



HAL
open science

Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés: contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires

Michel Kuntz

► **To cite this version:**

Michel Kuntz. Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés: contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. Tectonique. Université Rennes 1, 1994. Français. NNT: . tel-00653768

HAL Id: tel-00653768

<https://theses.hal.science/tel-00653768>

Submitted on 20 Dec 2011

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.

M. KUNTZ

ISSN 1240-1498

ISBN 2-905532-56-4

**approche expérimentale
de la déformation
dans les systèmes préfracturés**

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE
DE L'INVERSION TECTONIQUE
DES BASSINS SÉDIMENTAIRES

MEMOIRES

1994



Géosciences

Rennes

n° 57

MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES

n° 57

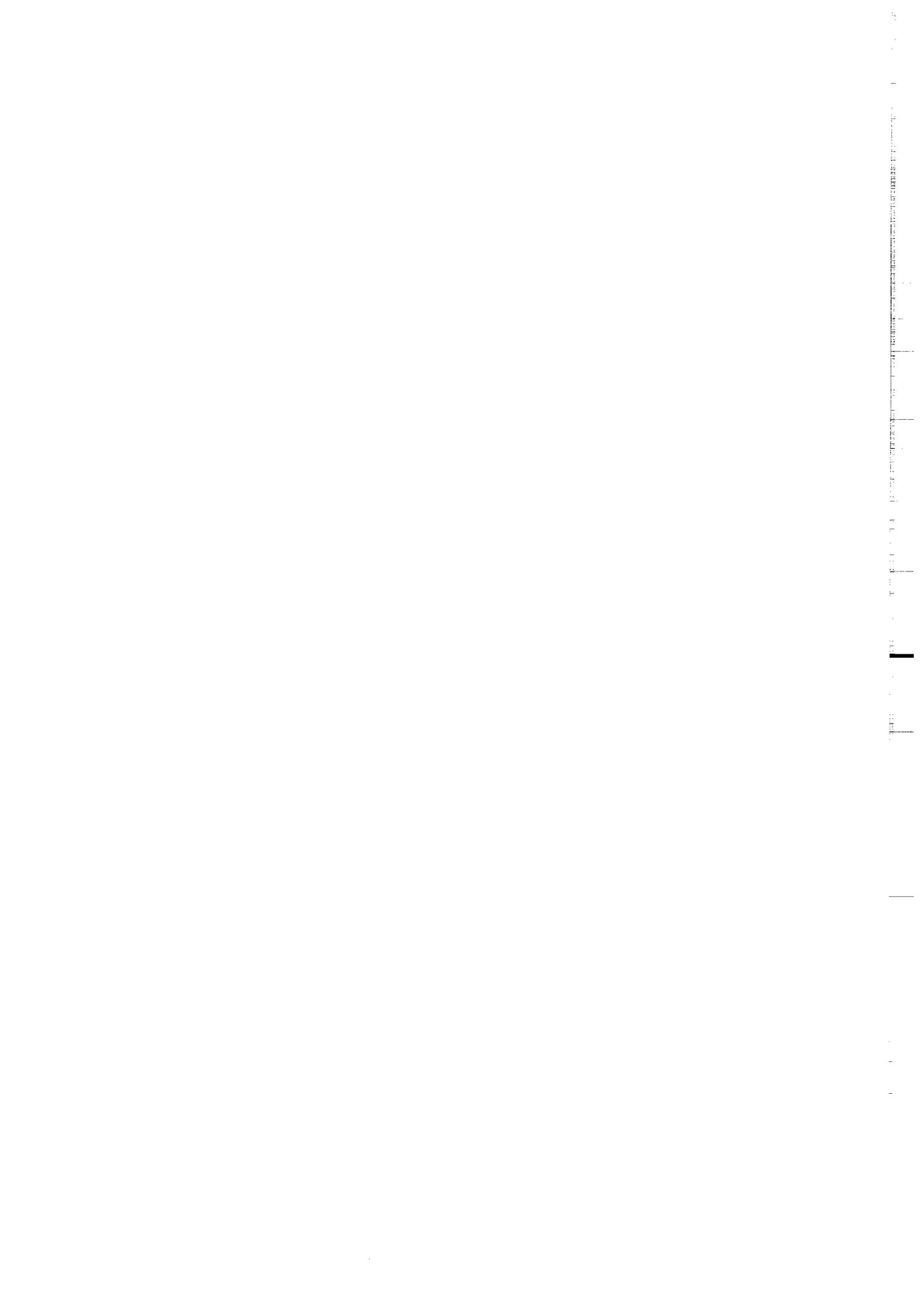
Michel KUNTZ

**Approche expérimentale de la déformation dans
les systèmes préfracturés :
Contribution à l'étude de l'inversion tectonique
des bassins sédimentaires**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 27 Mai 1994**

**Géosciences - Rennes
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)**

1994



ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-56-4

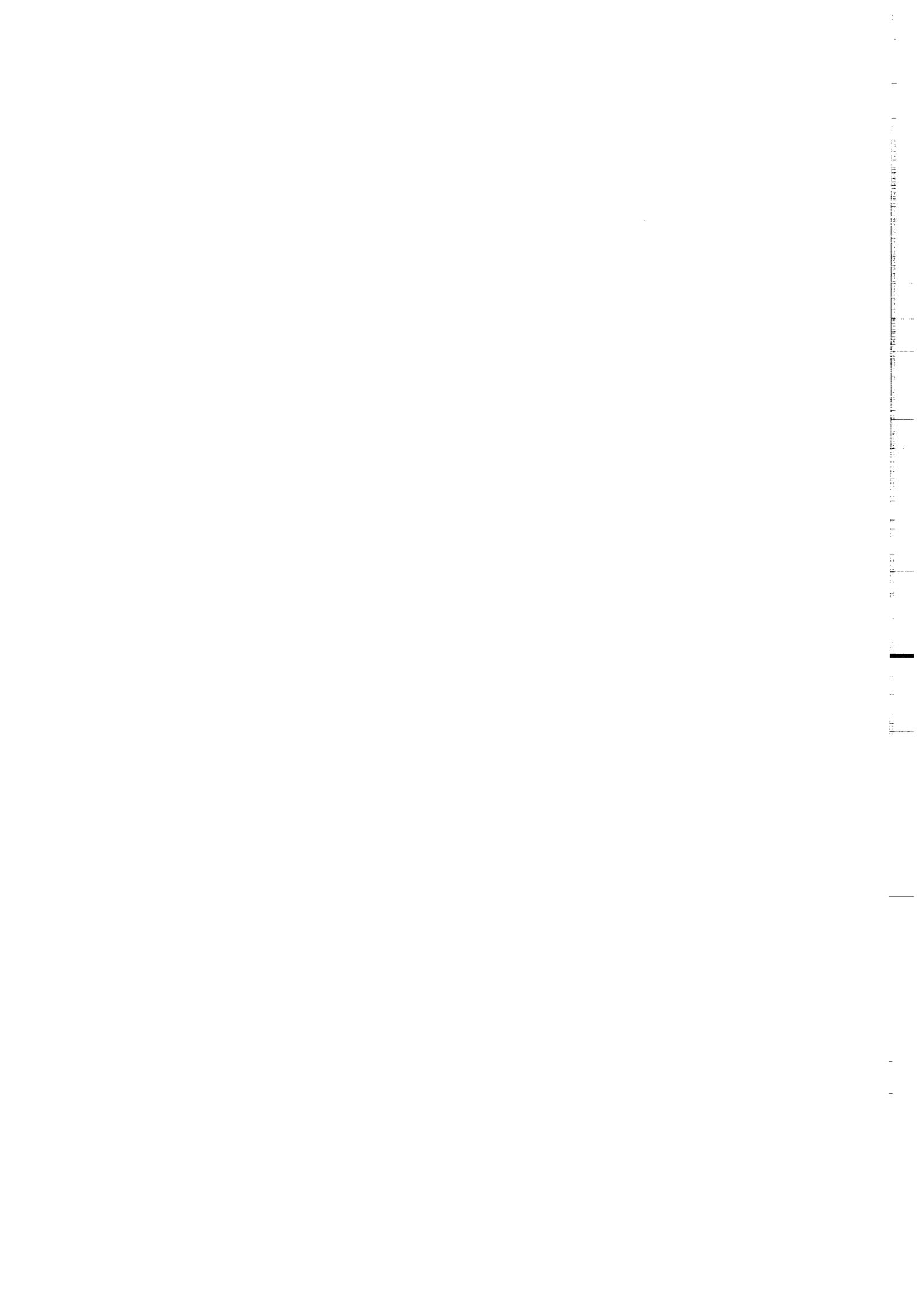
1994

**GEOSCIENCES-RENNES
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042-RENNES Cédex (France)**

Michel KUNTZ

**Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes
préfracturés : contribution à l'étude de l'inversion tectonique des
bassins sédimentaires.**

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 57, 220 p.



Avant-propos

Voilà, c'est fini... Et je me rends compte, au moment de mettre un terme à cette épopée, de l'énormité de la dette que j'ai accumulée.

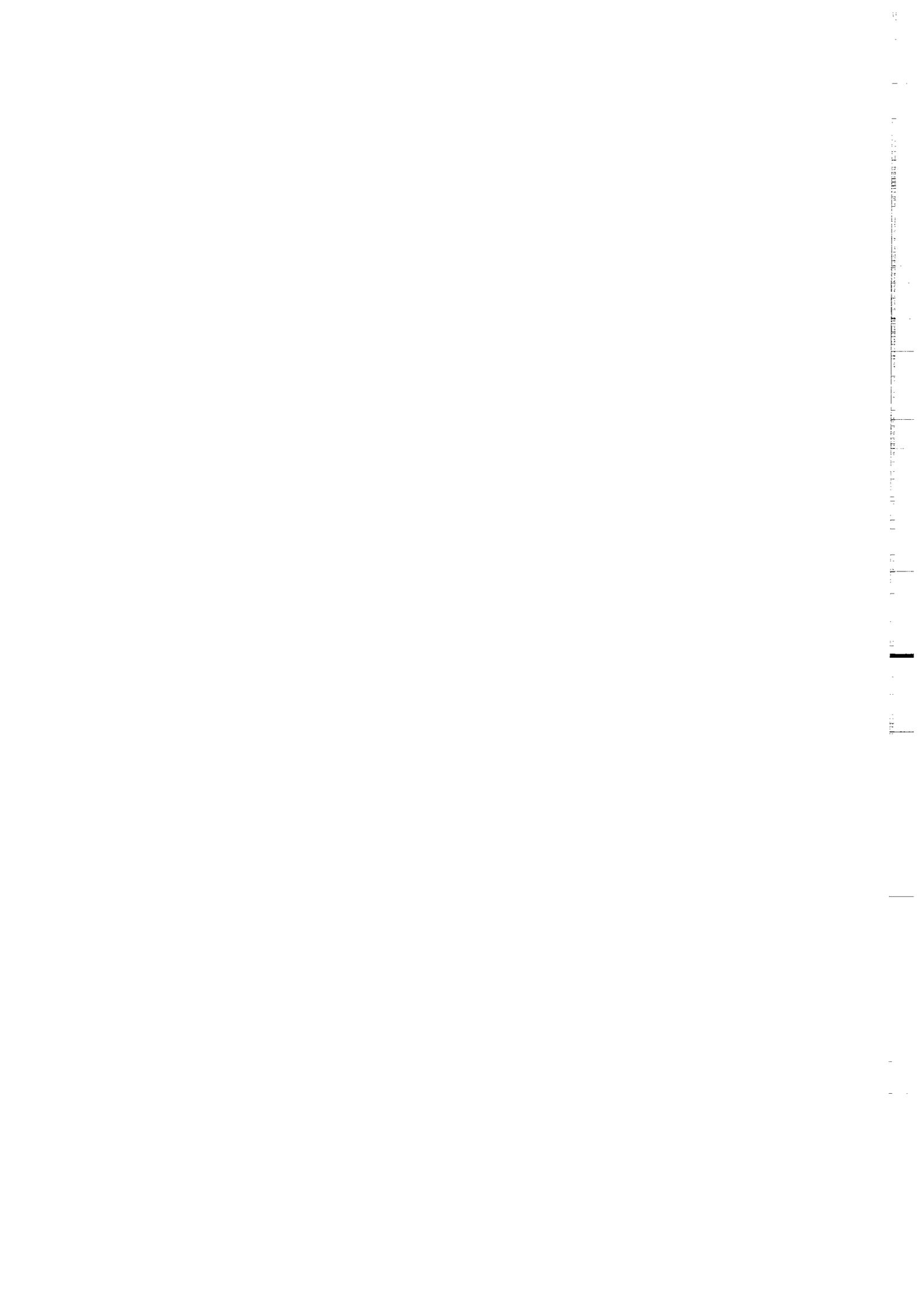
Je tiens particulièrement à remercier Philippe Davy, qui a sans cesse aiguillonné ma curiosité et a été un interlocuteur attentif et patient, Jean Jacques Kermarrec, Thierry Souriot, qui m'a initié à la magie de la stéréoscopie et mes deux compères guillerets, Pierrot l'escargot et Pito. Je remercie Jean Claude Chermette, de la compagnie Total, qui a financé cette thèse et m'a laissé développer mes idées sans contraintes.

J'adresse mes remerciements les plus sincères à J.C. Mareschal et P. Lavallée. Ils ont entretenu, la flamme de mon enthousiasme pendant l'intermède québécois, enthousiasme qui, sans leur concours, ne serait plus que cendre.

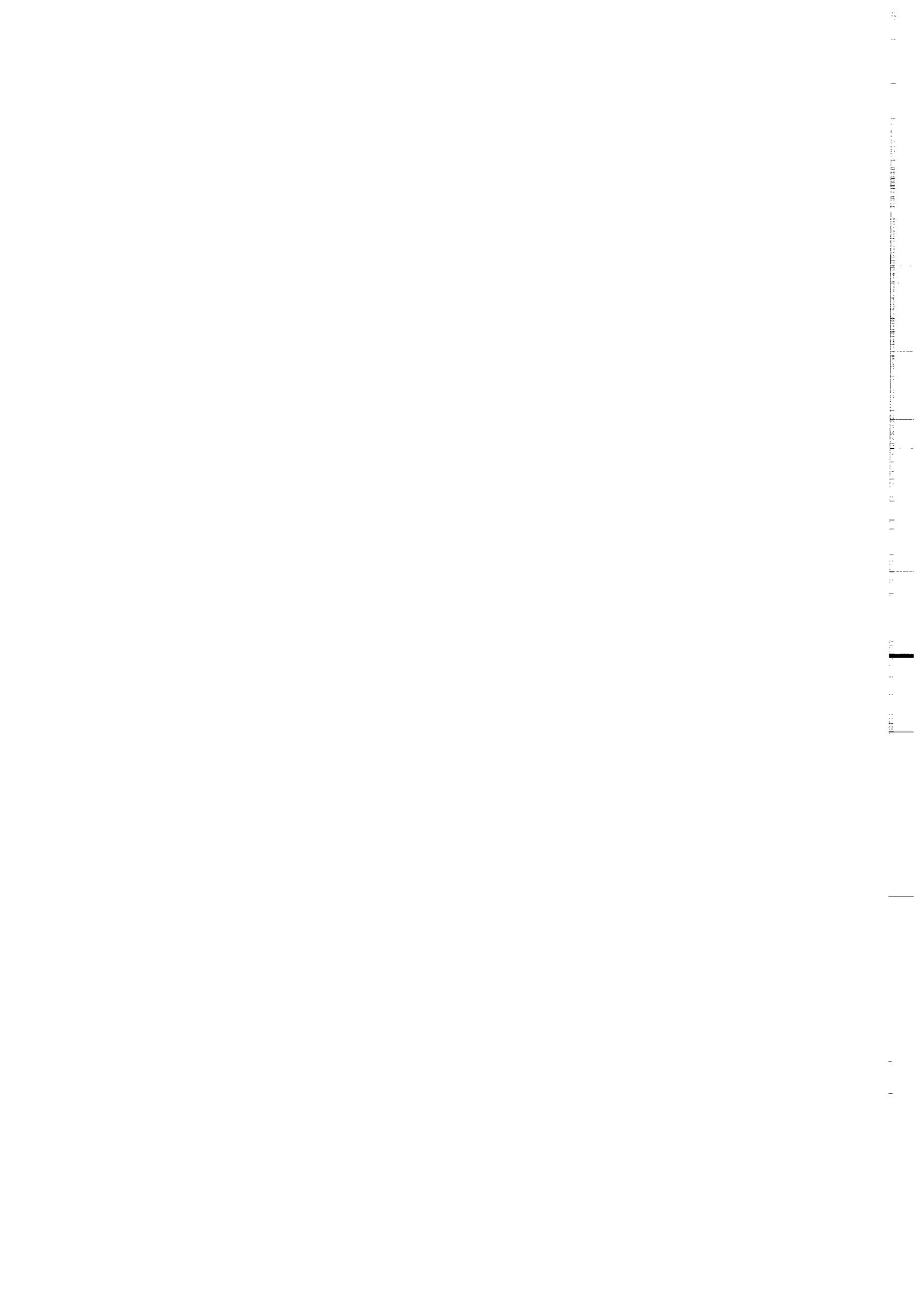
Je voudrais aussi remercier les membre du jury, et notamment, Mr Sassi, Mr Petit, dont les travaux ont été une source d'inspiration constante, et Mr Gamond, dont j'ai particulièrement apprécié la présence.

Merci à Alain et Tristan, qui m'ont aidé dans les dernières semaines à combattre les dragons du doute, lorsque, pour une tête coupée, il en repoussait trois.

Et je salue ceux et celles que j'ai cotoyés au centre de Géosciences pendant ces quatre années dont il serait vain d'essayer de rendre compte en quelques mots. Je garde de tous un souvenir affectueux.



à Genève



"Assurons nous bien du fait, avant de nous inquiéter de la cause. Il est vrai que cette méthode est bien lente pour la plupart des gens, qui courent naturellement à la cause, et passent par dessus la vérité du fait, mais enfin nous éviterons le ridicule d'avoir trouvé la cause de ce qui n'est point."

Fontenelle,
Histoire des oracles (1687)



SOMMAIRE



SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
I. UN APERÇU DU COMPORTEMENT DES DISCONTINUITÉS DANS UN MATÉRIAU PRÉFRACTURÉ SOUS CONTRAINTE	9
Introduction	11
I Principe de l'analyse théorique de la réactivation d'une discontinuité préexistante	11
I.1 Le critère de rupture de Mohr-Coulomb	12
I.2 Principe de la réactivation d'une discontinuité	15
I.3 Une estimation de la cohésion et du frottement pour les matériaux rocheux	17
I.4 Confrontation du modèle aux données expérimentales et aux observations de terrain	17
I.5 Bilan	19
II Comportement des discontinuités réactivées dans un système sous contrainte	19
II.1 Perturbation de la contrainte dans un champ de fractures	23
II.2 Evolution de la déformation dans un champ de fractures	26
III Les résultats de l'approche expérimentale du processus de l'inversion	26
Conclusion	27

**II. APPROCHE EXPÉRIMENTALE DE LA DÉFORMATION
DANS UN SYSTEME PRÉFRACTURÉ COMPLEXE
EN RÉGIME COMPRESSIF**

29

Introduction	31
I Matériaux et méthodes expérimentales	31
I.1 Le dimensionnement	31
I.2 Les propriétés mécaniques du sable	33
I.3 Principe du calcul de la déformation	36
I.4 Méthode de préfracturation des modèles expérimentaux	36
II Simulation du processus de l'inversion tectonique	38
II 1 Dispositif expérimental	38
II.2 Test du dispositif expérimental	41
II.3 Fracturation et champ de déformation dans un matériau préfracturé soumis à une compression	42
II.3.1 Initiation de l'inversion	45
<i>de 0 à 8% de raccourcissement</i>	45
<i>de 8 à 16% de raccourcissement</i>	49
II.3.2 Une inversion modérée	50
II.3.3 Une forte inversion	55
III Réactivation et propagation des structures héritées	57
IV Origine des perturbations du champ de déformation dans un système préfracturé	59
Conclusion	61

III. ÉTUDE DES MÉCANISMES DE PROPAGATION D'UNE DISCONTINUITÉ

63

Introduction	65
I Quelques données sur la propagation des failles	67
I.1 Application locale du critère de Mohr-Coulomb	67
I.2 Données expérimentales	69
I.3 Observations de terrain	71
I.4 Bilan	73
II Etude expérimentale de la propagation de discontinuités préexistantes	73
II.1 Dispositif expérimental	75
II.2 Test du dispositif	75
II.3 Evolution de la déformation dans un matériau contenant une seule discontinuité	79
II.3.1 Une discontinuité initiale parallèle à σ_1	85
II.3.2 Une discontinuité initiale à 30° de σ_1	85
II.3.3 Discussion	91
II.4 Evolution de la déformation dans un matériau contenant un relais de failles	93
II.4.1 Les modèles analytiques	93
II.4.2 Données expérimentales	95
II.4.3 Protocole expérimental	97
II.4.4 Evolution de la déformation avant fracturation	103
II.4.5 Mesure du champ de déformation associé au relais	103
<i>Principe de la méthode stéréoscopique de faux relief</i>	105
<i>Le champ de déplacement</i>	107
<i>Le champ de déformation</i>	109
II.4.6 Propagation des discontinuités et fracturation	110
II.4.7 Interprétation	117
III Discussion	120

**IV. INFLUENCE DE L'ARRANGEMENT LOCAL DES GRAINS SUR
LA LOCALISATION DE LA DÉFORMATION DANS LES
MATÉRIAUX GRANULAIRES**

123

Introduction	125
I Les matériaux	127
I.1 La localisation dans les matériaux granulaires	127
I.2 Description de l'échantillonnage	128
I.3 Relation entre composition granulométrique et distribution de l'hétérogénéité initiale	128
II Les résultats expérimentaux	137
II.1 Dispositif experimental	137
II.2 Analyse de la déformation	144
II.2.1 Un premier aperçu de la déformation finie	144
II.2.2 Acquisition des données	151
II.2.3 Le champ de déplacement	152
II.2.4 Variation de volume et évolution de la déformation	153
II.2.5 Quantification du processus de la localisation	157
II.3 Interprétation	161
II.4 Détermination des propriétés rhéologiques des assemblages granulaires	163
II.4.1 Description du capteur	163
II.4.2 Test du capteur	165
II.4.3 Les échantillons de composition bimodale	165
<i>le sable F1</i>	165
<i>le sable F2</i>	169
II.4.4 Les échantillons de composition unimodale	171
<i>le sable Fi</i>	171
<i>le sable S300</i>	171
II.5 Interprétation	172
III Discussion	175

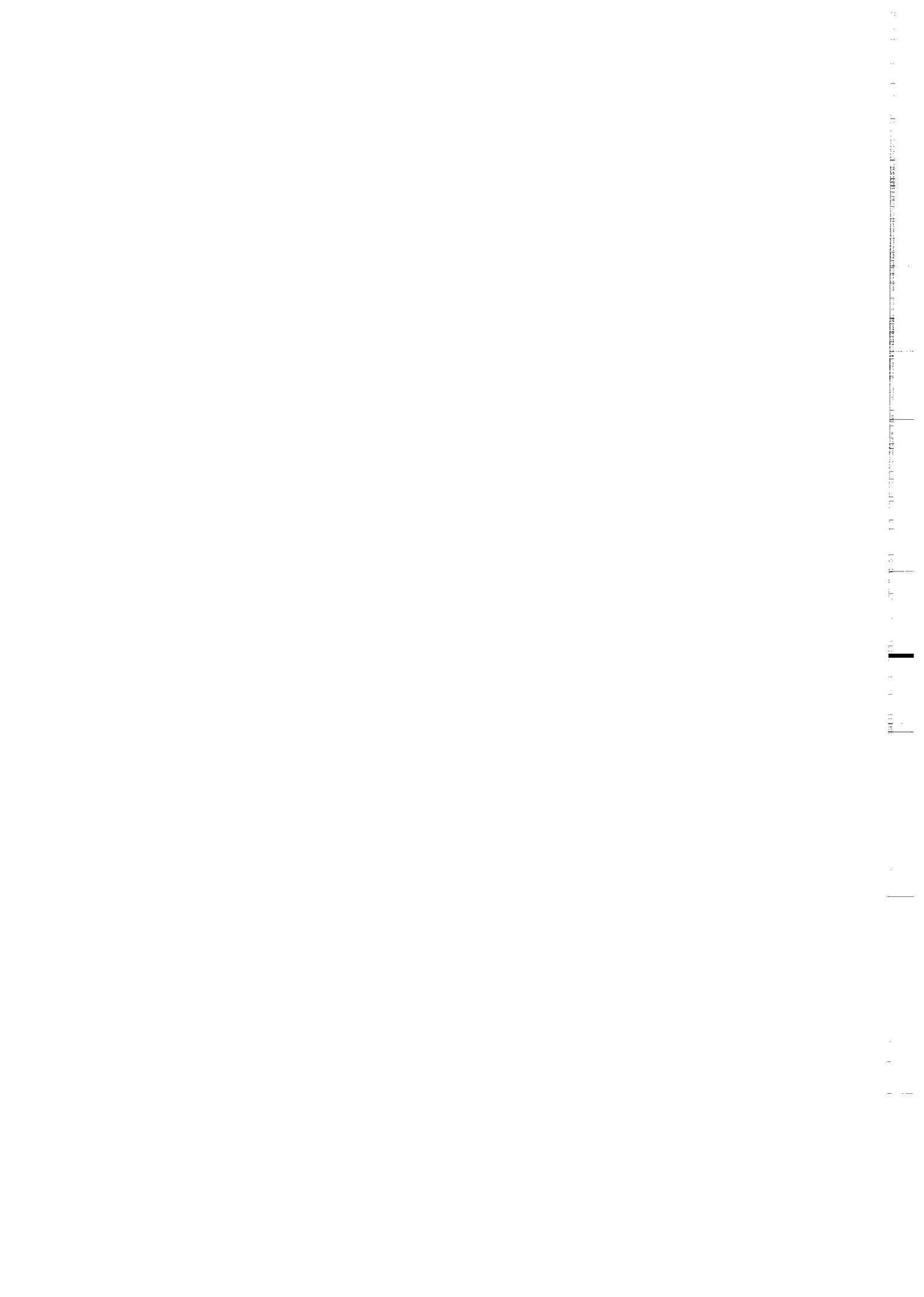
CONCLUSION

181

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

187

ANNEXE



INTRODUCTION

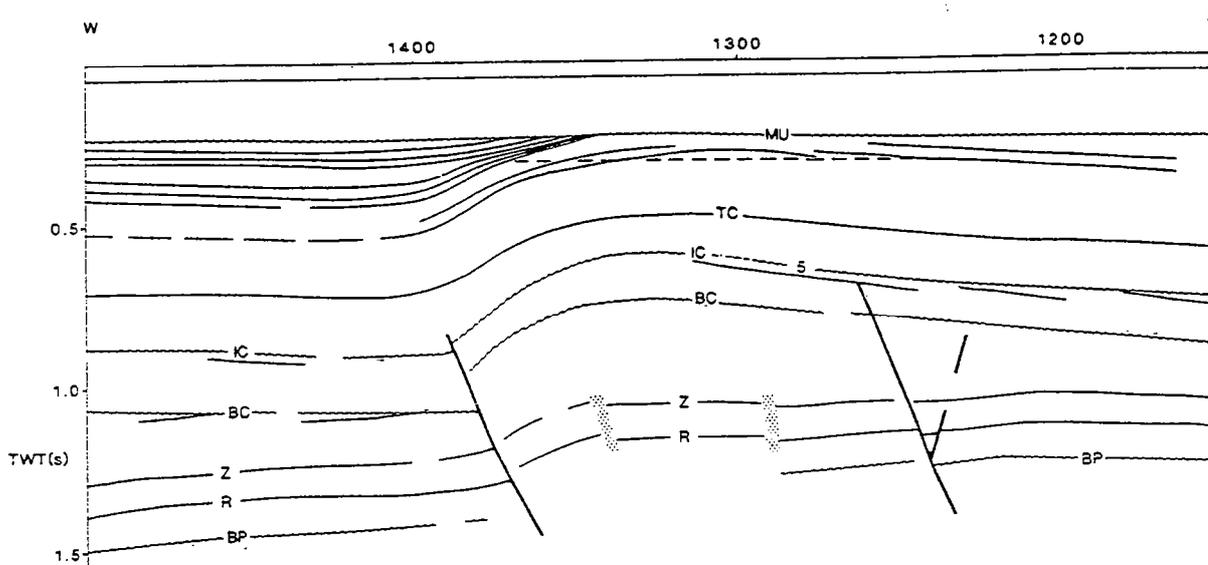
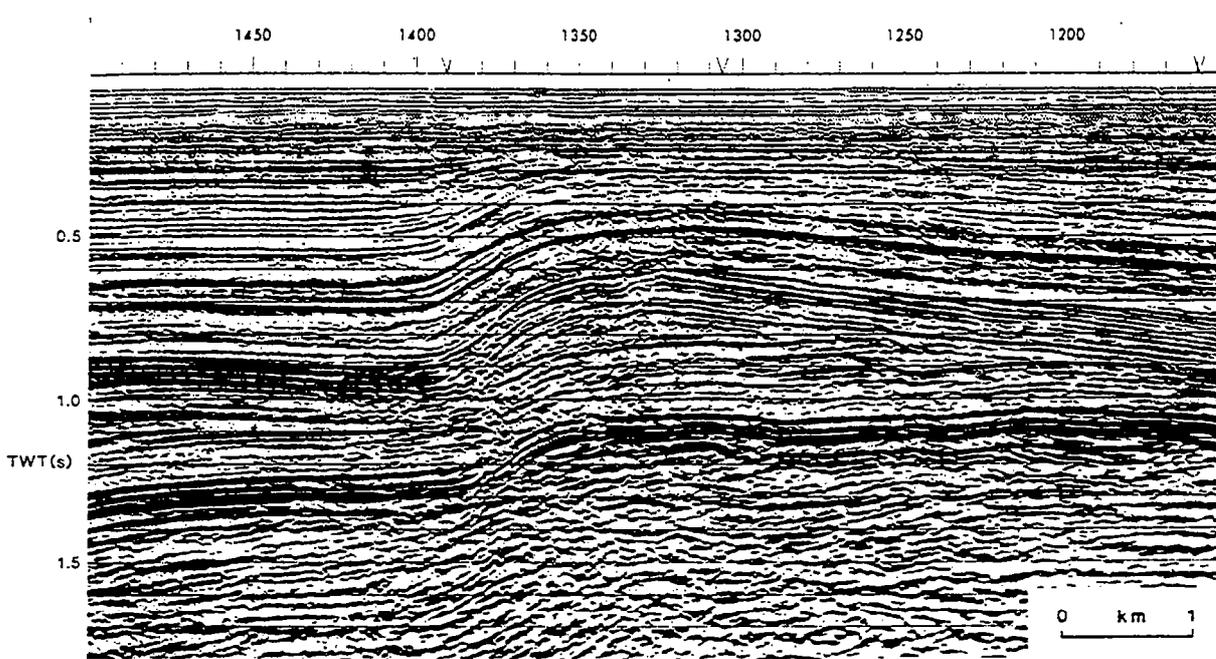


Figure 1: Un exemple typique de faille normale réactivée en faille inverse (d'après *Badley et al*, 1989). La réactivation de la faille (soulignée par l'inversion de la série sédimentaire de part et d'autre de la structure) est accompagné d'une déformation plicative de forte amplitude.

Introduction

L'étude des mécanismes de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires constitue le point de départ de ce travail. La notion d'inversion tectonique, dont *Ziegler* (1975 a et b, 1982, 1987, 1989) a été un des principaux artisans, est née de l'observation de structures typiquement compressives dans l'ensemble des bassins secondaires de la plate-forme Européenne, dont la formation, dans un contexte d'extension apparemment éloigné de tout orogène était difficilement explicable.

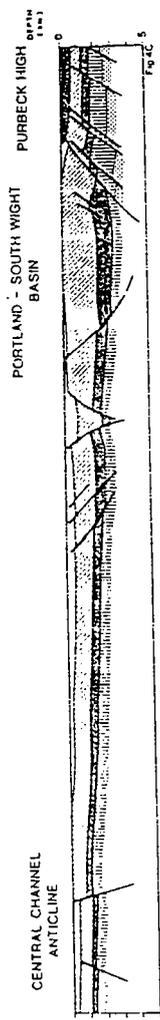
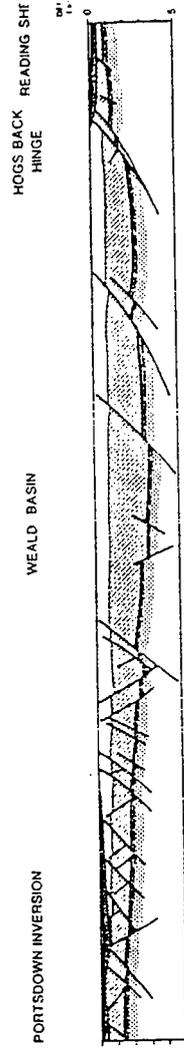
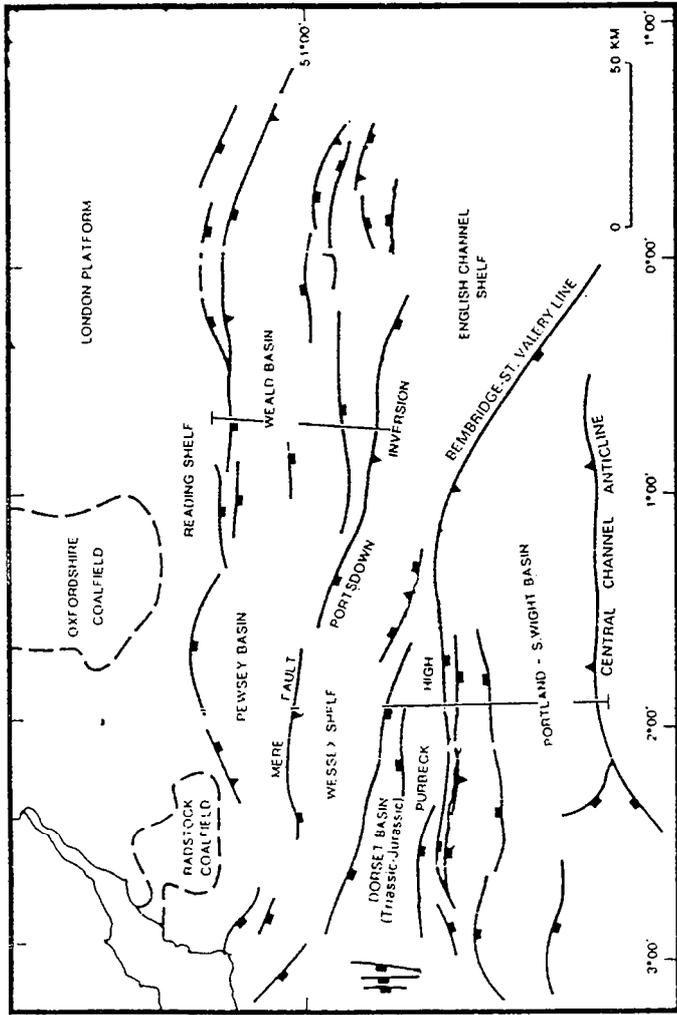
Ziegler (1975) a proposé que le développement de ces structures pouvait être relié à la collision entre les continents Afrique et Europe dont l'affrontement, qui débute au Crétacé supérieur, pourrait engendrer dans les deux plaques continentales les contraintes compressives à l'origine de l'inversion. Trois arguments soutiennent cette hypothèse:

- l'inversion est synchrone en première approximation dans l'ensemble des bassins de la plate forme Européenne;
- elle est contemporaine de l'orogénèse Alpine au sens large;
- les directions principales de déformation, déterminées à partir de l'observation des structures compressives à l'intérieur des bassins sont compatibles avec la direction de convergence (globalement Nord-Sud) entre les deux plaques continentales déterminée par exemple par *Bergerat* (1987) ou *Letouzey* (1987).

La transmission des contraintes nécessaires au développement d'une déformation intra-plaque (certains bassins sont situés à plus de mille kilomètres du front de collision) est mécaniquement possible et l'on conçoit aisément que la déformation se localise préférentiellement dans les bassins qui constituent des zones de moindre résistance de la croûte.

Il existe bien entendu plusieurs autres mécanismes susceptibles de provoquer la formation de structures compressives dans un bassin sédimentaire (*Gale*, 1980; *Dewey*, 1989, pour une revue), mais ils ne peuvent rendre compte du caractère généralisé de la déformation liée à l'inversion.

Les reconstitutions de l'évolution géodynamique des bassins de la plate-forme Européenne (*Betz et al*, 1987, *Lake et Karner*, 1987; *Tucker et Arter*, 1987; etc ...) confirment les grands traits du modèle géodynamique de l'inversion. L'inversion telle que définie par *Ziegler* (1987, 1989 in *Cooper et al*, 1989), implique un changement régional du régime des contraintes et donc une déformation à



1	Tertiary
2	Upper Cretaceous
3	Lower Cretaceous
4	Jurassic
5	Triassic
6	Permian
7	Paleozoic

Figure 2: a) carte structurale simplifiée du Bassin du Wessex (Manche Centrale) (d'après Simpson et al, 1989). b) Coupe interprétative du sous-bassin du Portland-South Whigt. La faille bordière, à laquelle est associé un anticlinal étroit de forte amplitude, est fortement réactivée. c) Coupe interprétative du sous-bassin du Weald. L'inversion est caractérisée par un anticlinal de grande longueur d'onde et de faible amplitude.

0 5 KM
NO VERTICAL EXAGGERATION

grande échelle. C'est cette définition que nous conserverons, bien que le terme d'inversion puisse être quelquefois appliqué à d'autres processus (voir la discussion de *Cooper et al*, 1989).

Seules les caractéristiques géométriques de la déformation liées à l'inversion ont été examinées avec attention, jusqu'à présent (*Bally*, 1984; *Williams et al*, 1988, 1989). L'aspect mécanique de l'inversion demeure encore peu étudié.

L'inversion constitue pourtant un phénomène tectonique bien particulier puisque qu'elle affecte *par définition* un domaine déjà fortement structuré. Un bassin sédimentaire contient en effet un réseau de fractures dont la formation peut être le résultat d'une succession d'épisodes tectoniques et dont la géométrie peut être en fin de compte fort complexe. Par exemple, l'inversion en Manche Centrale affecte un bassin sédimentaire méso-cénozoïque qui s'est mis en place sur un substratum où se sont succédées les orogènes Cadomienne et Hercynienne (*Stoneley*, 1982; *Lake et Karner*, 1987).

La réactivation des failles normales en failles inverses constitue l'une des manifestations les plus spectaculaires de la participation des discontinuités préexistantes au cours de l'inversion (**figure 1**). Le contrôle exercé par les structures héritées sur l'évolution de la déformation est-il seulement local ou l'héritage structural influence-t-il la déformation à grande échelle? Cette question n'est que très rarement discutée (l'étude de *Cartwright* (1989) sur le Danish Central Graben en Mer du Nord est un des rares exemples à notre connaissance) et l'influence de l'héritage structural sur l'évolution de la déformation à l'échelle d'un bassin demeure pour le moment très largement spéculative, bien qu'elle soit de plus en plus fréquemment évoquée pour rendre compte des structures de l'inversion.

Simpson et al (1989) décrivent des variations du style de la déformation associée à l'inversion dans le bassin du Wessex en Manche Centrale. Dans la partie ouest (sous-bassin De Portland-South Wight), le raccourcissement est accommodé par une réactivation importante des structures préexistantes et la formation d'anticlinaux étroits localisés à proximité des failles héritées. Dans la partie est (sous-bassin du Weald), le raccourcissement est accommodé par un large anticlinal qui affecte tout le bassin. Les failles normales bordant le sous-bassin n'ont été que peu réactivées (**figure 2**). *Simpson et al* (1989) attribuent les variations du style de l'inversion entre les deux sous-bassins à des différences de la géométrie des failles de socles et soulignent que les relations entre héritage structural et raccourcissement ne sont pas identifiées. *Tucker et Arter* (1987) évoquent des variations importantes de la

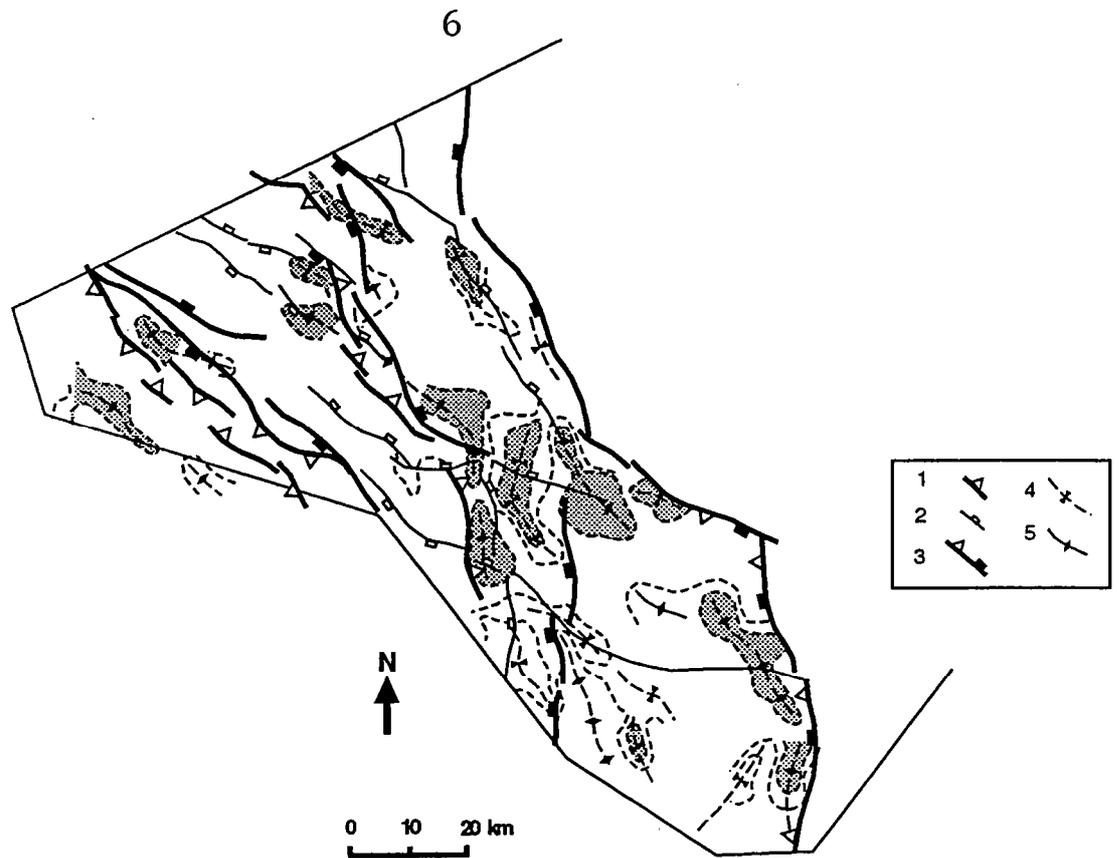


Figure 3: carte structurale simplifiée du Danish Central Basin (d'après Cartwright (1989). 1) failles normales majeures. 2) failles inverses juvéniles. 3) failles normales réactivées. 4) axes synclinaux. 5) axes anticlinaux

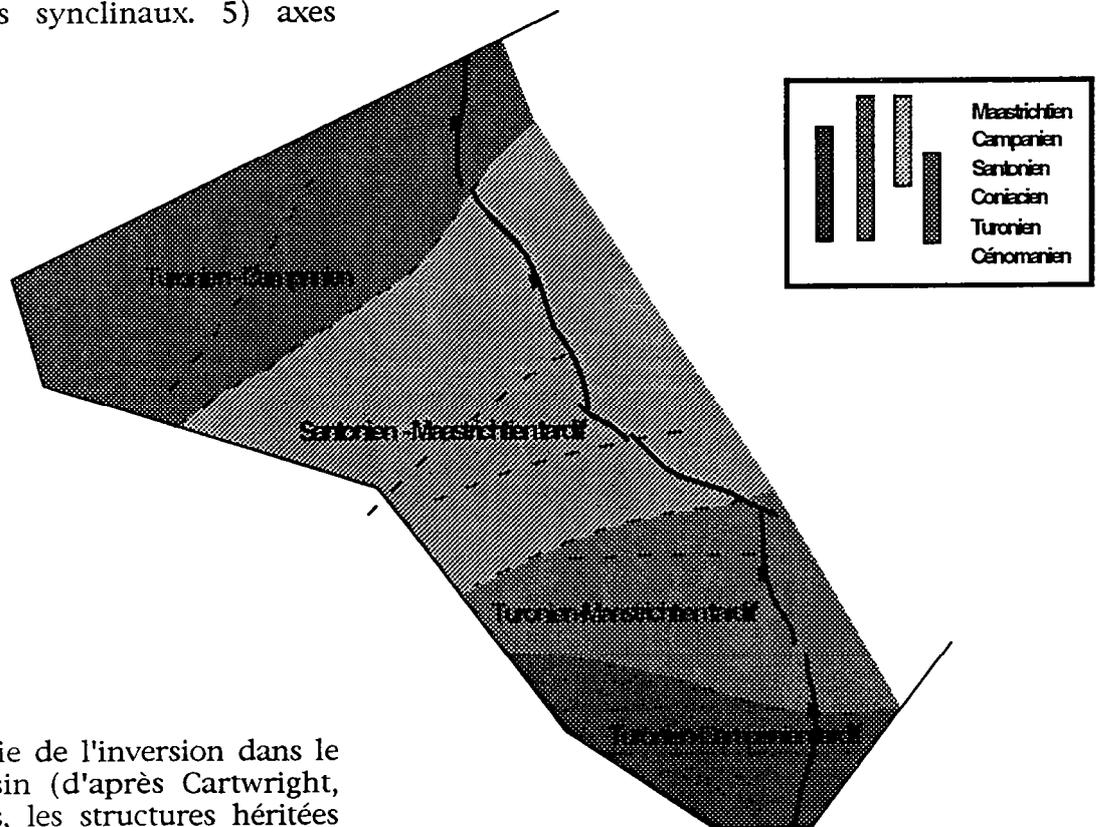


Figure 4: chronologie de l'inversion dans le Central Danish Basin (d'après Cartwright, 1989). En pointillés, les structures héritées du socle.

quantité locale de raccourcissement dans le bassin de Cardigan Bay (mer Celtique). *Cartwright* (1989), dans une étude très détaillée de l'inversion fini-Crétacé du Danish Central Graben en Mer du Nord, décrit des variations locales importantes des directions de raccourcissement qui sont le plus souvent incompatibles avec les directions de déformation généralement admises pour cette époque. Il montre que la déformation est fortement hétérogène à l'échelle du bassin (**figure 3**) et que la déformation n'affecte pas de façon synchrone l'ensemble du Danish Central Graben (**figure 4**). Il attribue ces variations au contrôle exercé par un ensemble de structures héritées qui découpent le socle en compartiments indépendants. Le déplacement relatif de ces blocs (qu'il relie aux effets conjugués de la collision Alpine et de l'ouverture de l'Atlantique Nord) induisent une forte variation des directions et de l'intensité de la déformation à l'échelle du bassin.

A l'échelle du champ de failles, *Letouzey* (1988), *Letouzey et al* (1991) remarquent par exemple que toutes les structures préexistantes correctement orientées par rapport à la direction de raccourcissement ne sont pas réactivées. *Huyghe* (1992) décrit dans le Broad Forteen Basin des directions de réactivation apparemment incompatibles avec la direction de convergence Afrique-Europe.

Nous avons développé au cours de ce travail une approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés pour essayer de préciser l'influence de l'héritage structural sur la déformation associée à l'inversion d'un bassin.

Le mémoire s'organise en quatre chapitres qui concernent chacun un aspect différent de la déformation dans les matériaux préfracturés.

Nous rappelons dans le chapitre I le principe de l'analyse théorique de la réactivation des failles et les données disponibles concernant le comportement des discontinuités dans un matériau sous contrainte.

Nous présentons dans le chapitre II les résultats de quelques expériences analogiques d'inversion de bassin. Nous reproduisons à l'échelle du modèle les principales caractéristiques de l'inversion et montrons que l'héritage structural influence fortement l'évolution de la déformation dans un système préfracturé. Ces expériences permettent d'identifier les problèmes de la déformation dans un système préfracturé et de définir quelques questions plus spécifiques que nous développons dans les chapitres suivants.

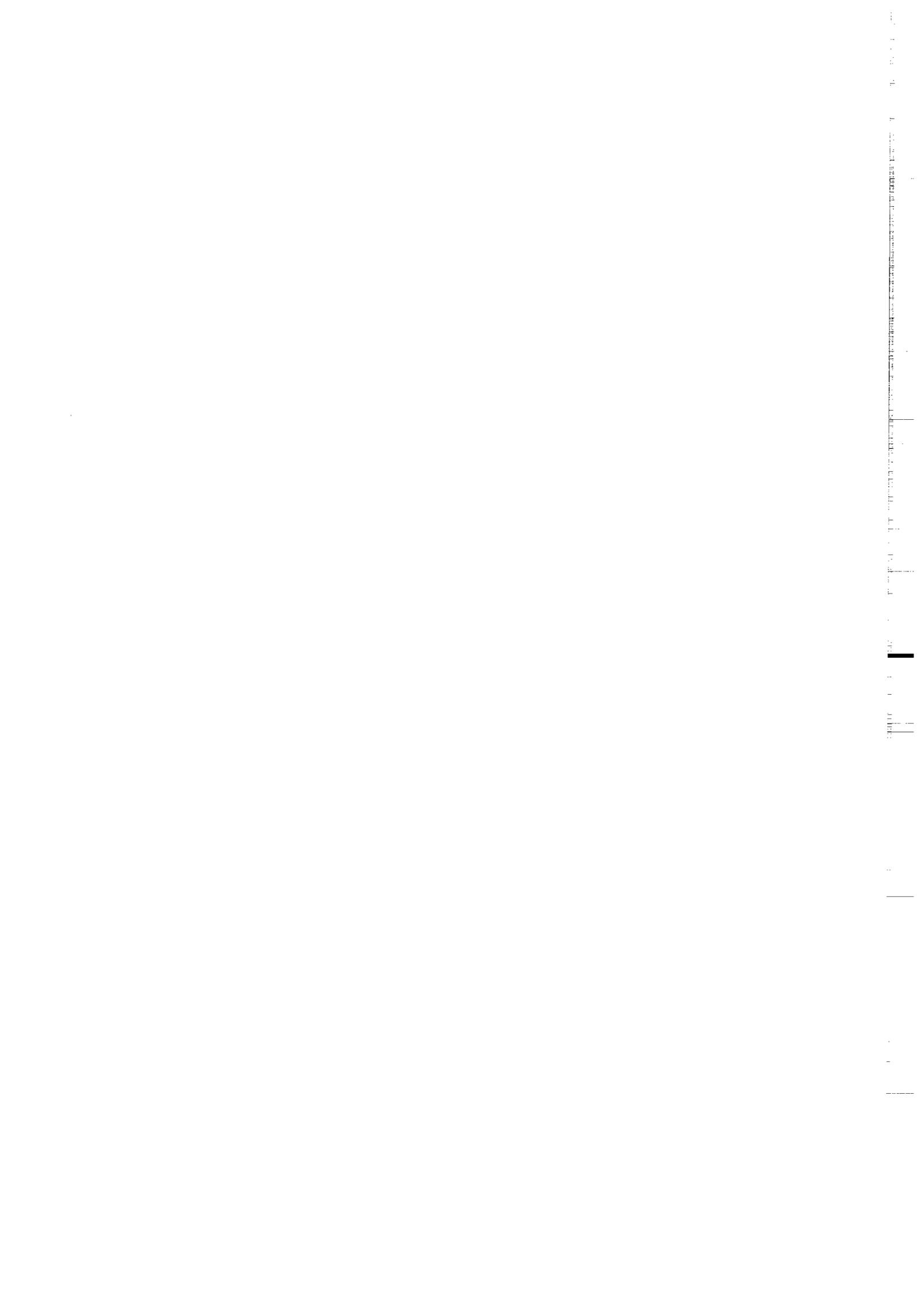
Dans le chapitre III, nous avons essayé de définir à partir de quelques expériences simples, les paramètres qui contrôlent la

croissance des fractures dans un matériau sous contrainte. Nous montrons que le critère de rupture de Mohr-Coulomb, qui relie les directions de la contrainte cisailante aux directions potentielles de la fracturation ne permet pas de rendre compte de nos observations. La caractérisation de l'évolution des champs de déplacement et de déformation nous conduisent à proposer de nouvelles hypothèses concernant les conditions de propagation des discontinuités héritées.

Le chapitre IV est consacré à l'étude de l'influence des variations des propriétés mécaniques locales sur les propriétés rhéologiques des matériaux granulaires. Nous montrons que l'évolution de la déformation vers un mode localisé dépend du désordre d'empilement des grains dans l'assemblage granulaire, désordre qui détermine les caractéristiques mécaniques locales du matériau. Ces résultats fournissent de nouvelles informations sur le processus de la localisation de la déformation et ses relations avec l'hétérogénéité des propriétés mécaniques locales.

CHAPITRE I

UN APERÇU DU COMPORTEMENT DES DISCONTINUITÉS DANS UN MATÉRIAU PRÉFRACTURÉ SOUS CONTRAINTE



Introduction

Tous les exemples d'inversion décrits dans la littérature soulignent l'importance des discontinuités héritées dans l'accommodation du raccourcissement. Pour qui s'intéresse aux mécanismes de la déformation pendant l'inversion, deux questions viennent naturellement à l'esprit:

- Dans quelles conditions les failles préexistantes peuvent-elles être réactivées? De nombreux travaux ont été consacrés à ce problème, qui constitue le fondement de l'étude de la déformation dans les milieux préfracturés. Nous rappellerons donc dans une première partie les principes de l'analyse théorique de la réactivation des failles.

- Lorsque les conditions nécessaires à la réactivation des structures héritées sont atteintes, de quelle façon les discontinuités préexistantes participent-elles à l'évolution de la déformation? En d'autres termes, quelle est la cinématique de la déformation dans un matériau qui contient des discontinuités susceptibles d'être réactivées? Les structures que nous observons actuellement dans les bassins inversés, appartiennent en effet à un champ de déformation finie, qui résulte nécessairement d'une évolution progressive de la déformation. Assez curieusement, le comportement des discontinuités réactivées et leur rôle dans l'évolution de la déformation ne sont que rarement évoqués dans l'analyse de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. L'influence des discontinuités sur le comportement des matériaux est pourtant bien connue en mécanique du solide et de nombreux résultats, dont nous présenterons dans une seconde partie les principaux éléments, peuvent fort bien s'appliquer au problème spécifique de l'inversion.

I Principe de l'analyse théorique de la réactivation d'une discontinuité préexistante

On peut considérer simplement que la déformation dans un système préfracturé est le résultat d'une compétition entre la réactivation des discontinuités préexistantes et la formation de structures juvéniles. Dans les milieux à comportement Coulombien, la réactivation est obtenue lorsque les contraintes cisailantes nécessaires pour vaincre le frottement sur le plan de fracture sont inférieures aux contraintes nécessaires à la rupture de l'échantillon.

Ces conditions sont déterminées à partir du critère de rupture de Mohr-Coulomb adapté aux matériaux contenant un plan de glissement potentiel, dont nous allons décrire le principe.

I.1 Le critère de rupture de Mohr-Coulomb

La rupture dans les matériaux fragiles homogènes est classiquement décrite par le critère de Mohr-Coulomb. Dans un solide soumis à un chargement biaxial, la contrainte moyenne en tout point du solide est égale à:

$$\sigma = \frac{(\sigma_1 + \sigma_2)}{2} \quad \tau = \frac{(\sigma_1 - \sigma_2)}{2} \sin 2\theta$$

La composante normale des contraintes appliquées sur un plan quelconque, orienté d'un angle θ par rapport à la contrainte σ_1 est décrite par l'équation:

$$\sigma_n = \frac{(\sigma_1 + \sigma_2)}{2} + \frac{(\sigma_1 - \sigma_2)}{2} \cos 2\theta$$

et la résultante cisailante par l'équation:

$$\tau = \frac{(\sigma_1 - \sigma_2)}{2} \sin 2\theta$$

Byerlee (1968, 1978) a montré que la résistance des matériaux fragiles pouvait être décrite dans le plan (σ_n, τ) par la relation linéaire $\tau = C + \sigma_n \tan \phi$ qui définit une enveloppe de rupture. C est la cohésion, ϕ l'angle de friction du matériau et σ_n la contrainte normale.

La fracturation a lieu lorsque la résultante cisailante τ atteint la valeur limite de résistance du matériau. On montre facilement que dans un plan cette condition est obtenue pour deux directions orientées à $\theta = \pi/4 \pm \phi/2$ de la direction de la contrainte σ_1 (*Jaeger et Cook*, 1969), qui définissent les lignes potentielles de rupture dans l'échantillon.

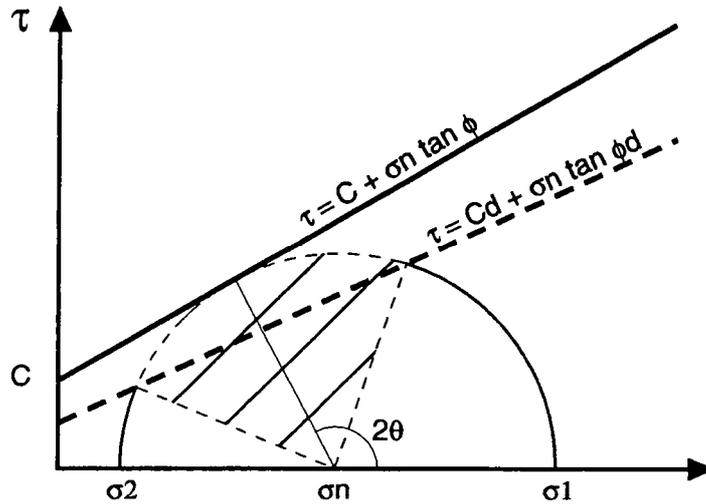


Figure 1: Principe de l'analyse théorique de la réactivation d'une structure héritée en 2D. Les résultantes normale et tangentielle des contraintes σ_1 et σ_2 dans une direction θ quelconque du plan sont déterminées sur le cercle de Mohr. La courbe en trait plein, d'équation $\tau = C + \sigma \tan \phi$, représente l'enveloppe de rupture pour le matériau homogène. La courbe en tireté représente l'enveloppe de glissement sur la discontinuité préexistante. En hachures, le domaine d'orientation du plan pour lesquelles les conditions de glissement sur le plan hérité sont atteintes avant la rupture du matériau.

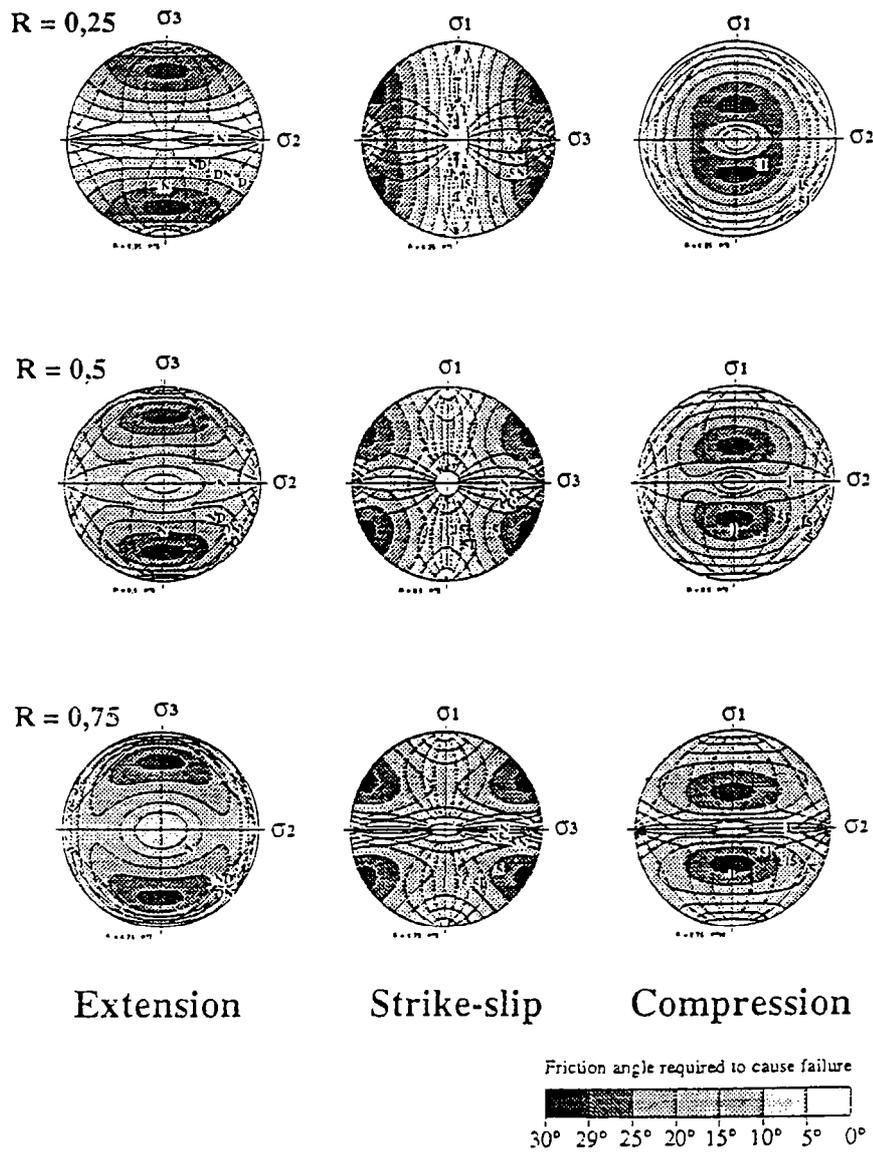


Figure 2: champ de réactivation potentielle en extension, décrochement et compression pour différents rapports de forme de l'ellipsoïde de la contrainte (d'après Sassi et al, 1993).

I.2 Principe de la réactivation d'une discontinuité.

La résistance ultime sur une discontinuité peut de la même façon être décrite dans le plan (σ_n, τ) par une droite d'équation:

$$\tau = C_d + \sigma_n \tan \phi_d$$

où C_d et ϕ_d sont respectivement la cohésion et l'angle de frottement sur le plan de discontinuité. Une expression plus générale $\tau = C_d + \sigma_n \tan \phi_d - P_f$ permet de prendre en compte l'influence de la pression de fluides (*Sibson 1985, Jaeger et Cook 1969*).

Il est généralement admis que, sur le plan de discontinuité, la cohésion et l'angle de friction sont plus faibles que dans le matériau homogène (*Etheridge, 1986; Sibson, 1985; Gillcrist et al, 1987*). On montre, à partir du diagramme de Mohr, que dans ces conditions, pour une direction de contrainte σ_1 donnée, il existe un domaine d'orientations dans lequel la contrainte cisailante nécessaire à la réactivation d'une structure préexistante est inférieure à la contrainte cisailante nécessaire à la rupture du matériau (**figure 1**). L'analyse de la réactivation revient donc en fait à définir les conditions de stabilité de deux blocs rigides séparés par un plan de discontinuité avec frottement.

Handin (1969), Célérier (1988), Ranalli et Yin (1990), Yin et Ranalli (1992) précisent qu'en trois dimensions, le domaine d'orientation et de pendage pour lequel une structure est susceptible d'être réactivée, dépend de la position de la composante intermédiaire σ_2 du tenseur des contraintes (qui définit le régime de la déformation) et du rapport de forme R de l'ellipsoïde de contrainte défini par:

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad \text{avec } \sigma_3 < \sigma_2 < \sigma_1 \text{ (figure 2).}$$

Les bornes du domaine de réactivation dépendent bien entendu des estimations des paramètres cohésion et friction qui décrivent les enveloppes de rupture respectivement pour le matériau homogène et pour la faille.

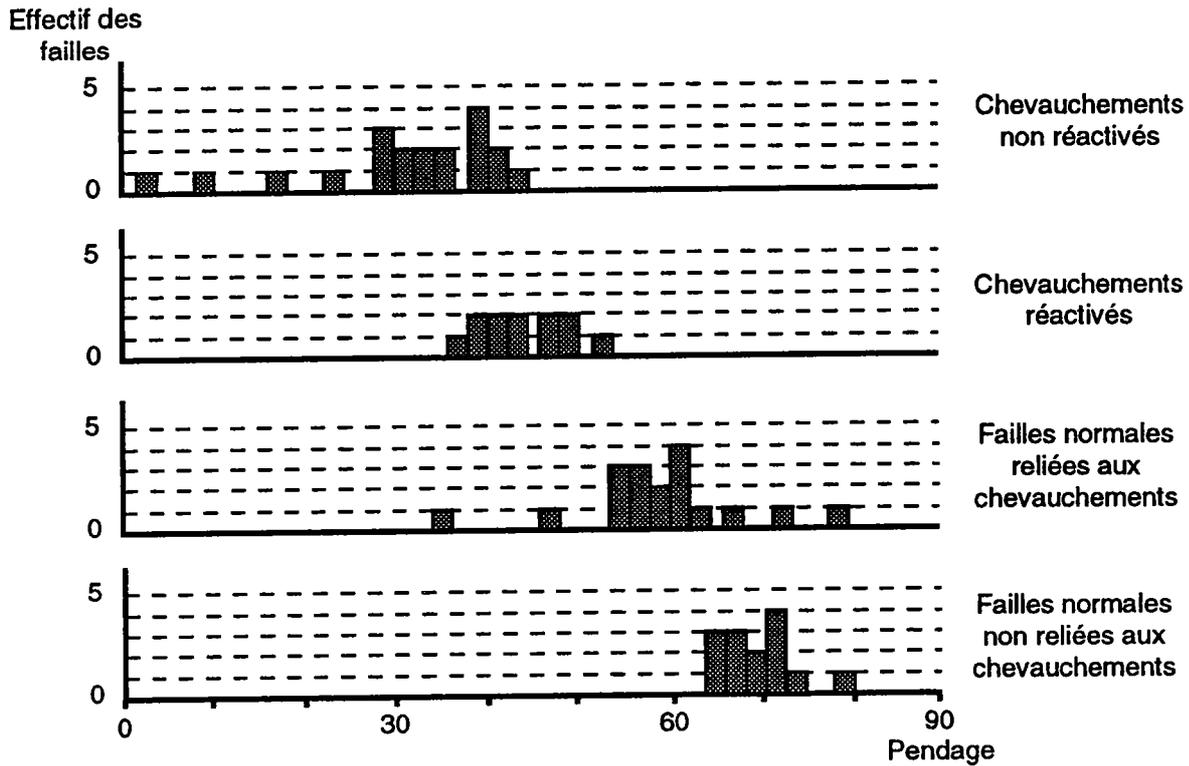


Figure 3: vérification du critère de Mohr-Coulomb appliqué aux matériaux anisotropes, d'après une étude expérimentale de l'inversion négative réalisée par Krantz (1991 a). Seuls les chevauchements qui ont un pendage moyen supérieur à 30° ont été réactivés en faille normale, conformément aux prévisions du modèle de Mohr-Coulomb.

