HAL
open science

Etude expérimentale de la rupture des roches en mode II : émission acoustique, analyse du signal et application à l'étude de la sismogénèse

Abdellah Benzaim

To cite this version:

Abdellah Benzaim. Etude expérimentale de la rupture des roches en mode II : émission acoustique, analyse du signal et application à l'étude de la sismogénèse. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1984. Français. NNT : . tel-00786194

HAL Id: tel-00786194

https://theses.hal.science/tel-00786194v1

Submitted on 8 Feb 2013

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.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 035710 4

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR-INGÉNIEUR

par

Abdellah BENZAÏM
Ingénieur E.N.S.T.I.M.A.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

SUJET

ÉTUDE EXPÉRIMENTALE DE LA RUPTURE DES ROCHES EN MODE II : ÉMISSION ACOUSTIQUE, ANALYSE DU SIGNAL ET APPLICATION A L'ÉTUDE DE LA SISMOGÉNÈSE

Soutenue le 5 Septembre 1984 devant la Commission d'Examen

M. G. PERRIER	Président
M. M. DAYRE	Rapporteur
M. J.-P. GRATIER	
M. R. HOUPERT	Examinateurs
M. M. THIERCELIN	

GRENOBLE

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR-INGÉNIEUR

par

Abdellah BENZAÏM
Ingénieur E.N.S.T.I.M.A.

SUJET

ÉTUDE EXPÉRIMENTALE DE LA RUPTURE DES ROCHES EN MODE II : ÉMISSION ACOUSTIQUE, ANALYSE DU SIGNAL ET APPLICATION A L'ÉTUDE DE LA SISMOGÉNÈSE

Soutenue le 5 Septembre 1984 devant la Commission d'Examen

M. G. PERRIER	Président
M. M. DAYRE	Rapporteur
M. J.-P. GRATIER	
M. R. HOUPERT	Examinateurs
M. M. THIERCELIN	

GRENOBLE

10046795

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

TABLE DES MATIERES

PREMIERE PARTIE — Pages

INTRODUCTION

I. ETAT DE CONTRAINTE 9
I.1. La photoélasticimétrie 10
I.1.1. Méthode 10
I.1.2. Résultats 12
I.1.2.1. Chargement à excentrement nul 12
I.1.2.2. Chargement à excentrement (2 cm) 12
I.1.2.3. Chargement excentré (2 cm) avec entailles 12
I.1.3. Conclusion 16
I.2. Méthode des éléments finis 17
I.2.1. Résultats 18
I.2.2. Commentaires 19
I.2.2.1. Etat de contrainte 19
I.2.2.2. Direction z 19
I.2.3. Conclusion 37

II. ASPECT MECANIQUE DE L'ESSAI 39
II.1. Le cisaillement 39
II.2. Les critères de rupture 39
II.3. Mécanique de la rupture : rappels 40
II.3.1. Définition de la rupture 40
II.3.2. Facteurs d'intensité de contrainte 41
II.3.3. Critères de rupture 43
II.3.4. Direction de propagation 43
II.3.5. Théorie de Griffith 44
II.3.6. Formule d'Irwin 47

Pages

II.4. Modèle de matériau microfissuré..... 47
II.4.1. Hypothèses..... 47
II.4.2. Critère de Griffith..... 48
II.4.3. Prise en compte du frottement..... 49
II.4.4. Résultats..... 49
II.4.5. Application à notre essai..... 54
II.4.6. Conclusion..... 55

III. DISPOSITIF EXPERIMENTAL (MECANIQUE)..... 57
III.1. Machine d'essai..... 57
III.2. Aspect énergétique de l'essai..... 60
III.3. Maîtrise de l'essai..... 62
III.4. Conclusion..... 62

IV. CONDITIONS DE SIMILITUDE..... 63

V. LES ROCHES : FISSURATION ET PROPAGATION..... 65
V.1. Caractères généraux des roches..... 65
V.2. Description des roches étudiées..... 70
V.2.1. Protogine du Mont Blanc..... 70
V.2.2. Granite du Sidobre..... 73
V.2.3. Granite de Lanhélin..... 75
V.2.4. Calcaire de Vilette 75
V.3. La propagation des ondes..... 89
V.3.1. Nature des vibrations..... 89
V.3.2. Notion d'onde..... 89
V.4. Imperfections du matériau..... 92
V.5. Mesure de la vitesse des ondes dans les roches..... 97

VI. NOTIONS DE SISMOLOGIE..... 103
VI.1. Mécanisme et diagramme de rayonnement..... 105
VI.1.1. Mécanisme..... 105
VI.1.2. Champ d'onde à la source..... 105
VI.1.3. Champ d'onde au capteur..... 105
VI.1.4. Essai de localisation..... 106

Pages

VI.2. Modèles de séismes..... 110
VI.2.1. Signal-source..... 111
VI.2.2. La vitesse de rupture..... 121
VI.2.3. Détermination expérimentale de la vitesse de rupture..... 122
VI.2.4. Bifurcations - Interactions - Phases d'arrêt..... 125
VI.2.5. Influence du milieu de propagation..... 131
VI.3. Aspect statistique - Distribution -..... 132
VI.4. Conclusion..... 133

VII. L'ANALYSE DU SIGNAL..... 135
VII.1. Introduction..... 135
VII.2. Le signal..... 135
VII.3. L'analyse spectrale..... 135
VII.3.1. La transformée de Fourier 137
VII.3.2. Echantillonnage..... 138
VII.3.3. Chaîne d'acquisition..... 142
VII.3.3.1. L'oscilloscope digital..... 144
VII.3.3.2. Le capteur..... 144
VII.3.3.2.1. Etalonnage du capteur..... 147
a. Capillaire de verre..... 148
b. "Source Nielsen"..... 151
c. Observations et résultats..... 152
VII.4. Traitement des données..... 155
VII.4.1. Traitement du signal..... 155
VII.4.2. Caractéristiques du signal vitesse brut..... 155
a. Amplitude maximale..... 155
b. Moyenne et variance..... 156
VII.4.3. Analyse spectrale..... 156
a. L'énergie..... 156
b. La fréquence centrale..... 156
VII.4.4. Visualisations..... 158

DEUXIEME PARTIE

Pages

I. INTRODUCTION

I.1. Paramètres d'entrée..... 163

I.2. Paramètres de sortie..... 164

I.2.1. densité d'énergie..... 165

I.2.2. Rapport d'énergie..... 165

I.2.3. Distributions..... 166

I.3. Visualisations..... 166

II. DESCRIPTION DES ESSAIS..... 169

II.1. Le Calcaire de Vilette..... 170

II.1.1. Essai C3..... 170

II.1.1.1. Courbe charge-déplacement..... 170

II.1.1.2. La taille de source..... 170

II.1.1.3. Le moment sismique..... 175

II.1.1.4. Fréquences centrales..... 175

II.1.1.5. Evolution comparée..... 175

II.1.2. Essai C4..... 176

II.1.2.1. Courbe charge-déplacement..... 184

II.1.2.2. La taille de source..... 184

II.1.2.3. Fréquences centrales..... 184

II.1.2.4. Moment sismique..... 185

II.1.2.5. Evolution comparée..... 185

II.1.3. Essai C5..... 186

II.1.3.1. Courbe charge-déplacement..... 186

II.1.3.2. La taille de source..... 186

II.1.3.3. Le moment sismique..... 186

II.1.3.4. Fréquences centrales..... 186

II.1.3.5. Evolution comparée..... 191

II.1.4. Discussion..... 192

II.1.5. Conclusion..... 196

II.2. Protogine du Mont Blanc..... 196

II.2.1. Essai P1..... 196

Pages

II.2.1.1. Courbe charge-déplacement..... 202

II.2.1.2. La taille de source..... 202

II.2.1.3. Le moment sismique..... 202

II.2.1.4. Fréquences centrales..... 202

II.2.1.5. Evolution comparée..... 202

II.2.2. Essai P2..... 203

II.2.2.1. Courbe charge-déplacement..... 209

II.2.2.2. La taille de source..... 209

II.2.2.3. Le moment sismique..... 209

II.2.2.4. Fréquences centrales..... 209

II.2.2.5. Evolution comparée..... 209

II.2.3. Discussion..... 210

II.2.4. Conclusion..... 214

II.3. Le Granite du Sidobre..... 215

II.3.1. Essai T6..... 215

II.3.1.1. Courbe charge-déplacement..... 215

II.3.1.2. La taille de source..... 215

II.3.1.3. Le moment sismique..... 222

II.3.1.4. Fréquences centrales..... 222

II.3.1.5. Evolution comparée..... 222

II.3.2. Essai T7..... 223

II.3.2.1. Courbe charge-déplacement..... 230

II.3.2.2. La taille de source..... 230

II.3.2.3. Le moment sismique..... 230

II.3.2.4. Fréquences centrales..... 230

II.3.2.5. Evolution comparée..... 231

II.3.3. Essai T8..... 232

II.3.3.1. Courbe charge-déplacement..... 232

II.3.3.2. La taille de source..... 232

II.3.3.3. Le moment sismique..... 237

II.3.3.4. Fréquences centrales..... 237

II.3.3.5. Evolution comparée..... 237

II.3.4. Discussion..... 238

II.3.5. Conclusion..... 242

II.4. Granite de Lanhélin..... 243

II.4.1. Essai L1..... 243

Pages

II.4.1.1. Courbe charge-déplacement..... 243
II.4.1.2. La taille de source..... 250
II.4.1.3. Le moment sismique..... 250
II.4.1.4. Fréquences centrales..... 250
II.4.1.5. Evolution comparée..... 250
II.4.2. Essai L2..... 251
II.4.2.1. Courbe charge-déplacement..... 251
II.4.2.2. La taille de source..... 258
II.4.2.3. Le moment sismique..... 258
II.4.2.4. Fréquences centrales..... 258
II.4.2.5. Evolution comparée..... 258
II.4.3. Essai L3..... 259
II.4.3.1. Courbe charge-déplacement..... 259
II.4.3.2. La taille de source..... 259
II.4.3.3. Le moment sismique..... 264
II.4.3.4. Fréquences centrales..... 264
II.4.3.5. Evolution comparée..... 264
II.4.4. Discussion..... 265
II.4.5. Conclusion..... 268
II.5. Conclusion..... 269
II.5.1. Aspect mécanique..... 269
II.5.2.Emission acoustique..... 269
III. Analyse statistique comparative..... 273
III.1. Diagrammes moyenne-dispersion..... 277
III.1.1. Rayon de source..... 277
III.1.2. Amplitude maximale..... 280
III.1.3. Moment sismique..... 282
III.1.4. fréquences centrales..... 284
III.1.4.1. Bande (0 - 1 MHz)..... 284
III.1.4.2. Bande (1 - 2 MHz)..... 284
III.1.5. Energies..... 286
III.1.5.1. Bande (0 - 1 MHz)..... 286
III.1.5.2. Bande (1 - 2 MHz)..... 288
III.1.6. Densités d'énergie..... 288
III.1.6.1. Bande (0 - 1 MHz)..... 288
III.1.6.2. Bande (1 - 2 MHz)..... 288

Pages

III.1.7. Atténuation..... 290
III.1.8. Conclusion..... 292
III.2. Corrélations entre paramètres du signal et paramètres sismiques..... 293
III.2.1. Fréquences centrales - Taille de source..... 293
III.2.1.1. Bande (0 - 1 MHz)..... 294
III.2.1.2. Bande (1 - 2 MHz)..... 294
III.2.2. Energies - Taille de source..... 294
III.2.2.1. Bande (0 - 1 MHz)..... 294
III.2.2.2. Bande (1 - 2 MHz)..... 296
III.2.3. Densités d'énergie - Taille de source..... 296
III.2.3.1. Bande (0 - 1 MHz)..... 296
III.2.3.2. Bande (1 - 2 MHz)..... 296
III.2.4. Energies - Moment sismique..... 299
III.2.4.1. Bande (0 - 1 MHz)..... 299
III.2.4.2. Bande (1 - 2 MHz)..... 299
III.2.5. Moment sismique - Taille de source..... 299
III.2.6. Amplitude maximale - Taille de source..... 303
III.2.7. Amplitude maximale - Moment sismique..... 303
III.2.8. Conclusion..... 303
III.3. Autres diagrammes..... 306
III.3.1. Fréquences centrales..... 306
III.3.2. Energies..... 308
III.3.3. Densité d'énergie..... 308
III.3.4. Diagrammes énergies - Fréquences centrales..... 310
III.3.4.1. Energie (1 - 2 MHz) - Fréquences centrales..... 310
III.3.4.2. Energie (0 - 1 MHz) - Fréquences centrales..... 310
III.3.5. Conclusion..... 310
III.4. Conclusion..... 310

IV. APPLICATION A LA SISMOGENESE..... 314

CONCLUSION GENERALE..... 319

BIBLIOGRAPHIE..... 324

ERRATA

-Une réduction de 5% sur le mémoire original entraine une modification des échelles des cartes de résultats de calcul par Elements Finis et des planches photos.

-p 18-19 Lire σ_x, σ_y, σ_{xy} au lieu de δ_x, δ_y, δ_{xy}

-p 51: Lire $\frac{\pi}{4}+\frac{\phi}{2}$ au lieu de $\frac{\pi}{2}+\frac{\phi}{2}$

-p 116: Tableau: $v/\beta=0.9$.

-p 118: $M=\mu SD$; μ:rigidité.

$$u(R,\omega=0) = \frac{1}{4\pi\rho c^3}\,\frac{R\theta\phi}{R}\,M_o$$

-p 137: TFD directe: X(n)=

TFD inverse: x(k)=

-p 155:Lire numérisation et apodisation au lieu de numération et aposition.

-p 162: la flèche (Spectre déplacement Spectre énergie) est à remplacer par une flèche (spectre vitesse spectre énergie).

Dans toute la Deuxième Partie du mémoire:Unités:

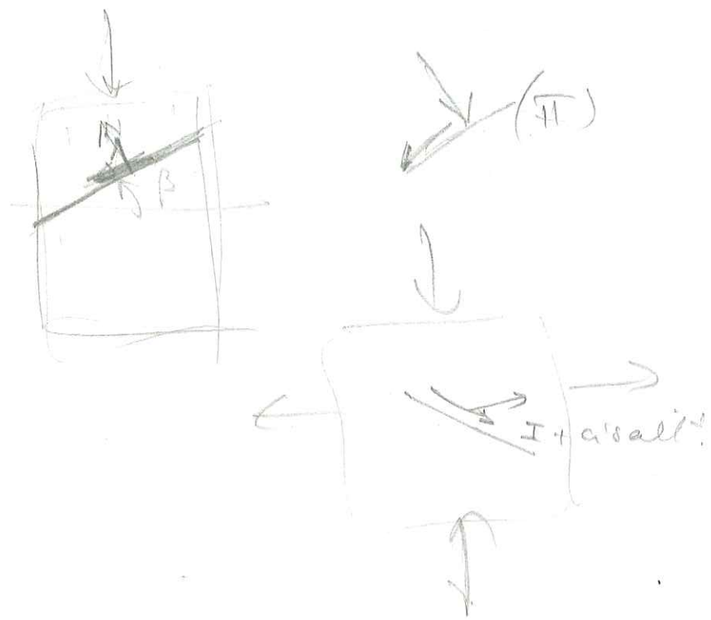
-spectre vitesse:V.s au lieu de V

-spectre déplacement:$V.s^2$ " V.s

-moment sismique: " " ".

-énergie:$V^2.s$ au lieu de $V^2.s^{-1}$

-densité d'énergie :$V^2.s.m^{-2}$ au lieu de $V^2.s^{-1}.m^{-2}$.

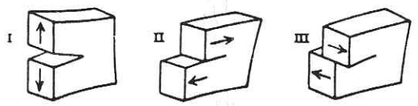


INTRODUCTION GENERALE

Les développements atteints par l'émission acoustique en font un moyen performant d'étude de la sismicité d'échantillons de roche sous contrainte. Le but principal des travaux correspondants est d'accéder à une meilleure connaissance des mécanismes à l'origine de l'énergie microsismique, entrevoyant par là, la possible extension des analyses et résultats à la croûte terrestre, siège de phénomènes naturels.

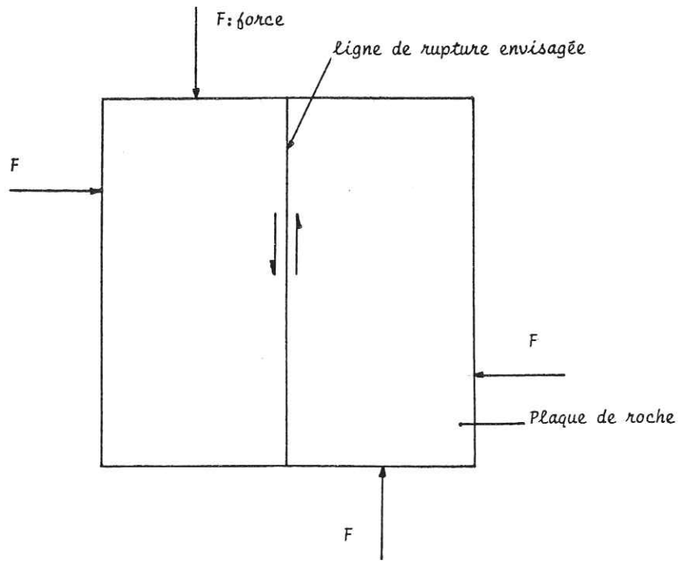
La plupart des travaux entrepris jusqu'alors concernent des essais classiques de compression et de traction (directe ou indirecte), les modes de rupture étant respectivement II et I.

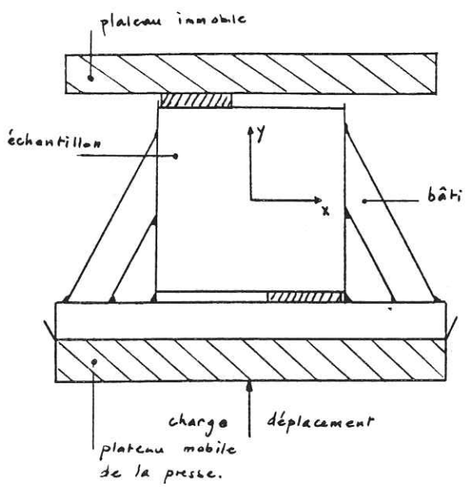
cisaillement ? est ce bien du mode II ?



Parallèlement, les développements de la sismologie ont permis l'élaboration de modèles de sources, le principe fondamental étant un mécanisme de coulissage animé par un double-couple, type de sollicitation que l'on ne développe dans aucun des essais évoqués ci-dessus. Le présent mémoire rapporte le développement et les résultats obtenus lors d'une tentative d'application de ces concepts à des échantillons en forme de plaque soumise à un double-couple entraînant des ruptures de cisaillement en mode II.

La première partie concerne la conception et la réalisation d'un dispositif d'essai. Il s'agit, dans un premier temps, d'élaborer et de réaliser un dispositif d'essai satisfaisant, c'est-à-dire simulant les conditions de sollicitation d'un séisme naturel, à savoir garantir la rupture d'une plaque en mode II.





Des essais préliminaires sur un bâti rudimentaire, quoique prometteurs s'étant révélés insuffisants et très peu répétitifs, nous avons tout d'abord entrepris l'exploration de l'état de contrainte régnant dans ce type d'éprouvette, ceci afin, essentiellement, de maîtriser la rupture de mode II.

Sont définies ensuite les analogies plausibles entre les microséismes et les séismes réels, les données fondamentales propres à la sismologie et nous présentons les diverses roches étudiées.

Une part importante relate l'expérimentation proprement dite qui consiste en l'exécution de onze essais et leur exploitation systématique. Après analyses, pour chaque essai de l'évolution des paramètres d'étude ce qui nous permet d'en dégager les caractères généraux, nous présentons le traitement statistique comparatif des diverses données et résultats.

