURAL ROCK VISCOSITY (μ/Pas x 10+17)
EXPERIMENTAL DISPLACEMENT RATE (Vd/cmh-1)
Unat=1cm/year
Unat=2cm/year
Unat=3cm/year
Unat=5cm/year
Unat=7cm/year


L* = 1 x 10-5
NATURAL ROCK VISCOSITY (μ/Pas x 10+19)
EXPERIMENTAL DISPLACEMENT RATE (Vd/cmh-1)
Unat=1cm/year
Unat=2cm/year
Unat=3cm/year
Unat=5cm/year
Unat=7cm/year


L* = 2 x 10-5
NATURAL ROCK VISCOSITY (μ/Pas x 10+18)
EXPERIMENTAL DISPLACEMENT RATE (Vd/cmh-1)
Unat=1cm/year
Unat=2cm/year
Unat=3cm/year
Unat=5cm/year
Unat=7cm/year

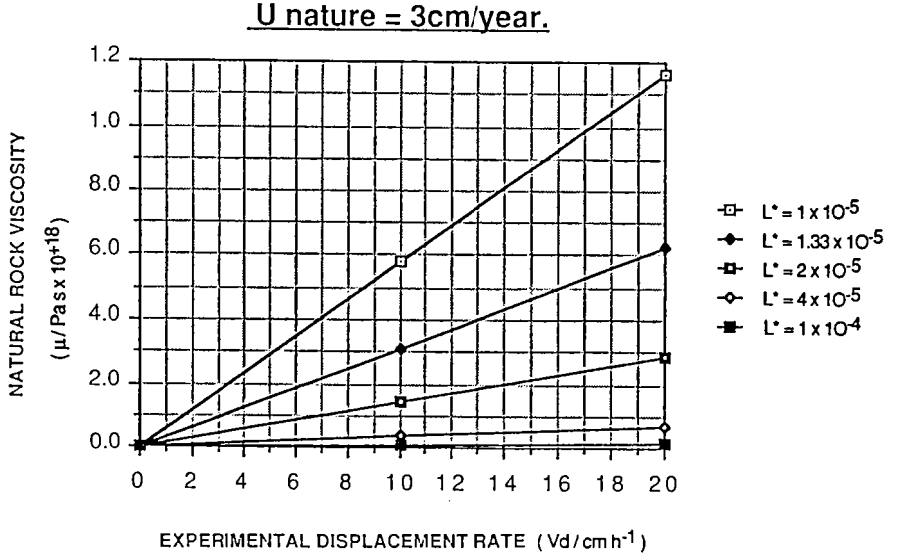

U nature = 3cm/year.
NATURAL ROCK VISCOSITY (μ/Pas x 10+18)
EXPERIMENTAL DISPLACEMENT RATE (Vd/cmh-1)
L* = 1 x 10-5
L* = 1.33 x 10-5
L* = 2 x 10-5
L* = 4 x 10-5
L* = 1 x 10-4

FIG. 2

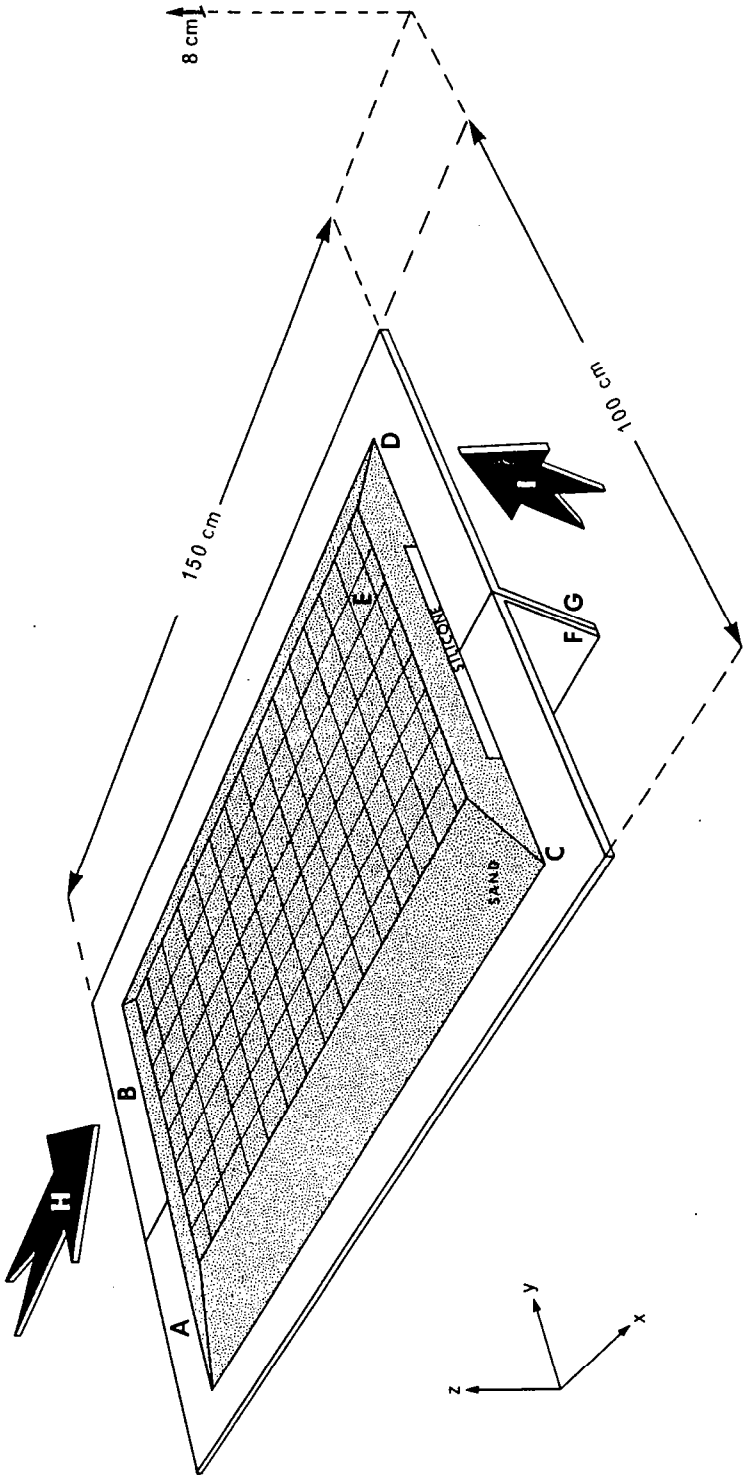


FIG. 3

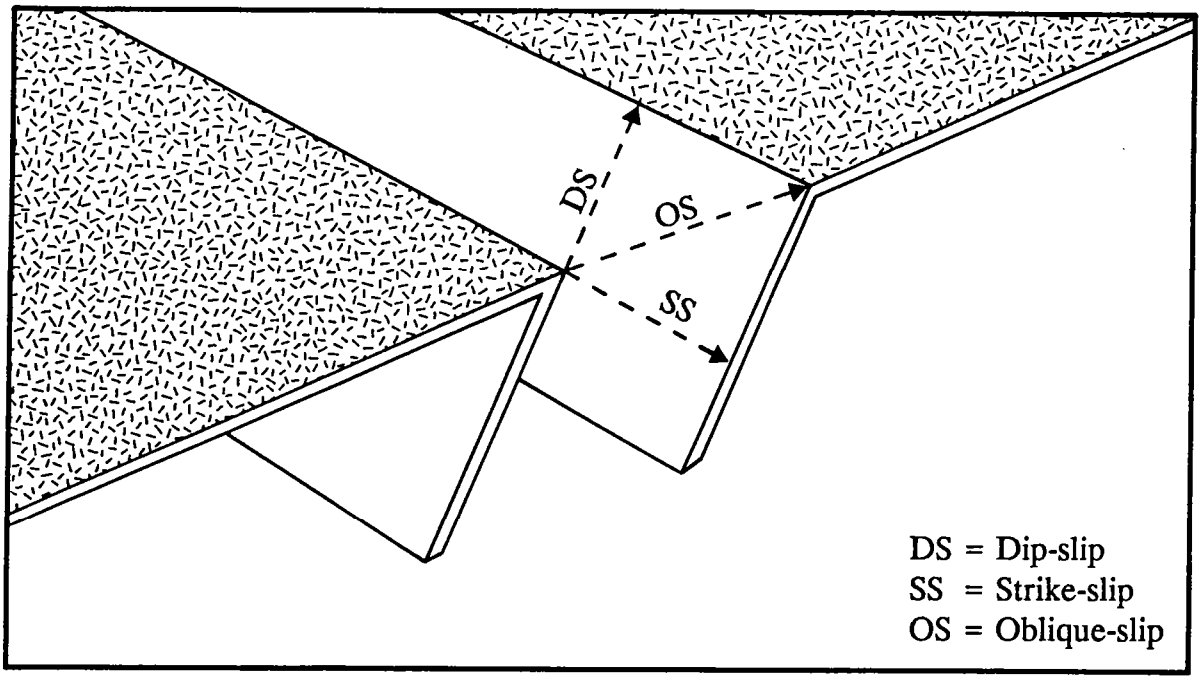
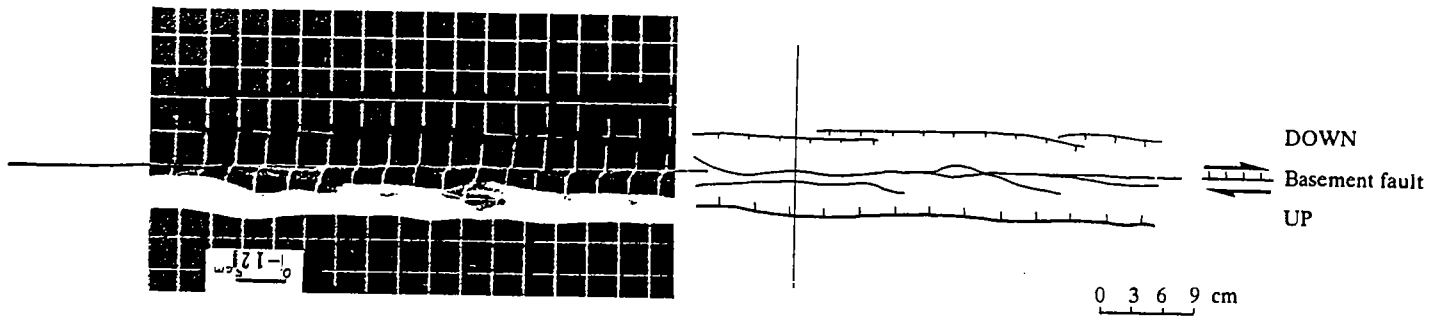
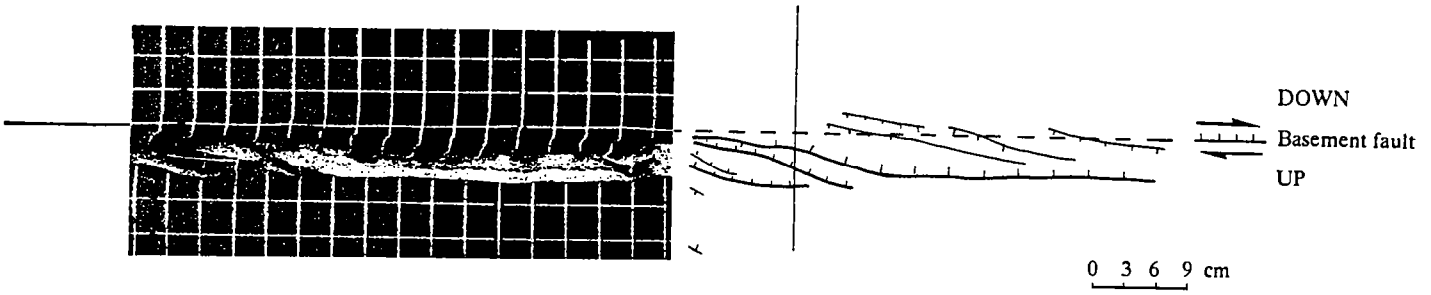


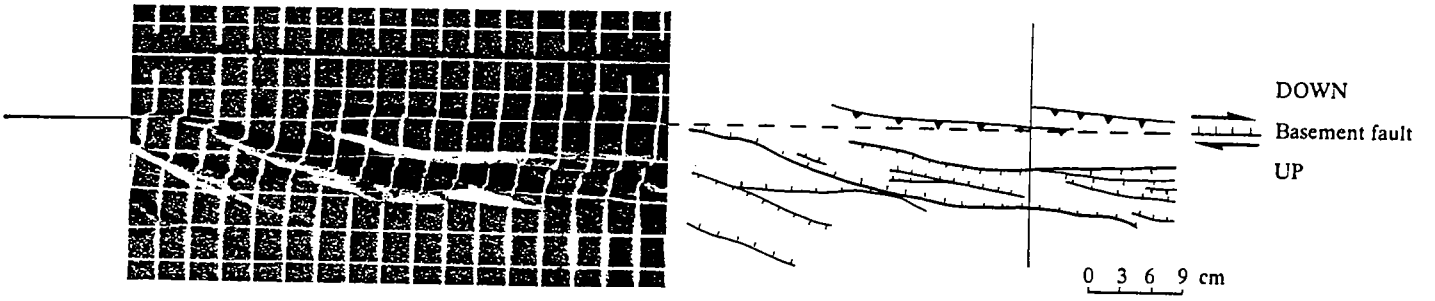
FIG. 4


DOWN
Basement fault
UP
0 3 6 9 cm

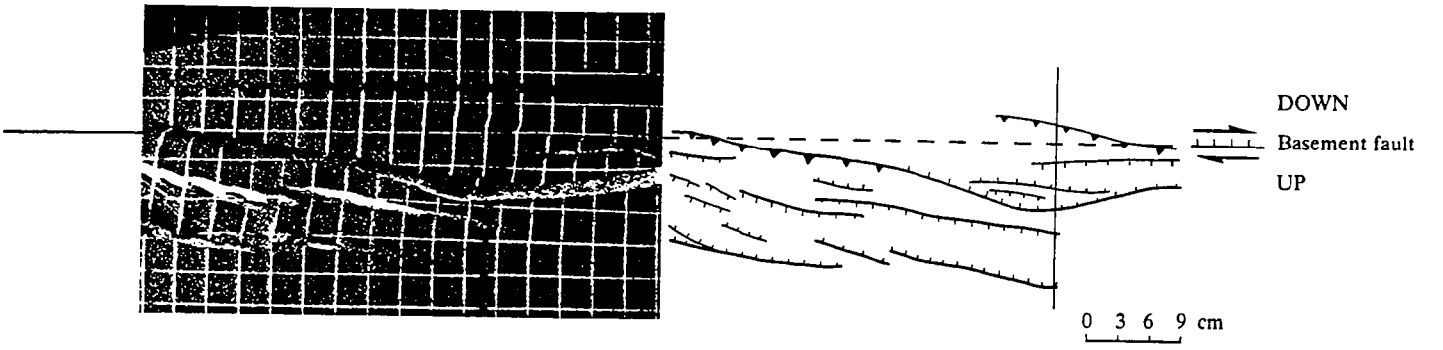
(a)


DOWN
Basement fault
UP
0 3 6 9 cm

(b)

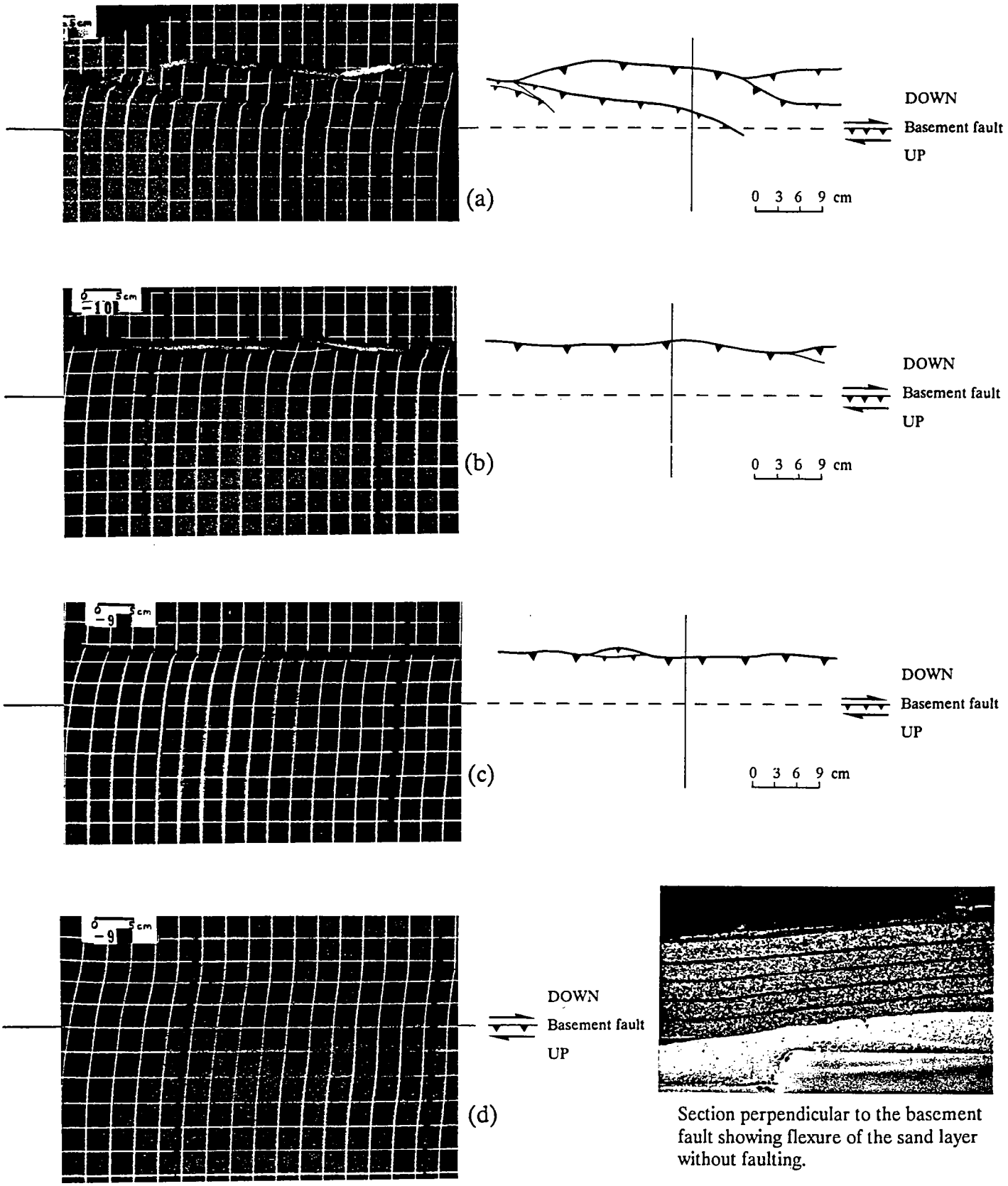

DOWN
Basement fault
UP
0 3 6 9 cm

(c)


DOWN
Basement fault
UP
0 3 6 9 cm

(d)

FIG. 5



Section perpendicular to the basement fault showing flexure of the sand layer without faulting.

FIG. 6

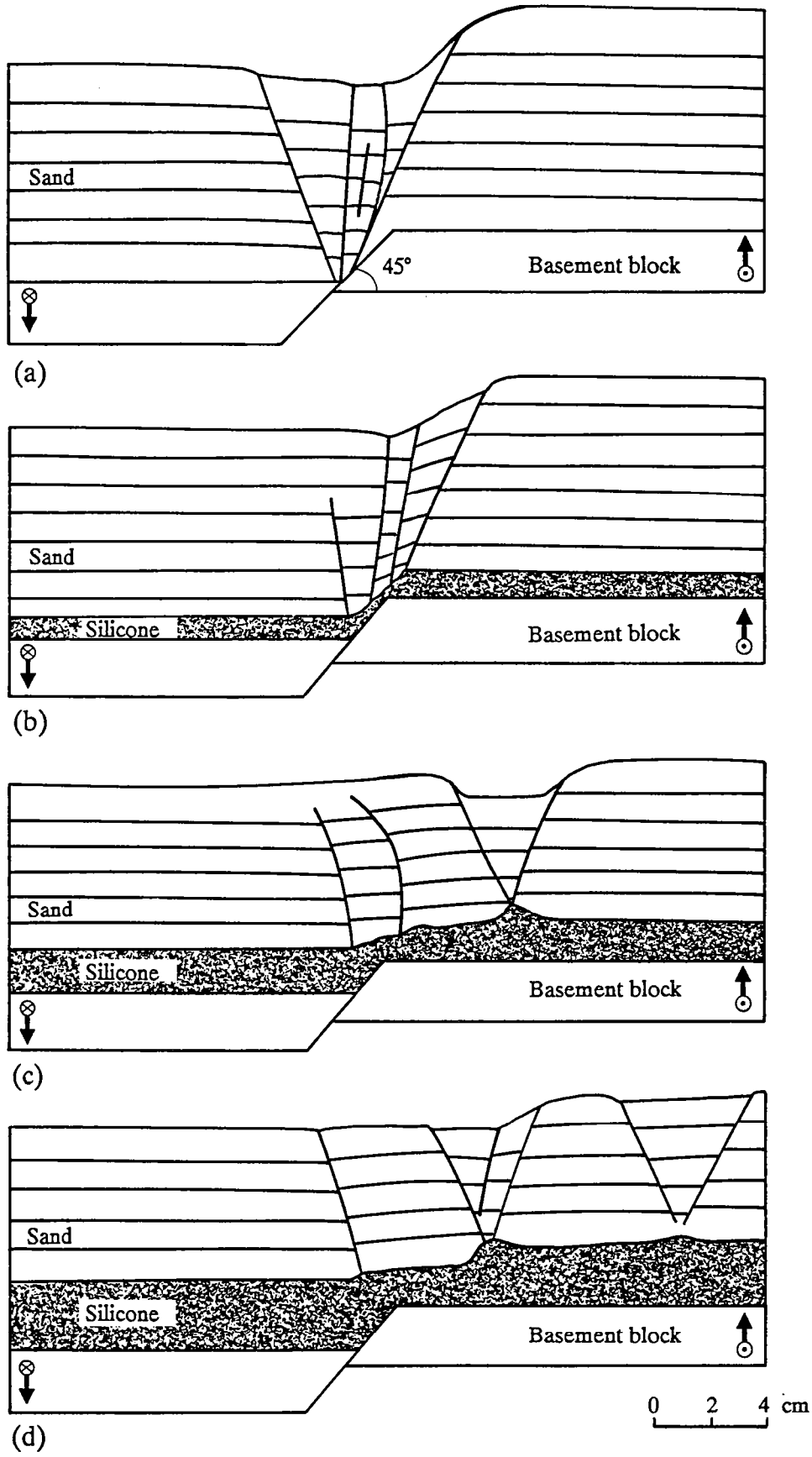

Sand
45°
Basement block
(a)
Sand
Silicone
Basement block
(b)
Sand
Silicone
Basement block
(c)
Sand
Silicone
Basement block
0 2 4 cm
(d)