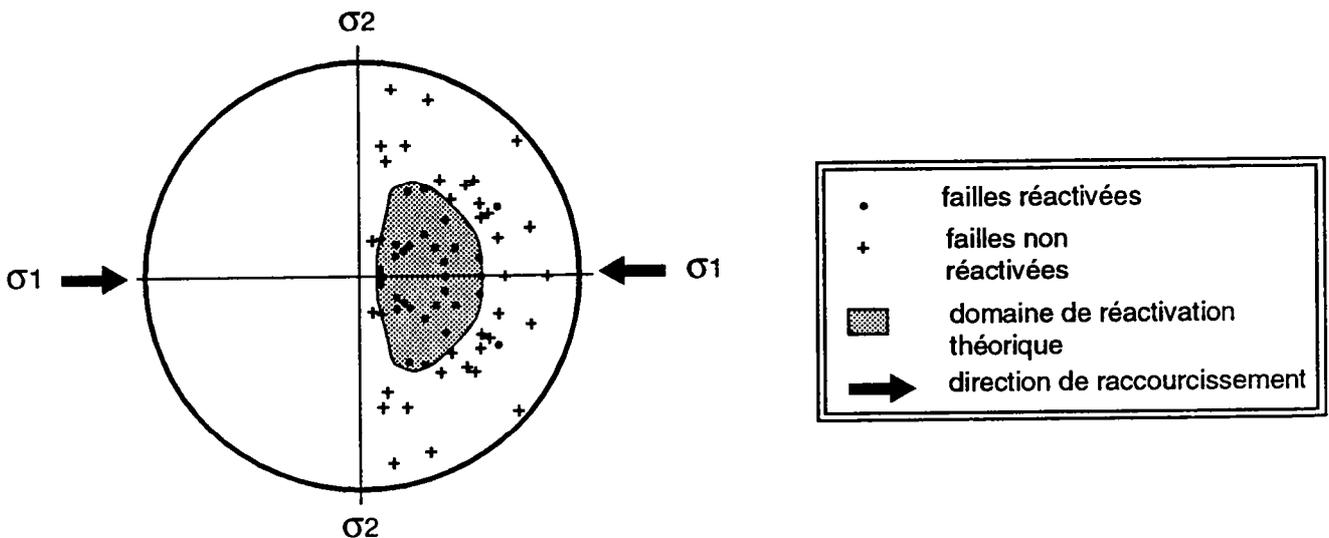


Figure 4: résultats des expériences de réactivation de discontinuités préexistantes obtenus par Sassi et al (1993). Projection des pôles des plans de failles dans un stéréogramme de Schmidt, hémisphère inférieure. En grisé, le domaine d'orientation et de pendage pour lequel les structures préexistantes sont réactivées. Ce domaine correspond à un angle de frottement du matériau égal à 30°, un angle de frottement sur les failles de 25° et un rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes égal à 0.4.

I.3 Une estimation de la cohésion et du frottement pour les matériaux rocheux

Un nombre considérable de travaux a été consacré à la détermination des valeurs de la cohésion et de l'angle de frottement pour les matériaux homogènes dans différentes conditions de pression, de température et de pression fluide (voir par exemple *Byerlee* 1967 a, b, 1968, 1978; *Handin*, 1969; *Summers et Byerlee*, 1977; *Lafountain et Dunn*, 1974; *Ohnaka*, 1975). On admet généralement que l'angle de frottement est indépendant de la nature du matériau (*Byerlee*, 1978; *Onakha* 1975), et de la contrainte de confinement appliquée aux limites (*Byerlee*, 1978). Il est compris entre 30 et 40 degrés pour la plupart des roches (*Paterson*, 1978).

Les mesures des propriétés mécaniques sur le plan des discontinuités préexistantes sont beaucoup moins nombreuses. Il est généralement admis que la cohésion sur une faille est nulle ou négligeable (*Etheridge*, 1986), ce qui est une hypothèse raisonnable en première approximation puisqu'une faille est au sens strict une discontinuité. La valeur du coefficient de friction sur le plan de faille va dépendre de la rugosité du plan de glissement (*Byerlee*, 1967; *Jaeger et Cook*, 1969) qui peut évoluer avec la déformation, de l'état d'altération (une accumulation d'argile diminuera par exemple la friction sur le plan de discontinuité; une minéralisation du plan de faille provoquera au contraire l'augmentation du frottement), de la présence ou de l'absence de fluides (*Sibson*, 1985) etc. L'incertitude sur les valeurs des paramètres angle de friction et cohésion constitue d'ailleurs l'une des difficultés de l'application pratique du critère à l'analyse de la réactivation.

I.4 Confrontation du modèle aux données expérimentales et aux observations de terrain

Letouzey (1988), *Gillcrisp et al* (1987), *Letouzey et al* (1991) montrent que le modèle de la réactivation peut rendre compte de la plupart des observations de terrain, lorsque la direction de raccourcissement associée à l'inversion peut être déterminée avec une précision satisfaisante. *Krantz* (1991 b), *Letouzey et al* (1991), *Sassi et al* (1993), ont d'autre part vérifié la validité du critère de Mohr-Coulomb par l'approche expérimentale où les directions de déformation finie sont cette fois parfaitement connues (**figures 3 et 4**).

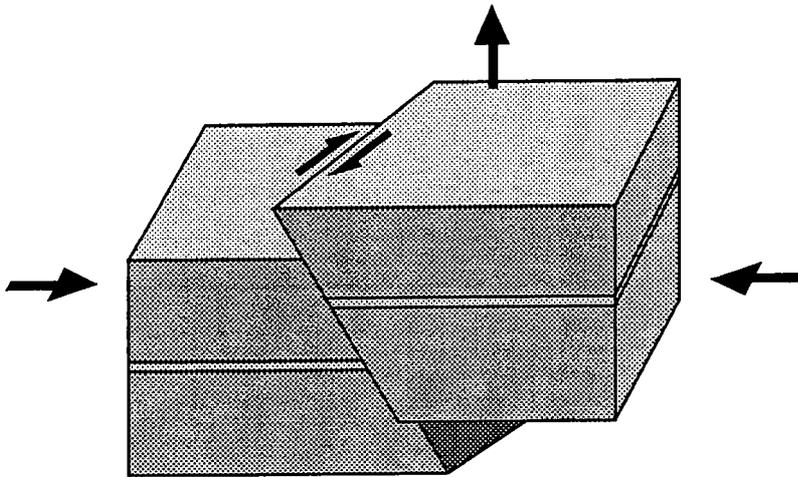


Figure 5: évolution de la déformation dans un matériau contenant une faille de taille infinie. La déformation se résume à une translation rigide des deux blocs délimités par la discontinuité préexistante.

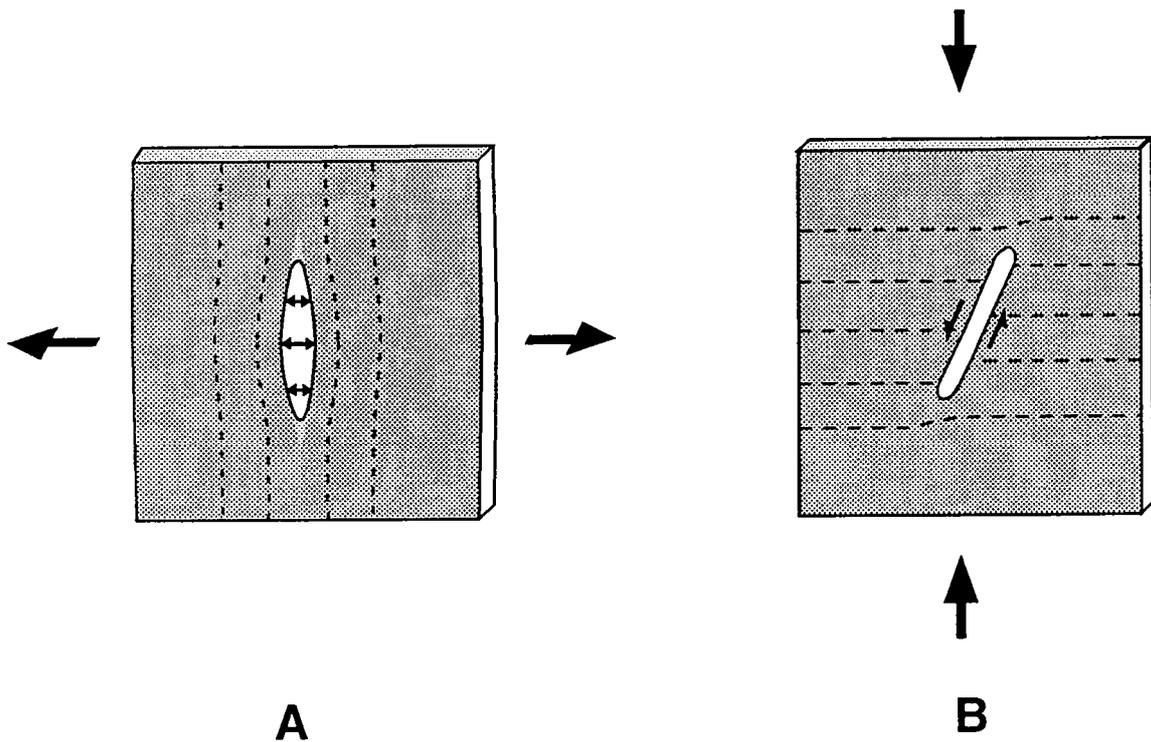


Figure 6: Illustration de l'influence d'une discontinuité de taille finie, sollicitée A) en traction, B) en cisaillement, sur le champ de déformation dans un matériau homogène.

Pour les valeurs admises de l'angle de frottement dans les matériaux homogènes, une faille normale a un pendage moyen de l'ordre de 60° (Anderson, 1951). La direction de la contrainte σ_1 en compression étant à peu près horizontale, il apparaît difficile d'obtenir la réactivation en faille inverse des failles normales préexistantes lorsque les directions d'extension et de compression sont confondues (Sibson, 1985). On admet généralement qu'une certaine obliquité de la direction de raccourcissement par rapport aux discontinuités préexistantes est nécessaire pour obtenir leur réactivation (Ranalli et Yin, 1990). Les résultats expérimentaux, obtenus par exemple par Richard (1989) ou Sassi et al (1993), vérifient cette proposition.

I.5 Bilan

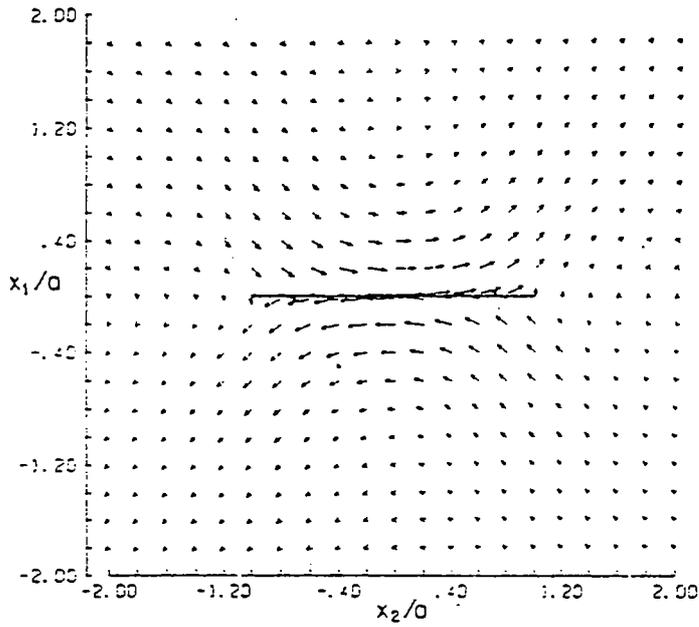
Les conditions pour lesquelles une faille préexistante est susceptible de participer à la déformation dans un champ de contraintes donné sont correctement décrites par le critère de Mohr-Coulomb.

Cette analyse, qui constitue la limite actuelle de l'analyse des relations entre structures héritées et nouvelle déformation au cours de l'inversion, ne décrit cependant qu'une condition suffisante de réactivation en statique sur un plan de discontinuité infini de propriétés constantes. Il est clair que l'étude de la déformation dans un système préfracturé ne peut se réduire à résoudre l'alternative réactivation ou néoformation, (en d'autres termes, à définir les conditions du dépassement du seuil de résistance au frottement statique). Pour caractériser les conséquences de la réactivation des structures héritées sur le champ de déformation finie au cours du processus de l'inversion, il faut aussi considérer l'évolution cinématique de la fracture réactivée et son influence sur les discontinuités voisines.

II Comportement des discontinuités réactivées dans un système sous contrainte

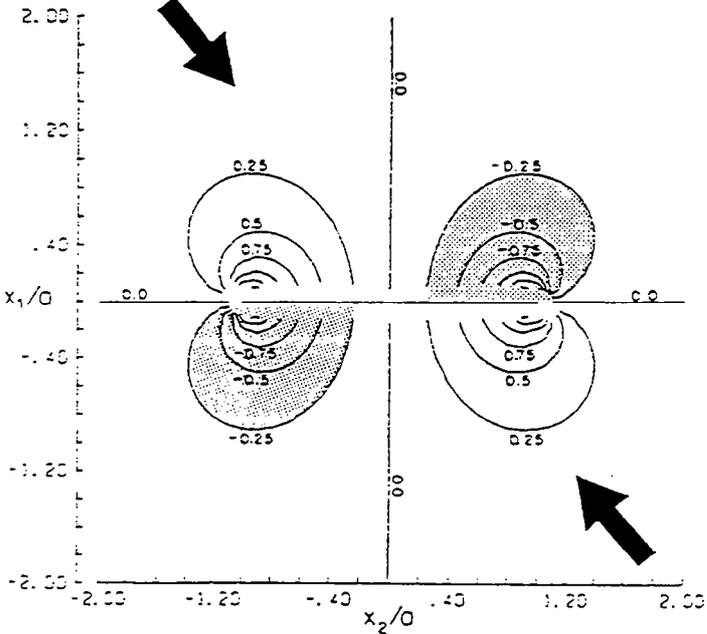
De quelle façon une faille réactivée accommode-t-elle la déformation appliquée aux limites? Le problème est simple si la discontinuité est infinie et le milieu rigide. La déformation est accommodée par une translation des deux blocs délimités par la discontinuité (figure 5). On peut cependant difficilement justifier une telle représentation pour une faille, sauf, peut-être, si elle est

σ_1 (a) 20



(b)

σ_1



(c)

σ_1

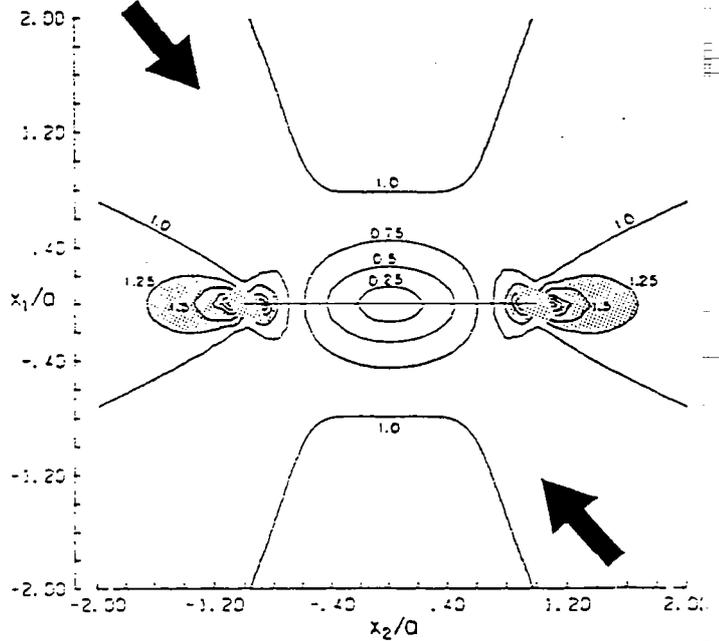


Figure 7: Un bilan des perturbations générées par la réactivation d'une discontinuité orientée à 45  de la contrainte principale σ_1 , dont le plan est sans frottement contenu dans une matrice élastique soumise à une déformation plane: a) sur le champ de déplacement b) sur le champ de contrainte moyenne, c) sur le champ de contraintes cisailantes (d'après Segall et Pollard, 1987)

très grande par rapport à la taille du système considéré. Les fractures sont en général plutôt des objets de taille finie.

Considérons maintenant une discontinuité de taille finie dans une matrice homogène sollicitée en traction, la discontinuité étant perpendiculaire à la direction d'étirement (**figure 6 a**).

1) Pour une contrainte aux limites donnée, la quantité de déplacement accommodée par la discontinuité réactivée n'est pas constante. Le déplacement est maximal au centre de la discontinuité et s'amortit progressivement jusqu'à ses extrémités (**figure 6 a**). L'apparition de ce gradient de déplacement provoque une déformation hétérogène dans la matrice, essentiellement localisée aux extrémités du défaut. La réactivation de la structure induit donc une perturbation locale du champ de déformation.

2) La quantité de déplacement que peut accommoder la discontinuité est forcément limitée. Elle dépend en première approximation de la longueur initiale du défaut, de la rigidité de la matrice et de sa résistance à la fracturation. Si la contrainte en traction exercée aux limites du système augmente, il faut envisager la propagation du défaut ou la formation d'une nouvelle structure, dont le développement s'effectuera dans un champ de déformation perturbé.

Les mêmes observations peuvent être faites pour une discontinuité initiale sollicitée en cisaillement (**figure 6 b**).

Nous avons introduit la notion de perturbation du champ de déformation d'une façon très naïve. Ces exemples montrent cependant de façon simple que la réactivation d'une discontinuité peut modifier localement les conditions de la déformation dans le matériau qui la contient. Pour comprendre les conséquences de la réactivation des structures héritées sur l'évolution de la déformation dans un système préfracturé, il nous faut donc répondre aux questions suivantes.

- Quelle est la perturbation du champ de déformation dans un système contenant un ensemble de discontinuités dont certaines au moins sont réactivées?
- Comment la perturbation du champ de déformation engendrée par la réactivation d'une ou plusieurs discontinuités peut elle influencer l'évolution de la déformation à l'échelle du système?
- Comment les discontinuités réactivées vont elles se propager?

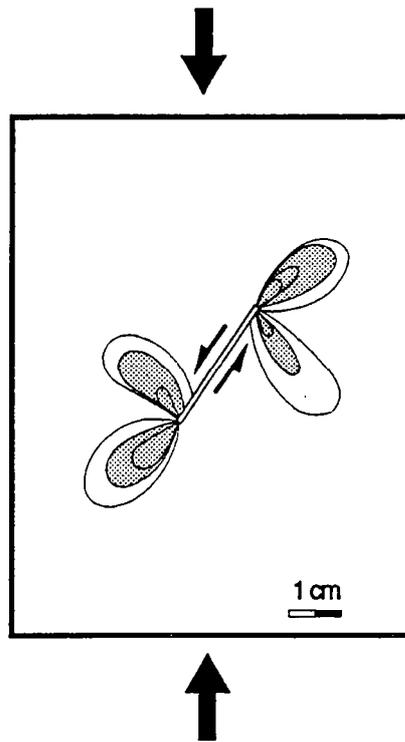


Figure 8: champ de contrainte cisillante associé à une discontinuité réactivée contenue dans une plaque de plexiglass soumise à une déformation uniaxiale (d'après Petit et Barquins, 1987). La discontinuité est orientée à 30° par rapport à la direction principale de déformation. En grisé, les zones de concentration de la contrainte cisillante. Le champ de contrainte est mis en évidence par la méthode photoélastique.

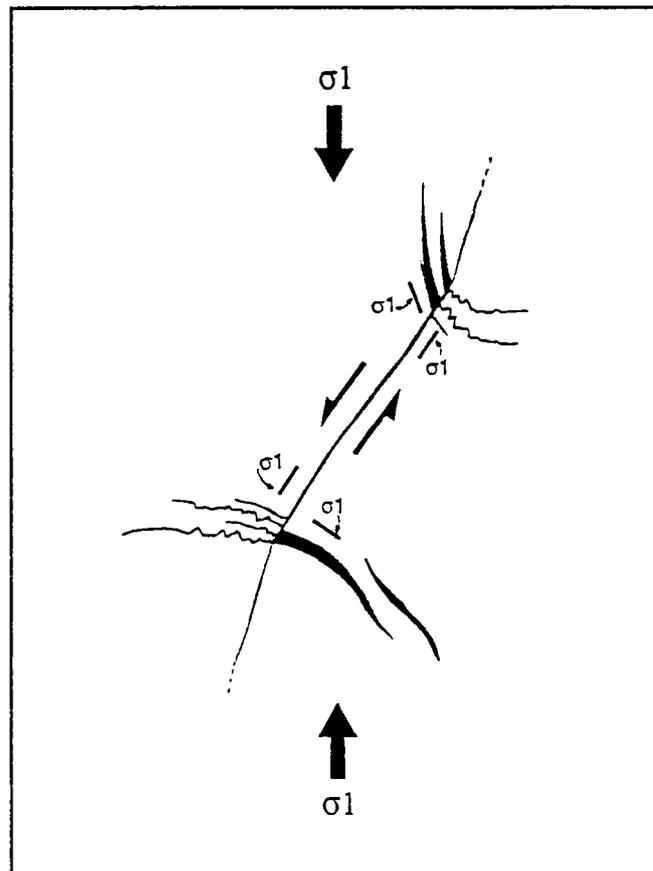


Figure 9: Distribution des fentes de tension et des joints stylolithiques autour d'un décrochement (d'après Rispoli, 1980). L'orientation et la distribution spatiale des microstructures, qui résultent de la relaxation des contraintes locales engendrées par les déplacements imposés aux limites, indiquent que la contrainte principale σ_1 a subi localement une réorientation compatible avec les résultats du calcul analytique.

II.1 Perturbation de la contrainte dans un champ de fractures

Les perturbations engendrées par l'activation d'une discontinuité unique dans une matrice élastique sont connues en déformation plane (*Griffith*, 1920, 1923; *Timoshenko et Goodier*, 1951; *Chinnery*, 1963, 1966; *Jaeger et Cook*, 1969; *Segall et Pollard*, 1987; *Maugis*, 1989). Nous avons illustré les principales conséquences de l'activation d'une discontinuité à partir des résultats obtenus par *Segall et Pollard* (1987) sur un défaut sans frottement orienté à 45° de la contrainte σ_1 (**figure 7**):

- Le déplacement, de même direction que la contrainte principale σ_1 aux bordures du système, devient progressivement parallèle à la discontinuité. Il est maximum sur la discontinuité et s'amortit rapidement à ses extrémités.
- La contrainte moyenne est modifiée à proximité de la discontinuité. Elle définit deux zones compressives (quadrants inférieur gauche et supérieur droit, sur la **figure 7**) et deux zones extensives (quadrants supérieur gauche et inférieur droit sur la **figure 7**) dans lesquelles elle est inférieure à la contrainte moyenne appliquée aux limites du système. Dans ces zones, les axes principaux de la contrainte subissent une rotation, σ_1 devenant perpendiculaire à la discontinuité dans les zones de forte contrainte moyenne et parallèle à la discontinuité dans les zones de faible contrainte moyenne.
- La contrainte cisailante est maximale aux extrémités de la discontinuité.

Ces résultats ont été vérifiés expérimentalement (**figure 8**) (voir par exemple *Barquins et al*, 1987, 1989, *Petit et Barquins*, 1988; *Bombolakis*, 1964, 1968; *Brace et Bombolakis*, 1963, *Jiefan et al*, 1990).

Ce type de perturbations a été décrit par *Rispoli* (1980, 1981) et *Xiaohan* (1983) sur des exemples naturels. La distribution et l'orientation des fentes de tension (parallèles à la contrainte σ_1 locale) et des joints stylolithiques (perpendiculaires à la direction locale de la contrainte σ_1) aux extrémités de failles décrochantes plurimétriques associées à la compression Pyrénéenne dans les calcaires du Languedoc indiquent une réorientation de la direction de σ_1 aux extrémités des discontinuités, compatible avec les résultats expérimentaux obtenus sur des matériaux élastiques et les résultats du calcul analytique (**figure 9**).

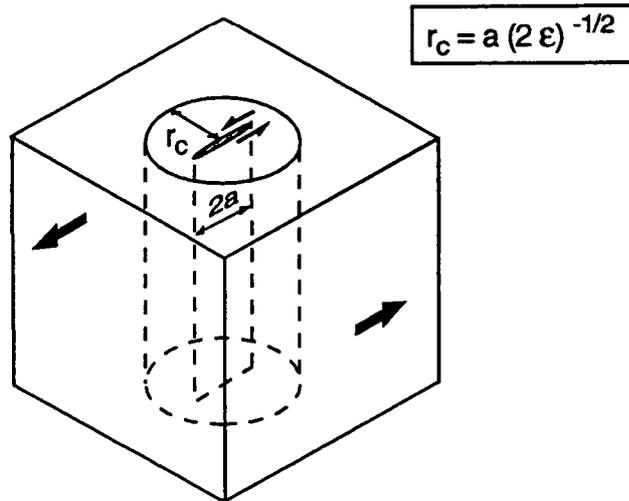


Figure 10: Détermination du volume affecté par la perturbation de contrainte engendrée par l'activation d'une discontinuité sollicitée en mode II (cisaillement), d'après Segall et Pollard (1980). Le rayon critique r_c délimite un cylindre à l'intérieur duquel deux discontinuités voisines peuvent interagir de façon significative.

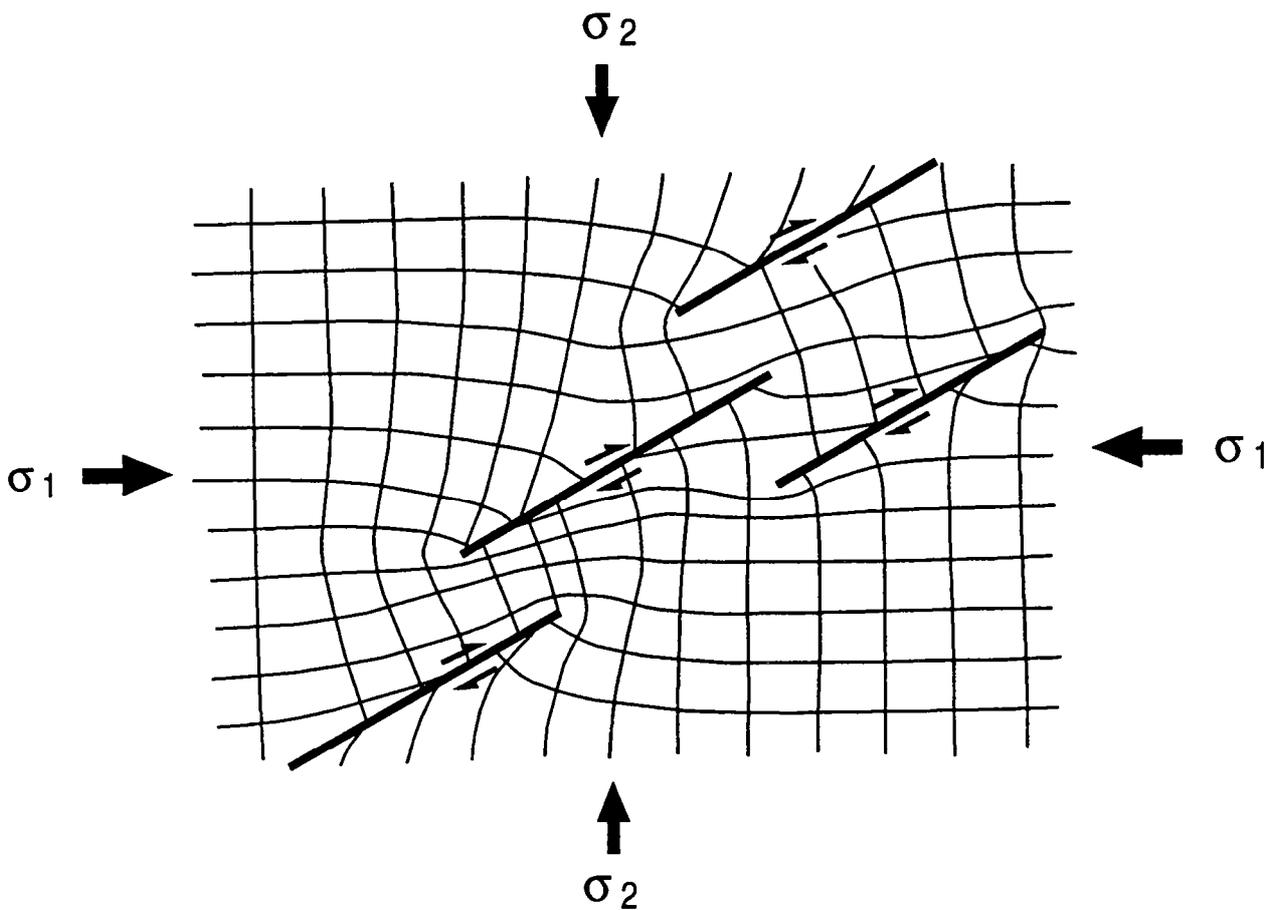


Figure 11: Illustration de la perturbation du champ de contrainte engendrée par un ensemble de discontinuités en relais dans un matériau soumis à une déformation biaxiale (simulation numérique en éléments finis, d'après Xiaohan, 1983).

Dans un matériau contenant plusieurs fractures, la caractérisation des perturbations du champ de contrainte pose une difficulté supplémentaire. *Segall et Pollard* (1980) montrent que la perturbation engendrée par une discontinuité sollicitée en cisaillement affecte un volume donné de la matrice élastique, volume qui dépend notamment de la taille de la discontinuité et du taux de déformation appliqué aux limites du système (**figure 10**). Lorsque les fractures héritées sont suffisamment proches (i.e. lorsque les domaines d'influence des discontinuités sont superposés), elles interagissent. Un exemple numérique d'interactions entre discontinuités en relais sollicitées en cisaillement est donné sur la **figure 11** (*Xiaohan*, 1983). Les perturbations du champ de contrainte peuvent donc être complexes pour un ensemble de discontinuités potentiellement actives, les caractéristiques de la perturbation dépendant de la position relative des discontinuités (voir par exemple *Aydin et Shultz*, 1991) et, à l'échelle du système, de la géométrie du réseau de fractures dans le matériau.

Segall et Pollard (1980) décrivent une solution pour deux discontinuités disposées en relais, sollicitées en cisaillement. *Pijaudier-Cabot et Berthaud* (1989) ont développé une solution analytique pour des réseaux périodiques de discontinuités en mode I dans une plaque élastique en tension, *Kachanov* (1982 a) pour des réseaux quelconques dans un système sollicité en tension.

Les données expérimentales concernant les perturbations du champ de contrainte dans un matériau contenant plusieurs discontinuités sont peu nombreuses, à notre connaissance. Citons *Bombolakis* (1964, 1968), *Brace et Bombolakis* (1963) pour des réseaux de discontinuités en échelon sollicitées en cisaillement et *Sornette* (1990) qui a illustré les perturbations du champ de contraintes générées par un ensemble de défauts linéaires discrets distribués aléatoirement dans une plaque élastique en tension, par la méthode photoélasticimétrie.

Les situations naturelles où ces interactions ont été reconnues ou évoquées concernent essentiellement les relais de discontinuités en échelon, en régime décrochant (*Segall et Pollard*, 1980; *Xiaohan*, 1983; *Aydin et Nur*, 1985; *Gamond*, 1987) ou extensif (*D e Breamaker et Swenson*, 1990; *Peacock et Sanderson*, 1991; *Walsh et Watterson*, 1987, 1988, 1989). Dans la plupart des travaux, seules les conséquences locales des interactions entre structures préexistantes sont prises en compte. Les travaux de *Xiaohan* (1983) sur les calcaires du Languedoc constituent une des rares applications à un champ de fractures à l'échelle régionale.

II.2 Evolution de la déformation dans un champ de fractures

La plupart des études qui concernent la déformation des systèmes préfracturés sont cantonnées au domaine élastique. Les conséquences des perturbations du champ de contraintes associées à la réactivation de structures préexistantes sur l'évolution de la déformation demeurent pour le moment assez mal connues, lorsque la déformation devient irréversible (déformation plastique ou fracturation).

Les travaux numériques ou expérimentaux disponibles concernent essentiellement les mécanismes de croissance et de coalescence de micro-cracks (voir par exemple *Bombolakis*, 1964, 1968; *Brace et Bombolakis* 1963, *Horii et Nematt-Nasser* 1985; *Hallam et Ashby*, 1989, *Lockner et Madden* 1992 a et b). L'application de ces études aux structures macroscopiques posent cependant de nombreux problèmes, les mécanismes mis en jeu aux différentes échelles pouvant être différents. Les relations entre contraintes et fracturation sont encore largement discutés et il n'existe aucun modèle qui puisse rendre compte de façon satisfaisante du processus de la fracturation à l'échelle macroscopique.

Les mécanismes de la propagation en cisaillement des fractures macroscopiques feront l'objet d'un développement particulier au chapitre III.

III Les résultats de l'approche expérimentale du processus de l'inversion

Une approche expérimentale appliquée au problème spécifique de l'inversion a été développée à partir de modèles analogiques dimensionnés, notamment par *Koopman et al* (1987), *Souriot* (1988), *Richard*, (1989), *McClay* (1989), *McClay et Buchanan* (1992), *Richard et Krantz* (1991), *Krantz* (1991 b), *Letouzey et al* (1991), *Sassi et al* (1993).

Cependant, la plupart de ces expériences ne permet généralement pas de documenter les interactions entre structures héritées et ce, pour deux raisons.

- Les discontinuités initiales, qu'elles soient obtenues par étirement préalable de l'échantillon (*McClay*, 1989; *Souriot*, 1988; *Richard*, 1989; *Koopman et al*, 1987; *Krantz*, 1991 b) ou introduites artificiellement dans le matériau avant déformation (*Letouzey et al*, 1991; *Sassi et al*, 1993), rejoignent systématiquement les bordures

latérales du dispositif expérimental. Dans ces conditions, les perturbations liées aux extrémités des discontinuités ne sont pas prises en compte et la déformation se réduit à une translation quasi rigide de blocs de part et d'autre de la ou des discontinuités réactivées.

- Les contraintes appliquées aux limites des systèmes expérimentaux sont fortement hétérogènes, particulièrement lorsque la déformation est imposée par l'intermédiaire d'une discontinuité de vitesse. Les perturbations aux limites masquent l'expression des perturbations que pourrait provoquer la réactivation des discontinuités.

Une partie des mécanismes de l'inversion, dont l'importance ne peut a priori être estimée, reste donc inexplorée.

Quelques études indiquent cependant que ces mécanismes pourraient avoir une influence significative dans le processus de l'inversion. Dans des expériences d'inversion négative (une compression suivie d'une extension), *Krantz* (1991 b) décrit le développement de fractures (linked normal faults) dont le pendage est intermédiaire entre le pendage des chevauchements préexistants et le pendage des failles normales néoformées et qui sont donc a priori incompatibles avec les conditions de déformation appliquée aux limites (voir **figure 3**). Bien que leur origine ne soit pas discutée, on peut supposer que leur formation est contrôlée par des perturbations locales du champ de contrainte, provoquées par les structures héritées. *Sassi et al* (1993) montrent que, dans un réseau de discontinuités correctement orientées (i.e. susceptibles d'être réactivées) par rapport à la direction principale de raccourcissement, toutes les structures ne sont pas systématiquement réactivées. Ils suggèrent donc que la réactivation dépend aussi de la position relative des fractures préexistantes dans le système. Ils évoquent d'autre part une perturbation locale du champ de contrainte pour rendre compte de la réactivation de structures faiblement pentées, que le critère de Mohr-Coulomb ne permet pas d'expliquer.

Une nouvelle approche expérimentale de l'inversion, qui prendrait en compte la dimension finie des structures héritées dans un système soumis à des conditions de chargement plus représentatives des systèmes naturels apparaît donc nécessaire.

Conclusion

Pour que les structures héritées participent à la déformation, elles doivent être réactivées. Les différentes études disponibles

montrent que les conditions nécessaires à la réactivation d'une discontinuité sont correctement décrites par le modèle de Mohr-Coulomb.

La détermination de ces conditions ne constitue cependant qu'un aspect de l'analyse de la participation de l'héritage structural au cours de l'inversion. Une brève revue des travaux concernant la déformation dans les systèmes préfracturés permet de distinguer deux phénomènes: i) les perturbations du champ de contrainte associée à la réactivation d'une fracture héritée, ii) les interactions entre structures préexistantes, qui contrôlent de toute évidence la déformation dans les milieux préfracturés. Ces mécanismes doivent logiquement intervenir au cours de l'inversion d'un bassin sédimentaire et ne peuvent être négligés a priori dans l'analyse de déformation liée à l'inversion.

Il est clair que l'accommodation de la déformation associée à l'inversion s'effectue dans un champ de contraintes hétérogène à partir du moment où le chargement aux limites du système est suffisant pour provoquer la réactivation d'au moins une des structures héritées. Cependant, les conséquences de ces perturbations sur l'évolution de la déformation et la géométrie du champ de déformation finie ne sont pas évidentes:

- il est difficile de caractériser le champ de contraintes dans un matériau contenant un réseau complexe de fractures,
- les relations entre contrainte et fracturation sont mal connues et restent peu documentées.

A ce stade, il est prématuré de discuter les apports d'une telle approche. Néanmoins, certains problèmes, que nous avons évoqués dans l'introduction (par exemple les variations locales des directions de raccourcissement (*Cartwright*, 1989), le diachronisme de l'inversion (*Cartwright*, 1989; *Huyghe*, 1992), le fait que toutes les failles héritées orientées favorablement par rapport à la direction de raccourcissement ne soient pas réactivées (*Letouzey et al*, 1991; *Cartwright* 1989)) se conçoivent plus aisément dans un champ de contrainte hétérogène. Nous allons nous efforcer dans la suite de ce travail de vérifier l'importance des mécanismes de perturbation et d'interaction entre discontinuités préexistantes pour le problème de l'inversion.

CHAPITRE II

APPROCHE EXPÉRIMENTALE DE LA DÉFORMATION DANS UN SYSTÈME PRÉFRACTURÉ COMPLEXE EN RÉGIME COMPRESSIF

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

Introduction

Les expériences que nous présentons dans ce chapitre ont été entreprises pour illustrer l'influence des structures héritées sur l'évolution de la déformation en régime compressif. Cette étude préliminaire, qui s'inscrit dans la prolongation naturelle des travaux expérimentaux déjà publiés, est destinée à explorer un mécanisme qui a jusqu'à maintenant été négligé.

Il n'est bien entendu pas possible de reproduire la complexité des processus de l'inversion à l'échelle d'une expérience de laboratoire. Nous avons cependant essayé de respecter deux conditions premières, imposées par les systèmes naturels (**figure 1**):

- les discontinuités introduites dans le milieu avant déformation ont une taille finie;
- le système est soumis à un chargement homogène aux limites. Cette hypothèse nous semble raisonnable si l'on admet que l'inversion est engendrée par des contraintes induites par la collision entre deux plaques lithosphériques. Dans les systèmes naturels, la condition d'homogénéité de la contrainte n'est plus vérifiée si la lithosphère soumise au chargement développe des instabilités du type flambage. Cet aspect n'a pas été pris en compte dans ces expériences, qui constituent de toute façon une représentation simplifiée du processus de l'inversion.

I Matériaux et méthodes expérimentales

I.1 Le dimensionnement

La modélisation analogique consiste à simuler à l'échelle du laboratoire des processus physiques d'échelle différente. Pour que les résultats obtenus à partir des expériences soient directement applicables aux situations naturelles, il est nécessaire que le modèle soit dimensionné (*Hubbert, 1937; Ramberg, 1967; Davy, 1986; Davy et Cobbold, 1991; Martinod 1991*), c'est-à-dire que les relations entre les paramètres caractéristiques du système soient identiques dans le modèle et l'équivalent naturel.

Nous avons choisi de ne représenter que la partie fragile de la croûte au cours de ces expériences. Le dimensionnement, qui peut être difficile à mettre en oeuvre lorsque l'on prend en compte le comportement ductile des matériaux, est ici réduit à sa plus simple expression.

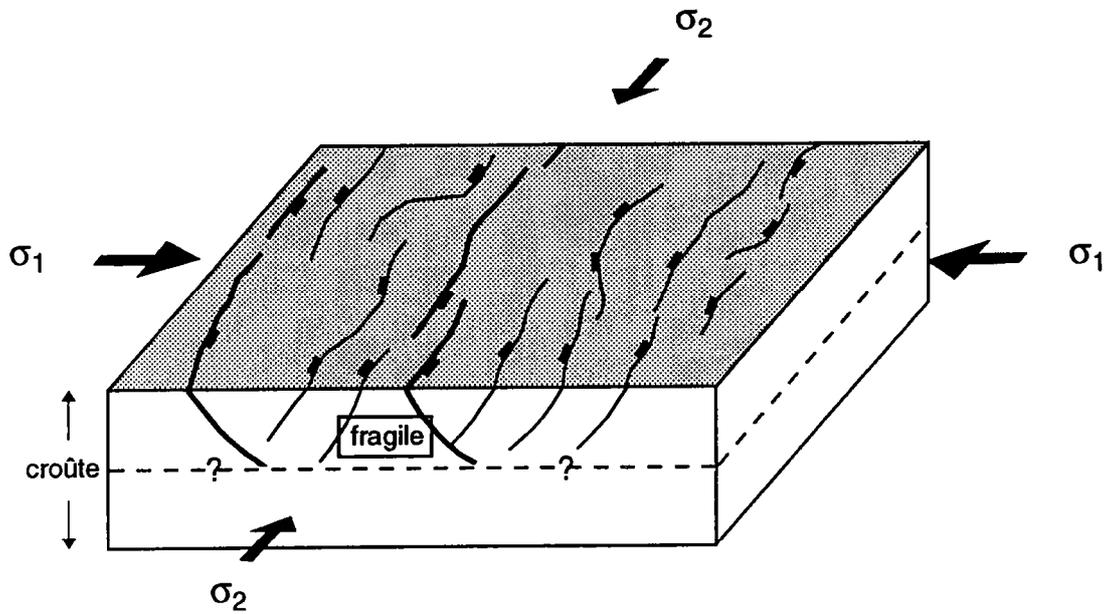


Figure 1: représentation simplifiée de l'inversion tectonique d'un bassin sédimentaire: i) les contraintes aux limites du système sont homogènes, ii) le bassin contient un ensemble de discontinuités héritées de taille finie.

Le comportement des matériaux fragiles est habituellement décrit par une loi rhéologique de type Mohr-Coulomb:

$$\tau = C + \sigma n \tan \phi$$

où C représente la cohésion et ϕ l'angle de frottement interne du matériau (cf chapitre I). L'analogue devra donc avoir un comportement de type Coulombien, les paramètres C et ϕ déterminant le choix du matériau.

L'angle de frottement de la plupart des roches étant compris entre 30° et 40° , il suffit donc que l'analogue possède un angle de frottement semblable. La cohésion, petite devant les contraintes mises en jeu pour les déformations à l'échelle de la croûte ou de la lithosphère, n'est habituellement pas prise en compte dans les modèles analogiques. Ce paramètre peut cependant représenter une fraction importante des contraintes pour les déformations superficielles (entre 0 et 10 km) et ne peut plus être négligé (*Martinod*, 1991). La partie fragile de la croûte, que nous estimons à environ 10 km (10^4 m), ne mesure que quelques centimètres (10^{-2} m) dans le modèle. Le rapport des longueurs entre le système naturel, dont nous essayons de simuler le comportement, et le modèle est donc d'environ 10^6 . La cohésion moyenne de la plupart des roches étant comprise entre 50 et 200 MPa (voir par exemple *Paterson*, 1978), le matériau analogue doit donc posséder une cohésion de l'ordre de 10^2 Pa, pour que le rapport nature/modèle soit respecté.

I.2 Les propriétés mécaniques du sable

Pour cette série d'expériences, nous avons utilisé du sable de Fontainebleau, composé pour plus de 95% de grains de quartz, afin de représenter les matériaux qui forment les bassins et leur substratum. *Horsfield* (1977), *Davy* (1986), *Davy et Cobbold* (1988, 1991), *Martinod* (1991) ont montré que le sable a des propriétés mécaniques et rhéologiques analogues à celles des matériaux qui constituent la partie fragile de la croûte terrestre. Nous rappellerons brièvement ses principales caractéristiques.

Le sable obéit à une loi rhéologique de type Mohr-Coulomb. Il possède un angle de frottement interne compris entre 30° et 40° , proche de la valeur moyenne généralement admise pour la plupart des roches (*Byerlee*, 1968; *Paterson*, 1978), et dont la cohésion, qui dépend de la taille moyenne du grain, est généralement faible.

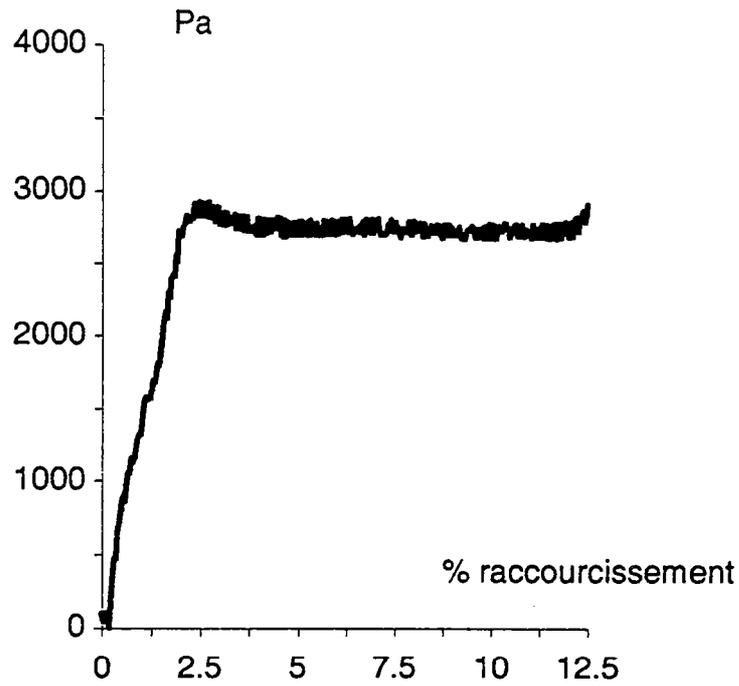


Figure 2: Courbe contrainte déformation obtenue à partir du sable broyé utilisé au cours de ces expériences. Le développement d'une déformation localisée est accompagnée d'une diminution significative de la contrainte appliquée aux limites de l'échantillon, qui résulte d'une perte de la cohésion au niveau de la bande de cisaillement.

Les essais de chargement effectués par *Desrues* (1984), *Mandl et al* (1977), *Sharour et al* (1991) montrent que la contrainte évolue d'abord linéairement avec la déformation. Le sable n'a cependant pas de propriétés élastiques. On considère généralement que la partie linéaire des courbes de chargement correspond à la compaction de l'assemblage granulaire (*Martinod*, 1991). Après quelques % de déformation, la déformation se localise préférentiellement sur quelques bandes étroites appelées bandes de cisaillement. La localisation s'accompagne d'une relaxation ou d'une stabilisation de la contrainte aux limites de l'échantillon (*Mandl et al*, 1977; *Desrues*, 1984; *Charour et al*, 1991). La formation des bandes est caractérisée par une augmentation locale de volume appelée dilatance (*Mandl et al* 1977; *Desrues* 1984). *Mandl et al* (1977), *Krantz* (1991 a) ont vérifié expérimentalement que la dilatance provoque une diminution de la cohésion et dans une moindre mesure de l'angle de friction interne dans l'assemblage granulaire. La résistance mécanique est donc plus faible au niveau de la bande de cisaillement que dans la partie non déformée de l'échantillon de sable.

Pour obtenir un matériau granulaire possédant une faible cohésion, le sable de Fontainebleau, dont les grains ont une taille moyenne d'environ 300 μm , a été broyé. Après broyage, nous disposons d'un sable à grains fins (100 μm), caractérisé par une distribution unimodale et une faible dispersion de la taille des grains. L'apparition d'une faible cohésion (100 à 200 Pa) dans l'échantillon résulte de l'augmentation de la surface de frottement dans l'assemblage granulaire, provoquée par la réduction de la taille moyenne du grain. La cohésion étant de l'ordre de 10^2 Pa, ce sable est correctement dimensionné pour représenter les matériaux crustaux à l'échelle du modèle.

Nous avons réalisé quelques essais contrainte-déformation de façon à estimer le comportement rhéologique de ce matériau. Le dispositif expérimental que nous avons utilisé pour effectuer ces mesures est décrit dans le chapitre IV. Les résultats obtenus montrent que le développement d'une bande de déformation localisée s'accompagne d'une relaxation des contraintes de l'ordre de 5 % (**figure 2**). L'adoucissement est essentiellement provoqué par une diminution de la cohésion du matériau au niveau de la bande de cisaillement et permet d'obtenir un contraste de résistance important entre la matrice homogène et la zone de déformation localisée. Dans un tel matériau, une fracture constitue donc une hétérogénéité mécanique forte.

I.3 Principe du calcul de la déformation.

Un programme d'analyse de la déformation, mis au point par Davy (non publié) permet d'accéder aux principaux paramètres de la déformation à partir des grilles de marqueurs disposées à la surface des échantillons. Chaque noeud est repéré par ses coordonnées (x, y) sur la grille initiale et (x', y') sur la grille finale. Cette opération est effectuée sur une table à digitaliser HP Comp 911.

Considérons trois points A, B et C de la grille initiale de coordonnées respectives (x_1, y_1) , (x_2, y_2) et (x_3, y_3) et leurs homologues A', B' et C' dans l'état déformé, de coordonnées (x'_1, y'_1) , (x'_2, y'_2) et (x'_3, y'_3) (figure 3).

Nous calculons les vecteurs $\vec{AB}=(u_1, v_1)$, $\vec{AC}=(u_2, v_2)$, $\vec{A'B'}=(u'_1, v'_1)$ et $\vec{A'C'}=(u'_2, v'_2)$. Les relations entre vecteurs initiaux et vecteurs finaux sont décrites par la transformation T telle que:

$$T \begin{pmatrix} u_1 \\ v_1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u'_1 \\ v'_1 \end{pmatrix} \text{ et } T \begin{pmatrix} u_2 \\ v_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u'_2 \\ v'_2 \end{pmatrix}$$

où T est une matrice carrée de la forme $\begin{pmatrix} a & b \\ c & d \end{pmatrix}$, qu'il faut déterminer.

Nous disposons donc d'un système de quatre équations qui permettent de calculer les paramètres a, b, c et d.

La translation, la rotation et la déformation locales associées à trois points voisins de la grille sont déterminées après diagonalisation de la matrice de la transformation.

Ce calcul est répété pour chaque triangle de la grille de marqueurs de façon à obtenir le champ total de déformation à la surface de l'échantillon.

Nous avons réalisé différents tests à partir d'objets géométriques simples de taille connue, pour estimer l'erreur introduite par la digitalisation, qui est effectuée manuellement. La position relative de deux points peut être estimée avec une précision de l'ordre du millimètre. La définition est donc assez moyenne et ne nous permet de mesurer le champ de déformation qu'entre deux stades de l'expérience relativement éloignés.

I.4 Méthode de préfracturation des modèles expérimentaux

Une technique de préfracturation des échantillons a été mise au point pour permettre d'introduire des discontinuités de taille finie dans le modèle avant déformation. Cette méthode devait satisfaire trois exigences:

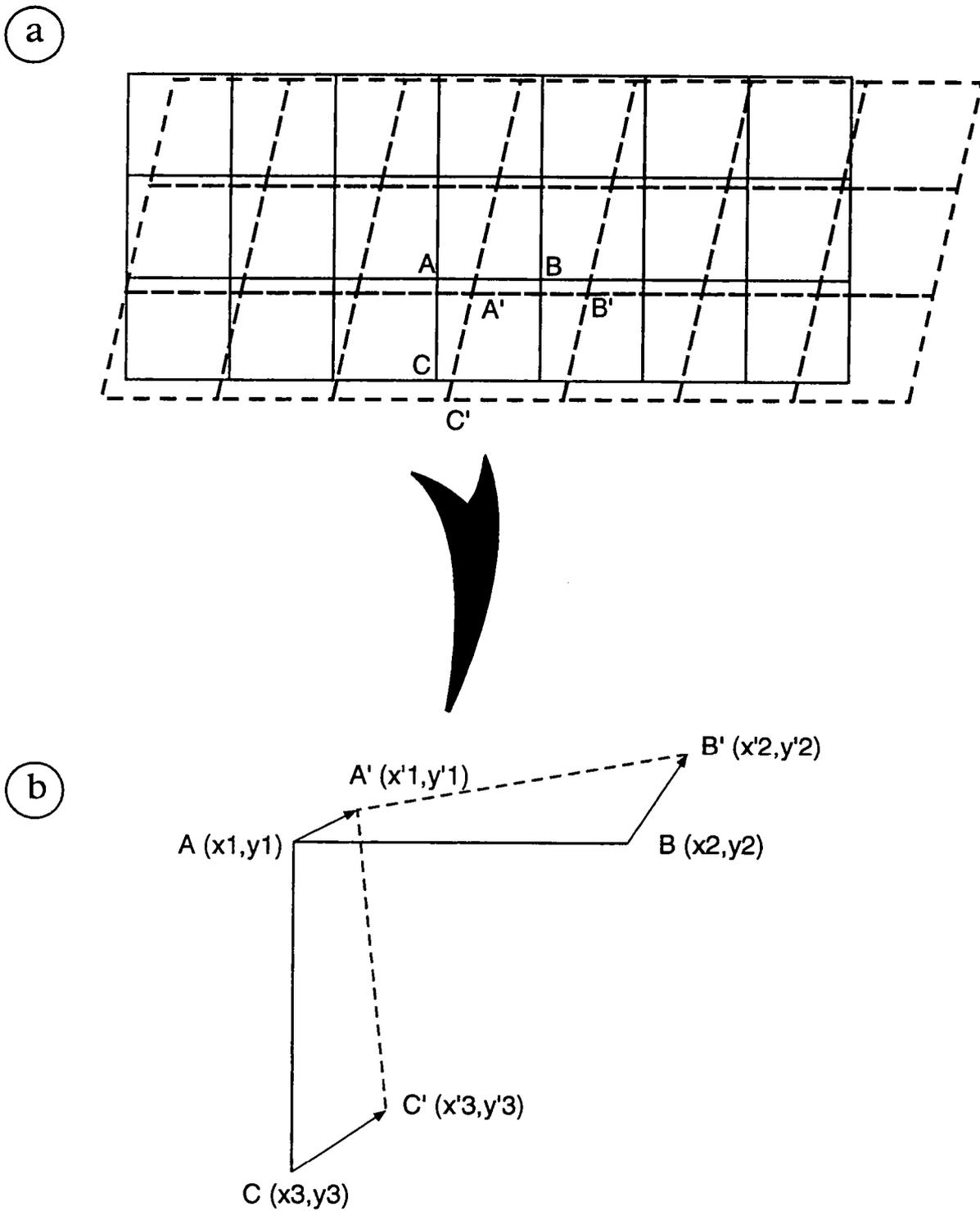


Figure 3: Principe de l'analyse de la déformation à partir d'une grille de marqueurs passifs a) grille non déformée en traits plein, grille déformée en traits pointillés, b) principe du calcul de la déformation pour un élément triangulaire de la grille.

- Elle doit permettre de fabriquer un réseau complexe de fractures d'orientation et de pendage variables.
- Elle doit permettre de reproduire plusieurs fois le même champ de fractures initiales pour une série d'expériences.
- Elle doit être facile à mettre en oeuvre.

Nous nous sommes inspirés d'une technique développée dans les laboratoires de l'I.F.P. (*Balé, com. pers.*), et décrite par *Sassi et al* (1993), qui consiste à découper l'assemblage granulaire à l'aide d'un fil de nylon de faible diamètre. Ce fil est disposé à la base du modèle avant la mise en place de l'échantillon puis remonté lorsque le sable a été déposé dans le dispositif. Les images obtenues par tomographie scanner à l'I.F.P. (*Letouzey et al, 1991; Sassi et al, 1993*) montrent que le passage du fil dans le sable provoque une augmentation de volume très semblable à la dilatance qui accompagne généralement la formation des bandes de cisaillement dans les matériaux granulaires (*Mandl et al, 1977, Desrues, 1984*). *Letouzey et al* (1991), *Sassi et al* (1993) ont montré que ces discontinuités artificielles sont susceptibles d'être réactivées. Elles constituent donc une hétérogénéité mécanique dans le matériau.

Ce procédé ne permet cependant pas de réaliser de façon simple des discontinuités de taille finie. Nous avons donc modifié le protocole de préfracturation. Le réseau des discontinuités que l'on veut introduire dans l'expérience avant déformation est préalablement découpé dans une plaque de polystyrène à grains fins d'épaisseur 3 cm. Cette plaque est posée horizontalement sur la surface du modèle et immobilisée avec une série de poids. L'échantillon de sable est ensuite découpé à l'aide d'une fine lame d'acier, dont le passage est guidé en surface par la plaque de polystyrène. Ce procédé permet de réaliser facilement des discontinuités verticales ou fortement pentées ($>50^\circ$). Nous n'avons pas pu mesurer les modifications des propriétés mécaniques induites dans l'assemblage granulaire par le passage de la lame. On supposera donc que toutes les discontinuités introduites dans l'échantillon ont les mêmes caractéristiques.

II Simulation du processus de l'inversion tectonique

II.1 Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental est constitué d'une boîte rectangulaire de 36 x 50 x 10 cm. Une des parois est mobile. Son déplacement, contrôlé par un moteur pas à pas, permet de comprimer l'échantillon (*figure 4*).

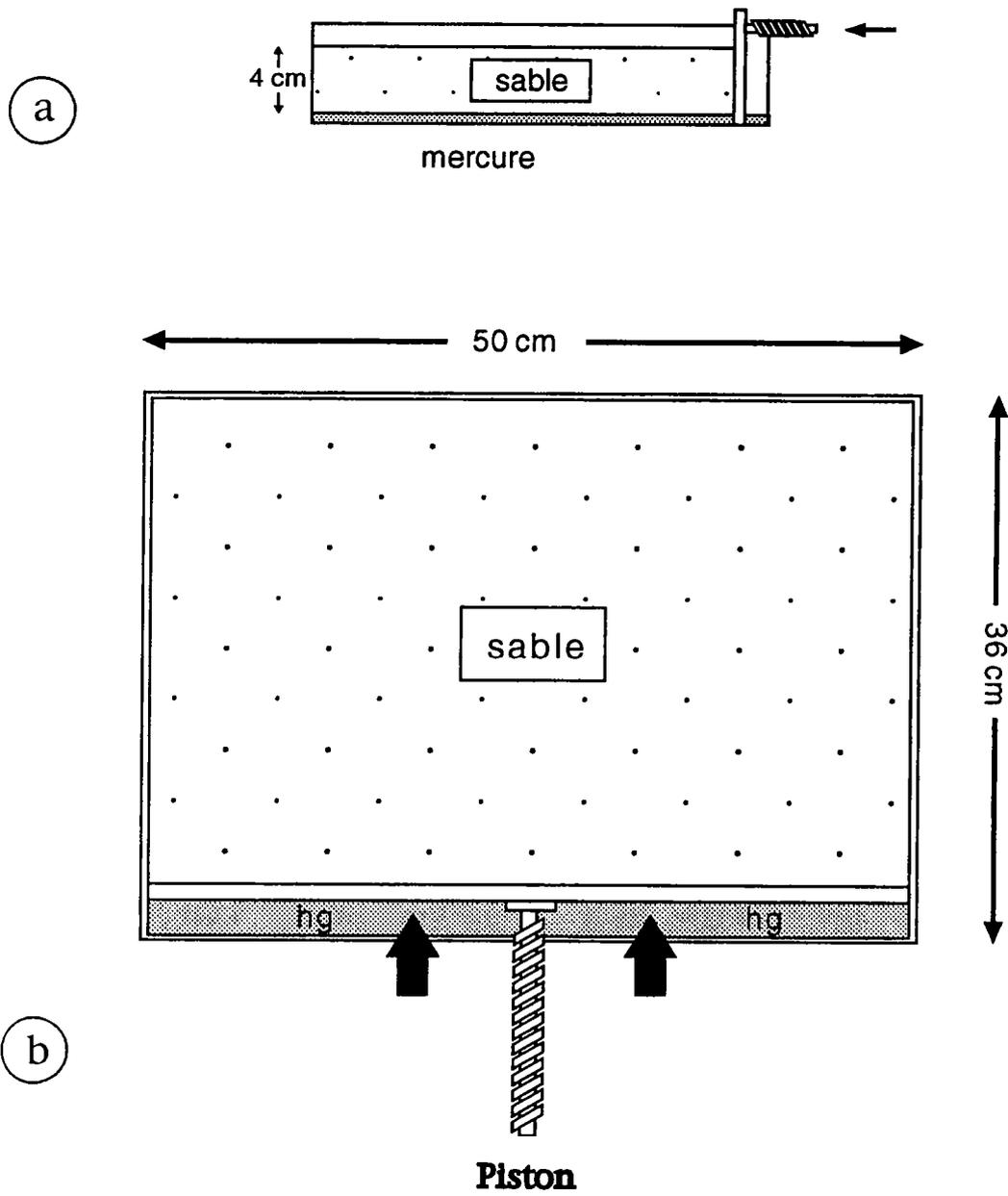


Figure 4: schéma du dispositif expérimental. L'échantillon de sable repose sur un niveau de mercure placé à la base du dispositif. a) vue latérale, b) vue de surface.

Un niveau de mercure a été placé à la base du dispositif expérimental pour éliminer les frottements mécaniques (qui provoquent habituellement une forte perturbation du champ de contrainte) et obtenir un chargement uniforme de l'échantillon. Les propriétés physiques du mercure sont particulièrement intéressantes. C'est un fluide de faible viscosité à température ambiante. Etant donné sa forte tension superficielle, il ne mouille pas les grains. Sa densité élevée (>13), permet à l'échantillon dont les grains ont une densité moyenne d'environ 2.6, de flotter à sa surface. L'épaisseur de l'interface mercure-échantillon est donc très mince.

Cependant ce produit est extrêmement toxique à faible dose. Les risques d'intoxication résultent le plus souvent de la dissémination involontaire du mercure pendant sa manipulation. Le dispositif expérimental est donc placé dans une cuve hermétique de façon à éliminer les pertes accidentelles. Soulignons que d'autres procédés de lubrification ont été testés. Cependant, les lubrifiants classiques (la vaseline par exemple (*Gapais et al* (1991))) pénètrent par capillarité dans les assemblages granulaires, et ce, d'autant plus facilement que la taille des grains, et donc la taille des pores, est petite. La granulométrie moyenne du sable que nous utilisons étant de l'ordre de $100\ \mu\text{m}$, l'utilisation de vaseline était tout à fait impossible. Le mercure reste donc, malgré ses inconvénients, le lubrifiant le plus efficace.

Les parois verticales de la boîte sont doublées avec des plaques de verre sur lesquelles on dépose un antistatique (rainX). Cette disposition permet une réduction sensible des contraintes cisailantes latérales sans pour autant les éliminer totalement. La contrainte compressive appliquée aux limites du dispositif est donc homogène en première approximation. La déformation est uniquement provoquée par l'avancée du piston.

Le sable est d'abord versé à l'intérieur de la boîte sur le niveau de mercure, puis disposé selon une couche horizontale d'épaisseur 4 cm, à l'aide d'une spatule. Cette méthode de mise en place peut provoquer des variations locales de la géométrie et donc des propriétés mécaniques de l'assemblage granulaire (*Krantz*, 1991 a). Nous supposons que ces éventuelles variations sont distribuées aléatoirement dans l'échantillon et qu'elles définissent au même titre que les discontinuités une partie de l'hétérogénéité initiale du matériau.

II.2 Test du dispositif expérimental

Une première expérience a été réalisée sans discontinuités initiales. La géométrie du champ de fractures après environ 30 % de raccourcissement est simple (figure 5). Deux structures en pop-up (Elliot, 1981; Butler, 1983) se sont développées, délimitées par quatre failles inverses à peu près perpendiculaires à la direction principale de raccourcissement. Les frottements latéraux ne sont pas suffisants pour modifier la géométrie des failles à proximité des bordures du dispositif. Cependant, les accidents se sont développés successivement du piston vers l'extrémité fixe du dispositif. Cette observation laisse supposer que les frottements latéraux interviennent malgré tout au cours de la déformation. La localisation étant une instabilité forte, de faibles variations de la contrainte locale sont suffisants pour influencer l'évolution de la déformation.