INTRODUCTION

Cette partie est consacrée à la mise au point théorique et pratique de l'étude : définition des conditions de réalisation de l'expérimentation mécanique :

. état de contrainte,

. mode de rupture,

. direction de rupture,

étude structurelle des roches employées, analyse des conditions de similitude d'essai et de l'analogie microrupture -seisme naturel, présentation de la sismologie, de ses méthodes et de leur application à l'étude des signaux d'émission acoustique du signal sous ses deux aspects principaux :

. caractéristiques et performances de la chaîne d'acquisition,

. traitement numérique,

La combinaison et la réunion de ces éléments ont permis la réalisation de l'étude de la rupture en cisaillement.

PREMIERE PARTIE

BASES THEORIQUES ET PRATIQUES

MOYENS DE L'EXPERIMENTATION

I Etat de contrainte

II Aspect mécanique de l'essai

III Dispositif expérimental mécanique

IV Conditions de similitude

V Les roches : fissuration et propagation des ondes

VI Notions de sismologie

VII Analyse du signal

I ETAT DE CONTRAINTE

L'objectif expérimental principal est la rupture ou le glissement sous l'action d'un double couple, ce mode de sollicitation ne produisant pas dans la plaque un champ de contrainte homogène.

Le mode de cisaillement sur plaque décrit à la Figure I.1 ne s'apparente à aucun essai de cisaillement classique (boîte de Casagrande par exemple).

La détermination des champs de contrainte, de déformation et de déplacement est réalisé à l'aide des méthodes photoélastiques et numériques (éléments finis) ; nous mettrons en évidence les zones homogènes et hétérogènes dans deux cas de chargement et expliciterons le cas que nous retiendrons lors de nos essais.

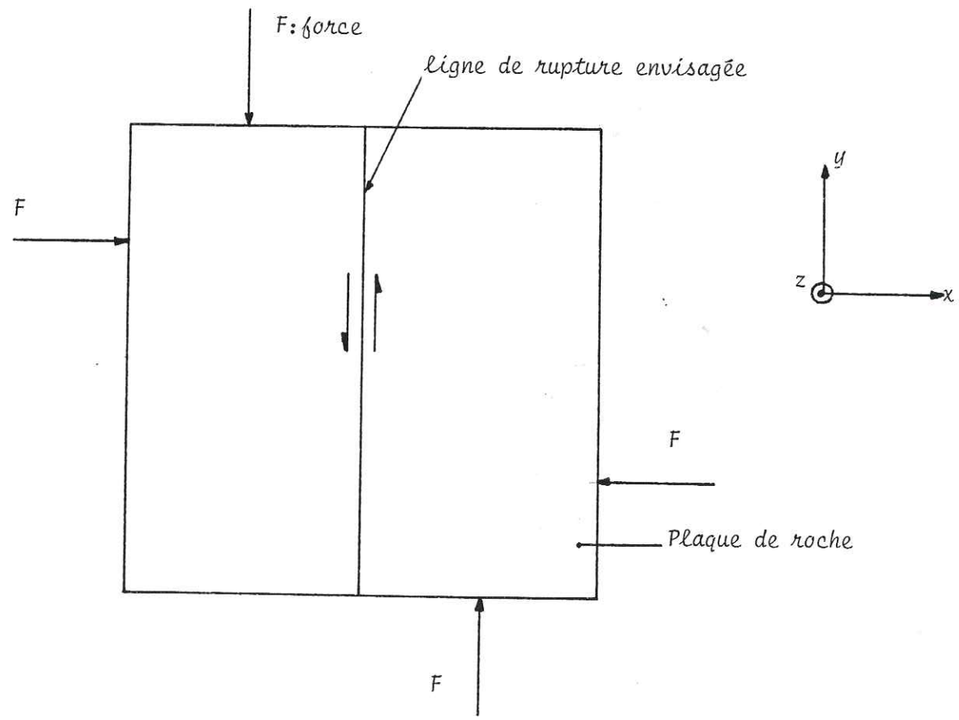


Figure I.1 Schéma de principe de l'essai.

I.1. LA PHOTOELASTICIMETRIE

C'est une technique expérimentale de mesure des contraintes dans un matériau transparent chargé à bi-réfringence accidentelle importante. Le modèle utilisé ici est une plaque d'araldite de (20x20x2) cm3, de module d'Young 3.10^{9} Pa et de coefficient de Poisson 0.4 chargée dans le plan de ses grandes dimensions. Il s'agit donc d'un modèle plan.

I.1.1. METHODE

Elle est basée sur le fait que les axes de bi-réfringence d'un corps photoélastique sont confondus avec les axes principaux du tenseur contrainte.

La description du dispositif de photoélasticité par transmission est donnée Figure I.2.

Les informations fournies sont l'orientation des directions principales et la différence des contraintes principales ou contrainte tangentielle maximale en chaque point.

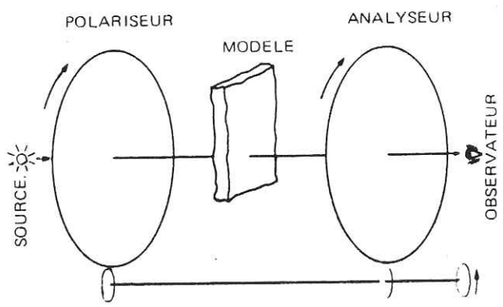


Figure I.2. Dispositif de photoélasticité par transmission

Pour obtenir l'orientation des directions principales, on utilise l'extinction lumineuse des zones isoclines correspondant à une même orientation des directions principales de déformation, c'est-à-dire des axes principaux du tenseur de contrainte si le comportement de la plaque est rigoureusement élastique. L'autre information recherchée est donnée par les zones isochromes de même couleur correspondant à une même valeur de la contrainte tangentielle maximale.

La Figure I.3. décrit parfaitement le phénomène d'analyse par photoélasticité : la phase permet l'évaluation des isoclines, et le retard, le cisaillement maximal.

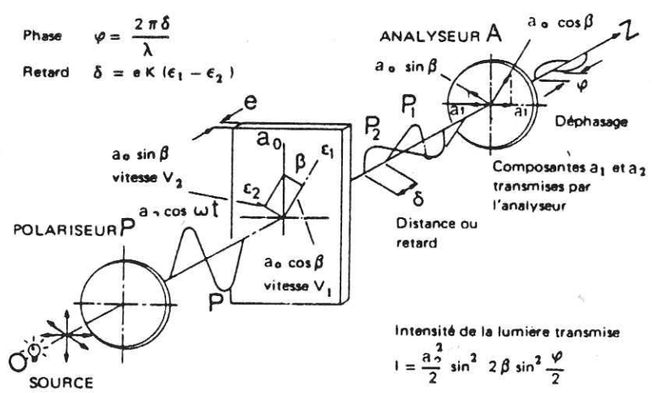


Figure I.3. Lumière plane traversant un plastique contraint

cité l'auteur !

I.1.2. RESULTATS

Nous avons étudié de manière qualitative plusieurs cas de chargement, sans procéder à un étalonnage du matériau photoélastique, nos observations se sont limitées à la détermination de l'orientation des directions principales et des zones homogènes correspondantes. En effet, nous avons, sur le modèle photoélastique, travaillé sous charge imposée, mode de sollicitation très différent de celui qui a été retenu lors des essais sur plaques de roches, le déplacement imposé ; la raison provient du fait que nous devions, pour les prises de vues, stabiliser la presse, nous contraignant ainsi à utiliser le pilotage manuel.

I.1.2.1. CHARGEMENT A EXCENTREMENT NUL (Fig. I.4.)

Nous remarquons qu'au cours du chargement, les isochromes d'abord localisés aux points d'application des charges s'étendent ensuite vers le centre, puis évoluent vers les limites latérales de la plaque. Nous observons également une symétrie par rapport au centre de la plaque des isochromes et isoclines, et enfin, une zone homogène en orientation de directions principales. Dans cette zone, les directions principales font un angle de 20° avec les axes de référence (Ox,Oy). Les contraintes les plus élevées sont situées aux points d'application de la charge et aux appuis.

I.1.2.2. CHARGEMENT A EXCENTREMENT (2CM) (Fig. I.5.)

Les prises devue ont été effectuées aux mêmes charges que dans le cas non excentré. On note une légère rotation des axes principaux cependant que, qualitativement, les isochromes et les isoclines obéissent aux mêmes remarques que pour l'excentrement nul.

I.2.3. CHARGEMENT EXCENTRE (2CM) AVEC ENTAILLES (Fig. I.6.)

L'idée d'entailler la plaque nous est venue après les nombreux essais sur roche pour lesquels la rupture n'est jamais survenue transversalement mais plutôt comme lors d'un essai de poinçonnement. La méthode photoélastique a donc permis de nous éclairer sur ce point ; en effet,

Figure I.4. Modèle photoélastique : charge - 550 kg - excentrement nul

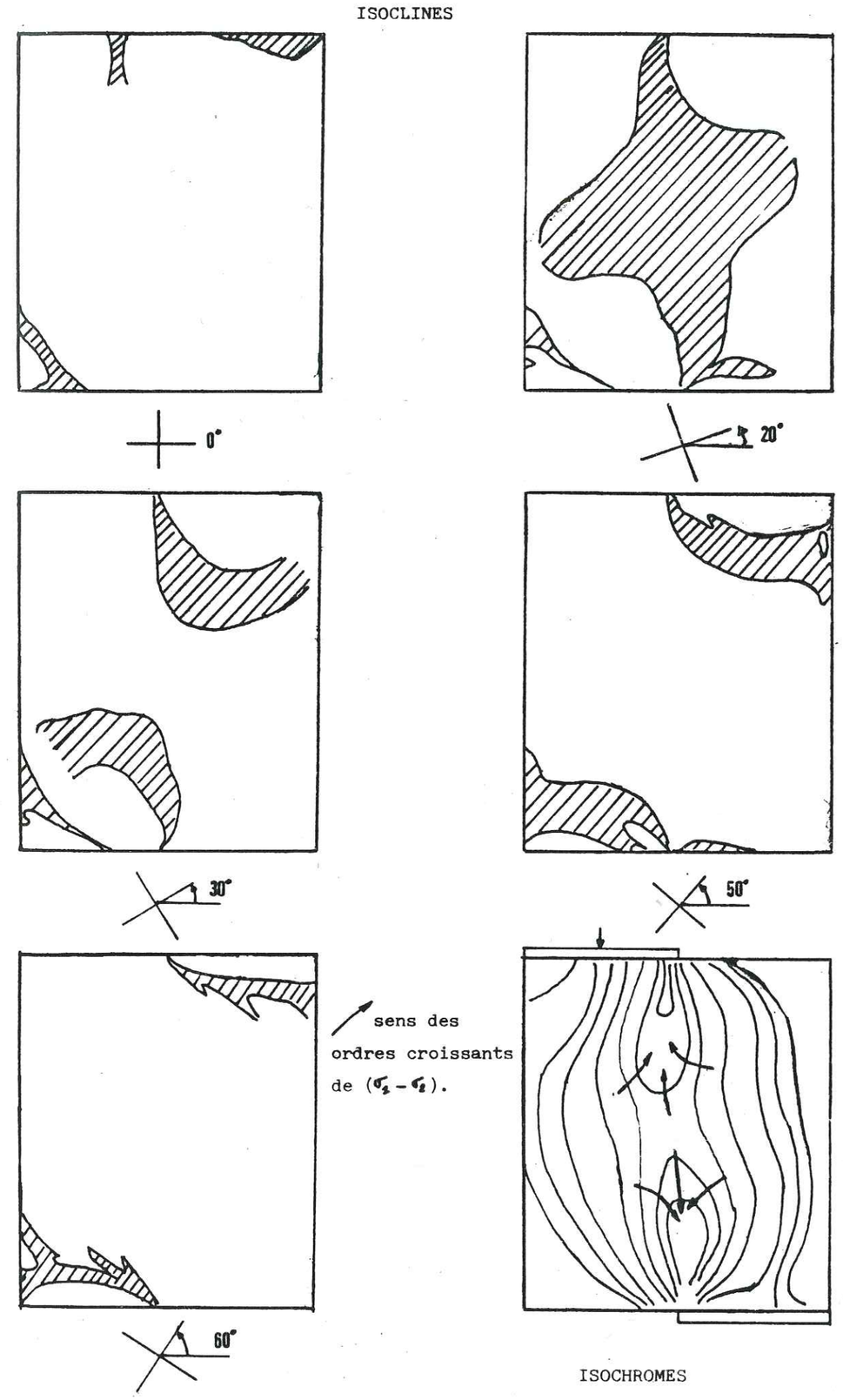
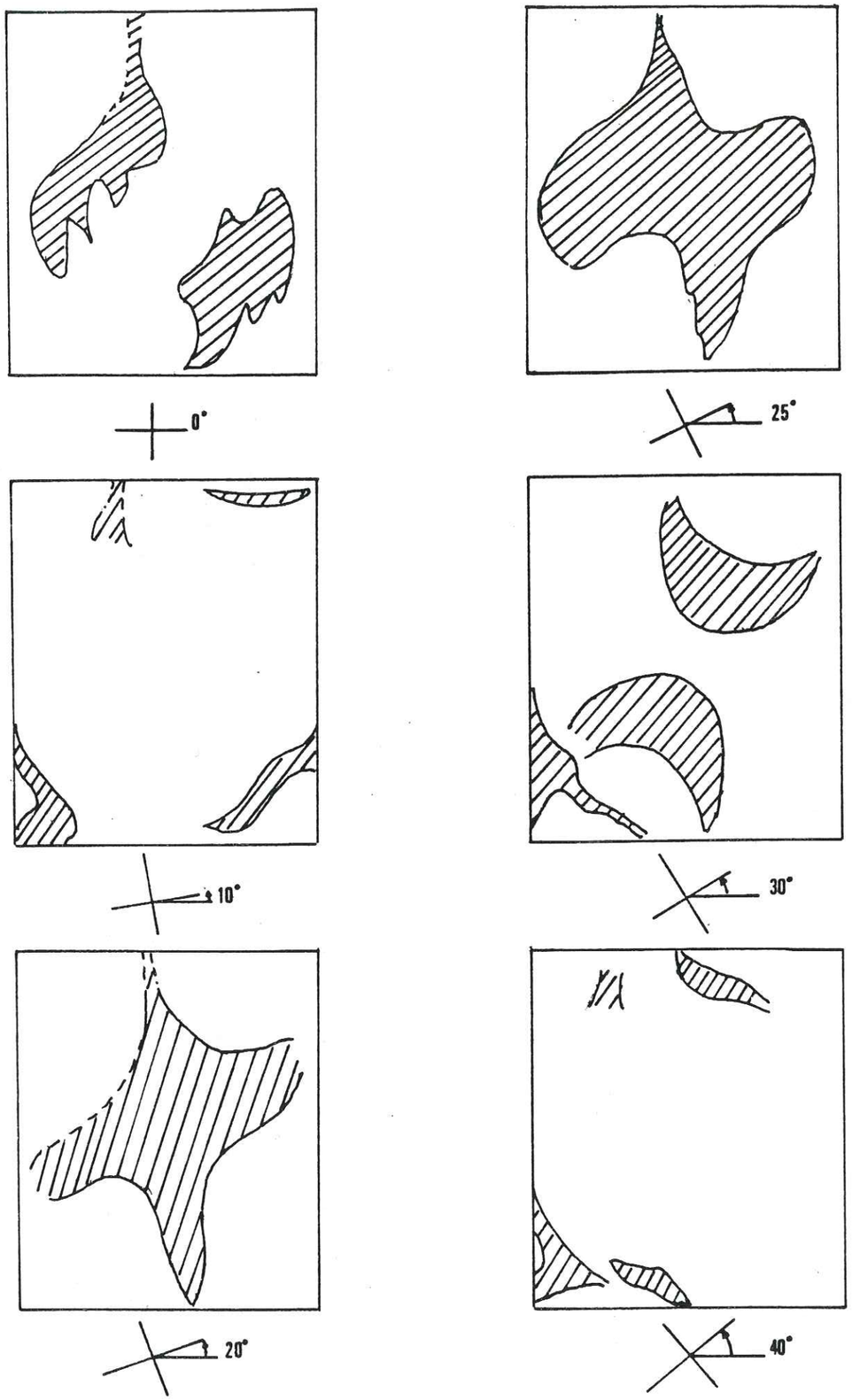
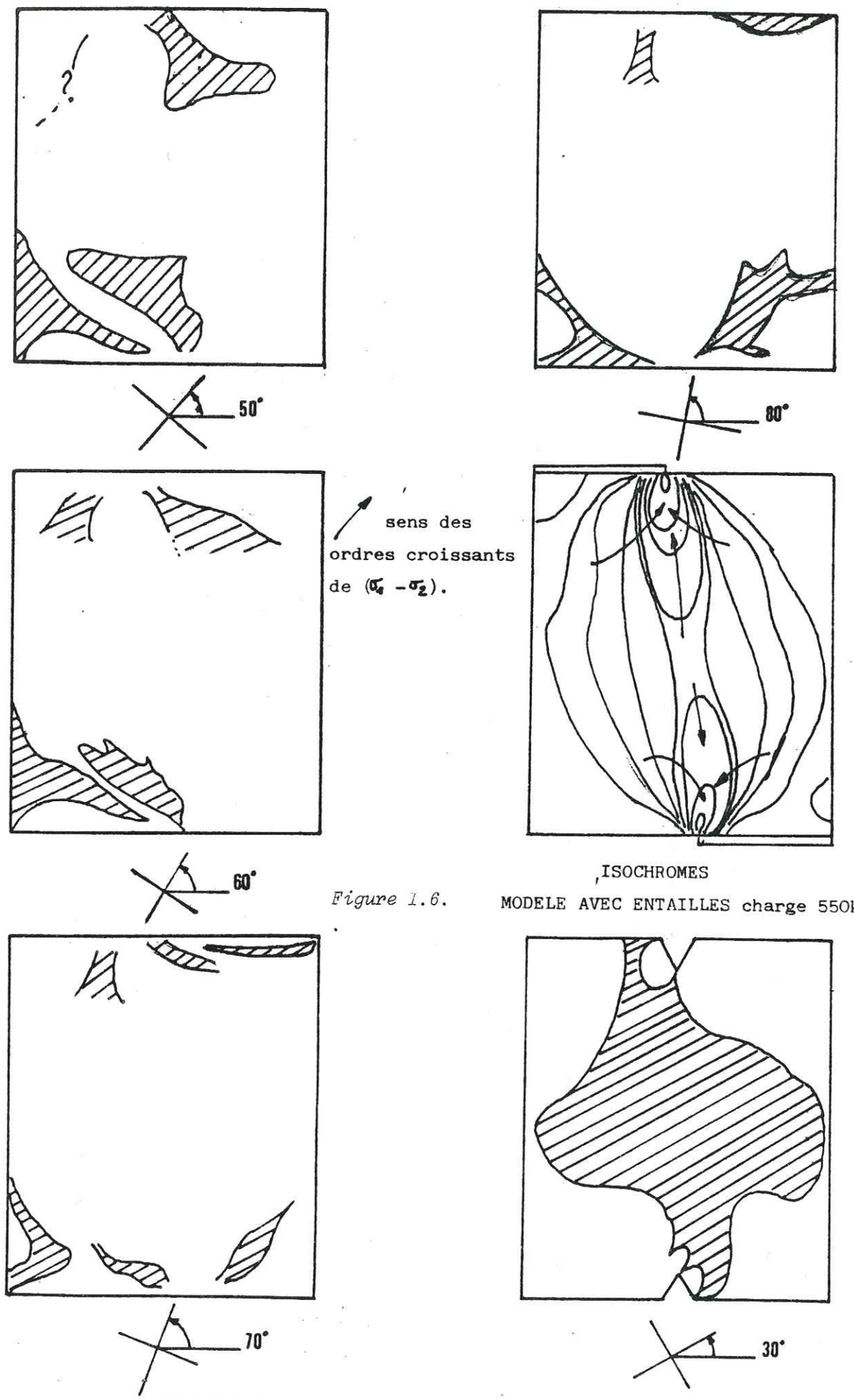


Figure I.5. Modèle photoélastique excentré (2cm) : charge 550 kg

ISOCLINES



ISOCLINES



ISOCHROMES

Figure 1.6. MODELE AVEC ENTAILLES charge 550kg.

les hétérogéneités de contrainte (singularité aux points d'appuis) constituaient un obstacle à l'amorçage d'une rupture transversale ; les entailles ont ainsi pour but de "court-circuiter" ces deux zones hétérogènes.