FIG. 7

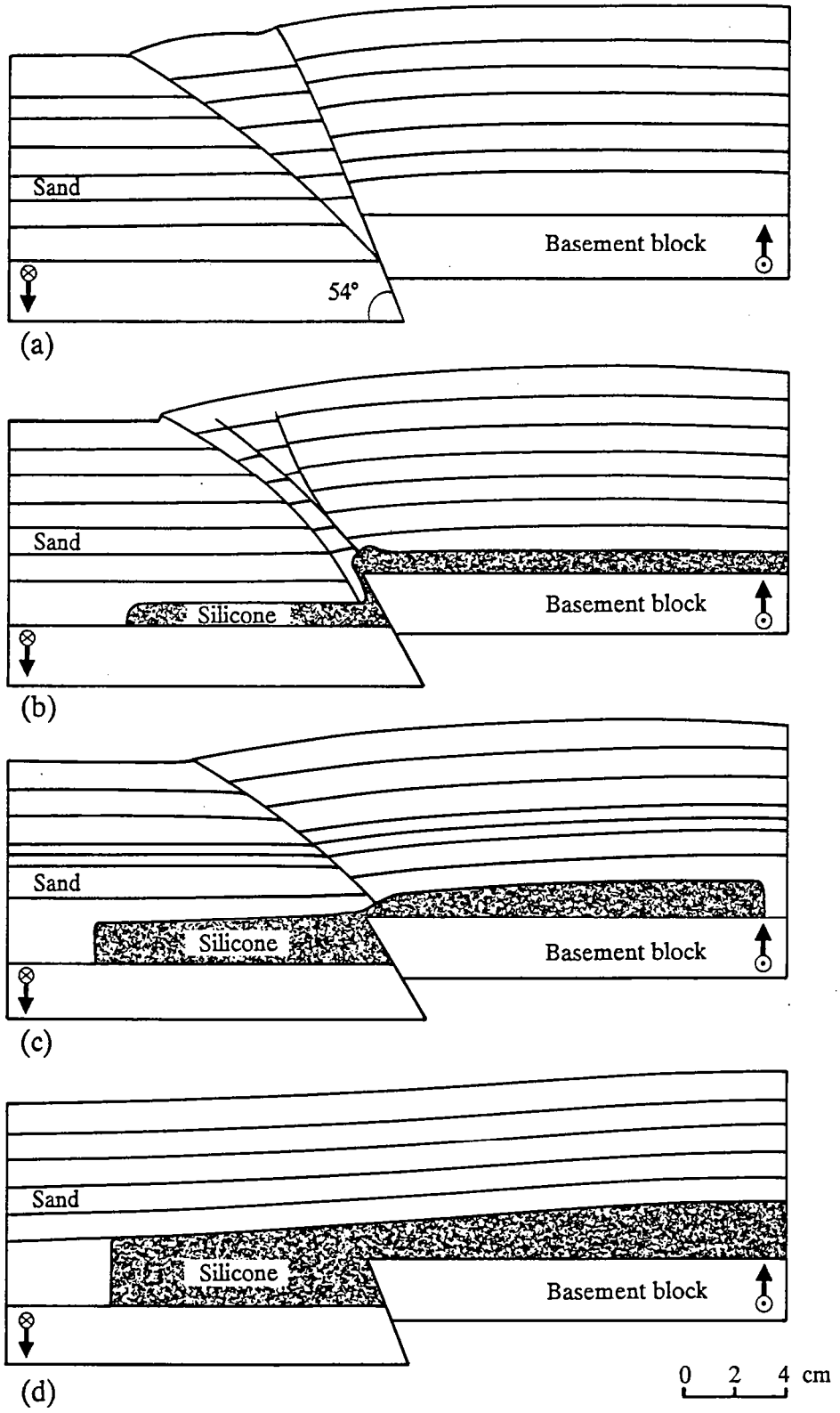

Sand
Basement block
54°
(a)
Sand
Silicone
Basement block
(b)
Sand
Silicone
Basement block
(c)
Sand
Silicone
Basement block
(d)
0 2 4 cm

FIG. 8

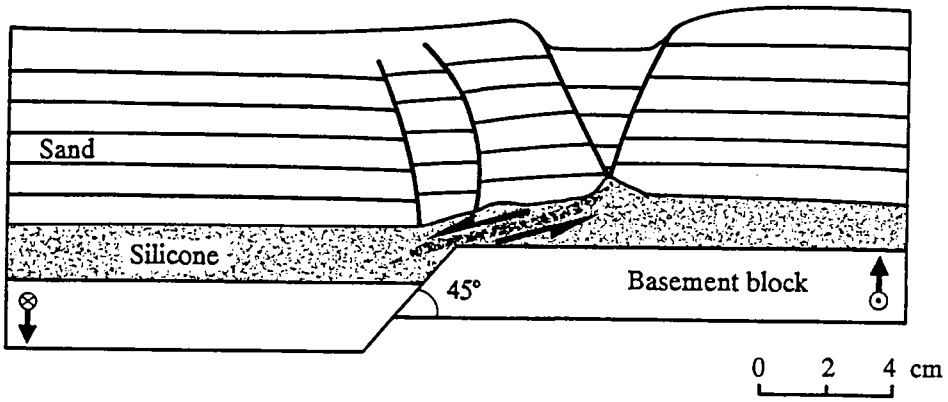
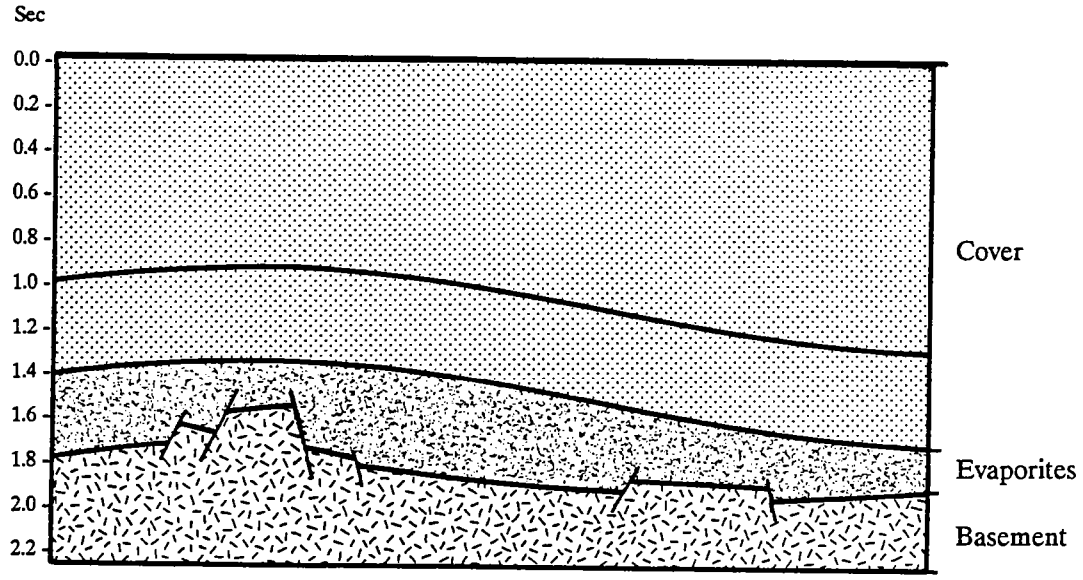
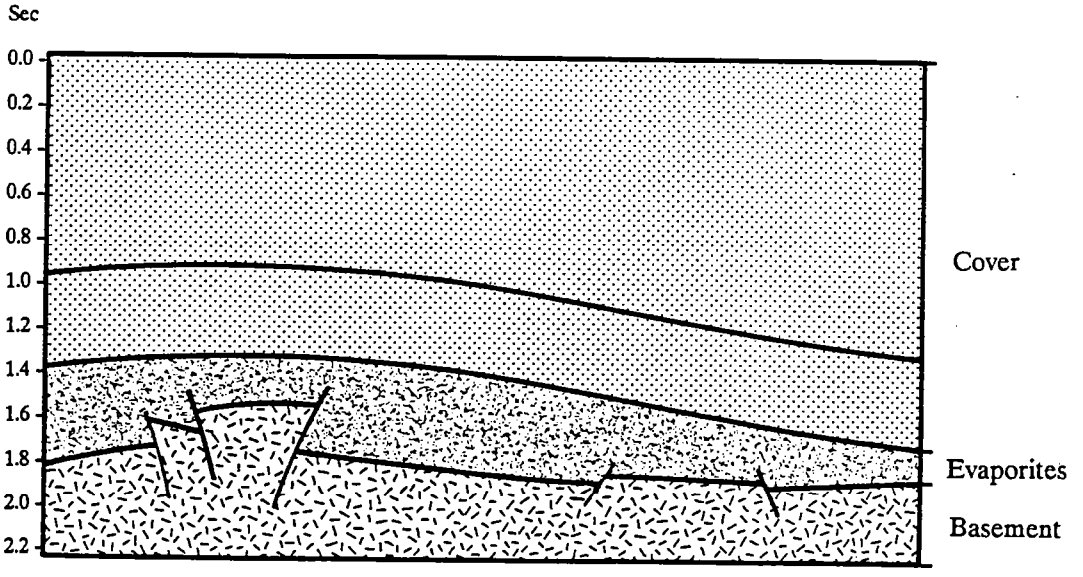


FIG. 9



(a) Extensional interpretation



(b) Compressional interpretation

FIG. 10

ANNEXE 3

C. R. Acad. Sci. Paris, t. 308, Série II, p. 553-560, 1989

Tectonique/*Tectonics*

Publié avec l'aimable autorisation
de l'Académie des Sciences de Paris

Structures en fleur positives et décrochements crustaux : modélisation analogique et interprétation mécanique

Pascal RICHARD et Peter COBBOLD

Résumé — Une approche expérimentale de la formation à différentes échelles des structures en fleur positives est présentée. Les expériences montrent que dans un contexte décrochant et compressif, les failles sont d'autant plus verticales que le taux de décrochement est important. De plus, dans des expériences purement fragiles, des failles décrochevauchantes à glissements obliques sont créées, alors que la présence en base de modèle d'un niveau ductile favorise la formation simultanée de failles soit inverses, soit décrochantes.

Positive flower structures and crustal wrenches: experiments and mechanical aspects

Abstract — *We have reproduced positive flower structures at various scales, in experiments with brittle and ductile layers. Faults are steeper when the rate of wrenching is greater than the rate of convergence. Oblique slip occurs when brittle layers overlie a rigid basement, whereas ductile layers at depth encourage separate but neighbouring development of wrench faults and reverse faults.*

Abridged English Version — INTRODUCTION. — Seismic sections through some sedimentary basins show flower structures (*Fig.* 1) where steep faults at depth branch upwards into bundles of more gently dipping faults ([1], [2]). Examples have been described from the Andaman Sea [3], the Ardmore Basin of Oklahoma [2], the Piauí Basin of Brazil [4] and the South China Sea [2]. Flower structures are generally attributed to wrench tectonics, but gently dipping faults do show vertical offsets. In positive flower structures, vertical offsets are dominantly of reverse sense, indicating convergence across the flower structure. However in negative flower structures, vertical offsets are dominantly of normal sense, indicating divergence.

At crustal scale, wrench faults and reverse faults sometimes form side by side, without obvious interconnection. Examples occur in Pakistan ([5], [6]), Burma [7] and the northwestern edge of the Tibetan Plateau [8].

EXPERIMENTAL PROCEDURE. — Experiments were performed using physical models, properly scaled to account for gravitational forces, brittle behaviour of the upper crust and ductile behaviour at depth. Models were deformed in a special apparatus capable of imposing localized strike-slip motions, as well as an overall shortening (*Fig.* 2). The sliding basal plates and overlying flexible sheeting produce a velocity discontinuity (D. V.) at the base of the model, which remains planar. Two series of experiments were carried out: series 1 with a Coulomb material alone (sand), series 2 with a Coulomb layer (sand) overlying a Newtonian viscous layer (silicone). The experiments are applicable either at basin scale (series 1 and 2) or at crustal scale (series 2). At basin scale, the basal plates of the apparatus represent rigid basement blocks; at crustal scale, they represent resistant mantle.

EXPERIMENTAL RESULTS. — All experiments produced faults in the sand layer (*Fig.* 3). Fault style depends mainly upon the relative rates of wrenching and shortening and upon the presence or absence of a ductile layer at depth. Measurement of fault orientations made upon serial sections shows that when wrenching dominates over shortening, faults are on average steeply dipping (*Fig.* 4). Conversely, when shortening dominates, faults tend

Note présentée par Xavier LE PICHON.

0249-6305/89/03080553 $2.00 © Académie des Sciences

554 C. R. Acad. Sci. Paris, t. 308, Série II, p. 553-560, 1989

to be less steep. When a deep viscous layer is absent, true flower structures form (*Figs.* 3 *a, b*). They root into basement faults (basin scale). Motions on constituent faults are mostly oblique (*Fig.* 5). In contrast, deep viscous layers at depth encourage separate but neighbouring development of two fault families: steep faults (dominantly strike-slip) and gently dipping faults (dominantly thrusts) (*Fig.* 3 *c*).

DISCUSSION. — Fault style in the experiments depends greatly on boundary displacements and material rheology. We suggest that flower structures with oblique-slip faults require oblique stresses and that these are best created by basal drag in the absence of weak horizons at depth. In a Coulomb material, oblique stresses can be transmitted close to the free surface. This is because all stress magnitudes tend to vanish at the surface. The surface therefore exerts no control on stress attitude. The control is exerted at depth, provided there is basal drag. Weak horizons at depth should reduce basal drag. Principal stresses will therefore tend to be horizontal or vertical producing true wrench faults or thrust faults. This may explain why (1) flower structures are common in some basins, but not in others depending on the degree of coupling between basement and cover, whereas (2) neighbouring thrust and wrench faults are common at crustal scale because of lower crustal detachments.

INTRODUCTION. — Dans certains bassins affectés de zones décrochantes, les profils sismiques montrent des structures dites « en fleur » (en anglais « flower structures », [1]). Elles présentent un fuseau de failles convergentes vers le bas, souvent convexes vers le haut (*fig.* 1). Des structures en fleur ont été décrites en Mer d'Andaman [2] dans le bassin d'Ardmore en Oklahoma [1], dans le bassin de Piauí au Brésil [3], en Mer de Chine [1]. A l'échelle crustale, il est fréquent de rencontrer des décrochements à côté de chevauchements de même âge dans des zones tectoniques aussi diverses que le Pakistan Occidental [4], la Birmanie [5], l'Altyn Tagh en bordure occidentale du Tibet [6].

MODÉLISATION ANALOGIQUE. — Notre travail de modélisation porte sur les structures en fleur positives. Celles-ci traduisant une composante de convergence normale à une faille décrochante ([1], [7], [8]), c'est dans cette optique que notre travail de modélisation a été réalisé. La simultanéité décrochement-convergence représente une nouveauté par rapport aux travaux de modélisation antérieurs (Emmons [9], Naylor [10]).

(1) *Dispositif expérimental.* — Le modèle occupe un espace rectangulaire, au centre d'un dispositif expérimental (*fig.* 2) constitué de deux plaques basales (1, 2), rigides et métalliques (50 × 25 cm) (*fig.* 2). Ces plaques sont en contact le long de la ligne médiane du modèle (L. M.). A leurs extrémités sont fixées quatre plaques en forme de « L » (3, 4), entre lesquelles avancent deux pistons (5, 6). Les deux plaques basales peuvent coulisser l'une par rapport à l'autre, le long de la ligne médiane, créant un décrochement. En même temps, les pistons peuvent converger vers la ligne médiane. Chaque piston est solidaire d'une feuille de plastique transparent (7, 8), qui glisse le long de la plaque basale, faisant office de tapis roulant, pour ensuite descendre tendue par des poids à l'aplomb de la ligne médiane. Lors de son fonctionnement, ce dispositif expérimental impose donc, à la base de tout le modèle, une discontinuité de vitesse (D. V.), le long de la ligne médiane.

(2) *Matériaux modèles et dimensionnement.* — Deux matériaux modèles ont été utilisés : un sable sec de Fontainebleau (presque 100% quartz) et une silicone (gomme GS1R,

C. R. Acad. Sci. Paris, t. 308, Série II, p. 553-560, 1989

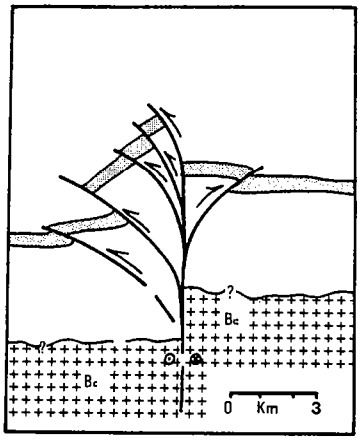


Fig. 1. — Représentation schématique d'une structure en fleur positive (2). On note un fuseau de failles inverses courbes, convexes vers le haut et convergentes à la base de la structure où se trouverait le socle (B_c). En plan, ces failles seraient décrochantes.

Fig. 1. — Sketch of a positive flower structure, as interpreted on a seismic profile (from 2). Convex-upwards reverse faults converge at depth, possibly into the basement (B_c). Dominant offsets on faults are srike-slip, hence not visible in section.

Rhône-Poulenc). Le sable sec est un matériau fragile obéissant à un critère de rupture de type Mohr-Coulomb, ayant un angle de frottement interne ($\varnothing = 30\text{-}32°$). Les déformations du sable sont indépendantes de la vitesse. Le sable simule donc le comportement fragile de la croûte supérieure et les modèles en sable sont bien dimensionnés [11].

La silicone utilisée est un fluide newtonien : la résistance au cisaillement varie de façon linéaire avec la vitesse de déformation, la viscosité étant de 10^5 Pa. s. La densité est de 1,6. Ces propriétés font d'elle l'analogue idéal, soit d'une série évaporitique à l'échelle d'un bassin [12], soit de la partie ductile de la croûte à l'échelle lithosphérique [13]. Les modèles ont été dimensionnés selon les méthodes décrites par Vendeville et coll. [13]. Dans le cas d'une similitude silicone-évaporite, les rapports d'échelles entre modèle et système géologique naturel sont respectivement, 10^{-5} pour les longueurs (1 cm représente 1 km), 10^{-13} pour les viscosités (impliquant une viscosité de 10^{18} Pa. s pour les évaporites) et 10^{-8} pour les temps (1 h d'expérience représente 10 000 ans). Dans le cas d'une similitude silicone-croûte inférieure ductile, les rapports d'échelles sont 10^{-6} pour les longueurs (1 cm représente 10 km), 10^{-16} pour les viscosités (donnant une viscosité de 10^{22} Pa. s. pour la croûte inférieure ductile) et 10^{-10} pour les temps (1 h d'expérience représente 1 000 000 ans).

(3) *Démarche expérimentale.* — Une première série de six expériences a été réalisée, dans laquelle les modèles sont de type fragile et donc constitués de sable seul, et une deuxième de cinq expériences de type fragile-ductile et donc constituées de sable et de silicone. Dans ces expériences, certains paramètres ont été gardés constants : l'épaisseur initiale du modèle (5 cm), la durée totale de l'expérience (6 h) et la vitesse de décrochement, V_d (1 cm/h). Seule la vitesse de raccourcissement, V_r, est différente d'une expérience à l'autre. Pour mieux saisir l'importance relative des deux vitesses, nous définissons le rapport $R = V_r/V_d$. En comparant les vues de dessus successives (*fig.* 3 A), il est possible de suivre l'évolution des structures et d'établir les vecteurs déplacement en plusieurs points de la surface. En fin d'expérience, le modèle est saturé d'eau, permettant la réalisation de coupes sériées disposées tous les 10 mm perpendiculairement au plan de décrochement (*fig.* 3 *b* et 3 *c*). Sur ces coupes, des mesures statistiques de pendage de failles ont été effectuées (*fig.* 4).

(4) *Résultats expérimentaux.* — *a. Modèles de type fragile.* — Ces expériences modélisent une couverture fragile (sable) reposant sur un socle (plaques basales), dans lequel une ancienne faille est réactivée. Vus de dessus, les modèles montrent des failles (*fig.* 3 *a*)

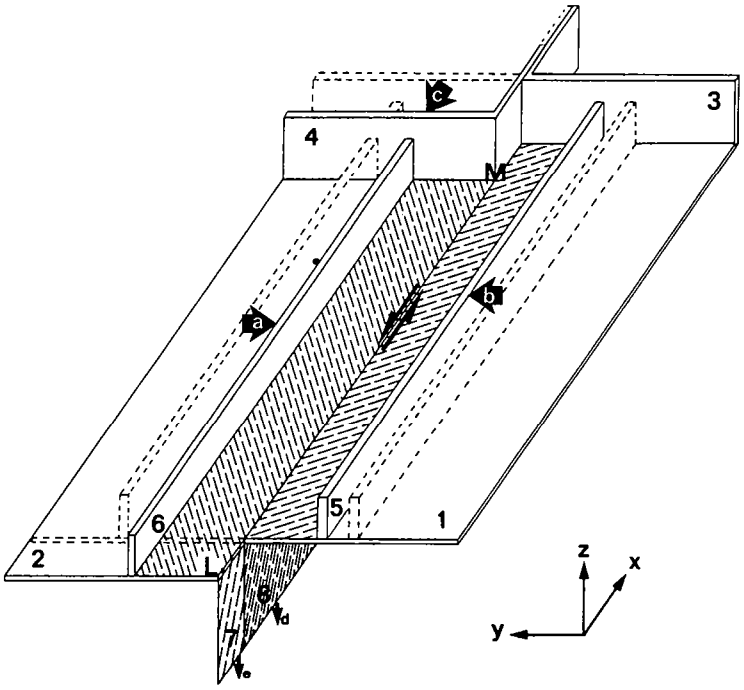


Fig. 2. — Vue en perspective du dispositif expérimental montrant les plaques basales (1, 2), plaque en « L » (3, 4), pistons (5, 6), feuilles plastiques (7, 8) et ligne médiane (L. M.), ainsi que les déplacements imposés aux pistons (*a*, *b*), déplacement imposé aux plaques 2 et 4) (*c*) et le sens de plongement des feuilles plastiques (*d*, *e*). Les flèches situées au centre du modèle, parallèles à la ligne médiane, indiquent le déplacement relatif des plaques 1 et 2. Les pointillés représentent un état initial, les traits pleins, un état final.