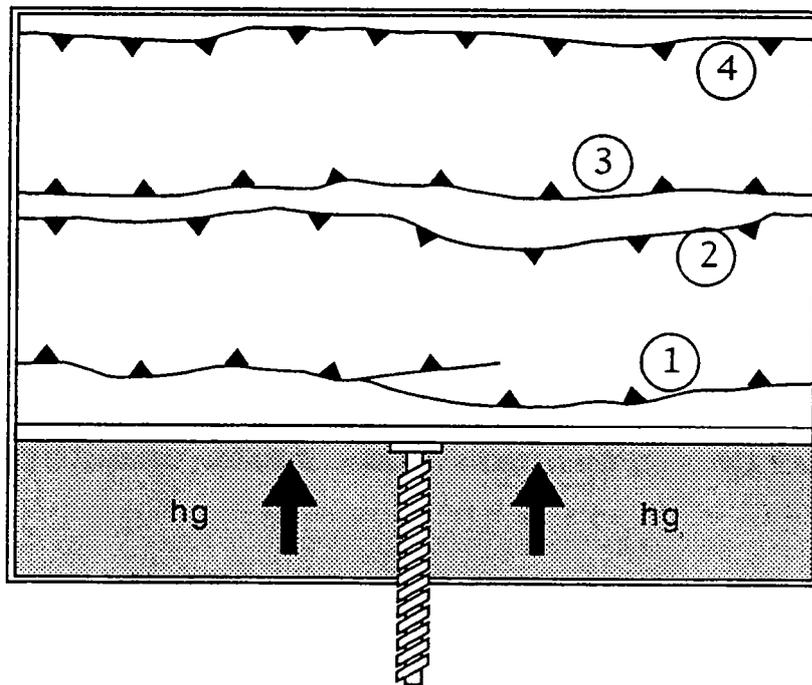


Figure 5: Représentation de l'état final de la déformation après 30% de raccourcissement pour une expérience sans discontinuités initiales. Les numéros indiquent l'ordre d'apparition des structures chevauchantes.

II.3 Fracturation et champ de déformation dans un matériau préfracturé soumis à une compression

Pour le modèle suivant, des défauts de taille finie sont introduits dans l'échantillon avant déformation. Les discontinuités sont disposées de façon à représenter une zone d'extension formée par une succession de horsts et de grabens parallèles. Les discontinuités sont inclinées à 45 degrés par rapport à la direction principale de raccourcissement et ont un pendage de l'ordre de 60 degrés (**figure 6**). Deux discontinuités de pendage opposé et qui convergent en profondeur définissent un graben. Ces failles ne sont pas sécantes et la longueur des segments de failles a été définie arbitrairement (entre 2 et 8 cm). Pour des raisons pratiques, les discontinuités recoupent l'échantillon sur toute sa hauteur. Le rapport de forme (longueur/hauteur) des structures introduites dans le matériau peut donc dans certains cas s'éloigner significativement des valeurs habituellement observées dans les systèmes naturels (*Walsh et Watterson, 1988*). La présence d'hétérogénéités mécaniques planaires, quelle que soit leur géométrie, constitue un paramètre de premier ordre dans le processus de l'inversion. Nous supposons que l'influence du rapport de forme peut être négligée en première approximation. Enfin, il n'y a pas de relief à l'état initial.

Les failles sont repérées en surface par une mince bande de sable noir. Une grille régulière de marqueurs passifs est disposée à la surface du modèle (**figure 7**). Remarquons que ces structures sont fortement inclinées sur la direction de raccourcissement. Cette expérience constitue donc a priori un cas limite par rapport au modèle de réactivation de Mohr-Coulomb.

Les principales simplifications qui sont implicitement contenues dans cette représentation d'un bassin avant inversion sont les suivantes:

1) Les discontinuités représentent les seules hétérogénéités mécaniques du système. Nous supposons donc i) que les variations rhéologiques associées aux changements de lithologie du remplissage sédimentaire sont négligeables ii) que le substratum et la couverture sédimentaire ont le même comportement mécanique, et iii) que l'interface entre socle et sédiments est cohérente.

2) Les failles préexistantes sont séparées par un milieu homogène. Or il est fort probable que les matériaux soient plus ou moins fragilisés au niveau d'un relais entre deux discontinuités formées au cours d'une première phase de déformation.

Il s'agit donc là d'une représentation très simplifiée des systèmes naturels. Remarquons cependant qu'elle respecte i) la

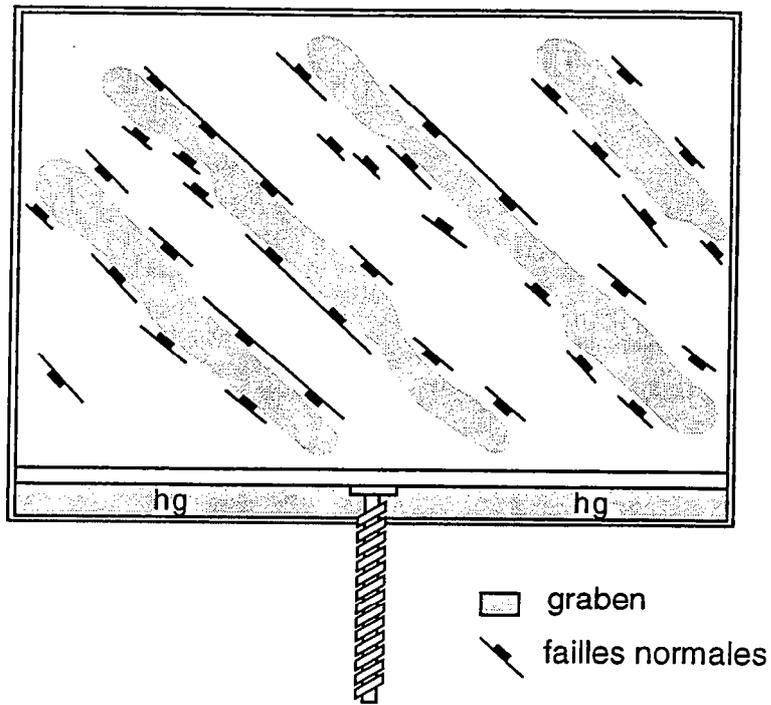


Figure 6: représentation schématique du champ de fractures avant inversion. Les discontinuités, introduites artificiellement dans l'échantillon, sont orientées à 45° de la direction principale de raccourcissement et ont un pendage de l'ordre de 60° . Les discontinuités qui convergent en profondeur définissent des grabens, soulignés en grisé sur la figure.

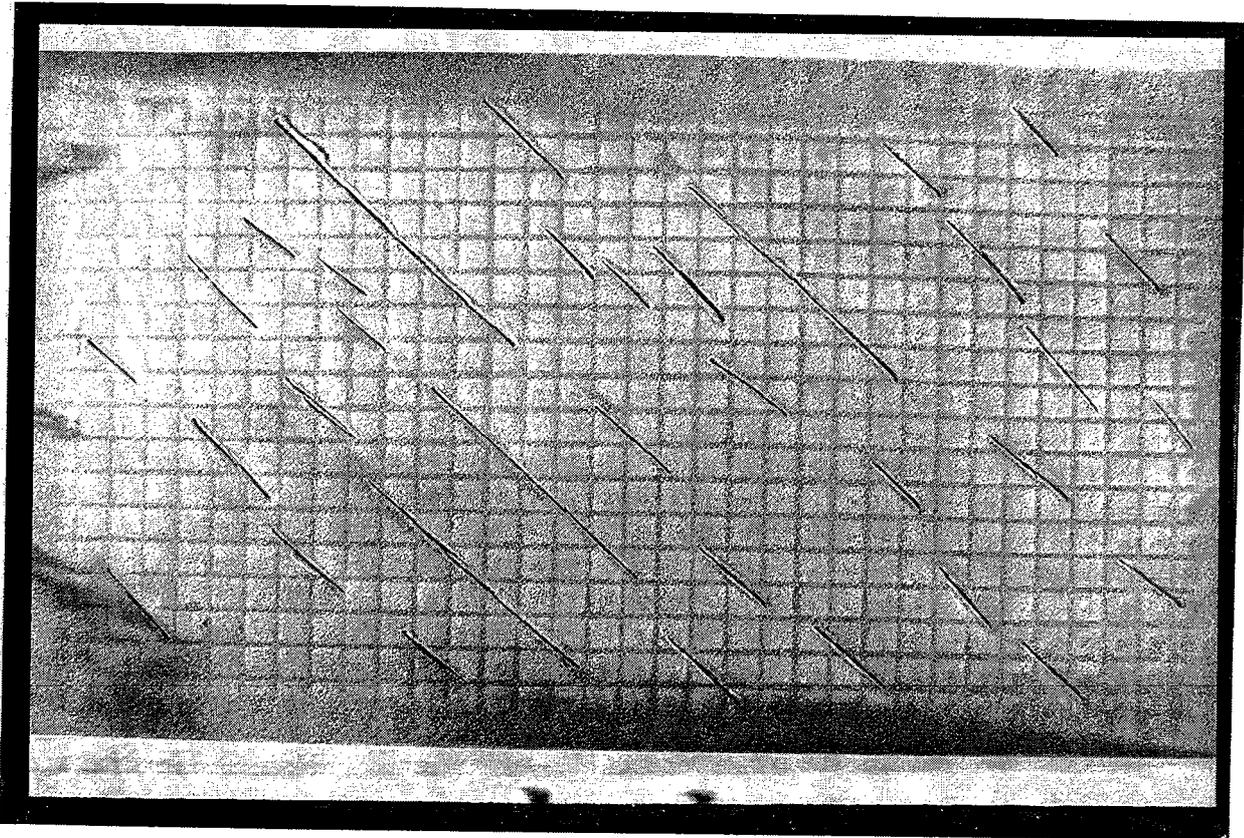
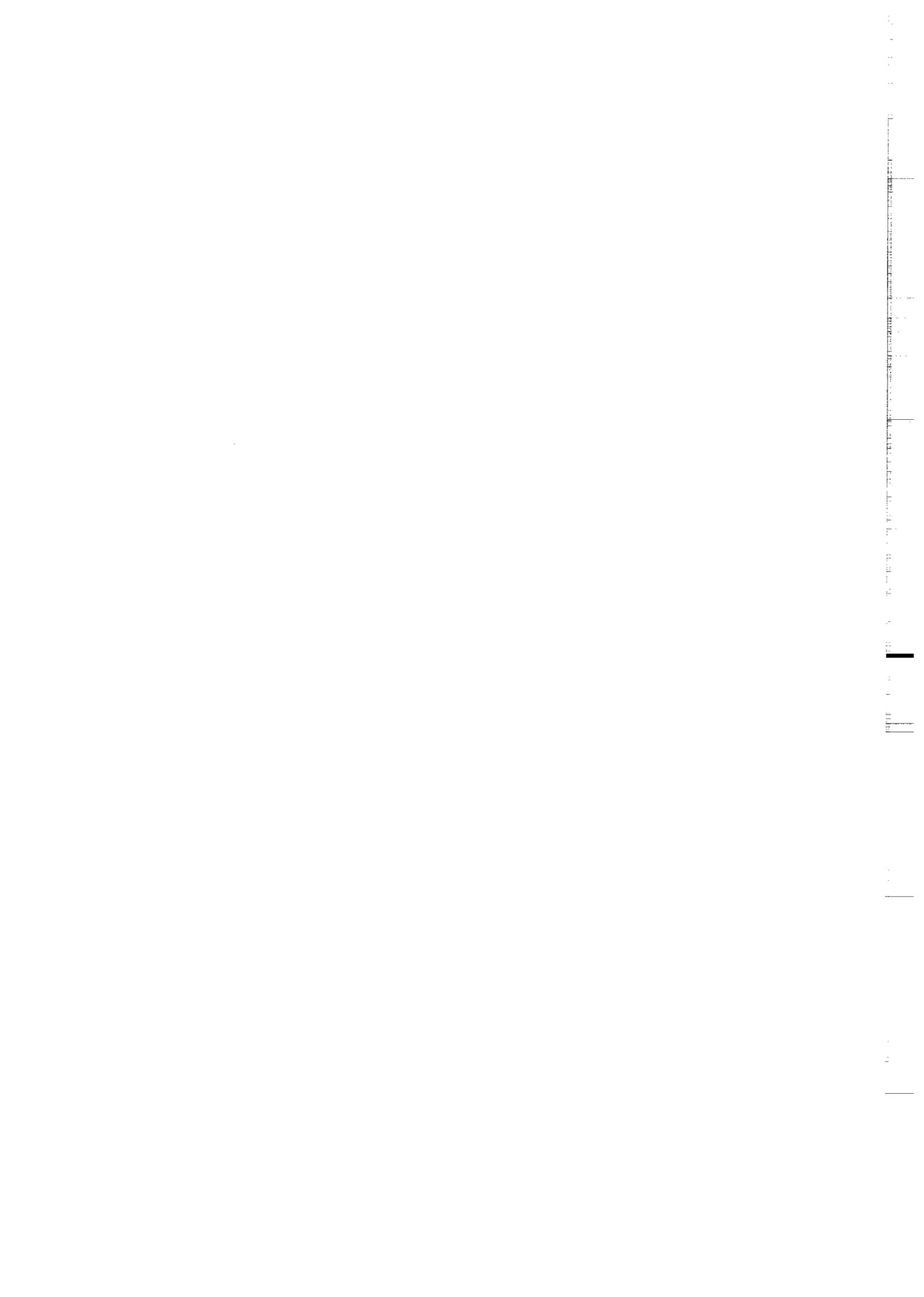


Figure 7: vue de surface du modèle avant déformation. Chaque discontinuité est soulignée par une bande de sable coloré.



condition d'homogénéité du chargement aux limites de l'échantillon et ii) le caractère fini des fractures héritées. Soulignons enfin que l'hétérogénéité mécanique que nous avons introduite dans l'échantillon est extrêmement modeste par rapport à l'hétérogénéité d'un bassin. Pour faciliter la description des résultats, nous avons distingué trois étapes.

II.3.1 Initiation de l'inversion

de 0 à 8% de raccourcissement

Pendant les premiers incréments de raccourcissement, l'échantillon se déforme de façon continue, homogène. Les discontinuités préexistantes ne montrent aucun indice de réactivation. Un premier chevauchement antithétique apparaît à la surface de l'échantillon à proximité du piston après environ 5% de raccourcissement. Il se propage ensuite de la gauche vers la droite sur toute la largeur du dispositif (**figure 8**).

Sa trace est globalement perpendiculaire à la direction de raccourcissement appliquée aux limites du dispositif. Il faut cependant remarquer que le chevauchement ne recoupe pratiquement aucune des discontinuités héritées. Il semble au contraire que les fractures préexistantes contrôlent localement sa géométrie. La façon dont s'exerce ce contrôle n'est cependant pas clair, les marqueurs de surface ne montrant aucun déplacement apparent sur ces discontinuités (**figure 8**). Le chevauchement atteint les deux bordures latérales du dispositif lorsque le raccourcissement atteint 8%.

Nous avons calculé le champ de déformation incrémental entre 0 et 8% de raccourcissement de façon à caractériser la distribution de la déformation dans le matériau préfracturé au début du chargement. A ce stade, l'épaississement de l'échantillon provoqué par le raccourcissement appliqué aux limites est peu important. On peut considérer en première approximation que la déformation est entièrement contenue dans le plan. La déformation mesurée représente donc à peu près la déformation totale. Le champ de déformation est représenté sur la **figure 9**. Chaque contour est une isovaleur du 2ème invariant des tenseurs locaux de la déformation. Nous n'avons conservé que les valeurs supérieures à 10% qui, compte tenu des erreurs introduites à la digitalisation, sont considérés comme significatives.

Nous pouvons immédiatement constater que le champ de déformation est fortement hétérogène, malgré un taux de

raccourcissement constant aux limites du système (**figure 9**) Des zones de forte déformation, plus ou moins ponctuelles, sont réparties sur toute la surface du modèle.

Une observation plus attentive montre que ces zones (numérotées de 1 à 7 sur la **figure 9**) sont associées aux hétérogénéités préexistantes ou aux structures nouvellement formées.

(1) Cette zone, allongée perpendiculairement à la direction principale du raccourcissement, correspond au front du premier chevauchement.

(2) La déformation est localisée aux extrémités des deux discontinuités préexistantes. Cette association suggère fortement que les failles ont été réactivées, bien qu'il ne soit pas possible de mettre clairement en évidence un décalage des marqueurs passifs de la déformation de part et d'autre des discontinuités. Une structure chevauchante encore peu développée relie les deux fractures et utilise partiellement une des failles.

(3) Deux zones de forte déformation continue sont localisées aux extrémités de la discontinuité. A plus petite échelle, plusieurs discontinuités voisines sont associées spatialement à cette perturbation. Cette observation suggère que les différentes structures héritées interagissent localement.

(4) De nombreux exemples de zones de forte déformation localisées aux extrémités des discontinuités préexistantes montrent qu'une partie des structures héritées a été réactivée. Ces perturbations sont locales.

(5) Ces zones constituent différents exemples d'interaction entre deux fractures disposées en échelon.

(6) Ces perturbations, assez faibles, ne sont apparemment associées à aucune discontinuité préexistante. Elles pourraient être le résultat d'interactions complexes entre failles voisines ou être liées à des variations locales des propriétés mécaniques dans l'assemblage granulaire résultant de la méthode de mise en place de l'échantillon dans le dispositif expérimental.

(7) Certaines discontinuités ne sont pas activées, bien que leurs caractéristiques géométriques (orientation et pendage) soient semblables aux autres structures héritées. Plusieurs explications, qui ne s'excluent pas, sont possibles.

- La résolution des mesures étant trop faible, les perturbations associées à ces structures ne sont pas détectables.

- L'angle moyen de frottement est plus important sur ces discontinuités. Il est de toute façon fort probable que, malgré la simplicité de la technique que nous avons utilisée pour

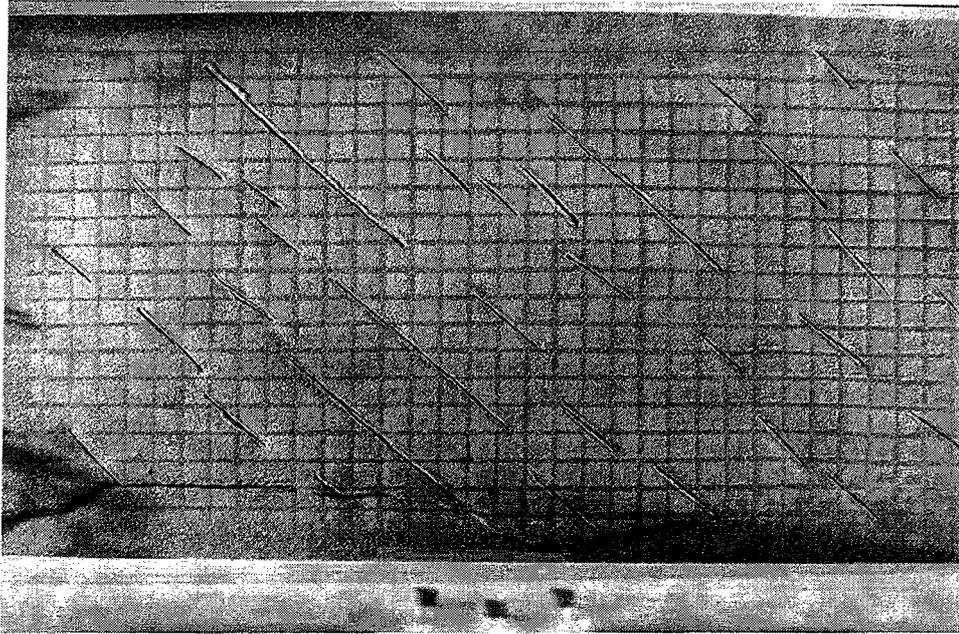


Figure 8: vue de surface de l'échantillon après 8% de raccourcissement.

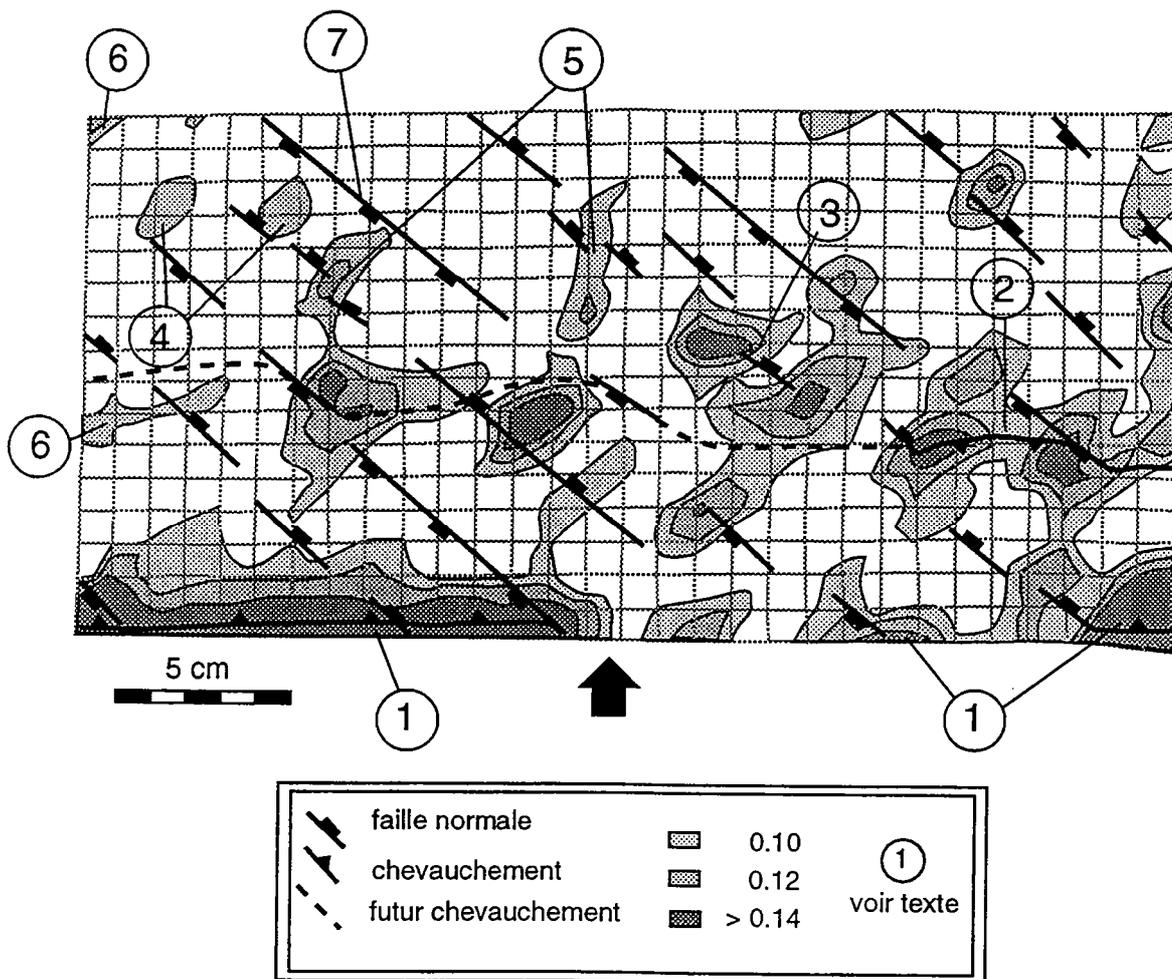


Figure 9: représentation du champ de déformation incrémentale entre 0 et 8% de raccourcissement

préfracturer l'échantillon, les propriétés mécaniques sur les différents plans de fracture ne soient pas égales.

- Le déplacement sur ces discontinuités est inhibé par l'activation des autres structures héritées. Cet effet d'écran pourrait dépendre de la disposition de ces structures dans le réseau initial des discontinuités.

Les relations entre zones de forte déformation continue et discontinuités préexistantes montrent sans ambiguïté qu'une partie au moins des structures héritées est réactivée précocement. Le fait que ces perturbations soient observées sur toute la surface de l'échantillon permet de vérifier a posteriori que les conditions de chargement aux limites sont globalement homogènes.

Les perturbations du champ de déformation, qui peuvent être localement très importantes, sont associées à des déplacements extrêmement faibles sur les discontinuités préexistantes.

Les quelques exemples de relais montrent que les structures héritées peuvent interagir localement. Certaines observations suggèrent que des interactions à plus petite échelle, qui pourraient impliquer plusieurs hétérogénéités relativement éloignées, sont possibles. Ces interactions demeurent cependant hypothétiques.

Les relations entre perturbations du champ de déformation incrémentale et déformation finie restent difficiles à cerner. La structure (1) pourrait être un exemple du contrôle exercé par les fractures héritées sur la localisation et le développement d'une fracture juvénile, les zones de déformation localisée aux extrémités des fractures réactivées pouvant alors constituer des germes pour l'initiation des nouvelles structures. Cependant ce contrôle, s'il existe, n'est de toute évidence pas systématique. Par exemple, la structure (4) où la perturbation est forte, n'influence apparemment pas le développement du futur chevauchement, dont nous avons reporté la trace sur la **figure 9**.

de 8 à 16% de raccourcissement

Une deuxième structure chevauchante synthétique du raccourcissement se développe sur toute la largeur du dispositif expérimental entre 7 et 14% de raccourcissement et forme avec le premier chevauchement une structure en pop-up (**figure 10**).

Les relations entre les fractures héritées et la structure néoformée sont ici très nettes. Les discontinuités préexistantes de même vergence que l'accident juvénile sont réactivées avec une composante cisailante dextre, compatible avec la direction principale de raccourcissement appliqué aux limites du système, et constituent

un segment du chevauchement principal. Les discontinuités de vergence opposée sont par contre systématiquement recoupées et n'influencent pas la géométrie locale de la structure juvénile.

Le chevauchement ne se propage pas jusqu'à la bordure droite du dispositif. Le raccourcissement est localement accommodé par une déformation continue associée à une forte rotation horaire d'un bloc limité par un ensemble de failles héritées. Toutes les discontinuités situées sur le pop-up sont maintenant inactives.

Le champ de déformation incrémental, déterminé entre 8 et 16% de raccourcissement, est cette fois-ci très simple (**figure 11**). La déformation est presque entièrement localisée sur le chevauchement synthétique. Les discontinuités préexistantes situées à l'avant du pop-up ne montrent pas d'indice de réactivation. La relaxation de la contrainte dans l'échantillon qui accompagne normalement le développement des deux chevauchements qui délimitent le pop-up permettrait d'expliquer pourquoi les structures héritées situées en avant du chevauchement ne sont pas actives.

II.3.2 Une inversion modérée

L'évolution de la déformation entre 16 et 24% de raccourcissement est marquée par la formation d'une grande structure frontale, synthétique du raccourcissement imposé par le piston, dont le développement est fortement influencé par les discontinuités préexistantes (**figure 12**).

Dans la partie droite du modèle, une grande discontinuité est réactivée (notée A sur la **figure 12**), sur laquelle se développe un bombement important. Les marqueurs indiquent une composante de cisaillement senestre, sur la partie haute de la faille, incompatible avec la direction de raccourcissement imposée par le piston. Deux structures juvéniles chevauchantes sont branchées sur cette discontinuité. La réactivation de la fracture héritée semble empêcher la propagation de la déformation dans la partie supérieure droite de l'échantillon. La structure réactivée cesse de fonctionner assez rapidement. Un chevauchement dont la trace en surface est parallèle à la discontinuité initiale (et donc fortement oblique sur la direction principale de raccourcissement), se développe et montre une composante décrochante senestre (**figure 13**). On peut raisonnablement supposer qu'il se branche en profondeur sur la discontinuité préexistante. L'ensemble de ces structures dessine une figure en short-cut (*Gillcrist et al, 1987; Huygue, 1992*).

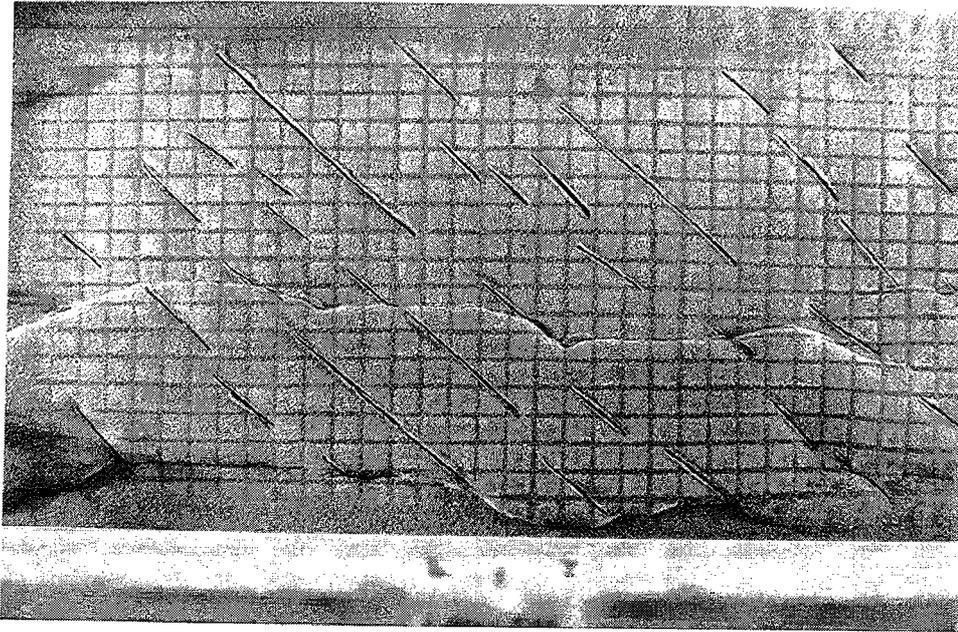


Figure 10: vue de surface de l'échantillon après 16% de raccourcissement.

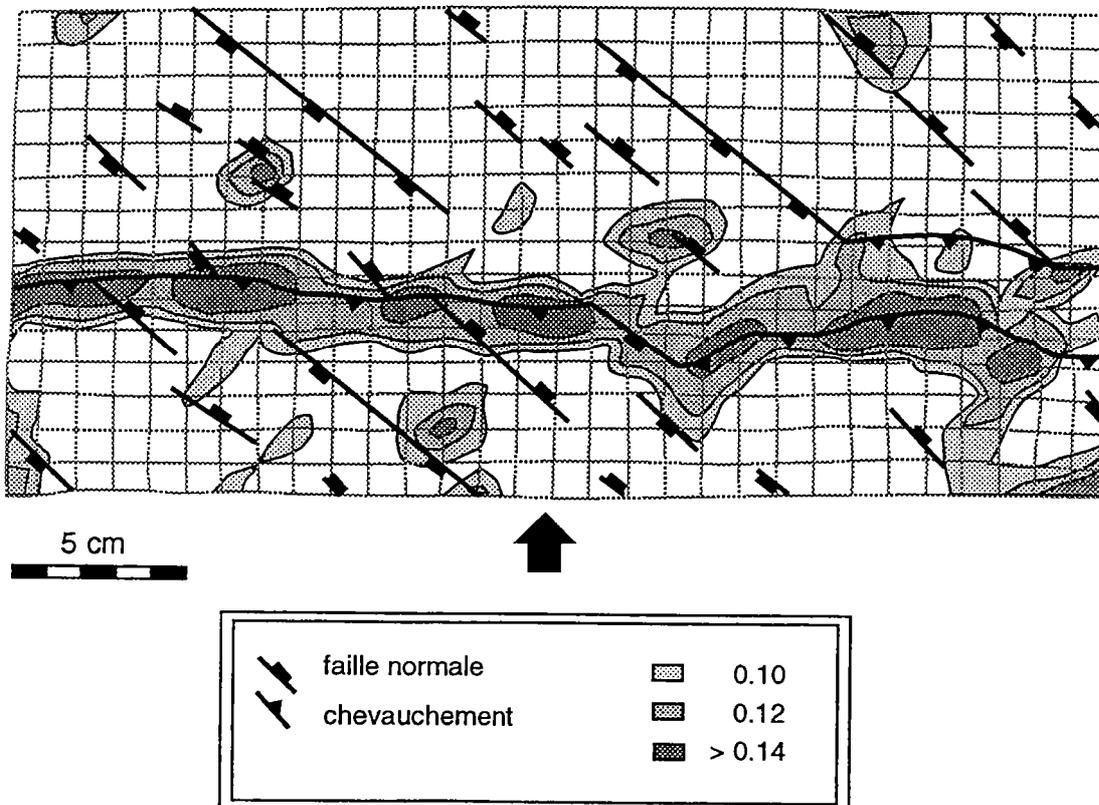
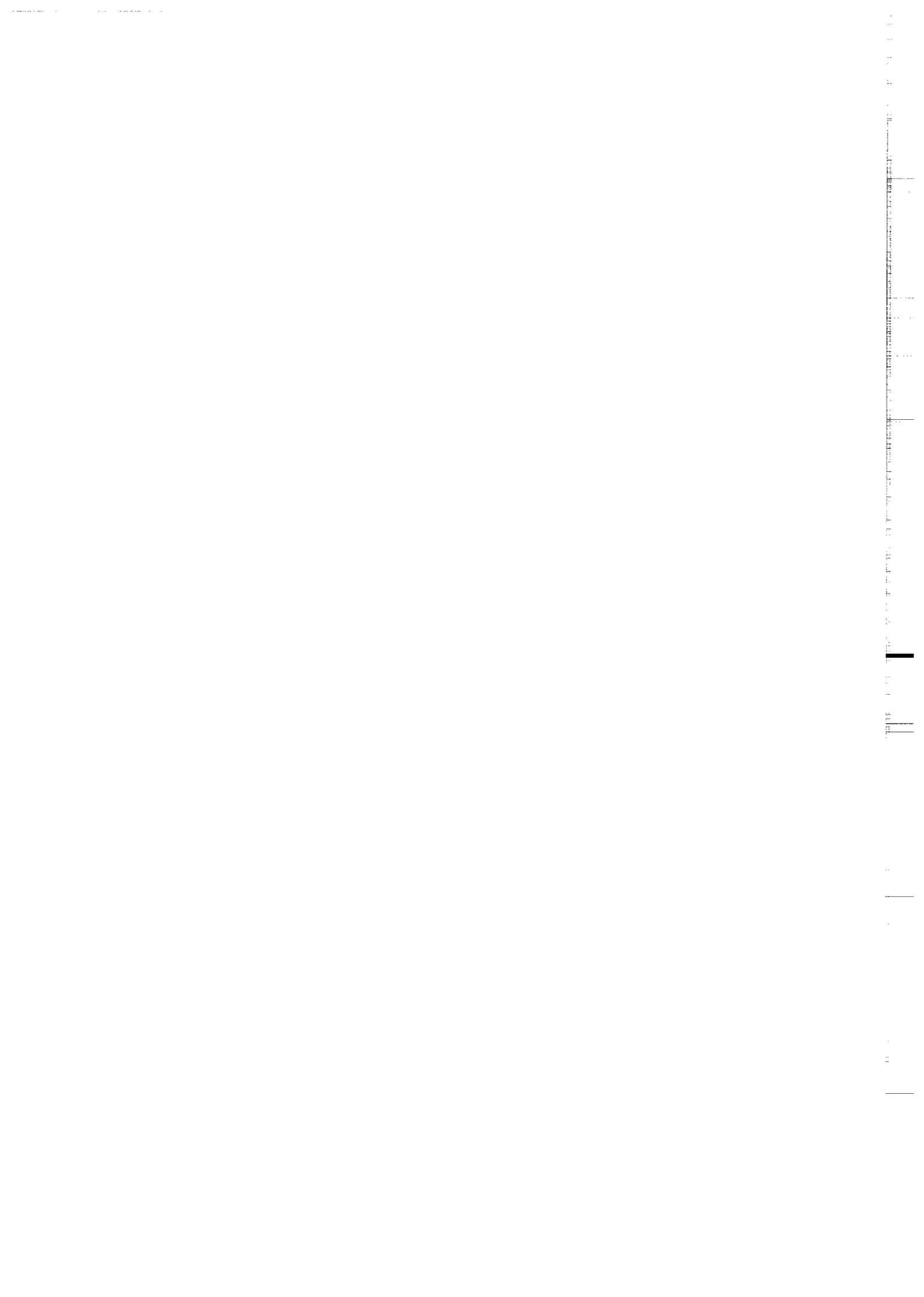


Figure 11: représentation du champ de déformation incrémentale entre 8 et 16% de raccourcissement.



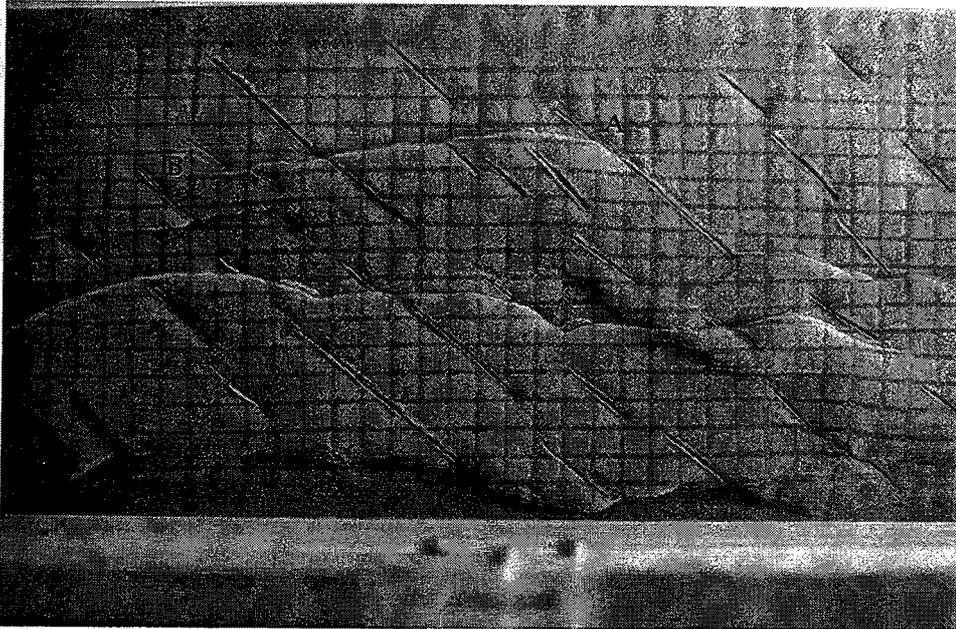


Figure 12: Vue de surface de l'échantillon après 24% de raccourcissement

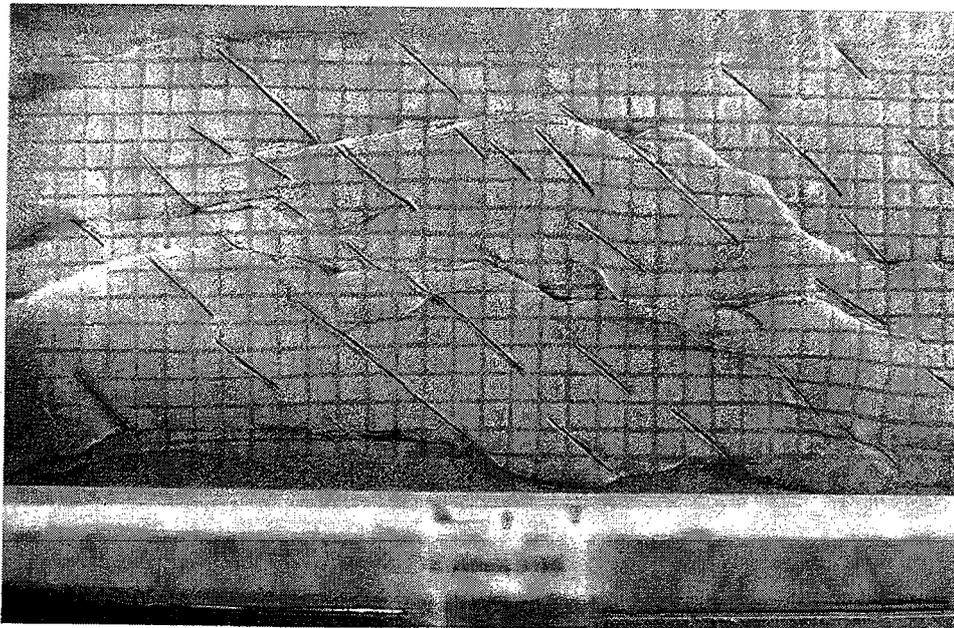
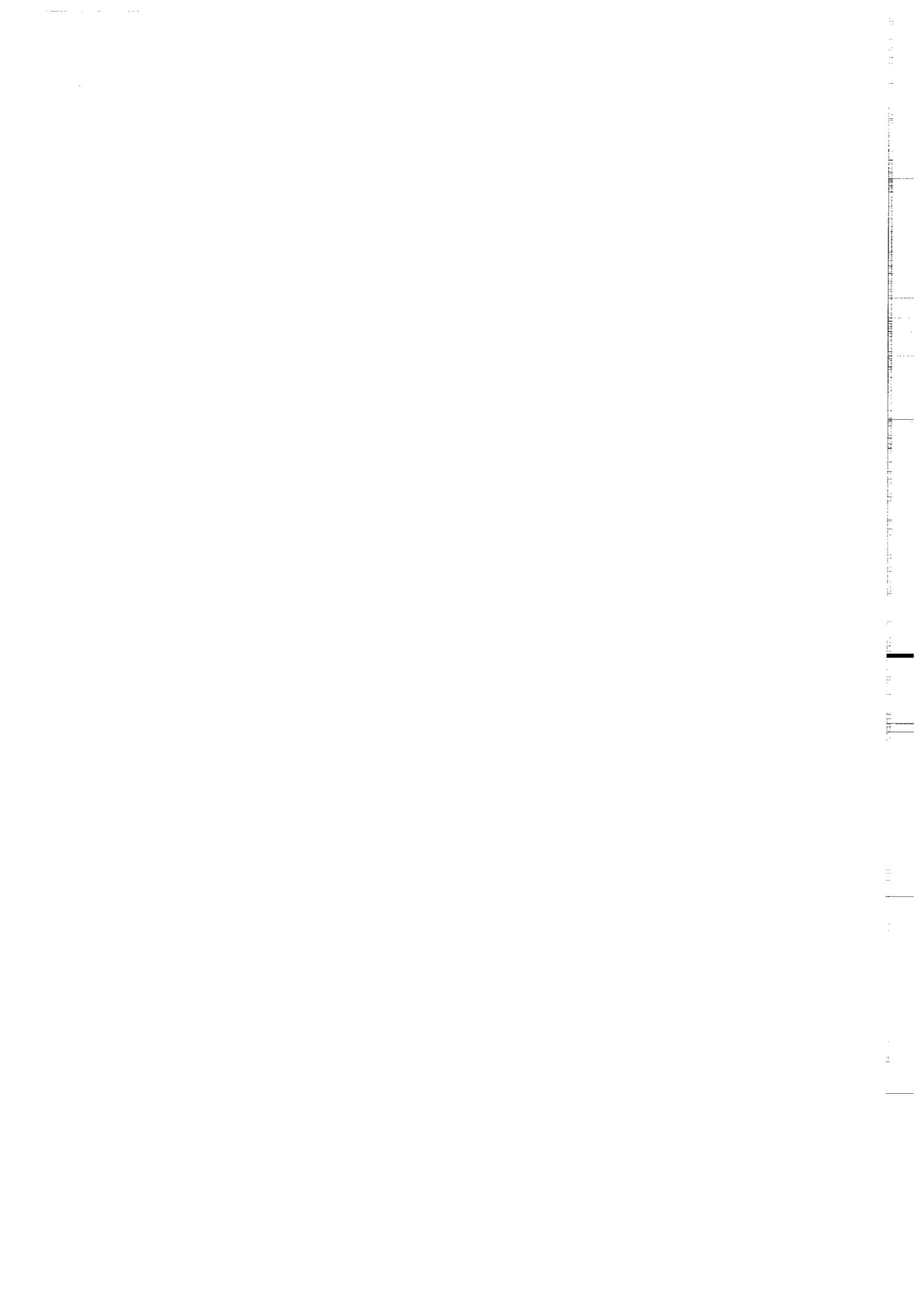


Figure 13: Vue de surface de l'échantillon après 35% de raccourcissement



Dans la partie gauche de l'échantillon, le chevauchement synthétique juvénile recoupe plusieurs structures héritées et s'amortit sur un ensemble de trois discontinuités préexistantes de même vergence disposées en relais (notées **B** sur la **figure 12**). Le décalage des marqueurs indique une composante décrochante dextre sur l'accident. Un autre chevauchement qui s'est développé à la bordure du dispositif mais qui est cette fois antithétique du raccourcissement appliqué par le piston, vient lui aussi s'amortir au niveau de ces trois fractures.

La structure frontale montre un jeu décrochant dextre sur la partie gauche, senestre sur la partie droite de l'échantillon. La partie centrale de l'échantillon subit donc une distension, marquée par un étirement homogène de la grille de marqueurs passifs de la déformation. Cette extension est accommodée de façon diffuse et ne provoque pas la formation de structures localisées. La partie centrale de l'échantillon dans laquelle beaucoup de discontinuités héritées restent inactives, est peu déformée. Le raccourcissement est donc distribué de façon très hétérogène sur l'échantillon.

Une petite structure chevauchante antithétique et oblique sur la direction principale de raccourcissement se développe au centre de l'échantillon parallèlement à une fracture héritée qui ne montre pas d'indice de réactivation. Cette association dessine là aussi une figure en short-cut (*Gillcrist et al, 1987; Huyghe, 1992*). Ce chevauchement recoupe une ancienne faille inverse avec laquelle il forme localement un synclinal pincé.

II.3.3 Une forte inversion

La géométrie d'ensemble du champ de fractures est peu modifiée dans la dernière partie de l'expérience (**figure 13**). Trois points méritent cependant d'être soulignés.

1) Un nombre important de structures de petite taille se forment, dont la cinématique est parfois incompatible avec les conditions de déformation appliquées aux limites de l'échantillon par le piston. On peut supposer que leur développement résulte de perturbations locales du champ de déformation dont les caractéristiques sont déterminées, in fine, par les interactions à toutes les échelles entre les différentes discontinuités, qu'elles soient juvéniles ou héritées.

2) La partie inférieure droite de l'échantillon a subi une forte rotation horaire (de l'ordre de 15°) et une surrection d'ensemble. Elle est limitée par deux zones décrochevauchantes qui fonctionnent respectivement en cisaillement dextre et senestre.

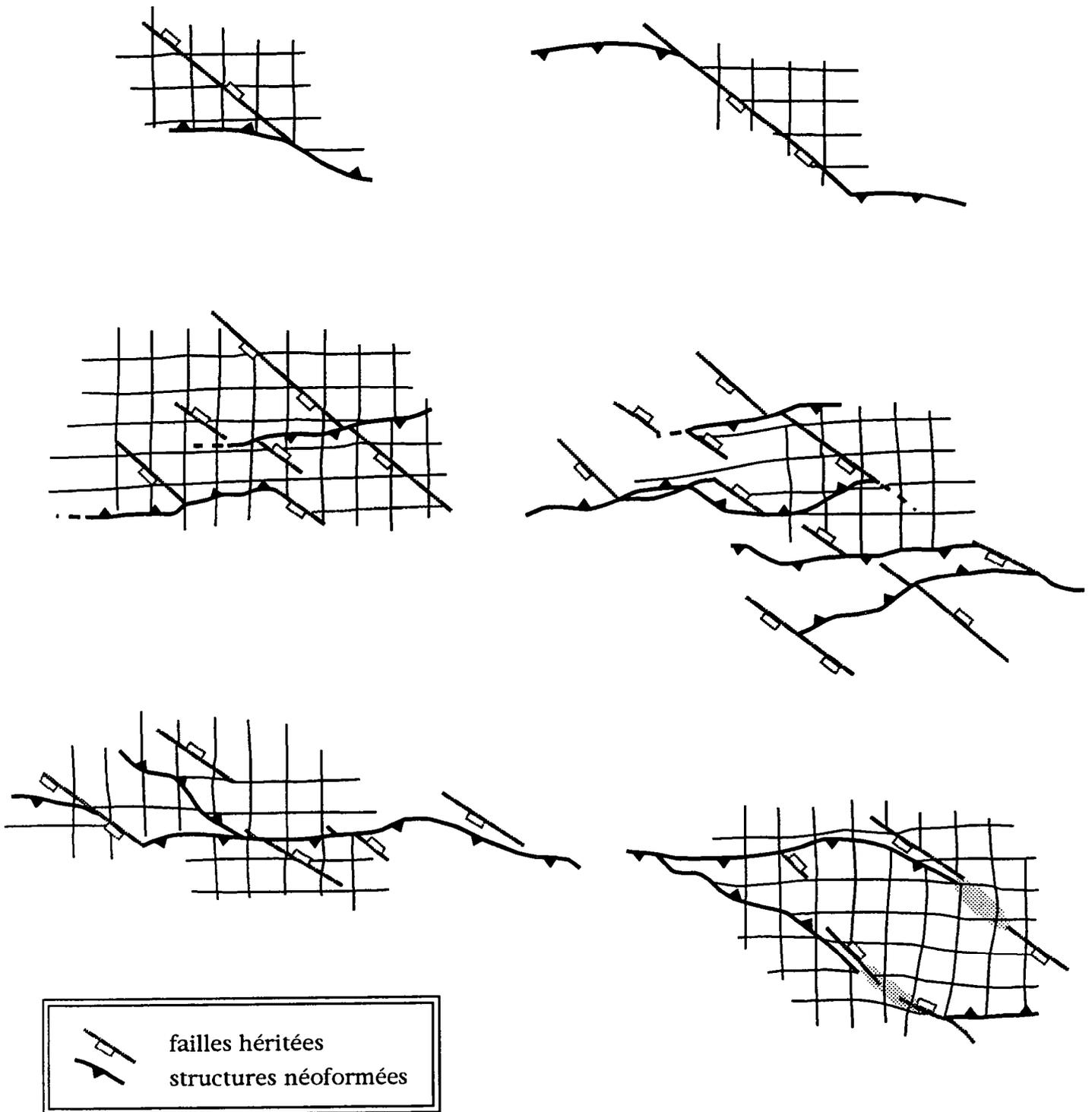


Figure 14: quelques exemples de branchements entre failles héritées et structure néoformées.

Deux fractures préexistantes se sont connectées pour former un des deux décrochevauchements.

3) La déformation continue (non localisée) est importante dans tout l'échantillon.

III Réactivation et propagation des structures héritées

L'expérience montre de nombreux exemples de réactivation de structures préexistantes. La réactivation peut être faible et n'entraîner qu'une perturbation locale du champ de déformation sans structures associées. La réactivation peut aussi être plus importante, la faille accommodant alors une partie de la déformation et contrôlant localement le développement de structures juvéniles. Les failles réactivées, sur lesquelles la déformation est localisée précocement (c'est-à-dire avant que les conditions de la rupture ne soient atteintes dans la matrice homogène) jouent le rôle de germe pour l'initiation et la croissance des nouvelles structures.

Les figures de branchement constituent un des aspects les plus intéressants de cette expérience (**figure 14**). Ces structures ne sont habituellement pas observées dans les expériences contenant des fractures préexistantes de taille infinie pour lesquelles la déformation est généralement cylindrique. Remarquons que les terminaisons anticlinales peuvent être très variées. Un étude systématique des différentes figures de branchement observées pourraient permettre à terme de préciser la géométrie et les volumes des pièges pétrolifères potentiels. Cependant, en l'état actuel, il apparaît difficile de déterminer la façon dont ces branchements se développent. Nous supposons que le mode de branchement dépend principalement des caractéristiques locales de la perturbation du champ de déformation engendrée par la discontinuité réactivée. Remarquons cependant qu'il est souvent difficile d'isoler une structure dans le réseau de fractures. Cette observation suggère que le type de branchement pourrait dépendre non seulement de la perturbation locale associée à quelques discontinuités mais aussi de l'influence à plus petite échelle de l'ensemble des fractures, héritées ou néoformées contenu dans le système. La géométrie des connections, qui sont l'expression de la cinématique locale de la déformation, pourrait être utilisée comme marqueurs des directions locales de déformation, lorsque il sera possible d'établir une relation univoque entre les perturbations du champ de contrainte et la déformation finie, c'est-à-dire lorsque les relations entre perturbation et fracturation seront explicitées.

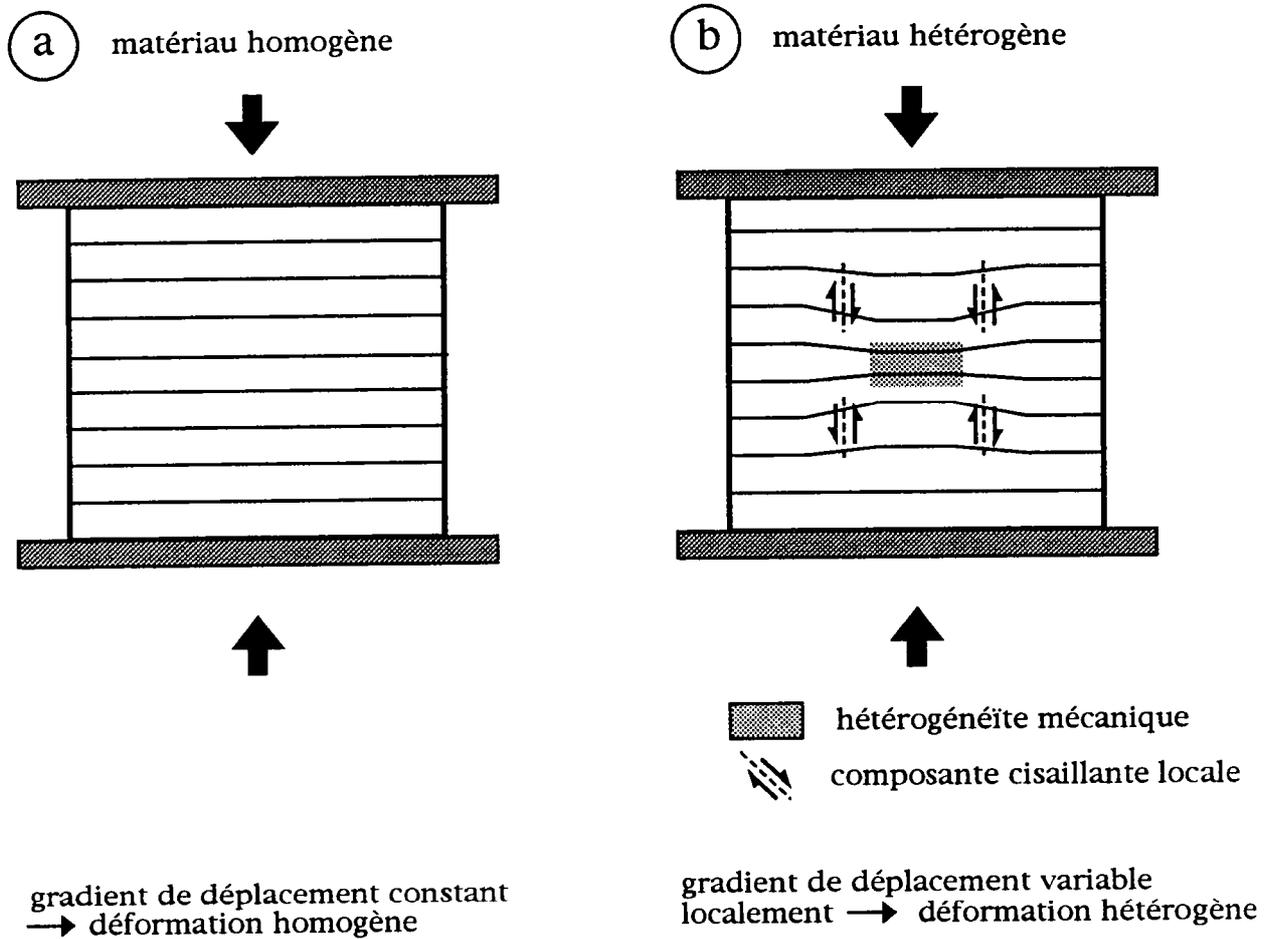


Figure 15: représentation schématique du champ de déplacement dans un système soumis à des conditions de chargement homogènes aux limites. a) Les propriétés mécaniques de l'échantillon sont constantes. b) Des matériaux de rhéologie différente coexistent. L'inclusion de faible résistance accomode préférentiellement le raccourcissement et provoque une perturbation locale du champ de déformation. Les structures qui vont se former accommoderont une déformation dont les caractéristiques sont déterminées par les gradients de déplacement locaux.

Les exemples montrent le plus souvent une transition rapide entre la structure réactivée et le segment de faille juvénile. C'est pourquoi nous avons préféré parler de branchement des structures néoformées sur les fractures héritées plutôt que de propagation des failles préexistantes. Dans l'expérience, il y a peu d'exemples où les structures héritées se sont propagées dans leur propre plan. La forte obliquité (environ 45°) des discontinuités initiales sur la direction principale de raccourcissement rend difficile leur propagation.

IV Origine des perturbations du champ de déformation dans un système préfracturé.

Nous avons pu mettre en évidence qu'un certain nombre de discontinuités préexistantes sont réactivées dès le début du chargement, au cours de l'inversion. La réactivation des fractures a deux conséquences:

- le déplacement accommodé par la discontinuité est plus important que le déplacement accommodé par la matrice homogène. la réactivation provoque donc localement un gradient de déplacement non constant qui se traduit par une concentration de la déformation, particulièrement aux extrémités de la discontinuité.
- les directions locales du déplacement s'écartent de façon significative de la direction imposée aux limites.

Le champ de déformation dans un système préfracturé est donc, dès le début du chargement, fortement hétérogène. Lorsqu'une déformation irréversible apparaît, les fractures néoformées accommodent une déformation dont les caractéristiques locales peuvent être très différentes de la déformation imposée aux bordures de l'échantillon.

L'origine de l'hétérogénéité de la déformation finie apparaît clairement si l'on représente un matériau préfracturé par une juxtaposition de zones de rhéologie différente. La façon dont une zone de moindre résistance peut influencer le champ de déformation locale est illustrée sur la **figure 15**. A l'échelle du système, la géométrie locale du champ de déformation finie dépend en fin de compte de la position relative des zones résistantes (la matrice) et des zones qui localisent préférentiellement le déplacement (les failles réactivées), la somme des déformations locales sur un profil parallèle à la direction principale de raccourcissement devant être égale à la déformation moyenne appliquée aux limites.

Dans l'expérience, la perturbation du champ de déformation est amplifiée du piston vers la bordure fixe du dispositif, avec l'augmentation de la déformation. Cela signifie sans ambiguïté que

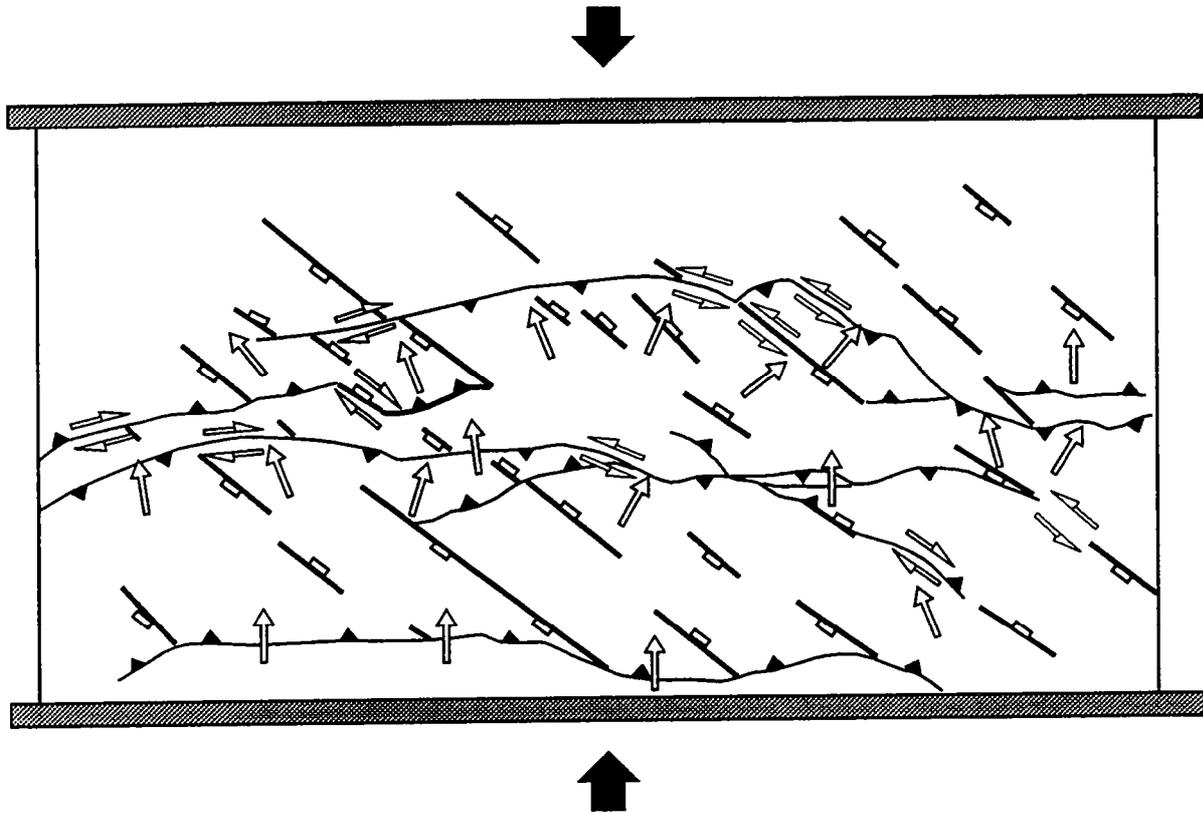


Figure 16: représentation simplifiée des déplacements horizontaux dans l'échantillon déterminés à partir de l'état final de la déformation: i) les directions locales de déplacement peuvent varier fortement malgré des conditions de chargement homogène, ii) le jeu des structures réactivées ou néoformées peut localement être incompatible avec la direction de raccourcissement appliquée aux limites de l'échantillon.

l'effet des perturbations peut être cumulatif et qu'il existe des interactions à grande distance entre les discontinuités.

Conclusion

Ce type d'expérience illustre de façon claire l'influence de l'héritage structural sur l'évolution de la déformation. Nous résumerons en cinq points les principaux résultats obtenus:

1) Les directions locales de déplacement peuvent varier fortement malgré des conditions de chargement homogènes (**figure 16**).

2) La cinématique de la déformation peut être localement incompatible avec la direction de raccourcissement appliqué aux limites du système (**figure 16**).

3) Toutes les parties de l'échantillon ne sont pas affectées de façon synchrone par la déformation. Ce diachronisme s'exprime à deux échelles. Nous observons tout d'abord une progression du front de déformation du piston vers la partie immobile du dispositif expérimental. Cette évolution pourrait être contrôlée dans l'expérience par les frottements aux bordures du dispositif. Cependant, cette condition pourrait fort bien s'appliquer aux systèmes naturels, la compression affectant de toute façon un domaine d'une étendue limitée latéralement. Dans une même partie de l'échantillon, certaines zones sont déjà fortement déformées alors que d'autres domaines ne montrent pas d'indices évidents de déformation.

4) Nous reproduisons à l'échelle d'un échantillon pourtant très faiblement hétérogène la plupart des structures caractéristiques de l'inversion (anciennes failles à jeu inverse, shortcuts, décrochevauchements etc.), sans introduire dans le modèle de conditions particulières (niveau de décollement, forme listrique des structures héritées, variation des directions de convergence, etc). Il est bien entendu que ces facteurs peuvent effectivement intervenir, mais il doivent être évoqués avec prudence, la plupart des structures pouvant simplement résulter des perturbations de la déformation induite par l'héritage structural.

5) Il semblerait que dans un système préfracturé, une partie non négligeable de la déformation puisse être accommodée de façon diffuse par le matériau. En tout état de cause, les structures néoformées sont plus nombreuses et de taille plus faible que dans un matériau homogène.

Ces résultats apportent des éléments nouveaux en ce qui concerne l'interprétation cinématique et géodynamique de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. En effet, l'incompatibilité de la

cinématique de la déformation par rapport à la direction de convergence alpine, décrite dans plusieurs bassins de la plate-forme européenne (*Carwright, 1989, Huyghe, 1992*) et le diachronisme de l'inversion (*Huyghe, 1992, Coward, 1991, 1994*) constituent actuellement deux des principaux arguments pour remettre en cause les relations entre la collision alpine au sens large et l'inversion tectonique à l'échelle de la plateforme européenne (*Huyghe, 1992, Coward, 1991, 1994*). Au vu des résultats expérimentaux que nous avons obtenus, ces "anomalies" pourraient être une conséquence des perturbations de la déformation associées à l'héritage structural, la direction principale de raccourcissement à l'échelle de la plate-forme restant définie par la direction de convergence Afrique-Europe. Nous avons vu que les interactions entre structures préexistantes peuvent être locales ou impliquer des discontinuités relativement éloignées. La signification régionale de la cinématique de la déformation dans un bassin isolé dépend directement de l'importance de ces interactions longue distance qui vont définir la taille minimale du système mécanique à considérer. L'échelle à laquelle ces perturbations deviennent négligeables (si elle existe), reste cependant difficile à déterminer pour le moment.

Ces résultats montrent 1) que les perturbations associées à la réactivation des fractures héritées peuvent fortement influencer l'évolution et la géométrie de la déformation finie au cours de l'inversion; 2) que l'on doit prendre en compte le réseau de failles dans son ensemble pour pouvoir intégrer les différentes observations à l'échelle de quelques failles, d'un bassin ou d'un ensemble de bassins dans un schéma d'évolution cohérent; 3) la nécessité de développer une étude spécifique des processus d'interactions entre structures héritées, pour comprendre les mécanismes de la déformation dans les systèmes préfracturés.

CHAPITRE III

**ÉTUDE DES MÉCANISMES DE PROPAGATION D'UNE
DISCONTINUITÉ**

Introduction

Les conditions de la propagation des discontinuités macroscopiques, lorsque elles sont soumises à une déformation cisailante, demeurent actuellement largement discutées. En particulier, les relations entre direction des contraintes principales et fracturation ne sont pas encore clairement établies. Nous nous sommes donc naturellement intéressés au processus de la propagation des fractures héritées et à ses relations avec le champ de contrainte, dont nous avons exploré les mécanismes à partir de quelques expériences analogiques simples.