Ce cas est intéressant car il montre que la zone centrale à orientation de directions principales quasi-constante, est limitée par les points d'application des charges et non par la pointe des entailles où l'on observe une concentration de contraintes. Lors des essais sur roche, l'entaille n'a jamais constitué une amorce de rupture, celle-ci passant toujours par son pied ; la rupture se développe dans la zone homogène, à contrainte tangentielle maximale.

I.1.3. CONCLUSION

Même en s'en tenant aux informations d'ordre qualitatif, la photoélasticimétrie constitue un excellent moyen de visualisation des états de contrainte.

Cependant, le fait que l'araldite soit peu raide en comparaison avec l'acier du bâti contribue à homogénéiser l'état de contrainte dans la zone médiane de la plaque (Fig. III.1.). D'autre part, la résolution de la méthode (4 à 5° pour l'orientation des directions principales), bien qu'elle permette de l'observer, ne permet pas une analyse précise de la rotation des axes principaux avec l'excentrement (ici 2 cm), que l'on pourra mettre en évidence par la méthode des éléments finis pour un excentrement plus important.

I.2. METHODE DES ELEMENTS FINIS

Cette méthode nous offre une meilleure analyse que la précédente pour ce qui est de la précision et de l'intensité relative des contraintes, les conditions étant tridimensionnelles.

Afin d'établir des comparaisons avec la méthode photoélastique, deux cas de chargement ont été retenus :

. Cas I : sans excentrement,

. Cas II : avec excentrement de 5 cm.

Les caractéristiques mécaniques introduites dans le programme sont celles du Granite de Sidobre, c'est-à-dire :

$$E = 67.6 \times 10^9 \text{ Pa} \quad \text{et} \quad \upsilon = 0.21$$

Pour des raisons de commodités de maillage, aucune simulation avec entailles n'a été effectuée. Le maillage comporte 64 éléments parallélépipèdiques identiques.

La simulation a été conduite à déplacement imposé de 1 mm pour une géométrie de plaque réelle ; c'est cette condition qui est imposée lors de nos essais.

Les contraintes, les déformations et l'orientation des axes principaux de contrainte et de déformation sont calculés au centre de gravité de chaque élément avec l'hypothèse d'élasticité linéaire parfaite en petites déformations et rotations.

Les déplacements sont calculés aux noeuds de maillage.

Les programmes de calcul en éléments finis et de tracé des courbes d'isovaleurs élaborés par Monsieur El Aoufi (2) ont permis une étude précise de l'état de contrainte.

Le maillage, le chargement et les propriétés de l'état de contrainte pour les cas excentrés et non excentrés sont décrits à la Figure I.7.

I.2.1 RESULTATS

Ils comprennent des courbes d'isovaleurs pour δx, δy, δxy, l'orientation des directions principales, ainsi que les cartes de déplacements, d'axes et de valeurs principaux de contrainte et de déformation, ainsi que d'autres diagrammes donnant des indications sur la direction transversale z.

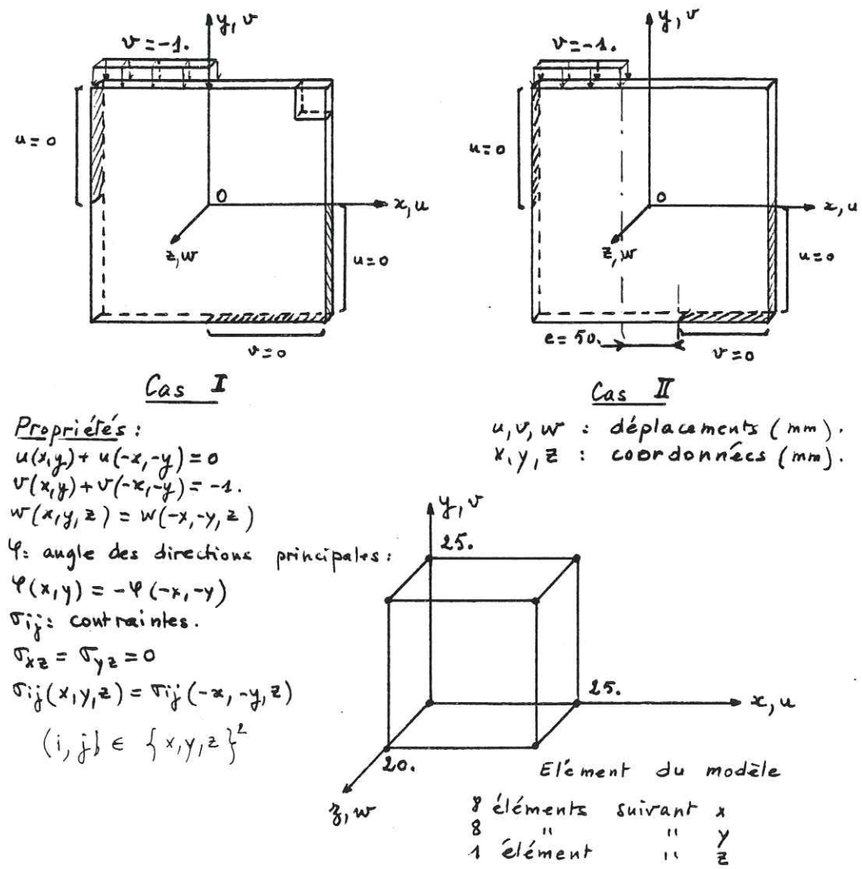


Figure I.7. Chargement et maillage du modèle numérique

I.2.2. COMMENTAIRES

I.2.2.1. ETAT DE CONTRAINTE

Dans les deux cas de chargement, nous remarquons une homogénéité de l'orientation des axes principaux et des valeurs principales dans la zone centrale de l'échantillon (zone joignant les points d'application des charges) dont l'étendue est plus importante dans le cas excentré.

On peut noter l'importance des conditions aux frontières par la perturbation de l'état de contrainte en orientation des axes principaux et en valeurs principales aux limites d'application des charges là où le déviateur a sa valeur la plus élevée. On comprend donc la difficulté de maîtriser l'essai, c'est-à-dire amorcer une rupture suivant une ligne donnée, expliquant, pour la plupart des premiers essais, qu'ils se soient transformés en essais de poinçonnement.

Une autre observation importante concerne, dans les deux cas, δxy : l'homogénéité, dans la zone centrale de la plaque, mais la forme de cette zone est irrégulière et inclinée par rapport à l'axe de chargement dans le cas non excentré, ne permettant pas une rupture compatible avec le mécanisme de ruine envisagé. D'autre part, le gradient de contrainte est plus faible dans le cas excentré que dans le cas non excentré dans cette même zone.

Ces considérations ont donc conduit à retenir le cas excentré: l'orientation des directions principales avec l'axe x varie de 30 à 35°, les contraintes au point d'application des charges sont moins élevées, la zone homogène est régulière et permet une rupture compatible avec le mécanisme de ruine envisagé.

Notons que les cartes d'iso xy ressemblent fortement à celles des isochromes pour lesquelles il s'agit de xy maximal.

I.2.2.2. DIRECTION Z

Cette direction est principale. L'épaisseur de la plaque

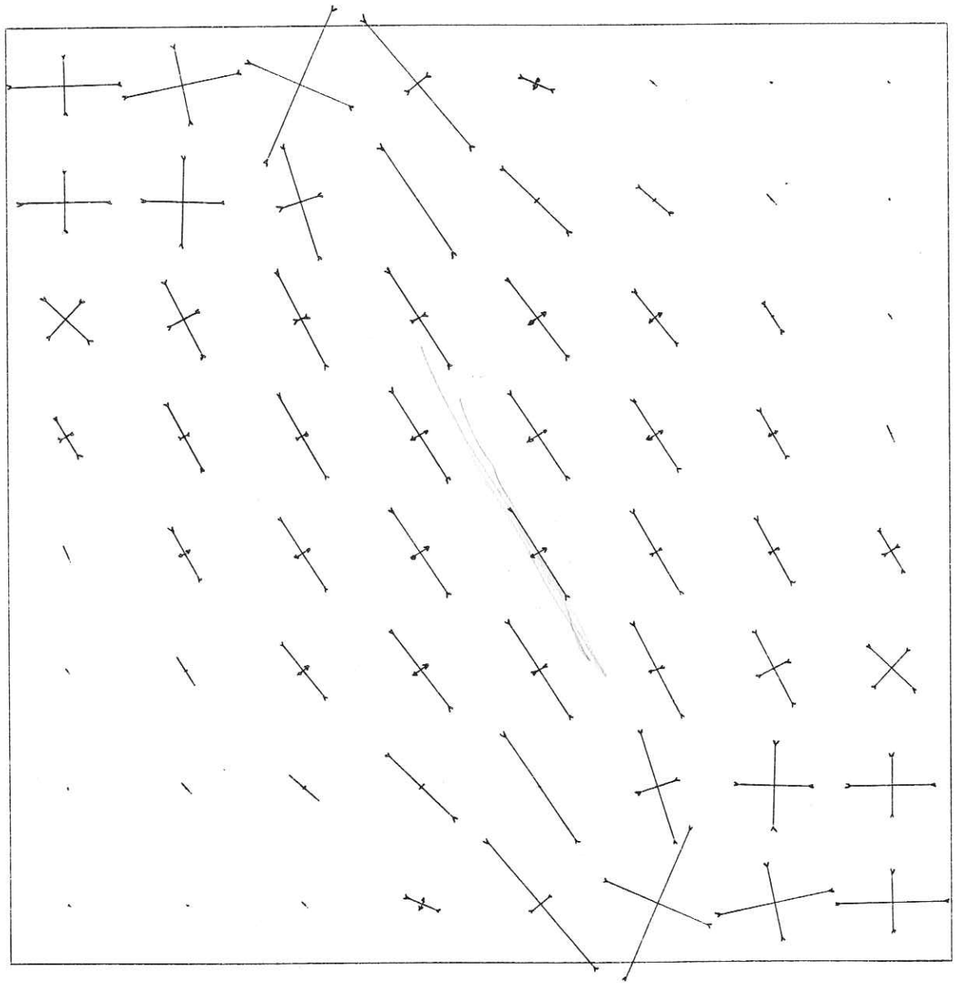


Figure I.8. Axes principaux de contrainte et contraintes principales (100 mPa / cm) pour un chargement excentré de 5 cm.

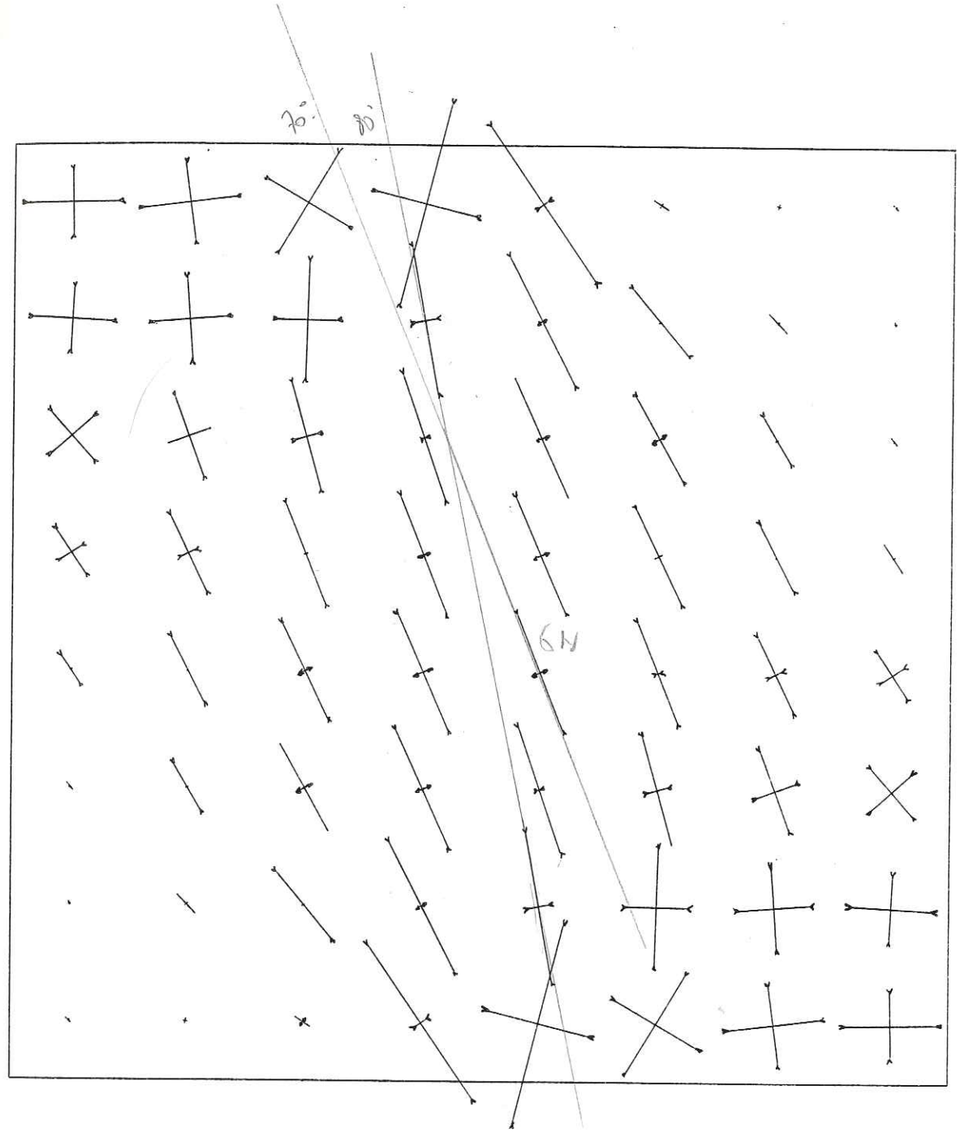


Figure I.9. Axes principaux de contrainte et contraintes principales (100 mPa / cm) pour le chargement non excentré.

compression *traction*

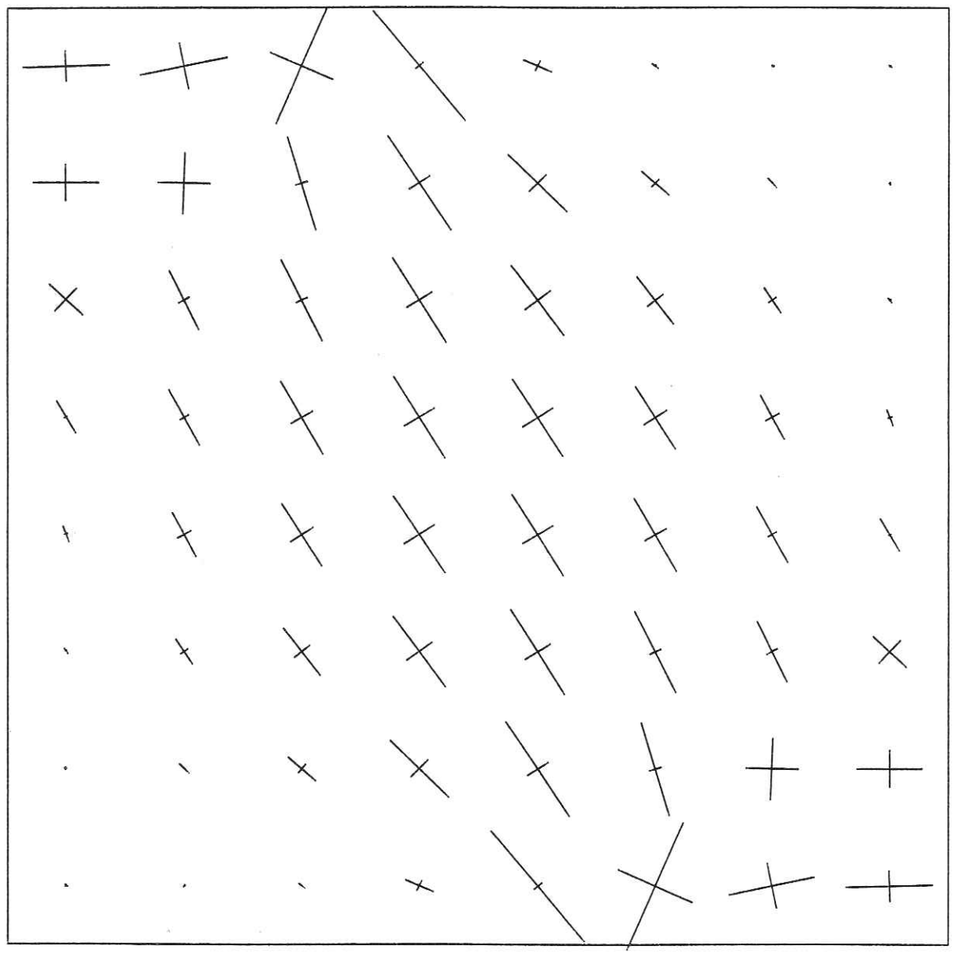


Figure I.10. Carte de déformations principales (2 . 10^{-3} / cm) Chargement excentré 5 cm se reporter à la carte des contraintes pour la nature de ces déformations dilatation pour une traction, contraction pour une compression.

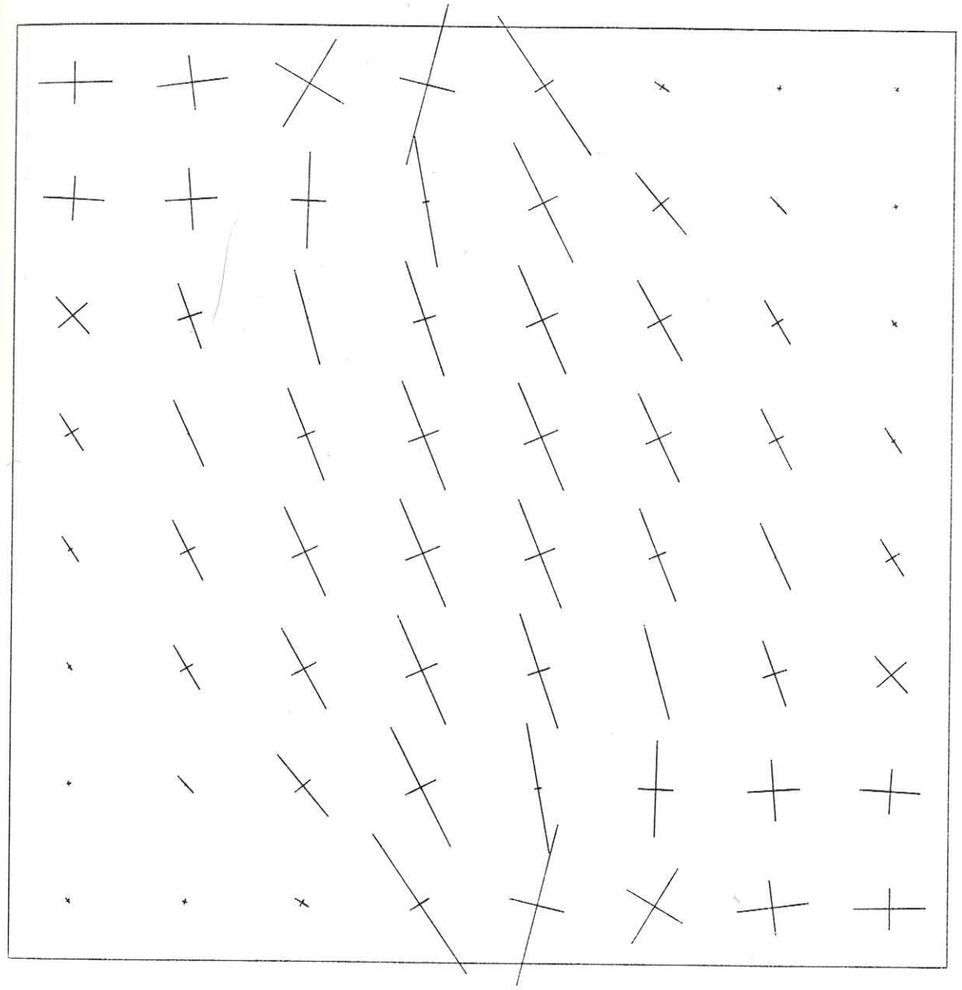


Figure I.11. Carte des déformations principales (2.10^{-3} / cm) Chargement non excentré. Pour la nature des déformations, se reporter à la carte des contraintes : dilatation pour une traction, contraction pour une compression.