Fig. 2. — Block diagram of the experimental apparatus showing basal plates (1, 2), L plates (3, 4), pistons (5, 6), plastic sheets (7, 8), and middle line (L. M.), as well as convergence of pistons (a, b), strike-slip displacements of plates 2 and 4 (c), and downward motion of plastic sheets (d, e). Arrows along middle line show relative displacements of plates 1 and 2. Dotted outlines indicate initial positions of plates.

réparties de part et d'autre de la ligne médiane avec une symétrie de réflection monoclinique. En coupe, ces failles s'enracinent sur la discontinuité de vitesse basale (*fig.* 3 *b*). Sur un des modèles, nous avons effectué une analyse des vecteurs déplacement sur les plans de faille. Ces vecteurs sont obliques à la fois par rapport au plan de décrochement basal et par rapport à la ligne de plus grande pente des plans de faille (*fig.* 5). Une telle configuration sur le terrain doit permettre d'envisager l'existence en profondeur d'une structure en fleur positive. Les mesures de pendages moyens des plans de faille effectuées sur les coupes montrent que, plus la proportion de convergence est faible, plus les failles sont verticales (*fig.* 4). De plus, la répartition des mesures en un seul maximum confirme la combinaison intime des composantes décrochante et compressive établie par analyse des vecteurs déplacement (*fig.* 5).

b. Modèles de type fragile-ductile. — Vus de dessus, ces modèles montrent à la fois des failles décrochevauchantes et des décrochements presque purs. En coupe (*fig.* 3 *c*), les failles décrochantes sont verticales et les décrochevauchements ont un plus faible pendage.

Ces expériences modélisent : soit une couverture cassante (sable) reposant par l'intermédiaire d'un niveau évaporitique (silicone) sur un socle (plaques basales) dans lequel une ancienne faille est réactivée; soit à une échelle lithosphérique, la partie fragile de la croûte (sable) et la partie ductile de la croûte (silicone), reposant sur une lithosphère résistante mais décrochée (plaques). La présence de deux maximums montre que les composantes

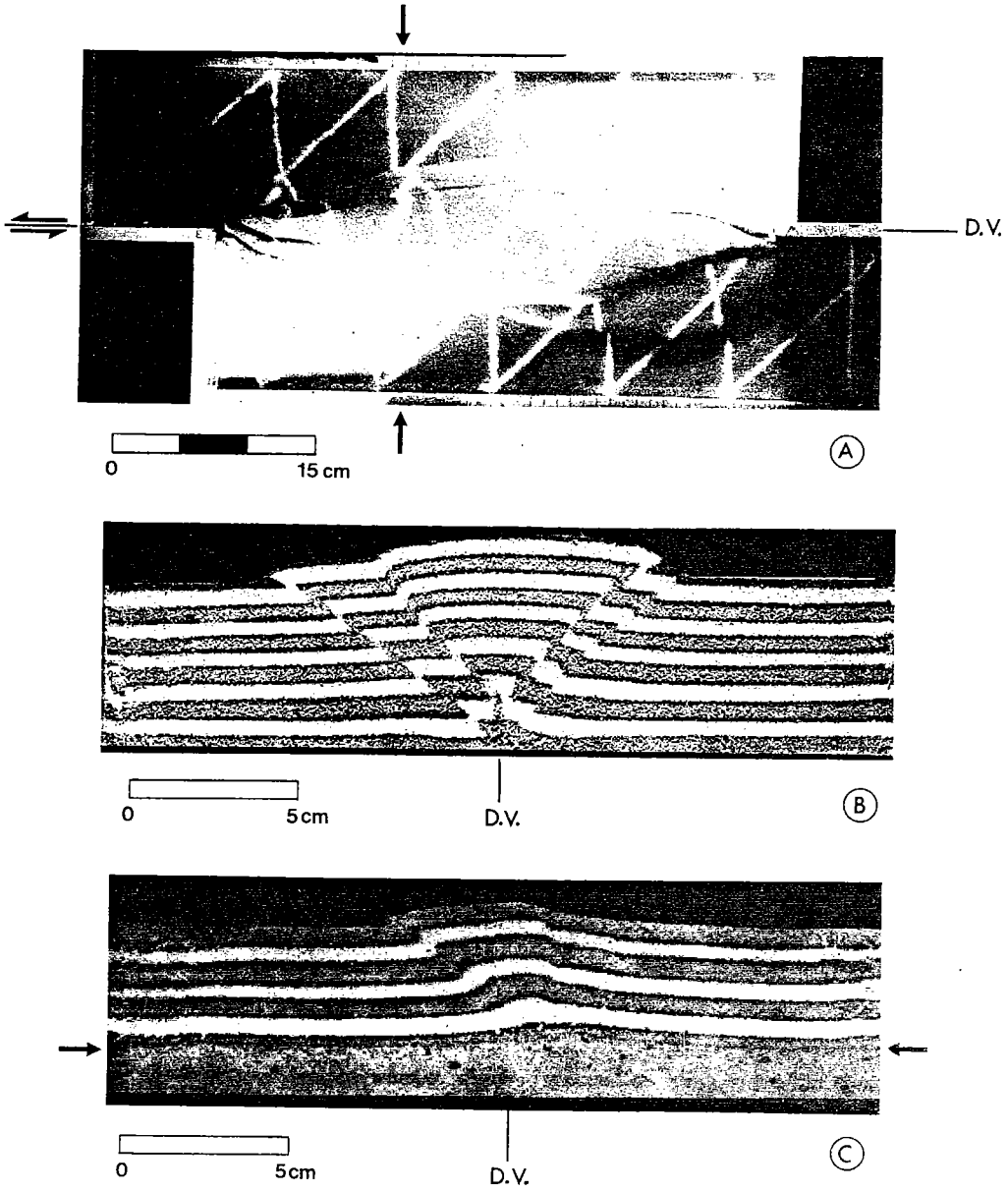


Fig. 3. — Planche photo : vue de dessus et coupes de modèles après déformation (R = 1/3). (A) Vue de dessus d'un modèle de type fragile montrant un réseau de failles décrochevauchantes. Les flèches localisent la coupe B. (B) Coupe dans un modèle de type fragile. On note un fuseau de failles inverses (pendage moyen 50°), soit rectilignes, soit courbes, mais convergentes à la base du modèle. Les failles s'enracinent sur la discontinuité de vitesse basale (D. V.). (C) Coupe dans un modèle de type fragile-ductile. Les flèches indiquent l'interface sable-silicone. Trois plans de faille sont observables et leur pendage varient de 40 à 90°.

Fig. 3. — Experimental results ($R = V_r/V_d = 1/3$). (A) Plan view of fault network (wrenches and thrusts) at upper surface of model made of sand only. Vertical arrows locate section B. (B) Section through sand model (for location, see A). Layers have no mechanical significance, but they reveal vertical offsets on faults. Reverse-faults, some curved, some straight, converge towards the basal velocity discontinuity (D. V.). (C) Section through brittle-ductile model. Arrows show interface between sand (above) and silicone (below). Three faults, with dips of 40 to 90°, converge towards the sand/silicone interface.

PLANCHE II/*PLATE II*

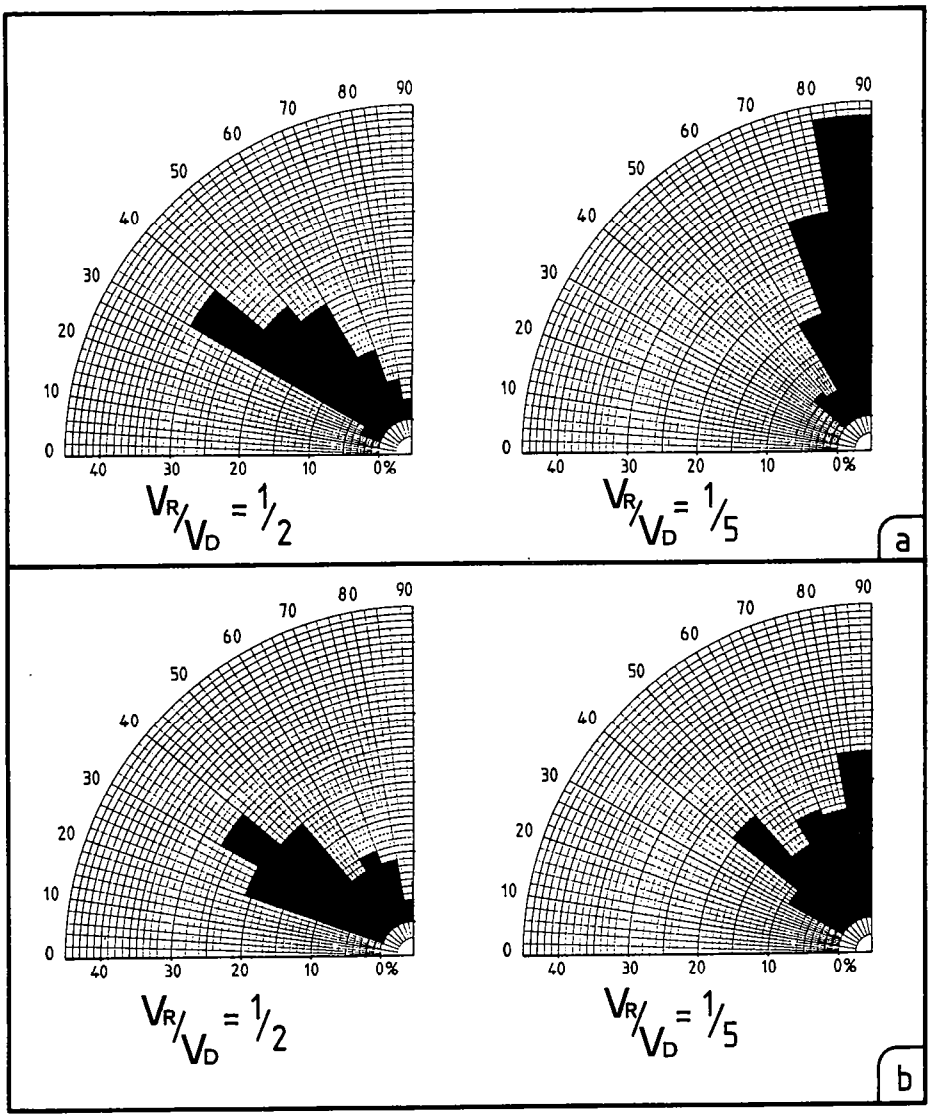


Fig. 4

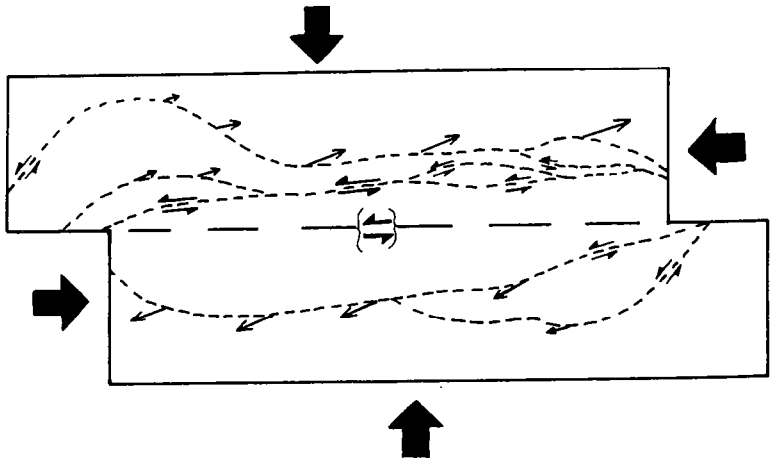


Fig. 5

C. R. Acad. Sci. Paris, t. 308, Série II, p. 553-560, 1989

Planche II

Fig. 4. — Fréquence de pendages moyens des plans de faille. (*a*) Modèle de type fragile. Dans le modèle pour lequel R = 1/2, 161 mesures de pendage ont été réalisées, pour l'autre 110. (*b*) Modèles de type fragile-ductile. Dans le modèle pour lequel R = 1/2, 128 mesures de pendage ont été réalisées, pour l'autre 103.

Fig. 4. — Rose diagrams showing frequency of average dip of faults. Results are shown for purely brittle models (a), or for brittle-ductile models (b), with two differing combinations of wrenching and convergence (R = 1/2 or R = 1/5). The total numbers of measurements were 161 (brittle model, R = 1/2), 110 (brittle model, R = 1/5), 168 (brittle-ductile, R = 1/2) and 103 (brittle-ductile, R = 1/5).

Fig. 5. — Représentation des vecteurs déplacement sur les différents plans de faille d'une structure en fleur positive (modèle de type fragile de la figure 3 A vu de dessus après déformation, R = 1/3). Les différentes traces cartographiques des plans de faille sont représentées par des petits pointillés. On note des vecteurs déplacement obliques par rapport à la trace des failles et au plan de décrochement.

Fig. 5. — Oblique slip upon an experimental positive flower structure (top surface of model of Figure 3 A made of sand only). Large arrows indicate directions of convergence and left-lateral wrenching about middle line (long straight dashes). Slip vectors (small single arrows), measured using surface grids, are oblique to fault traces (small dashes).

de décrochement et de convergence sont séparées dans l'espace. La comparaison pour différents rapports R (*fig.* 4) montre cette fois encore que plus la proportion de décrochement est importante, plus les plans de faille sont verticaux.

Discussion. — Typiquement chaque modèle en sable seul montre un éventail de failles, toutes enracinées sur la discontinuité de vitesse basale, là où vraisemblablement elles ont pris naissance. Ces failles présentent des glissements obliques, à composantes verticale et décrochante. D'après la théorie d'Anderson (1951), les failles se formant à la surface de la Terre peuvent être de type normal, inverse ou décrochant, mais jamais de type mixte (à glissements obliques). Toujours selon Anderson, la surface libre ne supportant aucune contrainte cisaillante, une des contraintes principales est forcément verticale, les deux autres horizontales. Par contre, en profondeur, les contraintes peuvent être obliques et les glissements sur failles aussi. Dans cette optique, il est facile d'expliquer la formation de failles à glissement oblique, à la base d'un modèle en sable. L'interface entre le sable et le socle rigide est presque partout cohérente. Il s'y développe donc des contraintes cisaillantes (σ_{xz}) parallèles à l'interface. En conséquence, les contraintes principales sont obliques. Mais comment expliquer alors que des failles à glissement oblique peuvent se propager jusqu'à la surface libre, là où les contraintes cisaillantes parallèles à celle-ci sont, par définition, nulles? La raison nous paraît simple. Le sable a une cohésion négligeable. A la surface libre, la contrainte normale verticale est par définition nulle. En conséquence, pour satisfaire le critère de Coulomb, les contraintes normales horizontales sont, elles aussi, nulles. En définitive, toutes les composantes de contrainte sont de valeur nulle. On est donc obligé d'admettre que les directions principales de contrainte ne sont pas définies. Toutes les orientations de failles sont donc permises et la théorie d'Anderson (1951) ne s'applique pas. Dans la réalité géologique, bien entendu, toute roche a bien une certaine cohésion. Mais celle-ci devient très rapidement négligeable, par rapport à la contrainte verticale σ_{zz}, pour des profondeurs supérieures au kilomètre. En conséquence, le parallélisme des contraintes principales avec la surface libre ne devrait se sentir que très près de cette surface. A l'échelle du bassin sédimentaire, profond de plusieurs kilomètres, il n'y aurait donc pas d'obstacle à la formation de failles à glissement oblique. A notre avis, ceci explique la formation de structures en fleur, et dans les modèles en sable, et dans certains bassins.

Néanmoins, dans la deuxième série d'expériences, la présence d'une couche inférieure ductile semble être responsable de structures assez différentes. A la place des faisceaux de failles à glissement oblique, observés dans les modèles en sable uniquement, nous

trouvons par endroits des failles raides, presque assimilables aux décrochements purs, et par ailleurs des failles plus plates, presque assimilables aux chevauchements purs. Les idées d'Anderson (1951) semblent mieux respectées. A notre avis la couche ductile permet un découplage entre le sable et le socle. Aux vitesses expérimentales imposées, les contraintes différentielles dans la silicone ne peuvent être que de valeur très faible. A la base du sable, la contrainte cisaillante σ_{xz} est donc presque négligeable, par rapport à la contrainte normale verticale, σ_{zz}. Il en résulte deux contraintes principales presque verticales, et une presque horizontale. Suivant les valeurs relatives de ces contraintes, l'on aura soit des failles plutôt inverses, soit des failles plutôt décrochantes, mais peu de failles de type intermédiaire.

CONCLUSIONS. — En premier lieu, dans un système décrochant et compressif, favorable à la formation de structures en fleur positives, les plans de faille sont d'autant plus verticaux que le taux de décrochement est important.

Ces expériences montrent également l'influence de la rhéologie sur la géométrie d'une structure en fleur positive. En effet, la présence en profondeur d'un niveau ductile provoque la formation d'un éventail de plans de faille, dont les pendages varient de 30 à 80-90°, alors qu'à l'opposé, dans un système purement fragile, les failles ont des pendages compris dans un éventail plus étroit (30-50°). Dans notre interprétation, l'éventail plus large des modèles de type fragile-ductile est dû au découplage permis par le niveau ductile.

Enfin, les vues de dessus des modèles montrent une obliquité des vecteurs déplacement sur les plans de faille, et une symétrie monoclinique des plans de faille autour du plan de décrochement. Une telle configuration représente un critère de reconnaissance sur le terrain de structures en fleur positives.

Remerciements. — Ce travail a été réalisé à Rennes, dans le cadre d'une convention (n° 8407 et avenants) passée avec l'Institut Français du Pétrole, représenté par B. Colletta.

Note remise le 2 novembre 1988, acceptée le 23 décembre 1988.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

[1] T. P. HARDING, *A.A.P.G. Bull.*, 69, 4, 1985, p. 582-600.

[2] T. P. HARDING, R. C. VIERBUCHEN et N. CHRISTIE-BLICK, In K. T. BIDDLE and N. CHRISTIE-BLICK éd., *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Pub., 37, 1985, p. 51-77.

[3] P. V. ZALAN et J. E. WARME, C.E.N.P.E.S., *Petrobras, Série Ciência-Técnica-Petróleo, Seção Exploração de petróleo, Publicação* No. 17, Rio de Janeiro, 1985, 71 p.

[4] G. SARWAR et K. A. DE JONG, In A. FARAH and K. A. DE JONG, éd., *Geodynamics of Pakistan, Geological Survey of Pakistan*, Quetta, 1979, p. 341-349.

[5] A. Y. LE DAIN, P. TAPPONIER et P. MOLNAR, *Journal of Geophysical Research*, 89, B1, 1984, p. 453-472.

[6] P. MOLNAR et coll., *Science*, 235, 1987, p. 299-305.

[7] E. ROD, *A.A.P.G. Bull.*, 40, 1956, p. 457-476.

[8] J. T. KINGMA, *New Zealand J. Geol. and Geophys.*, I, 1958, p. 269-274.

[9] R. C. EMMONS, *Tectonophysics*, 7, 1969, p. 71-87.

[10] M. A. NAYLOR, G. MANDL et C. H. K. SIJPESTEIJN, *Journal of Structural Geology*, 8, 7, 1986, p. 737-752.

[11] W. T. HORSFIELD, *Geologie in Mijnbouw*, 56, 1977, p. 363-370.

[12] B. VENDEVILLE, Mémoires et documents du Centre Armoricain d'Étude Structurale des Socles, 15, 1987, 395 p.

[13] B. VENDEVILLE, P. R. COBBOLD, J. P. BRUN, P. DAVY et P. CHOUCROUNE, In M. P. COWARD, J. F. DEWEY et P. L. HANDCOCK éd., *Continental Extensional Tectonics, Geological Society of London*, Special Publication, 28, 1987, p. 95-107.

Laboratoire de Tectonophysique, Campus de Beaulieu, avenue du Général-Leclerc, 35042 *Rennes Cedex.*

ANNEXE 4

C. R. Acad. Sci. Paris, t. 309, Série II, p. 1061-1066, 1989

Tectonique/*Tectonics*

Publié avec l'aimable autorisation
de l'Académie des Sciences de Paris

Formation simultanée de failles et de plis au-dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale

Pascal RICHARD, Blanca LOYO et Peter COBBOLD

Résumé — Une approche expérimentale de la déformation d'une couverture stratifiée (ductile-fragile), en contexte décrochant est présentée. Trois modèles multicouches (silicone-sable) ont été déformés. Ces trois expériences montrent la formation simultanée de failles et de plis, le développement de ces structures étant contrôlé par l'épaisseur du niveau basal de silicone.

Experiments on simultaneous faulting and folding above a basement wrench fault

Abstract — *We describe three experiments on deformation of a layered ductile-brittle cover above a basement wrench fault. All three experiments show simultaneous faulting and folding. Details of structural style are shown to depend on the thickness of a basal silicone layer.*

Abridged English Version — INTRODUCTION. — In wrench zones, simultaneous folding and faulting of a stratified ductile-brittle cover has often been recognized. Examples have been described in the South Caribbean Domain (the Falcon Ridge, the El Pilar fault system). Synthetic and antithetic wrench faults and "en échelon" folds have been described. The time relationship between these structures is not obvious. Experiments have been done to help understand the formation of simultaneous faulting and folding above a basement fault.

EXPERIMENTAL PROCEDURE. — Three experiments were performed using a special apparatus capable of imposing localized strike-slip motions (*Fig.* 1). Driven by a piston, a rigid basal plate moves laterally past another, thus modelling lateral motion on a single basement fault. The sliding basal plates produce a velocity discontinuity (D.V.) beneath the middle plane of the model. In our experiments, models were made using two different materials: a dry sand (100% quartz) and a silicone putty (gomme GS1R, Rhône Poulenc). Models were properly scaled to account for gravity, brittle behaviour of sandstone and ductile behaviour of clay or shales in the upper crust. Each model was a vertical succession of silicone layers and sand layers. The basal layer was always a silicone layer. A first model was constructed with 10 layers (5 silicone, 5 sand); the two others with 12 layers (6 silicone, 6 sand). Each layer was 2 mm thick, except the basal silicone layer which was 2, 4 or 6 mm thick. All models were deformed at the same basal slip rate ($1\,cm.h^{-1}$) up to the same total horizontal left-lateral offset (8 cm). We thus investigated the influence of the basal silicone layer thickness on the deformation of a multilayered model.

EXPERIMENTAL RESULTS. — With a 2 mm thick basal silicone layer, after 4 cm of left-lateral offset, synthetic strike-slip faults appeared en echelon above the basement fault (*Fig.* 2). Faults were created at about 10-15° to the trace of the basement fault. From 4 to 8 cm of left-lateral offset, faults rotated progressively clockwise. No folds were visible at the surface layer but the surfaces of the silicone layers showed millimetric folds en echelon above the basement fault once the overlying sand was removed (*Fig.* 4). Toward the bottom of the model, folds became nearly parallel to the basement fault. The folded zone, narrow at the bottom of the model, widened near the free surface.

With a 4 mm thick basal silicone layer, after 4 cm of left-lateral offset (*Fig.* 3, A1) synthetic strike-slip faults (at 10°-15° to the D.V.) and "en échelon" folds (at 40°-45° to the D.V.)

Note présentée par Xavier LE PICHON.

0249-6313/89/03091061 $ 2.00 © Académie des Sciences

1062 C. R. Acad. Sci. Paris, t. 309, Série II, p. 1061-1066, 1989

appeared simultaneously above the D.V. in a 5 cm wide zone. From 4 to 8 cm of left-lateral offset (*Fig.* 3, A2), faults and folds rotated progressively anticlockwise. During this rotation, synclines became narrow and activated as antithetic shear zones. With the widening of the markers on the top of anticlines, a stretching parallel to the fold axes was visible.