Il existe une abondante littérature qui concerne les mécanismes de la propagation d'une discontinuité microscopique préexistante soumise à une compression et inclinée par rapport à la direction de compression. Les discontinuités se propagent en développant des fentes de tension branchées, qui se localisent aux extrémités du défaut (**figure 1**). La croissance des fentes et ses relations avec le champ de contrainte ont été décrites par de nombreux auteurs, notamment par *Horii et Nematt-Nasser* (1985), et *Barquins et Petit* (1992). Mais ce mode de propagation ne peut rendre compte de la croissance d'une structure macroscopique, suggérant que les modalités de la fracturation ne sont pas identiques aux différentes échelles. Nous ne ferons donc pas référence à ces travaux dans la suite du développement.

Nous rappelons dans une première partie les données expérimentales et les modèles concernant la croissance d'une fracture macroscopique unique dans un matériau sous contrainte.

Nous présentons, dans une seconde partie, les résultats des expériences que nous avons réalisées. Nous avons tout d'abord examiné la propagation en cisaillement d'une discontinuité unique dans un matériau soumis à une déformation plane. Puis nous avons étudié l'évolution de la fracturation au niveau d'un relais de discontinuités en échelon dans les mêmes conditions. L'approche que nous avons développée concerne essentiellement l'aspect cinématique de la fracturation.

Nous discutons dans une dernière partie de la signification des résultats que nous avons obtenus par rapport aux modèles classiques de rupture et leurs implications dans l'interprétation du processus de la fracturation.

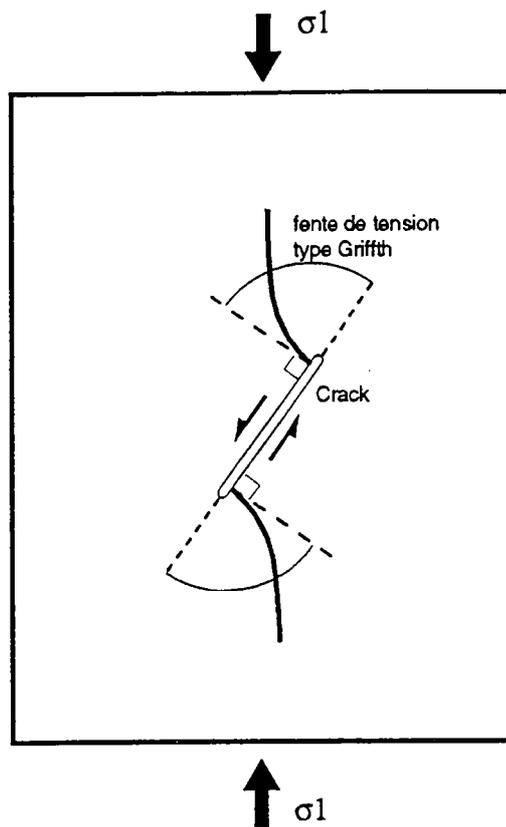


Figure 1: Illustration du mode de propagation mode II d'un crack unique dans un matériau élastique sous contrainte uniaxiale. Deux fentes de tension branchées aux extrémités du crack se développent dans une direction parallèle aux isostatiques de la contrainte σ_1 .

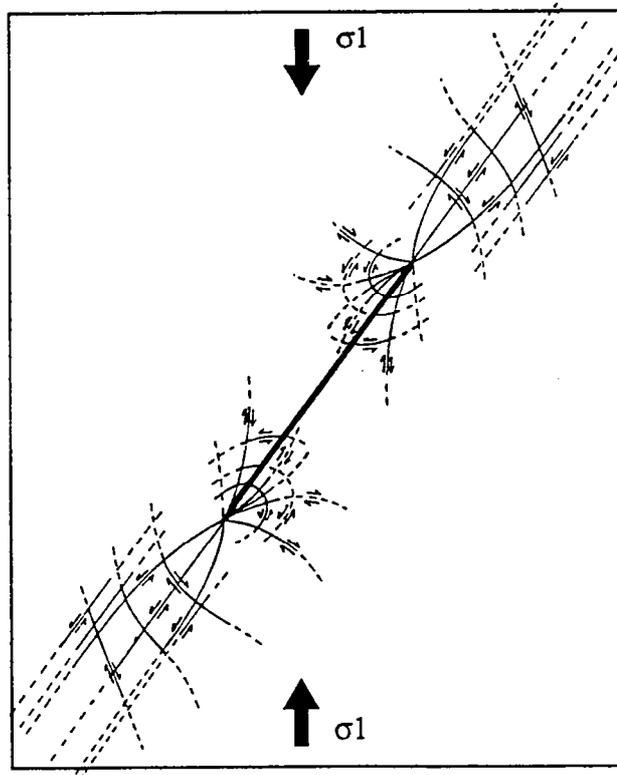


Figure 2: champ de fracturation potentielle associée à une discontinuité orientée à 30° de la contrainte σ_1 dans un matériau élastique soumis à une compression uniaxiale, déterminé à partir de l'application locale du critère de Mohr-Coulomb (d'après Chinnery, 1966).

I Quelques données sur la propagation des failles

I.1 Application locale du critère de Mohr-Coulomb

Parmi tous les critères de fracturation (voir *Desrués*, 1984 pour une revue), le modèle de Mohr-Coulomb demeure un des modèles les plus utilisés pour décrire le développement de fractures cisailantes macroscopiques dans les matériaux homogènes dans le domaine des sciences de la Terre. Ce critère empirique, dont la mise en oeuvre est extrêmement simple, rend compte de façon satisfaisante à la fois des conditions de la rupture macroscopique et de la géométrie finale des fractures pour la plupart des matériaux homogènes. On admet que la rupture intervient lorsque la composante cisailante de la contrainte appliquée aux limites dépasse la résistance ultime du matériau et que la rupture s'effectue sur un plan orienté à $\tau = \pi/4 \pm \phi/2$ de la contrainte principale σ_1 aux bordures du système (cf chapitre I).

La direction de fracturation est donc, d'après ce critère, directement reliée à l'orientation de la contrainte cisailante maximale. Le chemin de propagation d'une discontinuité préexistante peut en principe être déterminé si le champ de contraintes aux extrémités de la discontinuité est connu. Cette relation a été largement utilisée dans les travaux théoriques (*Chinnery*, 1963, 1966; *Rodgers*, 1980, *Segall et Pollard*, 1980) ou numériques (*Dupin et Sassi*, 1991) pour déterminer le champ de fractures associé à des discontinuités soumises à une déformation plane, conditions pour lesquelles les perturbations du champ de contrainte associées aux fractures préexistantes peuvent être décrites.

Le champ potentiel de fractures est généralement constitué d'un réseau complexe de lignes de glissement soit synthétiques soit antithétiques de la direction de cisaillement appliquée aux limites, et dont la plupart prennent racine aux extrémités de la discontinuité initiale (**figure 2**). La perturbation locale du champ de contrainte en extrémité de faille a donc deux conséquences: i) la direction de propagation de la discontinuité initiale est modifiée et ii) elle provoque la formation de structures secondaires cisailantes néoformées, associées à la discontinuité majeure (**figure 2**) (*Chinnery*, 1966; *Sornette*, 1990).

La confrontation du modèle théorique aux données de terrain (*Chinnery*, 1967; *Reches*, 1987 pour des failles en relais) reste cependant ambiguë, la difficulté principale étant d'extraire les

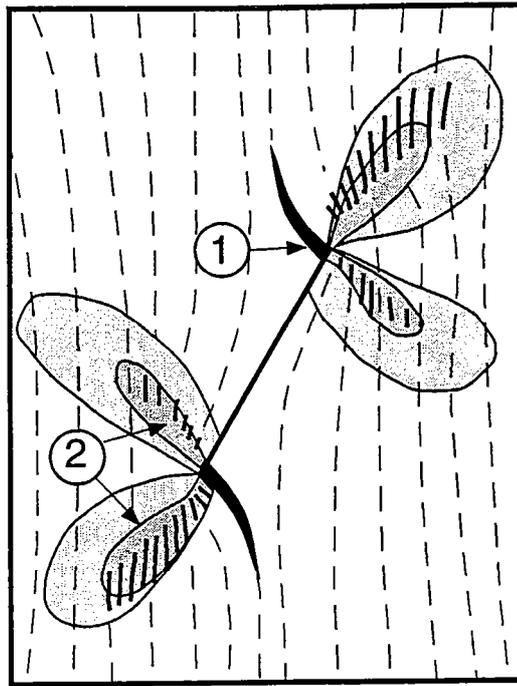


Figure 3: microfracturation associée à une discontinuité dans une plaque de PMMA soumise à un chargement uniaxial. 1) Propagation mode II du crack. Le développement des fentes branchées est inhibé pour un chargement biaxial. 2) Fentes de tension. Elles sont localisées dans les zones de concentration de la contrainte cisailante et sont parallèles aux isostatiques de la contrainte principale σ_1 .

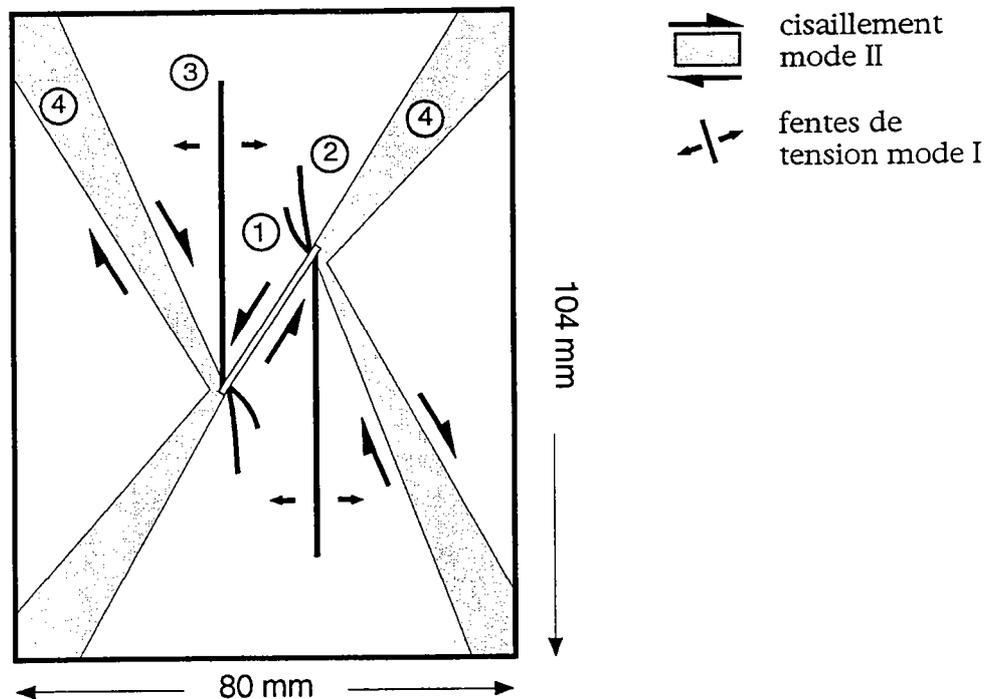


Figure 4: champ de fractures associé à une discontinuité oblique par rapport à la direction principale de raccourcissement dans une plaque de marbre soumise à une compression uniaxiale (d'après Jiefan et al, 1990). Plusieurs types de structures se développent successivement jusqu'à la rupture en cisaillement de l'échantillon: 1) et 2) fentes de tension de type Griffith, 3) axial splitting et 4) bandes de cisaillement.

structures significatives d'un ensemble généralement complexe de fractures.

I.2 Données expérimentales

Les travaux expérimentaux appliqués à la propagation d'une fracture macroscopique préexistante sont peu nombreux à notre connaissance.

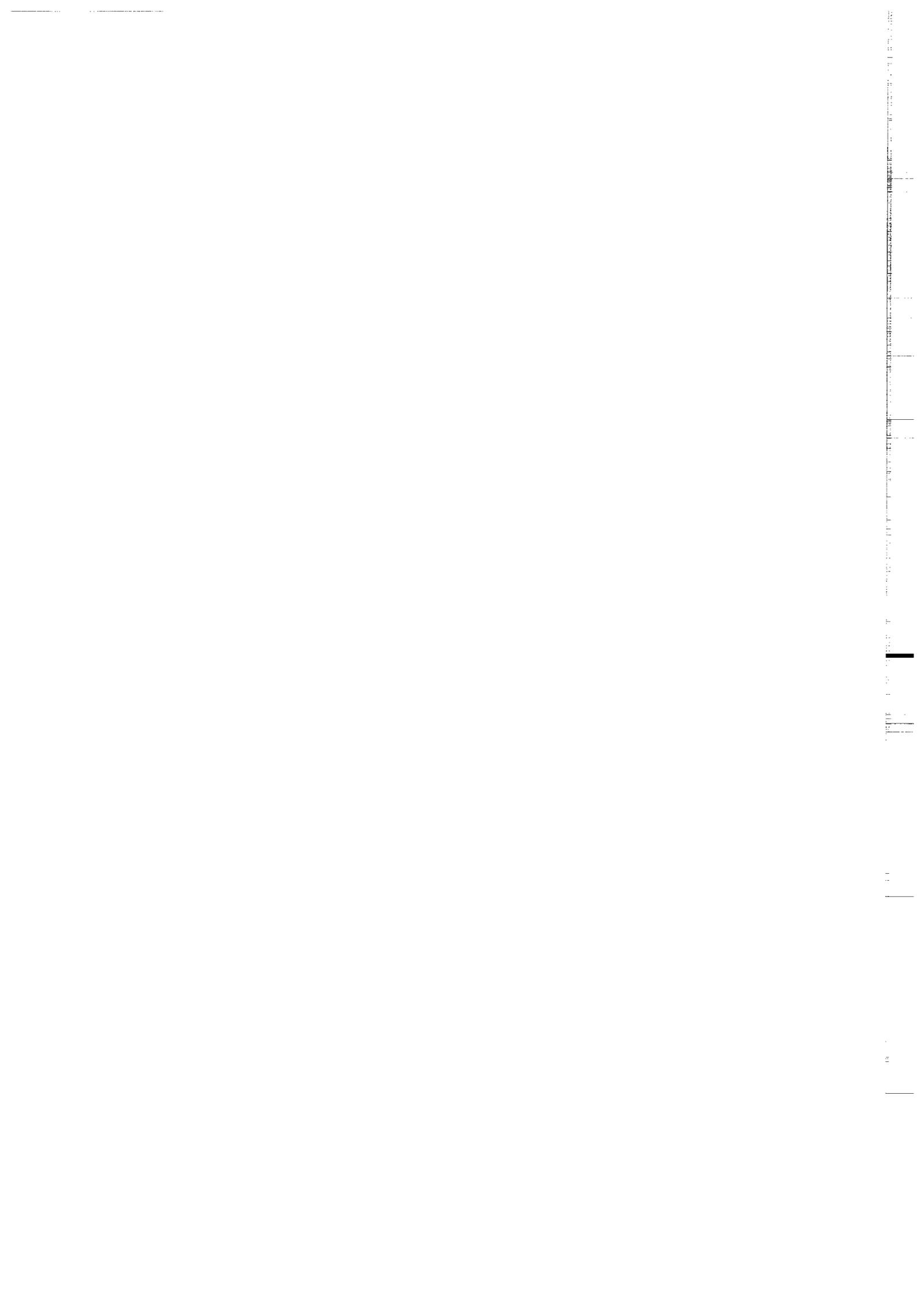
Petit et Barquins (1988) ont étudié le mode de croissance d'une discontinuité orientée à 30° de la direction principale de raccourcissement dans différents grès soumis à un chargement uniaxial. Ils montrent que la fracture se propage dans son propre plan. La propagation de la discontinuité initiale est accompagnée par la formation de cisaillements conjugués juvéniles, dont le développement n'est apparemment pas associé à la discontinuité préexistante.

Ces auteurs ont reproduit ces expériences dans un matériau élastique de type plexiglass (PMMA) (*Petit et Barquins* 1987, 1988). Le champ de déformation associée à la discontinuité, avant que les conditions de la rupture ne soient atteintes, est déterminé par la méthode photoélastique.

Pour de fortes contraintes appliquées aux limites, ils observent la formation (**figure 3**):

- de fentes de tension de type Griffith à chaque extrémité de la discontinuité. La formation des fentes de Griffith peut être inhibée lorsque l'échantillon est soumis à un chargement biaxial (*Petit et Barquins* 1988; *Petit et Barquins*, 1993).
- de fentes d'ouverture disposées en échelon. Deux alignements de fentes se développent, dans le prolongement de la discontinuité et obliques sur cette discontinuité, et sont étroitement associées aux zones de concentration de la déformation mises en évidence par la photoélasticimétrie. Elles pourraient représenter les précurseurs de la propagation en cisaillement de la discontinuité initiale. Ces auteurs n'obtiennent pas de propagation en cisaillement (Mode II) dans le PMMA. Cependant, lorsque l'on décharge l'échantillon, il subsiste une déformation plastique dans les zones de concentration de la déformation, qui suggère un endommagement irréversible du matériau.

Jiefan et al (1990) ont réalisé des expériences semblables sur des plaques de marbre contenant des fentes, orientées à 30 , 45 ou 60° de la direction principale de raccourcissement. Les plaques sont soumises à une compression uniaxiale. L'évolution de la déformation associée à la discontinuité est mise en évidence par la



technique du Moiré. Plusieurs types de fractures apparaissent successivement:

- des fentes de tension de type Griffith.
- des fentes de tension parallèles à la direction principale de raccourcissement (axial splitting). Le remplissage de la fente par du mortier (c'est à dire l'augmentation du coefficient de friction sur la discontinuité initiale) peut empêcher le développement de ces fentes.
- des bandes de cisaillement orientées dans le prolongement de la discontinuité préexistante ou obliques sur la discontinuité. Ces bandes croissent dans les zones de forte déformation cisailante associées à la discontinuité qui se sont progressivement développées au cours du chargement et se propagent dans la direction d'allongement de ces zones.

Les résultats obtenus pour une discontinuité orientée à 30° , sont résumés sur la **figure 4**. Les quatre bandes de cisaillement ne se développent jamais simultanément. Le développement des structures synthétiques est favorisé lorsque l'inclinaison de la fente est inférieure à 45° par rapport à la direction de la contrainte principale σ_1 .

Dans tous les cas, on observe une propagation rectiligne de la discontinuité préexistante, soit dans son propre plan lorsqu'elle est faiblement inclinée par rapport à la direction principale de raccourcissement, soit dans une direction conjuguée lorsqu'elle est fortement oblique (*Jiefan et al*, 1989). La propagation est systématiquement associée aux zones de perturbation de la déformation. Par contre, il n'y a pas de structures cisailantes secondaires associées à la discontinuité. Les structures de tension de type Griffith qui se forment dans des conditions de chargement uniaxial ne participent pas au développement des segments cisailants juvéniles. Les deux modes de propagation peuvent donc coexister à l'échelle d'une discontinuité et ne s'excluent pas.

I.3 Observations de terrain

L'étude des structures en terminaison de failles peut apporter de nombreux renseignements sur les modalités de la propagation des fractures. *Granier* (1986 a et b) *Segall et Pollard* (1983) *Segall et Delaney* (1987), *Pollard et al* (1982), *Segall* (1991) décrivent des systèmes de fentes en échelon alignées dans la prolongation des plans de discontinuité, dont la géométrie rappelle fortement les résultats obtenus par *Petit et Barquins* (1988) sur des plaques de

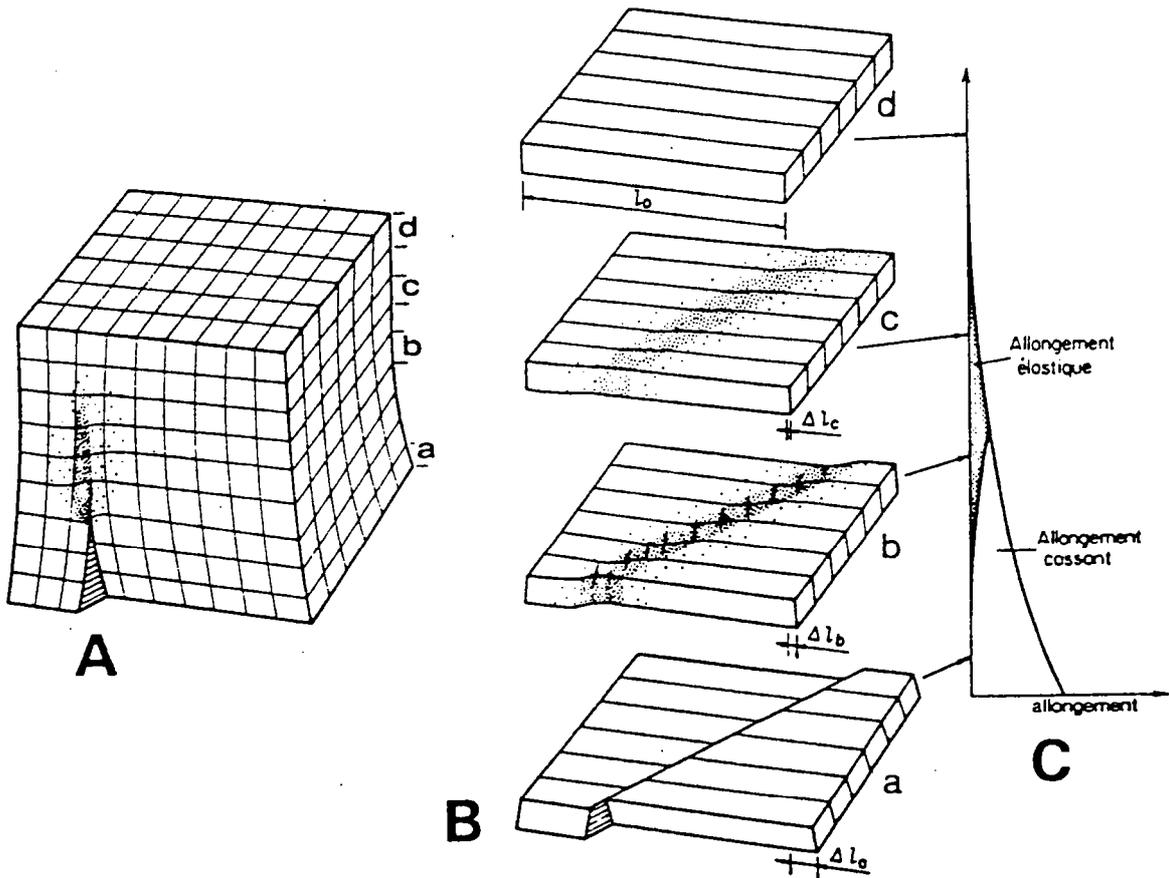


Figure 5: Modèle de propagation d'une discontinuité contenue dans un matériau sous contrainte d'après *Etchecopar et al* (1986). Le déplacement sur la faille induit une déformation cisaillante continue qui fragilise la matrice en avant du plan de discontinuité.

PMMA. Les mêmes observations ont été réalisées par *Etchecopar et al* (1986) sur des galets décimétriques. La plupart des auteurs suggèrent que ces structures sont les précurseurs de la fracturation cisailante, la faille se propageant dans son propre plan (*Granier, 1986; Pollard et al, 1982*).

L'ensemble des observations peut être résumé dans un modèle simple de propagation (*Pollard et al 1983; Etchecopar et al, 1986; Petit et Barquins, 1988, 1993*). Le jeu de la faille provoque dans la prolongation du plan de faille une déformation cisailante sans rupture. On peut aisément vérifier cette proposition avec une simple feuille de papier contenant une fente. Cette déformation continue provoque le développement de fentes de tension en échelon qui fragilisent le matériel. La faille se propage dans cette zone fragilisée qui se situe dans l'alignement du plan de fracture (**figure 5**) et qui constitue une simple prolongation dans la matrice du mouvement cisailant sur la discontinuité.

I.4 Bilan

Cette courte revue des données concernant la propagation en cisaillement de discontinuités préexistante met en évidence une contradiction entre le modèle mécanique de la propagation d'une discontinuité en cisaillement et les données expérimentales.

- L'application locale du critère de Mohr-Coulomb prédit que la perturbation locale du champ de contraintes aux extrémités de la discontinuité doit entraîner un changement dans la direction de propagation et provoquer la formation de structures secondaires.

- Les données expérimentales et les observations de terrain montrent que la propagation d'une discontinuité préexistante est rectiligne et qu'il n'y a pas de structures cisailantes secondaires associées.

Cette observation suggère que les modèles de fracturation qui relient contrainte cisailante et direction de propagation ne rendent pas correctement compte des mécanismes de la croissance des fractures héritées. La propagation semble plutôt contrôlée par la cinématique locale de la déformation en terminaison de failles.

II Etude expérimentale de la propagation de discontinuités préexistantes

Nous avons réalisé une série d'expériences de façon à contraindre les mécanismes de la propagation des fractures préexistantes et ses relations avec le champ de déformation,

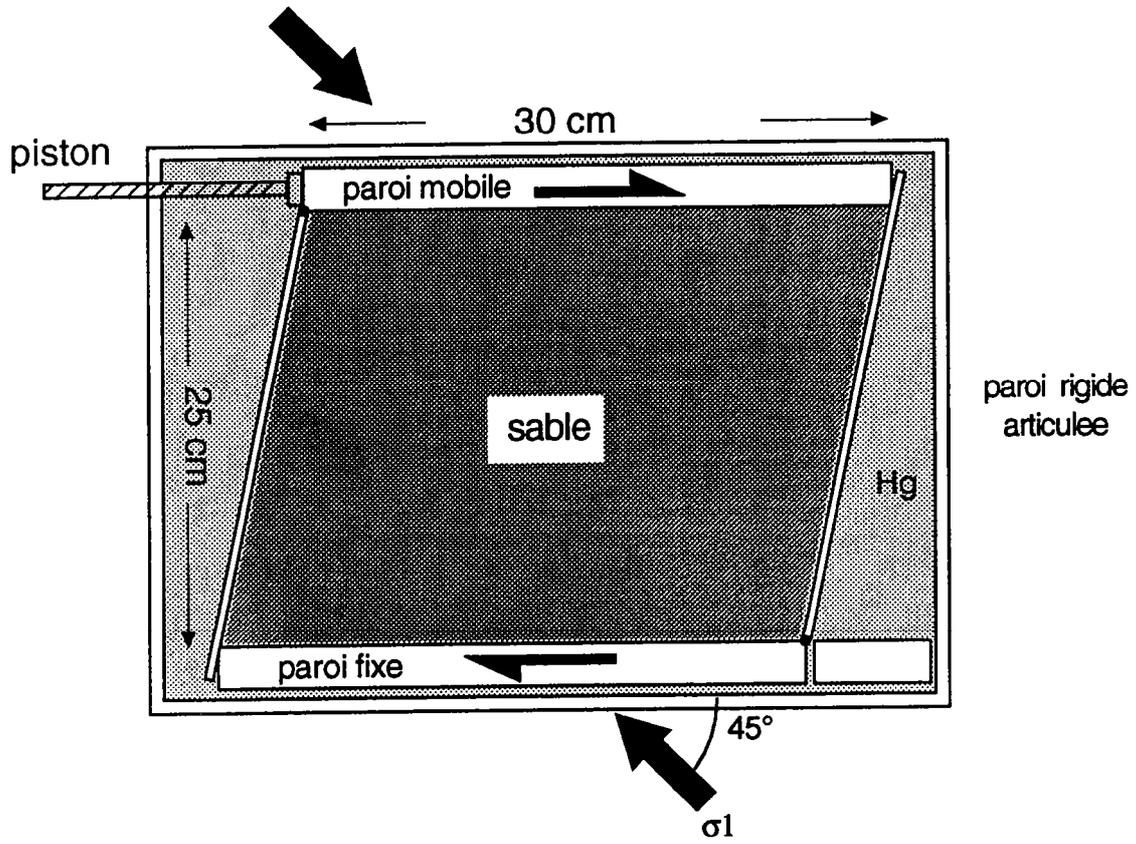


Figure 6: représentation schématique du dispositif expérimental.

d'abord sur une discontinuité, puis au niveau d'un relais extensif de failles disposées en échelon. Les échantillons, dans lesquels nous avons préalablement introduit une ou deux discontinuités, ont été déformés en cisaillement simple. Ce type de chargement permet d'obtenir une déformation plane isosurface, habituellement adoptée par la plupart des auteurs. Les résultats publiés sont cependant le plus souvent obtenus en déformation coaxiale. Ces conditions étant difficiles à obtenir expérimentalement, nous avons délibérément choisi de modéliser une déformation non coaxiale. Notons que nos résultats pourront malgré tout être comparés aux données existantes, à une rotation rigide près.

II.1 Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental (25 x 30 cm) est constitué de deux demi-boîtes dont les parois sont articulées de façon à permettre une déformation en cisaillement simple de l'échantillon (**figure 6**). L'appareillage est placé dans une cuve hermétique qui contient du mercure. Une des moitiés de la boîte est fixée à la bordure de la cuve. L'autre demi-boîte est mobile. Son déplacement, effectué à une vitesse constante d'environ 4 cm/h, est commandé par un moteur pas à pas. Le taux de cisaillement maximum que nous pouvons obtenir ne peut dépasser $\gamma=0.35$.

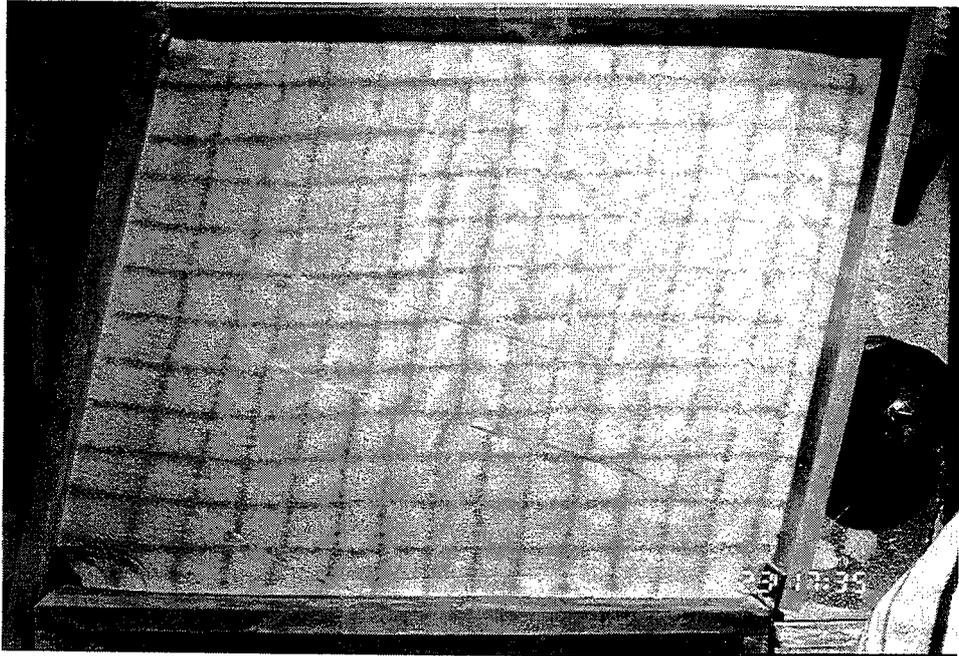
Pour ces expériences, nous utilisons du sable broyé dont les caractéristiques sont décrites au chapitre II. Le sable est versé dans le dispositif, puis disposé selon une couche horizontale d'épaisseur 3 cm à l'aide d'une spatule. La boîte et le sable reposent sur le mercure, qui permet d'éliminer les contacts frottants à la base du dispositif. La déformation, imposée à l'échantillon par le déplacement relatif des parois de la boîte, est donc homogène aux limites du système.

Des photographies de la surface de l'échantillon, sur laquelle est disposée une grille de marqueurs passifs, sont prises à intervalle régulier et permettent d'enregistrer les états successifs de la déformation.

II.2 Test du dispositif

Une première expérience a été réalisée sans discontinuité initiale. Entre $\gamma=0$ et $\gamma=0.16$, l'échantillon se déforme de façon continue. Les lignes verticales de la grille disposée à la surface de l'échantillon subissent une rotation horaire et demeurent parallèles. La déformation, essentiellement accommodée par un déplacement

a



b

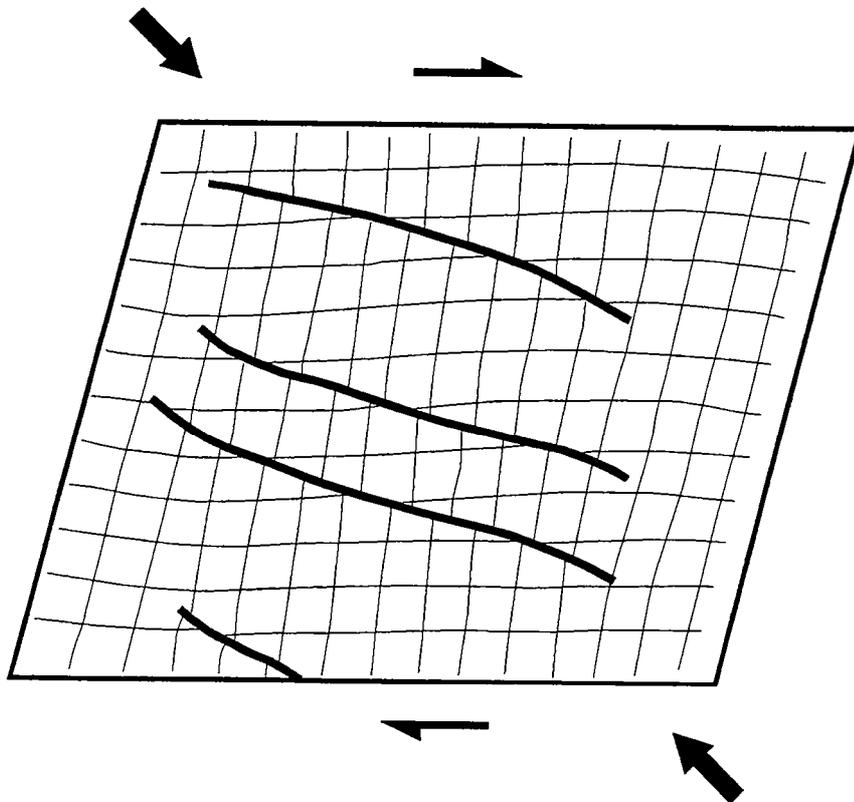


Figure 7: déformation en cisaillement simple d'un échantillon de sable homogène. a) Vue de surface à l'état final ($\gamma=0.24$). b) Représentation schématique du champ de failles.

parallèle à la direction du cisaillement appliqué aux limites est donc globalement homogène.

Trois structures régulièrement espacées apparaissent presque simultanément au centre de l'échantillon, lorsque le taux de cisaillement γ atteint 0.2. Ces bandes de déformation localisées, orientées à environ 30° de la contrainte principale σ_1 , sont des cisaillements synthétiques de la déformation appliquée aux bordures. Une quatrième structure, de géométrie semblable, apparaît plus tardivement. Ces bandes de cisaillement se propagent de façon rectiligne. Elles n'atteignent toutefois pas les bordures du dispositif expérimental. Elles acquièrent progressivement une forme sigmoïde au cours de la déformation.

Le champ final de fractures est uniquement constitué de failles synthétiques du cisaillement (**figure 7**). La raison pour laquelle on n'obtient qu'une seule famille de cisaillement, n'est pas encore bien comprise. *Gapais et al* (1991) montrent à partir d'expériences en cisaillement simple que le choix du système de glissement (antithétique ou synthétique) est apparemment déterminé très tôt au cours de la déformation et dépend essentiellement de la nature des premières structures qui se développent et qui contrôlent ensuite la cinématique de la déformation à l'échelle de l'échantillon. Il n'y a pas de déplacement vertical apparent, la déformation est entièrement contenue dans le plan. Les blocs ne montrent pas de déformation interne significative et les bandes de déformation localisée sont étroites.

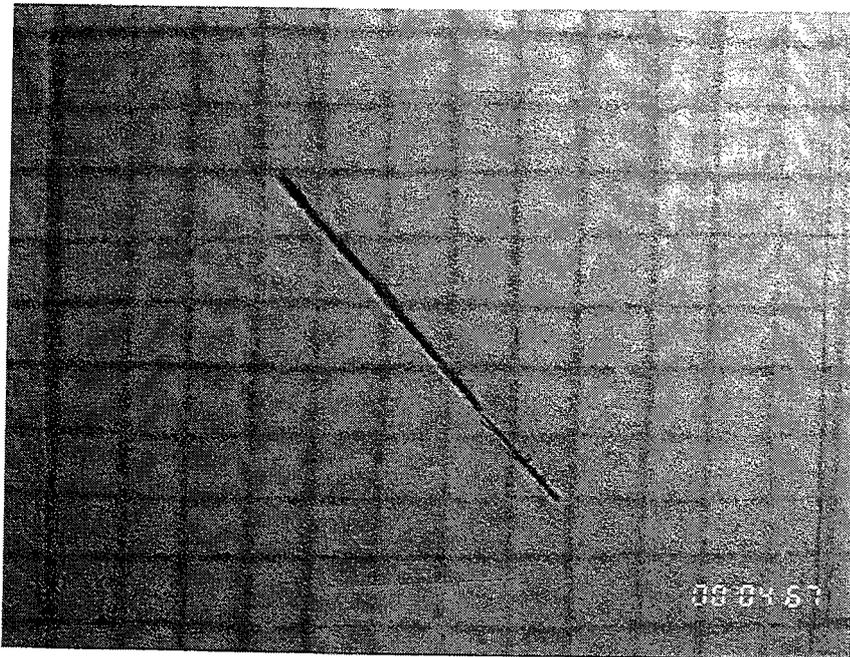
II.3 Evolution de la déformation dans un matériau contenant une seule discontinuité

Deux types d'expériences, réalisées avec une seule discontinuité initiale, ont été entreprises pour préciser les relations entre cinématique de la déformation et fracturation.

Nous avons tout d'abord introduit dans l'échantillon une discontinuité verticale orientée à 45° des bordures du dispositif. La discontinuité, orientée initialement dans la direction de la contrainte principale σ_1 ne peut donc à priori accommoder aucun déplacement.

Le critère de Mohr-Coulomb prévoit en principe deux directions de fracturation conjuguées, orientées à $\tau = \pi/4 \pm \phi/2$ de la direction de la contrainte principale σ_1 . Le dispositif expérimental ne permet d'obtenir que des structures synthétiques orientée à 15° de la direction de cisaillement. Pour le deuxième type d'expériences,

a



b

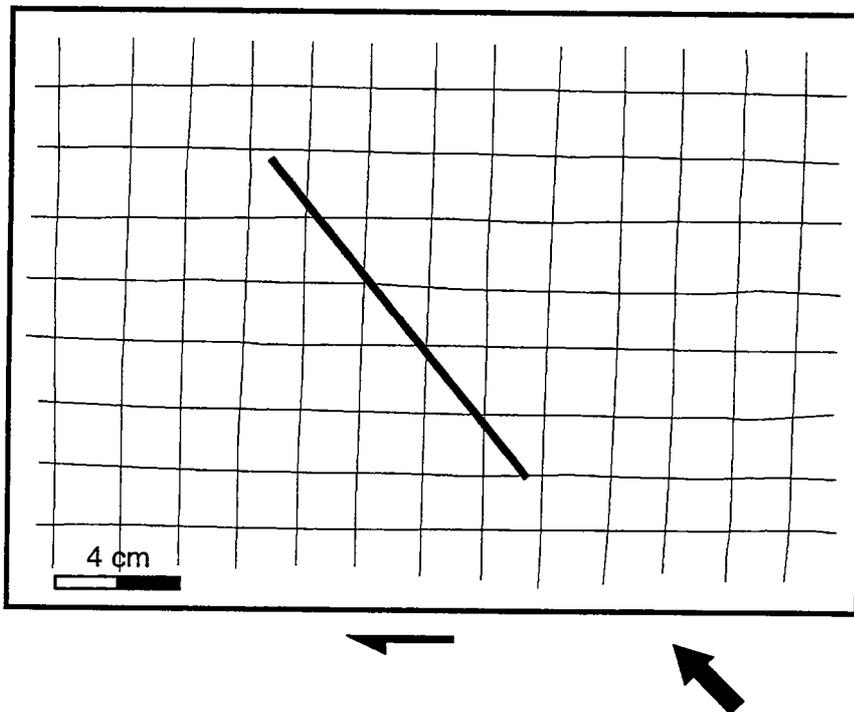
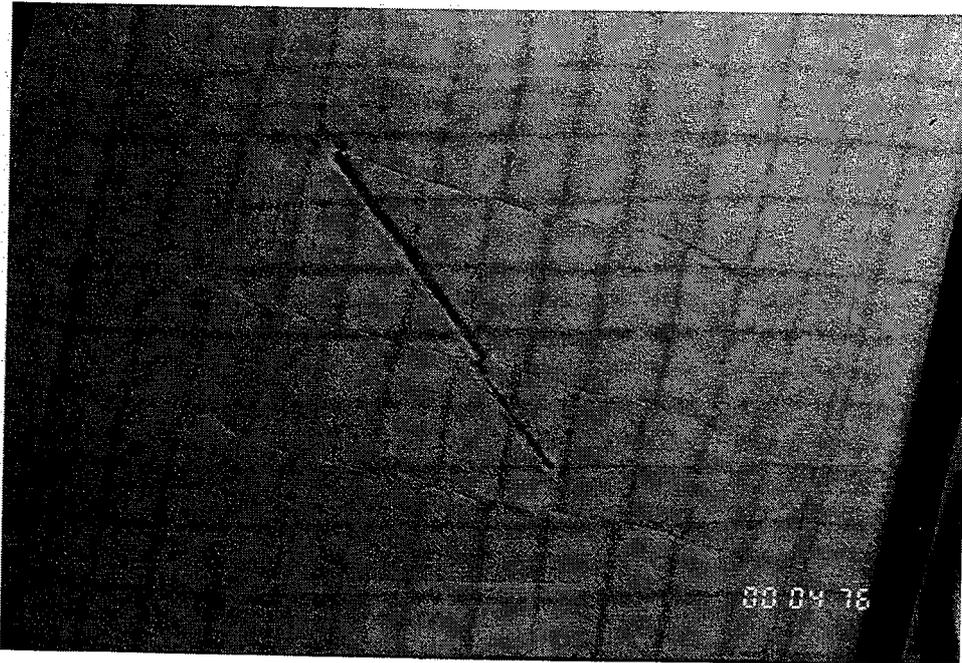


Figure 8: a) photographie de surface d'un échantillon contenant une discontinuité parallèle à la contrainte principale σ_1 : état initial, b) représentation schématique de la surface de l'échantillon.



a



b

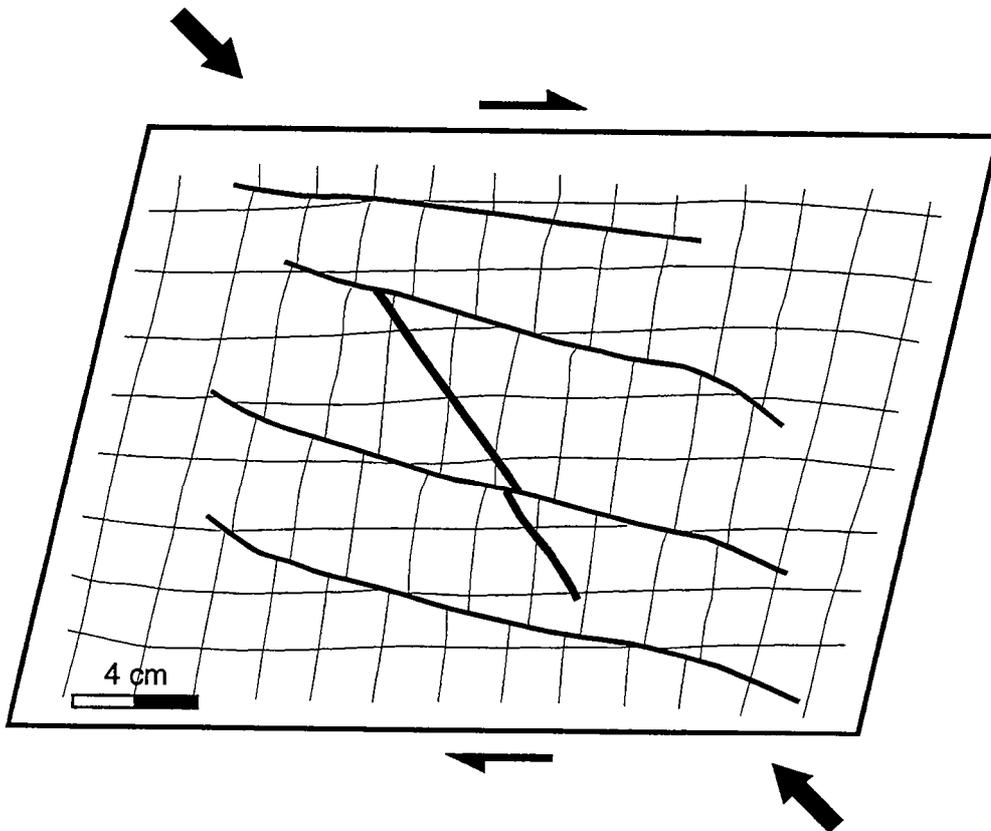


Figure 9: a) état final de la déformation ($\gamma=0,24$) pour l'échantillon contenant une discontinuité initialement parallèle à la contrainte principale σ_1 . b) Représentation schématique du champ de failles.

nous avons donc introduit dans l'échantillon une discontinuité orientée à 75° de la direction principale de cisaillement et donc susceptible de fonctionner en cisaillement antithétique de la déformation appliquée aux limites.

II.3.1 Une discontinuité initiale parallèle à σ_1

L'expérience à l'état initial est représentée sur la **figure 8**. La trace de la discontinuité, introduite artificiellement dans l'échantillon est soulignée par un liseré de sable noir.

Entre $\gamma=0$ et $\gamma=0.16$, l'échantillon se déforme de façon continue. La déformation est accommodée par un déplacement parallèle à la direction du cisaillement appliqué aux limites et reste globalement homogène.

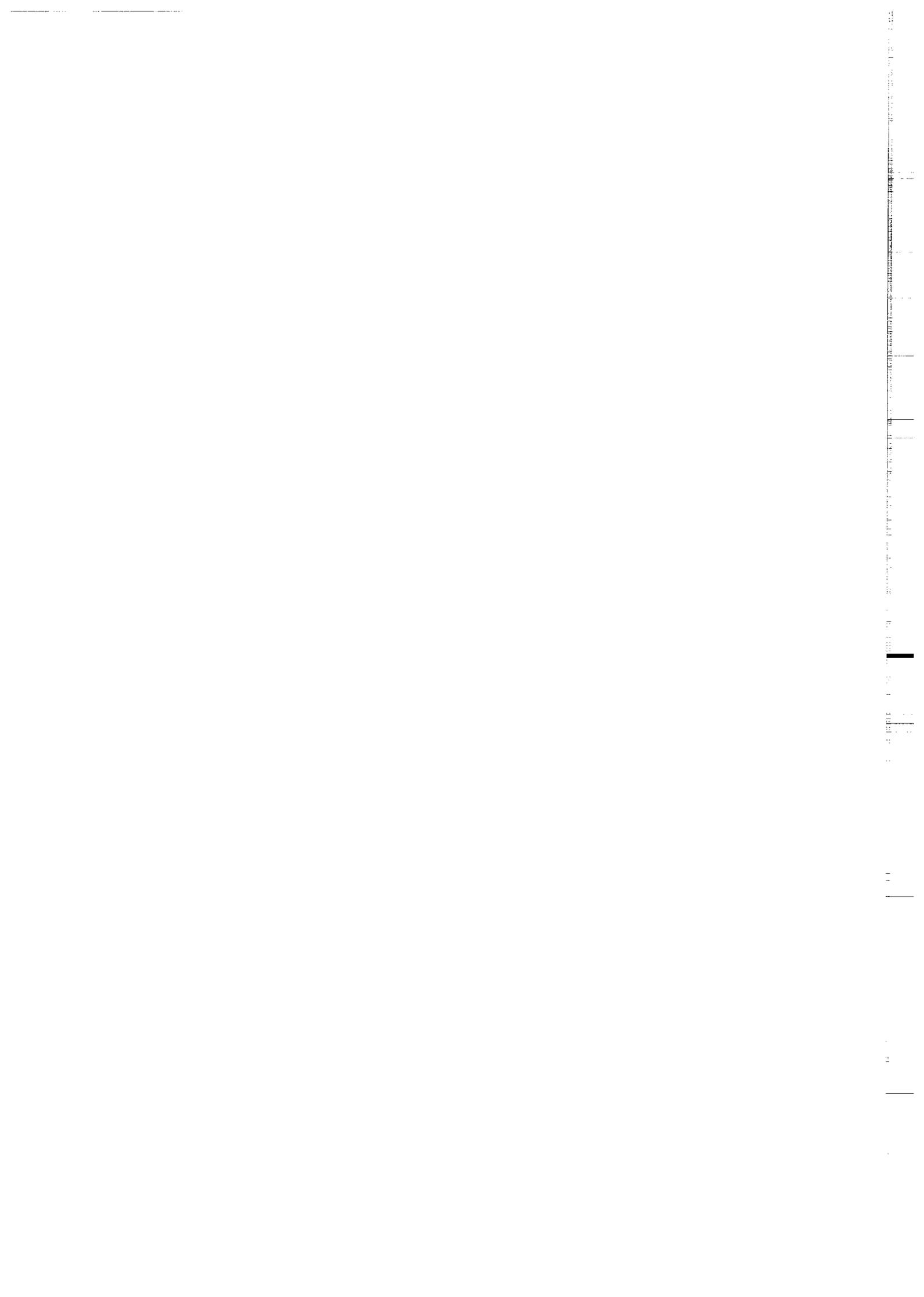
Quatre bandes de cisaillement régulièrement espacées, synthétiques du cisaillement se développent simultanément pour un taux de cisaillement supérieur à $\gamma=0.16$. Elles sont parallèles et grossièrement orientées à 30° de la contrainte principale σ_1 appliquée aux limites. Deux de ces structures sont sécantes sur la discontinuité préexistante. Leur développement ne semble cependant pas affecté par la fracture héritée au niveau de l'intersection. Les deux dernières se développent loin de la discontinuité. Le champ de fractures final est très semblable à celui obtenu pour une expérience réalisée sans discontinuité initiale.

Lorsque le taux de cisaillement atteint 0.3 (donc en fin d'expérience), on peut observer un faible décalage des marqueurs passifs de la déformation de part et d'autre des différents morceaux de la discontinuité initiale, qui indique un jeu en cisaillement antithétique (**figure 9**). Les différents segments de la faille, qui ont subi une rotation passive horaire de l'ordre de 10° au cours de la déformation et ne sont plus parallèles à σ_1 , sont réactivés.

II.3.2 Une discontinuité initiale à 30° de σ_1

Une vue de la surface de l'échantillon est proposée sur la **figure 10**. La discontinuité est orientée à 75° de la direction de cisaillement et à 30° de la contrainte principale σ_1 .

La discontinuité initiale est sollicitée dès les premiers incréments de la déformation. Ce jeu précoce se manifeste par un déplacement relatif du matériau de part et d'autre de la discontinuité, clairement mis en évidence par le décalage des marqueurs passifs de la déformation.



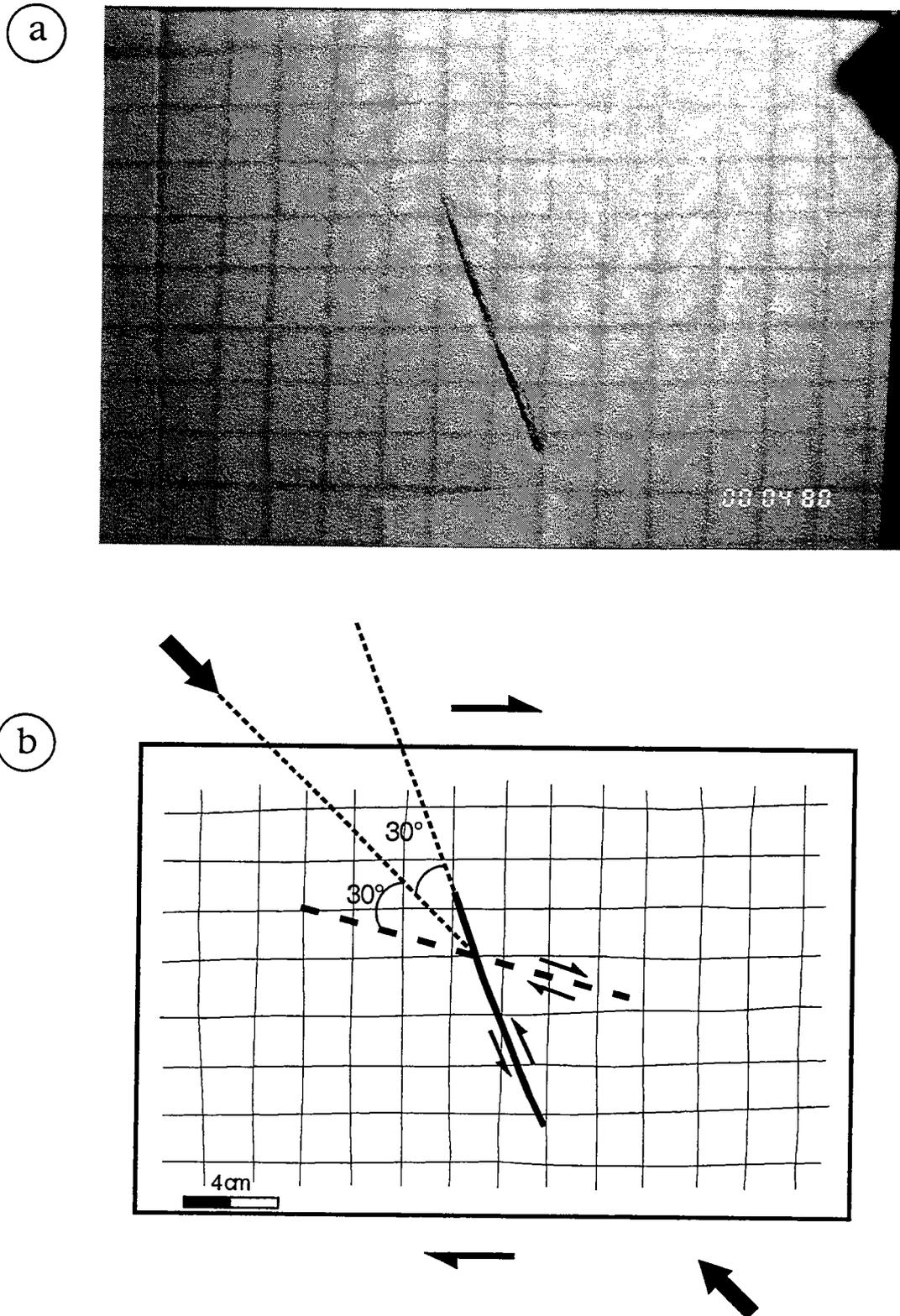
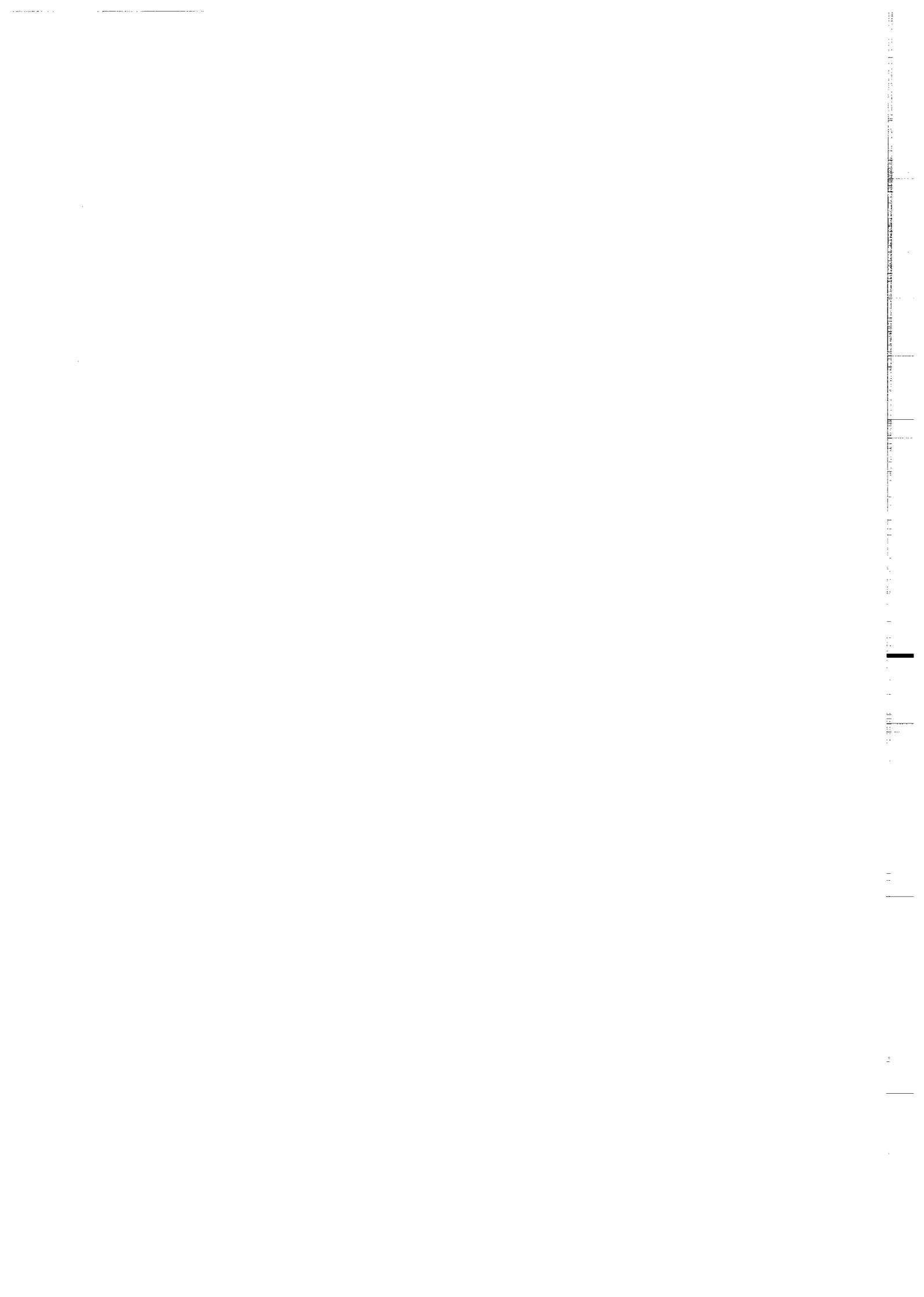


Figure 10: a) photographie de surface d'un échantillon contenant une discontinuité orientée à 30° de la contrainte principale σ_1 : état initial. b) Représentation schématique de la surface de l'échantillon. En trait tireté est indiquée la direction théorique des structures synthétiques susceptibles de se développer, selon le modèle de Mohr-Coulomb.



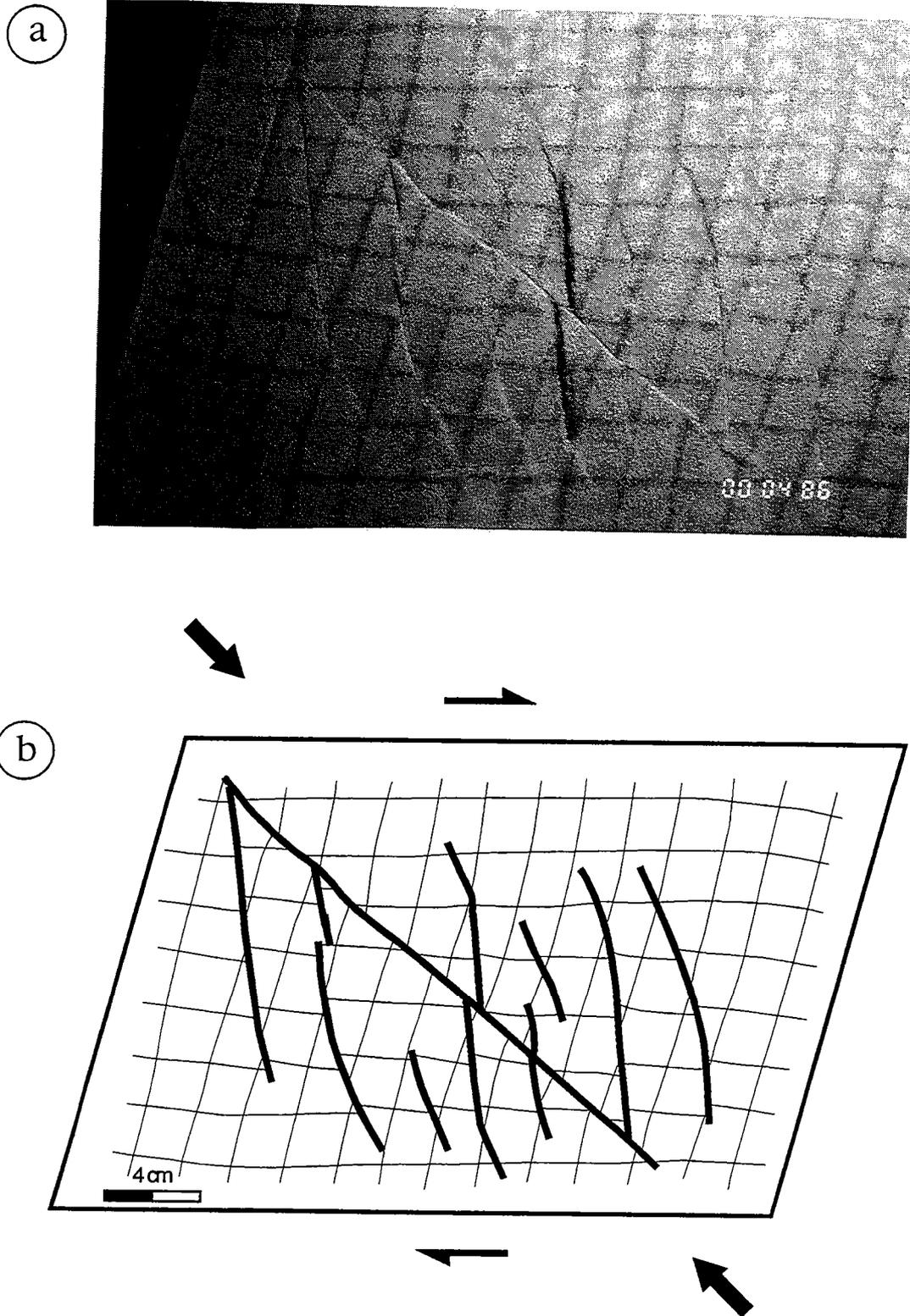


Figure 11: a) état final de la déformation ($\gamma=0.24$) pour l'échantillon contenant une discontinuité initialement orientée à 30° de la contrainte principale σ_1 . b) Représentation schématique du champ de failles. Un ensemble de cisaillements antithétiques s'est développé parallèlement à la discontinuité préexistante. Une structure synthétique du cisaillement appliqué aux limites et orientée à environ 5° de la contrainte σ_1 , recoupe les structures antithétiques.

La fracture ne commence à se propager qu'entre $\gamma=0.16$ et $\gamma=0.2$. Six nouvelles structures, toutes antithétiques et parallèles à la discontinuité initiale, se mettent en place presque simultanément (**figure 11**).

Une structure synthétique du cisaillement appliqué aux limites se développe ensuite. Cette structure rectiligne, sécante sur la plupart des failles déjà développées est orientée à environ 5° de la contrainte principale σ_1 (**figure 11**). L'ensemble de ces structures fonctionne ensuite simultanément jusqu'à l'arrêt de l'expérience.

II.3.3 Discussion

Dans le cas d'une fracture orientée à 45° de la direction de cisaillement, la position initiale de la discontinuité par rapport à la direction de la déformation n'autorise aucun jeu cisailant sur la faille. Le matériau préfracturé se comporte comme un matériau homogène malgré l'existence d'une discontinuité. La notion d'hétérogénéité mécanique n'a de sens que d'un point de vue dynamique. L'intervention éventuelle des fractures héritées dans les processus de la déformation doit donc être évoquée avec prudence. Les discontinuités ne peuvent provoquer une perturbation de la déformation que s'ils sont activés, le frottement sur le plan de faille contrôlant les conditions de l'activation.

L'influence que peut exercer une fracture héritée est particulièrement claire dans le cas d'une discontinuité préexistante orientée à 75° de la direction de cisaillement. L'activation précoce de la discontinuité initiale provoque un déplacement relatif des deux compartiments limités par la faille selon la direction perpendiculaire à la direction de cisaillement appliquée aux limites de l'échantillon. Or cette composante est habituellement nulle pour une déformation homogène. La fracture héritée provoque donc une forte perturbation de la cinématique de la déformation à l'intérieur de l'échantillon et permet l'émergence d'un gradient de déplacement grossièrement parallèle à la direction de cisaillement appliquée aux limites. Le développement d'un ensemble de structures juvéniles, toutes antithétiques du cisaillement appliqué aux limites et parallèles à la discontinuité initiale résulte de ce changement cinématique. Ces structures ne font qu'accommoder le gradient de déplacement imposé par le jeu de la faille préexistante. L'activation du défaut détermine donc la géométrie du champ de déformation à l'échelle de l'échantillon.