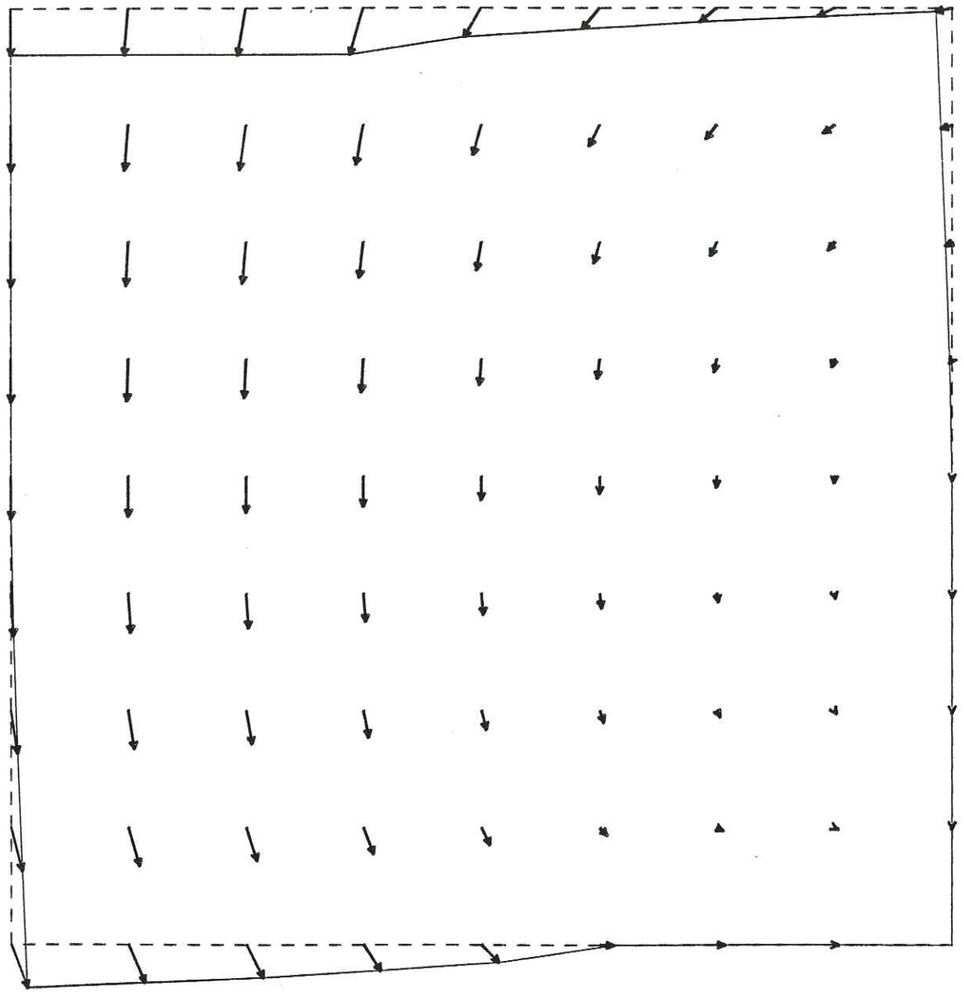


Figure I.12 Champ de déplacement (x 0.1) pour le chargement excentré (5 cm).
(Echelle : 1 : 1.25)

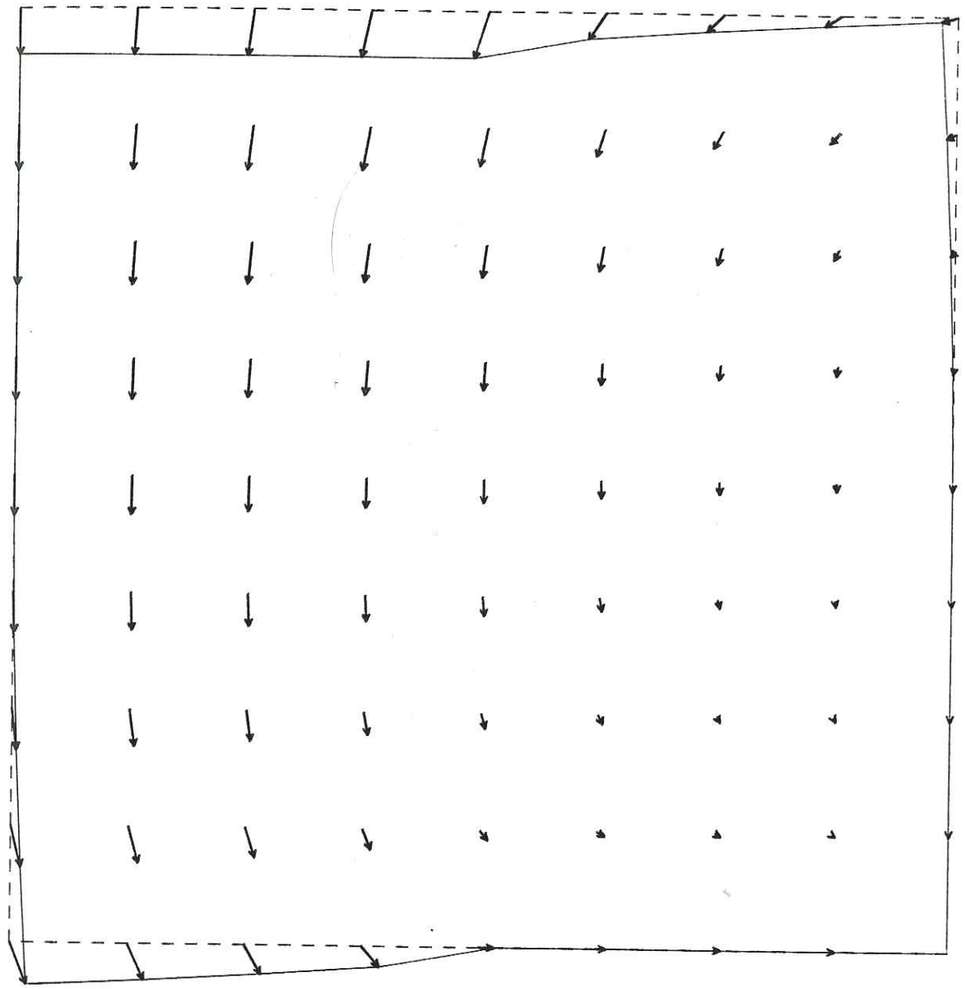


Figure I.13. Champ de déplacement(x0.1) pour le chargement non excentré.
(Echelle : 1 : 1.25)

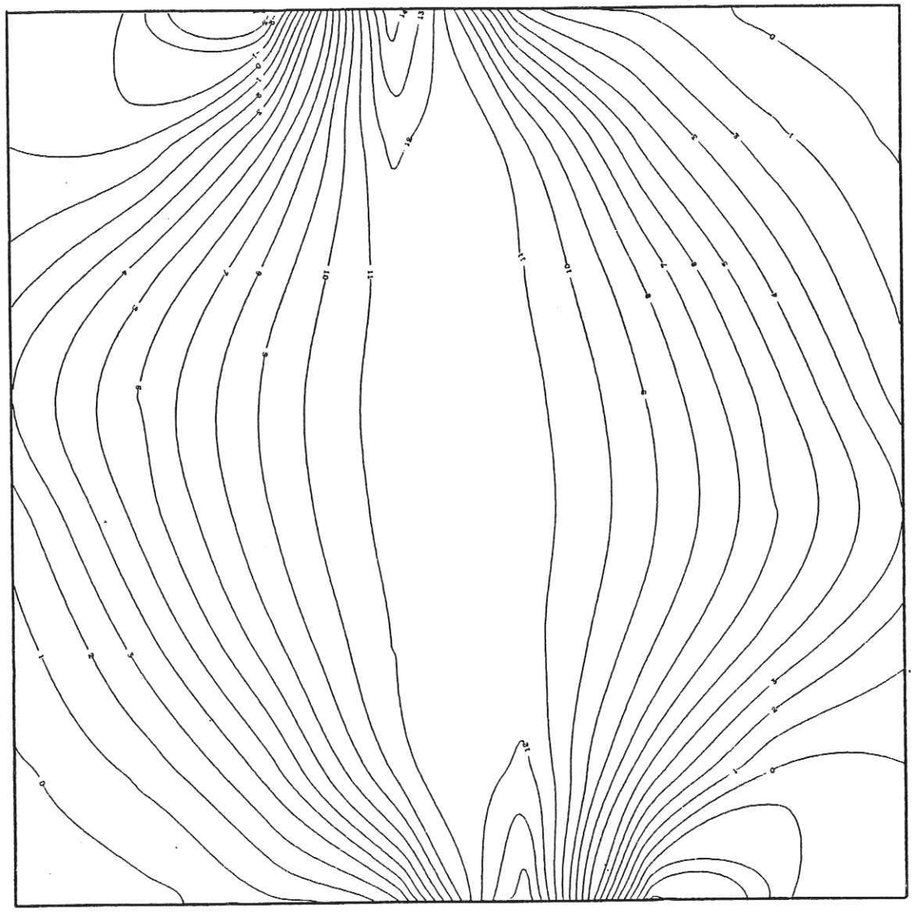
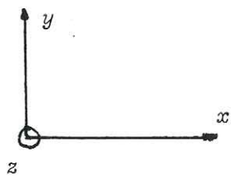


Figure I.14. Chargement excentré.
Courbe d'isocontrainte σ_{xy} (×10 mPa)



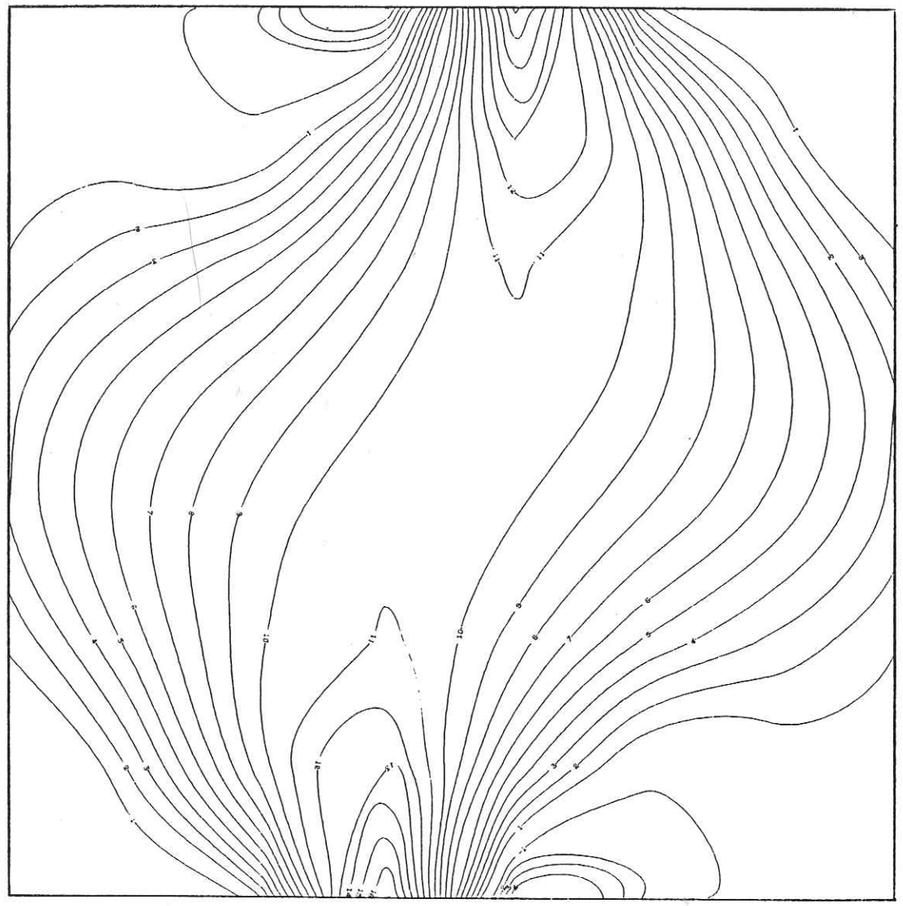


Figure I.15 Chargement non excentré.
Courbes d'isocontraintes σ_{xy} (×10 mPa)

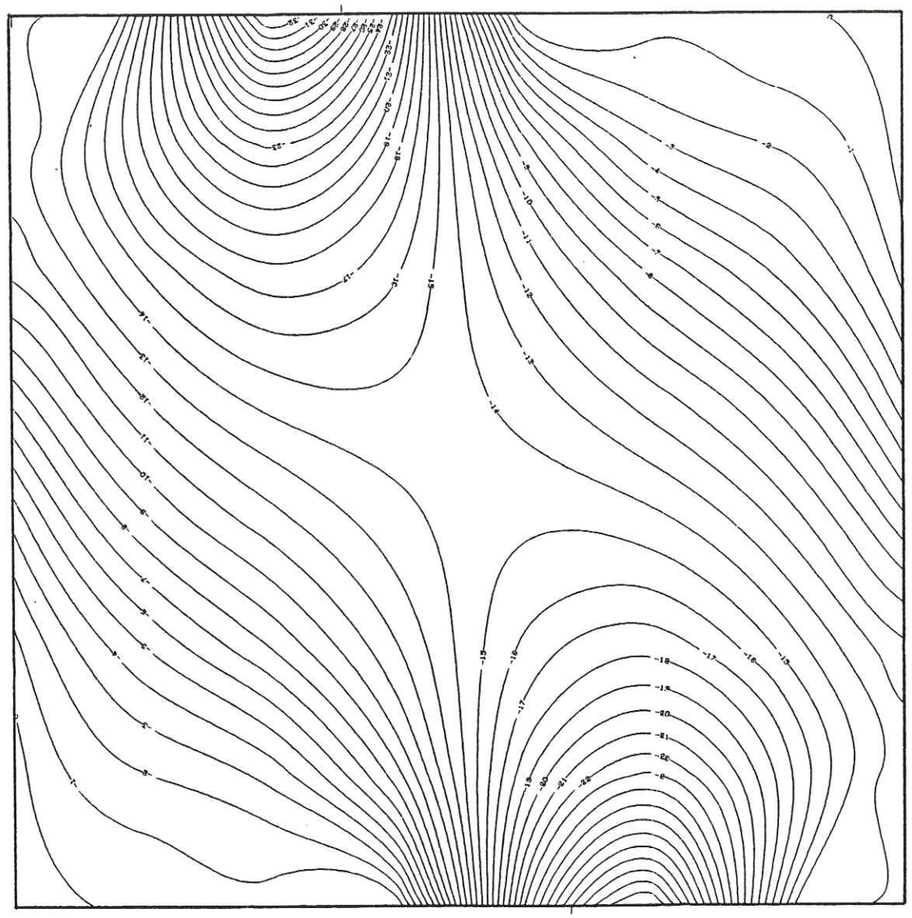


Figure I.16. Chargement excentré 5 cm.
Courbes d'isocontraintes σ_y (x10 mPa)

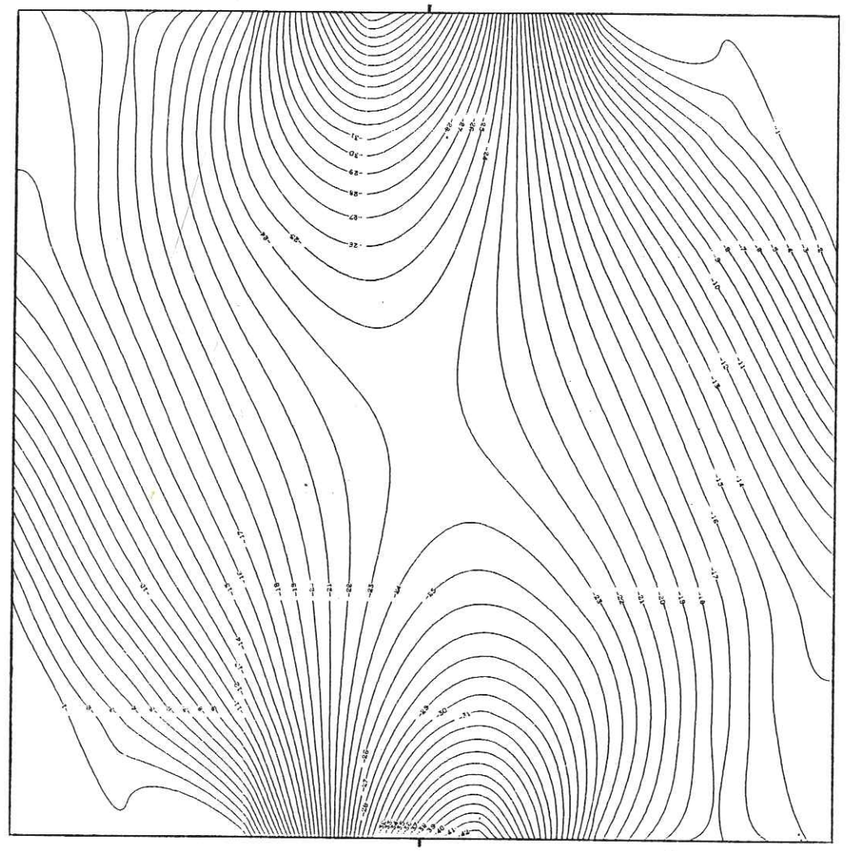


Figure I.17. Chargement non excentré
Courbes d'isocontraintes σ_y (x10 mPa)