With a 6 mm thick basal silicone layer, after 4 cm of left-lateral offset (*Fig.* 3 B1), synthetic faults and en echelon folds appeared, but the fold amplitude was bigger than with a 4 mm thick silicone layer (*Fig.* 3, A). The folded and faulted zone was 6-7 cm wide. From 4 to 8 cm of left-lateral offset (*Fig.* 3, B2), faults and folds rotated anticlockwise. Synclines became narrow and activated as antithetic dextral shear zones. A stretching parallel to the fold axes was visible with the widening of the markers on the top of anticlines.

With the 4 and 6 mm thick silicone basal layers, centimetric folds were clearly visible but, parallel to the axes of these folds of large amplitude, were seen millimetric folds as with a 2 mm thick layer of silicone. Millimetric folds correspond to the folding of the silicone-sand interface, where the sand penetrated into the silicone and thus formed a thin mixed layer (0.1-0.2 mm). The centimetric folds can be interpreted as resulting from buckling.

INTRODUCTION. — Lors du fonctionnement d'une faille de socle en décrochement, la couverture susjacente est souvent affectée de plis en échelon, de failles synthétiques et de failles antithétiques. De nombreux exemples ont été étudiés dans le domaine Sud caraïbes ([1] à [4]) (parmi ceux-ci la chaîne de Falcon, au Nord Ouest du Vénézuela et le système de failles de El Pilar). Les principales structures observées dans cette zone sont des failles décrochantes antithétiques, synthétiques ainsi que des plis en échelon. Cependant, les relations (genèse, fonctionnement) entre les différentes structures ne sont pas évidentes.

Un travail expérimental a donc été envisagé afin d'appréhender la formation de failles et de plis au-dessus d'un décrochement de socle.

MODÉLISATION ANALOGIQUE. — (1) *Dispositif expérimental.* — Le dispositif expérimental (*fig.* 1) est constitué de deux plaques basales (A, B), de dimensions 70 × 35 cm, en armature rigide, reposant sur un socle horizontal. Ces plaques sont au contact l'une de l'autre le long de la ligne médiane du modèle. Sous l'action d'un piston (*h*), elles peuvent coulisser l'une par rapport à l'autre, créant ainsi un décrochement senestre. Lors de son fonctionnement, ce dispositif expérimental impose à la base de tout le modèle une discontinuité de vitesse (D.V.) le long de la ligne médiane. (2) *Matériaux modèles et dimensionnement.* — Les modèles ont été dimensionnés suivant les principes décrits par Hubbert [5], Ramberg [6] et Vendeville et coll. [7]. Les matériaux analogues utilisés sont du sable de Fontainebleau (presque 100 % quartz) et de la silicone (gomme GS1R, Rhône Poulenc). Le sable sec est un matériau fragile obéissant à un critère de rupture de type Mohr-Coulomb dont l'angle de frottement interne Φ est près de 30° et la cohésion négligeable [8]. Le sable simule le comportement fragile des séries résistantes (grès, calcaires) d'une pile sédimentaire. La silicone utilisée est un fluide newtonien : la résistance au cisaillement varie de façon linéaire avec la vitesse de déformation. Sa viscosité est de 5.10^{+5} Pa.s et sa densité de 1,3. Ces propriétés font d'elle un analogue pour modéliser la déformation de niveaux peu résistants (argiles, schistes) d'une pile sédimentaire. Les facteurs d'échelle entre le modèle et son équivalent géologique sont de 7.10^{-4} pour les longueurs (1 cm représente quelques 1,5 km), de 10^{-5} pour les contraintes (le modèle est 100 000 fois moins résistant que l'objet géologique), de 1 pour le vecteur gravité (les expériences ont été réalisées sous champ gravitaire normal) et de $7{,}6.10^{-10}$ pour les temps (1 h représente 150 000 ans). (3) *Démarche expérimentale.* — Trois expériences ont

C. R. Acad. Sci. Paris, t. 309, Série II, p. 1061-1066, 1989

été réalisées. Les modèles sont constitués d'une succession de couches de sable et de feuilles de silicone. Ce type de modèle est appelé « multicouche silicone-sable ». L'épaisseur de chaque niveau est de 2 mm, excepté pour la couche basale de silicone dont l'épaisseur est respectivement de 2, 4 et 6 mm dans les expériences 1, 2 et 3. L'expérience 1 est constituée de 10 strates, les expériences 2 et 3 de 12 strates. Les trois modèles ont été déformés à la même vitesse (1 cm/h) jusqu'au même rejet horizontal senestre, 8 cm, permettant ainsi d'envisager l'effet de l'épaisseur de la couche basale de silicone sur la déformation du multicouche. Après déformation, les modèles ont été saturés d'eau, la cohésion du sable ainsi augmentée ayant permis la réalisation de coupes verticales à travers le modèle. Il a également été possible d'enlever les niveaux successifs de sable et de silicone. Cette opération a permis l'observation des vues de surface de l'ensemble des feuilles de silicone. (4) *Résultats expérimentaux.* — Avec une couche basale de silicone de 2 mm d'épaisseur, après 4 cm de décrochement (*fig.* 2) des failles synthétiques apparaissent en échelon sur la direction de la D.V. Un bourrelet, de 2 cm de large, à l'aplomb de la ligne médiane apparaît sur toute la longueur du modèle. Une augmentation du rejet horizontal entraîne une rotation horaire des failles. Avec une couche basale de silicone de 4 mm d'épaisseur, après 4 cm de décrochement (*fig.* 3, A1), des failles synthétiques (orientées à 10-15° de la D.V.) et des plis (orientés à 35-45° de la D.V.) apparaissent simultanément en échelon sur la D.V. Cette bande est large de 4 à 5 cm. Les plis et les failles fonctionnent durant toute la durée de l'expérience. Une augmentation du rejet horizontal entraîne une rotation antihoraire des plis et des failles. Lors de cette rotation

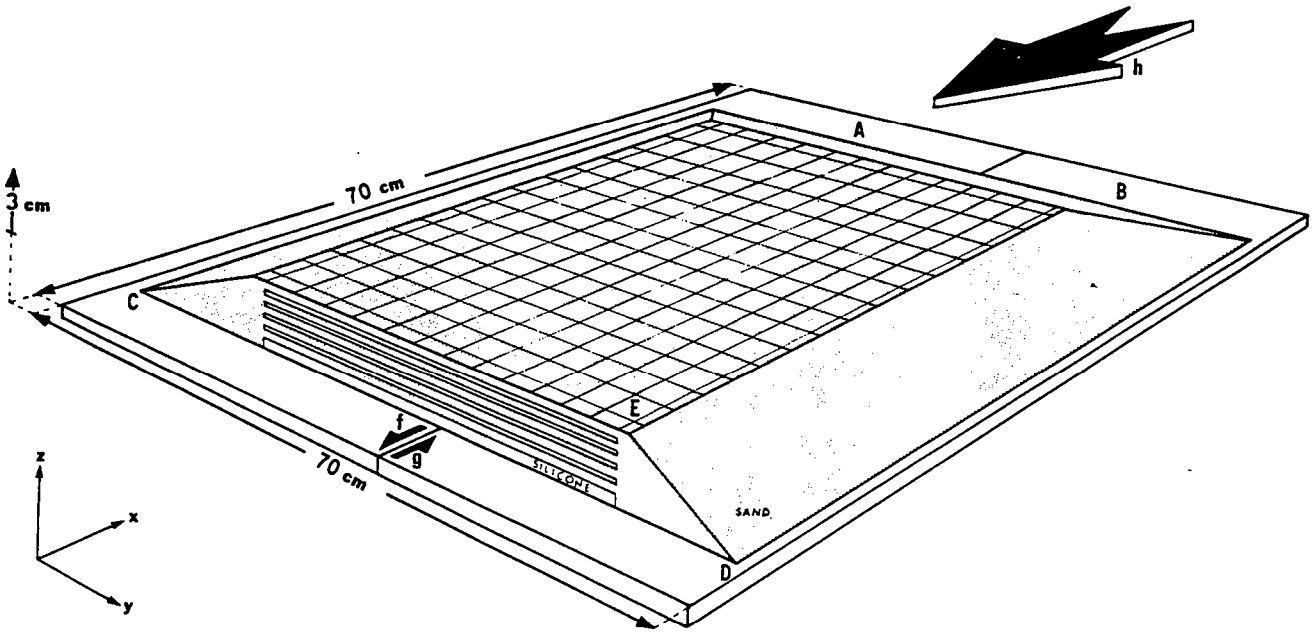


Fig. 1. — Vue en perspective du dispositif expérimental. A. B., Plaques basales (70 × 35 cm). C. D., Coupe caractéristique du modèle avant déformation montrant l'organisation des niveaux de sable et de silicone. E., Grille de marqueurs passifs permettant de suivre l'évolution de la déformation. f. g., Mouvement relatif des deux plaques lors d'une expérience. h., Déplacement imposé à la plaque A. Lors de la déformation, une discontinuité de vitesse D.V. est imposée à la base du modèle le long de la ligne médiane du dispositif expérimental.

Fig. 1. — Block diagram of the experimental apparatus. A. B., Basal plates (70 × 35 cm each). C. D., Characteristic section of an undeformed silicone-sand multilayered model. E., Grid of passive markers on the free upper surface of the model. f. g., Relative displacement of plates A and B. h., Imposed displacement to plate A. During the deformation, a velocity discontinuity is created beneath the middle plane of the model.

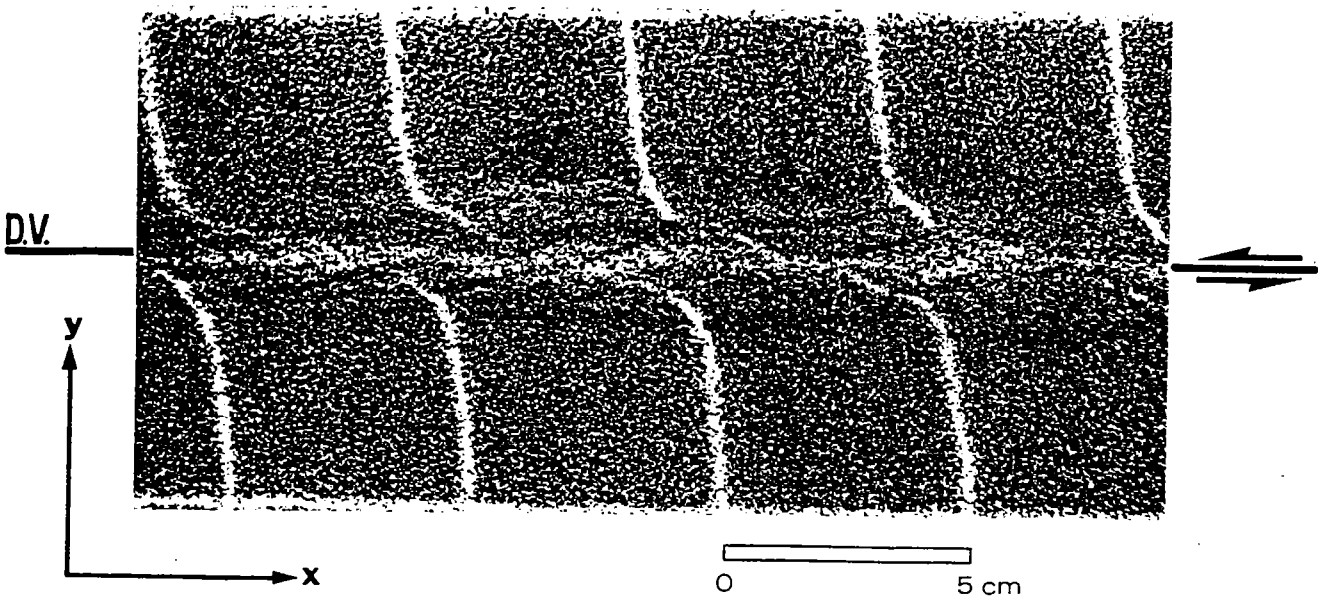


Fig. 2. — Exp. 1. Vue de surface après 8 cm de déformation. Le rejet horizontal senestre imposé à la base du modèle est accommodé par des failles synthétiques en échelon sur la direction de la faille décrochante.

Fig. 2. — Exp 1. Top view after basal lateral offset of 8 cm, showing an "en échelon" pattern of synthetic faults.

les synclinaux se ferment et engendrent des bandes de cisaillement antithétiques (dextres). Un étirement parallèle aux axes de plis est observable. Pour une valeur de 8 cm de rejet horizontal sur la D.V. (*fig.* 3, A2), les plis ont une orientation comprise entre 20 et 30° par rapport à la D.V. et les failles entre 15 et 30°. Avec une couche basale de silicone de 6 mm d'épaisseur, après 4 cm de décrochement (*fig.* 3, B1), des plis bien différenciés, d'amplitude plus importante apparaissent en échelon sur la D.V. à 35-45°. La zone de plissement fait entre 6-7 cm de large. Des failles synthétiques sont développées (orientées à 10-15° sur la D.V.), mais difficilement observables à ce stade. Une augmentation du rejet horizontal entraîne une rotation antihoraire de l'ensemble plis-failles. Lors de cette rotation les synclinaux se ferment et fonctionnent comme des bandes de cisaillement dextres. Un étirement parallèle aux axes de plis est visible. Les failles et les plis fonctionnent simultanément durant toute la déformation. Après 8 cm de rejet horizontal (*fig.* 3 B2), les plis ont une orientation comprise entre 20 et 30° sur la D.V. et les failles, entre 14 et 30°. Les vues de dessus des feuilles de silicone montrent (Exp. 1), des plis millimétriques en échelon sur la direction de la D.V. (*fig.* 4). La zone de plis très étroite en base de modèle s'élargit près de la surface libre du modèle; en base de modèle, les plis se parallélisent à la D.V. Dans les expériences 2 et 3, les feuilles de silicone montrent des plis de plus grande amplitude (centimétrique) en échelon sur la direction de la base de socle. En base de modèle, ces plis se parallélisent à la D.V. et sont très pincés. Parallèles aux axes de ces plis de grande amplitude, des plis millimétriques se sont développés.

Discussion. Conclusion. — Lors d'un décrochement de socle il est possible de créer des failles et des plis simultanément. La largeur de la zone de déformation est dépendante de l'épaisseur de la couche basale de silicone. Une augmentation du rejet horizontal entraîne une rotation antihoraire de l'ensemble plis-failles. Lors de cette rotation. les synclinaux se ferment progressivement et fonctionnent comme des bandes de cisaillement

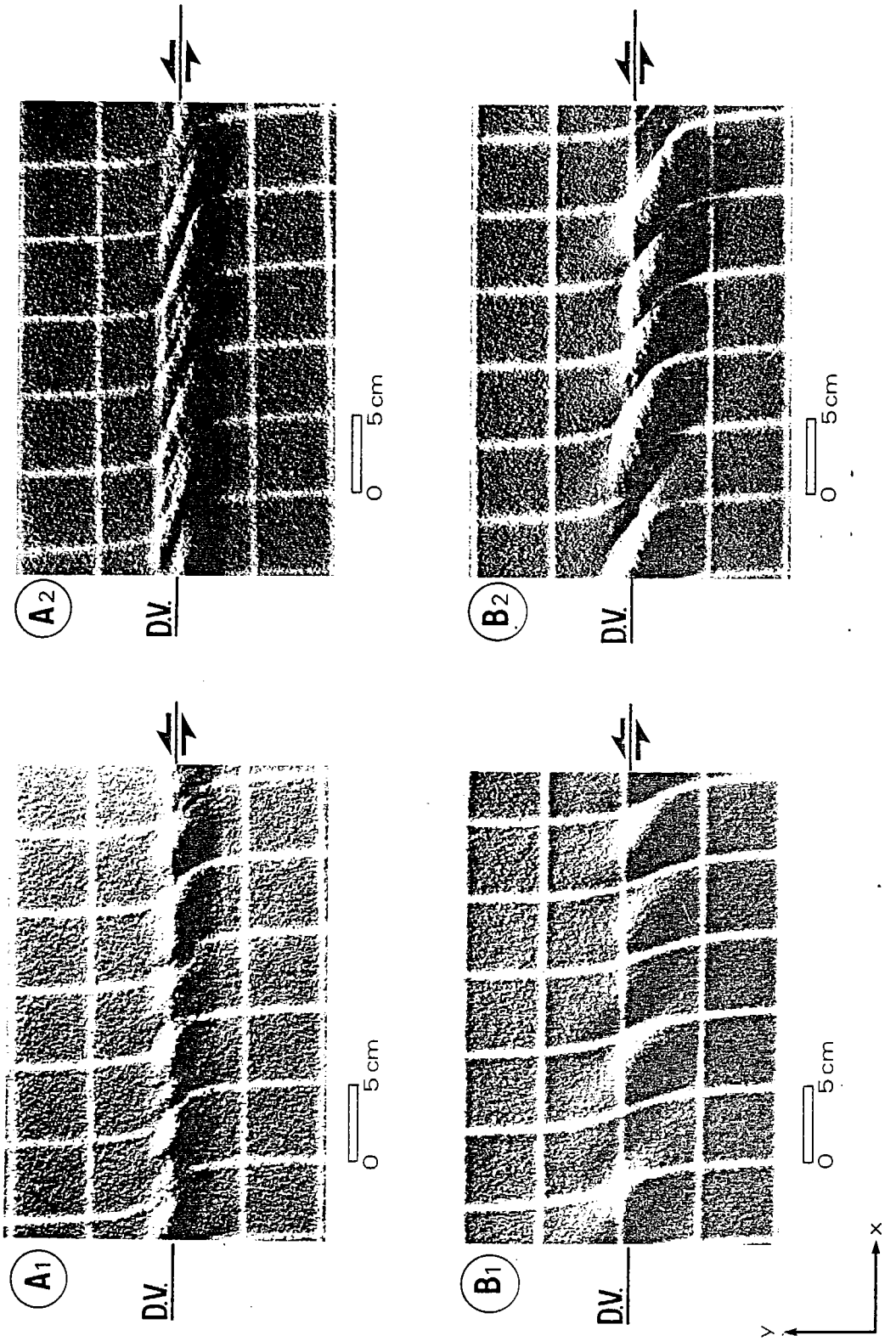


Fig. 3. — Vues de dessus de multicouches silicone-sable (exp. 2 et 3). Chaque niveau a une épaisseur de 2 mm excepté pour le niveau basal de silicone faisant respectivement 4 et 6 mm dans les expériences 2 (A1, A2) et 3 (B1, B2). A1, B1, Vues de dessus des deux modèles après 5 cm de rejet horizontal. A2, B2, Vues de dessus des deux modèles après 9 cm de rejet horizontal.

Fig. 3. — Top views of multilayered silicone-sand constituted by six layers of sand and six layers of silicone. Each layer is 2 mm thick, excepted the basal silicone layer which is respectively 4 and 6 mm thick in the experiments 2 (A1, A2) and 3 (B1, B2). A1, B1, Top views of the two models with a 5 cm horizontal offset. A2, B2, Top views of the two models with a 9 cm horizontal offset.

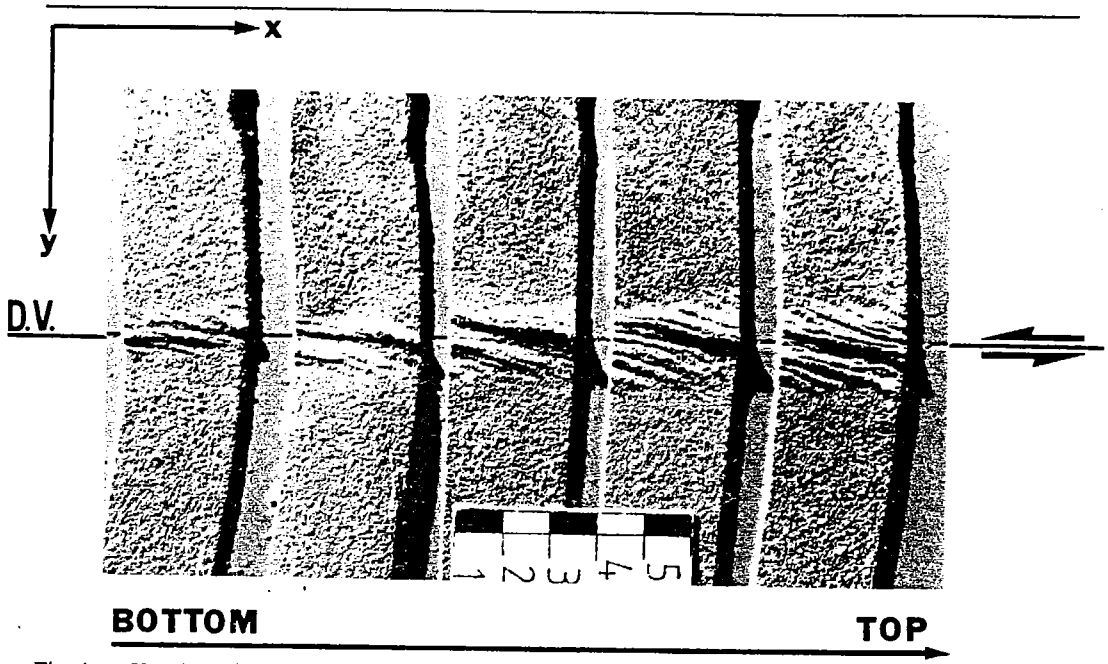


Fig. 4. — Vue de surface des niveaux de silicone de l'expérience 1 du sommet du modèle (droite) vers la base (gauche). Les niveaux de silicone ne sont pas dans leur position originale. Une section verticale a permis d'ôter les strates successifs de silicone et de les juxtaposer dans un même plan horizontal. Des plis millimétriques en échelon sur la faille décrochante, se parallélisent à la faille en base de modèle.

Fig. 4. — Surface views of silicone layers from top to bottom of a model (Exp. 1, 2 mm thick basal silicone). The silicone layers are not in their real position. A vertical section allowed us to take out the different silicone layers and to lie them in a same horizontal plane. Millimetric folds are "en échelon" above the wrench fault. Toward the bottom of the model, the folded zone becomes narrower and the folds become more nearly parallel to the wrench fault.

antithétique, alors que les anticlinaux subissent un étirement parallèle à l'axe des plis. Initialement, les plis sont orientés à 35-45° de la direction de la D.V., et les failles à 10-15°. Après rotation les plis sont à 20-30° et les failles à 15-30°. L'étude détaillée des vues de surface des feuilles de silicone montre que les grands plis sont toujours associés à des plis millimétriques, ainsi qu'un rétrécissement de la zone plissée et une parallélisation des plis sur la D.V. en base de modèle. Les plis millimétriques correspondent au plissement de l'interface sable-silicone, niveau mince (0,1-0,2 mm) où le sable pénètre dans le silicone. Les plis de grande amplitude affectant l'ensemble du modèle sont dus à un phénomène de flambage de multicouche ([6], [9]). Leur longueur d'onde est contrôlée par l'épaisseur totale du modèle et par l'épaisseur des niveaux de sable et de silicone, l'épaisseur du niveau basal de silicone contrôlant la largeur de la zone de déformation.