La dernière structure qui se développe dans l'échantillon est un cisaillement synthétique orienté à 5° de la contrainte principale σ_1

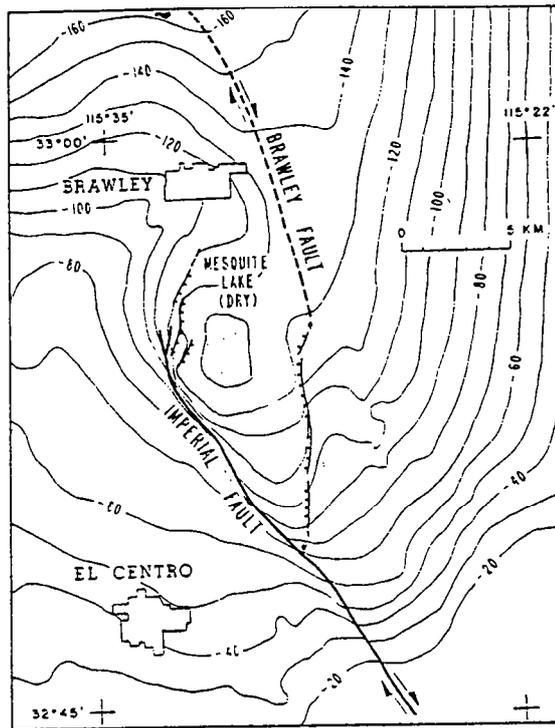


Figure 12: Un exemple de bassin pull-apart associé à un relais de failles décrochantes (d'après Johnson et Hadley, 1976).

et sécant sur la plupart des bandes de cisaillement. Cette orientation est quelconque par rapport aux axes de la déformation et ne correspond à aucune direction prévue par les modèles classiques de rupture. On peut supposer que son rôle est d'accommoder le déplacement sur x que les structures antithétiques ne peuvent prendre en charge. Ce résultat montre les limites de l'analyse mécanique de la fracturation en terme de contraintes statiques. En effet, celle-ci ne permet pas de prévoir a priori le champ de déformation finie, les deux directions de fracturation étant également valables et ne peut expliquer la géométrie du cisaillement synthétique tardif. L'interprétation de l'expérience n'est possible que si l'on prend en compte la perturbation du champ de déplacement provoquée par le jeu de la faille initiale.

II.4 Evolution de la déformation dans un matériau contenant un relais de failles

Nous avons réalisé une deuxième série d'expériences de façon à vérifier les relations entre cinématique et propagation, esquissées dans la première partie, pour une configuration contenant plusieurs failles susceptibles d'interagir.

La configuration que nous avons représentée correspond à un relais de failles disposées en échelon formant ce que l'on appelle un relais extensif, soumis à une déformation plane en cisaillement simple.

Les relais entre discontinuités provoquent localement des perturbations fortes du champ de contrainte, auxquelles on associe généralement la formation des bassins pull-apart (*Garfunkel*, 1981; *Garfunkel et al*, 1981; *Christie-blick et Biddle*, 1985; *Aydin et Nur*, 1985; *Reches*, 1987). L'interaction entre failles produit donc en principe des structures caractéristiques, facilement identifiables (**figure 12**), résultant directement de la perturbation du champ de contrainte au niveau du relais. Les systèmes de failles en échelon constituent donc un objet privilégié pour l'étude des relations entre contrainte et fracturation.

II.4.1 Les modèles analytiques

Les champs de contrainte et de déformation associés à un relais de failles en échelon soumis à une déformation plane ont été déterminés par le calcul analytique par *Rodgers* (1980) et *Segall et Pollard* (1980). Ces résultats sont définis pour une plaque infinie parfaitement élastique. Ces auteurs mettent en évidence une forte

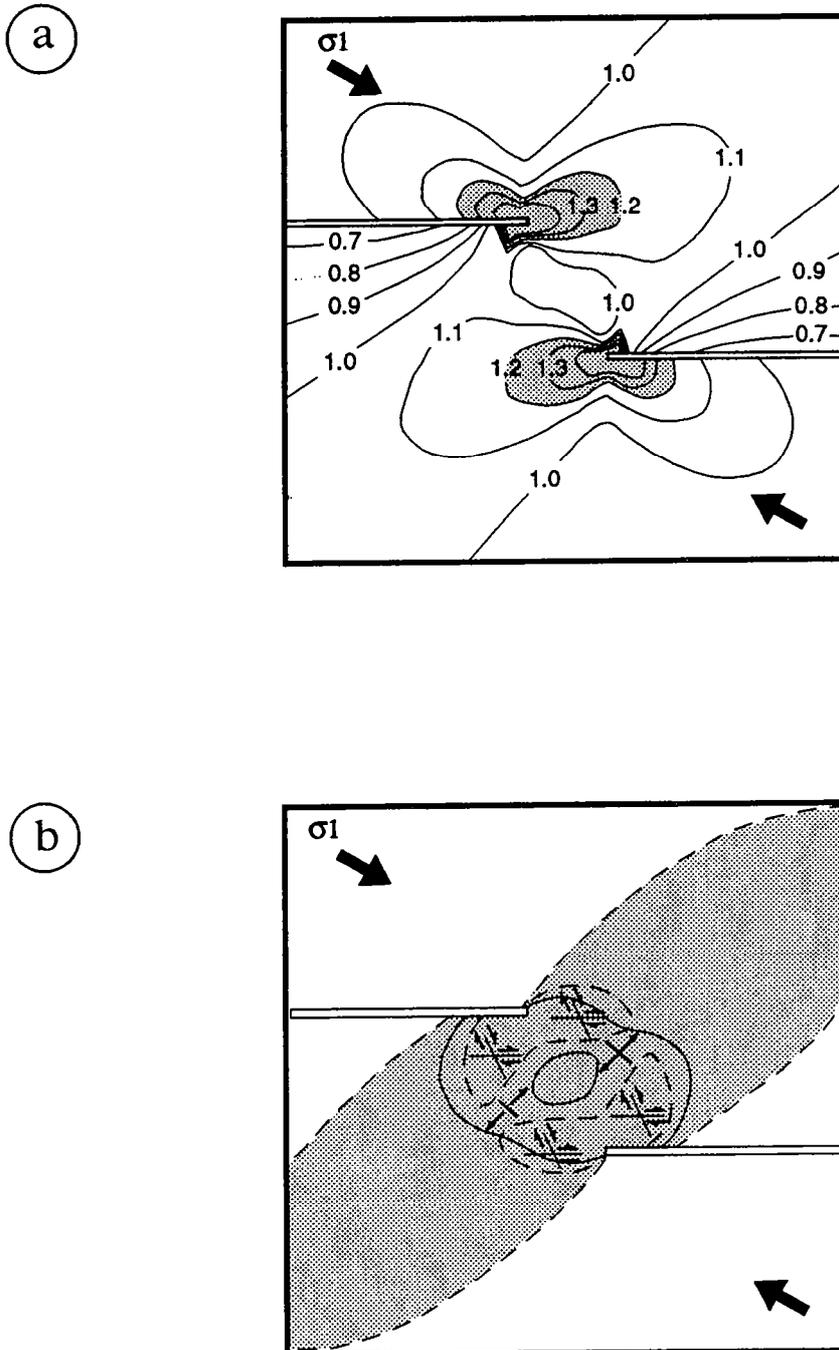


Figure 13: perturbation de contrainte et fracturation associées à un relais extensif soumis à une déformation plane (d'après Segall et Pollard, 1980). a) Champ de déformation élastique (ou de la contrainte cisailante) déterminé par le calcul analytique. La déformation est préférentiellement concentrée aux extrémités des deux discontinuités où elle forme deux enveloppes allongées. b) Champ de fracturation potentielle (domaine grisé) et structures secondaires déduites des directions locales de la contrainte cisailante à partir de l'application locale du critère de Mohr-Coulomb.

perturbation de la direction et de l'intensité des contraintes au niveau du relais, résultant des interactions élastiques entre discontinuités. Ils montrent en particulier que les contraintes cisailantes maximales (ou la déformation élastique) sont essentiellement localisées aux extrémités de défauts où elles forment des enveloppes allongées, dans le plan des discontinuités (**figure 13 a**).

Segall et Pollard (1980) déterminent le champ de fractures potentiel associé au relais à partir du champ de contrainte cisailante calculé en utilisant le critère de Mohr-Coulomb. Ils prévoient le développement de structures secondaires associées à la perturbation de contrainte au niveau du relais, fonctionnant soit en extension soit en cisaillement (**figure 13 b**).

II.4.2 Données expérimentales

Il existe quelques travaux expérimentaux concernant la déformation associée à un relais de discontinuités en déformation plane. Les résultats sont très variables, dépendant des matériaux utilisés et des protocoles expérimentaux. Nous essaierons de rendre compte de cette diversité dans un résumé succinct.

Peng et Logan (1991) ont modélisé le comportement d'un système de failles en échelon sur des échantillons décimétriques du granite de Westerly, soumis à une déformation uniaxiale (qui n'est donc pas isosurface). Pour un relais extensif, ils décrivent la formation d'un ensemble de microfractures extensives qui se développent aux extrémités des discontinuités préexistantes et tendent à les relier. Les structures majeures ne se propagent pas. Etant donné la forte cohésion du matériau, l'application des résultats obtenus par *Peng et Logan* (1991) à des structures d'échelle kilométrique semble difficile. Remarquons de plus que les structures α qu'ils décrivent ressemblent fortement à des fentes de type Griffith. Ces données ne sont donc strictement valables que pour des relais à grande échelle.

Hempton et Neher (1986) étudient le champ de déformation induit dans une couverture sédimentaire par le fonctionnement de deux décrochements en échelon formant un relais extensif. Leurs expériences sont réalisées avec une argile humide. Les deux failles sont matérialisées par deux discontinuités de vitesse à la base du modèle. L'argile est homogène avant déformation. Ils observent la formation d'un réseau complexe de fractures formé de structures synthétiques et antithétiques du cisaillement imposé par les failles majeures et de fentes de tension. Le développement du champ de

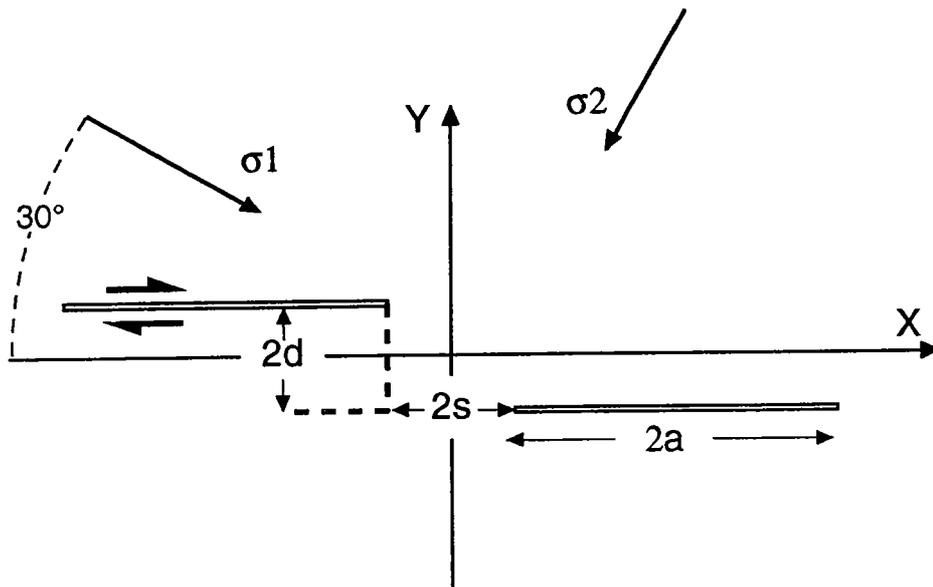


Figure 14: Représentation schématique du relais de failles en échelon.

	2a cm	2s cm	2d cm	s / a
modèle analytique	x	x	x	0.1
Exp 1	8	-2	4	0.25
Exp 2	8	-2	2	0.25
Exp 3	8	-2	1	0.125
Exp 4	8	-1	2	0.25

Tableau 1: caractéristiques géométriques du relais pour les différentes expériences.

fractures est accompagné d'une forte subsidence au niveau du relais, induite essentiellement par les conditions de déplacement imposées à la base du modèle. Les conditions de déformation appliquées au modèle étant très hétérogènes et peu représentatives des conditions de chargement habituellement rencontrées dans la nature, ces résultats ne peuvent s'appliquer que pour des cas particuliers.

Reches (1987) a réalisé des expériences semblables dans du mastic. La déformation est cette fois-ci imposée par le déplacement des bordures du dispositif et est donc en principe homogène. Des discontinuités sont introduites dans le mastic avant déformation et forment des relais extensifs ou compressifs. Leur recouvrement est assez fort. Pour un relais extensif, *Reches* remarque que les deux discontinuités se propagent de façon rectiligne, qu'elles ont tendance à s'écarter faiblement et qu'une discontinuité est systématiquement plus active. Il n'observe par contre aucune structure secondaire associée au relais.

II.4.3 Protocole expérimental

Pour cette série d'expériences, nous avons essayé de reproduire expérimentalement les conditions décrites par *Segall et Pollard* (1980) de façon à pouvoir comparer facilement les résultats expérimentaux aux résultats du calcul analytique. Nous nous sommes limités à la simulation des relais extensifs. Deux plans de discontinuités orientés à 30° par rapport à la contrainte principale σ_1 et disposés en relais, sont introduits artificiellement dans l'échantillon avant déformation. Nous avons utilisé la technique de préfracturation décrite au chapitre II.

La géométrie du relais est caractérisée par la demi longueur a des discontinuités et les espacements longitudinal $2s$ et transversal $2d$ (**figure 14**). Dans les expériences, la longueur $2a$ des discontinuités est égal à 8 cm, les valeurs $2s$ du recouvrement (qui est toujours négatif) et $2d$ de l'espacement sont différentes pour chaque expérience. Ces différentes configurations nous permettront de tester l'influence de la géométrie du relais sur le champ de déformation finie, qui détermine l'intensité de la perturbation de la contrainte (*Segall et Pollard*, 1980; *Aydin et Schultz*, 1989). Les caractéristiques géométriques des relais pour les différentes expériences sont résumées dans le **tableau 1**.

Dans la suite du développement, nous décrirons de façon détaillée les résultats obtenus pour l'expérience 1, caractérisée par un espacement $2d = 4$ cm et un recouvrement $2s = 2$ cm. Cette

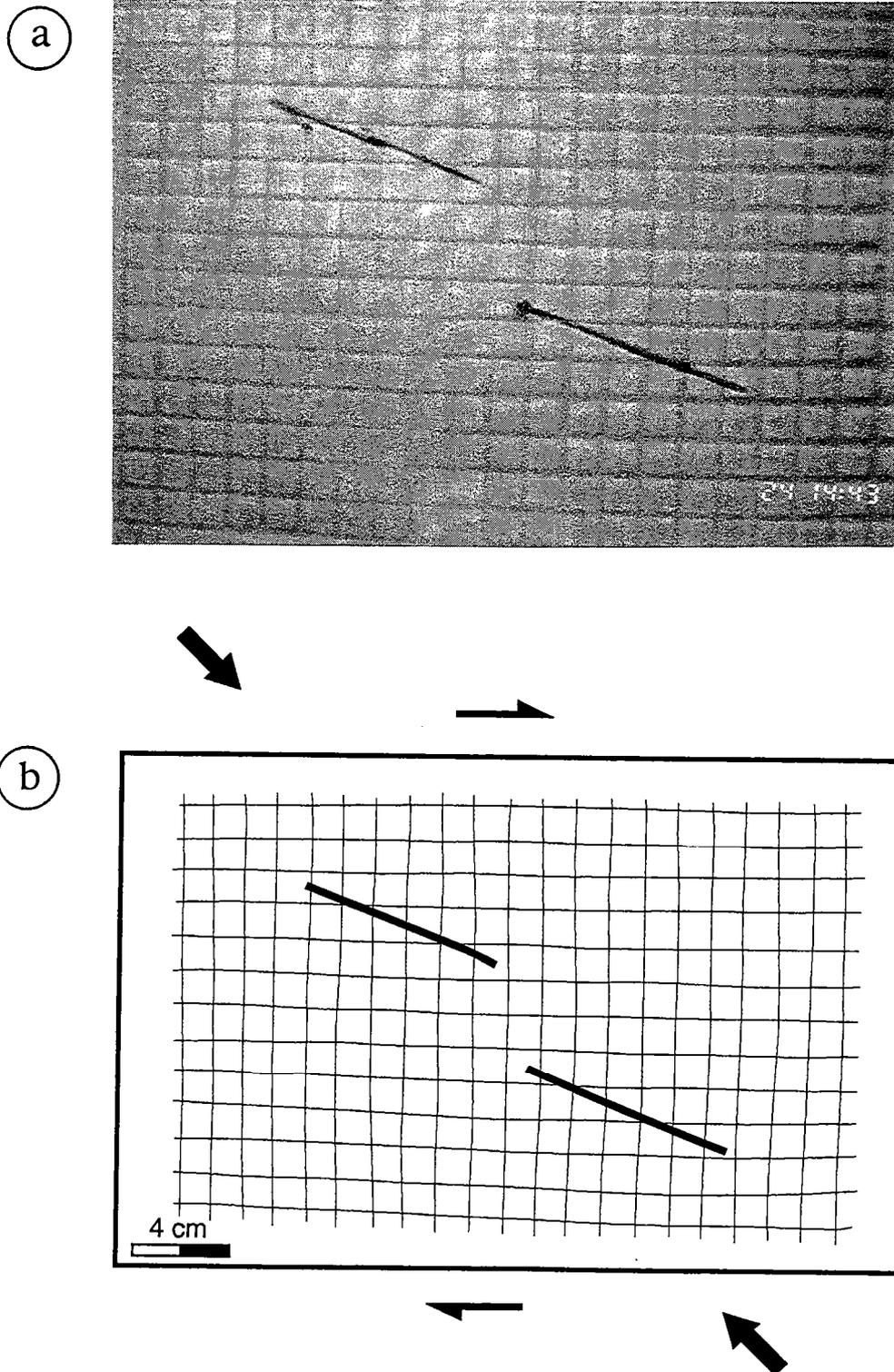


Figure 15: déformation en cisaillement simple d'un échantillon contenant deux discontinuités parallèles, orientées à 30° de la contrainte principale σ_1 : a) vue de surface avant déformation (expérience 1), b) représentation schématique de la surface de l'échantillon.

Vertical text or markings along the right edge of the page, possibly a page number or header.

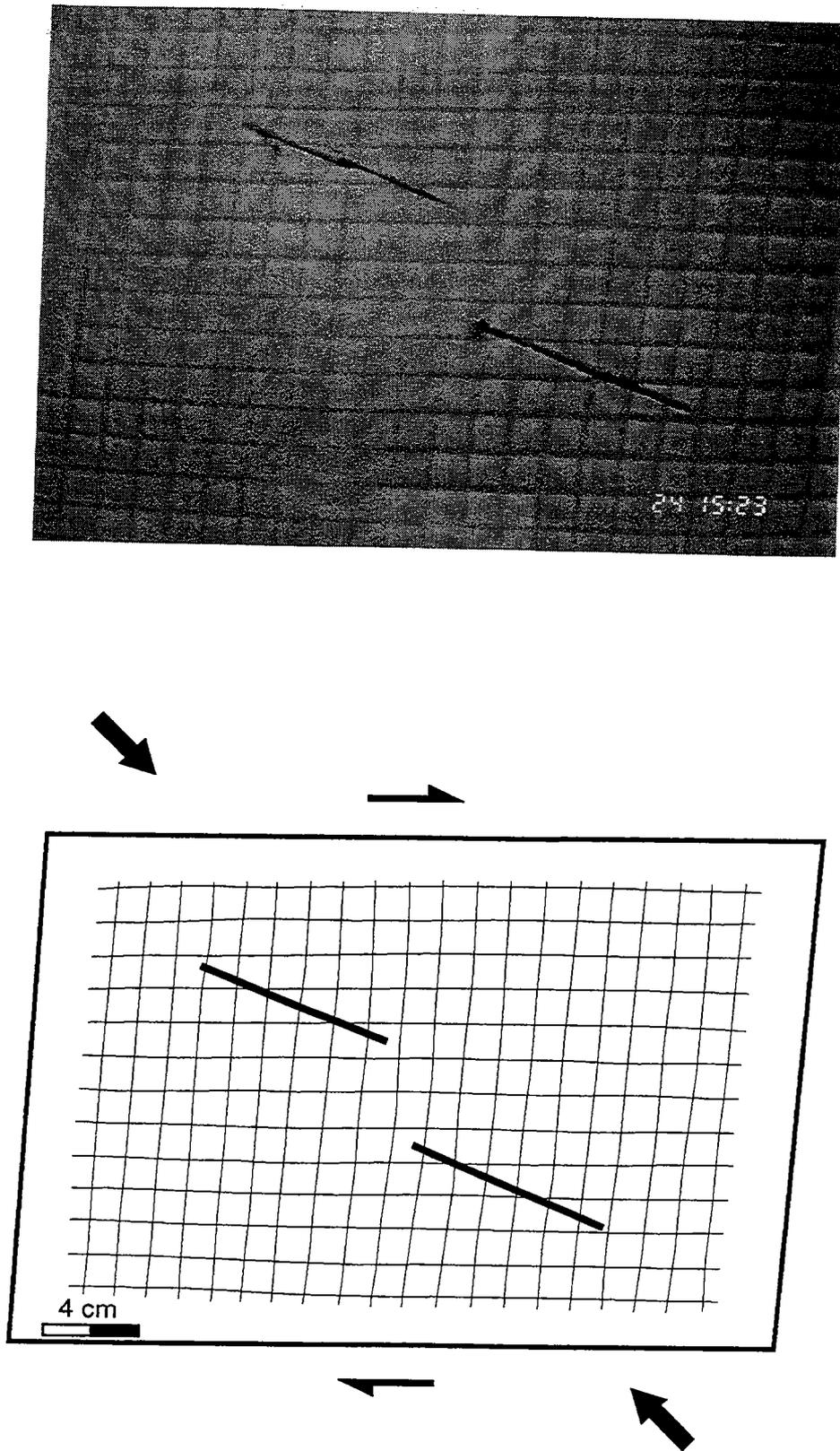


Figure 16: champ de déformation pour $\gamma=0.16$ (expérience 1)

expérience a été choisie pour des raisons pratiques, l'espacement entre les extrémités des deux failles facilitant une étude quantitative de la déformation au niveau du relais.

II.4.4 Evolution de la déformation avant fracturation

Nous avons représenté sur la **figure 15** une vue de la surface de l'échantillon avant déformation. La trace en surface des deux discontinuités que nous avons introduites dans l'échantillon avant déformation est soulignée par une ligne de sable noir. Les carrés de la grille de marqueurs ont une taille de 1x1 cm.

Entre $\gamma=0$ et $\gamma=0.08$, la déformation est continue. Les lignes de la grille de marqueurs passifs, qui étaient initialement perpendiculaires à la direction de cisaillement appliquée aux limites, subissent une rotation passive et demeurent parallèles. Les lignes parallèles à la direction de cisaillement ne sont pas déformées et n'indiquent pas de déplacement significatif dans la direction perpendiculaire au cisaillement. Les discontinuités préexistantes ne sont apparemment pas actives. L'ensemble de ces observations suggère que la déformation est globalement homogène dans l'échantillon.

Pour $\gamma=0.16$ (**figure 16**), un faible décalage des marqueurs peut être observé de part et d'autre des deux discontinuités préexistantes. Les marqueurs horizontaux situés entre les extrémités des deux failles apparaissent faiblement déformés, suggérant que les failles ont été réactivées et que la déformation peut être localement hétérogène. La déformation demeure cependant globalement homogène à l'extérieur du relais.

II.4.5 Mesure du champ de déformation associé au relais

Nous avons déterminé les champs de déplacement et de déformation incrémentaux entre $\gamma=0.08$ et $\gamma=0.16$. A ce stade, les discontinuités préexistantes ont déjà rejoué, mais les contraintes ne sont pas encore suffisantes pour provoquer la fracturation de l'échantillon.

Les déplacements avant propagation sont relativement faibles et plus encore les perturbations éventuelles du déplacement au niveau du relais. Nous avons effectué quelques essais infructueux à partir de la grille disposée à la surface de l'échantillon. Malgré l'espacement entre les discontinuités, les marqueurs sont trop peu nombreux et l'incertitude sur la position des points déterminée à

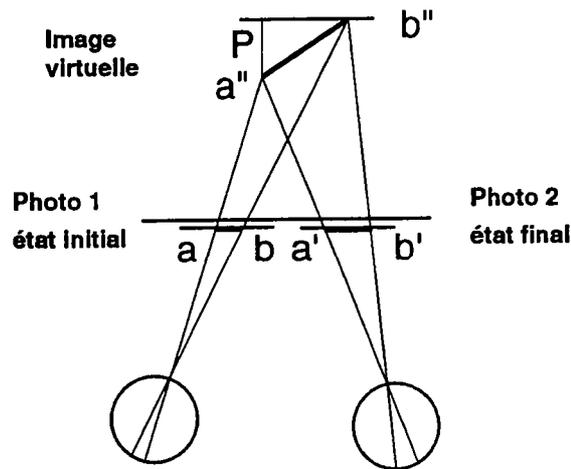
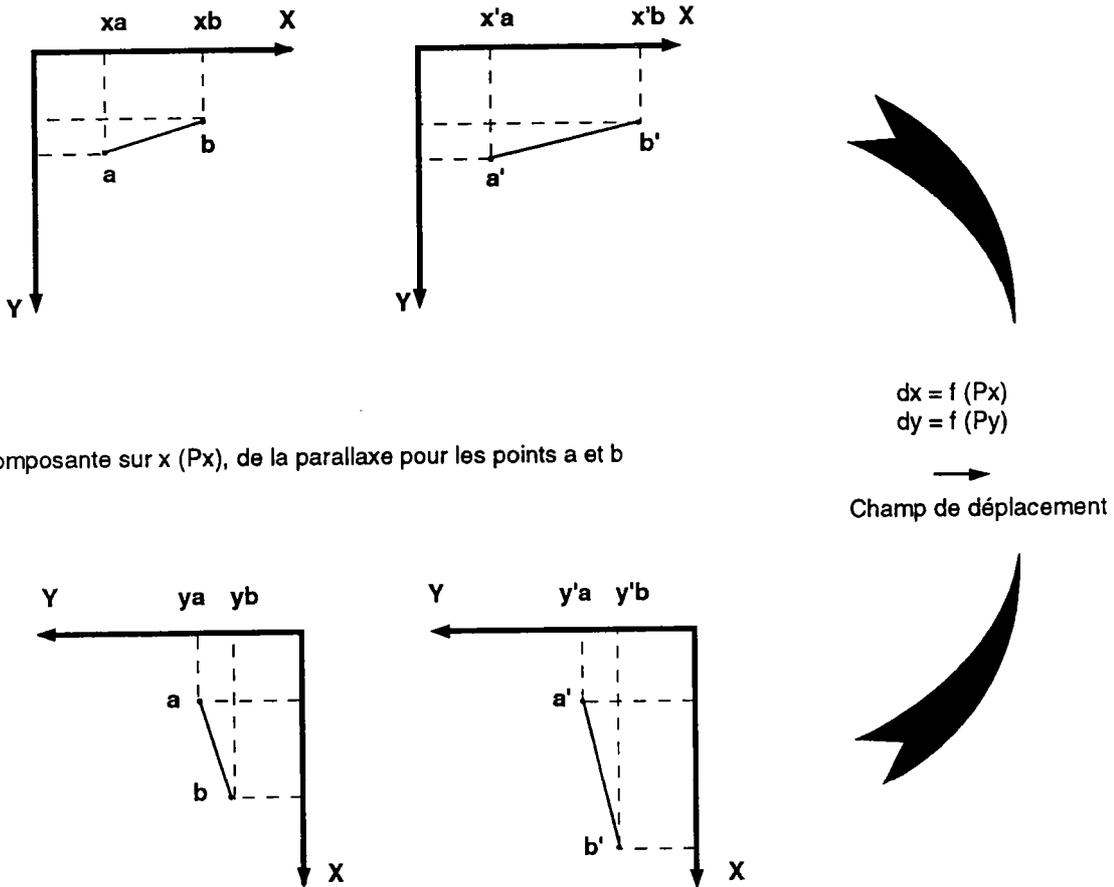


Figure 17: principe de la méthode stéréoscopique de faux relief (d'après Desrues et Duthilleul, 1984).



Mesures de la composante sur y (P_y), de la parallaxe pour les points a et b

Figure 18: protocole de la mesure du déplacement d'un point par la méthode stéréoscopique de faux relief.

partir des grilles digitalisées est trop importante pour permettre une analyse correcte.

Nous avons donc utilisé une méthode optique de détermination quantitative du déplacement appelée méthode stéréoscopique de faux relief, dont le principe est décrit par *Desrués* (1984), *Duthilleul et Desrués* (1984), *Torrenti et al* (1989), et dont nous allons succinctement rappeler les grandes lignes.

Principe de la méthode stéréoscopique de faux relief

Soient P1 et P2 les photographies de deux stades successifs d'une déformation, pendant laquelle un segment ab a été transformé en un segment $a'b'$. Ces deux images constituent un couple stéréographique. La vision binoculaire du couple stéréographique permet d'associer aux segments ab et $a'b'$ une image virtuelle $a''b''$ dont le relief dp , appelé aussi parallaxe, est proportionnel à l'élongation (et donc au déplacement relatif des points a et b) du segment ab au cours de la déformation (**figure 17**). La mesure de la parallaxe permet d'accéder aux déplacements locaux dans l'échantillon.

Le déplacement d'un point a en général une composante sur x et une composante sur y . Deux opérations sont donc nécessaires pour mesurer le déplacement total (**figure 18**). Les deux composantes de la parallaxe, qui sont des nombres sans dimension, sont ensuite converties en déplacement par une transformation linéaire dans un référentiel fixe extérieur à l'échantillon. Les mesures de parallaxe sont effectuées pour le plus grand nombre possible de points à la surface de l'échantillon.

Une grille régulière de points pour l'état initial et pour l'état final est ensuite calculée à l'aide d'un programme d'interpolation à partir du semis de mesures plus ou moins régulier. Cette interpolation provoque un certain lissage des données et donc une perte d'information difficilement estimable, qui dépend fortement de la densité de mesures. Cependant, cette étape est indispensable pour permettre le calcul de la déformation. L'ensemble de ces opérations permet de déterminer le champ de déplacement puis d'accéder aux principales caractéristiques du champ de déformation entre deux stades successifs, à partir des méthodes classiques de l'analyse de la déformation finie (*Jaeger et Cook*, 1969), décrites dans le chapitre II.

Cette méthode est très efficace et permet de mettre en évidence des déplacements significatifs de l'ordre de 0.1 mm. Elle est cependant assez lourde à mettre en oeuvre dans l'état actuel. Le

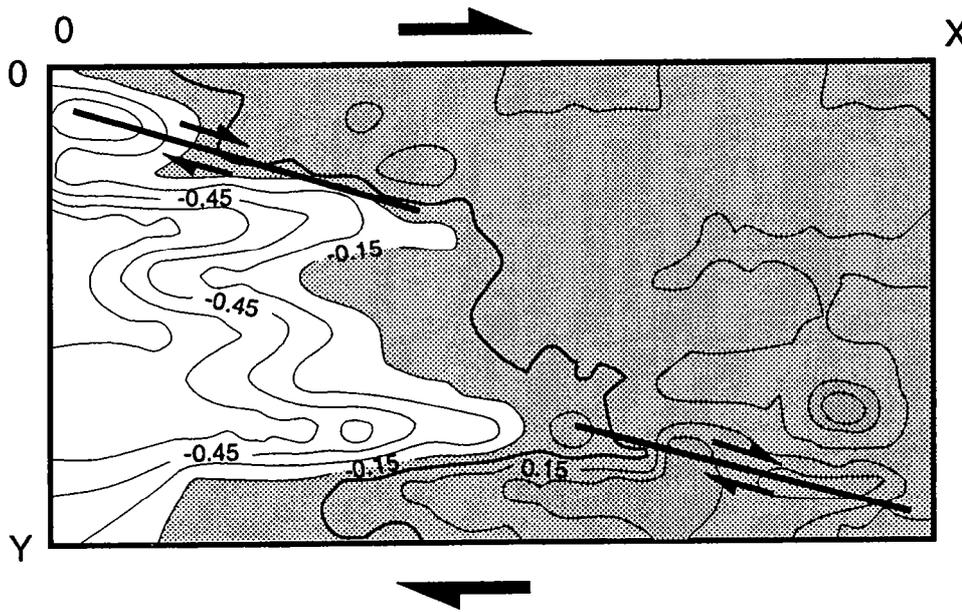


Figure 19: représentation du champ de déformation incrémental associé au relais entre $\gamma=0.08$ et $\gamma=0.16$, normé au déplacement calculé pour une déformation homogène équivalente. Seules les perturbations du déplacement sont conservées. Les contours représentent les isovaleurs des vecteurs déplacement. Dans la zone grisée, les déplacements mesurés sont peu différents des déplacements calculés.

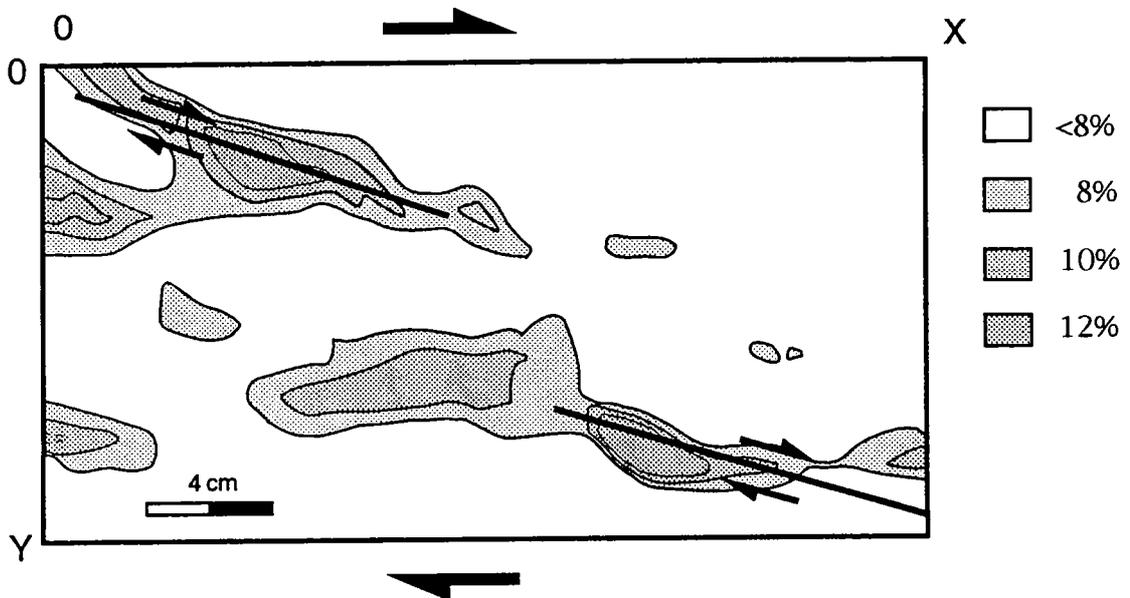


Figure 20: représentation du champ de déformation incrémental associé au relais entre $\gamma=0.08$ et $\gamma=0.16$. Les lignes représentent les isocontours du 2ème invariant des tenseurs locaux de la déformation.

traitement numérique des couples stéréoscopiques devrait permettre d'améliorer la procédure.

Le champ de déplacement

Nous avons effectué 112 mesures de la parallaxe sur une surface centrée sur les extrémités des deux discontinuités initiales.

Nous avons soustrait aux valeurs de déplacement mesuré, le déplacement calculé pour une déformation homogène pour un taux de cisaillement équivalent, de façon à ne conserver que l'éventuelle perturbation du champ de déplacement engendrée par les discontinuités initiales. Pour une déformation homogène, le déplacement associé à un cisaillement simple est décrit par les relations:

$$\begin{aligned}x' &= x + \gamma y \\y' &= y\end{aligned}$$

où (x, y) sont les coordonnées du point avant transformation et (x', y') les coordonnées du point à l'état final. Les valeurs résiduelles du champ de déplacement peuvent être facilement déterminées en soustrayant les valeurs x' et y' théoriques pour une déformation homogène aux valeurs x' et y' mesurées par stéréoscopie. S'il n'y a pas de perturbation, la valeur résiduelle du champ de déplacement est égale à 0 en tout point de l'échantillon. Si, au contraire, les discontinuités modifient localement la cinématique de la déformation, la valeur résiduelle sera différente de 0, son signe ne dépendant que du référentiel choisi.

Le champ de déplacement est représenté sur la **figure 19** par les lignes d'isovaleurs du déplacement résiduel total. Les discontinuités ont été replacées approximativement dans la grille. On remarque immédiatement que le champ de déplacement s'écarte de façon significative d'une déformation homogène où toutes les valeurs devraient être sensiblement égales à 0. La perturbation est essentiellement localisée sur et entre les discontinuités préexistantes. Le long des deux fractures, les lignes d'iso-déplacement dessinent un réseau grossièrement parallèle aux deux discontinuités. Cette géométrie confirme le fait que les discontinuités sont actives à ce stade de l'expérience. Le gradient est nettement mieux exprimé sur la discontinuité située sur la gauche de la figure, suggérant que les deux fractures n'ont pas le même comportement. Ces différences restent difficilement explicables.

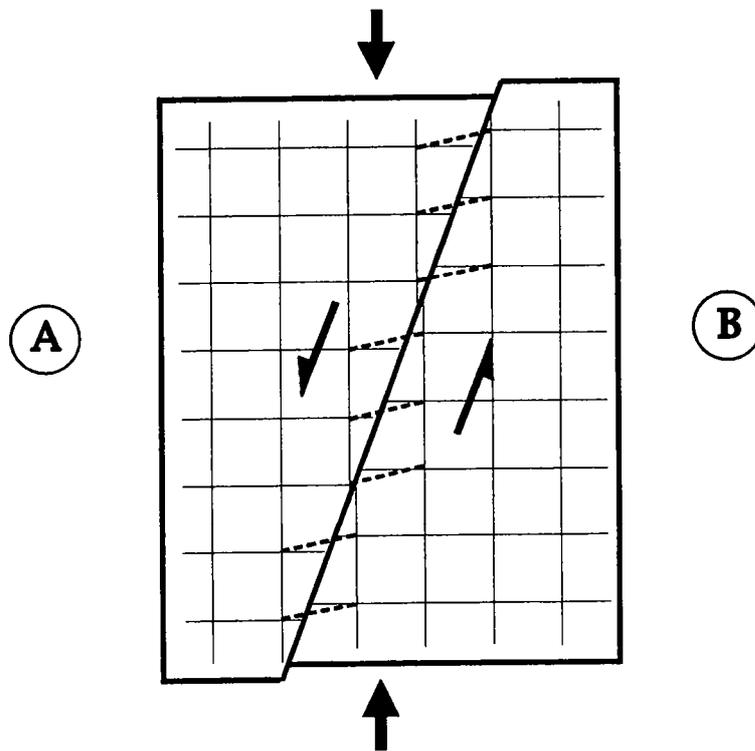


Figure 21: illustration des limites de la méthode d'analyse de la déformation. La déformation est calculée à partir d'un réseau discret de points constitué par les noeuds de la grille de marqueurs passifs. Le déplacement relatif des blocs **A** et **B** se traduit par une distorsion de la grille au niveau de la discontinuité (en pointillés). Une forte déformation cisailante est donc associée artificiellement au mouvement de translation rigide des deux blocs.

La perturbation s'amortit plus ou moins rapidement aux extrémités des deux discontinuités.

Entre les deux failles les lignes d'iso-déplacement résiduel sont perpendiculaires à la direction de cisaillement appliquée aux limites. Cette disposition indique un déplacement divergent extensif grossièrement parallèle à la direction de cisaillement appliquée aux limites au niveau du relais, compatible avec les résultats du calcul analytique et témoigne de l'interaction entre les deux failles. Les oscillations des courbes d'isovaleurs entre les extrémités des discontinuités pourraient être provoquées par une augmentation locale de la résistance du matériau engendrée par les marqueurs de la grille disposée à la surface de l'échantillon. Cette observation souligne l'extrême sensibilité du comportement du système aux faibles perturbations mécaniques.

Loin des deux hétérogénéités, le champ de déplacement résiduel est globalement constant. Nous avons distingué deux zones: une zone en grisé où les déplacements mesurés sont assez proches des déplacements attendus pour une déformation homogène et une zone de plus faible déplacement laissée sans figuré. La déformation avant propagation peut donc être schématiquement représentée par le déplacement relatif de deux blocs délimités par les discontinuités initiales, qui fonctionnent en cisaillement (**figure 19**).

Le champ de déformation

Le champ de déformation, représenté par les lignes d'isovaleurs du 2ème invariant des tenseurs locaux de la déformation a été déterminé à partir du même échantillonnage de points (**figure 20**).

La déformation apparaît essentiellement localisée sur les discontinuités initiales et à leurs extrémités. Le faible décalage des marqueurs, que l'on peut observer de part et d'autre de la faille avant fracturation, permet de supposer qu'une partie au moins de la déformation calculée est due à une translation rigide du matériau le long du plan de faille. Cependant, la méthode d'analyse de la déformation que nous utilisons ne permet pas de distinguer une translation sur le plan de faille d'une déformation affectant un domaine autour de la faille (**figure 21**). Seule l'augmentation de la densité des points de mesures autour de la faille permettrait de réduire cette approximation. La déformation mise en évidence sur la discontinuité est donc largement surestimée.

Si nous ne tenons pas compte de cette déformation, la perturbation est essentiellement localisée aux extrémités des deux

fractures où elle forme deux enveloppes allongées dans le plan des discontinuités. Dans ces zones, les déplacements relatifs indiquent un mouvement cisailant dextre, compatible avec le cisaillement appliqué aux limites. La perturbation est mieux exprimée dans la prolongation de la discontinuité de droite. Cette dissymétrie peut difficilement être expliquée et pourrait résulter d'une différence des propriétés mécaniques sur les plans des failles.

Remarquons aussi l'existence de zones ponctuelles de forte déformation apparemment indépendantes du système de failles en relais.

Enfin, signalons que les variations de surface associées à la déformation sont faibles et essentiellement localisées sur les discontinuités initiales. La déformation en extension localisée au niveau du relais, mise en évidence à partir de l'analyse du champ de déplacement résiduel, est apparemment très faible et de toute façon inférieure à la résolution de la technique de mesure que nous utilisons.

II.4.6 Propagation des discontinuités et fracturation

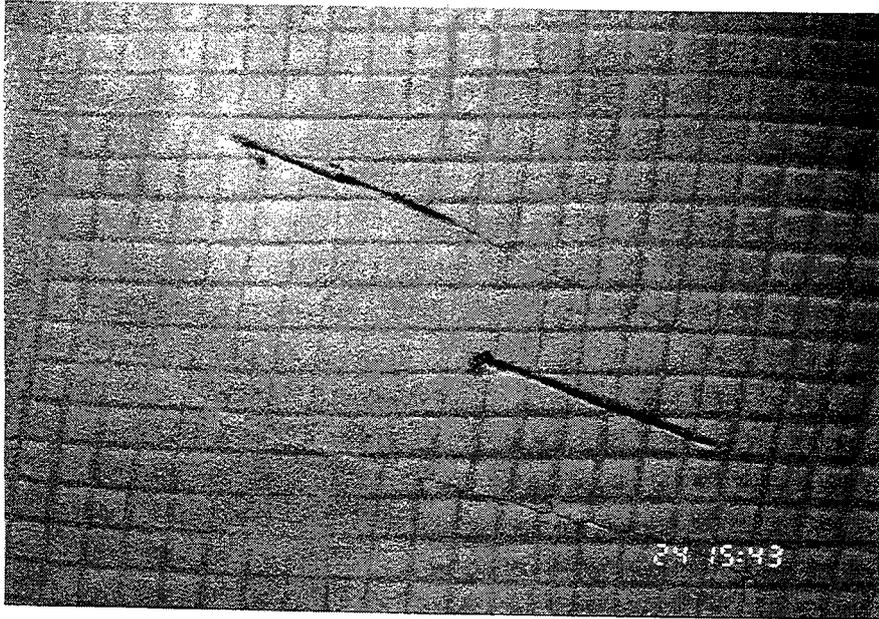
La fracturation apparaît pour un taux de cisaillement d'environ $\gamma=0.2$ (**figure 22**). Les deux discontinuités se propagent linéairement dans leur propre plan à partir de leurs extrémités. Le décalage des marqueurs de part et d'autre des plans de fracture indique que les structures sont actives sur toute leur longueur. La fracture située dans la partie droite de l'échantillon est cependant nettement plus développée. La localisation et la direction de propagation apparaissent étroitement associées aux zones où la déformation était préalablement localisée (**figure 22**).

Une structure cisailante juvénile, apparemment indépendante du relais, se développe simultanément dans la partie inférieure gauche du modèle. Une des zones de forte déformation mise en évidence sur la **figure 22** et qui restait inexplicée pourrait correspondre à l'initiation de cette structure cisailante.

On n'observe pas de structures secondaires à l'extrémité des deux discontinuités préexistantes ni de changement de volume significatif au niveau du relais. Les deux fractures, qui demeurent parallèles, montrent un fort recouvrement en fin d'expérience. La partie de l'échantillon située entre les deux failles est cependant indemne de toute fracturation.

Pour des taux de cisaillement plus importants, le champ de fractures devient complexe (**figure 23**). La combinaison de la rotation passive des discontinuités et de l'augmentation du nombre

a



b

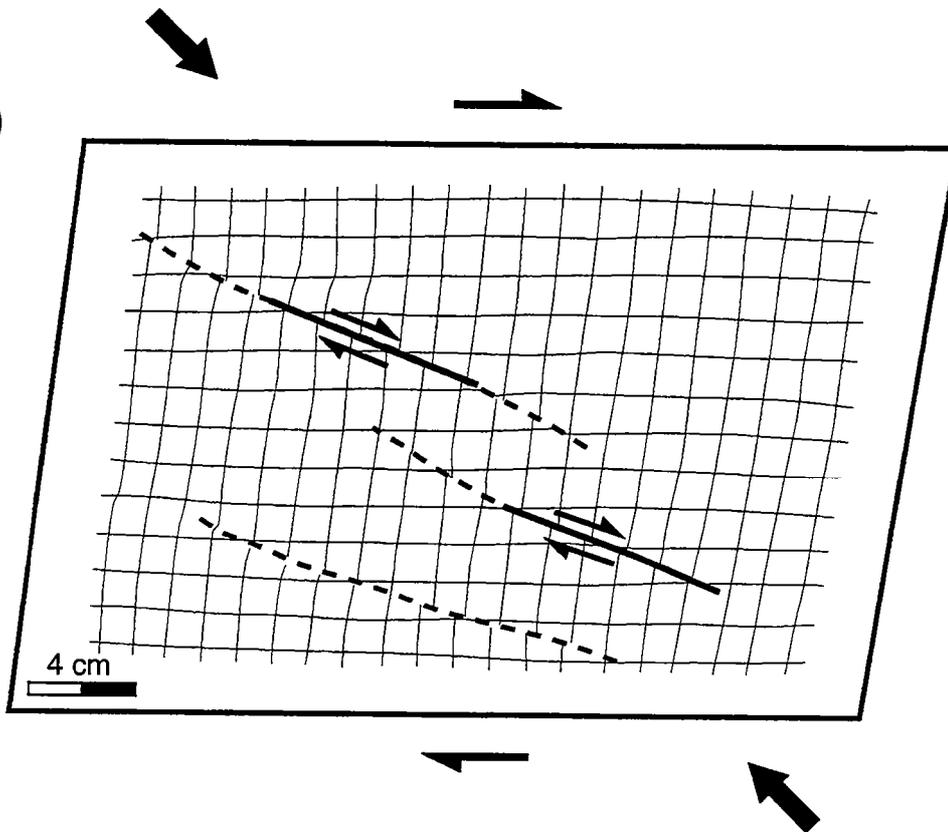


Figure 22: champ de déformation pour $\gamma=0.20$ (expérience 1). a) Photographie de surface. b) Représentation schématique du champ de failles.

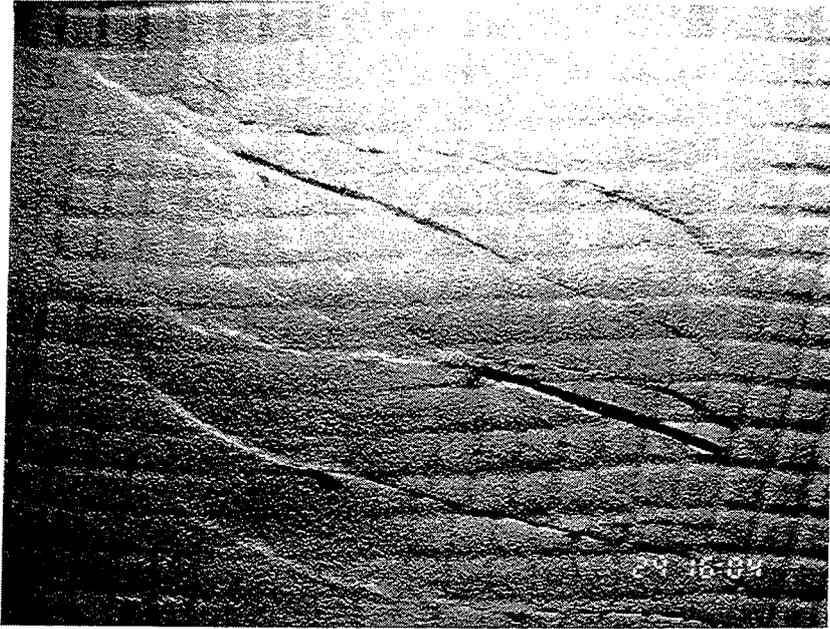
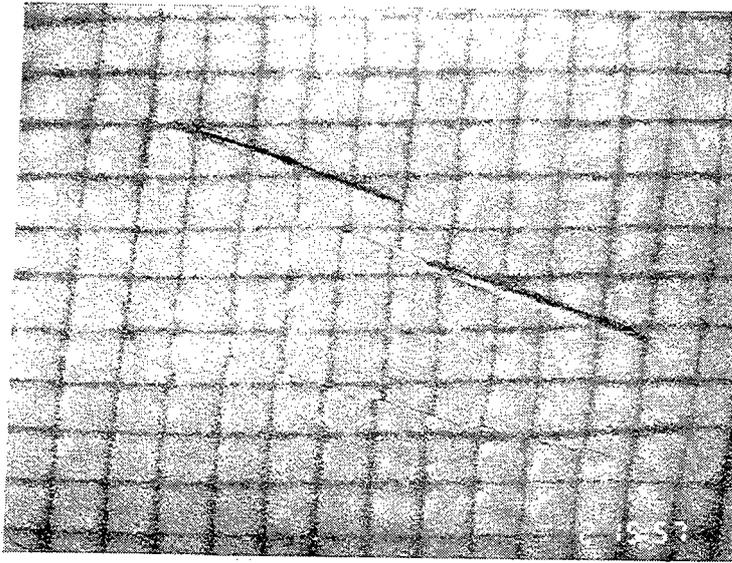
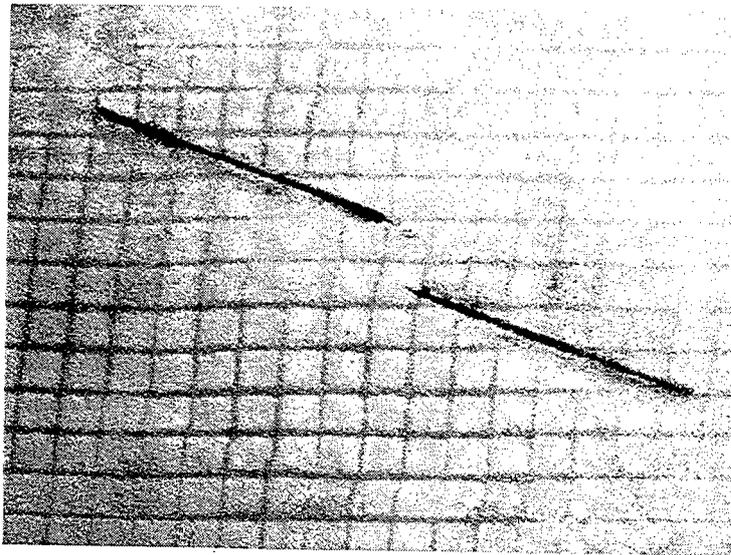


Figure 23: Champ de déformation finie ($\gamma=0.30$, expérience 1)

②



③



④

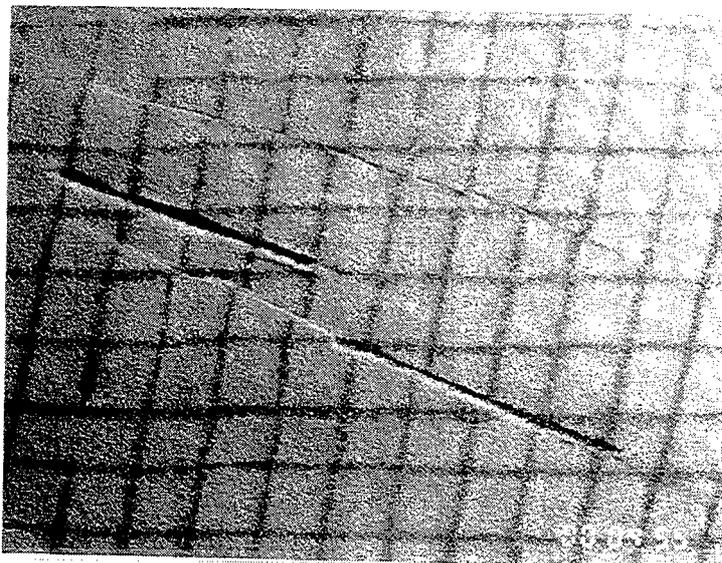


Figure 24: champ de fractures à $\gamma=0.24$ pour les expériences 2, 3 et 4. Remarquer que la géométrie de la déformation finie est semblable, quelle que soit la géométrie initiale du relais.

de structures cisailantes ne permet plus de caractériser facilement le comportement de l'échantillon.

II.4.7 Interprétation

Nous avons rassemblé sur la **figure 24** les photographies de la déformation finie pour les expériences 2, 3 et 4. Nous pouvons constater que la géométrie de la déformation finie est comparable pour toutes les expériences, quelle que soit la géométrie initiale du relais. L'évolution de la déformation semble donc indépendante de la disposition relative initiale des fractures héritées et donc de l'intensité de la perturbation du champ de déformation au niveau du relais.

On retrouve pour les expériences 2, 3 et 4 (voir tableau 1), l'ensemble des caractéristiques décrites pour l'expérience 1.

- Les deux discontinuités préexistantes se propagent dans leur propre plan.
- Une des discontinuités apparaît systématiquement plus développée.
- Une ou deux discontinuités juvéniles synthétiques du cisaillement appliqué aux limites se développent parallèlement aux deux discontinuités héritées.
- On n'observe pas de structures secondaires associées au relais (ni failles d'extension, ni cisaillement) et il n'y a pas d'évidence d'une subsidence significative entre les extrémités des structures héritées.

Des résultats semblables ont été obtenus par *Reches* (1987) pour des configurations similaires dans de l'argile humide. Il n'observe pas de structures secondaires associées au relais et les deux discontinuités qui forment le relais se propagent dans leur propre plan. Nous pouvons donc raisonnablement supposer que le comportement que nous avons mis en évidence est caractéristique de ce type de configuration.

La propagation des discontinuités préexistantes apparaît, au vu de l'expérience 1, étroitement associée aux zones de concentration de la déformation localisées aux extrémités des fractures avant propagation. La géométrie de la déformation finie étant comparable pour l'ensemble des modèles, nous admettons que cette observation est applicable à toutes les expériences.

Les essais sont réalisés dans un dispositif libre de toute perturbation aux limites et les discontinuités sont réactivées avant que les conditions de rupture ne soient atteintes dans l'échantillon. Les expériences reproduisent donc les conditions du modèle

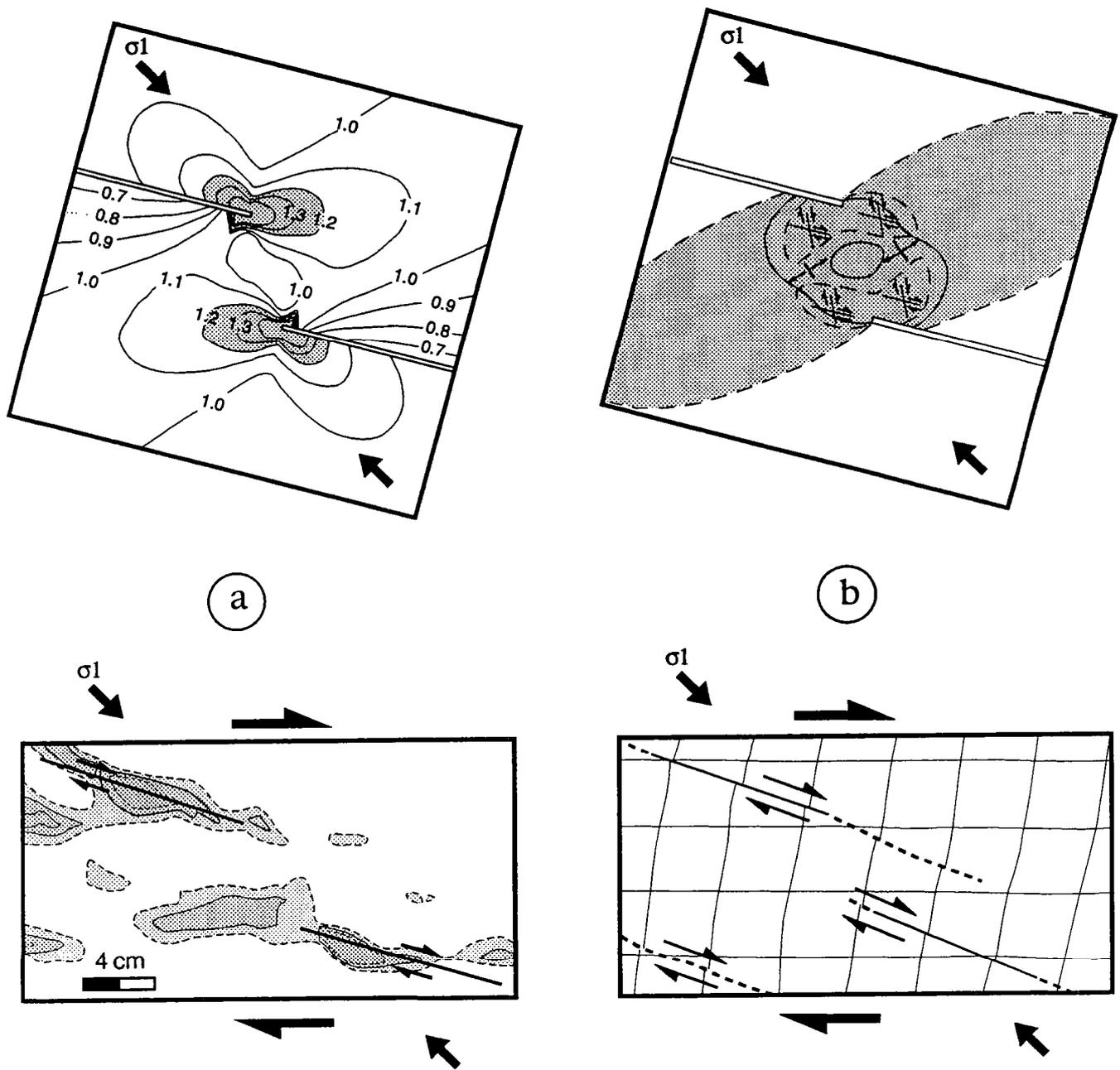


Figure 25: confrontation des résultats analytiques (d'après Segall et Pollard, 1980) et expérimentaux (cette étude) obtenus sur un système de deux discontinuités en échelon formant un relais extensif soumis à une déformation plane isosurface: a) champ de déformation avant rupture, b) champ de fracturation.

proposé par *Segall et Pollard* (1980) et autorisent une comparaison directe avec les résultats analytiques. Le champ de déformation avant propagation, que nous avons mesuré sur l'expérience 1 à partir de la méthode stéréoscopique de faux relief, montre une organisation similaire à celle que *Segall et Pollard* (1980) ont déterminé par le calcul analytique (**figure 25 a**):

- la perturbation du champ de déformation est essentiellement localisée aux extrémités des discontinuités préexistantes où elle forme des enveloppes allongées dans l'alignement des discontinuités.
- l'analyse du champ de déplacement met en évidence une faible extension au niveau du relais compatible avec la solution analytique. L'organisation du déplacement entre les deux fractures héritées indique de façon claire que les discontinuités interagissent.

Nous reproduisons donc au moins qualitativement l'ensemble des caractéristiques du champ de déformation avant fracturation mises en évidence par *Segall et Pollard* (1980) au niveau d'un relais extensif de fractures en échelon. Les différences que nous observons peuvent s'expliquer de plusieurs façons:

- les erreurs de mesures pourraient altérer la géométrie de la perturbation.
- la mise en place de l'échantillon peut provoquer des variations des propriétés mécaniques de l'assemblage granulaire entraînant des perturbations locales de l'évolution de la déformation pendant l'expérience;
- le comportement mécanique du sable ne reproduit que de façon qualitative le comportement du matériau simulé par le calcul analytique.

Si l'évolution de la déformation avant propagation est comparable pour l'expérience et le calcul analytique, le champ de fracturation ne vérifie aucune des prédictions effectuées par *Segall et Pollard* (1980) à partir de l'application locale du critère de Mohr-Coulomb (**figure 25 b**). La direction de propagation ne semble pas affectée par la perturbation du champ de contrainte et aucune structure secondaire n'est observée au niveau du relais. La relation entre contrainte cisailante maximale et direction de propagation n'est donc pas vérifiée. L'application locale du critère de Mohr-Coulomb ne permet donc pas de prévoir la fracturation associée au relais. Ces résultats suggèrent que le modèle de Mohr-Coulomb ne peut être retenu comme modèle de fracturation locale.

Il faut enfin remarquer que nos résultats ne vérifient pas le modèle classique de la formation des bassins pull-apart. Nous

n'avons en effet jamais obtenu de structure équivalente pendant nos expériences. Signalons que *Reches* (1987) a effectué les mêmes observations pour des conditions expérimentales similaires. Il n'obtient une structure pull-apart associée à un relais décrochant que dans une unique expérience, et dans une partie de l'échantillon où aucune discontinuité préexistante n'est présente. Les fractures cisailantes et la structure pull-apart se développent simultanément ce qui n'implique aucune relation de causalité. Il remarque d'ailleurs que "le développement spontané des bassins est rare dans cette série d'expériences". *Suzanne* (1990) dans une revue des travaux expérimentaux concernant la formation de structures décrochantes, souligne aussi que la formation de bassin pull apart n'est que très rarement obtenue dans les modèles purement décrochants.

L'existence d'un relais extensif de failles décrochantes et les perturbations de contrainte associées ne constituent apparemment pas une condition suffisante pour le développement de telles structures. Des exemples naturels de relais de failles sans bassin associé suffiraient pour remettre en cause définitivement le mécanisme proposé. Il apparaît donc nécessaire de reprendre l'étude de la formation des bassins pull-apart en tenant compte de ces nouvelles données. Plusieurs hypothèses sont possibles:

- une composante extensive associée aux décrochement pourrait être nécessaire, comme le suggèrent *Avraham et Zoback* (1993) et les résultats expérimentaux de *Richard* (1990).
- il est possible que d'autres conditions soient nécessaires au développement d'une structure pull-apart, comme par exemple une hétérogénéité locale des propriétés mécaniques de du substratum dont les modèles analytiques ne peuvent rendre compte.
- les modèles proposés par *Crowell* (1974) ou *Mann et al* (1983) pourraient aussi être une alternative au modèle du relais.

III Discussion

Les résultats que nous avons obtenus suggèrent que la propagation des failles est indépendante des directions locales de la contrainte cisailante. La relation entre direction de la contrainte cisailante et direction de la propagation n'étant pas vérifiée, le critère de Mohr-Coulomb ne peut donc être retenu comme modèle de fracturation local.

De nombreuses études structurales montrent cependant que la distribution statistique des orientations de failles peut être corrélée

avec les directions de la contrainte appliquée aux limites du système (au moins dans les cas où la déformation est monophasée) et est compatible avec les prévisions du modèle de Mohr-Coulomb. Toutefois, si cette relation est statistiquement vérifiée, elle n'apporte aucun renseignement sur le mécanisme de la fracturation lui-même. Il existe clairement une confusion entre la capacité du critère à relier l'orientation moyenne des failles aux contraintes appliquées aux limites et sa capacité à décrire les mécanismes de la rupture.

La remise en cause du critère de Mohr-Coulomb ne modifie pas le principe de la réactivation des discontinuités préexistantes décrit au chapitre I. La réactivation est obtenue lorsque les contraintes cisailantes nécessaires pour vaincre le frottement sur le plan de fracture sont inférieures aux contraintes nécessaires à la rupture de l'échantillon. Seul le critère de rupture doit être reconsidéré.

Les résultats indiquent que les discontinuités se propagent dans les zones situées aux extrémités des fractures héritées où la déformation est déjà localisée avant rupture, comme le suggèrent *Petit et Barquins* (1988, 1993), *Jiefan et al* (1989) à partir de données expérimentales ou *Pollard et al* (1982), *Etchecopar et al* (1986), *Granier* (1986) à partir d'observations de terrain. Ces zones de forte déformation pourraient correspondre aux zones potentielles de la propagation des fractures héritées qui sont les plus proches du seuil de rupture, la croissance pouvant être assimilée simplement à une amplification d'une hétérogénéité locale du champ de déformation. Cette représentation est assez semblable aux hypothèses développées par *Bowden* (1970) et *Bowden et Raha* (1970) et reprises par exemple par *Priour* (1985).

La concentration de la déformation aux extrémités des discontinuités préexistantes est directement liée à la perturbation du déplacement engendrée par l'activation précoce des défauts. L'analyse du champ de déplacement autour d'une discontinuité réactivée montre que le déplacement relatif de la matière sur le plan de fracture induit nécessairement une déformation cisailante continue dans la matrice, dans le prolongement de la discontinuité préexistante. Les caractéristiques géométriques de cette déformation ne dépendent en première approximation que de l'orientation de la discontinuité par rapport aux directions de déformation appliquée aux limites. Ceci suggère que la fracturation est principalement liée à la cinématique locale de la déformation. Les résultats obtenus sur une discontinuité orientée à 75° de la direction de cisaillement constituent un bon argument pour cette interprétation.