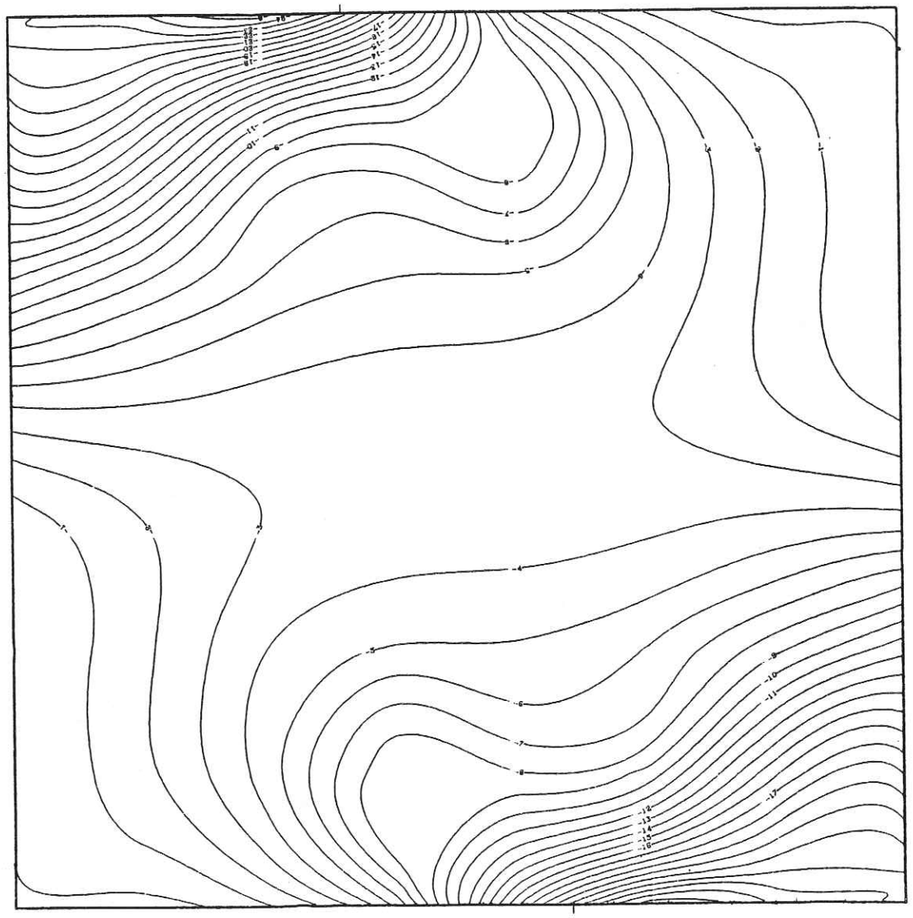


Figure I.18. Chargement excentré 5 cm.
Courbes d'isocontraintes σx (x10 mPa)

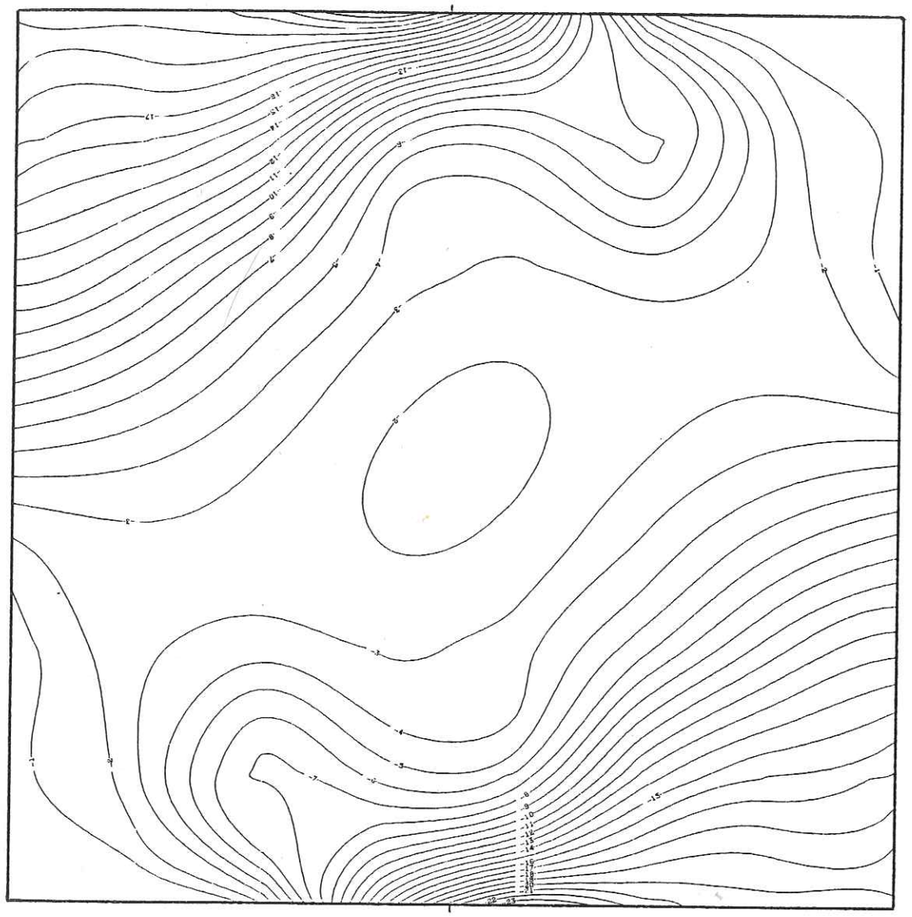


Figure I.19. Chargement non excentré.
Courbes d'isocontraintes σx (x 10 mPa)

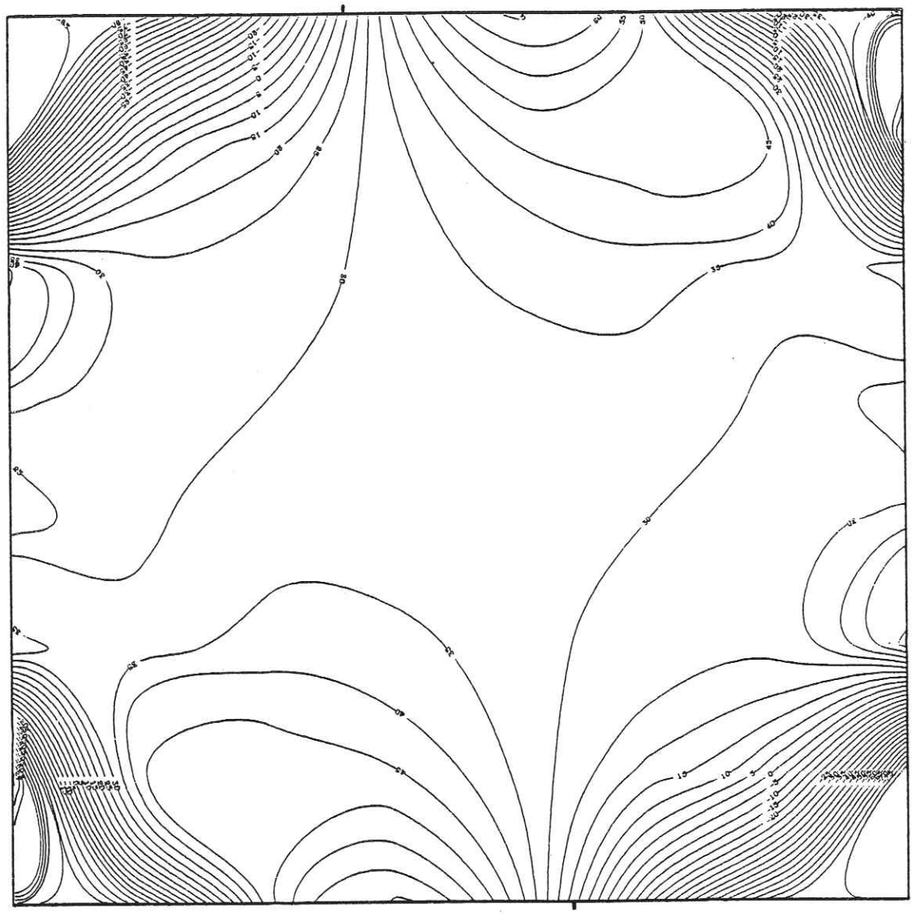


Figure I.20. Chargement excentré (5 cm). Courbes d'iso-orientation des directions principales en degrés.

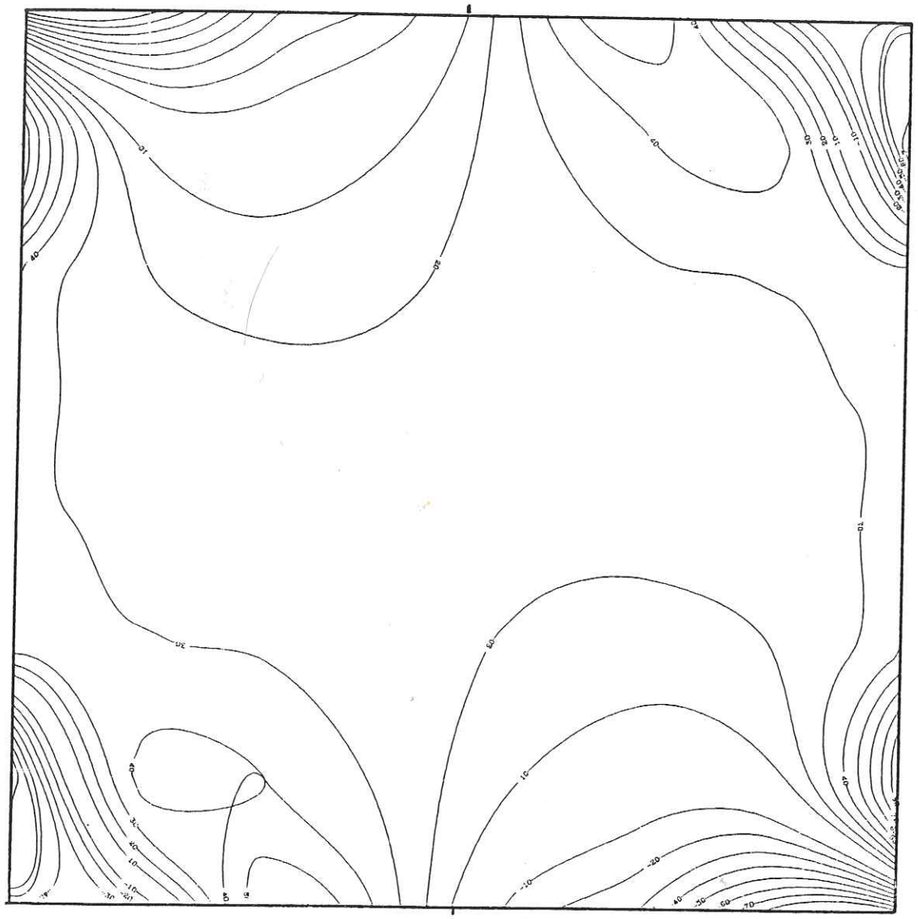
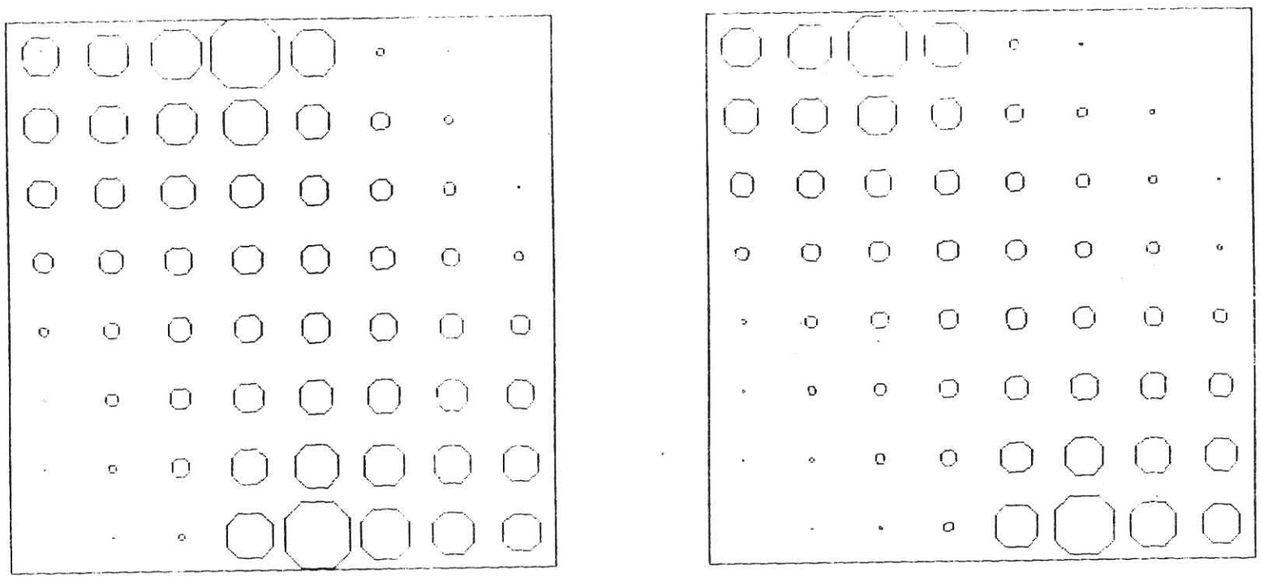
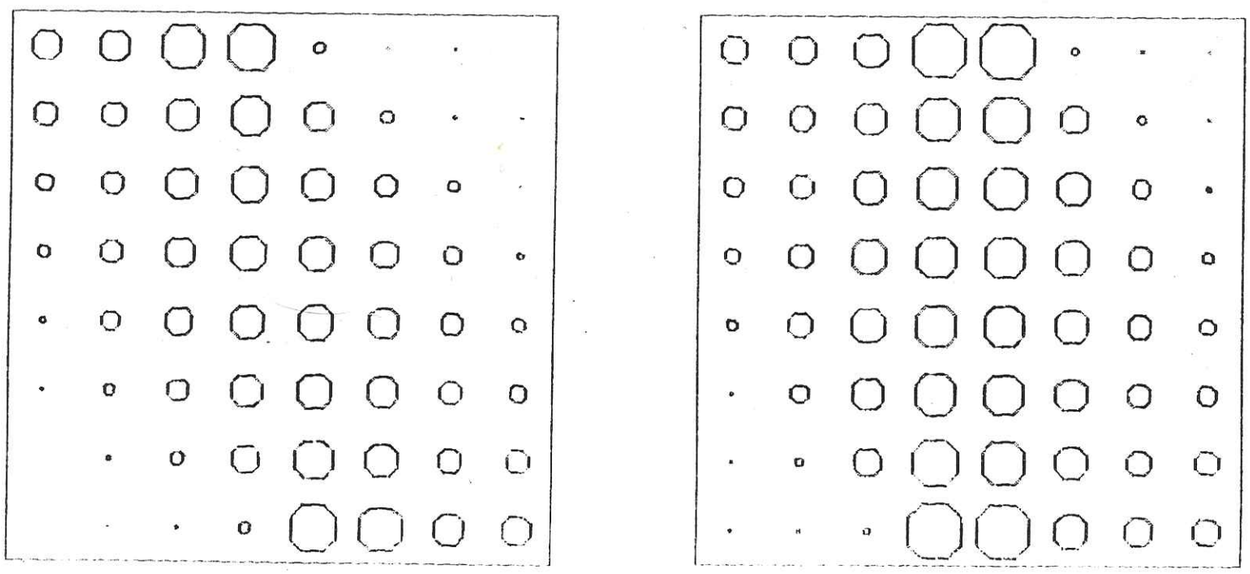


Figure I.21. Chargement non excentré. Courbes d'iso-orientation des directions principales en degrés.



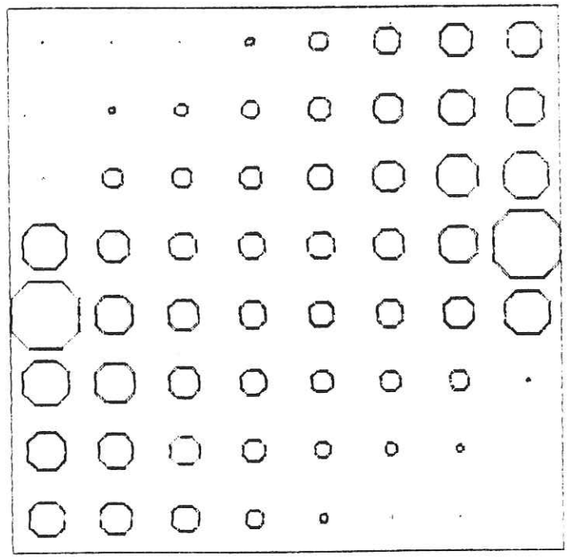
Cas non excentré *Cas excentré*

Figure I.22. Carte des déformations ε_{zz} de dilatation
taille des symboles ✱ 1670.10^{-6})

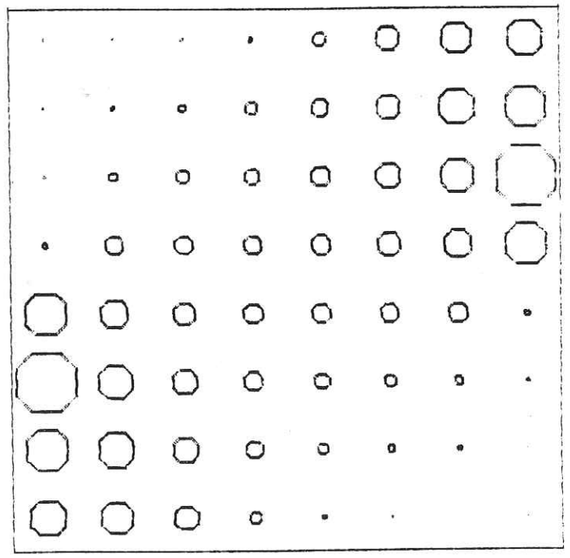


Cas non excentré *Cas excentré*

Figure I.23. Carte des valeurs du déviateur de contrainte
dans chaque élément (taille des symboles ✱ 320 mPa).



Cas non excentré



Cas excentré

Figure I.24. Carte des pressions moyennes (compression) dans chaque élément (taille des symboles ✱ 320 mPa).

ne nous permet pas d'assimiler rigoureusement le champs de contrainte à un champs de contrainte plane.

Dans la zone homogène de cisaillement σxy, σzz est une traction peu élevée et intermédiaire aux contraintes principales. D'un point de vue déformation, l'épaisseur de la plaque augmente partout au droit des charges ("gonflement" de la plaque) tandis qu'elle est invariante aux extrémités libres (Fig. I.2.2.). Parallèlement, on observe une contraction volumique dans la zone homogène évoluant vers un état neutre aux extrémités libres (Fig. I.2.4.).

I.2.3. CONCLUSION

La simulation numérique met en évidence les différents cas possibles de chargement, notamment l'impossibilité d'une rupture compatible avec le mécanisme de ruine envisagé dans le cas non excentré, celle-ci s'avérant possible dès lors qu'il existe un excentrement homogénéisant σxy dans la zone de rupture voulue, et l'état de traction suivant l'axe z.

Remarquons enfin, que la méthode des éléments finis s'accorde bien, en la complétant avec la photoélasticimétrie.