Remerciements. — Ce travail a été réalisé à Rennes, dans le cadre d'une convention passée avec l'Institut Français du Pétrole, représenté par Bernard Colletta.

Note remise le 22 juin 1989, acceptée le 9 août 1989.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

[1] J. STEPHAN, *Thèse d'État*, Paris, 1982, 512 p.
[2] J. STEPHAN, in: *Symposium Géodynamique des Caraïbes*, Paris, Mascle A., 1985, p. 505-529.
[3] C. GALLARDO, *Thèse d'université*, Montpellier, 1984.
[4] J. SOULAS, *Mémoires IV Congrès Géologique*, Vénézuela, X, 1986, p. 6639-6656.
[5] K. M. HUBBERT, *Geological Society of America Bulletin*, 48, 1937, p. 1459-1520.
[6] H. RAMBERG, *Gravity, deformation and the Earth's crust*, Academic Press, 1967, 214 p.
[7] B. VENDEVILLE, P. R. COBBOLD, P. DAVY, J. P. BRUN et P. CHOUKROUNE, *Geological Society of London*, Special Publication n° 28, 1987, p. 95-107.
[8] K. M. HUBBERT, *Geological Society of America Bulletin*, 62, 1951, p. 355-372.
[9] M. A. BIOT, *Geological Society of America Bulletin*, 75, 1967, p. 563-568.

Laboratoire de Tectonophysique, Campus de Beaulieu, avenue du Général-Leclerc, 35042 Rennes Cedex.

ANNEXE 5

COMPILATION DE REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES DE TRAVAUX DE MODELISATION ANALOGIQUE.

Mise a jour le 11 Octobre 1989.

ADAMS F.D. (1918). Experiment in geology. Geol. Soc America Bull., v. 29, p. 67-186.

ALLEMAND P. , BRUN J.P., DAVY P. and VAN DEN DRIESSCHE J. (1989). Symmetry and asymmetry of rifts and mechanism of lithosphere thinning. Bull. Soc. Geol. Fr., (8), t.V, n°3, p. 445-451.

ADAMS F.D. and NICOLSON J.T. (1901). An experimental investigation into the flow of marble. Phil. Trans. Roy. Soc. London, Serie A, v. 195. p. 363-401.

ANDERSON T.B. (1974). The relationship between kink-bands and shear fractures in the experimental deformation of slate. Jour. Geol. Soc. London, v. 130, p. 367-382.

AVEBURY, LORD, (1903). An experiment in mountain building: Quenterly Journal of the Geological Society of London, 59, 235, 3, p. 348-355.

AVGHERINOS P.J. and SCHOFIELD A.N. (1969). Drawntown failure of centrifuged models. Proc. 7th Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Eng. 2,497.

AYDIN A. and RECHES Z. (1982). Number and orientation of fault sets in the field and in experiments. Geology, v. 10, 107-112.

BAIN G.W. and BEECHE J.H (1954). Scale model reproduction of tension faults. Am. Jour. Sc., v. 252, p. 745-754.

BALE P. (1986). Tectonique cadomienne en Bretagne Nord : intéraction décrochement-chevauchement : champ de déformation et modélisation expérimentale. Thèse Université, Rennes, 361 p.

BALLARD J.P. (1989). Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. Systèmes chevauchants. Doctorat de l'Université de Rennes I.

BALLARD J.F., BRUN J.P., VAN DEN DRIESSCHE J. and ALLEMAND P. (1987). Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollement : modèles expérimentaux. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 305, Série II, p. 1249-1253.

BARBER D.W. and SOWERS G.M. (1974). A photoelastic study of the effects of surface geometry on faults movements. Proc. 3rd Inter. Congress Rock Mech. v. II, p. 585-590.

BARTLETT W.L. (1980). Experimental wrench faulting at confining pressure (M.S. Thesis). Texas A & M University, College Station, Texas, 98 p.

BARTLETT W.L., FRIEDMAN M. and LOGAN J.M. (1981). Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure: Part IX. Wrench faults in limestone layers. Tectonophysics, v. 79, p. 255-277.

BASSETT R.H. (1973). Centrifugal model tests of embankments on soft alluvial foundations. Proc. 8th Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Eng. 2.2, 23.

BELL R. and CURRIE J.B (1964). Photoelastic experiments related to structural geology. Proc. Geol. Assoc. Canada, v. 15, p. 33-51.

BELOUSSOV V.V. (1960). Tectonophysical investigations. Geol. Soc. America Bull., v. 71, p. 1255-1270.

BELOUSSOV V.V. (1961). Experimental geology. Scientific American, v. 204, p. 97-105.

BENGTSON C.A. (1956). Structural geology of the buffalo Fork area, northwestern Wyoming, and its relation to the regional tectonic setting. Wyo. Geol. Assoc. 11th Ann. Field Conf. Guidebook, p. 158-168.

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.

BERNER H., RAMBERG H. and STEPHANSSON O. (1972). Diapirism in theory and experiment. Tectonophysics, v. 15, p. 197-218.

BHATTACHARJI S. (1958). Theoretical and experimental investigations on crossfolding. Jour. Geol., v. 66, p. 625-667.

BHATTACHARJI S. and KOIDE H. (1987). Theoretical and experimental studies of mantle upwelling, penetrative magmatism, and development of rifts in continental and oceanic crust. Tectonophysics, v. 143, p. 13-30.

BIOT M.A. (1957). Folding instability of a layered viscoelastic medium under compression. Proc. Roy. Soc. London, Serie A, v. 242, p. 444-454.

BIOT M.A. (1961). Theory of folding of stratified viscoalastic média and its implications in tectonics and orogenesis. Geol. Soc. America Bull., v. 72, p. 1595-1620.

BIOT M.A. (1963). Stability of multilayered continua including the influence of gravity and viscoelasticity. J. Franklin Inst. 276-231.

BIOT M.A. (1967). Theory of internal buckling of a confined multilayered structure. Geol. Soc. America Bull., v. 75, p. 563-568.

BIOT M.A. (1967). Rheological stability with couple stresses and its application to geological folding ; Proc. Roy. Soc. London, Serie A, v. 298, p. 402-423.

BIOT M.A., ODE M. and ROEVER W.L. (1961). Experimental verification of the folding of stratified viscoalastic median. Bull. Geol. Soc. Am., 72, 1621-1632.

BLAY P., COSGROVE J.W. and SUMMERS J.M (1977). An experimental investigation of the development of structures in multilayers under the influence of gravity. Jour. Geol. Soc. London, v. 133, p. 329-342.

BOMBOLAKIS E.G. (1964). Photoelastic investigation of brittle crack growth within a field of uniaxial compression. Tectonophysics, v. 1, p. 343-351.

BORNYAKOV S.A. (1980). The modeling of strike-slip zones in elastic-viscous materials. Geologiya i Geofizika, v. 21, p. 75-84.

BRACE W.F. and KOHLSTED D.L. (1980). Limits on lithosphere stress imposed by laboratory experiments. J. Geophys. Res., v. 85, p. 6248-6252.

BRAUNSTEIN J. and O'BRIEN G.D. (1968). Indexed bibliography of diapirism and diapirs. Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem. 8, p. 358-414.

BRIDGMAN P.W. (1931). Dimensional Analysis. Yale Univ. Press, New Haven, CN, (revised edition), 113 p.

BROWN R.W. (1928). Experiments relating to the results of horizontal faulting. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 12, p. 715-720.

BRUN J.P., CHOUKROUNE P. et FAUGERES E. (1985). Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal: application aux marges passives. Bull. Soc. Geol. France, (8), t. 1, n° 1, p. 139-144.

BRUN J.P. and MERLE O. (1985). Strain patterns in models of spreading-gliding nappes. Tectonics, vol. 4, n° 7, p. 705-719.

BRUN J.P. and MERLE O. (1988). Experiments of folding in spreading gliding nappes. Tectonophysics, 145, p. 129-139.

BUCHER W.H. (1956). Role of gravity in orogenesis. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 67, p. 1295-1318.

BUCHER W.H. (1962). An experiment on the role of gravity in orogenic folding. Geol. Rundsch. 52 (2) 804-810.

BYERLEE, J., 1978. Friction of rocks. Pure and applied geophysics, 116: 615-626.

CADELL H.M. (1980). Experimental researches in mountain building: Trans. Roy. Edinburgh, v. 35, p. 337-357.

CARTER N.L. (1976). Steady state flow of rocks. Review of Geophysics and Space Physics, v. 14, p. 301-360.

CHAMBERLIN R.T. and MILLER W.Z. (1918). Low-angle faulting. Jour. Geol., v. 26, p. 1-44.

CHAMBERLIN R.T. and SHEPARD F.P. (1923). Some experiments in folding. Jour. Geol., v. 31, p; 490-512.

CHAPPLE W.M. (1968). A mathematical theory of finite-amplitude folding. Geol. Soc. America Bull., v. 79, p. 47-68.

CLOSS H. (1928). Experimenten zur Innereen Tektonik. Centralbl f. Mineralogie 1928, Abt. B. 609-621.

CLOSS H. (1930a). Zur experimentellen Tektonik. Pt V Vergleichende Analyse dreier Verchiebungen (On experimental tectonincs. Pt. V comparative analysis of three fault styles). Geol. Rundschau, v. 21, p. 353-3657.

CLOSS H. (1930b). Zur experimentellen Tektonik. Methodik und Beispiele (On experimental tectonics. Methodology and examples): Die Naturwissenschaften, 18th Jahrgang, Heft 34, p. 741-747.

CLOSS H. (1931). Zur experimetellen Tektonik. Brüche und Falten (On experimental tectonics. Faults and folds). Die Naturwissenchaften 19th Jahrgang, Heft 11, p. 242-247.

CLOSS H. (1935). Experimental analysis of fracture patterns. Geol. Soc. America Bull., v. 66, p. 241-256.

CLOSS H. (1968). Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 52, p. 420-444.

COBBOLD P.R. (1969). An experimental study of the formation of lobe and cusp structures by shortening of an initially sinusoidal contact between two materials of different viscosity: B. Sc. Thesis (Univ. London), 22 p.

COBBOLD P.R. (1973). Initiation and development of folds in rocks. Ph.D. Thesis, Univ. London, 194pp Unpublished.

COBBOLD P.R. (1975). A biaxial press for model deformation and rheological tests. Tectono. 26, T1-T5. Unpublished

COBBOLD P.R. (1975). Fold propagation in single embedded layers: Tectonophysics, v. 27, p. 333-351.

COBBOLD P.R. (1976). Fold shapes as functions of progressive strain. Phili. Trans. Roy. Soc. London, Series A, v. 283, p. 129-138.

COBBOLD P.R. and DAVY Ph. (1988). Indentation tectonics in nature and experiment. 2. Central Asia. Bull. Geol. Inst. of Uppsala, N.S., V. 14, p. 143-162.

COBBOLD P.R. and KNOWLES R.A. (1976). Automated apparatus for model deformation. Tectonophysics, 31, T49-T53.

COBBOLD P.R.and QUINQUIS H. (1980). Development of seath folds in shear regimes. J. Struct. Geol. 2, 119-126.

COBBOLD P.R., ROSSELLO E. and VENDEVILLE B. (1989). Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. Bull. Soc. Geol. France, 8, v. 3, p. 453-460.

COBBOLD P.R. and WATKINSON A.J. (1981). Bending anisotropy: A mechanical constraint on the orientation of fold axes in an anisotropic medium: Tectonophysics, v. 72, p. T1-T10.

COBBOLD, P.R., BALE, P., MARQUER, D. AND VENDEVILLE, B., (1986). Sense of wrenching in crustal flower structures. Abstract, Shear Criteria meeting, London.

COBBOLD P.R., BRUN J.P., DAVY P., FIQUET G., BASILE C. and GAPAIS D. (1988). Some experiments on block rotation in the brittle upper crust. Proceding Nato. Confernce on Paloemagnetism on block rotations, sous presse.

COBBOLD P.R., COSGROVE J.W., SUMMERS J.M (1971). Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. Tectonophysics, 12, p. 23-53.

COUPLES G. and STEARNS D.W. (1978). Analytical solutions applied to structures of the Rocky Mountains foreland on local and regional scales, in. V. Matthews III, ed., Larimide Folding Associated with Basement Block Faulting in the Western United States, Geol. Soc. America Mem. 151, p. 313-335.

COURTILLOT V., TAPPONNIER P. and VARET J. (1974). Surface features associated with transform faults: a comparison between observed examples and an experimental model. Tectonophysics, v. 24, p. 317-329.

COWAN D.S. and SILLING R.M. (1978). A dynamic, scaled model of direction at trenches and its implications for the tectonic evolution of subduction complexes. J.G.R., vol. 83, 5389-5396.

COX S.J.D. and SHCOLTZ C.H. (1988). On the formation and growth faults an experimental study. Journ. of Structural Geol., 10, 4, 413-430.

CROSBIE R.E. (1976). Simulation - Is it worth it ? in, L. Dekker, ed., Simulation Systems, North-Holland Publ. Co., New York, p. 15-19.

CRUDEN, A. R.(1988). Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere. Tectonics, 7, 5, 1091-1101.

CURRIE J.B. (1956). Role of concurrent deposition and deformation of sediments in development of salt-dome graben structures. American Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 40, p. 1-46.

CURRIE J.B., PATNODE H.W. and TRUMP R.P. (1962). Development of folds in sedimentary strata. Geol. Soc. America Bull., v. 73, p. 655-674.

DAIGNIERES M., FREMOND M. et FRIA (1978). Modèle de type Northon-Hoff généralisé pour l'étude des déformations lithosphériques. C.R. Ac. Sc., Paris, t. 268, B, p. 371-374.

DAUBREE A. (1879). Etudes synthétiques de Géologie expérimentale: Dunod, Paris, 828 p.

DAVIS D., SUPPE J. and DALHEN F.A. (1983). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Journ. Geophys. Res., v. 88, p. 1153-1172.

DAVIS G.H. (1978). Monocline fold pattern of the Colorado Plateau, in, v. Matthews III, ed., Laramide Folding Associated with Basement Block Faulting in the Western United States, Geol. Soc. America Mem. 151, p. 215-233.

DAVIS G.H. (1983). Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes, Geology, 11, 342-347.

DAVY P. (1986). Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. Thèse 3ème cycle, Université de Paris Sud, 233 p.

DAVY P. and COBBOLD P.R. (1988). Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. Bull. of the Geol. Inst. of Uppsala, N.S., v. 14, p. 129-141.

DAVY P. and COBBOLD P.R. (19). Experiments on shortening of a 4-Layer continental lithosphere. Tectonophysics, submitted.

DENNIS J.G. and HALL R. (1978). Jura-type platform folds: a centrifuge experiment. Tectonophysics, v. 45, p. T15-T25.

DERAMOND J., SIRIEYS P., SOULA J.C. (1983). Mécanismes de déformation de l'écorce terrestre - Structures et- anisotropie induites. 5ème Congrès International de Mécanique de Roches. Melbourne. 1983.

DE SITTERS I.V. (1964). Structural Geology. Mc Graw-Hill, New York, 551 p.

DIXON J.M. (1974). A new method of determining finite strain in models of geological structures. Tectonophysics, v. 24, p. 99-114.

DIXON J.M. (1975). Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. Tectonophysics, v. 28, p. 89-124.

DIXON J.M. and SIMPSOM D.G. (1987). Centrifuge modelling of laccolith intrusion. Jour. Struct. Geol., 9, 1, 87-103.

DIXON J.M. and SUMMERS J.M. (1983). Patterns of total and incremental strain in subsiding troughs: experimental centrifuged models of inter-diapir synclines. Can Jour. Earth Sci., v. 20, p. 1843-1861.

DIXON J.M. and SUMMERS J.M. (1985). Recnet developments in centrifuge modeling of tectonic processes. equipment, model construction techniques and rheology of model materials. Jour. Struct. Geol., v. 7, p. 83-102.

DOBRIN M.B. (1941). Some quantitative experiments on a fluid salt-dome model and their geological implications. Am. Geophys. Union Trans., v. 22, p. 528-542.

DONATH F.A. (1961). Experimental study of shear failure in anistropic rocks. Bull. Geol. Soc. Am., 72. 985-989.

DONATH F.A. (1968). Role of experimental rock deformation in dynamic structural geology, in R.E. Riecker, ed., NSF Advanced Seminar in Rock Mechanics, v. 2, National Technical Information Service AD669376, p. 3355-437.

DONATH F.A (1969a). Experimental study of kink-band development in Martinsburg Slate. Geol. Surv. Canada Pap. 68-52, p. 255-293.

DONATH F.A. (1969b). The development of kink bands in brittle anisotropic rock. Geol. Soc. America Mem. 115, p. 453-493.

DUBEY A.K. (1980). Model experiments showing simultaneous development c.f. folds and transcurrent faults. Tectonophysics, 65, p. 69-84.

DUBEY A.K. and COBBOLD P.R. (1977). Noncylindrical flexural slip folds in nature and experiment. Tectonophysics, v. 38, p. 223-239.

ELMOHANDES S. (1981). The central European graben system: rifting imitated by clay modelling. Tectonophysics 73, 69-78.

EMMONS R.C. (1969). Strike-slip rupture patterns in sand modles: Tectonophysics, v. 7, p. 71-87.

ESCHER B.G. and KUENEN Ph.H. (1929). Experiments in connection with salt domes. Leid. Geol. Medebeelinger, v. 3, p. 151-182.

FABRE D.and ROBERT J.P. (1975). Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications. Ann. Soc. Géol.Nord, XCV, 3, p.175-182

FAUGERE E. (1985). La tectonique en extension intracontinentale: étude de terrain (le sud du Nevada, U.S.A.) et modélisation analogique. Thèse 3è cycle, Mémoire des Sciences de la Terre, Université Pierre & Marie Curie, Paris, 85-106.

FAUGERE E. and BRUN J.P. (1984). Modélisation expérimentale de la distention continentale. Compte-rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 299, Série II, 365-370.

FAUGERE E., BRUN J.P. et VAN DEN DRIESSCHE J. (1986). Bassins asymétriques en extension pure et en décrochement : modèles expérimentaux. (Asymmetric basins in pure extension and in wrenching: experimental models). Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 10, 2, 13-21, 9 fig. Pau, June 30.

FAVRE A. (1875). Recherches géologiques, Atlas, pl. IX, et B.S.G.F., t. III, p. XXII.

FAVRE A. (1878). The formation of mountains. Nature (Dec. 5 issue)., p. 103-106.

FAVRE A. (1878). Expériences sur les effets des refoulements ou écrasements latéraux en Géologie, Arch. des Sc. Phys. et Naturelles, nouv. séri., t. 62, Genève, p. 193-211.

FLETCHER R.C. (1977). Folding of a single viscous layer: exact infinitesimal-amplitude solution. Tectonophysics, 39, 593.

FREUND R. (1974). Kinematics of transform and transcurrent faults. Tectonphysics, v. 21, p. 93-134.

FRIEDMAN M. (1975). Fracture in rock: Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 13, p. 352-358, 383-389.

FRIEDMAN M. and SHIMAMOTO T. (1978). Fracture patterns in simulated fault gouge (Abs.). EOS Trans., v. 59, p. 1028.

FRIEDMAN M., HANDIN J., LOGAN J.M., MIN K.D. and STEARNS, D.W. (1976b). Experimental folding of rocks under confining pressure: Part III. Faulted drape folds in multilithologic layered specimens. Geol. Soc. America Bull. v. 87, p. 1049-1066.

FRIEDMAN M., TEUFEL L.W. and MORSE J.D. (1976a). Strain and stress analyses from calcite twin lanellae in experimental buckles and faulted drape-folds. Phil. Trans. Soc. London Series A, v. 283, p. 87-107.

GAIROLA V.K and KERN H. (1984a). Single-layer folding in marble and limestone. an experimental study. Tectonophysics, v. 108, p. 155-172.

GAIROLA V.K. and KERN H. (1984b). Microstructure and texture in experimentally folded single-layer rock salt. Jour. Struct. Geol., v. 6, p. 201-213.

GALLAGHER J.J., JR, FRIEDMAN M., HANDIN J. and SOWERS G.M. (1974). Experimental studies relating to microfracture in sandstone. Tectonophysics, v. 21, p. 203-247.

GAMOND J.F. (1985). Conditions de formation des zones de discontinuités cinématiques dans la cro^ute supérieure. Aspects expérimentaux et naturels. Thèse d'Etat, Université de Grenoble, 196 p.

GAMOND J.F. and GIRAUD A. (1982). Identification des zones de faille à l'aide des fractures de second ordre. Bull. Soc. Géol. France, XXIV, P. 755-762

GAMOND J.F. and ODONNE F. (1984). Critères d'identification des plis induits par un décrochement profond : modélisation analogique et données de terrain. Bull. Soc. Géol. France, v. 26, p. 115-128.

GANGI A.F., MIN K.D. and LOGAN J.M. (1977). Experimental folding rocks under confining pressure: Part IV - Theoretical analysis of faulted drape-folds. Tectonophysics, v. 42, p. 227-260.

GARDNER D.A.C. and SPANG J.H. (1973). Model studies of the displacement transfer associated with overthrust faulting. Bull. Can. Pet. Geol., v. 21, p. 534-552.

GHOSH S.K. (1988). Theory of chocolate tablet boudinage. Jour. Struct. Geol., v. 10, n°6, p. 541-553.

GHOSH S.K. and RAMBERG H. (1986). Buckling experiments on intersecting fold patterns. Tectonophysics, 56, 324.

GILBERT E. and MERLE O. (1987). Extrusion and radial spreading beyong a closing channel. J. Struct. Geol., 9, 4, 481-490.

GOGUEL J. (1948). Considérations de similitude et expériences sur modèles réduits : dans introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. Mem. de la carte Géol. de France, 2nd Ed, Paris.

GORCEIX Ch. (1924). Origine des grands reliefs terrestres. Essai de géomorphisme rationnel et expérimental. Librairie Scientifique de Paul Lechevalier, Paris.

GRAHAM R.H. (1978). Wrench faults, arcuate fold paterns and deformation in the southern French Alps, v. 89, part. 2, p. 125-142.

GRETENER P.E. (1981). Reflections on the value of laboratory tests on rocks, in, N.L. Carter, M. Friedman, J.M. Logan, D.W. Stearns, eds., Mechanical behavior of crustal rocks (the Handin Volume). Am. Geophys. Union Monograph 24, p. 323-326.

GROUT F.F. (1945). Scale models of structures related to batholiths. Am. J. Sci., 243, 260.

GUTERMAN V.G. (1980). Model studies of gravitational gliding tectonics. Tectonophysics, v. 65, p. 111-126.

GZOVSKY M.V. (1959). The use of scale models in Tectonophysics. International Geology Review, v. 1, p. 31-47.

HAFNER W. (1951). Stress distribution and faulting. Geol. Soc. America Bull., v. 62, p. 373-398.