Si ces résultats apportent de nouvelles contraintes sur la propagation en cisaillement des discontinuités macroscopiques, ils ne permettent pas de déterminer les mécanismes microscopiques de la croissance des failles. La formation de fentes de tension en échelon qui se développent en avant de la faille dans les zones de forte déformation continue pourraient constituer le mécanisme élémentaire du développement des failles en cisaillement (*Pollard et al* 1982; *Etchecopar et al* 1986; *Petit et Barquins*, 1988). La propagation de la structure principale impliquerait alors la croissance et la coalescence des fentes nouvellement formées (*Bombolakis*, 1964, 1968; *Olson et Pollard*, 1991). La propagation en cisaillement des structures macroscopiques serait donc le résultat d'un ensemble de processus, plutôt qu'un mécanisme unique.

CHAPITRE IV

**INFLUENCE DE L'ARRANGEMENT LOCAL DES GRAINS
SUR LA LOCALISATION DE LA DÉFORMATION DANS
LES MATÉRIAUX GRANULAIRES.**

Introduction

La participation des défauts dans le processus de la localisation de la déformation est connue depuis fort longtemps. Cependant, les relations entre les propriétés mécaniques locales et la formation d'une discontinuité macroscopique sont encore largement discutées. Une étude comparative du comportement mécanique d'échantillons dont les caractéristiques mécaniques locales sont différentes, pourrait permettre de comprendre la façon dont les défauts interviennent dans le processus de la localisation.

Nous avons réalisé cette étude à partir d'échantillons de sable de granulométrie variable. Le caractère discontinu du sable, constitué d'un ensemble de grains non jointifs dans une matrice formée d'air, est une évidence. Le comportement macroscopique des assemblages granulaires dépend directement des contacts entre grains (voir par exemple *Ammi*, 1987). La coexistence de grains de taille différente dans l'assemblage provoque des variations locales de la géométrie de l'empilement qui déterminent les caractéristiques mécaniques locales des échantillons. On peut donc s'attendre à ce que la granulométrie influence les propriétés rhéologiques et donc le processus de la localisation dans les assemblages granulaires.

Après avoir brièvement rappelé les principales caractéristiques de la localisation dans les assemblages granulaires, nous décrivons dans une première partie les caractéristiques granulométriques des quatre échantillons que nous avons sélectionnés pour cette étude. Nous discutons, à partir des données disponibles dans la littérature, des relations entre la composition granulométrique, la géométrie et les propriétés mécaniques locales pour les quatre assemblages.

Nous présentons dans une seconde partie les résultats expérimentaux que nous avons obtenus. Une analyse 2D de l'évolution de la déformation incrémentale a été effectuée pour deux des quatre échantillons. Nous avons mesuré les champs de déplacement et de déformation, les variations de volume et quantifié le processus de la localisation. Des essais contrainte-déformation ont été réalisés pour tous les échantillons de façon à déterminer l'influence de la géométrie de l'empilement granulaire sur les propriétés rhéologiques des assemblages.

Nous discutons dans une dernière partie des relations entre la variation des propriétés mécaniques locales et le processus de la localisation dans les matériaux granulaires et envisageons la possibilité d'appliquer ces résultats aux matériaux consolidés.

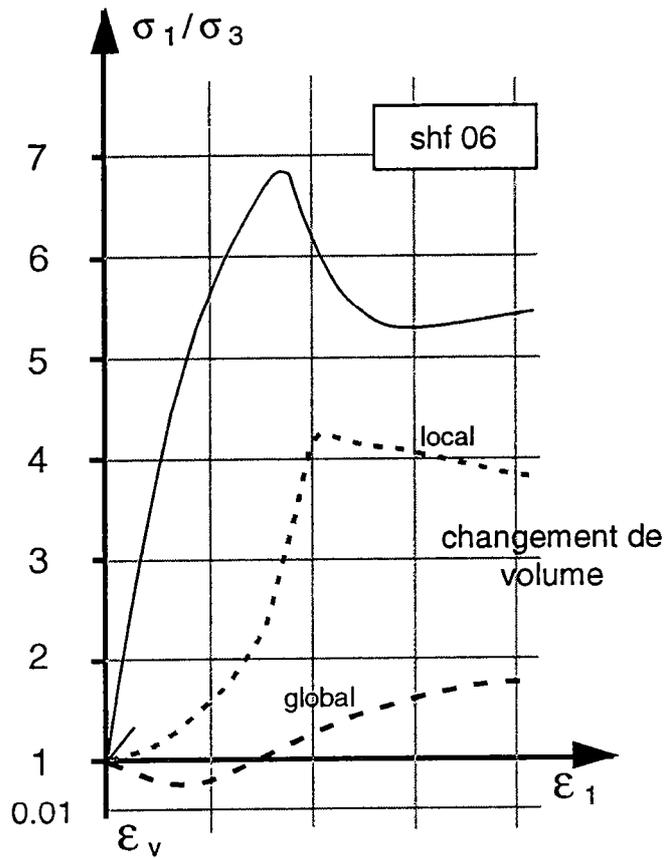


Figure 1: évolution de la contrainte et changement de volume associé dans un assemblage compact de grains soumis à un chargement biaxial, d'après Desrues (1984).

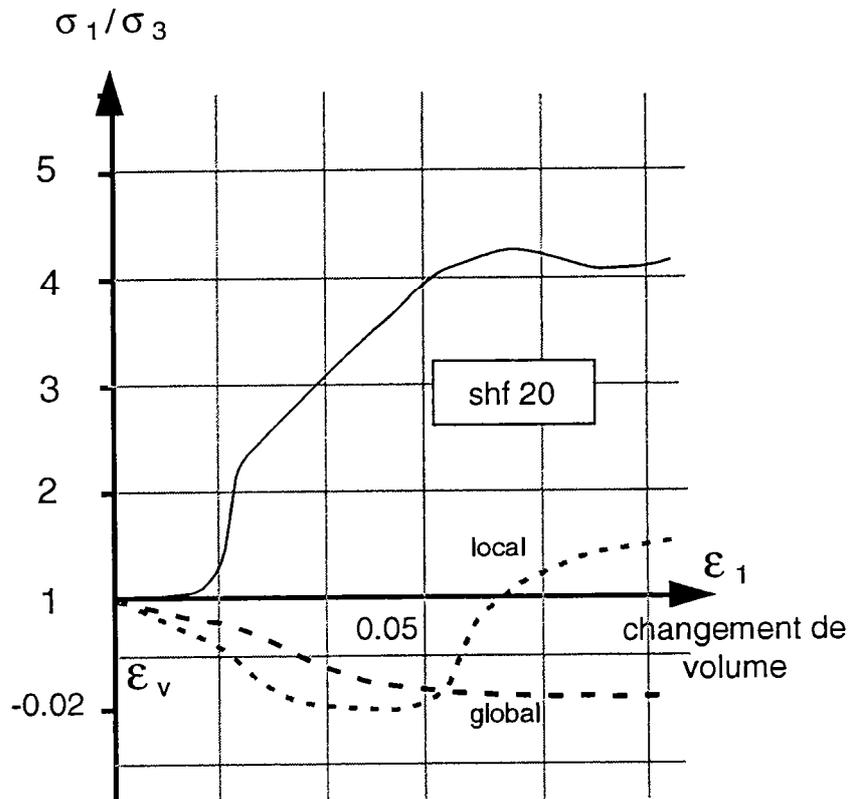


Figure 2: évolution de la contrainte et changement de volume associé dans un assemblage lâche de grains soumis à un chargement biaxial, d'après Desrues (1984).

I Les matériaux

I.1 La localisation dans les matériaux granulaires

L'étude du processus de la localisation dans les matériaux granulaires n'est pas nouvelle (*Mandl et al*, 1977; *Desrues*, 1984; *Mülhaus et Vardoulakis*, 1987; *Cundall*, 1989, 1990). La formation d'une bande de déformation localisée intervient généralement après un stade de déformation continue relativement important (de l'ordre de quelques %). Elle se manifeste par une augmentation du volume local au niveau du plan de cisaillement et est généralement accompagnée d'une relaxation de la contrainte appliquée aux limites de l'échantillon. L'apparition de la localisation est caractérisée par une perturbation du champ de déplacement qui s'amplifie et s'organise plus ou moins rapidement selon une ou plusieurs bandes qui accommodent ensuite la plus grande partie de la déformation (*Desrues*, 1984).

Les changements de volume qui précèdent et accompagnent la localisation, traduisent une transformation des assemblages granulaires. Mais les relations entre géométrie des empilements et évolution de la déformation ne sont, à notre connaissance, que rarement discutées (*Konishi et al*, 1982).

Nous avons emprunté à *Desrues* (1984) les résultats de deux essais contrainte-déformation effectués en presse biaxiale sur du sable fin d'Hostun, dont l'état initial de compaction est différent, qui illustrent les relations entre la géométrie des assemblages granulaires et l'évolution de la déformation vers un mode localisé. Le premier essai (**figure 1**) concerne un échantillon dense dont l'indice des vides est égal à 0.66. La contrainte appliquée aux limites de l'échantillon augmente d'abord de façon linéaire avec la déformation. Les variations de volume associées aux premiers stades du raccourcissement sont faibles. L'initiation de la localisation, qu'il est toujours difficile d'identifier précisément, intervient pendant le trajet ascendant de la contrainte, au niveau du pic. Une relaxation significative peut être observée après 5% de raccourcissement lorsque la bande est pleinement développée. La formation du cisaillement est caractérisée par une forte dilatance qui provoque une augmentation significative du volume moyen de l'échantillon. Pour un sable lâche, dont l'indice des vides est de 0.86 (**figure 2**), les premiers stades de la déformation sont caractérisés par une diminution importante du volume moyen de l'assemblage. L'apparition d'une bande de déformation localisée, ne s'accompagne pas d'un adoucissement de la contrainte appliquée aux limites,

malgré la dilatance de l'échantillon au niveau de la bande de cisaillement. Remarquons que la localisation intervient pour un rapport σ_1/σ_3 moins important dans le cas de l'échantillon lâche.

Ces deux essais mettent en évidence l'influence de la géométrie des assemblages granulaires sur l'évolution de la déformation et suggèrent une relation étroite entre la localisation et l'arrangement des grains que nous allons essayer de préciser, par d'autres méthodes, dans la suite du développement.

I.2 Description de l'échantillonnage

Pour ces expériences, nous avons utilisé du sable de Fontainebleau, composé pour 99% de grains de quartz. Les phases rélictuelles sont essentiellement des argiles et des phyllosilicates. Les grains, qui se sont déposés en milieu marin, ont une forme quelconque et sont en général émoussés (**figure 3**).

Nous avons sélectionné quatre échantillons de sable de composition granulométrique différente. Les échantillons F1 et F2 sont des sables naturels. Ils sont caractérisés par une distribution bimodale dont les pics sont centrés respectivement sur 300 et 200 μm (**figure 4 a et b et tableau 1**). Les deux échantillons diffèrent cependant par la proportion relative des deux tailles de grains. F1 est essentiellement composé de petits grains (125-250 μm) qui représentent plus de 82% du mélange. Pour F2, la fraction grossière (300-400 μm) représente plus de 34% de l'assemblage. Les échantillons sont donc composés d'un mélange en proportion variable de deux populations de grains.

Les échantillons Fi et S300 ont été obtenus à partir du sable F1. S300 représente la fraction du sable F1 inférieure à 300 μm , Fi la fraction inférieure à 200 μm . Ils ont tous les deux une distribution granulométrique unimodale (**figure 4 c**), mais la taille moyenne du grain et la dispersion autour du pic granulométrique sont plus importantes pour S300.

I.3 Relation entre composition granulométrique et distribution de l'hétérogénéité initiale.

Les désordres d'empilement provoqués par l'introduction d'un ou plusieurs grains de grosse taille dans un assemblage régulier de disques ou de sphères identiques ont fait l'objet de nombreux travaux (*Rubinstein et Nelson, 1982; Bideau et al, 1983; Travers, 1988; Travers et al, 1987; Ammi 1987*). La coexistence de grains de

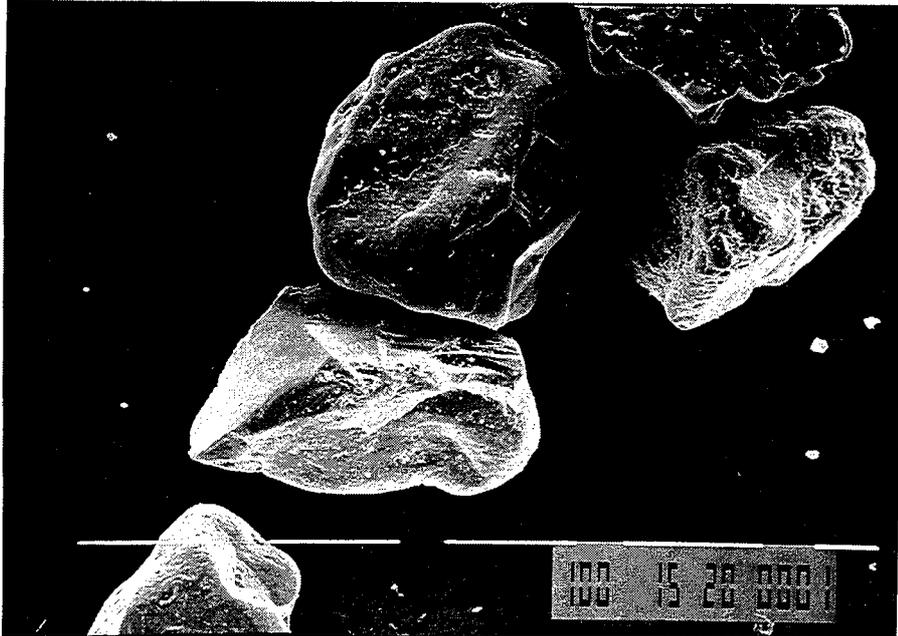


Figure 3: Une illustration de la morphologie moyenne des grains de sable (microscopie électronique à balayage, x 100).

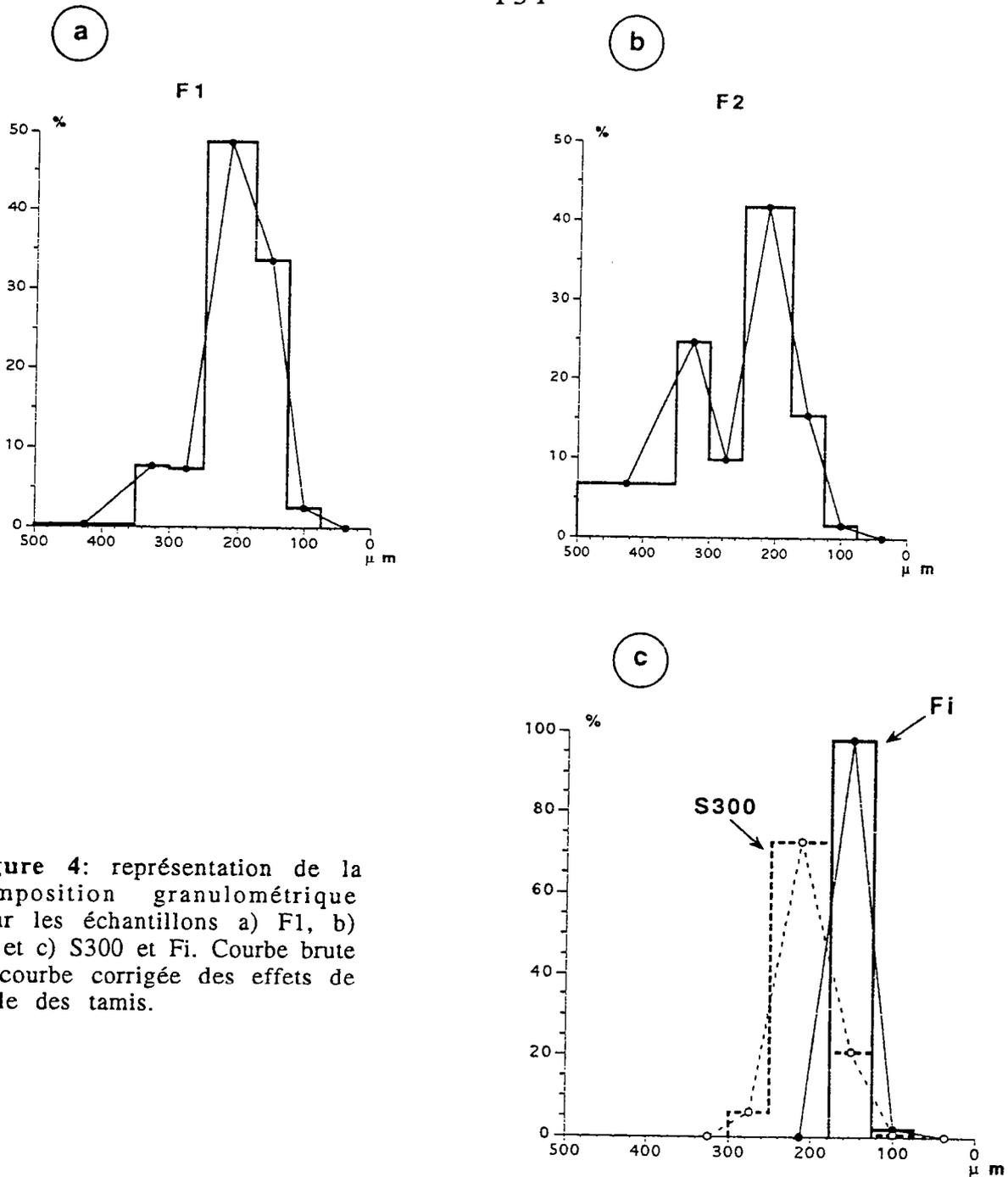


Figure 4: représentation de la composition granulométrique pour les échantillons a) F1, b) F2 et c) S300 et Fi. Courbe brute et courbe corrigée des effets de taille des tamis.

	F1	F2	S300	Fi
350	0,3	6,7	0	0
300	7,7	24,7	0	0
250	7,3	9,8	0	6
177	48,6	41,7	0	72,6
125	33,6	15,4	98	20,28
74	2,5	1,6	2	0,6
ni	100	99,9	100	100
μ	202,7	249,2	149	202,9
EC	54,5	77,7	7	32,1

tableau 1: Composition granulométrique des échantillons F1, F2, S300 et Fi.

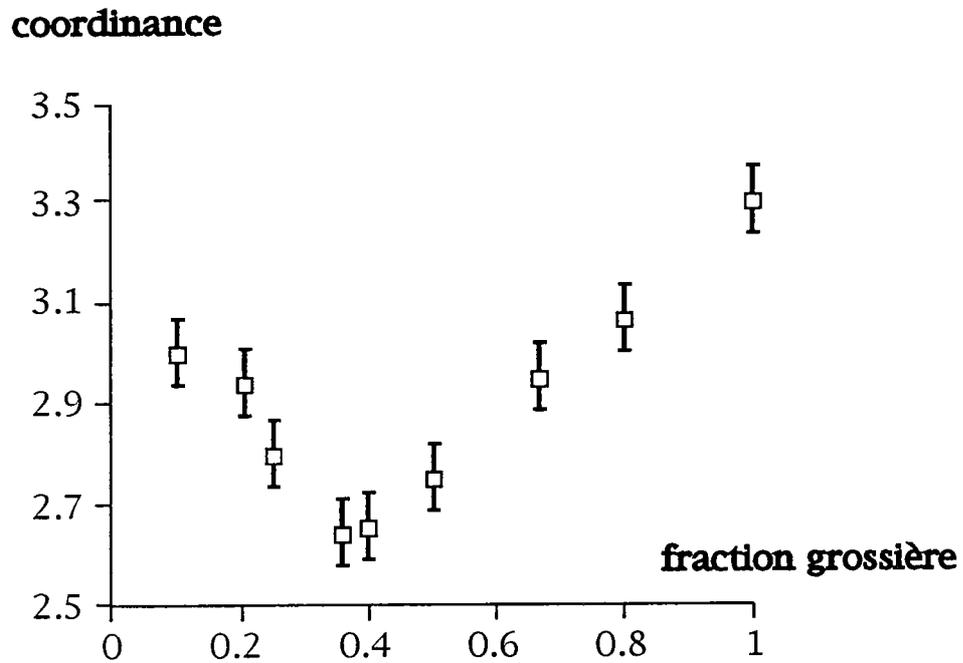


Figure 5: évolution de la coordinance moyenne en fonction de la proportion de la fraction grossière de l'assemblage dans un mélange bidimensionnel de deux populations de grains pentagonaux (d'après Ammi, 1987). Le rapport des diamètres entre gros grains et petits grains est égal à 2.56.

taille variable au sein d'un assemblage granulaire se caractérise par une destruction de l'ordre à grande distance de l'assemblage qui provoque la formation de cavités (*Bideau et al*, 1983) et la diminution du nombre moyen de contacts (coordinance) établi par chaque grain avec ses voisins (*Ben aim et Legoff*, 1968, *Ammi*, 1987).

les contacts locaux entre grains définissent les propriétés mécaniques macroscopiques des assemblages granulaires. *Travers* (1988), *Travers et al* (1987) ont montré que la transmission des forces dans un assemblage soumis à un chargement uniaxial dépendait fortement de sa composition granulométrique, l'introduction de quelques gros grains dans l'empilement provoquant une perturbation importante du champ de contrainte local. L'hétérogénéité géométrique des assemblages granulaires correspond donc aussi à une hétérogénéité mécanique locale du matériau.

L'estimation de la coordinance moyenne dans l'assemblage est un moyen de quantifier cette hétérogénéité. *Ammi* (1987) a mesuré de façon systématique les variations de la coordinance dans des assemblages bidimensionnels constitués d'un mélange, en proportion variable, de deux populations de grains polygonaux réguliers de taille différente. Lorsque l'assemblage est constitué par des grains de même taille, la coordinance est forte. L'empilement est régulier et l'hétérogénéité mécanique de l'assemblage est faible. La coordinance diminue progressivement lorsqu'on introduit dans l'assemblage une quantité croissante de grains de taille différente. *Ammi* (1987) attribue la diminution de la coordinance aux effets de voûtes locaux. Elle est minimale lorsque les proportions des deux populations de grains qui composent l'échantillon, deviennent voisines (**figure 5**). Pour une telle composition, les variations locales de la géométrie de l'empilement peuvent être importantes et l'échantillon présente une hétérogénéité mécanique forte. Notons que les relations entre proportion des grains dans le mélange et variations de la coordinance ne sont valables que lorsque les petits grains ne peuvent remplir les espaces laissés entre les gros grains, c'est à dire pour un rapport des diamètres moyens des grains qui composent les deux populations inférieur à 4.5.

Le sable que nous utilisons est composé de grains de forme très variable et les travaux qui concernent la géométrie des empilements tridimensionnels de grains irréguliers sont peu nombreux (*Ammi*, 1987). Nous pouvons cependant tenir pour acquis que les propriétés mécaniques locales dépendent de la proportion de la fraction grossière contenue dans les assemblages.

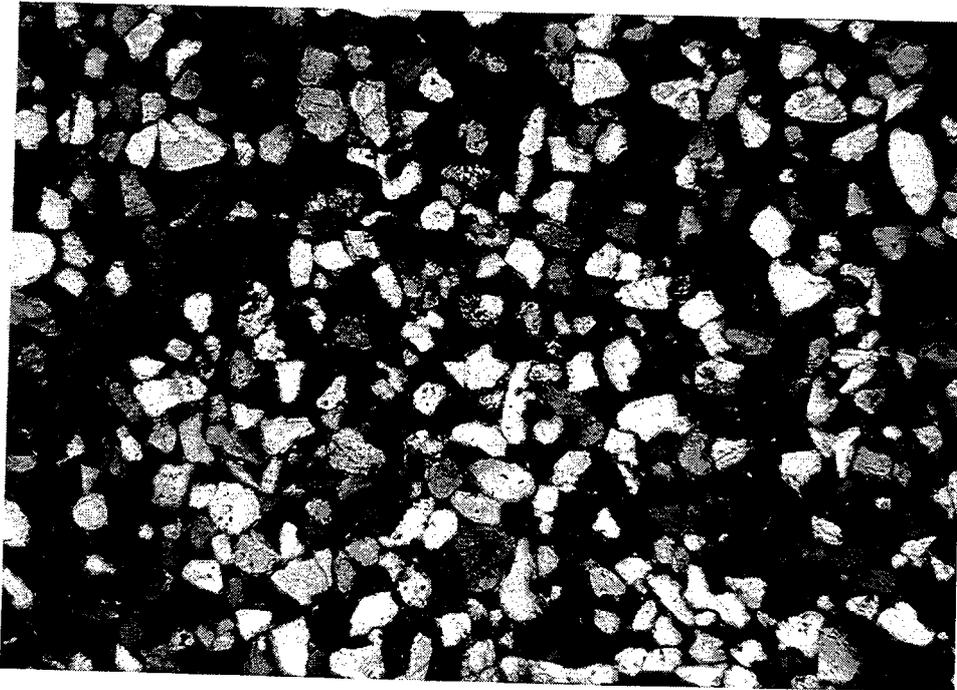
Nous supposerons que les résultats obtenus par *Ammi* (1987) sur des assemblages bidimensionnels de grains pentagonaux sont valides pour les assemblages tridimensionnels de grains irréguliers de composition bimodale (F1 et F2), le rapport entre les rayons du plus petit grain et du plus gros grain n'excédant pas 5 dans nos échantillons. F1, composé essentiellement de grains de petite taille est donc susceptible de former des assemblages à forte coordinance. L'empilement des grains dans l'échantillon F2, pour lequel la proportion de gros grains est plus importante, sera en principe plus désordonné. Sur la **figure 6** sont représentées des photographies de lames minces éclairées en lumière polarisée, taillées dans les deux échantillons après consolidation avec une résine Epoxy. Pour F1 (**figure 6 a**), l'empilement des grains de petite taille apparaît assez régulier. Dans l'échantillon F2 (**figure 6 b**), les gros grains peuvent former des amas isolés dans la matrice de petits grains et perturber localement la géométrie de l'assemblage. Les différences géométriques entre les deux assemblages restent cependant difficiles à caractériser de façon plus quantitative (cf **Annexe 1**).

Nous ne disposons d'aucune donnée pour caractériser les variations de la géométrie locale des empilements en fonction de la distribution de la taille des grains pour les sables de composition unimodale. Nous supposerons qu'une forte dispersion de la distribution des tailles de grains autour du pic granulométrique a des conséquences comparables à l'introduction d'une forte proportion de gros grains dans un assemblage de petits grains. Les variations de la géométrie locale dans l'échantillon S300 sont donc a priori plus fortes que dans l'échantillon Fi.

Les propriétés mécaniques locales dépendent non seulement des caractéristiques géométriques de l'assemblage mais aussi de l'histoire du chargement de l'échantillon, dans des assemblages de grains irréguliers. *Ammi* (1987) décrit la formation d'un squelette rigide formé par des chaînes de grains sous contrainte dans des mélanges de grains de forme quelconque, dont l'apparition peut intervenir très tôt au cours du chargement et qui pourraient influencer l'évolution de la déformation dans l'échantillon. Le développement et la stabilité de ces chaînes sont cependant contrôlés par la granulométrie de l'assemblage. Les variations relatives de la géométrie des empilements entre les quatre échantillons doivent donc en principe être conservées lorsque les échantillons sont soumis à une déformation.

La géométrie des empilements et la distribution de l'hétérogénéité mécanique locale dans les assemblages granulaires sont donc a priori différentes dans les quatre échantillons. Nous

a



b

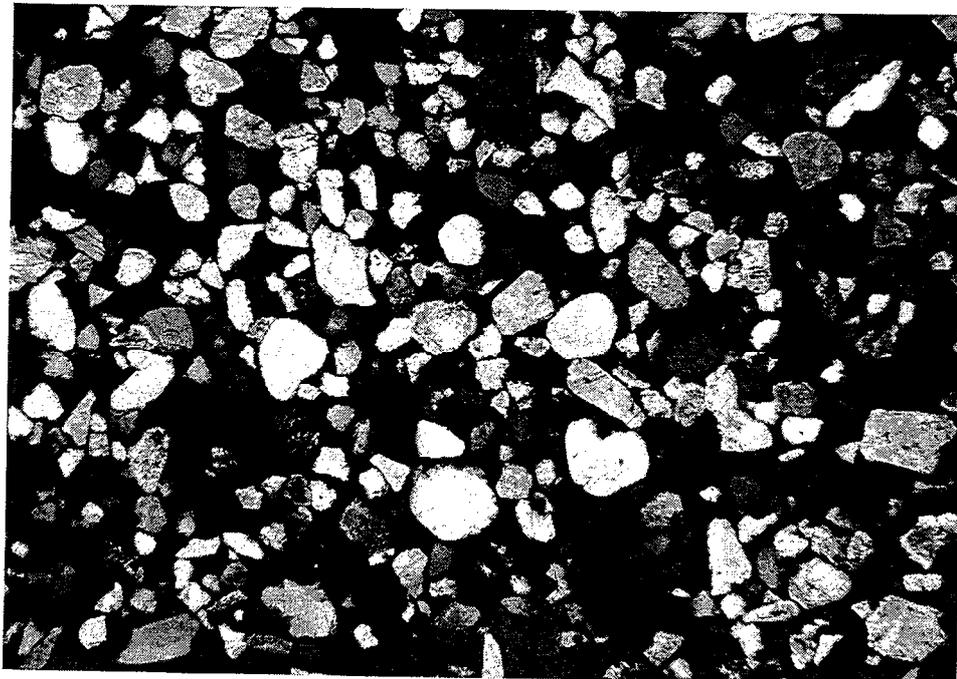
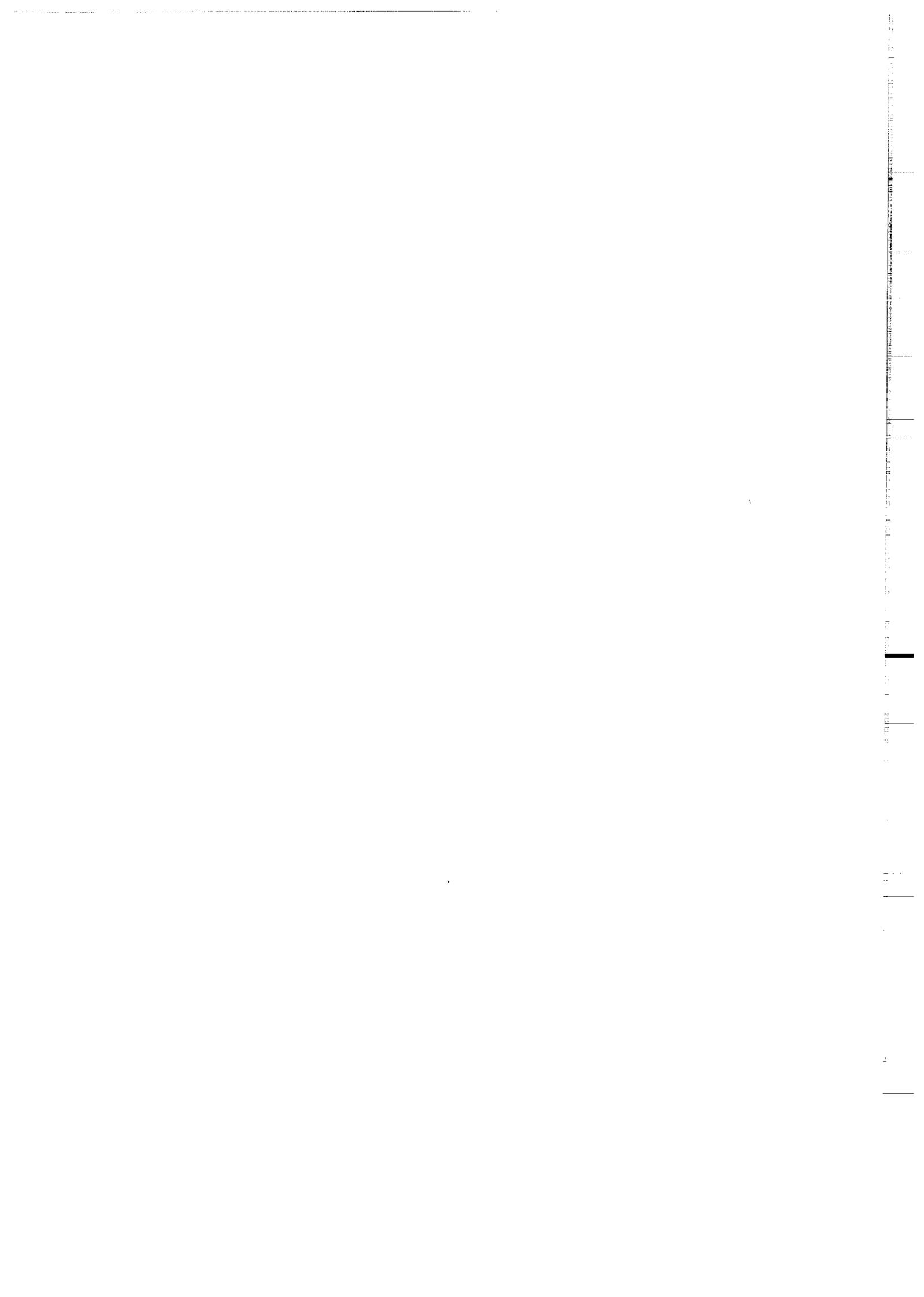


Figure 6: Sections minces, obtenues à partir d'échantillons de sable consolidés, en lumière polarisée. a) échantillon F1. Les grains de taille uniforme, forment un assemblage régulier b) échantillon F2. Les gros grains forment des amas qui perturbent localement la géométrie de l'empilement.



disposons en principe de deux échantillons pour lesquels la géométrie de l'empilement est assez régulière (F1 et Fi) et de deux échantillons plus hétérogènes (F2 et S300). Les conséquences des variations de la composition granulométrique ne peuvent être caractérisées pour le moment que de façon très qualitative (voir annexe 1). Les résultats que nous avons obtenus valideront a posteriori les distinctions établies à partir du seul critère géométrique.

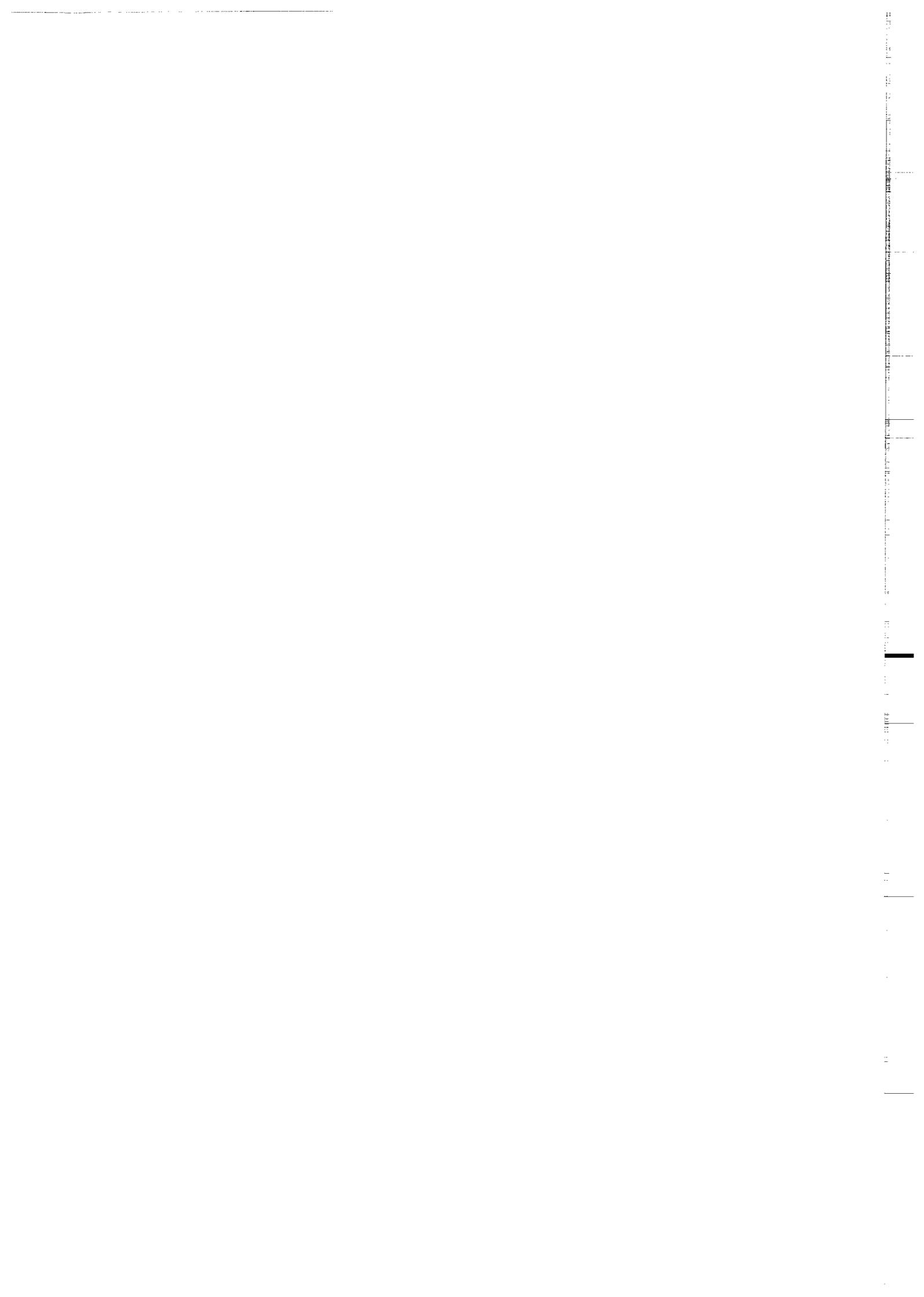
II Les résultats expérimentaux

II.1 Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental est constitué d'une boîte de plexiglass de dimension 60 x 20 x 10 cm. Le raccourcissement est appliqué par l'intermédiaire d'une paroi mobile dont le déplacement est guidé par un moteur pas à pas. Deux plaques de verre, lubrifiées par un antistatique sec (rainX), sont disposées sur les parois latérales du dispositif et permettent de réduire de façon très sensible les frottements sur les bordures. Dans tous les essais, nous avons observé que la trace des bandes de cisaillement à la surface des échantillons était rectiligne et perpendiculaire aux bordures du dispositif. Les contraintes cisailantes latérales résiduelles ne modifient pas la géométrie des bandes de déformation localisées à proximité des parois et peuvent donc être considérées comme négligeables.

Le sable est versé à l'intérieur de la boîte puis disposé selon une couche horizontale d'épaisseur constante à l'aide d'une spatule. Ce procédé de mise en place peut engendrer des variations locales de la densité de l'assemblage granulaire que nous ne pouvons estimer a priori. Nous supposons que ces variations éventuelles sont distribuées aléatoirement dans tout l'échantillon et qu'elles constituent une partie de l'hétérogénéité initiale du matériau.

Pour les expériences destinées à caractériser l'évolution de la géométrie de la déformation, une plaque horizontale, solidaire du piston, est disposée à la base du dispositif expérimental (figure 7). Le déplacement du piston engendre une discontinuité de vitesse (DV) au milieu du modèle, matérialisée par la limite entre la plaque et la base fixe de la boîte. Les conditions de chargement aux limites sont donc hétérogènes. Ce type de dispositif permet d'obtenir la formation de deux zones de cisaillement conjuguées, qui



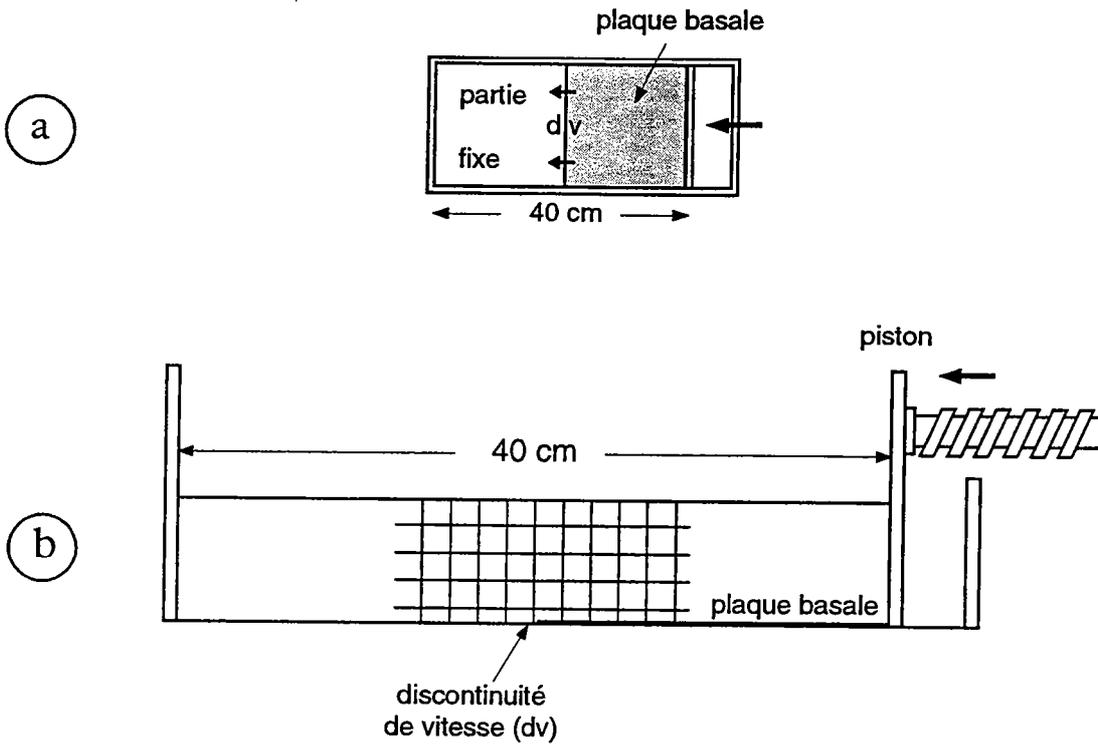


Figure 7: représentation schématique du dispositif expérimental utilisé pour l'étude de l'évolution de la déformation dans les assemblages granulaires. a) Base du dispositif, b) vue decôté.

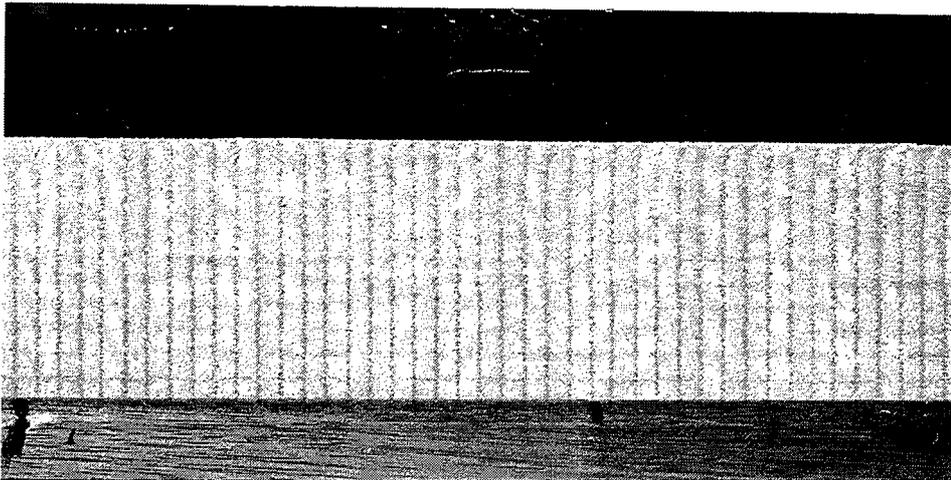


Figure 8: une vue dans le plan vertical de l'état initial d'un échantillon avant déformation. On observe la grille de marqueurs passifs à travers une des parois de verre du dispositif expérimental. Les lignes verticales sont nettes. Les lignes horizontales, bien visibles à la base de l'échantillon, s'estompent peu à peu. Les carrés qui forment la grille ont une taille de 0.5 x 0.5 cm. Le trait de crayon noir à la base du dispositif indique la position initiale de la discontinuité de vitesse.



s'enracinent sur la discontinuité de vitesse et délimitent un large pop-up (Davy, 1986; Tondji Biyo, 1993) dans l'échantillon.

Une grille de marqueurs passifs de maille 5 x 5 mm, est disposée sur un des côtés de l'échantillon (**figure 8**). Elle permet de visualiser l'évolution de la déformation dans un plan vertical, parallèle à la direction de raccourcissement. La mise en place des marqueurs est une opération délicate. Les contours de la grille sont préalablement reproduits sur une feuille de papier avec une encre pulvérulente. La feuille est placée contre la paroi du dispositif, la face encrée tournée vers l'intérieur de la boîte. Le sable est ensuite versé dans le dispositif et vient s'appuyer sur la feuille de transfert où l'encre colore une partie des grains. Lorsque l'échantillon est en place, la feuille est lentement retirée par une traction verticale de façon à éviter les déplacements des grains colorés.

L'observation est effectuée à l'interface échantillon-paroi. L'expérience montre que les frottements qui pourraient subsister n'affectent pas la déformation. La grille est photographiée à intervalle régulier à travers la paroi. Les expériences sont arrêtées lorsque le raccourcissement atteint 12%. Les principales structures se sont développées et la grille est trop déformée pour pouvoir être analysée.

Les mesures de contraintes ont été effectuées dans un dispositif similaire. Pour ces expériences, nous avons modifié la forme du piston qui n'est plus maintenant constitué que d'une paroi verticale. Le capteur de contrainte, enfermé dans un boîtier en duralumin qui l'isole et le protège du sable, est placé à l'avant de la paroi mobile. Le boîtier contenant le capteur est solidaire du piston (**figure 9**). Dans ces conditions, seules des bandes de cisaillement synthétiques de la direction de raccourcissement sont susceptibles de se développer. Elles prennent racine à la base du boîtier qui contient le capteur (**figure 9**).

La contrainte horizontale est transmise au capteur par l'intermédiaire d'un cylindre coulissant de section 10 mm en contact avec l'échantillon (**figure 9**). Les mesures sont effectuées à 2.5 cm de la base du dispositif expérimental et à égale distance des deux bordures latérales, de façon à limiter l'effet des perturbations éventuelles provoquées par le frottement de l'échantillon sur les parois de la boîte. Nous supposons que le champ de contrainte à proximité du capteur est homogène:

- σ_1 est horizontale et parallèle à la direction de déplacement imposé. C'est cette composante du tenseur de la contrainte que nous mesurons.
- σ_2 est horizontale et perpendiculaire à la direction de déplacement

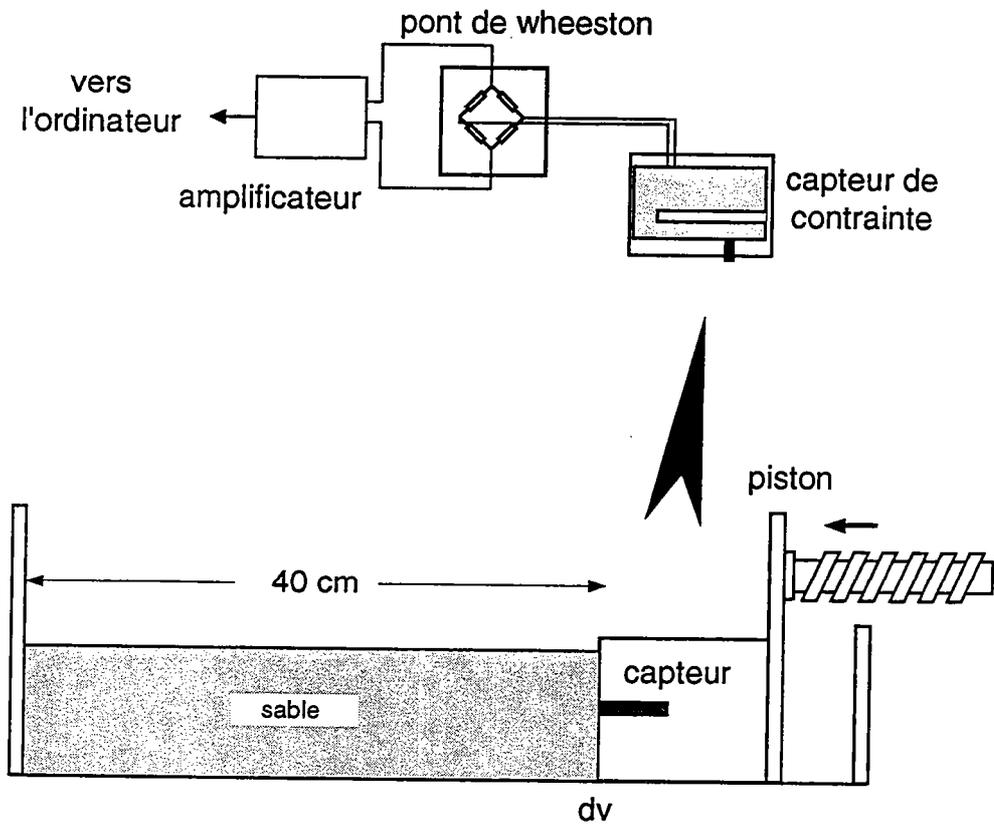


Figure 9: représentation schématique du dispositif expérimental utilisé pour la détermination de l'évolution de la contrainte dans les assemblages granulaires.

- σ_3 est verticale et représente la pression $\sigma_3 = \rho gh$ exercée par la colonne de sable de hauteur h , ρ étant la densité du sable, g l'accélération de la pesanteur.

Le dispositif que nous utilisons pour effectuer ces mesures est assez différent des dispositifs classiquement utilisés pour déterminer le comportement rhéologique des matériaux (la presse biaxiale par exemple). L'échantillon n'a qu'une surface libre et l'homogénéité des conditions aux limites ne peut être réalisée. Dans le cas de la presse biaxiale, ce dernier point n'est cependant valable que pour les premiers stades de la déformation, l'apparition d'une bande de déformation localisée provoquant de toutes façons une perturbation du champ de contrainte dans le dispositif. Nos mesures fournissent donc a priori une estimation correcte des propriétés rhéologiques des assemblages granulaires dans les conditions de l'expérience.

Nous avons aussi étudié le comportement d'une mousse élastique dans les mêmes conditions expérimentales. Ce matériau ne peut localiser la déformation et la contrainte est proportionnelle à la déformation imposée aux limites. Les résultats obtenus sur la mousse, dont les propriétés rhéologiques sont constantes (au moins dans la gamme de déformation que nous utilisons), permettront d'estimer les écarts observés dans les sables par rapport à une déformation continue homogène. Pour toutes les expériences, une masse est disposée à la surface de la mousse pour prévenir le flambage de l'échantillon. Pour la première série d'expériences, l'échantillon de mousse est fixé à la plaque basale du piston, de façon à matérialiser la discontinuité de vitesse au centre du dispositif et reproduire les conditions aux limites utilisées pour la déformation des échantillons de sable.

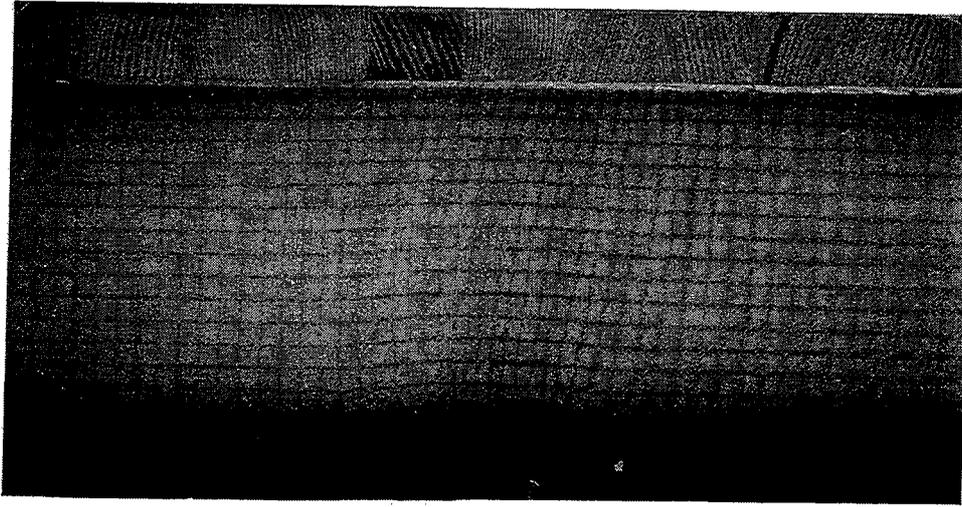
II.2 Analyse de la déformation

Seuls les échantillons F1 et F2 et la mousse élastique de référence ont été utilisés pour cette série d'expériences, dont la mise en oeuvre et l'interprétation sont assez fastidieuses. Trois essais ont été réalisés pour chaque échantillon.

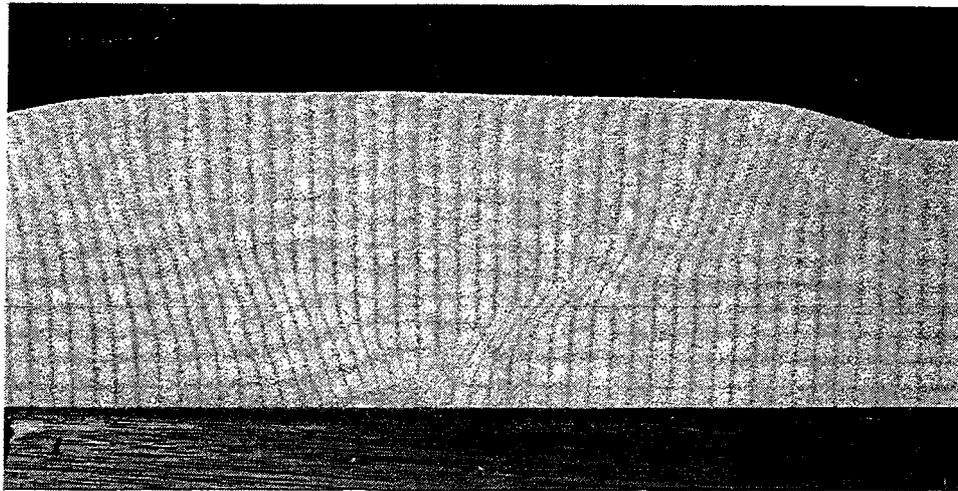
II.2.1 Un premier aperçu de la déformation finie

La géométrie de la déformation finie après 12% de raccourcissement est représentée sur la **figure 10** pour les trois échantillons.

a



b



c

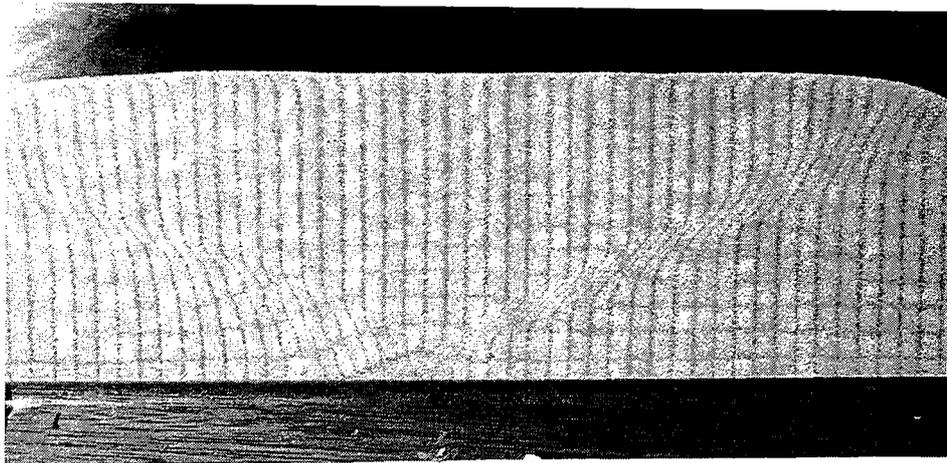
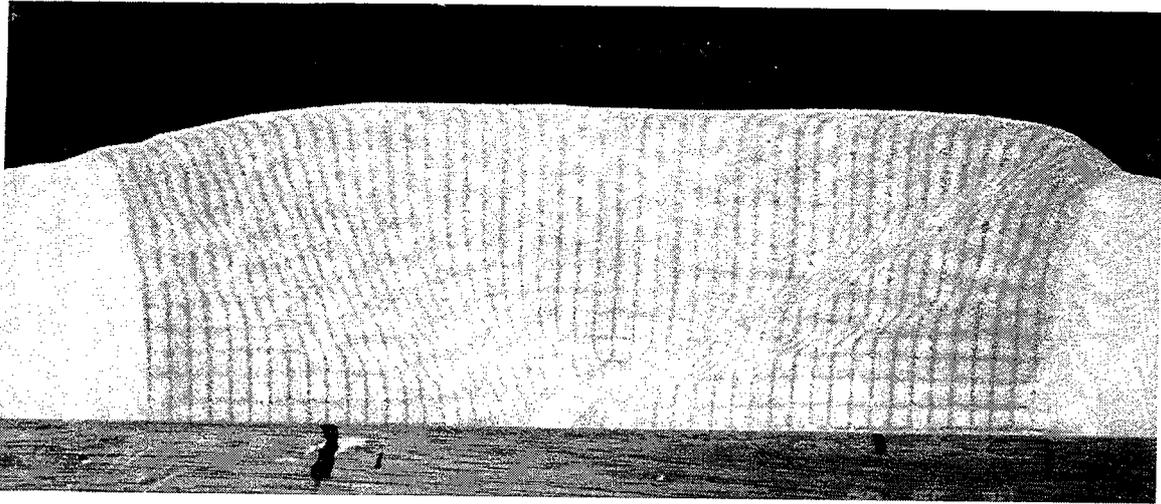


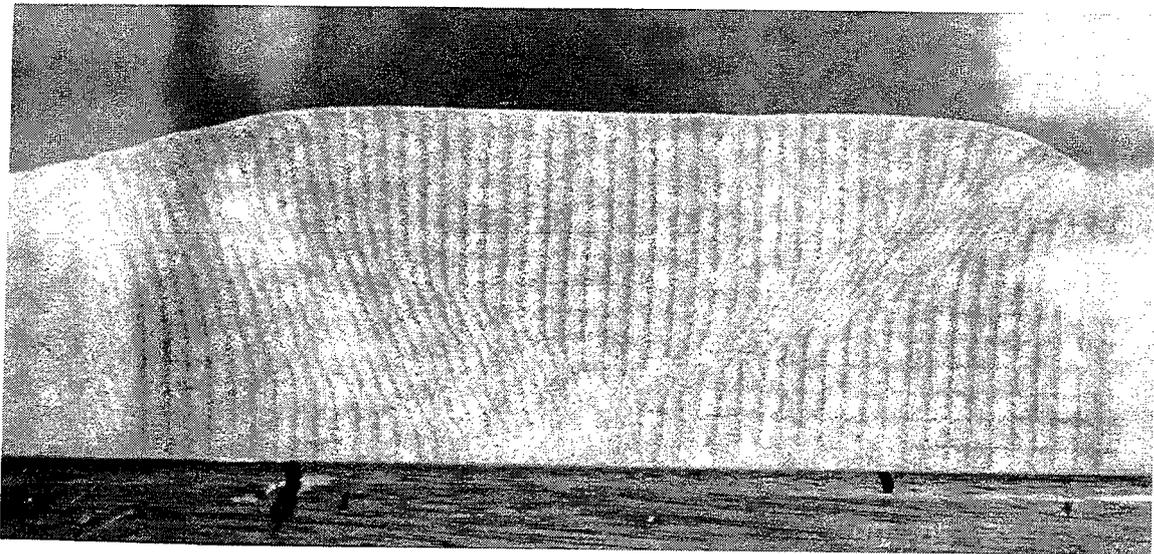
Figure 10: Un aperçu de la déformation finie après 12% de raccourcissement a) pour la mousse élastique (on aperçoit le poids que nous avons disposé à la surface de l'échantillon).

b) pour l'échantillon F2 c) pour l'échantillon F1. Deux zones de cisaillement délimitent un large pop-up. La bande de cisaillement située sur la droite de l'échantillon fonctionne pendant toute la durée de l'expérience. La zone située à gauche de l'échantillon contient plusieurs bandes qu'on ne peut individualiser facilement, qui ont successivement fonctionné de la droite vers la gauche.

a



b



c

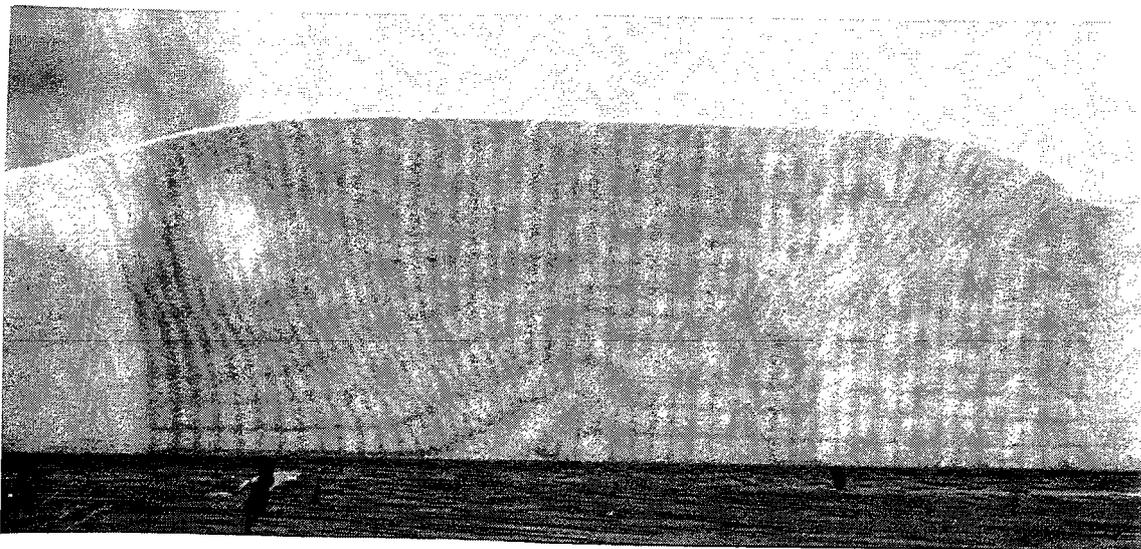


Figure 11: Etat final de la déformation pour trois nouvelles expériences:
a) échantillon F1 b) et c) échantillon F2

Pour la mousse élastique, la déformation est globalement distribuée sur toute la surface de l'échantillon. Les lignes de la grille de marqueurs n'ont pas subi de rotation importante et conservent leur relation angulaire. On peut remarquer que la déformation est plus fortement localisée à la verticale de la discontinuité de vitesse où elle présente toutes les caractéristiques d'une déformation par aplatissement. L'hétérogénéité de la déformation dans ce matériau parfaitement élastique est donc essentiellement liée aux conditions appliquées aux limites de l'échantillon.

Pour les échantillons de sable, la formation de bandes de déformation localisée a été obtenue dans toutes les expériences (**figures 10 b, c et 11**). Les bandes forment des plans dont le pendage est d'environ 30° par rapport à la direction de raccourcissement. Elles s'enracinent sur la discontinuité de vitesse et délimitent un large pop-up conformément aux résultats obtenus par *Davy* (1986) et *Tondji Biyo* (1993). On remarquera que les deux zones sont clairement asymétriques. Dans la partie droite de l'échantillon, la déformation est accommodée par un seul cisaillement, étroit, qui fonctionne pendant toute l'expérience et, dans la partie gauche, par trois ou quatre failles qui se développent successivement de la droite vers la gauche de l'échantillon et forment une zone de cisaillement large. Cette dissymétrie est essentiellement liée au déplacement de la discontinuité de vitesse dans le dispositif, qui provoque l'activation puis l'arrêt de bandes de cisaillement temporaires lorsque celles-ci ne sont plus en contact avec la DV. Il n'est pas possible de les distinguer dans le plan vertical, mais elles peuvent être individualisées à la surface de l'échantillon.

Cependant, la comparaison des résultats obtenus respectivement pour l'échantillon F1 et l'échantillon F2 permet de mettre en évidence des différences significatives de la géométrie de la déformation finie. Dans les expériences réalisées avec l'échantillon F1 (**figures 10 c et 11 a**), les bandes de cisaillement sont étroites et les marqueurs de la déformation peuvent être localement fortement étirés. La déformation est par contre peu importante en dehors des bandes. Au contraire, pour l'échantillon F2, les bandes de cisaillement sont larges. Les marqueurs passifs, dans les compartiments délimités par les deux zones de cisaillement et particulièrement dans le pop-up (par exemple sur la **figure 10 b**) montrent que la déformation affecte un volume important de l'échantillon.

mousse élastique

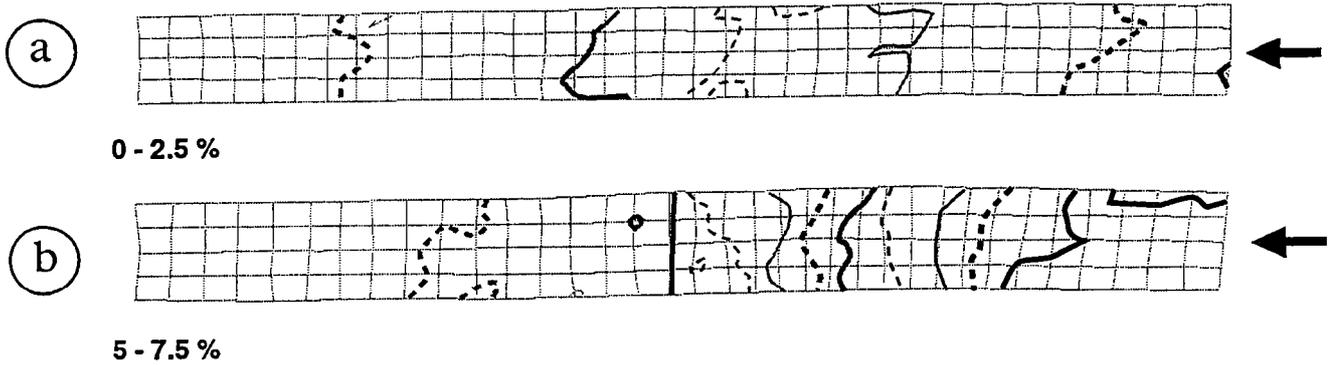


figure 12: représentation du champ de déplacement incrémental pour la mousse élastique: a) entre 0 et 2.5% de raccourcissement, b) entre 5 et 7.5% de raccourcissement. Chaque ligne est une isovaleur du déplacement total. L'origine du repère de coordonnées est située dans le coin inférieur gauche de la grille. Seule la partie inférieure de la grille (0-2 cm) a été analysée.