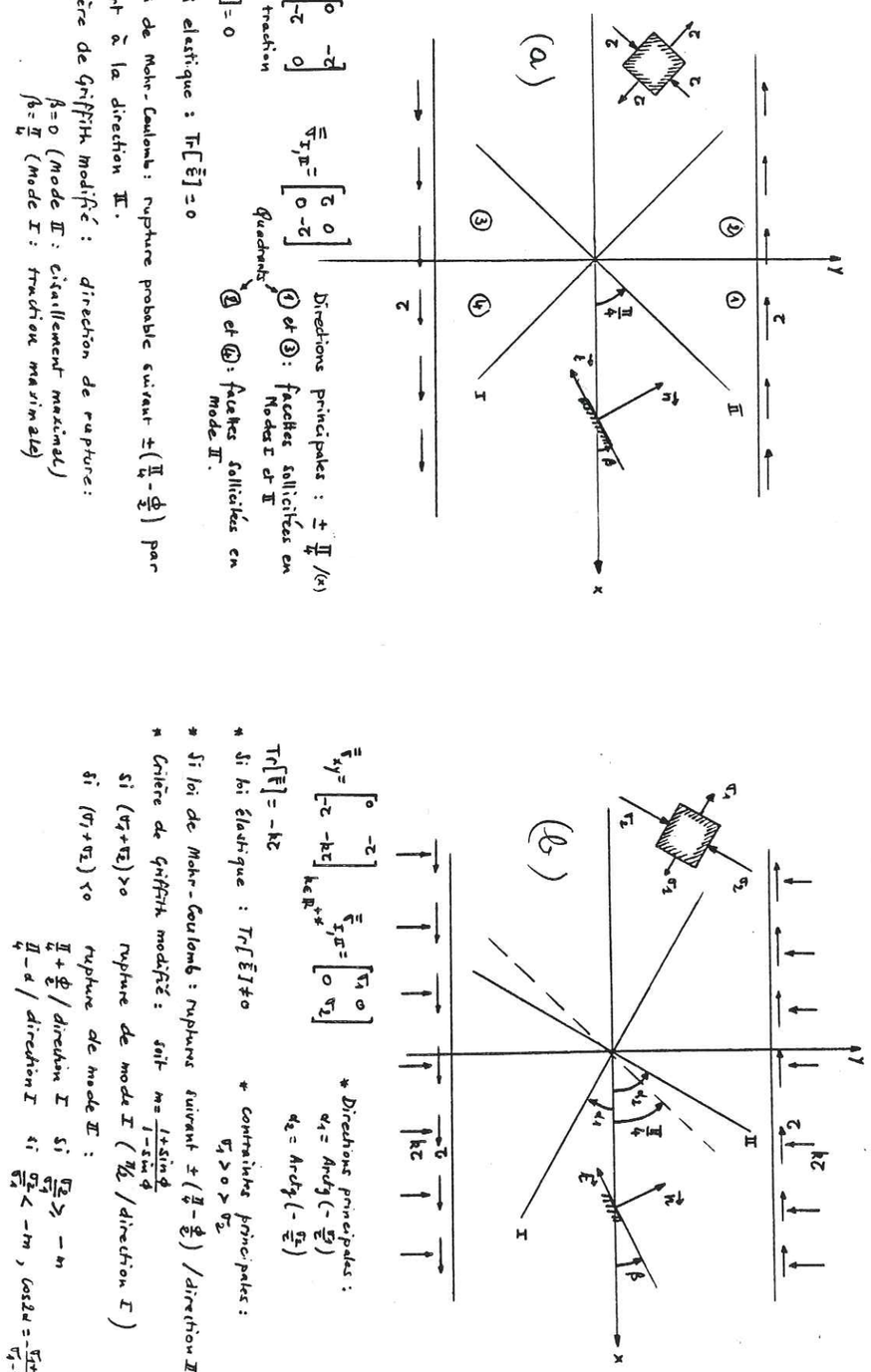


Figure II.1. Milieu continu soumis à un cisaillement pur (a), simple (b).

II. ASPECT MECANIQUE DE L'ESSAI

Au chapître I, l'étude a porté sur l'état de contrainte. La rupture expérimentale des plaques montre qu'elle ne se produit jamais suivant le plan y oz (cf. repère Fig. I.1.) mais plutôt suivant un plan oblique ; de plus, ceci semble dépendre des caractéristiques du matériau. Nous allons aborder ce problème pour un milieu continu et pour un milieu microfissuré pour un même état de cisaillement aux frontières, et comparer les résultats théoriques issus des critères aux résultats expérimentaux.

II.1. LE CISAILLEMENT

Lors des essais, la rupture passe par une zone homogène en cisaillement (chapître I), pour laquelle nous pouvons ainsi supposer la continuité; nous abordons ainsi de manière analytique, le problème du cisaillement qui est décrit et résumé à la Figure II.1.

II.2. LES CRITERES DE RUPTURE

Parmi les critères dérivant de la théorie de Mohr, celui qui semble le mieux s'appliquer aux roches est celui proposant une courbe intrinsèque parabolique.

Par des considérations de cercle de Mohr, les angles probables de rupture sont $\pm \left(\frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2} \right)$ par rapport à la direction de la contrainte principale mineure (ici la compression), ϕ étant l'angle de frottement interne du matériau.

Le critère semble justifier, tout au moins pour les granites (Lanhélin, Sidobre) et la Protogine, la rupture constatée suivant une direction moyenne de 101° par rapport à l'axe x, l'angle théorique prévu étant de 98,5° pour un excentrement de 4 cm. Le critère ne prend pas en compte la discontinuité de la matière et les hétérogénéités de constitution ; il n'est pas toujours vérifié par l'expérience : c'est le cas du Calcaire de Vilette pour lequel la rupture a été obtenue avec un excentrement nul.

Heureusement se développe actuellement une branche de la mécanique, la mécanique de la rupture, prenant en compte les défauts préexistants, surtout quand ceux-ci ne sont pas de dimensions négligeables devant celles de l'échantillon : c'est l'objet du chapître II.3 dans lequel sera développé le critère d'extension maximale.

II.3. MECANIQUE DE LA RUPTURE : RAPPELS (3)

Historiquement, c'est Griffith qui émit, le premier, l'hypothèse de consommation d'énergie lors de la propagation d'une fissure, cette énergie étant appelée "énergie de surface ou de séparation" ; la quantité d'énergie nécessaire à la production d'une unité de surface nouvelle serait une caractéristique intrinsèque du matériau.

II.3.1. DEFINITION DE LA RUPTURE

C'est la séparation, d'un point de vue local, de la matière continue en deux parties ; on distingue trois modes de rupture (Fig. II.2.).

- Mode I : ouverture (seul cas considéré par Griffith),
- Mode II : glissement dans le plan de la fissure,
- Mode III : glissement dans une direction perpendiculaire au plan de fissure.

Les modes les plus probables en mécanique des roches (à l'échelle du terrain) et en géophysique sont II et III ; le mode I est courant dans les matériaux en surface mais pas en profondeur à cause, notamment, de la contrainte hydrostatique.

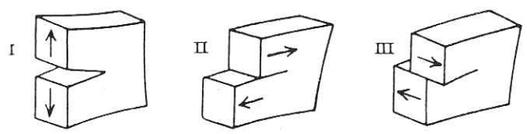


Figure II.2. Mode de rupture : I ouverture, II et III glissement.

II.3.2. FACTEURS D'INTENSITE DE CONTRAINTE

Le facteur d'intensité de contrainte est un terme rassemblant à la fois paramètre de chargement et géométrie, dans le cas particulier de la Figure II.3., son expression est :

mode I : $K_I = \sigma \sqrt{\pi a}$

mode II : $K_{II} = \tau \sqrt{\pi a}$

mode III : $K_{III} = \tau' \sqrt{\pi a}$

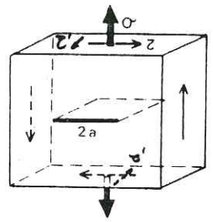


Figure II.3. Chargement uniforme à l'infini.

Les termes K_I, K_{II}, K_{III}, mesurent l'intensité de la singularité des contraintes ; ils sont proportionnels à la discontinuité de déplacement donnée par l'expression :

$$(u1) = \frac{K_{II}}{\mu} (k+1) \sqrt{\frac{r}{2\pi}} \qquad k = 3 - 4\upsilon \qquad \text{en déformation plane}$$

$$(u2) = \frac{K_I}{\mu} (k+1) \sqrt{\frac{r}{2\pi}} \qquad k = \frac{3-\nu}{1+\nu}$$

$$(u3) = \frac{4}{\mu} \cdot K_{III} \sqrt{\frac{r}{2\pi}} \qquad \text{en contrainte plane}$$

en prenant comme repère celui de la Figure II.4.

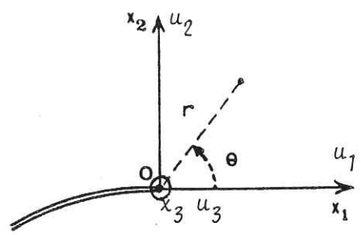


Figure II.4 Fissure plane et son repère.

Le développement du champ de contrainte au voisinage du fond de fissure s'écrit en fonction du facteur d'intensité de contrainte, de la direction et de la distance r au fond de fissure ; pour chacun des trois modes, nous avons dans le cas d'une fissure plane et au-delà d'une distance ro (4) :

Mode I :

$$\sigma_{11} = \frac{K_I}{\sqrt{2\pi r}} \cos\frac{\theta}{2} \left(1 - \sin\frac{\theta}{2} \sin\frac{3\theta}{2} \right)$$

$$\sigma_{22} = \frac{K_I}{\sqrt{2\pi r}} \cos\frac{\theta}{2} \left(1 + \sin\frac{\theta}{2} \sin\frac{3\theta}{2} \right)$$

$$\sigma_{12} = \frac{K_I}{\sqrt{2\pi r}} \cos\frac{\theta}{2} \sin\frac{\theta}{2} \cos\frac{3\theta}{2}$$

Mode II :

$$\sigma_{11} = -\frac{K_{II}}{2\,r} \sin\frac{\theta}{2} \left(2 + \cos\frac{\theta}{2} \cos\frac{3\theta}{2} \right)$$

$$\sigma_{22} = \frac{K_{II}}{\sqrt{2\pi r}} \sin\frac{\theta}{2} \cos\frac{\theta}{2} \cos\frac{3\theta}{2}$$

$$\sigma_{12} = \frac{K_{II}}{2\,r} \cos\frac{\theta}{2} \left(1 - \sin\frac{\theta}{2} \sin\frac{3\theta}{2} \right)$$

Mode III :

$$\sigma_{13} = -\frac{K_{III}}{\sqrt{2\pi r}} \sin\frac{\theta}{2}$$

$$\sigma_{23} = \frac{K_{III}}{\sqrt{2\pi r}} \cos\frac{\theta}{2}$$

Lors du couplage des trois modes, les expressions respectives s'ajoutent ; notons que les contraintes ne dépendent pas du problème plan envisagé (contrainte plane ou déformation plane) duquel dépend par contre le champ de déplacement suivant les directions x1 et x2.

II.3.3. CRITERE DE RUPTURE

La plupart des théories de la rupture fragile conduisent à la notion de seuil critique pour le facteur d'intensité : il est de la forme : K_o : K_c d'une manière plus générale, on peut l'exprimer à l'aide de la relation $f(K_I, K_{II}, K_{III}) = 0$ en cas de couplage des trois modes (théorie de Mandel) qui signifie donc, pour la même fissure, des valeurs critiques atteintes par les champs de contrainte.

II.3.4. DIRECTION DE PROPAGATION

L'hypothèse la plus répandue est celle de la propagation dans une direction perpendiculaire à la direction de traction ou d'extension maximale.

Si nous exprimons les champs de contrainte en coordonnées polaires ($\sigma_{\theta\theta}$, $\sigma_{\theta r}$ - Figure II.4.), l'extension maximale s'exprime par $\sigma_{\theta\theta,\theta} = 0$ pour la direction de propagation $\theta = \theta_o$.

C'est ainsi que l'on remarque qu'en mode I, vaut 0° alors qu'en mode II, vaut + 70,5° confirmant les observations sur les bifurcations de fissure.

II.3.5. THEORIE DE GRIFFITH

Soit une fissure donnée dans un milieu élastique produisant une nouvelle surface dès lors de sa propagation ; le bilan énergétique variationnel s'exprime, en première approximation, c'est-à-dire en négligeant l'aspect chaleur et rayonnement, par (3) :

$$dW_{elas} = dW_{ext} + dW_s + dW_{cin} = 0$$

où dW_{elas} est la variation élastique, dW_{ext} est la variation potentiel des forces extérieures, dW_s, l'énergie de surface dissipée et dW_{cin} la variation d'énergie.cinétique.

La fissure se propagera si $dW_{cin} \geqslant 0$ soit :

$$-\frac{\partial}{\partial s}(W_{elas} + W_{ext}) \geqslant 2\gamma$$

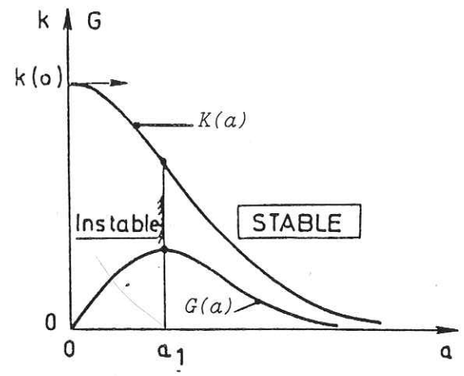
La quantité de gauche est appelée taux de restitution d'énergie et est habituellement désigné par G.

Si $G = 2\gamma$ est vérifié à tout instant de la propagation, la rupture est dite contrôlée et la rupture stable.
Si $G > 2\gamma$ la propagation est alors instable.

G est indépendant du mode de sollicitation (charge ou déplacement imposé) mais sa variation lors de la progression de la fissure en est dépendante. C'est ce que met en évidence Huet (5) lors d'une étude de la rupture contrôlée, celle-ci n'apparaissant possible qu'à déplacement imposé, condition donc nécessaire.

La condition suffisante de stabilité est donnée par la variation de la raideur de l'éprouvette en fonction de la taille de la fissure : c'est ainsi que la Figure II.5. indique la stabilité à partir d'une taille minimale.

Cette dernière remarque concerne une caractéristique essentielle du comportement : si les microdéfauts d'un matériau ont une taille suffisante, la rupture de l'échantillon peut être stable à déplacement imposé ; ceci est à rapprocher des observations faites lors de nos essais :



G : taux de restitution d'énergie.

K : raideur de l'éprouvette.

a : dimension de l'entaille.

Figure II.5. Variation du taux de restitution G pour le cas d'une raideur définie ci-dessus.

la Protogine du Mont Blanc contenant des défauts de plus grande dimension que ceux des autres granites se rompait de manière relativement stable.

Les résultats rapportés par Bluhm (6) confirment l'importance de la condition nécessaire imposée à la Figure II.6.

Une autre interprétation des conditions de sollicitation est donnée par Bui (3) à l'aide de la courbe d'équilibre due à Berry (7) ; nous voyons par exemple Fig. II.7. que, quelque soit le niveau de charge, le mode de charge imposée conduit à une instabilité dès que le point d'amorçage est atteint ; par contre, à déplacement imposé, deux possibilités sont envisageables : si nous sommes au point A, nous avons stabilité et arrêt ou rupture contrôlée ; Si nous sommes en A', alors la rupture est nécessairement instable au début (étant donné la forme de Σ), puis peut devenir soit stable en consommant l'énergie cinétique acquise par production d'une nouvelle surface, rejoindre (Σ) ou s'arrêter, ou bien rester instable par l'excès d'énergie cinétique de la propagation. Remarquons que cette interprétation a été faite à partir d'une courbe d'équilibre (Σ) de forme donnée. En effet, si nous prenons le cas de la compression simple, deux courbes d'équilibre sont à envisager suivant que la rupture est brutale (II) ou contrôlée (I) d'après (8) Figure III.8 ; un travail expérimental (9) montre que le comportement d'une roche du type II devient du type I si les défauts ont une taille minimale,

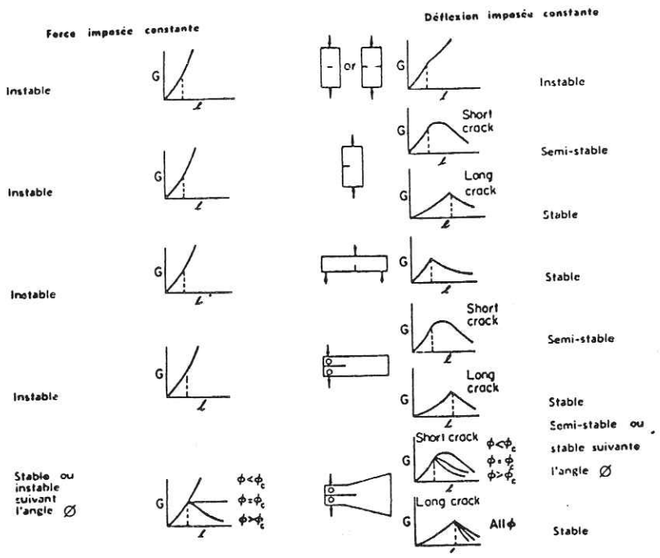


Figure II.6. Taux de restitution d'énergie G en fonction de la longueur de fissure pour diverses configurations simples (d'après (6)). Semi-stable est pris au sens de propagation instable avec arrêt avant rupture complète.

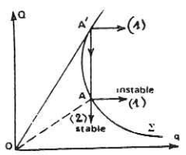


Figure II.7. Courbe d'equilibre de Berry.
(1) : charge imposée ; instabilité.
(2) : déplacement imposé ; stabilité ou instabilité.
d'après Bui(3).

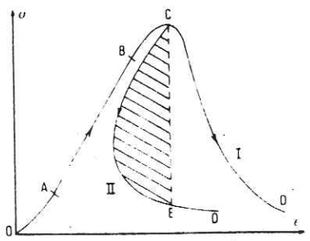


Figure II.8. Courbes contrainte-déformation des roches en compression simple : les deux types de comportement à la rupture (d'après (9)) et les quatre phases de la déformation.

mettant ainsi en évidence le rôle de la taille des défauts sur le contrôle de la rupture.

Notons au passage qu'en compression, on montre que seul le pilotage en déplacement transversal permet le contrôle de la rupture des roches du type II.

II.3.6. FORMULE D'IRWIN

Irwin a calculé G en mode mixte (I, II et III) pour une fissure rectiligne croissant dans son prolongement, G s'écrit :

$$\frac{k+1}{8\mu}\left(K_I^2 + K_{II}^2\right) + \frac{1}{2\mu} K_{III}^2$$

μ étant le module de cisaillement et k un facteur valant $(3 - 4\upsilon)$ en déformation plane et $\frac{3-\upsilon}{1+\upsilon}$ en contrainte plane, ν étant le coefficient de Poisson.

Remarquons que les modes I et II sont énergétiquement équivalents dans le cas d'une propagation en ligne droite.

II.4. MODELE DE MATERIAU MICROFISSURE

Le critère de Griffith, énoncé sous sa forme originale pour le mode I, ne rend pas bien compte des phénomènes de rupture sous états de contrainte comportant des contraintes de compression. La modification apportée par Mac Clintock et Walsh (11) tient compte du frottement sur les lèvres de fissure, dont l'influence est vérifiée expérimentalement sur plusieurs roches.

II.4.1. HYPOTHESES

Le modèle de Lino représente un matériau microfissuré, homogène et isotrope dont la matrice est élastique et affaiblie par des défauts plans de forme circulaire. Appliquées aux roches que nous testons, ces hypothèses semblent correctes sauf pour la Protogine du Mont Blanc, pour laquelle l'orientation de la fissuration implique une anisotropie mécanique. D'autres hypothèses simplificatrices interviennent :

1. Répartition isotrope des défauts dans le matériau,

2. Les défauts sont suffisamment éloignés pour qu'on puisse négliger les perturbations inter-défauts des champs de contrainte : en pratique, on observe que les sources d'émission acoustique sont, en début de chargement, suffisamment distantes les unes des autres pour négliger ces interactions ; d'autre part, d'après (4), il est fréquent que des fissures distantes de plus d'une à deux fois leur propre longueur peuvent être à peu près considérées comme isolées,

3. Indépendance de la contrainte intermédiaire qui n'appartient pas au plan de fissure, ce que nous avons observé, d'après les résultats de la méthode des éléments finis, en zone homogène de cisaillement,

4. Circularité du défaut, admissible dans un certain nombre de cas de matériaux rocheux, les grains pouvant présenter une forme circulaire suivant une direction de coupe ; cette hypothèse peut se vérifier, par exemple, sur les matériaux poreux, artificiels mais également s'écarter de la réalité dans le cas de matériaux naturels. Cette hypothèse très simplificatrice a, en fait, pour but d'alléger les calculs et formulations ; la différence entre un défaut circulaire et elliptique se retrouve dans le facteur d'intensité, plus élevé pour une fissure elliptique atteignant donc l'état limite plus rapidement que dans le cas circulaire, mais ne modifie en rien l'apport qualitatif de l'étude.