HAGER B.H. and O'CONNELL R.J. (1979). Kinematic models of large-scale flow in the earth's mantle. J. Geophys. Res., 84, 1031.

HALL J. (1815). On the vertical position and convolutions of certain strata and their relation with granite. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, v. 7, p. 79-108

HANDIN J. (1968). Experimental evidence for the effects of pore water pressure on the strength and ductility or rocks, in, R.E. Riecker, ed., NSF Advanced Seminar in Rock Mechanics, v. 2, National Technical Information Service AD 669376, p. 285-314.

HANDIN J. and FAIRBAIRN H.W. (1955). Experimental deformation of Hasmark Dolomite. Bull. Geol. Soc. Am., 66, 1257-1274.

HANDIN J. and HAGER Jr.,R.V. (1957). Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at room temperatures on dry samples. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 41. 1-50.

HANDIN J. and HAGER Jr.,R.V. (1958). Experimental deformation fo sedimentary rocks under confining pressure. tests at high temperatures. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 42. 2892-2934.

HANDIN J., FRIEDMAN M., LOGAN J.M., PATTISON L.J. and SWOLFS H.S. (1972). Experimental folding of rocks under confining pressure: buckling of single-layer beams, in Heard, H.C., Borg, I.Y., Carter, N.L., and Raleigh, C.B., eds., Flow and Fracture of Rocks (Griggs Volume). Am. Geophys. Union Mon. 16, p. 1-28.

HANDIN J., FRIEDMAN M., MIN K.D. and PATTISON L.J. (1976). Experimental folding of rocks under confining pressure: Part , II. Buckling of multilayered rock beams. Geol. Soc. America Bull., v. 87, p. 1035-1048.

HANDIN J., HAGER Jr, R.V., FRIEDMAN M. and FEATHER J.N. (1963). Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: pore presssure tests. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 47. 717-755.

HANSEN B. (1961). Shear box tests on sand. Proc Fifth Int. Conf. Soil Mech., 1, 127-131.

HARDING T.P. (1973). Newport-Inglewood trend, California - an example of wrenching style of deformation. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 57, p. 97-116.

HARDING T.P. (1974). Petroleum traps associated with wrench faults. Am. Assoc. Petroleum. Geologists Bull., v. 58, p. 1290-1304.

HARRIS L.B., COBBOLD P.R. (1985). Development of conjugate shear bands by bulk simple shearing. J. Struct. Geol., 7, 37-44.

HEARD H.C. (1968). Experimental deformation of rocks and the problem of extrapoliation to nature, in, R.E. Riecker, ed., NSF Advanced Science Seminar in Rock Mechanics, v. 2, National Technical Information Service AD669376, p. 439-507.

HEMPTON M.R. and NEHER K. (1986). Experimental fracture, strain and subsidence patterns over en echelon strike-slip faults. implications for the structural evolution of pull-apart basins. J. Struct. Geol., 8, 6, 597-605.

HEYE D. (1978). Experimente mit viskosen Flüssigheiten zur Nachahmung von Salzstrukturen (Initiation of salt structures in experiments with viscous liquids). Geol. Jahrbuch, v. E12, p. 31-51.

HIGGS N.G. (1981b). Mechanical properties of ultrafine quartz, chlorite and bentonite in envrionments appropriate to upper-crustal earthquakes (Ph.D. Dissertation). Texas A & M University, College Station, Texas, 267 p.

HOBBS B.E., MEANS W.D. and WILLIAMS P.F. (1976). An oultine of structural Geology. John Wiley and Sons, Inc., New York, 571 p.

HOEK E. (1963). Experimental study of rock-stress problems in deep-level mining. In. "Experimental Mechanics". Pergamon, Oxford.

HOEK E. (1965). The design of a centrfuge for the simultation of gravitational force-filds in mine problems. J.S. African inst. Min. Met. 455.

HOEPPENER R. (1975). Problem der mechanischen Deutung tectonischer Gefuge. Rock Mechanics, Suppl. 4, 11-20.

HOEPPENER R. (1978). Grenzen quantitativer untersuchungenbei tektonischen experimenten. Geol. Rundschau, 67, 3, 858-879.

HOEPPENER R., KHALTHOFF E., SCHRADER P. (1969). Zur physikalischen Tektonic brüchbildung bei verschieden affinen Deformation im Experiment. Geol. Rundsch., 59, 179-193.

HORSFIELD W.T. (1977). An experimental approach to basement-controlled faulting. Geol. Mijnboww, v. 56, p. 363-370.

HORSFIELD W.T. (1980). Contemporaneous movement along crossing conjugate normal faults. Jour. Struc. Geol., v. 22, p. 305-310.

HOWARD J.H. and HOLZER T.L. (1982). Experimental investigation of wrench faulting in sandy materials (Abs.). Geol. Soc. America Abs. with Program, 95 th Ann. Meet., New Orleans, p. 518.

HOWE E. (1901). Experiments illustrating intrusion and erosion. U.S Geol. Surv. 21stA. Rep. 291-303.

HUBBERT M.K (1937). Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Geol. Soc. America Bull., v. 48, p. 1459-1520.

HUBBERT M.K. (1945). Strength of the Earth. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 29, p. 1630-1653.

HUBBERT M.K. (1951). Mechanical basis for certain familiar geologic structures. Bull. Geol. Soc. America, v. 62, p. 355-372.

HUDLESTON P.J. (1973a). Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. Tectonophysics, v. 16, p. 1-46.

HUDLESTON P.J. (1973b). An analysis of "single-layer" folds developed experimentally in viscous media. Tectonophysics, v. 16, p. 189-214.

HUDLESTON P.J. and STEPHANSSON O. (1973). Layer shortening and fold-shape development in the buckling of single layers. Tectonophysics, v. 17, p. 299-321.

HUGON H. (1982). Structure et déformation du massif de Rocroi (Ardennes), approche géométrique quantitative et expérimentale: thèse 3è cycle, 98 p., Rennes University, France.

HUTTON G. (1788). Transactions of the Royal Society, Edimburg, vol. I.

JACKSON M.P.A. and CORNELIUS R.R. (1987). Stepwise centrifuge modeling of the effects of diffential sedimentary loading on the formation of salt structures. Dynamical Geology of salt and related structures, Académie Press, p. 163-259.

JACKSON M.P.A., TALBOT C.J. and CORNELIUS R.R. (1986). Centrifuge modeling of the effects of aggradation and propagation on syn de positional salt structures. Bur. Econ. Geol. (Texas). Report of investigation n° 173, 93 p.

JAMISON W.R. and WITHJACK M.O. (1981). Clay model experiments of fault patterns produced by combined wrenching and rifting (Abs.). EOS Trans. v. 62, p. 1032.

JOHNSON A.M. (1970). Physical processes in Geology. Freeman, Cooper and Co., San Francisco, CA, 577 p.

JOHNSON A.M. (1977). Styles of Folding. Elsevier , Amsterdam, 406 p.

KAUTZ S.A. and SCLATTER J.G. (1988). Internal deformation in clay models of extension by block faulting. Tectonics, v. 7, 4, p. 823-832.

KOENIGSBERGER J. (1924). Das experimentelle und theoretische Studium des Faltungsvorganges in der Natur. Die Naturwissenschaften, v. 28, p. 568-575.

KOENIGSBERGER J. (1933). An experimental tectonic rule proved in the field. 16th international Geol. Cong., U.S.A., Session Rept., v. 2, p. 100.

KOENIGSBERGER J. and MORATH O. (1913). Theoretische Grundlagen der experimentellen Tektonik. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, v. 65, p. 65-86.

KOOPMAN A., SPEKSNIJDER A. and HORSFIELD W.T. (1987). Sandbox model studies of inversion tectonic. Tectonophysics, 137, 379-388.

KOYI H. (1988). Experimental modeling of role of Gravity and lateral shortening in Zagros Mountain belt. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 72, n° 11, p. 1381-1394.

KUENEN Ph.H. and De SITTER L.U. (1938). Experimental investigation into the mechanism of folding. Leidse Geol. Mededel., 10. 217-240.

KUENEN Ph. H. (1958). Experiments in geology. Trans. Geol. Soc. Glasgow, v. 23, p. 1-28.

LAJTAI E.Z. (1971). Experimental evaluation of the Griffith theory of brittle failure. Tectonophysics, v. 11, p. 129-156.

LANGER M. (1972). Rheologische und modellmechanisch Grundlagen für tectonische Experimentale (Principales of rheology and model mechanics for tectonic experiments). Geol. Rundschau, v. 61, p. 805-823.

LANGHAAR H.L (1951). Dimensional analysis and theory of models. John Wiley and Sons, Inc., New York, 166 p.

LARTER R.C.L. & ALLISON I. (1983). An inexpensive device for modelling strike-slip and oblique-slip fault zones. J. Geol. Ed. 31, 200-205.

LATHMAM J.P. (1979). Experimentally developed folds in a material with a planar mineral fabric. Tectonophysics 57, T1-T8.

LEE J.S. (1929). Some characteristic structural types in eastern Asia and their bearing upon the problem of continental movements. Geol. Mag., v. 66, p. 358-375, 413-431, 457-473, 501-522.

LEMOINE M. (1973). About gravity gliding tectonics in the Western Alps, in, K.A. DE Jong, and R. Scholten, eds. Gravity and Tectonics, John Wiley and Sons, New York, p. 201-216.

LEMON N.M. (1985). Physical modelling of sedimentation adjacent to diapirs and comparison with Late Precambrian Oratunga body in central Flinders Rouges, South Australia. AAPG. Bull. 69, ç, 1327-1328.

LINK T.A. (1928). Relationship between over-and under-thrusting as revealed by experiments. A.A.P.G. Bull., 12, 825-854.

LINK T.A. (1930). Experiments relating to salt-dome structures. American Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 14, p. 483-508.

LOGAN J.M. (1979). Brittle phenomena. Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 17, p. 1121-1132.

LOGAN J.M., FRIEDMAN M. and STEARNS M.T. (1978). Experimental folding of rocks under confining pressure: Part VI. Further studies of faulted drape folds, in, V. Matthews III, ed., Laramide Folding Associated with basement block faulting in the Western United States. Geol. Soc. America Mem. 151, p. 79-99.

LOHEST M. (1914). Expériences de tectonique. Annales de la Société Géologique de Belgique, v. 39, p. 547-583.

LOWEL J.D. (1970). Antithétic faults in upthrusting. Am. Ass. Pétrol. Bull., 54, 10,p.1946-1950

LUCHITSKIY I.V., BELITSKIY I.A. and GROMIN V.I. (1962). Deformation of layered models of rocks. Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R., Earth Sci. Sect. 144. 114-116.

MAILLET R. et BLONDEL F. Sur la similitude en tectonique. BSGF, Sér. 5, t. 4, n° 6-7, p. 599-602.

MALAVIEILLE J. (1984). Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués : application aux chaînes de montagnes: Bull. Soc. Géol. France, v. 129-138.

MALTMAN A.J. Some microstructures of experimentally deformed argillaceous sediments.

MANCKTELOW N.S. (1988). The rheology of paraffin wax and its usefulness as an analogue for rocks. Bull Geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S, v. 14, p. 181-193.

MANCKTELOW N.S. (1988). An automated machine for pure shear deformation of analogue materials in plane strain. Jour. Struct. Geol., 10, 1, p. 101-108.

MANDEL J. (1962). Essais sur modèles réduits en mécanique des terrains. Etude des conditions de similitude. Revue de l'Industrie Minérale, vol. 44, n° 9, 611-20.

MANDL G. (1987). Tectonic deformation by rotating parallel faults: the "bookshelf" mechanism. Tectonophysics, 141, 277-316.

MANDL G., DE JONG L.N.J. and MALTHA A. (1977). Shear zones in granular material. Rock mechanics 9, 95-144.

MANDL G., SHIPPAM K. (1981). Mechanical model of thrust sheet gliding and imbrication. In: Thrust and nappe Tectonics, Ed. K.R. Mc Clay and N.J. Price, Geol. Soc. London, spec. Publ., 9, 78-98.

MANZ G. and WICKLAM J. (1978). Experimental analysis of folding in simple shear. Tectonophysics, v. 44, p. 79-90.

MARTIN R.J.,III (1979). Pore pressure effects in crustal processes. Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 17, p. 1132-1137.

McCASKEY M.D.(1982). Deformation associated with transverse-thrust ramps: a field and experimental study (M.S. Thesis). Texas A & M. Univ., College Station, Texas, 172 p.

McCLAY K.R. (1976). The rheology of plasticine. Tectonophysics, v. 33, p. T7-T15.

McCLAY K.R. and ELLIS P.G. (1986). Analogue models of extensional fault geometries In: Continental extensional tectonics, In press.

McCLAY K.R. and ELLIS P.G. (1987). Geometries of extensional fault systems developed in model experiments. Geology 15, 341-344.

McGILL G.E. and STROMQUIST A.W. (1979). The grabens of Canyonlands National Park, Utah. geometry, mechanics, and kinematics. Jour. Geol., v. 28, p. 505-523.

MEAD W.J. (1920). Notes on the mechanics of geologic structures: Jour. Geol., v. 28, p. 505-523.

MERLE O. (1986). Patterns of strecht trajectoires and strain rates within spreading-gliding nappes. Tectonophysics, 124, 211-222.

MERLE O. (1989). Strain models within spreading nappes. Tectonophysics, 165.

MERLE O. and GUILLIER B. (1989). The building of the Swiss Central Alps: an experimental approach. Tectonophysics, 165.

MERZER A.M. and FREUND R.(1975). Buckling of strike-slip faults - in a model and in nature. Geophys. J.R. Soc., 43, 517-530.

MEUNIER S. (1904). La géologie expérimentale, 2è édition Paris. Alcan, 322 p.

MIYABE N. (1934). Experimental investigation of the deformation of sand mass. Part IV. Tokyo univ. Earthquake Res. Inst. Bull., v. 12, p. 195-213.

MOGI K. (1971). Effect of the triaxial stress system on the failure of dolomite and limestone. Tectonophysics, v. 11, p. 111-127.

MORGENSTERN, N.R. and TCHALENKO, J.S. (1967). Microscopic structures in Kaolin subjected to direct shear. Géotechnique, 17: 309-328.

MORSE J.D. (1977). Deformation in ramp regions of overthrust faults. experiments with small-scale rock models. Wyo. Geol. Assoc. 29th Ann. Field Conf. Guidebook, p. 457-470.

MORSE J.D. (1978). Deformation in ramp regions of thrust faults: experiments with rock models. M.S. Thesis, Texas A & M Univ., College Station, Texas, 138 p.

MUGNIER J.L. and VIALON P. (1984). Les mécanismes de mise en place des nappes de chevauchement superficielles. Application des modèles analytiques au Jura. Sci. Geol., Strasbourg, Bull., 37 (1). 77-87.

MULUGETA G. (1985). Dynamic models of continental rift valley systems, Tectonophysics, 113, 49-73.

MULUGETA G. (1988). Squeeze box in a centrifuge. Tectonophysics, v. 148, p. 323-335..

MULUGETA G. and KOYI H. (1987). Three dimensional geometry and kinematics of experimental piggback thrusting. Geology, 15, p. 1052-1056.

NAYLOR M.A., MANDL G., SIJPESTEIJN C.H.K. (1986). Fault geometries in basement induced wrench faulting under different initial stress state. J. Struct. Geol., 8, 7, p. 737-752.

NETTLETON L.L. (1934). Fluid mechanics of salt domes. American Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 18, p. 1175-1204.

NETTLETON L.L. (1943). Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt-dome formation. American Assoc. Petroleum Geologists. Bull., v. 27, p. 51-63.

NETTLETON L.L. and ELKINS A. (1947). Geologic models made from granular materials. Am. Geophys. Union Trans., v. 28, p. 451-466.

NEURATH C. and SMITH R.B. (1982). The effect of material properties on growth rates of folding and boudinage: experiments with was model. J. Struct. Geol. 4, 215-299.

ODONNE F. (1981). Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle. Aspects experimentaux et naturels relation socle couverture. Thèse 3ème cycle, 146 p. Grenoble University, France.

ODONNE F. (1987). Migrations de charnières et vecteurs de déplacements sur des modèles analogiques de plis superpsosés. Geodinamica Acta (Paris), 1, 2, p. 139-146.

ODONNE F. and VIALON P. (1983). Analogue models of folds above a wrench fault. Tectonophysics, v. 99, p. 31-46.

ODONNE F. and VIALON P. (1987). Hinge migration as a mechanism of superimposed folding. Jour. Struct. Geol., 9, 7, p. 835-844.

O' DRISCOLL E.S. (1962). Experimental patterns in superposed similar folding. Jour. Alberta Soc. Pet. Geologists, v. 10, p. 145-167.

O'DRISCOLL E.S. (1964). Interference patterns from inclined shear fold systems. Bull. Canadian Petroleum Geol., v. 12, p. 279-310.

OERTEL G. (1962). Strees, strain, and fracture in clay models of geologic deformation. Geotimes, v. 6, p. 26-31, 50.

OERTEL G. (1965). The mechanism of faulting in clay experiments: Tectonophysics, v. 2, p. 343-391.

PARKER T.J. and Mc DOWELL A.N. (1951). Scale models as guide to interpretation of salt-dome faulting. American Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 35, p. 2076-2094.

PARKER T.J. and MC DOWELL A.N. (1955). Model studies of salt-dome tectonics. American Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 39, p. 2384-2470.

PATERSON M.S. (1958). Experimental deformation and faultin in wombeyan marble. Bull. Geol. Soc. Ame., 69. 465-476.

PATERSON M.S. (1976). Some current aspects of experimental rock deformation. Phil. Trans. Roy. Soc. London, Series A, v. 283, p. 163-172.

PATERSON M.S. and WEISS L.E. (1962). Experimental folding in rocks. Nature, v. 195, p. 1046-1048.

PATERSON M.S. and WEISS L.E. (1966). Experimental folding in rocks. Nature, v. 195, p. 1046-1048.

PATTON T.L. (1984). Normal-fault and fold development in sedimentary rocks above a pre-existing basement normal fault (Ph.D. Dissertation). Texas A & M University, College Station, Texas, 164 p.

PAULKE W. (1912). Das experiment in der Geologie. Karlsruhe, 108 p.

PELTZER G. (1983). Naissance et évolution des décrochements lors d'une collision continentale. Thèse de 3ème cycle, Paris VII.

PELTZER G. (1987). Contribution à l'étude de la collision Inde-Asie. 1) Approche expérimentale, équilibre entre épaississement crustal et extrusion latérale. 2) Estimation des déplacements quaternaires sur le bord Nord du Tibet. Thèse, Université Paris VII.

PELTZER G. (1988). Centrifuged experiments of continental scale tectonics in Asia. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S., v. 14, p. 115-128.

PELTZER G., GILLET Ph. et TAPPONNIER P. (1984). Formation des failles dans un matériau modèle : la plasticine. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XXVI, n° 1, p. 161-168.

PELTZER G., TAPPONNIER P. et COBBOLD P.R. (1982). Les grands décrochements de l'Est asiatique : évolution dans le temps et comparaison avec un modèle expérimental. C.R. Acad. Sci. Paris, Serie II, 294. 1341-1348.

PRUCHA J.J., GRAHAM J.A. and NICKELSEN R.P. (1965). Basement-controlled deformation in Wyoming province of Rocky Mountains foreland. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 49, p. 966-992.

RALEIGH C.B. et PATERSON M.S. (1965). Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. J. Geophys. Res., 70, p. 3965-85.

RAMBERG H. (1960). Relationship between arc length and thickness of ptygmaticcaly folded veins. Am. Jour. Sci., v. 258, p. 36-46.

RAMBERG H. (1963a). Experimental study of gravity tectonics by means of centrifuged models. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 42. 1-97.

RAMBERG H. (1963b). Fluid dynamics of viscous buckling applicable to folding of layered rocks. Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., v. 47, p. 484-505.

RAMBERG H. (1964). Selective buckling of composite layers <ith contrasted rheological properties ; a theory of simultaneous formation of several orders of folds. Tectonophysics, v. 1, p. 307-341.

RAMBERG H. (1967). Gravity, deformation, and the Earth's crust. Academic Press. New York, 214 p.

RAMBERG H. (1970). Folding of laterally compressed multilayers in the field of gravity. Phys. Earth Planet. Inter., Part 1, v. 2, p. 203-232 ; Part II, v. 4, p. 83-120.

RAMBERG H. (1981). Gravity, Deformation and the Earth's Crust (Snd edition), In theory, experiments and geological application. Academic Press London.

RAMBERG H. and SJOSTROM H. (1973). Experimental geodynamic models relating to continental drift and orogenesis. Tectonophysics, 19, 105-132.

RAMSAY J.G. (1967). Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Co., New York, 568 p.

RECHES Z. (1987). Mechanical aspect of pull apart basins and push-up swells with applications of the Dead Sea transform. Tectonophysics, 141, 75-88.

RECHES Z. (1988). Evolution of fault patterns in clay experiments. Tectonophysics, 145, 141-156.

RIBE N.M. (1983). Diapirism in the Earth's mantle : experiments on the motion of a hot sphere in a fluid with temperature-dependent viscosity. J. Volcanol. Geotherm. Res., v. 16, p. 221-245.

RICH J.L. (1934). Mechanics of low-angle overthrust faulting illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 18, p. 1584-1596.

RICHARD, P. (1989). Experiments on reactivation of normal faults in a sedimentary cover overlying a reactivated basement fault. Fifth meeting of the European union of Geosciences, Strasbourg, France. TERRA abstracts, 1, 1: 72.

RICHARD P. (1990). Experiments on faulting in a two-layer cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique (normal-wrench or reverse wrench) slip. J. Struct. Geol., submitted.

RICHARD P. and COBBOLD P.R. (1989). Structures en fleur positives et décrochements crustaux : modélisation analogique et interprétation mécanique. Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, t. 308, Série II, p. 553-560.

RICHARD P. and COBBOLD P. (19). Mechanical reasons for °partitioning of faults motions in continental convergent wrench zones. Annales Tectonicae, submitted.

RICHARD P., LOYO B. and COBBOLD P.R. (1989). Formation simultanée de failles et de plis au dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 309, Série II, p. 1061-1066.

RICHARD P., MOQUET B. and COBBOLD P.R. (199.). Experiments on simultaneous faulting and folding above a basement fault. Tectonophysics, submitted.

RICHARD P. and KRANTZ R.W. (19). Experiments on fault reactivation in strike-slip mode. Tectonophysics, submitted.

RIEDEL W. (1929). Zur mechanik geologischer bruschersheinungen. Zentalbl. F. Mineral. Geol. und Pal., 354-368.

RIXON L.K. (1978). Clay modelling of the Fitzroy graben. BMR J. Austral. Geol. Geophys. 3n 71-76.

ROBERTS D. and STRÖMGARD K.E. (1972). A comparison of natural and experimental strain patterns around fold hing zones. Tectonophysics, 14, p.105-120

ROBERTSON E.C. (1955). Experimental study of the strength of rocks. Bull. Geol. Soc. Am., 66. 1275-1314.