F1

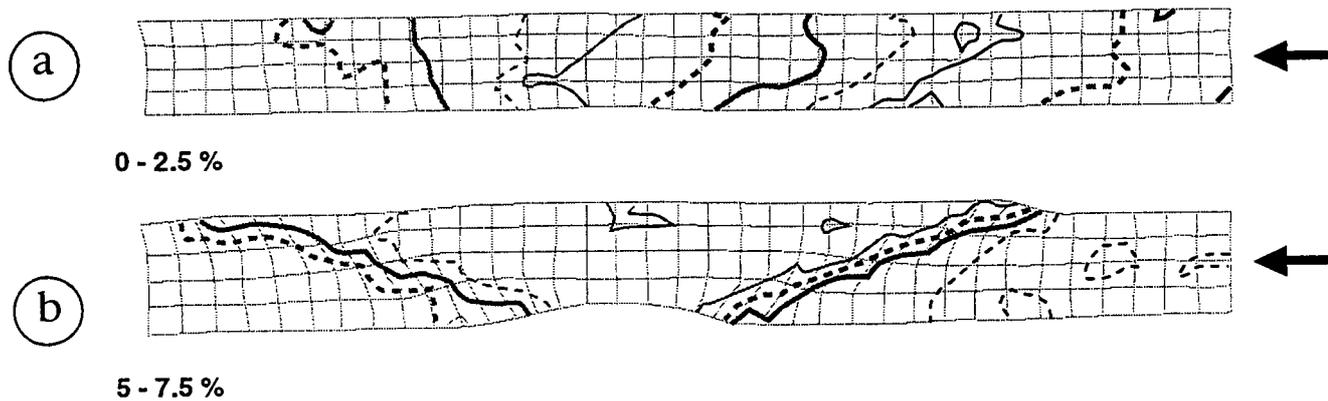


Figure 13: représentation du champ de déplacement incrémental dans l'échantillon F1: a) entre 0 et 2.5% de raccourcissement, b) entre 5 et 7.5% de raccourcissement.

F2

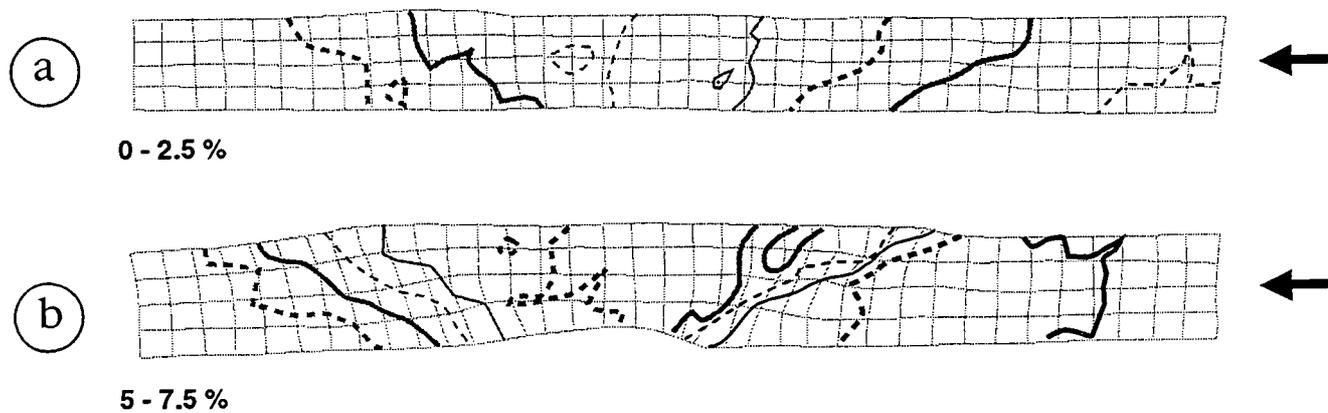


Figure 14: représentation du champ de déplacement incrémental dans l'échantillon F2: a) entre 0 et 2.5% de raccourcissement, b) entre 5 et 7.5% de raccourcissement. Un faible gradient de déplacement subsiste dans le compartiment de droite et le pop-up, indiquant que ces blocs continuent à se déformer malgré la localisation de la déformation.

II.2.2 Acquisition des données

Nous avons effectué une analyse quantitative de la déformation pour deux expériences réalisées respectivement avec les échantillons F1 et F2. Les états successifs de la grille verticale de marqueurs ont été digitalisés à partir des enregistrements photographiques de la déformation incrémentale. La méthode de calcul utilisée est décrite au chapitre II. Nous rappellerons simplement que l'erreur introduite par la digitalisation est d'environ 10%.

La qualité des contours de la grille qui a été disposée sur la paroi verticale des échantillons dépend de la pression exercée par l'assemblage granulaire sur la feuille d'encre au moment du transfert. Les marqueurs, nets à la base de l'échantillon, s'estompent peu à peu vers le haut et deviennent rapidement inutilisables. C'est pourquoi seule la partie inférieure de la grille (entre 0 et 2 cm) a été digitalisée.

II.2.3 Le champ de déplacement

Pour la mousse élastique, les lignes d'isodéplacement restent perpendiculaires à la direction de raccourcissement pendant toute l'expérience, aussi bien pour les faibles déformations (0-2.5%) que pour les fortes déformations (5-7.5%) (**figure 12**). Le gradient de déplacement, qui reste relativement constant dans l'échantillon, augmente à la verticale de la discontinuité de vitesse. L'analyse quantitative du champ de déplacement confirme les observations effectuées sur l'état final de la déformation. La géométrie de la déformation est caractéristique d'une déformation élastique dans des conditions de chargement hétérogène. Remarquons que les marqueurs restent verticaux à la base de l'échantillon. Les frottements ne provoquent donc pas de déformation significative à l'interface dispositif-mousse.

Pour les deux échantillons de sable, les lignes d'isodéplacement forment dès les premiers incréments de la déformation (0-2.5%) un large éventail centré sur la discontinuité de vitesse (**figures 13 a et 14 a**). La déformation est donc hétérogène dès le début du chargement. Nous pensons que l'absence d'une déformation homogène comparable à celle observée par Desrues (1984) par exemple est essentiellement liée à l'existence d'une discontinuité de vitesse à la base de l'échantillon. Cette observation n'est donc valable que pour les conditions de l'expérience.

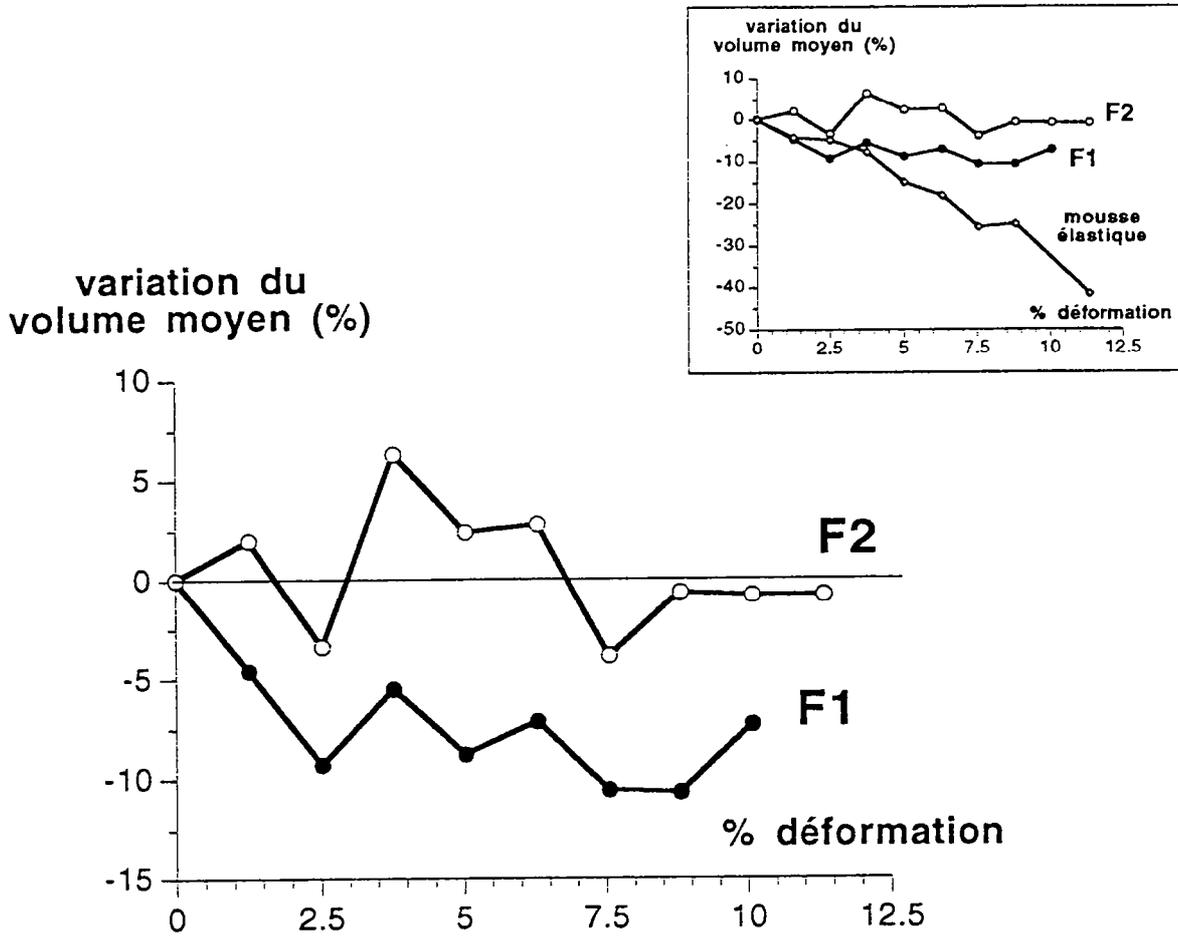


Figure 15: a) variation du volume moyen en fonction du taux de déformation pour les échantillons F1 et F2. En encart, une comparaison des variations du volume moyen entre les échantillons de sable d'une part, et la mousse élastique d'autre part.

Pour un raccourcissement plus important (5-7.5%), la déformation est localisée au niveau de deux bandes de fort gradient de déplacement obliques sur la direction principale de raccourcissement, dans lesquelles les lignes d'iso-déplacement sont à peu près parallèles. Cependant, malgré des caractéristiques communes, la géométrie du champ de déplacement est différente pour les deux échantillons.

Pour l'échantillon F1 (**figure 13**), les bandes de cisaillement sont soulignées par deux zones étroites de fort gradient de déplacement. Les trois compartiments délimités par les cisaillements ne montrent pas d'indice de déformation interne et se comportent comme des objets rigides. Le déplacement est entièrement accommodé au niveau des zones de déformation localisée.

Pour l'échantillon F2 (**figure 14**), les lignes d'iso-déplacement, qui sont fortement redressées par rapport à la direction principale de déformation, forment deux larges bandes dans lesquelles le gradient de déplacement est relativement faible. La déformation, si elle apparaît malgré tout localisée, affecte un volume important de l'échantillon. Un faible gradient de déplacement est mis en évidence dans les blocs délimités par les zones de cisaillement (particulièrement dans le pop-up et le compartiment de droite). Les blocs ne sont donc pas simplement déplacés par translation rigide, mais accommodent aussi une part du raccourcissement malgré la localisation de la déformation. Les deux régimes de déformation, localisé et distribué, peuvent donc coexister.

II.2.4 Variation de volume et évolution de la déformation

Nous avons déterminé l'évolution du volume moyen en fonction du taux de raccourcissement pour chaque échantillon. Chaque mesure est normalisée au volume initial de l'échantillon. La méthode de mise en place des échantillons dans le dispositif expérimental ne permet d'obtenir que des empilements lâches. Les courbes obtenues constituent donc un indice de l'évolution de la géométrie moyenne et donc indirectement de l'évolution des propriétés mécaniques locales dans les assemblages granulaires.

Pour F1, le volume moyen de l'échantillon décroît d'environ 10% entre 0 et 2.5 % de raccourcissement (**figure 15**). L'échantillon évolue rapidement vers une structure compacte, au début du chargement. La compaction de l'assemblage provoque l'augmentation de la coordinance moyenne des grains qui se traduit

par une augmentation progressive de la résistance de l'assemblage et une réduction des variations des propriétés mécaniques locales.

Après 2.5% de raccourcissement, le volume de l'assemblage granulaire est constant. L'apparition d'une déformation localisée n'est signalée par aucune modification significative du volume moyen de l'échantillon. Les faibles fluctuations de la courbe peuvent être rattachées à l'imprécision des mesures. Cette évolution est comparable aux résultats obtenus par *Desrues* (1984) sur des échantillons lâches (voir **figure 2**).

Bien que le volume moyen soit globalement constant après 2.5% de raccourcissement, l'analyse des grilles entre 5 et 7.5 % de déformation met clairement en évidence des variations significatives du volume qui sont spatialement reliées au champ de déformation (**figure 16 a**). Le volume moyen de l'empilement diminue à la base du pop-up et dans les deux autres compartiments. On observe par contre une augmentation de volume au sommet du pop-up et au niveau des deux zones de cisaillement (dilatance). La formation des bandes de cisaillement, qui intervient dans un empilement compact implique une désorganisation locale importante de la structure de l'assemblage.

Pour l'échantillon F2, le volume de l'assemblage granulaire reste par contre à peu près constant pendant toute l'expérience (**figure 15**). L'augmentation de volume observée à 4% de raccourcissement est difficilement explicable et pourrait résulter d'un artefact engendré par la digitalisation. La déformation, qui est accommodée de façon diffuse par l'empilement de grains au cours des premiers stades du raccourcissement (la localisation n'intervenant qu'après environ 5% déformation), ne correspond cependant pas à une compaction de l'échantillon. Les conséquences sur les propriétés mécaniques locales de l'assemblage, qui ne peuvent être déduites simplement des variations macroscopiques de la géométrie de l'échantillon sont plus difficiles à cerner. L'absence de compaction pourrait signifier que la géométrie de l'empilement reste globalement constante au cours de la déformation. L'apparition d'une déformation localisée suggère cependant que les propriétés mécaniques de l'échantillon ont évolué et que l'assemblage a, au moins localement, acquis une structure compacte à forte coordinance. La persistance d'une déformation distribuée après localisation suggère d'importantes variations locales des propriétés mécaniques, certaines parties de l'échantillon conservant la capacité d'accommoder de façon diffuse la déformation. Nous supposons que l'hétérogénéité mécanique de l'assemblage résulte essentiellement de fortes variations locales de

F1

a

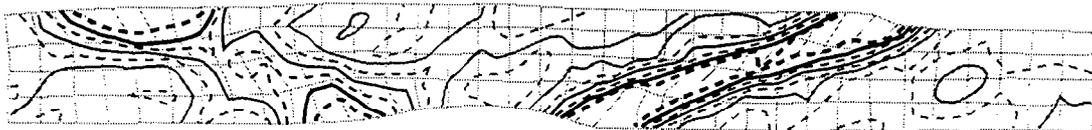


changement de volume

5 - 7.5 %

---- diminution du volume

— augmentation du volume

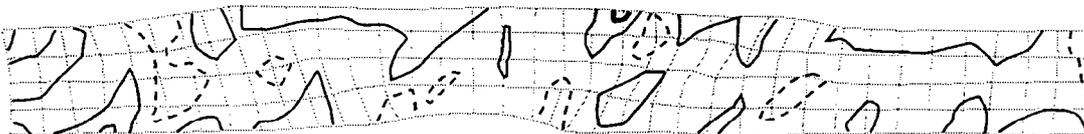


déformation



F2

b

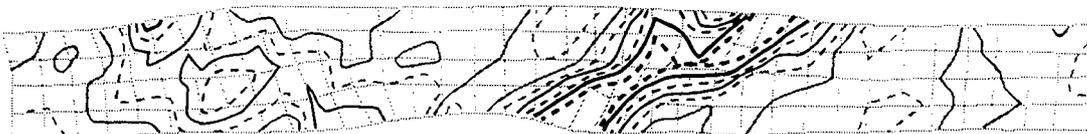


changement de volume

5 - 7.5 %

---- diminution du volume

— augmentation du volume



déformation



Figure 16: champ de déformation et changement de volume entre 5 et 7.5% de raccourcissement. a) Pour l'échantillon F1, déformation et variation de volume sont clairement associées. b) Pour F2, les changements de volume sont peu importants, répartis sur toute la surface de l'échantillon et sont faiblement corrélés avec la déformation. Le champ de déformation est représenté par les isovaleurs du 2ème invariant des tenseurs locaux de la déformation.



la coordinance des grains. La représentation des cartes d'isocoordinance à partir des assemblages 2D réalisés par *Ammi* (1987) permettrait de vérifier l'hétérogénéité de la distribution spatiale des contacts entre grains.

L'analyse des grilles entre 5 et 7.5 % de raccourcissement (**figure 16 b**) montre que les variations de volume sont faibles et distribuées de façon homogène dans l'échantillon, bien qu'une petite augmentation du volume soit associée aux deux bandes de cisaillement. Le développement des bandes de déformation localisée induit une transformation moins importante de la structure locale de l'échantillon, transformation qui est ici à la limite du seuil de résolution de la méthode d'analyse.

Le champ de déformation (représenté sur la **figure 16** par les isovaleurs du second invariant des tenseurs locaux de la déformation calculés entre 5 et 7.5% de raccourcissement) confirme les différences de comportement entre les deux échantillons F1 et F2. La déformation est localisée sur deux zones: une bande étroite qui correspond au cisaillement permanent, une zone plus large qui correspond aux bandes temporaires. Mais, pour F1, les bandes de déformation sont minces et la déformation peut localement être intense. Pour F2, ces zones sont larges et une déformation continue subsiste dans les trois compartiments délimités par les bandes de cisaillement.

II.2.5 Quantification du processus de la localisation

L'évolution de la distribution de la déformation en fonction du taux de raccourcissement peut être mesurée à l'aide d'un paramètre appelé "taux de participation" (*Sornette et al*, 1991; *Suzanne*, 1990), défini par l'équation:

$$L = \frac{\left(\int \varepsilon dS\right)^2}{\int \varepsilon^2 dS} \quad \text{ou} \quad L = \frac{\int (\varepsilon dS)^2}{\int (\varepsilon dS)^2 + \sigma^2}$$

où ε est le second invariant du tenseur de la déformation, dS un élément de la surface affecté par la déformation et σ^2 l'écart à la déformation moyenne. Ce paramètre a la dimension d'une surface et est nécessairement une fraction de la surface totale considérée. Si la déformation est constante sur la totalité du modèle, i.e. si la déformation est parfaitement homogène, σ^2 est nul et L est égal à 1. Si la déformation n'affecte qu'une unique fraction de surface S , L est

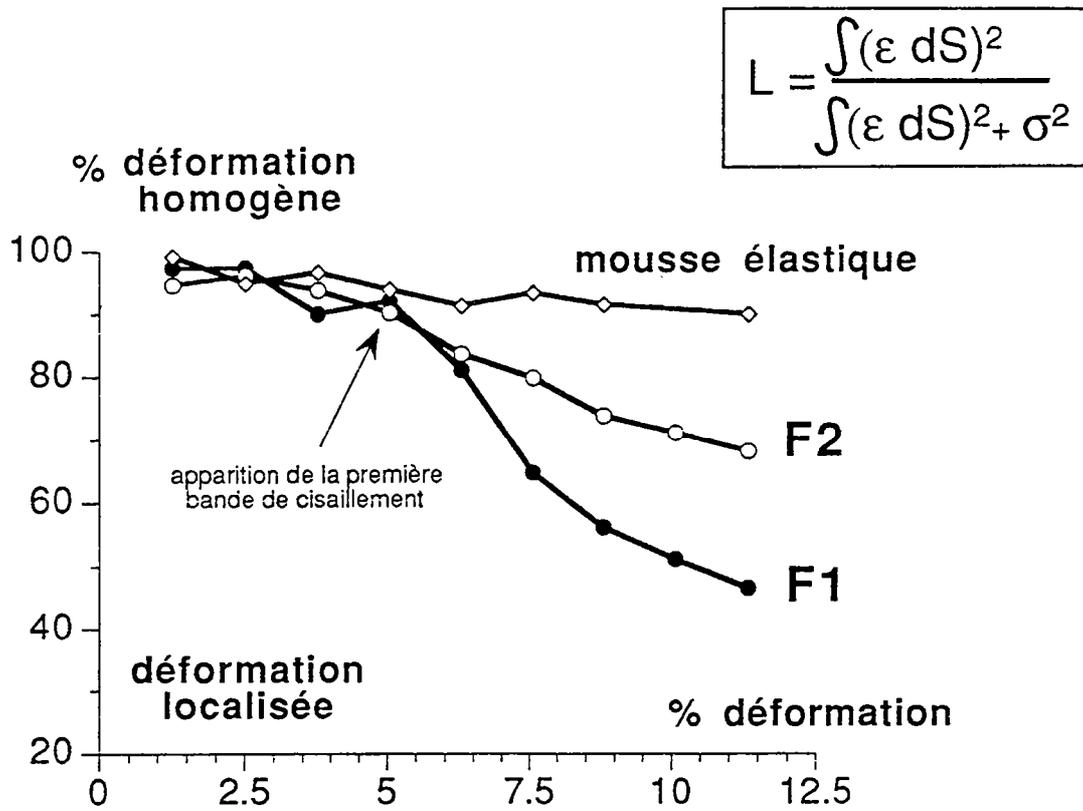


Figure 17: Evolution du taux de participation, ou L ratio (exprimé ici en % de déformation homogène) avec le raccourcissement pour l'échantillon de mousse élastique et les deux échantillons de sable F1 et F2.

égal à S . En d'autres termes, plus la déformation est localisée, plus la valeur de L est petite. L'évolution du "taux de participation" permet de mesurer l'évolution de la surface affectée par la déformation et donc de quantifier le processus de la localisation pendant l'expérience.

Cette analyse a été effectuée pour les trois échantillons. Le rapport L est calculé pour chaque incrément du raccourcissement à partir des grilles digitalisées, la grille avant déformation constituant l'état de référence. Il s'agit donc d'un paramètre L cumulé.

Une partie de la variance σ^2 calculée est directement reliée à l'imprécision des mesures. Lorsque la déformation est faible, σ , ε , et donc le rapport L sont dominés par les erreurs analytiques. Des simulations numériques montrent que le rapport σ/ε est de l'ordre de 0.5 pour des systèmes dans lesquels la variance σ^2 est uniquement reliée aux erreurs de mesures (*Davy*, com. pers.). Le rapport L a dans ce cas une valeur de 0.8. Nous avons vérifié que la valeur de L est effectivement proche de 0.8 pour les trois échantillons entre 0 et 1% de raccourcissement lorsque nous n'effectuons pas de correction. Nous avons donc estimé que pour chaque incrément de déformation la part de la variance uniquement due aux erreurs analytiques était de $\sigma^2=0.5 \varepsilon$. Nous avons soustrait cette composante à la valeur mesurée de la variance pour corriger les valeurs du rapport L . Remarquons que cette correction ne modifie pas l'allure générale des courbes.

Nous avons représenté sur la **figure 17** l'évolution du rapport L en fonction du taux de raccourcissement pour les trois échantillons.

Entre 0 et 3%, l'évolution du paramètre L est semblable pour les trois échantillons et sa valeur est proche de 1. La déformation est donc également distribuée dans les échantillons. Après 3% de raccourcissement, l'évolution de L dans les échantillons de sable et dans le matériau élastique divergent. Le taux de participation diminue progressivement dans les matériaux granulaires. Cette observation suggère l'apparition d'une déformation hétérogène, qui pourrait indiquer l'initiation du processus de la localisation.

Pour la mousse élastique, le taux de participation diminue progressivement de 1 à 0.9. L'hétérogénéité des conditions aux limites (la déformation se localise préférentiellement à la verticale de la discontinuité de vitesse) permet d'expliquer une telle évolution dans un matériau en principe non localisant. La variation de L est cependant faible et la déformation reste globalement distribuée dans tout l'échantillon.



Le rapport L diminue faiblement entre 3 et 5% de déformation pour les deux sables. A partir de 5% de raccourcissement, les deux échantillons montrent des évolutions très différentes. Pour F1, L décroît brutalement de 0.9 à 0.65 entre 5 et 7.5% de raccourcissement puis plus progressivement pour atteindre la valeur de 0.45 à 12%. La déformation se concentre rapidement dans un petit volume de l'assemblage. Cette évolution suggère un changement brutal du mode de déformation dans l'échantillon.

Pour F2, le rapport L décroît linéairement jusqu'à 0,7 en fin d'expérience. L'évolution de la déformation vers un stade localisé est progressive. L'évolution du rapport L dont les valeurs demeurent élevées pendant toute l'expérience, indique clairement qu'une déformation continue distribuée importante subsiste malgré le développement des bandes de cisaillement.

II.3 Interprétation

Les deux sables F1 et F2 ont de toute évidence un comportement mécanique très différent. Les expériences ayant été effectuées dans les mêmes conditions pour les deux échantillons, ces différences peuvent être attribuées aux variations de la géométrie des empilements de grains.

Pour le sable F1, la formation des bandes de déformation localisée intervient dans un empilement compact à forte coordinance moyenne. La déformation se localise sur quelques structures qui accommodent ensuite la plus grande partie du raccourcissement. Pour le sable F2, la géométrie de l'assemblage peut être très hétérogène. La localisation intervient dans un matériau dans lequel les propriétés mécaniques sont localement très variables, l'hétérogénéité pouvant être interprétée soit comme une variation de l'angle de frottement soit comme une variation locale de la résistance de l'empilement. La déformation évolue de façon progressive vers un stade localisé et une déformation distribuée subsiste malgré le développement des bandes de cisaillement.

L'évolution de la déformation vers un mode localisé apparaît donc fortement dépendante de l'hétérogénéité mécanique de l'échantillon et apparaît d'autant plus lente que les variations des propriétés mécaniques locales sont importantes.

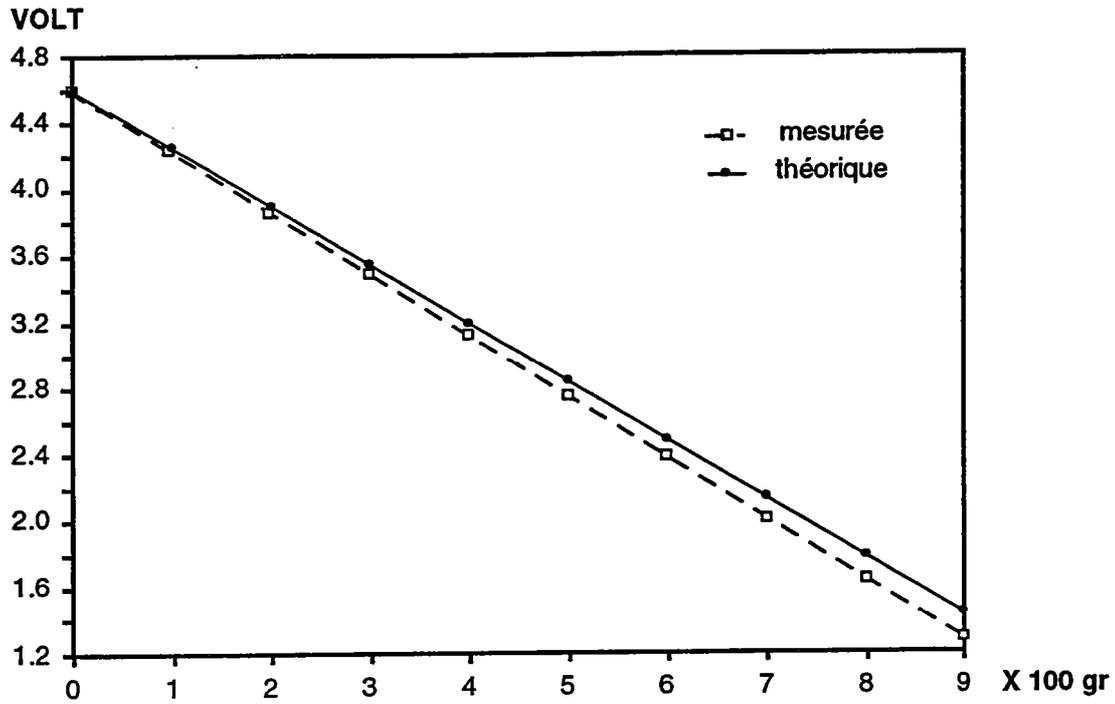


Figure 18: courbe d'étalonnage du capteur de contrainte. La différence de potentiel (ddp) est proportionnelle à la charge appliquée au capteur. Le sens de variation de la ddp dépend uniquement du montage électrique.

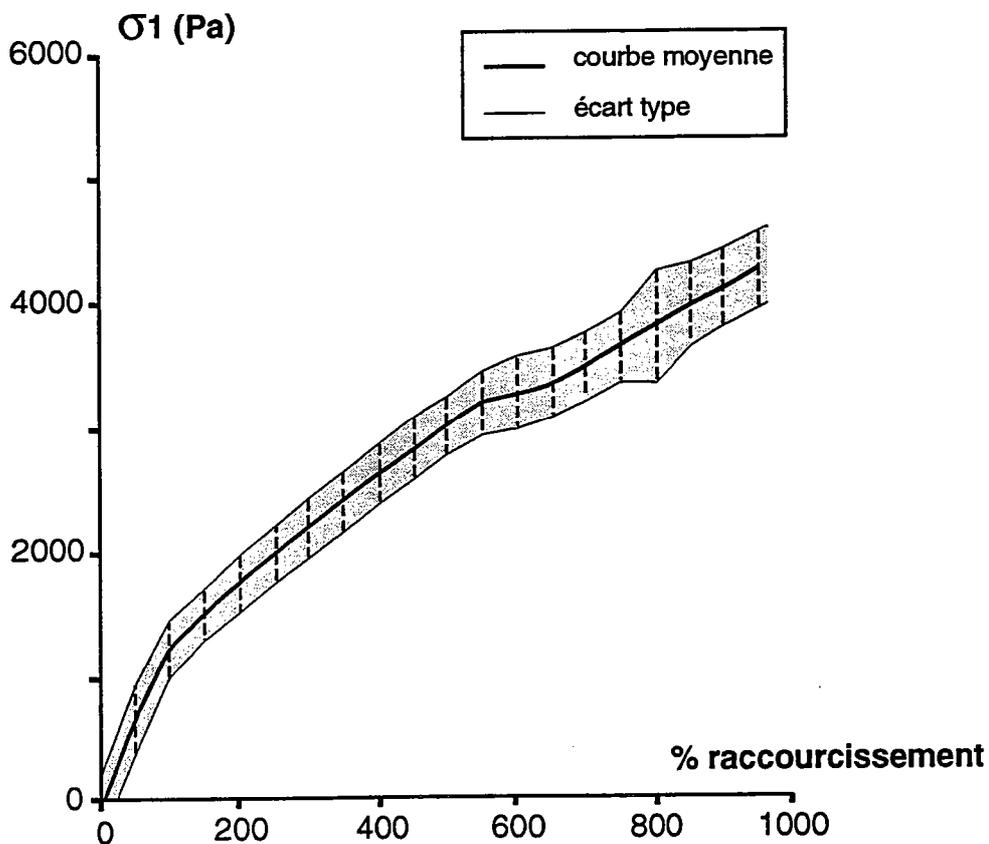


Figure 19: test du dispositif expérimental. La zone grisé représente l'erreur expérimentale calculée sur plusieurs cycles de chargement-déchargement effectués sur la mousse élastique. Les variations sont essentiellement provoquées par les frottements de l'échantillon sur les parois du dispositif.

II.4 Détermination des propriétés rhéologiques des assemblages granulaires

Nous avons mesuré l'évolution de la contrainte en fonction du raccourcissement pour les quatre échantillons de sable, F1, F2, S300 et Fi, de façon à déterminer les propriétés rhéologiques des assemblages granulaires et leurs relations éventuelles avec la composition granulométrique.

Pour cette série d'expériences, nous n'avons apporté que peu de modifications au dispositif expérimental. Le raccourcissement est cette fois appliqué par l'intermédiaire d'un piston vertical, sans plaque basale, dont le déplacement, effectué à une vitesse constante de 9,3 cm/h ($4.5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), est guidé par un moteur pas à pas. Le sable est versé à l'intérieur du dispositif expérimental puis étalé selon une couche uniforme avec une spatule. L'épaisseur et la longueur initiales des échantillons sont identiques pour les différents essais et sont respectivement de 4.5 et 40 cm.

La localisation de la déformation est observée dans tous les essais. Pour une même expérience, plusieurs bandes de cisaillement synthétiques de la direction de raccourcissement appliquée aux limites se développent successivement, la nouvelle bande prenant place dans la partie non déformée de l'échantillon. Chaque bande s'enracine à la base du piston qui constitue une discontinuité de vitesse dans le dispositif.

II.4.1 Description du capteur

Nous avons utilisé un capteur en U Schlumberger (UNIWEIGH) permettant de mesurer des forces entre 0 et 20 N (2 Kg/F). Cette solution a été préférée aux jauges classiques qui sont plus difficiles à mettre en place et en règle générale moins robustes. L'erreur définie par le constructeur est inférieure à 0,05%.

Le capteur a été placé dans un boîtier en duralumin hermétique. La contrainte exercée par le sable sur la paroi du piston est transmise au capteur par l'intermédiaire d'un cylindre horizontal qui vient s'appuyer sur une des branches du U. Elle entraîne une déformation réversible du capteur dont la résistance électrique est modifiée. Le capteur est relié à un pont de jauges complet MAS010 Phillips qui permet la mesure des variations de résistance dans le circuit (voir **figure 9**), qui est directement proportionnelle à la contrainte appliquée.

Le signal électrique, après amplification, est transmis à un ordinateur où les données sont traitées et stockées. Le traitement

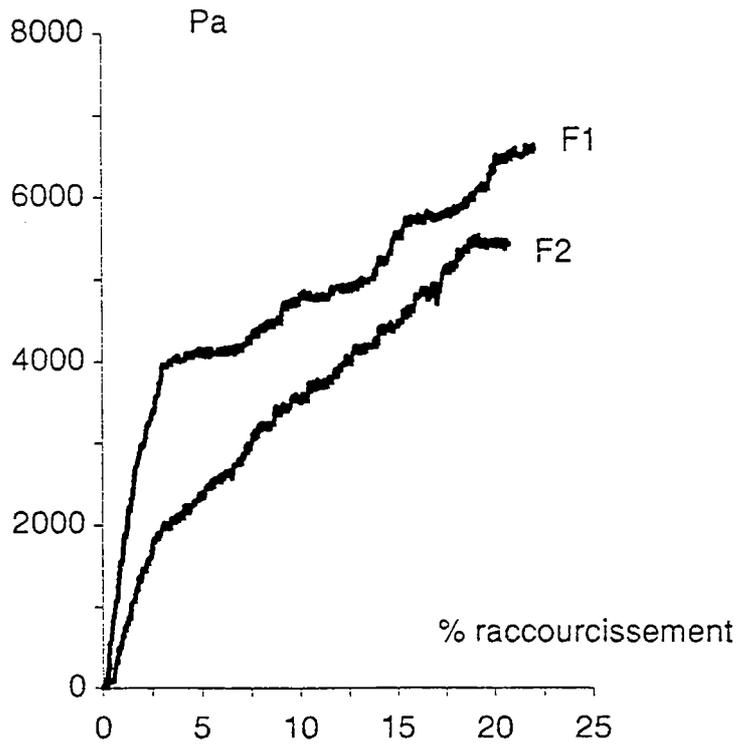


Figure 20: Evolution de la contrainte avec la déformation. a) pour l'échantillon F1. Chaque palier représente le développement d'une nouvelle bande de cisaillement dans l'échantillon. b) pour l'échantillon F2. La contrainte croît de façon continue, malgré le développement d'une déformation localisée. Remarquer, que la contrainte, mesurée dans les mêmes conditions expérimentales pour les deux échantillons, est systématiquement plus faible pour F2.

consiste essentiellement en une conversion du signal électrique en unité de contrainte (Pa) et en une projection dans le champ contrainte-déformation des mesures.

II.4.2 Test du capteur

Nous avons tout d'abord étalonné le capteur (**figure 18**). Nous observons une faible dérive des mesures par rapport aux valeurs théoriques données par le constructeur. Les différences ne deviennent cependant significatives que pour les fortes contraintes, que nous n'atteignons jamais au cours des essais. La conversion du signal électrique a été effectuée à partir de la pente mesurée. L'évolution de la différence de potentiel avec la contrainte (qui est ici négative) ne dépend que du montage électrique.

Pour tester la reproductibilité des mesures dans le dispositif expérimental, nous avons effectué plusieurs cycles de chargement-déchargement sur la mousse élastique dont la déformation est en principe réversible. Une valeur moyenne et un écart type de la contrainte mesurée au cours de chaque cycle ont été calculés pour différents taux de compression. Les mesures sont peu dispersées autour de la valeur moyenne calculée à partir des différents essais (**figure 19**). Il s'agit de toutes façons d'une estimation par excès de l'erreur moyenne. Les frottements à l'interface dispositif-échantillon provoquent un déplacement discontinu de la mousse (stick-slip) qui entraîne des fluctuations relativement importantes du signal. L'augmentation de l'erreur estimée aux fortes déformations pourrait être liée au développement d'une déformation hétérogène (du flambage par exemple) dans l'échantillon, malgré la charge que nous avons placée à sa surface.

Une mesure du zéro effectuée après chaque déchargement de la mousse a permis de vérifier que le cylindre, par l'intermédiaire duquel la contrainte exercée sur l'échantillon est transmise au capteur, est parfaitement coulissant.

II.4.3 Les échantillons de composition bimodale

le sable F1

Un enregistrement caractéristique de l'évolution de la contrainte pour l'échantillon F1 est représenté sur la **figure 20**. La contrainte hydrostatique exercée par le sable sur le piston n'est pas prise en compte, le réglage du zéro étant effectué après la mise en place de l'échantillon dans le dispositif.

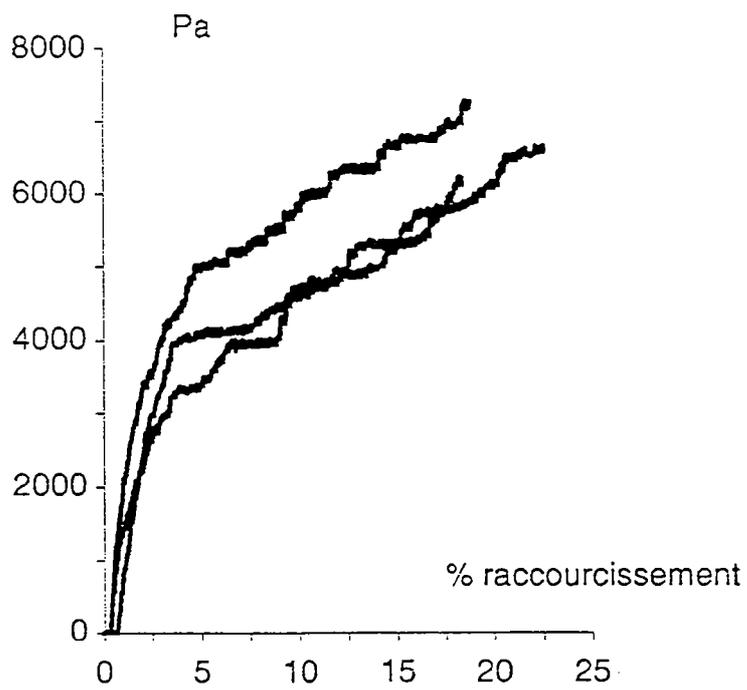


Figure 21: Superposition de différents essais contrainte-déformation obtenus pour l'échantillon F1.

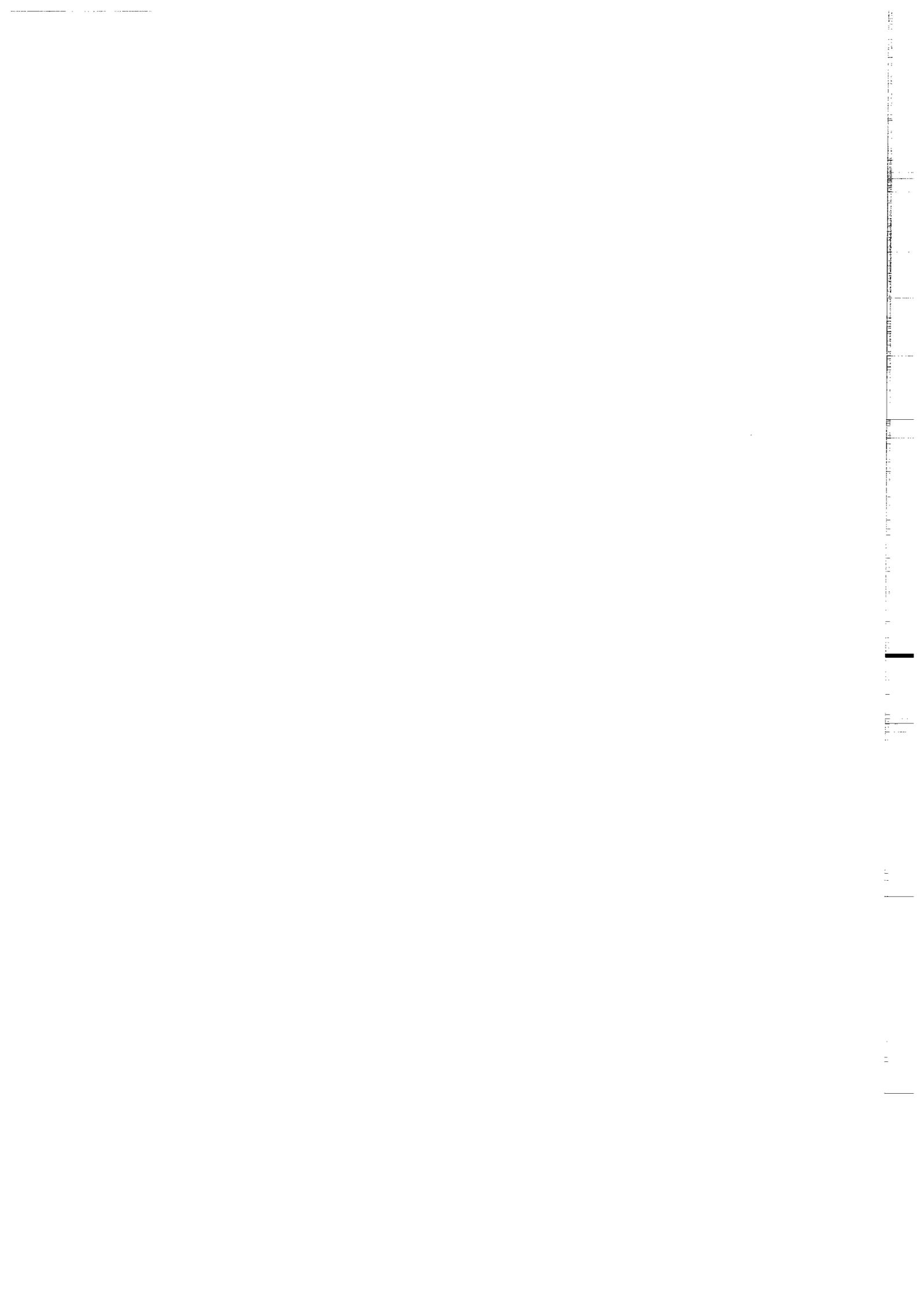
Les premières mesures, proches de 0, correspondent à l'ajustement du système capteur-cylindre-échantillon. Entre 0 et 3% de raccourcissement, la contrainte mesurée croît de façon linéaire. Cette évolution pourrait indiquer une déformation élastique de l'assemblage, mais l'arrangement granulaire subit en fait une transformation irréversible. La résistance du matériau augmente progressivement, indiquant que l'échantillon tend vers une structure de plus en plus rigide.

Un changement net de la pente de la courbe intervient pour un raccourcissement de l'ordre de 3%. La modification du régime des contraintes peut être associée à l'activation d'une bande de cisaillement dans l'échantillon. La structure, qui s'enracine à la base du piston, n'est cependant observable en surface qu'après environ 5% de raccourcissement.

Entre 3 et 7% de déformation, la contrainte est constante. Le fonctionnement du cisaillement provoque l'extrusion d'un prisme de sable à l'avant du piston, qui progresse par simple glissement sur le plan de cisaillement. Après 7% de raccourcissement, la contrainte appliquée aux limites augmente de nouveau. Cette observation suggère que la bande de cisaillement a cessé de fonctionner. L'épaississement progressif de l'échantillon à l'avant du piston provoque l'augmentation de la composante verticale σ_3 du tenseur de contrainte et donc de la contrainte déviatorique ($\sigma_1 - \sigma_3$) nécessaire pour entretenir le glissement du prisme sur le plan de cisaillement. La résistance du matériau augmente localement et facilite la rupture dans la partie non déformée (c'est à dire non épaissie) de l'échantillon. De plus, l'avancée du piston entraîne un déplacement de la discontinuité de vitesse par rapport à l'extrémité basale de la bande de déformation localisée, qui ne peut pour cette raison fonctionner de façon permanente.

Le même phénomène se reproduit à plusieurs reprises. Chaque rupture de pente correspond au blocage de la structure active et à la formation d'une nouvelle bande de déformation localisée qui se développe dans la partie non épaissie et donc moins résistante de l'échantillon, en avant du dernier cisaillement.

Les résultats de plusieurs essais réalisés avec différents échantillons du sable F1 ont été superposés sur la **figure 21**. Les courbes contrainte-déformation apparaissent assez semblables pour les différents essais. Les caractéristiques rhéologiques du matériau sont donc reproductibles d'un essai à l'autre. Cependant, la valeur de la contrainte au moment du développement de la première bande de cisaillement, le nombre de bandes de déformation localisée et la quantité de raccourcissement qui sépare la formation



de deux bandes successives peuvent varier de façon significative d'un essai à l'autre. Nous supposons que ces différences dépendent de la distribution locale des variations des propriétés mécaniques locales, qui varient nécessairement d'un échantillon à l'autre. Le comportement mécanique du matériau reste donc, pour chaque essai, en partie indéterminé.

le sable F2

Pour le sable F2, le début du chargement est caractérisé par une augmentation linéaire de la contrainte avec la déformation (**figure 20**). Cette évolution indique une augmentation progressive de la résistance de l'assemblage. L'échantillon F2 évolue donc aussi vers une structure plus rigide.

Lorsque le raccourcissement atteint 2%, on observe une brusque modification de la pente de la courbe. La contrainte ne cesse cependant pas d'augmenter et reste proportionnelle à la déformation appliquée aux limites jusqu'à l'arrêt de l'expérience (>20%). A partir de 5% de raccourcissement, plusieurs bandes de cisaillement apparaissent successivement à la surface de l'échantillon, indiquant que la déformation est localisée. Cependant, leur développement ne modifie apparemment pas le régime des contraintes aux limites de l'échantillon. Cette observation doit être modulée du fait de l'augmentation progressive de la contrainte liée à l'épaississement de l'échantillon, qui pourrait masquer les effets du développement des bandes de cisaillement successives.

La superposition de deux enregistrements obtenus respectivement pour l'échantillon F1 et l'échantillon F2 (**figure 20**) montre que la contrainte mesurée pour un taux de déformation donné est systématiquement plus faible dans l'échantillon F2 que dans l'échantillon F1, indiquant que la résistance de l'empilement F2 augmente plus lentement. Il faut donc envisager qu'une partie de la contrainte appliquée aux limites est dissipée par des réarrangements locaux dans l'échantillon F2, mécanisme qui est absent ou plus faiblement exprimé dans l'échantillon F1. Ces déplacements grain à grain se conçoivent aisément dans un matériau dont les propriétés mécaniques locales peuvent varier fortement.

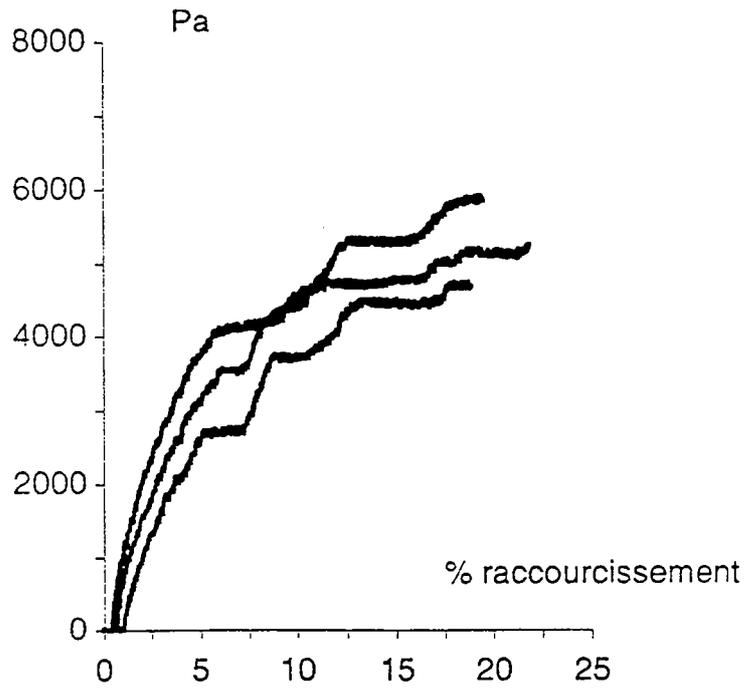


Figure 22: Superposition de différents essais contrainte-déformation obtenus pour l'échantillon Fi.

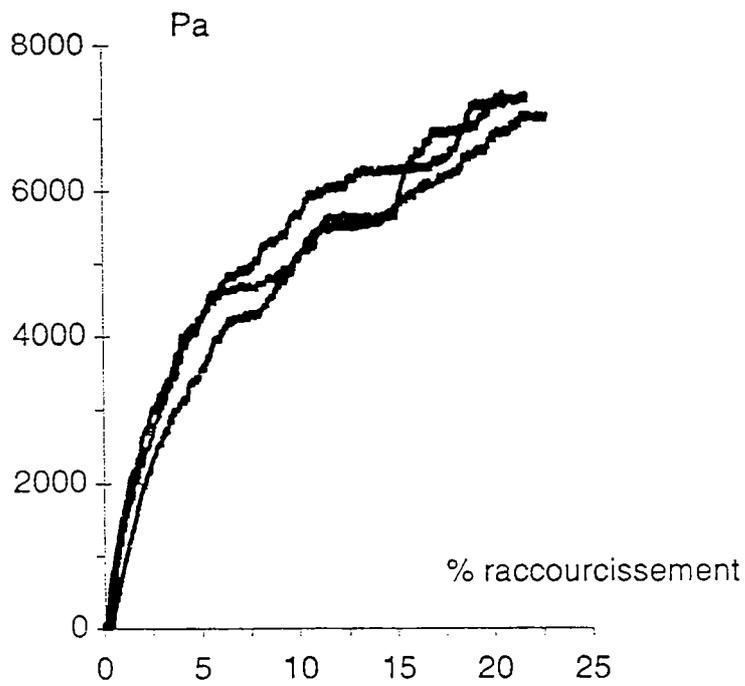


Figure 23: Superposition de différents essais contrainte-déformation obtenus pour l'échantillon S300.

II.4.4 Les échantillons de composition unimodale

le sable Fi

Les résultats des essais obtenus pour l'échantillon Fi sont représentés sur la **figure 22**. L'évolution de la contrainte pour le sable Fi est comparable aux enregistrements obtenus pour F1. La contrainte augmente d'abord de façon linéaire pendant les premiers stades de la déformation. Le développement des différentes bandes de déformation localisée est souligné par une succession de plateaux nets. Les bandes de cisaillement visibles à la surface des échantillons sont étroites et bien individualisées, suggérant que la déformation est fortement localisée. On peut là aussi remarquer des différences significatives (qui peuvent être importantes) de l'évolution de la contrainte entre les différents essais réalisés avec le matériau Fi.

Quelques différences doivent cependant être soulignées. La formation de la première bande de cisaillement intervient plus tardivement (après environ 5% de raccourcissement) dans l'échantillon Fi que dans l'échantillon F1. De même, le développement des bandes de déformation localisée est systématiquement précédée par un amortissement progressif de l'augmentation de la contrainte avec la déformation. Les deux matériaux ont donc de toute évidence des propriétés rhéologiques différentes, malgré des caractéristiques communes.

le sable S300

Les mesures effectuées sur le sable S300 forment l'ensemble le plus homogène. Les trois essais représentés sur la **figure 23** sont peu différents. L'augmentation de la contrainte, d'abord rapide, s'amortit progressivement avec la déformation. Les valeurs de la contrainte mesurées en fin d'expérience sont fortes (de l'ordre de 8000 pa). La formation des bandes de déformation localisée n'est pas systématiquement associée à une modification du régime de la contrainte appliquée aux limites. Les plateaux, lorsqu'on peut les identifier, n'apparaissent que pour des déformations importantes (7-8 % de raccourcissement), bien après la formation du premier cisaillement et sont en règle générale peu marqués.

Les bandes de déformation localisées forment à la surface de l'échantillon des zones larges dont les caractéristiques sont semblables aux bandes obtenues dans l'échantillon F2.

II.5 Interprétation

Nous montrons que: i) l'évolution de la contrainte avec la déformation est semblable lors des différents essais pour un matériau donné et définit un comportement rhéologique moyen pour chaque type d'assemblage, ii) les propriétés rhéologiques des quatre échantillons de sable, F1, F2, S300 et Fi sont par contre très différentes. Ces résultats confirment l'influence de la composition granulométrique sur les propriétés mécaniques des empilements de grains et indiquent qu'il existe une relation univoque entre distribution des hétérogénéités mécaniques locales et caractéristiques rhéologiques des matériaux granulaires, i.e. chaque type d'assemblage possède des caractéristiques rhéologiques différentes.

Les résultats indiquent que, pour un même matériau, l'évolution de la contrainte avec la déformation peut varier de façon significative d'un essai à l'autre. Soulignons que les mêmes observations peuvent être effectuées à partir des essais réalisés sur matériaux rocheux. Les synthèses réalisées par exemple par *Byerlee* (1968, 1978) ou *Paterson* (1978) montrent en effet qu'il n'est pas possible de reproduire exactement les mêmes résultats pour deux échantillons d'un même matériau. Nous supposons que l'évolution des caractéristiques mécaniques dépend non seulement de l'hétérogénéité des propriétés mécaniques locales mais aussi de la façon dont ces hétérogénéités sont distribuées dans l'échantillon. Chaque échantillon constitue donc un système mécanique unique dont le comportement est défini non seulement par les caractéristiques macroscopiques moyennes du matériau mais aussi par la distribution spatiale des hétérogénéités.

Remarquons que dans les sables hétérogènes (S300 par exemple), les variations de la géométrie de l'empilement d'un échantillon à l'autre semblent avoir peu d'influence sur le comportement du matériau. Les fortes variations observées dans les assemblages homogènes (Fi par exemple) suggèrent au contraire que le comportement du matériau dépend fortement de la distribution des hétérogénéités mécaniques. Dans ce type d'assemblage, les variations locales des propriétés mécaniques constitueraient des singularités à la manière des inclusions dures ou molles des expériences de *Desrues* (1984) qui pourraient contrôler l'évolution de la déformation dans l'échantillon. Enfin, remarquons que les variations que nous observons sont habituellement peu marquées dans les essais disponibles dans la littérature (*Desrues*, 1984; *Sharour et al*, 1992). Elles pourraient ici être amplifiées du

fait des faibles contraintes de confinement dans le dispositif expérimental.

L'absence d'une relaxation significative de la contrainte au moment de la localisation est systématique, aussi bien pour les échantillons F1 et Fi que pour les échantillons F2 et S300. La contrainte enregistrée aux limites de l'échantillon est en fait la somme de deux composantes: la première correspond à la résistance propre du matériau granulaire; la seconde est liée à l'épaississement progressif des échantillons au cours de la déformation. Il faudrait donc soustraire la composante de la contrainte liée à l'épaississement pour obtenir une courbe caractéristique des seules propriétés rhéologiques des échantillons.

Cette remarque doit cependant être modulée:

- l'épaississement est peu important lorsque la première bande de déformation localisée se développe;
- l'absence d'adoucissement a aussi été observée, à partir d'essais réalisés en presse biaxiale, par *Desrués* (1984) sur des échantillons lâches et *Sharour et al* (1992) pour des pressions de confinement faibles.

L'absence d'une relaxation de la contrainte à la rupture est donc une caractéristique de nos échantillons. Elle ne signifie cependant pas que les bandes de déformation localisée peuvent se développer sans adoucissement local des propriétés mécaniques du matériau; la dilatance associée au développement des bandes de cisaillement, mise en évidence dans l'échantillon F1 et, de façon moins nette, dans l'échantillon F2, constitue la manifestation la plus évidente de cet adoucissement dans les assemblages granulaires que nous avons étudiés.

L'augmentation continue de la contrainte malgré la localisation peut facilement s'expliquer pour les échantillons F2 et S300 pour lesquels une forte déformation continue distribuée subsiste après localisation. La mesure de la contrainte aux limites de l'échantillon enregistre essentiellement l'augmentation progressive de la résistance de l'assemblage associée à la déformation continue, qui masque l'adoucissement local des propriétés mécaniques au niveau de la bande de cisaillement. Cette interprétation implique que la localisation en régime de "durcissement plastique" décrite par exemple par *Griggs et Handin* (1960), *Byerlee et Brace* (1969) dans des échantillons de roches, doit être associée à une forte déformation distribuée. La mesure de l'hystérésis des courbes contrainte-déformation avant localisation permettrait de vérifier expérimentalement la validité d'une telle proposition. Cette explication peut aussi s'appliquer aux échantillons F1 et Fi dont la



déformation interne après localisation, si elle est fortement réduite, n'est cependant pas négligeable. Ce problème a été largement discuté, en d'autres termes, par *Hobbs et al* (1990), qui différencient la réponse mécanique du système (qui ne montre pas forcément d'adoucissement à la rupture) de la réponse mécanique du matériau, qui doit nécessairement être adoucissant pour qu'une déformation localisée puisse se développer.

La relaxation des contraintes mesurées aux limites d'un échantillon n'est obtenue que lorsque le développement de la bande de cisaillement provoque une modification importante des propriétés mécaniques locales du matériau. Dans les expériences réalisées à partir d'échantillons denses (*Desrues*, 1984; *Mandl et al*, 1977), la diminution de la résistance locale de l'assemblage (ou dilatance), qui accompagne la formation des bandes de déformation localisée est suffisamment importante pour provoquer un adoucissement des contraintes aux limites du matériau. De même, la relaxation de la contrainte observée au cours des essais réalisés à partir d'un sable broyé cohésif (voir **figure 2**, chapitre II) est associée à une perte de la cohésion de l'assemblage au niveau de la bande de déformation localisée. Ces expériences, effectuées dans les mêmes conditions expérimentales que pour les échantillons F1, F2, Fi et S300, constituent un argument supplémentaire pour cette interprétation.

III Discussion

L'ensemble de ces résultats confirme qualitativement les relations entre composition granulométrique, coordinance moyenne et propriétés mécaniques des matériaux granulaires. Ils justifient a posteriori l'utilisation des résultats obtenus en 2 D par *Ammi* (1987) pour les assemblages tridimensionnels de grains.

Nous montrons que le comportement mécanique macroscopique des matériaux granulaires est fortement contrôlé par les variations des propriétés mécaniques locales. Pour les échantillons les plus homogènes (F1 et Fi), la déformation est localisée sur des bandes de cisaillement étroites dont le développement se traduit par une modification importante du régime des contraintes. Lorsque les variations des propriétés mécaniques locales augmentent (F2 et S300), une déformation distribuée subsiste malgré la formation des structures localisées. Pour ces échantillons, nous observons une augmentation continue de la contrainte avec la déformation.

Ces résultats ne sont pas sans rappeler les données obtenues par exemple par *Wong* (1990) sur des grès de porosité initiale

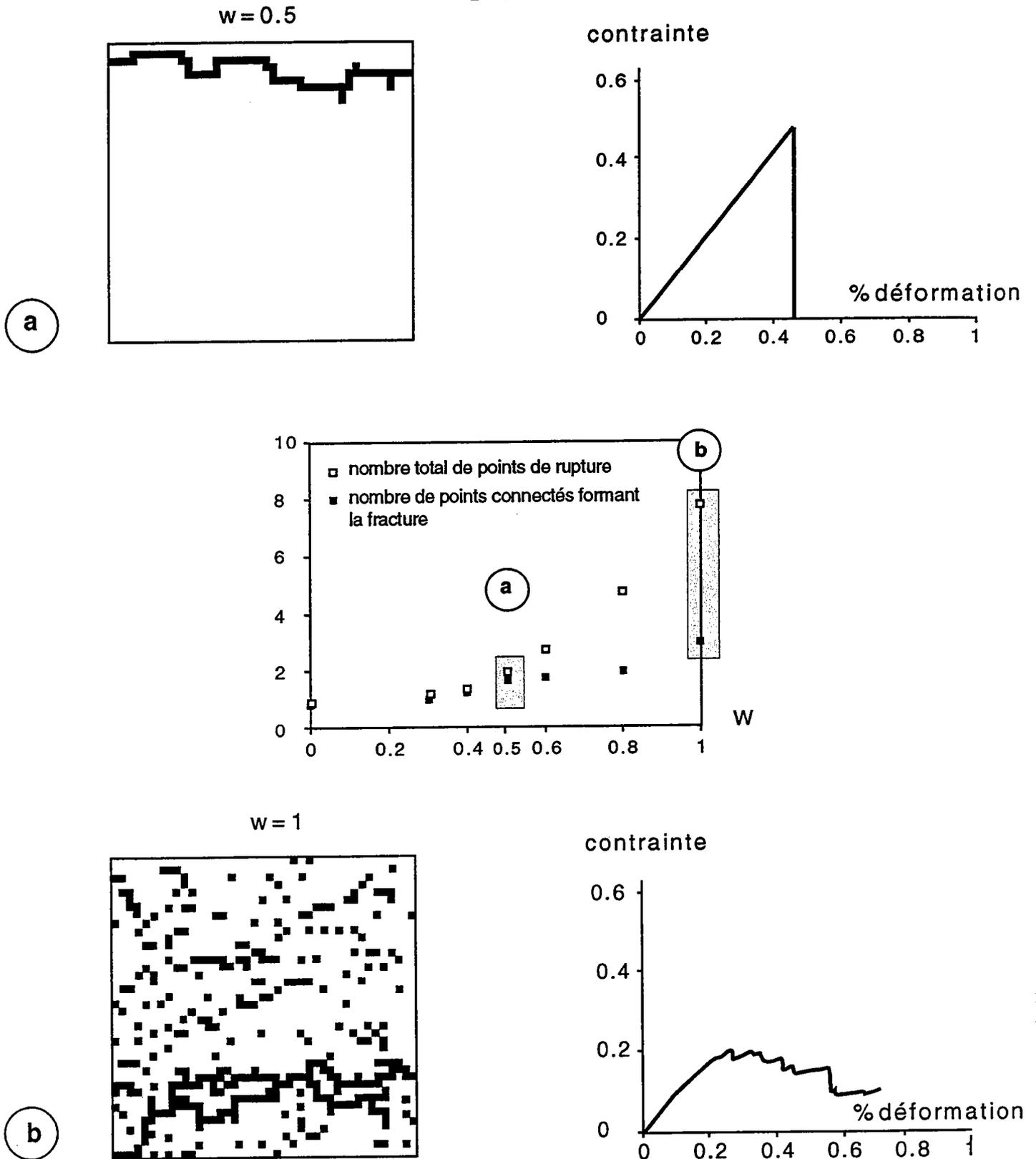


Figure 24: illustration de l'influence de l'hétérogénéité mécanique initiale sur le comportement rhéologique et l'évolution de la déformation dans un matériau soumis à une traction: simulation numérique d'après Cox et Paterson (1990). a) Matériau faiblement hétérogène. b) Matériau fortement hétérogène. L'hétérogénéité des propriétés mécaniques locales correspond à des variations de la résistance locale de l'échantillon. Les variations de la résistance suivent une loi de distribution uniforme $P(s)=0.5w$, s variant de $1-w$ à $1+w$.

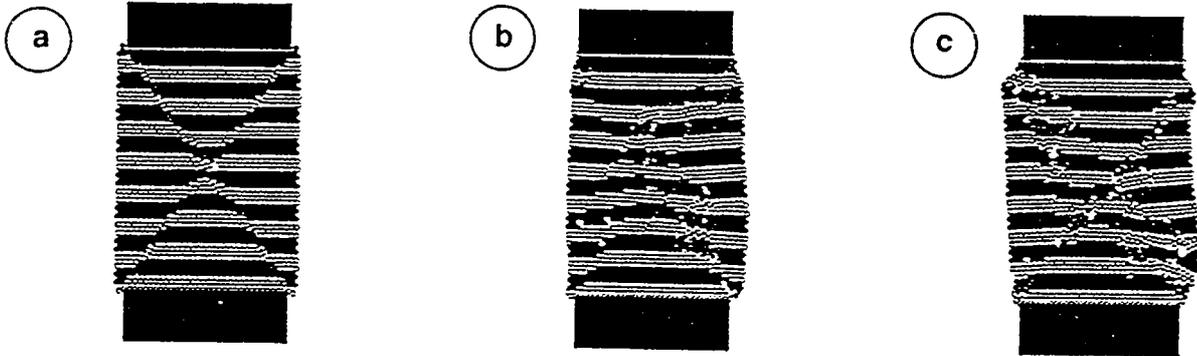
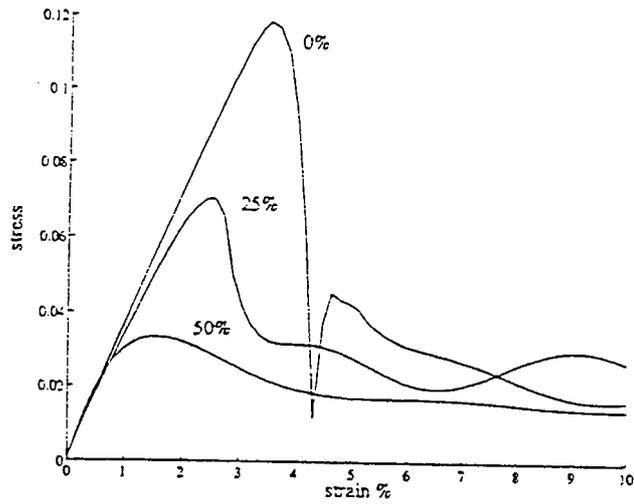


Figure 25: Evolution de la déformation dans des matériaux soumis à un chargement biaxial en fonction de la densité de microfractures préexistantes: simulation numérique d'après *Donzé et al*, 1994. a) 0% de microfractures b) 25% de microfractures c) 50% de microfractures.