II.4.2 CRITERE DE GRIFFITH

Pour une propagation en ligne droite, le taux de restitution d'énergie vaut pour les modes I et II,

$$(K_I^2 + K_{II}^2)\ \frac{k+1}{8\mu}$$

(chapître II.3.6.). En réalité, la propagation en mode II ne se faisant pas en ligne droite, l'énergie demandée est supérieure ; ceci conduit à la formulation :

$$K_I^2 + K_{II}^2 \geqslant K_c^2$$

où K_c est lié à G_c par un coefficient dépendant du problème plan envisagé (chapître II.3.6.)

II.4.3. PRISE EN COMPTE DU FROTTEMENT

Considérons une fissure de longueur 2 a (Figure II.10.), soumise à une compression σ_n et à un cisaillement σ_t ; seule la singularité du mode II est à prendre en compte, soit un facteur d'intensité K_{II} valant $\sigma_t \sqrt{\pi a}$; le frottement sur les lèvres de la fissure tend à diminuer la singularité K_{II}, et "freine", en quelque sorte, le glissement sur la fissure ; deux cas peuvent se présenter :

$$\sigma_t > 0 \qquad K_{II} = (\sigma_t + \sigma_n \operatorname{tg}\phi)\ \sqrt{\pi a}$$

$$\sigma_t < 0 \qquad K_{II} = (\sigma_t - \sigma_n \operatorname{tg}\phi)\ \sqrt{\pi a}$$

sachant que $\sigma_n < 0$ pour une compression ($K = 0$).

II.4.4 RESULTATS

Le raisonnement consiste à rechercher dans quelle direction se produit la première irréversibilité, et pour quelle orientation du défaut. A partir des expressions de K_I et K_{II} que l'on peut calculer pour chaque cas de charge, c'est-à-dire compression+cisaillement+frottement sur la facette ou bien traction+cisaillement, la variation de G suivant l'orientation du défaut permet de déterminer "l'orientation critique" de la fissure.

L'essai biaxial ici étudié est un essai de traction-compression. Deux comportements fondamentaux semblent se dégager :

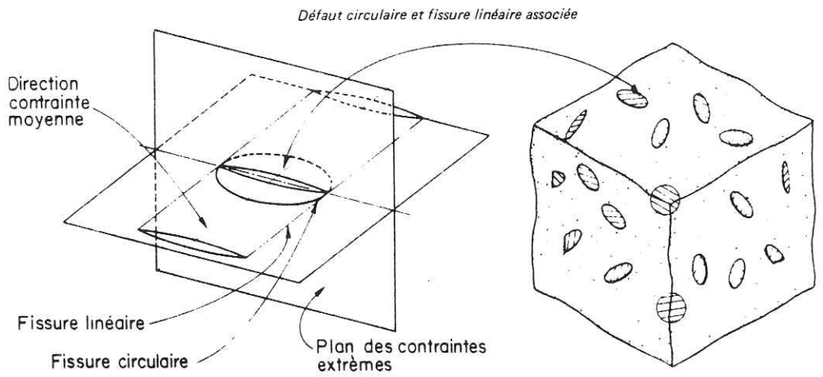


Figure II.9. Modèle de matériau microfissuré (10).

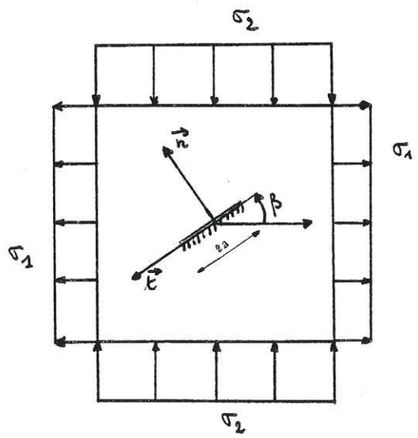


Figure II.10. Essai biaxial

- Comportement de traction $(\sigma_1 + \sigma_2) > 0$: la première irréversibilité a lieu pour une direction perpendiculaire à la plus grande contrainte de traction, pour laquelle $K_{II} = 0$.

- Comportement de compression $(\sigma_1 + \sigma_2) < 0$: $K_I = 0$; la rupture a lieu en mode II ; deux cas sont à envisager :

a. $\frac{\sigma_2}{\sigma_1} < - \frac{1 + \sin\phi}{1 - \sin\phi}$ et la fracture a lieu suivant une direction faisant un angle $(\frac{\pi}{2} + \frac{\phi}{2})$ avec la traction σ_1.

b. $\frac{\sigma_2}{\sigma_1} \geqslant - \frac{1 + \sin\phi}{1 - \sin\phi}$ et l'angle de la direction de fracture avec la traction σ_1 vaut $(\frac{\pi}{2} - \alpha)$, α caractéristisant le rapport traction-compression comme l'indique la Figure II.11.

Le critère de rupture est donc associé au critère de Coulomb. Si $(\sigma_2 + \sigma_1)$ est nul, cas du cisaillement pur, G est constant ; la rupture a lieu soit suivant une direction perpendiculaire à la traction σ_1 (direction d'extension maximale), soit suivant une direction d'angle $\frac{\pi}{4}$ avec σ_1, représentant la facette sur laquelle s'applique la contrainte tangentielle maximale.

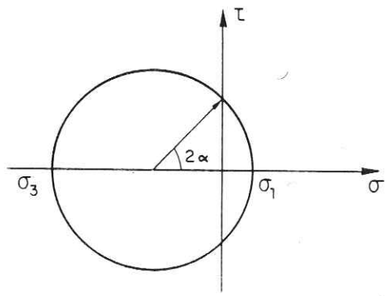


Figure II.11. Cercle de Mohr σ_1 *: traction*

σ_3 *: compression*

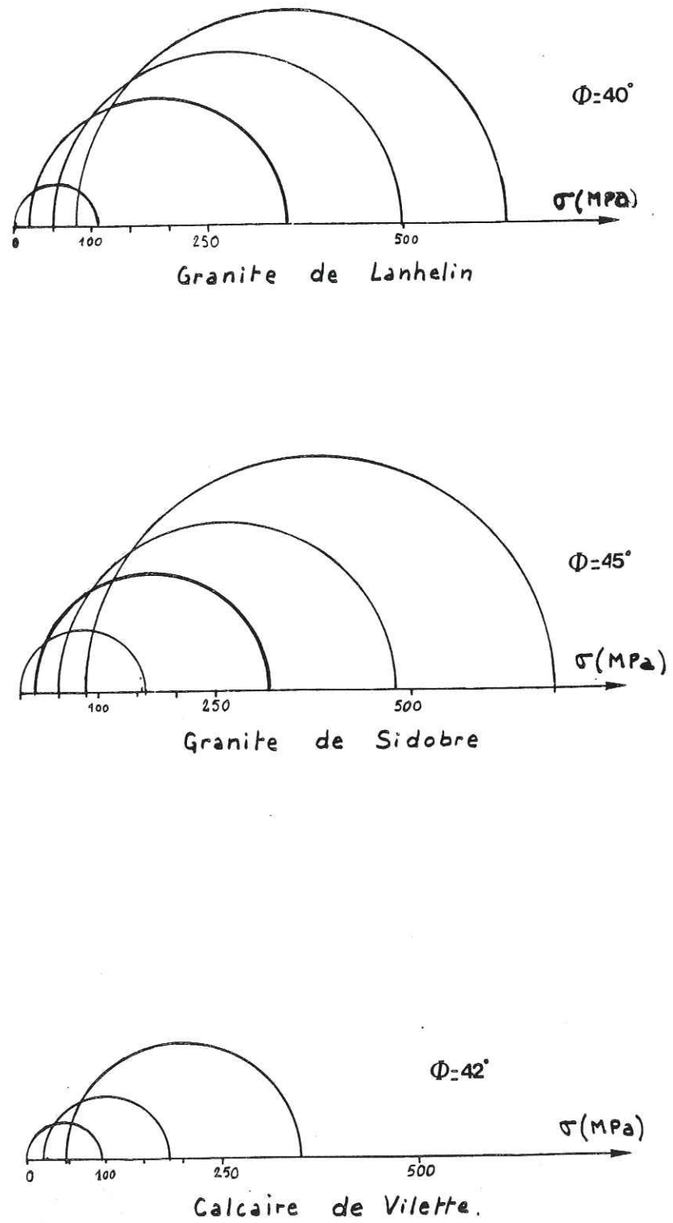


Figure II.12. Détermination de l'angle de frottement pour trois roches.

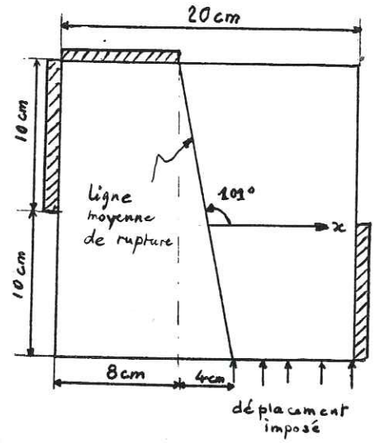


Figure II.13. Détermination d'un angle de frottement pour un Granite de Sidobre.

Synthèse des résultats des modèles

		Traction dominante	Compression dominante
Première irréversibilité	Mode	Ouverture (Mode 1)	Glissement (Mode 2)
	Critère global	Traction maximale $\sigma_1 < St$	Coulomb $\lvert \sigma_t \rvert \leqslant c + tg\varphi \lvert \sigma_n \rvert$
Comportement irréversible	Propagation des microfissures	Instable	Stable Dilatation volumique irreversible
	Mode de rupture	⊥ Traction maximale	// Compression maximale
		Séparation perpendiculairement à la direction d'extension maximale	

Figure II.14. Synthèse des résultats du modèle de Lino pour différents chargements (10).

II.4.5. APPLICATION A NOTRE ESSAI

Les développements précédents montrent donc que, localement, pour la fissure d'un élément soumis à un essai biaxial compression-traction, plusieurs possibilités existent quant à la naissance de l'irréversibilité suivant l'orientation de la fissure, et le rapport traction-compression dans le cas d'un comportement à contrainte moyenne de compression.

Dans notre cas précis, la zone homogène de δxy est caractérisée par une orientation des directions principales faisant 30 à 35° par rapport à l'axe x de la Figure I.7. ; le rapport de la compression à la traction vaut -14 et est donc inférieur à $-\frac{1 + \sin\phi}{1 - \sin\phi}$ pour un granite de Sidobre(ϕ = 45°) ; la rupture s'envisage donc théoriquement, suivant une direction d'angle ($\frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2}$) par rapport à la traction maximale c'est-à-dire ($\frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2}$) + 30 à 35°, soit 97,5° à 102,5° par rapport à l'axe x de la Figure I.7.

Ces valeurs sont à rapprocher de l'expérience, puisque nous avons obtenu l'angle de 101° pour les ruptures des granites de Lanhélin, de Sidobre et de la Protogine du Mont Blanc (Figure II.13.).

II.4.6. CONCLUSION

Une synthèse des résultats de Lino (10) est présentée Figure II.14. Cette étude a montré que le critère d'extension maximale est plus large que la théorie de Mohr concernant la théorie de la rupture; dans notre cas, les deux critères prévoient la même direction de fracture.

Rappelons simplement que ce travail a été conduit à partir d'hypothèses précises ; dans le cadre de notre essai, les trois modes de rupture peuvent exister (Figure II.15.) puisque nous considérons une distribution aléatoire des fissures dans le volume de l'échantillon. Il est impossible ici de dire quel est le mode le plus probable compte-tenu des différentes valeurs K_{IC}, K_{IIC} , K_{IIIC} , le couplage des modes accroissant encore la difficulté de l'analyse.

Il n'est donc pas possible, à priori, d'associer un mode précis à un événement acoustique ; nous pouvons, par contre, affirmer que la rupture de la plaque est de mode II.

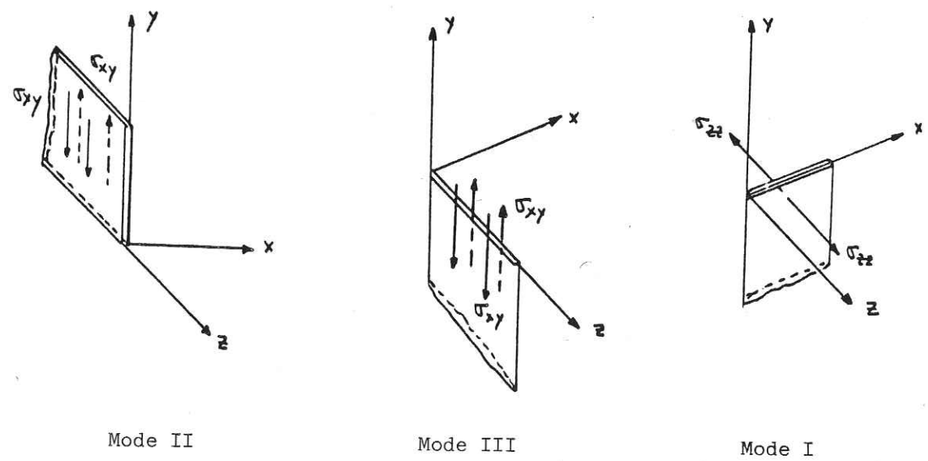


Figure II.15. Modes possibles de rupture dans l'échantillon.

III. DISPOSITIF EXPERIMENTAL (MECANIQUE)

Après avoir étudié l'échantillon sous son aspect énergétique (raideur, variation de G), on soulignera dans notre cas l'importance des pieces transmettant les charges.

Dans un essai classique de cisaillement, la répartition des contraintes sur le plan de rupture dépend fortement des caractéristiques des pièces de transmission des efforts. Ceci est bien illustré Figure III.1. (d'après Rocha (12))

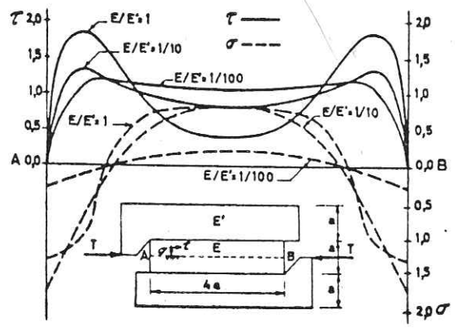


Figure III.1. Répartition des contraintes dans un essai de cisaillement (12).

La répartition la plus homogène est obtenue pour le rapport E1/E = 100. Ceci met d'ores et déjà hors de portée la possiblité d'étendre cette application aux roches.

III.1. MACHINES D'ESSAI

Les essais ont été effectués à l'aide d'une presse hydraulique (AMSLER) de charge maximale 3 000 kN ; nous avons utilisé l'asservissement en déplacement, condition nécessaire de contrôle. (II.35.).

L'échantillon est placé dans un bâti usiné destiné à empêcher tout déplacement latéral. Le bâti, décrit Figure III.3., a été conçu de manière qu'il soit portable et que son encombrement satisfasse aux dimensions des plateaux de la presse. Ces contraintes de dimensionnement sont défavorables du point de vue de la rigidité ; nous allons étudier l'influence de ce facteur dans chacune des parties : échantillon-bâti-presse dont l'ensemble constitue l'essai décrit Figure III.2.

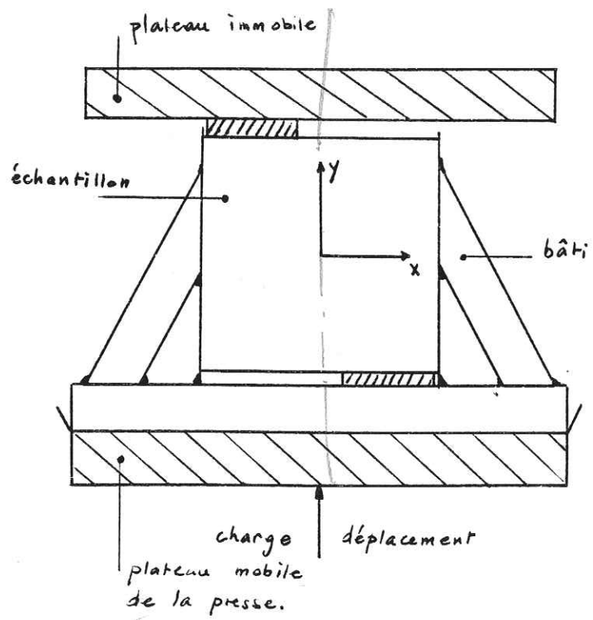


Figure III.2. Dispositif d'essai de rupture en mode II.

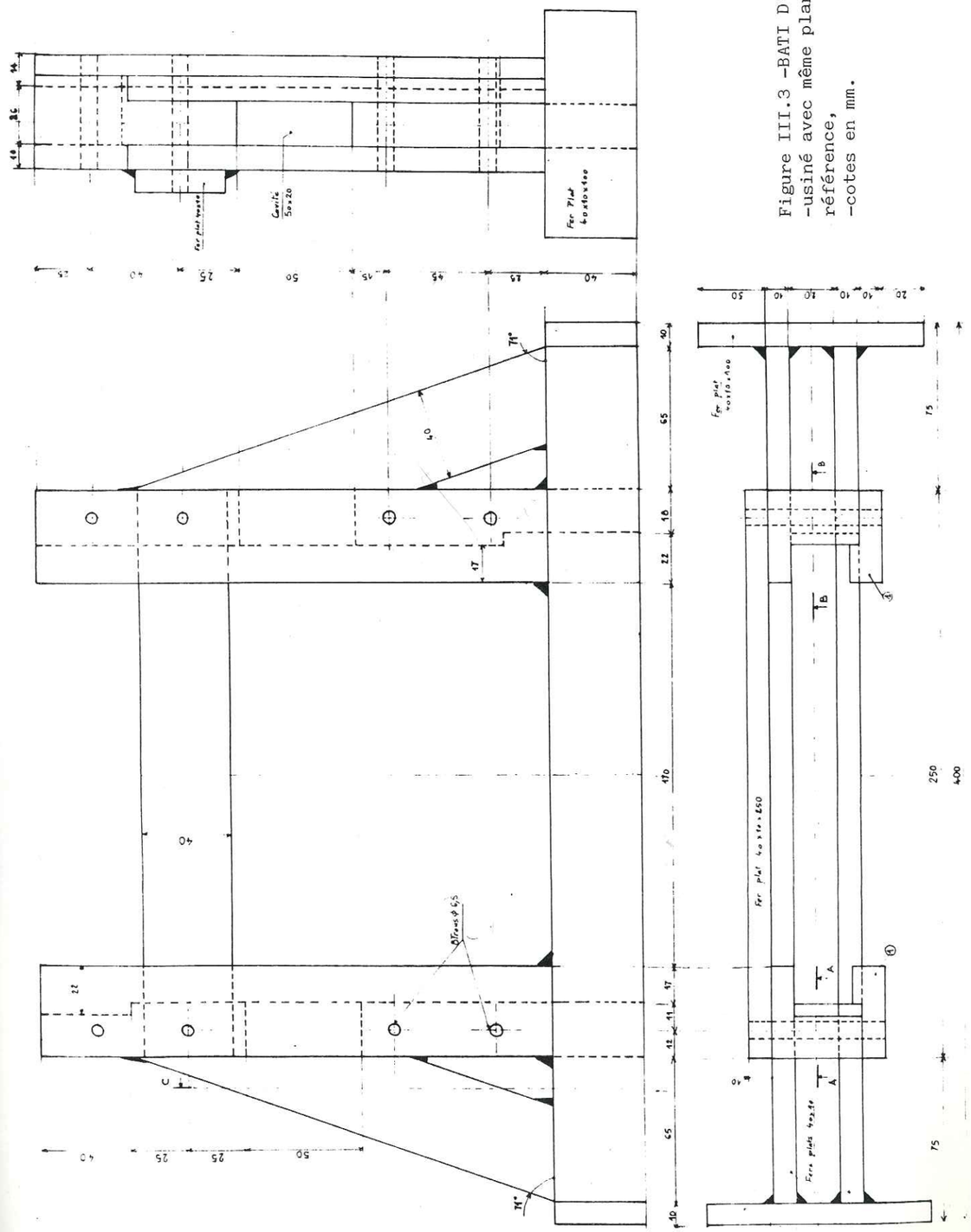


Figure III.3 -BATI D'ESSAI.
-usiné avec même plan de référence,
-cotes en mm.