RODGERS D.A. (1984). Mexia and Talco fault zones, East Texas: comparisons of origins predicted by two tectonic models. In: The Jurassic of East Texas (edited by Presley, NM.W.). East Geological Society, 23-31.

RODGERS D.R. and RIZER (1981). Deformation and secondary faulting near the leading edge of a thrust fault. In " Thrust and nappes tectonics, ed. by K.R. Mc Clay and N.J. Price, Géol. Soc. London, spec.publ. 9, p. 65-77

SANDERSON D.J. (1982). Models of strain variation in sheets: a review. Tectonophysics 88, 201-233.

SANDERSON D.J. and MARCHINI W.R.D. (1984). Transpression. Journal of Structural Geology, vol. 6, n° 5, p. 449-458.

SANFORD A.R. (1959). Analytical and experimental study of simple geologic structures. Bull. Geol. Soc. Am., 70. 19-52.

SCHWERDTNER W.M. and TROENA B. (1970). Strain distribution within arcuate diapiric ridges of silicond putty. Tectonophysics, v. 50, p. 13-28.

SCHWERDTNER W.M., SUTCLIFFE R.H. and TROENG B. (1978). Patterns of total strain in the crestal region of immature diapirs. Can. Jour. Earth Sci., v. 15, p. 1437-1447.

SERRA S. and NELSON R.A. (1988). Clay modeling of rift asymmetry and associated structures. Tectonophysics, 153, 307-312.

SHERWIN J. and CHAPPLE M. (1968). Wavelengths of single-layer folds: a comparison between theory and observation. Am. Jour. Sci., 266, 167-179.

SKEMPTON A.W. (1966). Some observations on tectonic shear zones: Proc. 1st Cong. Int. Soc. Rock Mecahn., Lisbonne, Portugal, v. 1, p. 329-335.

SOULA J.C. (1981). Plissement expérimental de monolits et de multilits à contraste de compétence faible ou moyen ; comparaison avec des structures naturelles. Rev. Géol. Dyn. Geogr. Phys., 23, 3, 235-256.

SOULA, J.C., 1984. Génèse de bassins sédimentaires en régime de cisaillement transcurrent : modèles expérimentaux et exemples géologiques. Bull. Soc. Belge Géol., 93 : 83-104.

SOULA J.C. (1982). Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. Jour. Struc. Geol., v. 4, p. 313-342.

SOULA J.C., BESSIERE G. and HERAIL G. (1988). Simple-shear experiments on basement-cover sequences with a comparison to the Bierzo basin, NW Spain. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S., v. 14, p. 163-179.

SPLADING D.B. (1962). The art of partial modeling. 9th Symp. on Combustion, New York, Academic Press, p. 833-843.

STEARNS D.W. (1971). Mechanisms of drape folding in the Wyoming province. Wyo. Geol. Assoc. 23rd Ann. Field Conf. Guidebook, p. 125-144.

STEARNS D.W. (1978). Faulting and forced folding in the Rocky Mountains foreland, in, V. Matthews III, ed., Laramide Folding Associated with Basement block faulting in the Western United States, Geol. Soc. America Mem. 151, p. 1-37.

STEARNS D.W. and JAMISON W.R. (1977). Deformation of sandstones over basement uplifts, Colorado National Monument, in H.D. Veal, ed., Exploration Frontiers of the Central and Southern Rockies. Rocky Mtn. Asso. Geologists Guidebook, p. 31-39.

STEARNS D.W. and WEINBERG D.M. (1975). A comparison of experimentally created and naturally formed drape folds. Wyo. Geol. Assoc. 27th Ann. Field Conf. Guidebook, p. 159-166.

STEARNS D.W., COUPLES G. and STEARNS M.T. (1978). Deformation of non-layered materials that affect structures in layered rocks. Wyo. Geol. Assoc. 30th Ann. Field Conf. Guidebook, p. 213-225.

STEARNS D.W., COUPLES G., JAMISON W.R. and MORSE J.D. (1981). Understanding faulting in the shallow crust: contributions of selected experimental and theoretical studies, in, N.L. Carter, M. Friedman, J. Logan, D.W. Stearns, eds., Mechanical behavior of crustal rocks (The Handin Volume). Am. Geophys. Union Monograph 24, p. 215-229.

STEIDTMANN E. (1923). Summaries of experiments on structural geology, in, C.K. Leith, Structural Geology, Henry Holt and Co., New York, p. 356-383.

SUMMERS H.S. (1932). Experimental tectonic geology. Australian and New Zealand Assoc. for the Advancement of Science, v. 21, p. 49-75.

SYCHEVA-MIKHAILOVA A.M. (1958). Some results of the modeling of the block-folds. Soviet Geology, v. 9, p. 78-98 (in Russian).

SYCHEVA-MIKHAILOVA A.M. (1970). Modelling of the formation process of diapiric domes and asthenoliths with the help of a centrifuge. Geotectonica, I, 30.

TALBOT C.J. (1977). Inclined and asymmetric upward-moving gravity structures. Tectonophysics, v. 42, p. 159-181.

TALBOT C.J. and JACKSON M.P.A. (1987). Salt tectonics. Scientific American, 255, 8, 70-79.

TAPPONNIER P., PELTZER G., LE DAIN A.Y., ARMIJO R. and COBBOLD P.R. (1982) Propagating extension tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine, Geology, 10, 611-616.

TCHALENKO J.S. (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. Geol. Soc. America Bull., v. 81, p. 1625-1640.

TERADA T. and MIYABE N. (1928). Experimental investigations on the mechanism of formation of step-faults in pile of sand. Tokyo Univ. Earthquake Res. Inst. Bull., v. 4, p. 33-56.

TERADA T. and MIYABE N. (1929a). Experimental investigations of the deformation of sand mass by lateral pressure. Tokyo Univ. Earthqyake Res. Inst. Bull., v. 6, p. 109-126.

TERADA T. and MIYABE N. (1929b). Experimental investigations of the deformation of sand mass. Part III. Tokyo Univ. Earthquake Res. Inst. Bull., v. 7, p. 65-93.

THOUVENOT F. (1981). Modélisation bidimensionnelle de la croûte terrestre en vitesse et atténuation des ondes sismiques. Implications géodynamiques pour les Alpes occidentales. Thèse Doct. Ing., Grenoble, 211 p.

TORREY P.D. and FRALICH C.E. (1926). An experimental study of the origin of salt domes. Jour. Geol., v. 34, p. 224-234.

TRON V. and BRUN J.P. (19). Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. Tectonophysics. Submitted.

TSUNEISHI Y. (1978). Geological and experimental studies on mechanism of block faulting. Tokyo Univ. Earthquake Res. Inst. Bull., v. 53, p. 173-242.

TULLIS J.A. (1979). High temperature deformation of rocks and minerals. Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 17, p. 1137-1154.

VAN DEN DRIESSCHE J. (1986). Structures d'enroulement et sens de cisaillement. C.R. Acad. Sc. Paris, 303, Série II, 5, 413-418.

VAN DEN DRIESSCHE J. and BRUN J.P. (1987). Rolling structures at large shear strain. Jour. Struct. Geol., 9, 516, 691-704.

VAN DER MOLEN I. et PATERSON M.S. (1979). Experimental deformation of partially melted granite. Contrib. Mineral. Petrol., 70, p. 299-318.

VENDEVILLE B. (1986). Fault vergence and orientation in models with mixed boundary conditions of stress and displacement. Shear Criteria Meeting Abstract London, 20-23 May 1986.

VENDEVILLE B. (1987). Growth faulting in deltas: seismic and experimental insights. Abstract European Union of Geosciences IV meeting, April 13-16 1987, Strasbourg, France.

VENDEVILLE B. (1987). Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. Thèse 3ème cycle, Univ. Rennes, 390 p.

VENDEVILLE B. Pilot scale-experiments on basement-induced faulting for various conditions of rheology and boundary motion. Soumis à Geology.

VENDEVILLE B. et COBBOLD P.R. (1987). Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques : modèles expérimentaux. C.R. Acad. Sc., Paris, 305, II, p. 1313-1319.

VENDEVILLE B. and COBBOLD P.R. (1988). How normal faulting and sedimentaion interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges. Journal of Structural Geology, v. 10, n°7, p. 649-659.

VENDEVILLE B. and COLETTA B. (1987). Basement-induced faulting in ductile-brittle sedimentary cover during extension: insights from scaled physical models. Abstract Geological Kinematics and Mechnaics Meeting, April 22-24, 1987, Uppsala, Sweden.

VENDEVILLE B. and COLETTA B. (1987). Scaled models of basement-induced faulting under various conditions of rheology and boundary motion: a peculiar association of reverse and normal faulting. Abstract European Union of Geosciencs IV Meeting, April 13-16 1987, Strasbourg, France.

VENDEVILLE B., COBBOLD P.R., DAVY P., CHOUKROUNE P. and BRUN J.P. (1987). Physical models of extensional tectonics at various scales. In: Continental Extensional Tectonics, Ed. by M.P. Coward, J.F.Dewey and P.L. Hancock, Geological Society of London Special Publication, n°28, p. 95-107.

VIALON P., BONNET J.L., GAMOND J.F. et MUGNIER J.L. (1984). Modélisation des déformations d'une série stratifiée par le déplacement horizontal d'un poinçon. Application au Jura. Bull. Soc. Géol. France, (7)., t. XXVI, n° 1, p. 139-150.

VINCELLETTE R.R. (1964). Structural geology of the Mt. Stirling quadrangle, Nevada, and related scale-model experiments (PhD Thesis). Stanford Univ., Stanford, California, 141 p.

WATKINSON A.J. and COBBOLD P.R. (1978). Localization of minor folds by major folds. Geol. Soc. Am. Bull. 89, 448-450.

WATKINSON A.J. and COBBOLD P.R. (1981). Axial directions of folds in rocks with linear/planar fabrics. Journal of Structural Geology, 3, 211-217.

WEIJERMARS R. (1986). Finite strain of laminar flows can be visualized in SGM 36 - Polymer. Naturwissenschaften 73, 33.

WEIJERMARS R. (1986). Flow behaviour and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. Tectonophysics, 124, 325-358.

WEIJERMARS R. (1986). Polydilethysiloxane flow defined for experiments in fluid dynamics. Appl. Phys. Lett., 48, 2, 13.

WEIJERMARS R. (1987). Convection experiments in high Prandtl number silicones. Part. 1. Rheology, equipment, nomograms and dynamic scaling of stress -and temperature- dependent convection in a centrifuge. Tectonophysics, 154, 71-96.

WEIJERMARS R. (1988). Convection experiments in high Prandtl number silicones. Part 2. Deformation, displacement and mixing in the Earth's mantle. Tectonophysics, 154, 97-123.

WEIJERMARS R. and SCMELING H. (1986). Scaling of newtonian and non newtonian fluid dynamics without inertia for quatitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity). Physcis of the Earth and Planetary Interiors, 43, 316-330.

WEINBERG D.M. (1978). Some two-dimensional kinematic analyses of the drape-fold concept, in, V. Matthews III ed., Laramide Folding Associated with Basement-Block Faulting in Western United States, Geol. Soc. Am. Mem. 151, p. 51-78.

WEINBERG D.M. (1979). Experimental folding of rocks under confining pressure. Part VII. Partially scaled models of drape folds. Tectonophysics, v. 54, p. 1-24.

WEINBERG D.M. adn STEARNS D.W. (1978). Kinematics analyses of drape folds in the Rocky Mountain foreland - some geologic implications. Wyo. Geol. Assoc. 30th Ann. Field Conf. Guidebook, p. 199-212.

WEISS L.E. (1969b). Flexural-slip folding of foliated model materials Geol. Surv. Canada Pap. 68-52, p. 294-359.

WILCOX R.E., HARDING T.P. and SEELY D.R. (1973). Basic wrench tectonic. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 57, p. 74-96.

WILLIS B. (1893). The mechanics of Appalachian structure. U.S. Geol. Surv., 13th Ann. Rept., Pt. II, p. 211-281.

WILLIS B. (1923). Geologic Structure. McGraw-Hill Book Co., Inc., New York, 295 p.

WILSON G. (1970). Wrench movements in the Aristarchus region of the Moon. Proceedings of the Geologists Association, v. 81, part. 3, p. 595-608.

WILSON C.J.L. (1981). Experimental folding and fabric development in multilayered ice. Tectonophysics, v. 78, p. 139-159.

WISSER E. (1957). Deformation in the Cordilleran region of western United States. Colo. School Mines Quat., v. 52, p. 54-73.

WITHJACK M.O. and JAMISON W.R. (1986). Deformation produced by oblique rifting. Tectonophysics, 126, 99-124.

WITHJACK M.L. and SCHEINER C. (1982). Fault patterns associated with domes - an experimental analytical study. American Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 66, p. 302-316.

WUNDERLICH H.G. (1957). Bruch und Graben tektonischen experiments. Neues Jahrbuch Geol. Paläont. Monatschefte, 11, 477-498.

YOXHALL W.H. (1983). Dynamic models in earth-science instruction: Cambridge University Press, 210 p.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Aggarwal, Y., 1983. Present-day boundary and the motion of the Caribbean Plate relative to South America. Conf. Geol. Caraïbes X, Cartagena, Colombia (résumé).

Alberding, H., 1957. Application of principles of wrench-fault tectonics of Moody and Hill to northern South America. Geol. Soc. Amer. Bull., 68, 6: 785-790.

Anadon, P., Cabrera, L., Guimera, J. and Santanach, P., 1985. Paleogene strike-slip déformation and sédimentation along the southeastern margin of the Ebro basin. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors, Strike-slip déformation, basin formation, and sédimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37: 303-318.

Anderson, E.M., 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain, 2d ed. Oliver and Boyd, Edinburgh, 203 pp.

Arthaud F. and Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-ouest de l'Europe, Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. Tectonophysics, 25 : 139-171.

Arthaud F. and Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of e right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Bull. Geol. Soc. Am., 88: 1305-1320.

Aydin, A. and Nur, A., 1985. The types and role of stepovers in strike-slip tectonics. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors, Strike-slip déformation, basin formation, and sédimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37: 35-43.

Aydin, A. and Page, M., 1984. Diverse Pliocene-Quaernary tectonics in a rtabsform environment, San Francisco Bay region, California. Geological Society of America Bulletin, 95: 1303-1317.

Aydin, A. and Schultz, R.A., 1989. Effect of mechanical interaction on the developpment of strike-slip faults with echelon patterns. J. Struc. Geol. In press.

Bagnall, P.S., 1964. Wrench faulting in Cyprus. J. Geol., 72: 327-345.

Bally, A.W. (Editor), 1983. Seismic expression of structural styles. Am. Ass. Petrol. Geol., Studies in Geology Series, 15, 3.

Barrett, H.H. and Swindell, W., 1981. Radiological imaging. Academic Press, New York City.

Bartlett, W.L., 1980. Experimental wrench faulting at confining pressure (M.S. Thesis). Texas A & M University, College Station, Texas, 98 p.

Bartlett, W.L., Friedam, M. and Logan, J.M., 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure: Part IX. Wrench faults in limestone layers. Tectonophysics, 79: 255-277.

Betz, D., Führer, F., Greiner, G. and Plein, E., 1987. Evolution of the lower Saxony basin. Tectonophysics, 137, 1-4: 127-170.

Biot, M.A., 1967. Theory of internal buckling of a confined multilayered structure. Geological Society of America Bulletin, 75: 563-568.

Bishop, D.G., 1967. The geometric relationships of structural features associated with major strike-slip faults in New-Zealand. N. Z. J. Geol. Geophys., 11: 405-417.

Boinet, T., 1985. La frontière méridionale de la plaque Caraïbes aux confins colombo-vénézuélien (Norte de Santander, Colombie) : données géologiques. Thèse de 3ème cycle, Paris VI, 204 pp.

Boinet, T., Bourgois, J., Mendoza, H. et Vargas, R., 1989. La Falla de Bucaramanga (Colombia) : Su foncion durante la orogenia andina. Geologia Norandina, 11 : 3-10.

Bourgois, J., Toussaint, J.F., Gonzales, M., Orrego, A., Azéma, J., Calle, B., Desmet, A., Murcia, A. Pablo, A, Parra, E. et Tournon, J., 1985. Les ophiolites des Andes de Colombie. Evolution structurale et signification géodynamique. Symposium "Géodynamique des Caraïbes", A. Mascle, Editeur : 475-494.

Brooks, R.A. and DiChiro, G., 1976. Principles of computer-assisted tomography in radiographic and radioisotopic imaging. Phys. Med. Biol., 21: 689-732.

Bucher, W., 1952. Geologic structure and orogenic history of Venezuela, Geol. Soc. Amer. Mem. 49, 113 pp.

Bütterlin, J., 1973. Comparaison des caractères structuraux des cordillères sud-américaines extra-andines des Andes centrales et des Andes septentrionales. IIème Congr. Lat. Amer. Géol., Caracas, Résumés : 18-19.

Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. Pure and applied geophysics, 116: 615-626.

Campbell, C.J.,1974. Colombian Andes. Geol. Soc. of London, Special Publication: 705-724.

Case, J., Holcombe, T. et R. Martin, 1984. Map of geologic provinces in the Caribbean region. In: The Caribbean South American plate boundary and regional tectonics. Bonini, W., hargraves, R. and R. Shaqgam, Editors. Geol. Soc. Amer. Mem. 162: 1-30.

Cédiel, M.F., Ujueta, L.G. and Caceres, C.G., 1976. Mapa geologico de Columbia, Escala 1 : 1 000 000. Ediciones Geotec Ltda., Bogota.

Cédiel, M.F., Mojica, J. and Macia, C., 1981. Las Formaciones Luisa, Payandé, Salandana, sus culumnas estratigraphicas caracteristicas. Geologia Norandina : 12-19.

Cemen, I., Wright, L.A., Drake, R.E. and Johnson, F.C., 1985. Creek strike-slip fault zone, Death Valley region, California. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors, Strike-slip déformation, basin formation, and sédimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37: 127-142.

Chevallier, Y., 1985. Contribution à l'étude de la frontière méridionale de la plaque Caraïbes. Etude géologique de l'île de Margarita et de la péninsule de Araya (Vénézuela). Thèse Université Bretagne Occidentale, 300 pp.

Christie-Blick, N. and Biddle, K.T., 1985. Déformation and basin formation along strike-slip faults. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors, Strike-slip déformation, basin formation, and sédimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37: 1-34.

Cloos, H. 1928. Experimenten zür Inneren tektonik. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläeontologie, 1928B: 609-621.

Cobbold, P.R., Balé, P., Marquer, D. and Vendeville, B., 1986. Sense of wrenching in crustal flower structures. Abstract, Shear Criteria meeting, London.

Courtillot, V., Tapponier, P. and Varet, J., 1974. Surface features associated with transform faults: a comparison between observed examples and an experimental model. Tectonophysics, 24: 317-329.

Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Journ. Geophys. Res., 88: 1153-1172.

Davy, P,. 1986. Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. Thèse 3ème cycle, Université de Paris Sud, 233 pp.

Davy P.and Cobbold, P.R., 1989. Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S., 14: 129-141.

Davy, P. and Cobbold, P.R. Experiments on shortening of a 4-Layer continental lithosphere. Tectonophysics, in press.

Deng, Q., Wu, D., Zhang, P. and Chen, S., 1986. Structure and Deformational Character of Strike-slip Fault zones. Pageoph., 124, 1/2: 203-223.

Deramond, J., Sirieys, P., Soula, J.C., 1983. Mécanismes de déformation de l'écorce terrestre - Structures et- anisotropie induites. 5ème Congrès International de Mécanique de Roches. Melbourne. 1983.

Dibblee, T.W., Jr, 1977. Strike-slip tectonics of the San Andreas fault and its role in Cenozoic basin involvement. In: T.H. Nilsen, Editor, Late Mesozoic and Cenozoic sédimentation and tectonics in California. Bafersfield, California, San Joaquin Geological Society: 26-38

Dewey, J.W., 1972. Seismicity and tectonics of western Venezuela. Bulletin of the Seismological Society of America, 62, 6: 1711-1751.

Dobbin, C.E. and Erdmann, C.E., 1955. Structure Contour map of the Mpntana plains: U. S. Geol. Survey Oil and Gas Inv. Map OM 178A, scale 1: 500 000.

Donath, F.A. and Cranwell, R.M., 1981. Probabilistic treatment of faulting in geologic media. In: N.L. Carter, M. Friedman, J.M. Logan and D.M. Stearns editors, Mechanical behavior of crustal rocks. Am. Geophys. Union (Handin volume): 231-241.

Emmons, R.C., 1969. Strike-slip rupture pattern in sand models. Tectonophysics, 7: 71-87.

Erdlac, J.R. and Anderson, T.H., 1982. The Chixoy-Polochic fault and its associated fractures in western Guatemala. Geol. Soc. Am. Bull., 93: 57-67.

Fabre, D. and Robert, J.P., 1975. Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications. Ann. Soc. géol. Nord, XCV, 3 : 175-182.

Faugère,E. and Brun, J.P., 1984. Modélisation expérimentale de la distention continentale. Compte-rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 299, II : 365-37O.

Freund, R., 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. Tectonophysics, 21: 93-134.

Gamero, M., 1977. Estratigrafia y micropaleontologia del Oligoceno y Mioceno inferior del centro de la Cuenca de Falcon, Venezuela. Geos, 22, Escuela Geol. Minas, Univ. central Venezuela, Caracas : 3-60.

Gamond, J.F., 1985. Conditions de formation des zones de discontinuités cinématiques dans la croûte supérieure. Aspects expérimentaux et naturels. Thèse d'Etat, Université de Grenoble, 196 pp.

Gamond, J.F. and Odonne, F., 1984. Critères d'identification des plis induits par un décrochement profond : modélisation analogique et données de terrain. Bull. Soc. Géol. France, 26 : 115-128.

Gallardo, C., 1985. Cadre sismotectonique dans le Nord Ouest du Vénézuéla, bordure Sud des Caraïbes. In: Symposium géodynamique des Caraïbes, Paris, Mascle, A. Editeur : 531-551.

Glennie, K.W. and Boegner, P.L.E., 1981. Sole pit inversion tectonics. In: L.V. Illing and G.D., Hobson (Editors), Petroleum geology of the continental shelf of northwest Europe. Hayden and Son, London: 110-120.

Gonzalez de Juana, C., Iturralde, J.M. et X. Picard, 1980. Geologia de Venezuela v de sus cuencas petroliferas. Foninves ed., Caracas, Vénézuela, 2 t., 1031 pp.

Graham, R.H., 1978. Wrench faults, arcuate fold patterns and deformation in the southern French Alps. Proceedings of the Geologists' Association , 89: 125-142.

Guillande, R., 1988. Evolution méso-cénozoïque d'une vallée intercordilléraine andine : la Haute Vallée de la Magdalena (Colombie). Thèse de 3ème cycle, Université Pierre et Marie Curie, 367 pp.

Harding, T.P., 1973. Newport-Inglewood trend, California, an example of wrenching style of deformation. Am. Ass. Petrol. Geol. bulletin, 57: 97-116.