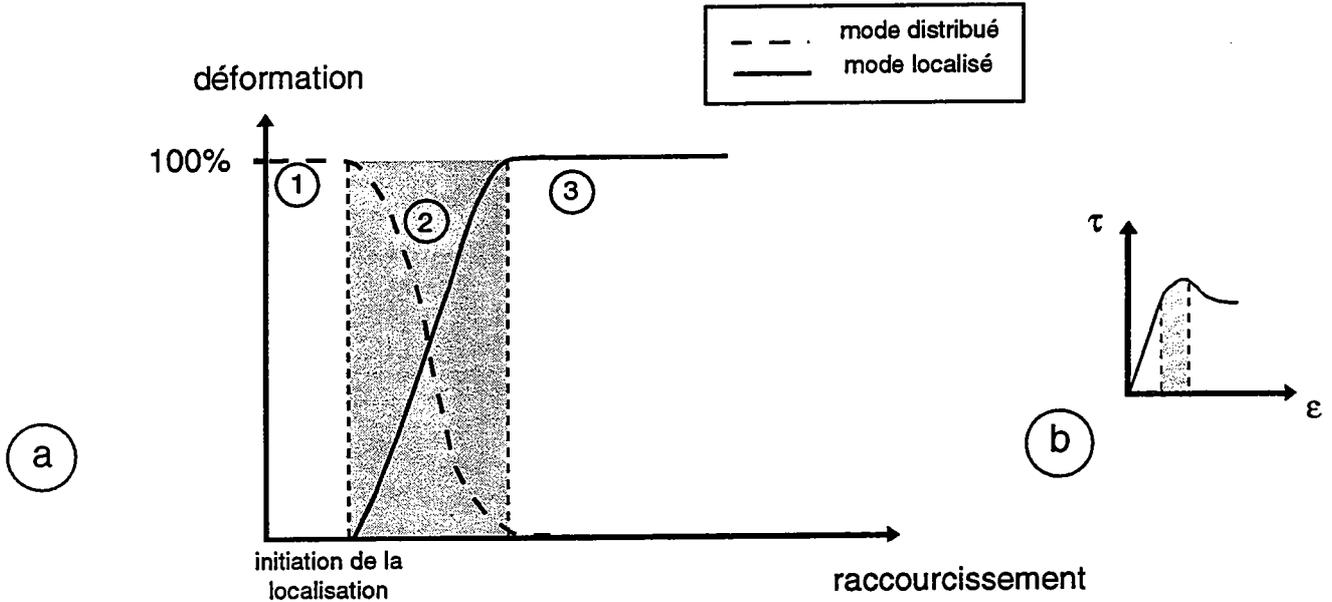


Figure 26: évolution des mécanismes de la déformation dans les échantillons de forte coordinance. a) (1) Toute la déformation est accommodée de façon distribuée. (2) L'assemblage a acquis une structure compacte. La localisation s'initie et remplace rapidement le mode de déformation distribué. (3) La bande de cisaillement connecte les deux bordures de l'échantillon. La déformation est entièrement localisée sur la bande. b) Evolution schématique de la contrainte avec la déformation.

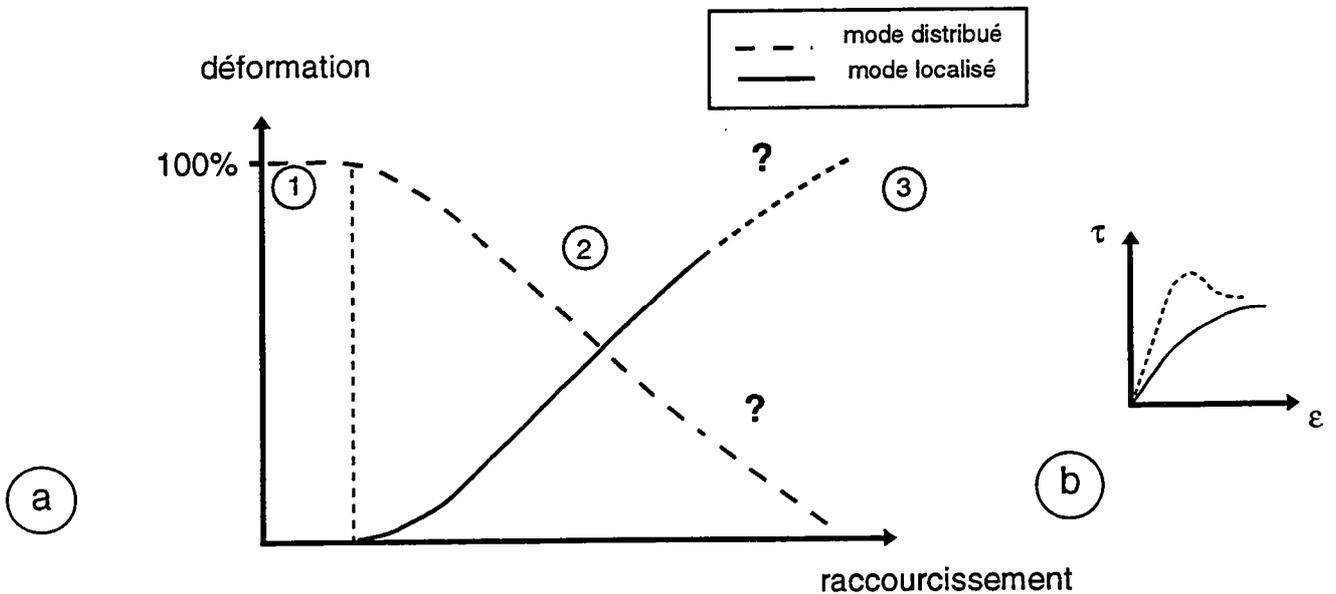


Figure 27: évolution des mécanismes de la déformation dans les échantillons de faible coordinance. (a) (1) Toute la déformation est accommodée de façon distribuée. (2) Le mode distribué ne permet plus d'accueillir toute la déformation. La localisation s'initie, mais les deux modes de déformations demeurent pour le moment indéterminé (voir texte pour des explications supplémentaires). (3) Le comportement du matériau aux fortes déformations demeure pour le moment indéterminé (voir texte pour des explications supplémentaires). b) Evolution schématique de la contrainte avec la déformation.

différente et par *Cox et Paterson* (1990), *Schmitzbuhl et Roux* (1994) ou *Donzé et al* (1994) à partir de simulations numériques. *Cox et Paterson* (1990) ont simulé la rupture en traction d'échantillons pour différentes lois de distribution de la résistance locale (**figure 24**). Ils montrent que l'apparition d'une structure localisée est plus lente et la déformation distribuée plus importante lorsque les variations de la résistance locale de l'échantillon augmentent. Des résultats semblables ont été obtenus par *Donzé et al* (1994) à partir de la simulation de la déformation de matériaux soumis à une compression biaxiale. Pour ces modèles, l'hétérogénéité des propriétés mécaniques locales est simulée par des variations de la densité de microfractures. La déformation est localisée sur des bandes de cisaillement étroites lorsque le solide est intact et devient plus homogène lorsque la quantité de microfractures augmente (**figure 25**). *Schmitzbuhl et Roux* (1994) ont étudié l'influence des contraintes résiduelles sur le comportement mécanique des solides. Ces auteurs décrivent aussi l'émergence d'un comportement plastique quand les contraintes résiduelles, aléatoirement réparties dans le modèle sont importantes, alors que le comportement du modèle est de type élastique-fragile pour des contraintes résiduelles faibles ou nulles.

Comment l'hétérogénéité des propriétés mécaniques peut-elle influencer le processus de la localisation? L'évolution de la structure géométrique des empilements de grains permet d'éclaircir cette question.

Les échantillons F1 et F2 tendent rapidement vers une structure stable à forte coordinance. Une des principales conséquences de cette évolution est la perte de la capacité du matériau à accommoder localement la déformation. Les grains forment un empilement rigide où les variations des propriétés mécaniques locales sont peu importantes. Dans un tel assemblage, la formation d'une bande de cisaillement devient rapidement le seul mécanisme de déformation possible. Les échantillons F3 et S300 tendent plus lentement vers une structure stable et la géométrie de l'empilement peut être localement très hétérogène, certaines zones ayant acquis une structure compacte alors que d'autres conservent leur capacité à accommoder localement la déformation.

Nous avons représenté, de façon schématique sur les **figures 26 et 27**, l'évolution relative des deux modes de déformation, distribué et localisé, en fonction du raccourcissement dans les deux types d'assemblages granulaires. Pour tous les échantillons, la localisation intervient quand les mécanismes locaux ne sont plus suffisants pour accommoder toute la déformation. La formation

d'une structure localisée vient relayer les mécanismes locaux d'accommodation lorsque les assemblages ont acquis une structure compacte (**figure 26**). La bande de déformation localisée se développe alors que la contrainte cisailante continue à augmenter. La relaxation n'intervient que lorsque la structure est entièrement développée et a connecté les deux bordures de l'échantillon. Elle assiste les mécanismes locaux d'accommodation dans les matériaux où les variations des propriétés locales sont importantes (**figure 27**). La contrainte croît continuellement pendant l'essai.

Les variations du comportement des matériaux en fonction des variations des propriétés mécaniques locales correspondent-elles à une transition du type fragile-ductile, comme le suggèrent *Wong* (1990) ou *Donzé et al* (1994)? A ce stade, nous ne pouvons répondre de façon satisfaisante à la question. L'évolution du taux de participation dans l'échantillon F2 (voir **figure 17**) montre que la quantité de la déformation accommodée de façon distribuée diminue avec le raccourcissement, suggérant que l'échantillon évolue progressivement vers un mode de déformation purement localisée. Les variations du comportement macroscopique correspondraient simplement à une "dilatation" du mode distribué dans les échantillons hétérogènes, les mécanismes de la déformation étant globalement semblables dans les différents matériaux.

Cependant, la déformation distribuée dans les assemblages hétérogènes ne correspond pas seulement à une compaction de l'empilement de grains, comme le montre clairement l'évolution du volume avec le raccourcissement. L'existence d'une déformation diffuse sans changement de volume pendant les premiers stades de la déformation implique des mécanismes de réarrangement locaux des grains dans l'empilement. Ces mécanismes pourraient perdurer aux grandes déformations. Dans le dispositif expérimental que nous avons utilisé, le développement des bandes de cisaillement est fortement contrôlé par la discontinuité de vitesse située à la base du dispositif expérimental, qui favorise l'émergence d'un mode localisé. Il est possible que, pour des conditions de déformation homogènes, les assemblages granulaires F2 et S300 ne développent pas de mode de déformation localisée. Il apparaît maintenant nécessaire de reprendre cette étude dans des conditions de chargement homogène, pour vérifier cette proposition.

CONCLUSION

Conclusion

La réactivation des fractures préexistantes constitue une des principales caractéristiques de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. Cependant, bien que les perturbations de contraintes engendrées par l'activation des fractures préexistantes soient connues en mécanique, leur influence n'a que très rarement été prise en compte dans l'analyse de l'inversion. En effet, Le modèle de Mohr-Coulomb, qui constitue actuellement le seul cadre théorique pour l'étude de la réactivation, repose sur deux postulats: i) l'homogénéité du champ de contraintes et ii) l'indépendance des structures préexistantes, dont la validité n'est pas vérifiée.

Les résultats de l'étude expérimentale de la déformation dans les système préfracturés, effectuée à partir d'une série de modèles dimensionnés, montrent que les perturbations du champ de contrainte provoquées par les fractures héritées ont des conséquences importantes et parfois inattendues sur l'évolution de la déformation dans un système préfracturé. Elles ne peuvent donc pas être négligées dans l'analyse de l'inversion.

Nous allons essayer de reprendre en trois points les principales conclusions de ce travail. Nous dégagerons les implications de nos résultats et évoquerons brièvement les problèmes qui n'ont pas été résolus ou qui sont apparus au cours de l'étude.

1) En ce qui concerne le processus de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires lui même, nous distinguerons deux échelles.

A l'échelle régionale, nous montrons que, dans un système préfracturé soumis à un chargement homogène:

- les directions locales de déplacement peuvent s'écarter de façon significative de la direction du déplacement imposé aux limites du système,
- la cinématique de la déformation sur certains accidents peut localement être incompatible avec la direction principale de raccourcissement,
- toutes les parties du système ne sont pas affectées de façon synchrone par la déformation.

Ces observations ont des implications directes dans l'interprétation cinématique et géodynamique de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. Nous montrons qu'il n'est pas nécessaire d'invoquer des variations des conditions de déformation pour intégrer des structures apparemment incompatibles dans un schéma d'évolution cohérent, les variations locales des directions de déformation ou le diachronisme de la déformation n'impliquant pas forcément une succession d'épisodes tectoniques. Il apparaît maintenant nécessaire

de prendre en compte ces nouvelles données pour interpréter l'évolution géodynamique des bassins inversés.

A l'échelle locale, la prise en compte du caractère fini de la taille des discontinuités préexistantes permet d'obtenir la plupart des structures caractéristiques de l'inversion (anciennes failles normales à jeu inverse, décrochevauchements, shortcuts, etc...) sans introduire de conditions particulières, comme un niveau de décollement, des variations de la direction de déformation, des variations de la pression fluide sur le plan de fracture ou la forme listrique des failles normales héritées. Ces paramètres peuvent effectivement intervenir, mais la plupart des structures pourrait simple résulter des perturbations du champ de déformation induites par l'héritage structural. Remarquons aussi que toutes les structures susceptibles d'être réactivées d'après le critère de Mohr-Coulomb ne sont pas réutilisées au cours du raccourcissement. Les effets d'écran entre fractures, décrits par exemple par *Pijaudier-Cabot et Berthaud* (1989) permettent de rendre compte au moins qualitativement de cette observation, qui constitue une énigme dans le cadre du modèle habituellement utilisé.

2) En ce qui concerne le processus de la fracturation, l'étude de la déformation associé à une discontinuité unique ou à un relais de failles en déformation plane nous a permis de préciser les relations entre perturbations de contrainte et la propagation des discontinuités préexistantes. Nous montrons que le critère de Mohr-Coulomb appliqué localement ne permet pas de rendre compte des phénomènes observés. Les résultats obtenus indiquent que la propagation est principalement contrôlée par la cinématique locale de la déformation et confirment les modèles proposés par *Etchecopar et al* (1984) ou *Petit et Barquins* (1988).

3) Le processus de l'inversion tectonique des bassins peut être rattaché à la physique des milieux hétérogènes. L'étude du comportement d'un milieu hétérogène modèle (le sable) nous a permis d'explorer l'influence des variations des propriétés mécaniques locales sur l'évolution de la déformation et le processus de localisation. Nous montrons que le comportement du sable dépend de sa composition granulométrique, qui définit la géométrie locale des empilements de grains et détermine la distribution des variations des propriétés mécaniques locales. Les résultats obtenus au cours de cette étude, bien qu'éloignés du problème de l'inversion, apportent des précisions sur l'évolution de la déformation dans les matériaux hétérogènes.

Nous suggérons qu'une discontinuité peut être assimilée à une inclusion molle dans une matrice rigide. Cette représentation permet de ramener l'étude de la déformation dans les systèmes préfracturés à un problème de mécanique des milieux continus, un milieu préfracturé constituant un système à deux phases de propriétés

mécanique différente. Cette simplification permet de rattacher l'inversion tectonique des bassins sédimentaires à une problématique plus générale, pour laquelle les nombreux outils de la physique des milieux hétérogènes pourraient trouver une application. Cette approche, qui n'a pas été discutée dans le mémoire, doit être considérée comme une perspective et pourrait constituer la suite logique de ce travail.



**RÉFÉRENCES
BIBLIOGRAPHIQUES**



Références bibliographiques

- Ammi M. (1987). - Analyse de quelques propriétés de milieux granulaires modèles. Thèse de l'Université de Rennes, 101 p.
- Anderson E.M. (1951). - The Dynamics of faulting. Oliver and Boyd ed., London.
- Aydin A. & Nur A. (1985). - The types and role of stepovers in strike-slip tectonics. In Biddle K.T. & Christie-Blick N. Ed., *Strike slip deformation, basin formation and sedimentation*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., p. 35-44.
- Aydin A. & Shultz R.A. (1990). - Effect of mechanical interaction on the development of strike-slip faults with echelon patterns. *J. Struct. Geol.*, 12, p. 123-129.
- Badley M.E., Price J.D. & Backshall L.C. (1989). - Inversion, reactivated faults and related structures: seismic examples from the southern North Sea. In Cooper M.A. & Williams G.D. Ed., *Inversion tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Pub., 44, p. 201-219.
- Bally A.W. (1984). - Tectogenèse et sismique réflexion. *Bull. Soc. géol. France*, XXVI, p. 279-285.
- Barquins M., Ghalayini K. & Petit J.P. (1989). - Branchement des fissures sous compression uniaxiale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, p. 899-905.
- Barquins M., Ghalayni K., Maugis D. & Petit J.P. (1990). - Cinématique de propagation des fissures branchées sous compression uniaxiale. *C. R. Acad. Sci.*, 309, p. 1451-1456.
- Barquins M. & Petit J.P. (1992). - Kinetic instabilities during the propagation of a branch crack: effects of loading conditions and internal pressure. *J. Struct. Geol.*, 14, p. 893-903.
- Ben Aim R. & Legoff P. (1968). - La coordinance des empilements désordonnés de sphères. *Powder Technology*, 2, p. 1-12.
- Ben-Avraham Z. & Zoback M.D. (1992). - Transform-normal extension and asymmetric basins: an alternative to pull-apart models. *Geology*, 20, p. 423-426.
- Bergerat F. (1987). - Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6, p. 99-132.
- Bideau D., Guyon E. & Oger L. (1990). - Granular Media : Effects of Disorder. In al. J. C. Charmet et al. Ed., *Disorder and Fracture*. Plenum, New York, p. 255-267.
- Bideau P., Troadec J.P. & Oger L. (1983). - Désordre dans les empilements de disques durs identiques. *C. R. Acad. Sci.*, 297, p. 219-222.

- Bombolakis E.G. (1964). - Photoelastic investigation of brittle crack growth within a field of uniaxial compression. *Tectonophysics*, 1, p. 343-351.
- Bombolakis E.G. (1968). - Photoelastic study of initial stages of brittle fracture in compression. *Tectonophysics*, 6, p. 461-473.
- Bowden P.B. (1970). - A criterion for inhomogeneous plastic deformation. *Phil. Mag.*, 22, p. 455-462.
- Bowden P.B. & Raha S. (1970). - The formation of micro shear-bands in polystyrene and polymethylmethacrylate. *Phil. Mag.*, 22, p. 463-482.
- Brace W.F. (1960). - An extension of the Griffith theory of fracture to rocks. *J. Geophys. Res.*, 65, p. 3477-3480.
- Brace W.F. (1964). - Brittle fracture in rocks. In Judd W.R. Ed., *State of stress in the Earth's crust*. Elsevier, New York, p. 111-180.
- Brace W.F. & Bombolakis E.G. (1963). - A note on brittle crack growth in compression. *J. Geophys. Res.*, 68, p. 3709-3713.
- Brace W.F. & Byerlee J.D. (1967). - Recent experimental studies of brittle fracture of rocks. In Fairhurst C. Ed., *Failure and Breackage of Rocks*. Amer. Inst. Min. Metallurg. and Petrol. Eng., New-York, p. 58-81.
- Butler W.H. (1982). - The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.*, 4, p. 239-245.
- Byerlee J.D. (1967 a). - Frictional characteristics of granite under high confining pressure. *J. Geophys. Res.*, 72, p. 3639-3648.
- Byerlee J.D. (1967 b). - Theory of friction based on brittle fracture. *J. Applied. Phys.*, 38, p. 2928-2934.
- Byerlee J.D. (1968). - Brittle-ductile transition in rock. *J. Geophys. Res.*, 73, p. 4741-4750.
- Byerlee J.D. (1970). - Static and kinetic friction of granite at high normal stress. *Int J. Rock Mech. Min. Sci.*, 7, p. 577-582.
- Byerlee J.D. (1975). - The fracture strength and frictional strength of Weber Sandstone. *Intern. Symp. Sci. Res. Mech. Min. Sci.*, p. 577-582.
- Byerlee J.D. (1978). - Friction of rocks. *Pure. Applied. Geophys.*, 116, p. 615-626.
- Byerlee J.D. & Brace W.F. (1969). - High-pressure mechanical instability in rocks. *Science*, 164, p. 713-715.
- Cartwright J.A. (1989). - The kinematics of inversion in the Danish Central Graben. In Cooper M.A. & Williams G.D. Ed., *Inversions Tectonics*. Geol. soc. London Spec. Publ., 44, p. 153-175.
- C el erier B. (1988). - How much does slip on a reactivated fault plane constrain the strain tensor. *Tectonics*, 7, p. 1257-1278.
- Chinnery M.A. (1963). - the stress changes that accompany strike-slip faulting. *Bull. Seismol. Soc. America*, 53, p. 921-932.

- Chinnery M.A. (1966). - Secondary faulting: I Theoretical aspects, II Geological aspects. *Can. J. Earth. Sci.*, 3, p. 163-190.
- Christie-Blick N. & Biddle K.T. (1985). - Deformation and basin formation along strike-slip faults. In Christie-Blick N. & Biddle K.T. Ed., *Strike slip deformation, basin formation and sedimentation*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., p. 1-34.
- Cooper M.A. et al. (1989). - Inversion tectonics- a discussion. In Cooper M.A. & Williams G.D. Ed., *Inversion Tectonics*. Geol soc. London Spec. Publ., 44, p. 335-347.
- Coward M.P. (1991). - Inversion Tectonics in NW Europe. *EUG VI, Strasbourg*, p. 229.
- Coward M.P. (1994). - Inversion tectonics. In L. H.P. Ed., *Continental deformation*. Pergamon Press, Oxford, p. 289-304.
- Cox S.J. & Paterson L. (1990). - Damage development during rupture of heterogeneous brittle materials: a numerical study. In E.H. K.R.J.e.R. Ed., *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*. Geol soc. London Spec. Publ., 44, p. 57-62.
- Cox S.J. & Scholz C.H. (1988). - On the formation and growth of faults: an experimental study. *J. Struct. Geol.*, 10, p. 413-430.
- Crowell J.C. (1974). - Origin of late Cenozoic basins in southern California. In Dickinson W.R. Ed., *Tectonics and Sedimentation*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., p. 190-204.
- Cundall P.A. (1989). - Numerical experiments on localization in frictional materials. *Ing. Arch.*, 55, p. 148-159.
- Cundall P.A. (1990). - Numerical modelling of jointed and faulted rock. *Inter. Conf. on Mech. of jointed and faulted rock, Vienna, Australia*, p.
- Davy P. (1986). - Modélisation thermomécanique de la collision continentale. Mem. Doc. C.A.E.S.S, Rennes, 8, 233p.
- Davy P. & Cobbold P.R. (1988). - Indentation tectonics in nature and experiment, 1. Experiments scaled for gravity. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 14, p. 129-141.
- Davy P. & Cobbold P.R. (1991). - Experiments on shortening of a 4-layer model of continental lithosphere. *Tectonophysics*, p. 1-25.
- De Bremaecker J.C. & Swenson D.V. (1990). - Origin of overlapping spreading centers: a finite element model. *Tectonics*, 9, p. 505-519.
- Desrues J. (1984). - La localisation de la déformation dans les matériaux granulaires. Doctorat ès Sciences, 283p.
- Desrues J. (1988). - Shear band imitation in granular materials: experimental and theory. In Darvid F. Ed., *Geomaterials: constitutive equations and modelling*. Elsevier Applied Sci.

- Desrues J. (1991). - An introduction to strain localization in granular materials. *Physics of granular media, Les Houches series*, Ed. D. Bideau et J.A. Doddy, Nova Sciences Pub.
- Desrues J. & Duthilleul B. (1984). - Mesure du champ de déformation d'un objet plan par la méthode stréréophotogramétrique de faux reliefs. *J. Mech. Th. et Appl.*, 3, p. 79-103.
- Dewey J.F. (1989). - Kinematics and dynamics of basin inversion. In Cooper M.A. & Williams G.D. Ed., *inversion tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., London, p. 352.
- Donzé F., Mora P. & Magnier S.A. (1994). - Numerical simulation of fault and shear zones. *Geophys. J. Int.*, 116, p. 46-52.
- Dunn D.E., Lafountain L.J. & Jackson R.E. (1973). - Porosity dependance and mechanism of brittle fracture in sandstones. *J. Geophys. Res.*, 78, p. 2403-2477.
- Elliot D. (1981). - The strength of rocks in thrust sheets. *Eos*, 62, p. 397.
- Etchecopar A., Granier T. & Larroque J.M. (1986). - Origine des fentes en échelon: propagation des failles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, p. 479-484.
- Etheridge M.A. (1986). - On the reactivation of extensional fault systems. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 374, p. 179-194.
- Gale A.S. (1980). - Penecontemporaneous folding, sedimentation and erosion in Campanian chalk near Porthsmouth, England. *Sedimentology*, 27, p. 137-151.
- Gamond J.F. (1987). - Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *J. Struct. Geol.*, 9, p. 609-620.
- Gapais D., Fiquet G. & Cobbold P.R. (1991). - Slip system domains, 3. New insights in fault kinematics from plane-strain sandbox experiments. *Tectonophysics*, 188, p. 143-157.
- Garfunkel Z. (1981). - Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics.*, 80, p. 81-108.
- Garfunkel Z., Zak I. & Freund R. (1981). - Active faulting in the Dead Sea rift. *Tectonophysics.*, 80, p. 1-26.
- Gillcrist R., Coward M. & Mugnier J.L. (1987). - Structural inversion and its controls. *Géod. Acta*, 1, p. 1-25.
- Granier T. (1986 a). - Origin, damping and pattern of development of faults in granite. *Tectonics*, 4, p. 721-737.
- Granier T. (1986 b). - Initiation, évolution et amortissement des failles en domaine fragile. Thèse de l'université des Sciences et Techniques du Languedoc, 206 p.
- Griffith A.A. (1920). - The phenomena of rupture and flow in solids. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 221, p. 163-198.

- Griggs D.T. & Handin J. (1960). - Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes. *In* Griggs D.T. & Handin J. Ed., *Rock Deformation*. Geol. Surv. America, p. 347-364.
- Hallam S.D. & Ashby M.F. (1990). - Compressive brittle fracture and the construction of multi-axial failure maps. *In* Barber D.J. & Meredith P.G. Ed., *Deformation processes in minerals, ceramics and rocks*. Unwin Hyman, The Mineralogical society series, London, p. 84-108.
- Handin J. (1969). - On the Coulomb-Mohr failure criterion. *J. Geophys. Res.*, 74, p. 5343-5348.
- Handin J. & Hager R.V. (1957). - Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: Test at room temperature on dry samples. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 41, p. 1-50.
- Handin J., Hager R.V., Friedmann J.M. & Feather J.N. (1983). - Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: pore pressure test. *A. A. P. G. Bull.*, 47, p. 717-725.
- Handin J., Heard H.C. & Macaugh J.M. (1967). - Effect of the intermediate principal stress on the failure of limestone, dolomite and glass at different temperatures and strain rates. *J. Geophys. Res.*, 72, p. 611-640.
- Hayward A.B. & Graham R.H. (1989). - Some geometrical characteristics of inversion. *In* Cooper M.A. & Williams G.D. Ed., *Inversion tectonics*. Geol. Soc. London spec. Publ. 44, p. 17-39.
- Hempton M.R. & 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, p. 597-605.
- Hobbs B.E., Mülhaus H.-B. & Ord A. (1990). - Instability, softening and localization of deformation. *In* Knipe R.J. & Rutter E.H. Ed., *Deformation, mechanisms, rheology and tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 54, p. 143-165.
- Horii H. & Nematt-Nasser S. (1985). - Compression-induced microcrack growth in brittle solids: axial splitting and shear failure. *J. Geophys. Res.*, 90, p. 3105-3125.
- Horsfield W.T. (1977). - An experimental approach to basement-controlled faulting. *In* Frost R.T.C. & Dikkers A.J. Ed., *Fault tectonics in N.W. Europe*. Geol. Mijnbouw, p. 363-370.
- Hubbert M.K. (1937). - Theory of scale models as applied to the study of geological models. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 48, p. 1459.
- Huyghe P. (1992). - Enregistrement sédimentaire des déformations intraplaques : l'exemple de l'inversion structurale d'un bassin de la Mer du Nord. Thèse d'Université, Université Joseph Fourier - Grenoble I, 259 p.
- Jaeger J.C. & Cook N.G.W. (1969). - Fundamentals of rock mechanics. 3eme ed. Halted Press, New-York, USA, 393 p.

- Jiefan H., Gonglin C., Yanghong Z. & Ren W. (1990). - An experimental study of the strain field development prior to failure of a marble plate under compression. *Tectonophysics*, 175, p. 269-284.
- Johnson C.E. & Hadley D.M. (1976). - Tectonic implications of the Bradley earthquake swarm, Imperial Valley, California, January 1975. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 66, p. 1132-1144.
- Kachanov M.L. (1982 a). - A microcrack model of rock inelasticity. I frictional sliding on microcracks. *Mech. Mater.*, 1, p. 19-27.
- Koopman A., Speksmijder A. & Horstfield W.T. (1987). - Sandbox models of inversion tectonics. *Tectonophysics*, 137, p. 379-388.
- Krantz B. (1991 a). - Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, 188, p. 203-207.
- Krantz B. (1991 b). - Normal fault geometry and fault reactivation in tectonic inversion experiments. In Roberts A.M., Yielding G. & Freeman B. Ed., *The geometry of normal faults*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 56, p. 219-229.
- Lafountain L.J. & Dunn D.E. (1974). - Effect of anisotropy on the coefficient of sliding friction in shistose rocks. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci.*, 11, p. 459-464.
- Lake S.D. & Karner G.D. (1987). - The structure and evolution of the Wessex Basin, southern England: an exemple of inversion tectonics. *Tectonophysics*, 137, p. 347-378.
- Letouzey J. (1990). - Fault reactivation, inversion and fold-thrust belt. In Letouzey J. Ed., *Petroleum and tectonics in mobile belts*. Technip, Paris, p. 101-128.
- Letouzey J., Colletta B., Sassi W. & Vially R. (1991). - Inversion tectonique et réactivation de failles normales. Modélisation analogique et observations géologiques. *Réunion spécialisée de la Soc. Géol. France: "Les failles. Analyse et modélisation"*, Paris, 9-10 Déc. 1991.
- Lockner D.J. & Madden T.R. (1991 a). - A multiple-crack model of brittle fracture, 1, Non-time-dependent simulations. *J. Geophys. Res.*, 96, p. 19644-19653.
- Lockner D.J. & Madden T.R. (1991 b). - A multiple-crack model of brittle fracture, 2, Time-dependent simulations. *J. Geophys. Res.*, 96, p. 19643-19654.
- Mac Clay K.R. (1989). - Analog models of inversion tectonics. In Cooper M.A. & Williams G.D. Ed., *Inversion tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 44, p. 41-59.
- Mac Clay K.R. & Buchanan P.G. (1992). - Thrusts faults in inverted extensional basin. In Mac Clay K.R. Ed., *Thrust Tectonic*. Chapman & Hall, London, p. 93-104.
- Mandl G., De Jong L.N.J. & Maltha A. (1977). - Shear zones in granular materials. *Rock Mechanics*, 9, p. 95-144.

- Mann P., Hempton M.R., Bradley D.C. & Burke K. (1983). - Development of pull-apart basins. *J. Geol.*, 91, p. 529-554.
- Martinod J. (1991). - Instabilités périodiques de la lithosphère. Mem. Doc. C.A.E.S.S, Rennes, 44, 283 p.
- Maugis D. (1990). - Mécanique de rupture et adhérence des solides. Cours du L.C.P.C., non publié.
- Mülhaus H.B. & Vardoulakis I. (1987). - The thickness of shear bands in granular materials. *Geotechnique*, 37, p. 271-283.
- Nematt-Nasser S. (1982). - Fabrics and its influence on mechanical behavior of granular materials. *Deformation and failure of granular materials, Delft*, A.A. Balkema, Rotterdam, p. 37-42.
- Obson J.E. & Pollard D.D. (1991). - The initiation and growth of en echelon veins. *J. Struct. Geol.*, 13, p. 595-608.
- Ohnaka M. (1975). - Frictional characteristics of typical rocks. *J. Phys. Earth*, 23, p. 87-112.
- Paterson M.S. (1978). - Experimental rock deformation. The brittle field. Springer Verlag, Berlin Herdelberg New-York eds, 245 p.
- Peacock D.J. and Sanderson D.C (1991). - Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *J. Struct. Geol.*, 13, p. 721-733.
- Peng L. & Logan J.M. (1991). - The interaction of two closely spaced cracks: a rock model study. *J. Geophys. Res.*, 96, p. 21667-21676.
- Petit J.P. & Barquins M. (1987). - Formation de fissures en milieu confiné dans le PPMA (Polyméthacrylate de méthyle): modèle analogique de formation de structures tectoniques cassantes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, p. 55-60.
- Petit J.P. & Barquins M. (1988). - Can natural fault propagate under mode II? *Tectonophysics*, 7, p. 1243-1256.
- Petit J.P. & Barquins M. (1993). - Localisation des bandes de cisaillement par un défaut isolé préexistant: données expérimentales. *Bull. Soc. Géol. France*, 164, p. 255-266.
- Pijaudier-Cabot G. & Berthaud Y. (1990). - Effets des interactions dans l'endommagement d'un milieu fragile: formulation non locale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, p. 1577-1582.
- Pollard D.D. & Segall P. (1987). - Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with application to faults, joints, veins, dikes and solution surface. In Atkinson B.K. Ed., *Fracture mechanics of rocks*. Academic Press, p. 277-350.
- Pollard D.D., Segall P. & Delaney P.T. (1982). - Formation and interpretation of dilatant en echelon cracks. *Geol. Soc. America. Bull.*, 93, p. 1291-1303.

- Priour D. (1985). - Génèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. Mem. Doc. C.A.E.S.S, Rennes, 4, 157 p.
- Ramberg H. (1981). - Gravity, deformation and the Earth's crust. (2nd edition) Academic Press, p. 137-194.
- Ranalli G. & Yin Z.M. (1990). - Critical stress difference and orientation of faults in rocks with strength anisotropies: the two dimensional case. *J. Struct. Geol.*, 12, p. 1067-1072.
- Reches Z. (1987). - Mechanical aspects of pull apart basins and push-up swelles with application to the Dead Sea Transform. *Tectonophysics*, 141, p. 75-88.
- Richard P. (1989). - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. Mem. Doc. C.A.E.S.S, Rennes, 34, 382 p.
- Richard P. & Krantz R.W. (1991). - Experiments on fault reactivation in strike slip mode. *Tectonophysics*, 188, p. 117-132.
- Rispoli R. (1981). - Microtectonique et champ de contrainte dans les calcaires fin du Languedoc. Thèse de l'université des Sciences et Techniques du Languedoc, 83 p.
- Rodgers D.A. (1980). - Analysis of pull-apart development produced by en-echelon strike-slip faults. In Ballance P.F. & Reading H. Ed., *Sedimentation in oblique-slip mobile zones*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., p. 27-41.
- Rubinstein M. & Nelson D. (1982). - Order and deterministic chaos in hard disk arrays. *Physical Review*, B26, p. 6254-6275.
- Sassi W., Coletta B., Balé P. & Paquereau T. (1993). - Modelling of structural complexity in sedimentary basins: the role of preexisting faults in thrust tectonics. *Tectonophysics*, 226, p. 97-112.
- Segall D. & Pollard D. (1980). - Mechanics of discontinuous faults. *J. Geophys. Res.*, 85, p. 4337-4350.
- Segall D. & Pollard D.D. (1983). - Nucleation and growth of strike-slip fault in granite. *J. Geophys. Res.*, 88, p. 555-568.
- Segall P. (1991). - Fault mechanics. *Rev. Geophys. suppl.*, p. 864-876.
- Sempere J.C. & Mac Donald K.C. (1986). - Overlapping spreading centers: implications from crack growth simulation by the displacement discontinuity method. *Tectonics*, 5, p. 151-163.
- Shahrour, Khati et Lancelot (1992): - Etude du comportement mécanique de deux matériaux granulaires (sable concassé et poudre de verre) à l'appareil triaxial sous faible confinement. Laboratoire de Mécanique de Lille.
- Sibson R.H. (1985). - A note on fault reactivation. *J. Struct. Geol.*, 7, p. 751-754.

- Simpson I.R., Gravestock M., Ham D., Leach H. & Thompson S.D. (1989). - Notes and cross-sections illustrating inversion tectonics in the Wessex Basin. In G.D. C.M.A.e.W. Ed., *Inversion tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 44, p. 123-130.
- Sornette A. (1990). - Lois d'échelle dans les milieux fissurés: application à la lithosphère. Thèse de l'université de Paris Sud Orsay. 250p.
- Souriot T. (1988). - Compression d'une marge passive: modélisation expérimentale, exemples naturels. D.E.A Rennes, non publié.
- Stoneley R. (1982). - The structural development of the Wessex Basin. *J. Geol. Soc. London*, 139, p. 543-554.
- Summers R. & J.Byerlee (1977). - A note on the effect of fault gouge composition on the stability of frictional sliding. *Int. J. of Rock Mech. and mining Sci...*
- Suzanne P. (1990). - Extrusion latérale en Anatolie: géométrie et mécanismes de fracturation. Mem. Doc. C.A.E.S.S, Rennes, 42, 262 p.
- Timoshenko S.P. & Goodier J.N. (1951). - Théorie de l'élasticité. McGraw-Hill, New York.
- Tondji Byio J.J. (1993). - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. Thèse de l'Université de Rennes, 400 p.
- Torrenti J.M., Desrues J., Benaya E.H. & Barley C. (1990). - La stéréophotogrammétrie: un moyen de visualiser la localisation des déformations dans les bétons en compression. *Rev. Française. Mec.*, 1, p. 53-57.
- Travers T. (1988). - Compression de milieux granulaires modèles. Effets des hétérogénéités. Thèse de l'université de Rennes, 102 p.
- Travers T., Ammi M., Bideau D., Gervais A., Messenger J.C. & Troadec J.P. (1987). - Uniaxial compression of 2D packing of cylinders. Effect of weak disorder. *Europhysics Letters*, 4, p. 329-332.
- Walsh J.J. & Watterson J. (1987). - Distributions of cumulative displacement and seismic slip on a single normal fault surface. *J. Struct. Geol.*, 9, p. 1039-1046.
- Walsh J.J. & Watterson J. (1988). - Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *J. Struct. Geol.*, 10, p. 239-247.
- Walsh J.J. & Watterson J. (1989). - Displacement gradients on fault surfaces. *J. Struct. Geol.*, 11, p. 307-316.
- Williams G.D. & Powell C.M. (1989). - Geometry and kinematics of inversion tectonics. In Cooper M.A. & Williams G.D. Ed., *Inversion tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 44, p. 3-15.
- Wong T.F. (1990). - Mechanical compaction and the brittle-ductile transition in porous sandstones. In Knipe R.J. & Rutter E.H. Ed., *Deformation Mechanisms, rheology and tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 54, p. 111-122.

- Xiaohan L. (1983). - Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc: observations et simulations mathématiques. Thèse 3ème cycle, Montpellier, 130p.
- Yin Z.M. & Ranalli G. (1992). - Critical stress difference, fault orientation and slip direction in anisotropic rocks under non-Andersonian stress systems. *J. Struct. Geol.*, 14, p. 237-245.
- Ziegler P.A. (1975a). - North Sea Basin history in the tectonic framework of North-Western Europe. In Woodland A.W. Ed., *Petroleum and the Continental Shelf of North-west Europe*. Applied Science Publishers LTD, London, p. 131-148.
- Ziegler P.A. (1975b). - Geologic Evolution of North Sea and Its tectonic framework. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 59, p. 1073-1097.
- Ziegler P.A. (1982). - Geological Atlas of Western and Central Europe. Elsevier, Amsterdam, 130 p.
- Ziegler P.A. (1987 c). - Late cretaceous and cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland. A geodynamic model. *Tectonophysics*, 137, p. 389-420.
- Ziegler P.A. (1989). - Geodynamic model for Alpine intra-plate compressional deformation in Western and Central Europe. In Cooper M.A. & Williams G.D. Ed., *Inversion Tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 44, p. 63-85.

ANNEXE I



Un essai de quantification de l'influence de la granulométrie sur la géométrie des assemblages granulaires

Nous avons essayé de caractériser la géométrie des assemblages granulaires que nous avons utilisés au cours du chapitre IV de façon à quantifier les perturbations de l'empilement provoquées par les variations de la composition granulométrique. Les résultats que nous avons obtenus dans le chapitre IV, suggèrent en effet que les variations des propriétés mécaniques entre différents assemblages sont essentiellement contrôlées par les variations de la géométrie des empilements qui définissent les caractéristiques mécaniques locales de l'échantillon. Il nous était matériellement impossible de déterminer la coordinance moyenne des assemblages. Nous avons donc cherché à caractériser la distribution des espaces intergrains à partir de sections minces des différents échantillons. *Bideau et al* (1983) ont montré que l'introduction de quelques gros grains dans un assemblage régulier de disques ou de sphères pouvait provoquer la formation de cavités dans l'empilement. D'autre part, *Ammi* (1987) attribue les variations de la coordinance moyenne dans les mélanges de grains aux effets de voûtes locaux. Les variations de la composition granulométrique pourraient donc en principe influencer i) la distribution des tailles et ii) la répartition des vides dans les échantillons.

Protocole expérimental

Les échantillons de sable F1, F2, S300 et Fi ont été consolidés avec une résine Epoxy. Les différents sables ont été disposés dans des piluliers de diamètre 4 cm et n'ont subi aucune manipulation après leur mise en place. Les échantillons forment donc en principe des empilements lâches. La résine a été versée dans les piluliers à la surface des échantillons et a percolé à travers les assemblages de grains.

Des lames minces ont ensuite été taillées dans les échantillons consolidés. Quelques sections caractéristiques éclairées en lumière polarisée (**figure 6**, chapitre IV) ont été numérisées au grossissement 10X avec une caméra CCD montée sur un microscope. L'image numérique est composée de 512 x 512 pixels. A chaque

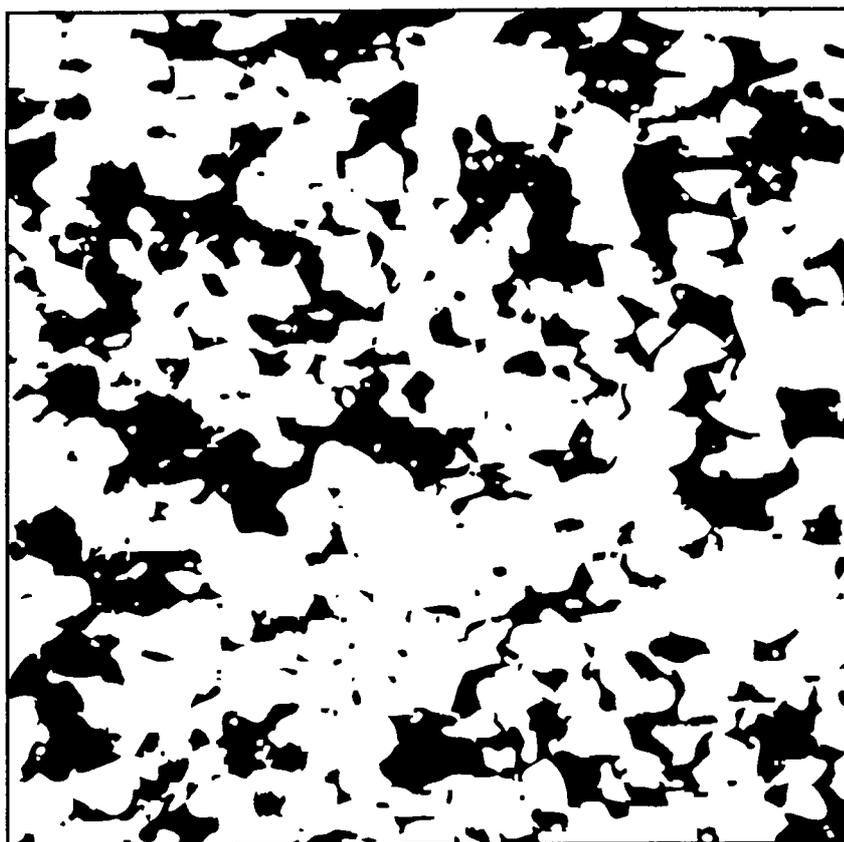


Figure 1: un exemple de section de lame mince taillée dans l'échantillon F1, après binarisation. L'image numérique est composée de 512 X 512 pixels. En blanc, les grains. En noir, les espaces intergrains. Notons qu'il n'est pas possible d'individualiser les grains sur la section à partir de l'image binarisée.

	densité	% vides	$\langle \phi \text{ grains} \rangle$	$\langle \text{surface} \rangle$	nbre vides
F2	1.66	37.26	249.2	1095	89
S300	1.65	36.46	202.9	648	147
Fi	1.64	30.55	149	414	193
F1	1.63	30.28	202.7	450	176

Tableau 1: compilation des données obtenues à partir des sections binarisées pour les différents échantillons de sable.

pixel est associé un niveau de gris compris entre 0 (blanc) et 255 (noir).

Le traitement des sections numérisées comporte plusieurs étapes. La première opération, appelée binarisation, permet, en princip, de séparer les grains des espaces intergrains (vides) (**figure 1**). On attribue aux grains l'indice 0 (blanc) et aux vides l'indice 255 (noir). Cette séparation, qui dépend de l'éclairage de la section initiale, peut être imparfaite. Le choix de la section est ici primordial et est laissé à la seule appréciation de l'expérimentateur. Remarquons que ce problème aurait pu être évité si la résine Epoxy avait été préalablement colorée. Cette solution ne nous est apparue que lorsque nous avons été confronté au problème de la séparation des vides et des pleins, une fois les lames taillées.

Les objets noirs (vides) sont numérotés et repérés par les coordonnées (x, y) de leur barycentre. Le périmètre et la surface des vides sont ensuite calculés.

Ces traitements successifs nous permettent d'obtenir:

- la surface totale occupée par les espaces intergrains sur une coupe de l'assemblage granulaire (2D);
- le nombre de vides;
- la taille moyenne des vides;
- la position du barycentre pour chaque vide;
- la géométrie 2D de l'assemblage granulaire.

Nous disposons d'autre part de données macroscopiques qui sont la densité mesurée (qui permet d'accéder à la proportion moyenne des vides dans l'assemblage granulaire) et la taille moyenne du grain calculée à partir des données granulométriques pour chaque échantillon (**tableau 1**).

Les densités mesurées pour chaque échantillon (par pesage d'un volume connu de sable) ne sont pas significativement différentes (**tableau 1**). La proportion des vides qui représente environ 35% des assemblages, est sensiblement la même pour tous les échantillons.

La proportion des vides, calculée sur les sections numérisées des différents échantillons, est sensiblement plus faible pour F1 et Fi. La densité, recalculée à partir de cette donnée pour une densité moyenne du quartz égale à 2.6, montre que la proportion des vides est sous-estimée pour Fi et F1. Nous supposons qu'une partie des vides de petite taille, qui sont en principe plus nombreux dans ces échantillons composés de petits grains, est perdue au cours du traitement numérique.

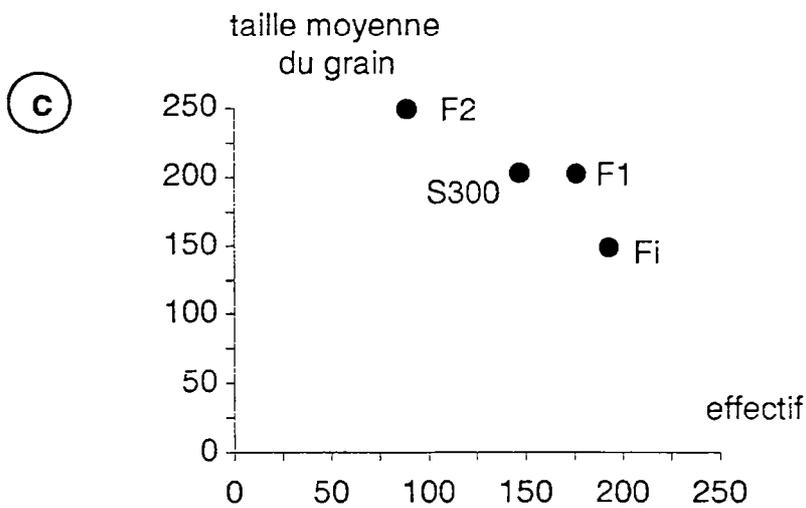
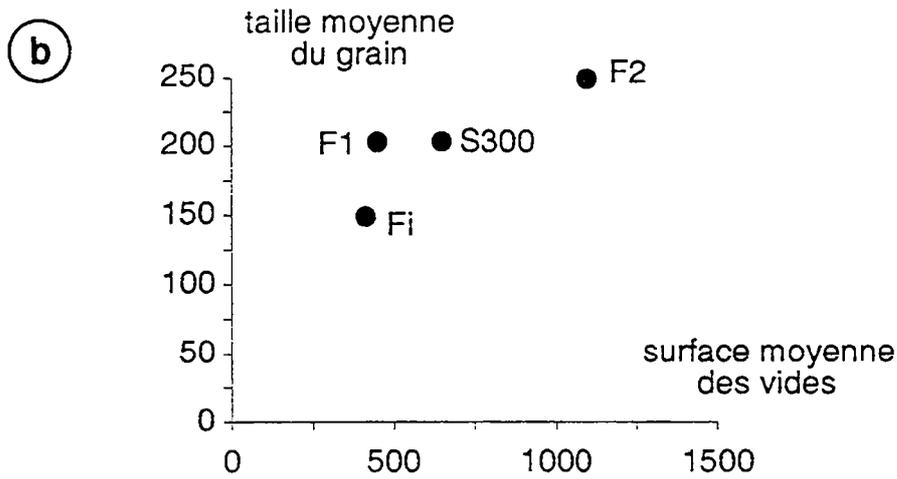
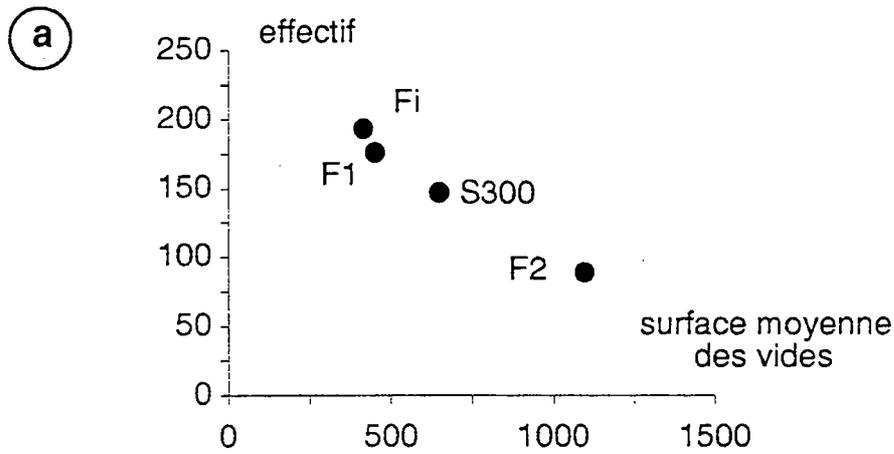


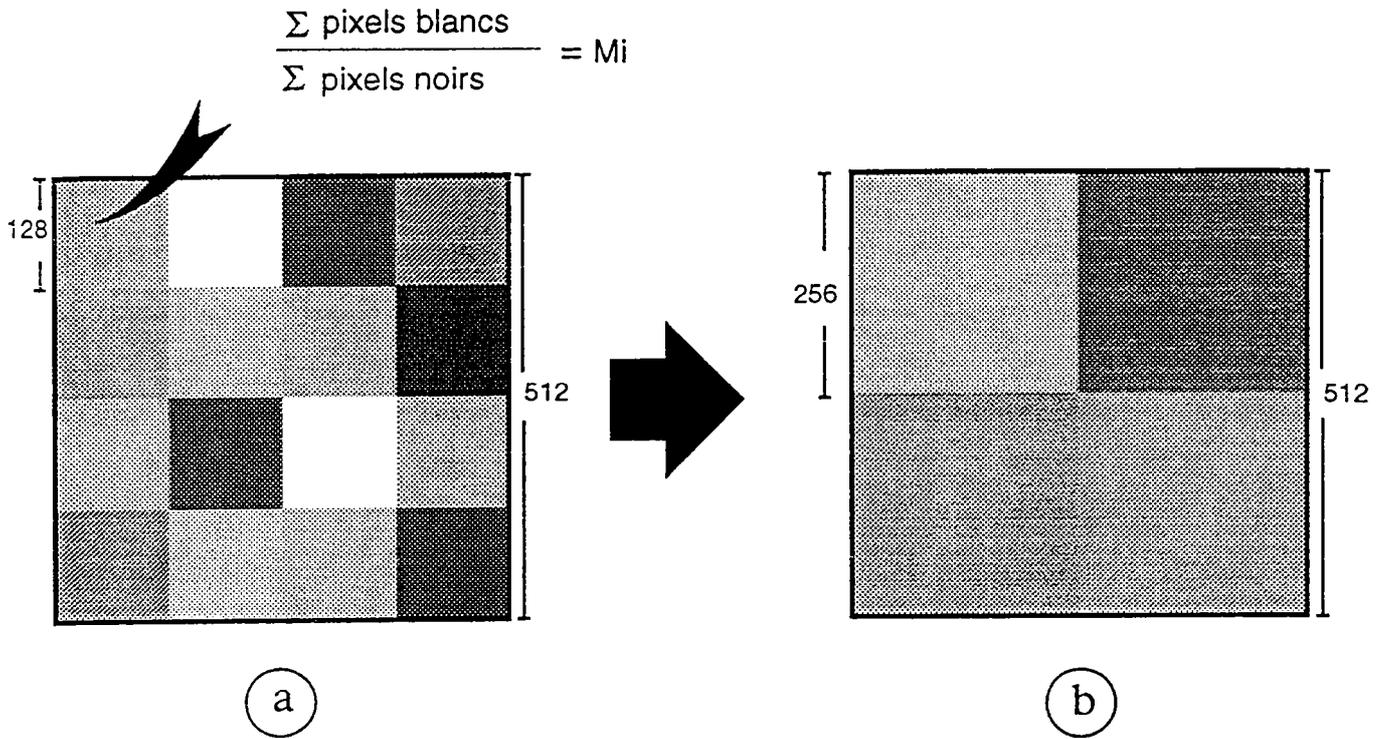
Figure 2: a) Relation entre surface moyenne et nombre des vides b) Relation entre surface moyenne des vides et taille moyenne des grains c) Relation entre nombre des vides et taille moyenne du grain.

Enfin, Nous avons vérifié que les barycentres des vides sont distribués de façon aléatoire sur la surface des sections. Les empilements ne présentent apparemment aucune organisation, aussi bien pour les sables à faible coordinance, F2 et S300 que pour les sables à forte coordinance F1 et Fi. Ce résultat n'est pas surprenant, compte tenu du fort désordre d'empilement dans les assemblages tridimensionnels de grains de forme quelconque (Ammi, 1987).

Influence de la granulométrie sur la taille moyenne des vides

Nous avons tout d'abord supposé que les variations de la composition granulométrique pouvaient influencer la taille moyenne des vides, les effets de voûtes locaux pouvant provoquer la formation de cavités de grande taille dans les assemblages composés de grains de taille très variable.

Nous avons représenté sur la **figure 2** l'évolution de la surface moyenne des vides et du nombre de vides, déterminés au cours du traitement numérique, en fonction de la taille moyenne du grain (qui est ici un indice de l'hétérogénéité de la granulométrie des empilements) pour les quatre échantillons. Ces trois paramètres apparaissent corrélés de façon linéaire. La taille moyenne des vides est directement proportionnelle à la taille moyenne des grains quelle que soit la composition de l'échantillon. Les différences de composition granulométrique ne modifient donc pas de façon significative l'évolution de la taille moyenne des espaces intergrains dans les assemblages.



avec
$$EC = \frac{1}{N} \sum M_i^2 - \left(\frac{1}{N} \sum M_i \right)^2$$

Figure 3: illustration de la méthode d'analyse de la répartition des vides dans une section de sable. a) L'image est divisée en 16 carrés de 128 pixels de côté. La proportion de vides est calculée pour chaque carré de surface caractéristique 128x128 pixels. L'écart à la valeur moyenne des vides déterminée sur l'ensemble de la section est ensuite calculé. b) La même opération, effectuée pour des carrés de côté 256 pixels.

Écart-type

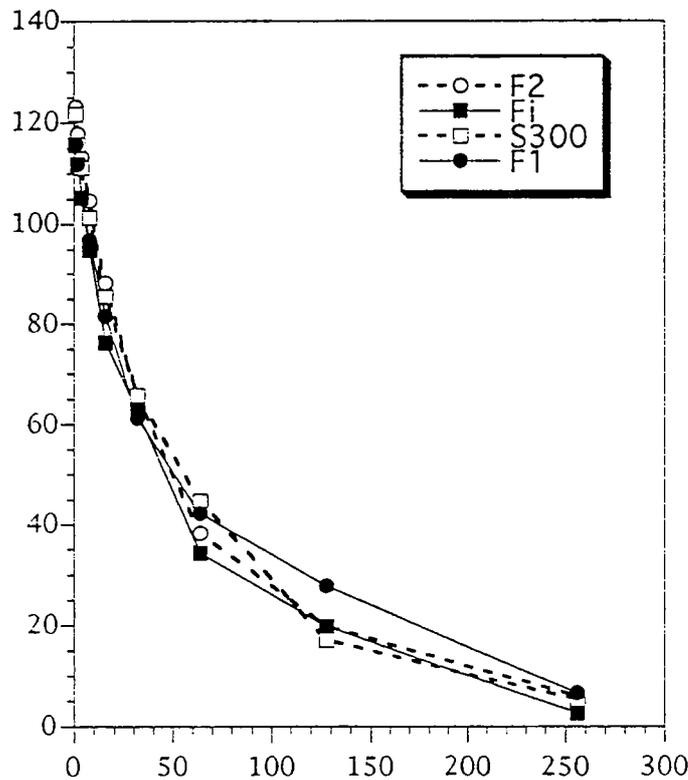


Figure 4: représentation des variations des écarts à la moyenne des vides en fonction de la surface caractéristique. En abscisse, la taille du côté des carrés. L'évolution est semblable dans tous les échantillons.

Distribution spatiale des vides dans les assemblages granulaires

Un dernier traitement a été effectué de façon à caractériser la distribution spatiale des vides sur les sections de sable.

Nous calculons à partir de l'image numérique composée de 512 x 512 pixels carrés la surface moyenne occupée par les espaces intergrains (pixels noirs). L'image initiale est ensuite découpée en 256 x 256 carrés de côté 2 pixels. La moyenne des vides est calculée pour chaque carré de côté 2 pixels. Nous déterminons à partir de l'ensemble des carrés de côté 2 pixels l'écart à la moyenne des vides calculée sur la surface de la section. Un nouveau découpage est réalisé avec des carrés de côté 4 pixels, puis 8, 16, 32, 64, 128 et 256 pixels (**figure 3**). Un écart-type est calculé pour chaque étape. La représentation de l'évolution de l'écart-type en fonction de la surface caractéristique est un moyen d'estimer l'homogénéité de la répartition des espaces intergrains sur la section, en prenant en compte à la fois la géométrie des vides et leur distribution en 2D. Les gros grains perturbant localement la géométrie des assemblages (voir **figure 6 a et b**, chapitre IV), la répartition spatiale des vides pourrait être sensible à la proportion de la fraction grossière dans les empilements.

L'évolution des écarts, calculés pour les différents découpages, est représentée sur la **figure 4** pour les quatre échantillons. L'observation la plus immédiate est que l'évolution de l'écart-type est identique pour les quatre échantillons, indiquant que la répartition spatiale des vides dans les assemblages n'est pas significativement différente. L'écart à la moyenne est très important pour les petites surfaces dont la taille est inférieure à la taille moyenne du grain, diminue rapidement lorsque la surface caractéristique augmente. Pour des carrés de 128 x 128 pixels, la répartition des vides est pratiquement homogène. La géométrie moyenne des assemblages est donc indépendante de l'arrangement local des grains au delà de cette surface caractéristique.

Bilan

Les quelques mesures que nous avons effectuées ne nous permettent pas de caractériser l'influence des variations de la granulométrie sur la géométrie des empilements de grains, dont nous avons pourtant mesuré les conséquences sur le comportement mécanique des échantillons au cours du chapitre IV. Il existe de

toute évidence un problème méthodologique que nous n'avons pas su résoudre. Il semble de toute façon que les méthodes optiques, aussi sophistiquées soient elles, ne soient pas suffisantes pour caractériser les perturbations des empilement engendrées par les mélanges de grains de taille différente. D'autres méthodes devront être mises en oeuvre pour caractériser l'influence de la granulométrie sur la géométrie des assemblages granulaires (voir *Ammi*, 1987 et *Bideau et al*, 1991). Remarquons, et ce sera le seul résultat de ces mesures, que le comportement macroscopique des matériaux granulaires semble déterminé par des variations très faibles de la géométrie des empilements.

MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Universite de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex tel : 99.28.60.80

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). **Epuisé**
- N°2 - G. QUERRE - Palingénèse 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 Armoricaïn. Sedimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). **Epuisé**
- 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). **Epuisé**
- 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). **Epuisé**
- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). **Epuisé**
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Petrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986). **Epuisé**
- 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). **120 F.**

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., I 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., I 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., I tabl., 82 pl. (1987). Epuisé

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfures a Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistere). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F

N°17 - J.P. COGNE - Contribution a 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). Epuisé

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 chaîne 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., 11pl. photo, I 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., I pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (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., I 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 a 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 a 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.
- N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl., (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl., (1990). 160F.
- N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl., (1990). 130F.
- N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.
- N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et ⁴⁰Ar/³⁹Ar : étude combinée sur des intrusions Précambriennes et Paléozoïques du Trégor. (Massif Armoricain) . 261 p., 80 fig., 19 tabl., (1991). 120F.
- N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl., (1991). 210F.
- N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl., (1991). 130F.
- N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur., (1991). 170F.
- N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur., (1991). 180F.

- N°46 - J.B.L. FRANCOLIN** - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil), 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur, (1992). **300F.**
- N° 47 - 5. TOURPIN** - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale 185 p., 53 fig., 23 tabl., (1992). **100F.**
- N° 48 - J.A. BARRAT** - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab., (1992). **100F.**
- N° 49 - E. HALLOT** - Injection dans les réservoirs magmatiques Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl., (1993). **180F.**
- N°50 - T. SOURIOT** - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte, (1993). **I90F.**
- N° 51 - T. EUZEN** - Pétrogenèse des granites de collision post- épaissement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy Rostrenen (Massif Armoricaïn, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). **I90F.**
- N° 52 - J. LE GALL** - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaïn). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). **350 F.**
- N° 53 - J. C. THOMAS** - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). **220 F.**
- N°54 - F. LAFONT** - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Ecoène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). **150 F.**
- N° 55 - C. BIELLMANN** - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). **175 F.**

N°56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie). Dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 Pl. photo (1994). 270 F.

N° 57 - M. KUNTZ - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). 155 F.

BON DE COMMANDE

à retourner à : Mme FALAISE

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles

Mémoires et Documents du CAESS

Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

35042 - RENNES Cédex (France)

Tél : 99.28.60.80 Fax : 99.28.67.80

NOM

ORGANISME

ADRESSE

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total
Frais d'envoi : 20,00F par volume			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Veuillez établir votre chèque au nom de Monsieur l'Agent Comptable
de l'Université de Rennes I et le joindre à votre bon de commande.



Résumé

L'étude expérimentale de la déformation dans les matériaux préfracturés a permis de préciser le rôle de l'héritage structural au cours de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires.

Nous montrons que les perturbations du champ de contrainte, qui résultent de la réactivation et des interactions entre structures préexistantes, peuvent fortement influencer l'évolution de la déformation à l'échelle du bassin et permettent de rendre compte de la formation de la plupart des structures typiques de l'inversion. Nous montrons en particulier que la cinématique de la déformation peut localement être incompatible avec les conditions appliquées aux limites du système.

L'étude des relations entre contrainte et fracturation au niveau d'une discontinuité ou d'un relais de discontinuités en déformation plane montre que la direction de propagation est indépendante des directions locales de la contrainte cisailante. Le critère de rupture de Mohr-Coulomb ne peut donc être retenu comme modèle de fracturation. La propagation des discontinuités apparaît au contraire principalement liée à la cinématique locale de la déformation.

L'influence des défauts sur le comportement macroscopique des matériaux a été abordée d'un point de vue plus général à partir d'expériences réalisées sur des échantillons de sable de granulométrie différente. Ces expériences indiquent que les propriétés mécaniques macroscopiques des assemblages granulaires dépendent fortement de la distribution des variations des propriétés mécaniques locales dans les empilements de grains. Ces résultats fournissent des précisions sur le mécanisme de la localisation de la déformation et sur ses relations avec l'hétérogénéité des propriétés mécaniques locales.

Mots clés :

inversion, réactivation, interaction, fracturation, localisation, matériaux granulaires, système préfracturé, hétérogénéité.