Harding, T.P., 1974. Petroleum traps associted with wrench faults. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 58: 1290-1304.

Harding, T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 69, 4: 582-600.

Harding, T.P. and Lowell, J.D., 1979. Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 63: 1016-1058.

Harding, T.P. and Tuminas, A.C., 1988. Interpretation of footwall (Lowside) fault traps sealed by reverse faults and convergent wrench faults. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 72, 6: 738-757.

Harding T.P., Vierbuchen, R.C. and Christie-Blick, N., 1985. Structural styles, plate-tectonic setting, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors, Strike-slip déformation, basin formation, and sédimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37: 51-78.

Hempton, M.R. and Neher, K., 1986. Experimental fracture, strain and subsidence patterns over en echelon strike-slip faults. implications for the structural evolution of pull-apart basins. J. Struct. Geol., 8, 6: 597-605.

Hess, H., 1983. Gravity anomalies and island arc structure with particular reference to West Indis. Amer. Phil. Soc., Proc. 79: 71-96.

Horsfield, W.T., 1977. An experimental approach to basement-controlled faulting. Geol. Mijnbouw, 56: 363-370.

Hounsfield, G.N., 1972. A method of and apparatus for examination of a body by radiation such as X- or Gamma-radiation. British Patent, 1: 283-915.

Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Geol. Soc. America Bull., 48: 1459-1520.

Jaeger, J.C., 1969. Elasticity, Fracture and Flow, with engineering and geological applications. Chapman and Hall editors, London, Sciences Paperbacks, 268 pp.

Jordan, T., 1975. The present-day motions of the Caribbean plate. J. Geophys. Res., 80: 4433-4439.

Julivert, M., 1963. Nuevas Observaciones sobre la Estratigraphia y la Tectonica del Cuaternario de los Alrededores de Bucaramanga. Bol. de Geol., 15, Bucaramanga : 41-59.

Kafka, A.L. and Weidner, D.J., 1981. Earthquake focal mechanisms and tectonic processes along the southern boundary of the Caribbean plates. J. Geophys. Res., 86: 2877-2888.

Keller, E.A., Bonkowski, M.S., Korsch, R.J. and Shelmon, R.J., 1982. Tectonic geomorphology of the San Andreas fault zone in the southern Indio Hills, Coachella Valley, California: Geological Society of America Bulletin, 93: 46-56.

Kingma, J.T., 1958. Possible origin of piercement structures, local unconformities, and secondary basins in the Eastern Geosyncline, New Zealand. New Zealand J. Geol. Geophys., 1: 269-274.

Kisslinger, C., 1989. Portents and predictions. Nature, 339: 337.

Koopman, A., Speksnijder, A. and Horsfield, W.T., 1987. Sandbox model studies of inversion tectonic. Tectonophysics, 137: 379-388.

Kingma, J.T., 1958. Possible origin of piercement structures, local unconformities, and secondary basins in the Eastern Geosyncline, New Zealand. New Zealand J. Geol. Geophys., 1: 269-274.

Krantz, R.W., 19 . Laboratory test results for faulting and fault reactivation in sand and sand mixtures. submitted to Tectonophysics.

Kuchay, V.K. and Trifonov, V.G., 1977. A young left-lateral displacement in the Darvaz-Karakul fault zone. Geotectonics, 11, 3: 218-226.

Larter, R.C.L. & Allison, I., 1983. An inexpensive device for modelling strike-slip and oblique-slip fault zones. J. Geol. Ed. 31: 200-205.

Laville, E., 1988. A multiple releasing and restraining stepover model for the Jurassic strike-slip basin of the Central High Atlas (Morocco). In: W. Manspeizer (Ed), Triassic-Jurassic Rifting. Elsevier, Amsterdam: 499-523.

Lawrence, R.D., Khan, S.H., De Jong,K.A., Farah, A. and Yeats, R.S., 1981. Thrust and strike-slip fault interaction along the Chaman transform zone, Pakistan. In: Thrust and Nappe Tectonics. Geol. Soc. London, Special publ. 9: 363-370.

Le Dain, A.Y., Tapponier, P. and Molnar, P., 1984. Active faulting and tectonics of Burma and surrounding regions. J. Geophy. Res., 89, B1: 453-472.

Liddle, R., 1946. The geology of Venezuela and Trinida. 2nd ed., Paleon,. Res. Inst., Ithaca, New-Yord, 890 pp.

Logan, J.M., Friedam, M. and Stearns, M.T., 1978. Experimental folding of rocks under confining pressure: Part VI. Further studies of faulted drape folds, in, V. Matthews III, ed., Laramide Folding Associated with basement block faulting in the Western United States. Geol. Soc. America Mem. 151: 79-99.

Lowell, J.D., 1972. Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone. Bull. Geol. Soc. Am., 83: 3091-3102.

Mandl, G., 1988. Mechanics of Tectonics Faulting, Models and Basic Concepts. H.J. Zwart, Editor. Elsevier, Amsterdam, 407 pp.

Mandl, G., De Jong, L.N.J. and Maltha, A., 1977. Shear zones in granular material. Rock mechanics, 9: 95-144.

Mann, P., Draper, G. and Burke,K., 1985. Neotectonics of strike-slip restraining bend system, Jamaica. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors, Strike-slip déformation, basin formation, and sédimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37: 211-226.

Martel, S.J., Pollard, D.D. and Segall, P., 1988. Development of simple strike-slip fault zones, Mount Abbot quadrangle, Sierra Nevada, California. Geol. Soc. Am. Bull., 100: 1451-1465.

Mascle, A., Cazes, M. et Le Quellec, P., 1985. Structure des marges et bassins Caraibes : une revue. In: Symposium Géodynamique des Caraibes, Mascle, A. ed., Paris : 1-21.

McClay K.R. and Ellis, P.G., 1987. Geometries of extensional fault systems developed in model experiments. Geology 15: 341-344.

Mc Court, W.J., Aspden, J.A. and Brook, M., 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. J. Geol. Soc. London, 141: 831-845.

Metz, H.,1968. Stratigraphic and geologic history of extreme north-eastern Serrania del Interior, State of Sucre, Venezuela. Mem. Conf. Geol. Caribe IV, Trinidad, Marzo-Abril 1965, Saunders, J.B. ed., 275-292.

Milani, E.J. and Davison, I., 1988. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jabota rift, northeast Brazil. Tectonophysics, 154: 41-70.

Molnar, P., 1989. The geologic evolution of the tibetan plateau. American scientist, 77: 350-360.

Molnar, P. et Sykes, L., 1969. Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focal mechanisms and seismicity. Geol. Soc. Amer. Bull., 80: 1639-1684.

Molnar, P., Burchfield, B.C., Zhao, Z., Liang, K., Wang, S. and Huang, M., 1987. Geologic evolution of northern Tibet: results of an expedition to Ulugh Muztagh. Science, 235: 299-305.

Montenat, C., Ott d'Estevou, P. and Masse, P., 1987. Tectonic-Sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrrent shear zone (S.E. Spain). Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, II,I: 1-22.

Moody, J.D. and Hill, M.J., 1956. Wrench-fault tectonics. Geological Society of America Bulletin, 67, 9: 1207-1246.

Moore, J. McM, 1979. Tectonics of the Najd transcurrent fault system, Saudi Arabia. Geol. Soc. London. J., 136: 441-454.

Muessig, K., 1978. The central Falcon igneous suite, Venezuela: alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age. Geol. Minjbouw, 57, 2: 261-266.

Morgenstern, N.R. and Tchalenko, J.S., 1967. Microscopic structures in Kaolin subjected to direct shear. Géotechnique, 17: 309-328.

Naylor, M.A., Mandl, G., Sijpesteijn, C.H.K., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. J. Struct. Geol., 8, 7: 737-752.

Nelson, W.J. and Krausse, H.F., 1981. The Cottage Grove fault system in southern Illinois. Illinois Institut of Natural Resources, State Geological Survey Division, circular 522: 65 p.

Odé H., 1968. Review of mechanical properties of salt relating to salt dome genesis. Geol. Soc. America, Special Paper 88: 544-595.

Odonne, F., 1981. Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle. Aspects experimentaux et naturels relation socle couverture. Thèse 3ème cycle, Grenoble University, France, 146 pp.

Odonne, F. and Vialon, P., 1983. Analogue models of folds above a wrench fault. Tectonophysics, 99: 31-46.

Özgül, N., Seymen, I. and Arpat, E., 1983. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin makrosismik ve tektonik özellikleri (Macroseismic and tectonic characteristics of the Horasan-Narman earthquake): Yeryuvari ve Insan, 8: 21-25.

Pennington, W.D., 1981. Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northeastern South America. J. Geophys. Res., 86, B11: 10753-10770.

Pennington, W.D., Mooney, W.D., Van Hissenhoven, R., Meyer, H.J., Ramires, J. and Meyer, R.P., 1979. Results of a reconnaissance micro earthquake survey of Bucaramanga, Colombia. Geophys. Res. Let., 6, 2: 65-68.

Perez, O. et Y. Aggarwal, 1981. Present-day tectonics of the south-eastern Caribbean and northeastern Venezuela, J. Geophys. Res., 86: 10791-10804.

Ramberg H., 1967 Gravity, deformation, and the Earth's crust. Academic Press. New York, 214 p.

Rattigan, J.H., 1967. Fold and Fracture patterns resulting from basement wrenching in the Fitzroy depression, Western Australia. Proc. Aust. Inst. Min. Met.: 17-22.

Reches, Z., 1987. Mechanical aspect of pull apart basins and push-up swells with applications of the Dead Sea transform. Tectonophysics, 141: 75-88.

Reches, Z., 1988.Evolution of fault patterns in clay experiments. Tectonophysics, 145: 141-156.

Richard P. and Cobbold P.R., 1989. Structures en fleur positives et décrochements crustaux : modélisation analogique et interprétation mécanique. Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 308, II : 553-560.

Richard, P., Loyo, B. and Cobbold, P.R., 1989. Formation simultanée de failles et de plis au dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale. C. R. Acad. Sci. Paris, 309, II : 1061-1066.

Riedel, W., 1929. Zür Mechanik Geologischer Brucherscheinungen Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläeontologie. 1929B: 354-368.

Robert, M.T., 1983. Seismic example of complex faulting from northwest shelf of Palawan, Philippines. In: A.W. Bally (Editor), Seismic expression of structural styles, a picture and work atlas. Am. Ass. Petrol. Geol. Studies in Geology, 15, 3: 4.2 18-4.2 24.

Rod, E., 1956. Strike-slip faults of Northern Venezuela. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 40: 457-476.

Rossi, T., 1985. Contribution à l'étude géologique de la frontière Sud-Est de la plaque Caraïbes : la Serranía del Interior oriental (Vénézuéla) sur le transect Cariaco-Maturin. Synthèses paléogéographiques et géodynamiques. Thèse universitaire, Bretagne occidentale, Brest, 338 p.

Rossi, T., Stephan, J.F., Blanchet, R. and Hernandez, G., 1987. Etude géologique de la Serrania del interior oriental (Venezuela) sur le transect Cariaco - Maturin). Revue de l'Institut Français du Pétrole, 42, 1 : 30 p.

Sarwar, G. and De Jong, K.A., 1979. Arcs, oroclines, syntaxes: the curvatures of mountain belts in Pakistan. In: A. Farah and K.A. De Jong (Editors), Geodynamics of Pakistan. Geol. Surv. Pakistan, Quetta: 341-350.

Schubert, C., 1972. Geologia de la peninsula de Araya, Estado Sucre. Cong. Geol. Ven. IV, Caracas, 1969, Mem., 3 : 1823-1886.

Sengör, A.M.C., Görür, N. and Saroglu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors Strike-slip déformation, basin formation, and sédimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37: 227-264.

Sibson, R.H., 1985. A note on fault reactivation. J. Struct. Geol., 7: 751-754.

Sibson, R.H., 1986. Earthquakes and lineament infrastructure. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 317: 63-79.

Skempton, A.W., 1966. Some observations on tectonic shear zones. Proc. 1st Cong. Int. Soc. Rock Mecahn., Lisbonne, Portugal, 1: 329-335.

Smith, J.G., 1968. Tectonics of the Fitzroy wrench trough, Western Australia. American Journal of Sciences, 266, 9: 766-776.

Soula, J.C., 1982. Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. Jour. Struc. Geol., 4:. 313-342.

Soula, J.C., 1984. Génèse de bassins sédimentaires en régime de cisaillement transcurrent : modèles expérimentaux et exemples géologiques. Bull. Soc. Belge Géol., 93 : 83-104.

Soula, J.C., Lucas, C. and 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: 1-9.

Soula, J.C., Bessiere, G. and Herail, G., 1988. Simple-shear experiments on basement-cover sequences with a comparison to the Bierzo basin, NW Spain. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S., 14: 163-179.

Soulas, J., 1983. Mapa preliminar de Tectonica cuaternaria de Venezuela. (résumé) Simposio Netectonic, sismicidad y riesgo geologico en Venezuela y el Caribe, XXXIII Conv. Anual ASOVAC, Caracas, Venezuela. Acta Cientifica Venezolana, 34, 1 : 513.

Soulas, J., 1986. Neotectonica y tectonica activa en Venezuela y regiones vecinas. Mem. IV Cong. Geol. Venezuela, X : 6639-6656.

Soulas, J. et A. Singer, 1981. Complejidad de las deformaciones corticales cuaternarias en la zona nororiental de Venezuela. (résumé) Mem. III Cong. Venezolano Sismologia e Ingeneria sismica, Caracas, 1, 53 pp..

Soulas, J., Singer, A. et C. Gallardo, 1980. Les failles actives de la région nord-orientale du Vénézuela. (résumé) 26ème Cong. Geol. Intern., Paris, 392 pp.

Stephan, J., 1985. Andes et chaîne Caraïbes sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuéla) : évolution géodynamique. In: Symposium géodynamique des Caraïbes, Paris, Mascle, A. Editeur: 505-529.

Stephan, J., Blanchet, R. et Mercier de Lepinay, B., 1985. Les festons Nords et Sud Caraïbes (Hispagnola-Porto Rico, Panama et Colombie-Vénézuéla) : des pseudo-subductions induites par le raccourcissement Est Ouest du bati continental péri-Caraïbes. In: Symposium géodynamique des Caraïbes, Paris, Mascle, A. Editeur : 35-51.

Stephan, J., Blanchet, R. and Mercier de Lepinay, B., 1986. Northern and Southern Caribbean festoons (Panama, Colombia-Venezuela and Hispaniola-Puerto Rico), interpreted as pseudosubductions induced by the East West shortening of the pericaribbean continental frame. In: The Origin of Arcs, F.C. Wezel, Editor. Elsevier, Amsterdam: 401-422.

Sylvester, A.G. and Smith, R.R., 1976. Tectonic transpression and basement-controlled déformation in San Andreas fault zone, Salton trough, California. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 60: 2081-2102.

Sylvester, A.G., 1988. Strike-slip faults. Geol. Soc. Am. Bull., 100: 1666-1703.

Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. Bull. Geol. Soc. Am., 81: 1625-1640.

Tchalenko, J.S. and Ambraseys, N.N., 1970. Structural analysis of the Dasht-e Bayar (Iran) earthquake fracture. Geol. Soc. Am. Bull., 81: 41-60.

Tryggvason, E. and Lawson, J.E., 1969. El focosismoco intermedio en las cercanias de Bucaramanga, Colombia. Primer Congreso Colombiano de Geologia, Memoria 1, Aug. 4-8, 1969 : 359-371.

Tschanz, C.M., Marvin, R.F., Cruz, B.J., Mehnert, H. and Cebula, C.T., 1974. Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. Geol. Soc. Am. Bull., 85: 273-284.

Van Hoorn B., 1987. Structural evolution, timing and tectonic style of the Sole Pit inversion. Tectonophysics, 137: 239-248.

Vendeville B., 1987. Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. Thèse 3ème cycle, Univ. Rennes, 390 pp.

Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Choukroune, P. and Brun, J.P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), Continental Extensional Tectonics. Geological Society of London Special Publication, N° 28: 95-108.

Vierbuchen, R., 1977. New data to the tectonic of the El Pilar Fault. Conf. Geol. Caribe VIII, Curacao : 213-214.

Vinegar, H.J., 1986. X-ray CT and NMR imaging of rocks. J. Petrol. Techn., March: 257-259.

Webb, G.W., 1969. Paleozoic Wrench Faults in Canadian Appalachians. In: North Atlantic geology and Continental drift. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., 12: 754-786.

Wellington,S.L. and Vinegar, H.J., 1987. X-ray computerized tomography. J. Petrol. Techn., August: 885-898.

Wellman, H.S., 1965. Activate wrench faults in Iran, Afghanistan and Pakistan. Geologische Rundschau, 55: 716-735.

Wilcox, R.E., Harding, T.P. and Seely, D.R., 1973. Basic wrench tectonics. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57: 74-96.

Williams, D.N., 1975. Ohariu fault zone at Porirua, Wellington, New Zealand. N. Z. J. Geol. Geophys., 18, 5: 659-665.

Wilson, G., 1970. Wrench movements in the Aristarchus region of the Moon. Proceedings of the Geologists' Association, 81: 595-608.

Wilson, J.T., 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature, 207: 343-347.

Woodcock, N.H. and Fischer, M., 1986. Strike-slip duplexes. J. Struct. Geol., 8, 7: 725-735.

Wozniak, J. et M. Wozniak, 1979. Geologia de la parte norcentral de la sierra de Falcon, hojas Coro y Cabure. Min. Energia y Mines, Caracas.

Yeats, R.S., 1973. Newport-Ingelwood fault zone, Los Angeles Basin, California. Am. Ass. Pet. Geol. Bull., 57, 1: 117-135.

Zalán, P.V., 1985. Tectonics and sedimentation of the Piauí-Camocim Sub-Basin, Ceará Basin, offshore northeastern Brazil. J.E. Warme (collaborator). CENPES, Petrobrás, Rio de Janeiro, 71 pp.

Zalán, P.V., Nelson, E.P., Warme, J.E. and Davis, T.L., 1985. The Piaui Basin: rifting and wrenching in an equatorial atlantic transform basin. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors, Strike-slip déformation, basin formation, and sédimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37: 177-192.

Dans la même collection :

N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. **392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985).** **140F.**

N°2 - G. QUERRE - Palingenèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. **226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985).** **85F.**

N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricain. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. **150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985).** **EPUISE**

N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. **157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985).** **55F.**

N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. **185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986).** **70F.**

N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. **159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986).** **55F.**

N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). **324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986).** **115F.**

N°8 - **Ph. DAVY** - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. **233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986).** **EPUISE**

N°9 - **Y. GEORGET** - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. **250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).** **EPUISE**

N°10 - **D. MARQUER** - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). **287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987).** **EPUISE**

N°11 - **J.S. SALIS** -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. **190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987).** **90F.**

N°12 - **Y. GERARD** - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. **126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987).** **75F.**

N°13 - **H. TATTEVIN** - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. **150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987).** **95F.**

N°14 - **J.L. PAQUETTE** - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. **190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987).** **95F.**

N°15 - **B. VENDEVILLE** - Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. **392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987).** **265F.**

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). **195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987).** **110F.**

N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. **204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987).** **90F.**

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. **263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988).** **140F.**

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). **340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988).** **145F.**

N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. **165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988).** **85F.**

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaine varisque ouest-européenne. **465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988).** **200F.**

N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. **312 p., 107 fig., 98 tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989).** **160F.**

N°23 - **A. CHAUVIN** - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. **217 p., 100 fig., 13 tab. (1989).** **100F.**

N°24 - **J.P. VUICHARD** - La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. **307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989).** **170F.**

N°25 - **C. GUERROT** - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. **180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989).** **90F.**

N°26 - **J.L. LAGARDE** - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. **353 p., 244 fig., 15 pl. (1989)** **210F.**

N°27 - **Ph. BARDY** - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. **395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989).** **175F.**

N°28 - **D. GAPAIS** - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. **377 p., 184 fig., 3 tab., (1989).** **275F.**

N°29 - **E. LE GOFF** - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. **321 p., 146 fig., 42 tab. (1989).** **150F.**

N°30 - **D. KHATTACH** - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. **220 p., 97 fig., 35 tab., (1989).** **100F.**

N°31 - **A. HAIDER** - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. **215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989).** **130 F.**

N°32 - **T. DANIEL** - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. **186 p., 121 fig., 4 tab., (1989).** **210 F.**

N°33 - **C. LECUYER** - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). **342 p., 109 fig., 73 tab., (1989).** **200 F.**

N°34 - **P. RICHARD** - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. **382 p., 137 fig., (1989).** **400 F.**

N°35 - **J. de BREMOND d'ARS** - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. **370 p., 128 fig., 64 tabl., (1989).** **180 F.**

N°36 - **A. LE CLEAC'H** - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO2. **190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989).** **100 F.**

BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM .....

ORGANISME .....

ADRESSE .....

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL

Frais d'envoi :
1 volume : 20,00 F

Total	
Frais d'envoi	
Montant total	

Veuillez établir votre chèque au nom de l'Agent comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.

RÉSUMÉ.

La modélisation expérimentale permettant une observation facile en 3 dimensions apparaît comme étant l'outil idéal pouvant aider à la compréhension de la genèse, du fonctionnement et de la géométrie des zones décrochantes sur le terrain.

L'application à la modélisation expérimentale de la tomographie aux Rayons X a permis de mettre en évidence que dans une couverture sédimentaire purement fragile les failles s'initialisent sur la faille de socle et se propagent vers le sommet. A l'opposé, en présence d'un niveau ductile, les failles s'initialisent à la surface de la pile sédimentaire et se propagent vers la base.

Dans une étude sur le décrochement oblique, différentes configurations i) de faille de socle (normale, verticale ou inverse), ii) de déplacement imposé sur le plan de faille et iii) composition rhéologique (couverture purement fragile ou fragile-ductile) ont été testées.

Une étude sur la réactivation en contexte décrochant a également été envisagée. Dans un premier stade de déformation, un champ de failles est créé au dessus d'une faille de socle inverse, verticale ou normale, pour différentes rhéologies. Puis ces champs de failles sont déformés en contexte purement décrochant. Les failles sont communément réactivées en profondeur. En surface, la réactivation est moins évidente, mais les structures antérieures controlent la localisation et la géométrie des décrochements.

L'analyse des zones décrochantes compressives est ensuite abordée. Le travail de modélisation met en évidence la séparation des déplacements sur deux familles de failles dans des systèmes fragile-ductiles. Une étude de terrain a ensuite été réalisée en Colombie, mettant en évidence le jeu décrochant et décrochevauchant d'une faille active (la faille de Bucaramanga).

Enfin la formation et le fonctionnement simultanés de plis et de failles au dessus d'un décrochement de socle sont envisagés, à la fois sur des exemples naturels dans le domaine Sud-Caraïbes, et par une approche expérimentale.

Mots clés : Modélisation, Décrochement, Rhéologie Réactivation, Tomographie.

Editions du C.A.E.S.S.
Université de Rennes I
F - 35042 - RENNES Cédex