III.2. ASPECT ENERGETIQUE DE L'ESSAI

De nombreuses recherches ont permis de découvrir l'influence de l'appareillage mécanique (presse-échantillon) sur les essais usuels (compression, tractions directe et indirecte), notamment la diminution de la résistance à la rupture en traction et compression lors de l'utilisation d'une presse molle (13).

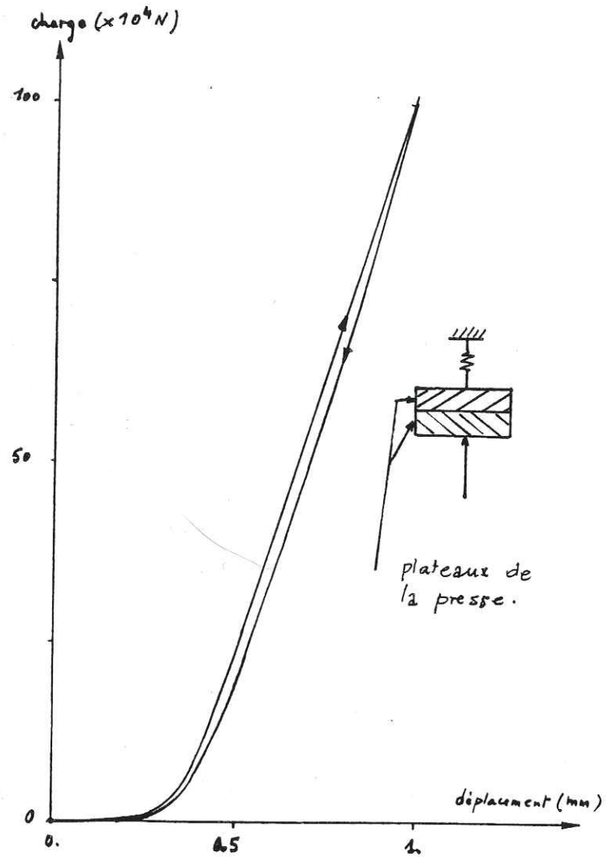
Dans un essai quelconque, il y a déformation de l'échantillon et de la machine d'essai (dans notre cas : bâti + presse) ; lors de la rupture, la machine restitue l'énergie qu'elle a accumulée : celle-ci est d'autant plus importante que la machine est molle : c'est ce que nous observons lors de nos essais : l'ensemble bâti-presse trop "mou", renvoie l'énergie élastique à l'échantillon à la rupture , processus se traduisant par une propagation brutale et instable, que l'on peut remarquer d'ailleurs par la quantité anormalement importante d'énergie transportée par les signaux émis lors de cette phase.

La presse AMSLER a une raideur d'ensemble de 15.10^8 N/m (Fig. III.4.) cependant que le bâti a une raideur inconnue mais notablement plus faible et celà, bien que nous l'ayons renforcé à l'aide d'une plaque transversale.

Le bâti peut être grossièrement considéré comme constitué de deux ressorts de raideurs différentes R1 et R2 comme l'indique la Figure III.4.

L'évaluation de la rigidité globale (presse-bâti-échantillon) n'est pas aisée ; elle demande des moyens numériques à cause, notamment, du couplage des directions x et y pour l'ensemble échantillon-bâti.

Concluons simplement que lors des expériences à déplacement imposé, on observe une rupture très brutale pour les Granites de Lanhélin et Sidobre, et le Calcaire de Vilette tandis qu'elle l'est moins pour la Protogine, compte-tenu de la dimension des fissures préexistantes et des faibles charges de rupture.



Courbe de raideur de la presse.

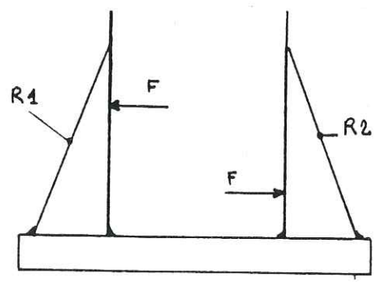


Figure III.4. *Réaction du bâti à la sollicitation.*

La rupture contrôlée nécessiterait probablement le pilotage asservi par des paramètres tels que la déformation transversale comme cela est utilisé en compression simple (8) ; cet aspect de l'étude n'a pas été abordé.

III.3. MAITRISE DE L'ESSAI

Bien qu'apparaissant simple de mécanisme, l'essai (Figure III.2.) ne permettait pas, dans les premières expériences, d'obtenir la rupture par séparation de la plaque en deux parties.

Le modèle photoélastique et le modèle numérique ont confirmé l'utilité de l'excentrement que nous avons fixé à 4 cm ; nous avons également détaillé le rôle et le but de l'entaille qui d'ailleurs ne constitue pas une amorce de rupture.

Dans la pratique, une entaille est difficile à réaliser : les défauts d'usinage expliquent parfois la fragilité de cette zone, siège de multiples microruptures génératrices d'une émission acoustique, qui, faute de localisation, est indiscernable de l'ensemble de l'émission.

III.4. CONCLUSION

Ce chapître nous a permis d'insister sur l'aspect énergétique de l'ensemble échantillon-presse-bâti et sur les multiples modifications apportées au modèle théorique afin de maîtriser la rupture, sans toutefois parvenir à la contrôler. En tout état de cause, cet essai est assez proche d'une sollicitation de double-couple, que l'on ne développe pas dans les essais classiques de cisaillement; ceci permet donc une analogie avec la sismogenèse.

IV. CONDITIONS DE SIMILITUDE

L'utilisation de la même méthode d'observation de phénomènes naturels et de la fissuration provoquée en laboratoire témoigne d'une similitude qualitative déjà avancée par de nombreux auteurs. Les travaux sur échantillons pour des types de sollicitation et des modes de rupture donnés ont pour but essentiel une meilleure connaissance des phénomènes à l'échelle du terrain. Dans le cadre de notre étude, nous cherchons à rapprocher les conditions expérimentales de ce que l'on pense se produire in-situ, mécanisme de coulissage animé par un double-couple. La simulation des phénomènes sismiques que nous entreprenons est donc nécessairement qualitative : en effet, la simulation exige une bonne connaissance du phénomène in-situ, c'est-à-dire des grandeurs y jouant effectivement un rôle, ce qui est illusoire compte-tenu des techniques actuelles. On ne connaît pas non plus, à l'échelle du terrain, la valeur des grandeurs telles que la taille réelle des sources sismiques et leur forme, les constantes mécaniques, le mode de chargement ainsi que la description de la fracturation dans ses détails. Toute simulation quantitative, c'est-à-dire conservant les rapports entre les grandeurs, étant donc exclue, on voit toute la complexité de l'exploitation d'une simulation.

Un des premiers problèmes posés dans ce cadre de similitude est de savoir quel événement associer au séisme : la rupture de l'échantillon ou la microrupture ?

Sachant que la ruine ne survient, en fait, que par la chute de résistance du dernier "maillon" résistant de l'éprouvette, la rupture macroscopique passe nécessairement par une microrupture, ce qui revient à répondre aux deux questions à la fois.

Cependant, il semble que l'activité sismique ne se restreigne pas à un seul évènement, le séisme principal, mais concerne plutôt un ensemble d'événements contenant des précurseurs et des répliques. Dans ce cas, l'analogie séisme-rupture de l'éprouvette donnerait satisfaction ; ceci aurait l'avantage de replacer l'événement dans son contexte temporel.

En pratique, nous verrons qu'il n'est pas possible de différencier les événements ce qui signifie que la première hypothèse représente mieux nos essais sans distinction de phase et nous poussera d'ailleurs à effectuer un traitement statistique.

Cette double échelle sismique accroissant la complexité des simulations, nous nous contenterons simplement d'extrapolations qualitatives vers des problèmes naturels.

Remarquons, toutefois, que rien, dans nos essais, ne permet quantitativement de dire si la similitude est respectée. Des travaux effectués dans le cadre de recherches sur les brise-glace (14) montrent qu'il n'est d'abord pas possible, à cause du nombre élevé de paramètres, de satisfaire à une similitude totale, et prenant en compte les forces s'exerçant sur les fissures, l'ensemble étant examiné dans un cadre dynamique. Les résultats ne sont pas applicables à notre étude pour des raisons déjà mentionnées aux paragraphes précédents.

Cependant, nous avons remarqué le rôle du temps dans une relation liant viscosité, vitesse et longueur caractéristique du modèle; ceci nous paraît important puisque les vitesses de déformation sont de l'ordre de 10^{-12} à 10^{-16} s^{-1} à l'échelle géologique alors qu'au laboratoire elles ne sont que de l'ordre de 10^{-6} s^{-1}. Compte-tenu du changement d'échelle qui implique une réduction des dimensions, quelles que soient les différences de viscosité entre modèle et structure réelle, la recherche d'une similitude implique une vitesse plus grande sur le modèle que dans la réalité. Ceci autorise donc à tenter l'exploitation d'une expérimentation sur modèle sans chercher à la conduire à des vitesses aussi lentes que les vitesses géologiques.

V. LES ROCHES : FISSURATION ET PROPAGATION DES ONDES

L'étude de l'activité acoustique sur échantillons nécessite la connaissance de la structure de la roche testée afin de corréler ses caractéristiques mécaniques et structurelles aux différents paramètres déduits de l'analyse des signaux.

Les roches sont habituellement étudiées sous leur aspect mécanique dans le seul but de vérifier que le massif rocheux est capable de supporter des charges ; les travaux réalisés jusqu'alors, notamment en compression simple, ont permis une meilleure connaissance des milieux fissurés à travers les différentes phases de l'essai.

V.1. CARACTERES GENERAUX DES ROCHES

On appelle roche, toute masse minérale ; celle-ci est constituée de grains le plus souvent formés de cristaux et d'espaces vides dans le cas de roches fissurées ou poreuses. Outre les différences de comportement entre les grains de nature différente, les fissures, pores ou discontinuités de l'agrégat minéral constituent un facteur essentiel du comportement mécanique quelque soit l'échelle d'observation considérée (15):

- ruine d'une éprouvette après endommagement par évolution de la fissurarion originelle,
- rupture d'une masse rocheuse sur une surface de discontinuité préexistante.

On perçoit alors la nécessité de connaître la structure de la roche, c'est-à-dire la texture, mais aussi l'ensemble des vides et des surfaces de discontinuités (8). Chacune de ces trois composantes influe sur le comportement mécanique : pour la texture, c'est la forme des grains, leurs dimensions, leur espèce minérale, leur orientation, et pour les vides et les discontinuités, les dimensions, les directions qui sont importants à déterminer, mais plus encore, c'est leur distribution spatiale qui, selon ses caractéristiques, peut entraîner l'hétérogénéité de la structure, et conférer parfois une anisotropie mécanique.

Parmi les essais de laboratoire, le plus courant est l'essai de compression simple ; il a été mis en évidence, sur les roches de structure différente, l'importance et l'influence de multiples paramètres. A la Figure V.1., on peut noter sur la courbe contrainte-déformation que les vides et les fissures interviennent dans chacune des phases : ces discontinuités, on l'a déjà vu dans l'étude théorique du matériau microfissuré, tendent à se développer sous l'action mécanique, mais peuvent également apparaître sur des roches non préalablement fissurées.

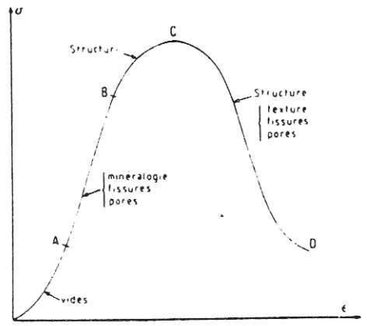


Figure V.1. Courbe contrainte-déformation schématique montrant l'influence des paramètres de struture sur les différents domaines de la courbe, d'après (8).

Ainsi donc, la connaissance de l'état de fissuration d'un matériau apparaît comme essentiel.

D'une manière générale, les matériaux rocheux contiennent un réseau important de "fractures" de dimensions variables ; celles-ci, d'après PERAMI (16), peuvent être :

- des microcraquelures, observables au microcoscope optique, situées dans un même cristal sans le traverser entièrement ; elles sont probablement le fait d'impuretés, de microruptures sur plans de clivage, ou même des microfissures ne progressant plus (propagation stable avec arrêt : cf. chapître I),

- des microfissures cristallines, ou de clivage, s'organisant en réseau, très nombreux parce que nécessitant peu d'énergie,

- des microfissures intercristallines, suivant les joints de grains, si les sollicitations sont importantes.

A une échelle plus importante, on observe les microfractures, s'organisant en général à partir des microfissures et microcraquelures ; un exemple en est donné Figure V.2. .

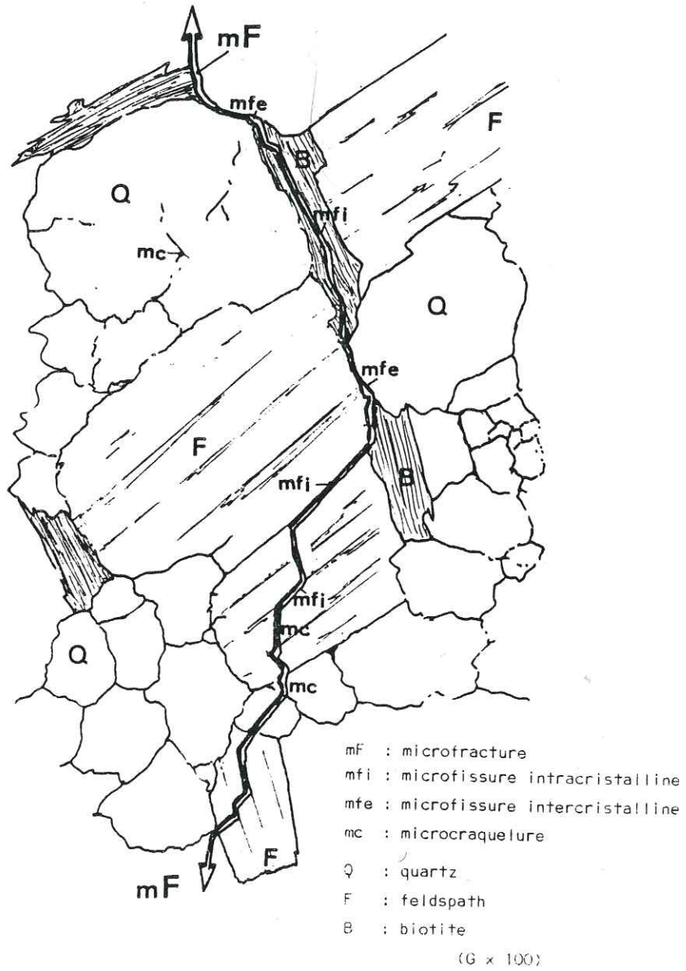
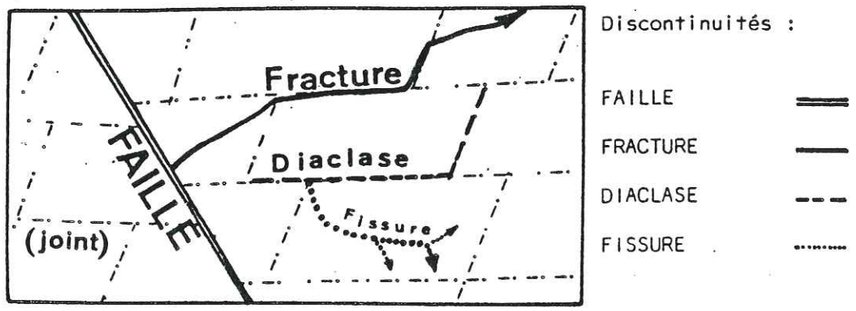
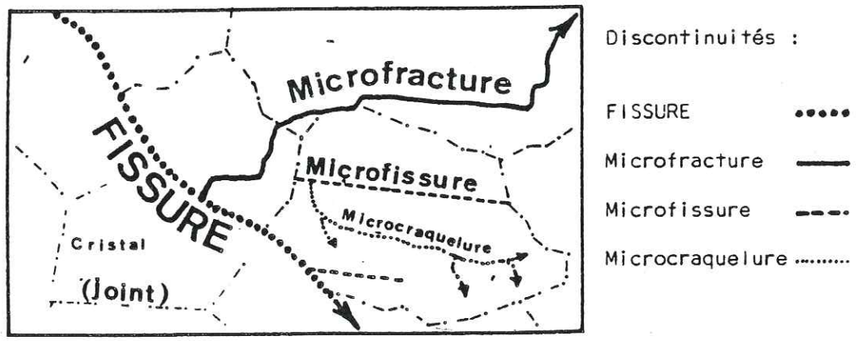


Figure V.2. Microfracture dans une migmatite (16).

Les discontinuités décrites précédemment sont visibles à l'oeil nu ou au microscope optique. Dans le cadre d'une analogie avec les problèmes de terrain, on peut exprimer de la même façon la fracturation des massifs rocheux (Figure V.3.).



- Discontinuités macroscopiques : Macrofissuration



- Discontinuités microscopiques : Microfissuration

Figure V.3. Macrofracturation et microfracturation.

COEFFICIENTS DE COMPRESSIBILITE ET DE DILATATION CUBIQUE
DES MINERAUX ESSENTIELS DU GRANITE

	Quartz	Oligoclase	Orthose	Albite
Coefficients de dilatation volumique ($x10^{-6}$) par d°C (de 0 à 100°C)	34	12	14	18
Coefficients de compressibilité ($x10^{-6}$) par bar (Clark SP. 1966)	2,70	1,74	2,12	2,02

COEFFICIENTS DE COMPRESSIBILITE ET DE DILATATION PRINCIPAUX
DES MINERAUX ESSENTIELS DES CALCAIRES

CALCITE

	Calcite parallèlement à l'axe ternaire	Calcite perpendiculairement à l'axe ternaire
Coefficients de dilatation principaux ($x\ 10^{-6}$) par d°C à 40°C	25	(- 5,6)
	(Internat. critical table, 1929)	
Modules d'élasticité longitudinaux (en bars)	1.290.000	790.000
	(Internat. critical table, 1929)	

DOLOMITE

	Dolomite parallèlement à l'axe ternaire	Dolomite perpendiculairement à l'axe ternaire
Coefficients de dilatation principaux ($x\ 10^{-6}$) par d°C à 40°C	19,13	3,38
	(Internat. critical table, 1929)	

	Calcite	Dolomite
Coefficients de compressibilité ($x\ 10^{-6}$) par bar	1,34	1,21
	(Clark S.P., 1966)	

Figure V.4. Caractéristiques mécaniques des minéraux courants des roches utilisées.

L'analyse soignée de la fissuration originelle d'une roche permet de prévoir l'évolution probable de l'endommagement, à partir de quel type de discontinuité et son échelle, et de savoir quelles sont les sources possibles d'émission acoustique.

Les causes de la fissuration sont dues à des "défauts", vocable usuellement employé pour désigner les hétérogénéités et discontinuités responsables du développement des fissures ; on peut citer (16) :

- l'anisotropie mécanique différente pour des minéraux voisins,
- la discontinuité des propriétés élastiques quand on passe d'un cristal à un autre, ou d'un grain à un autre, et des limites de plasticité qui engendrent inévitablement un endommagement discontinu du milieu (Figure V.4.).
- la dimension maximale des grains, que l'on peut observer dans les granites comportant quelquefois des quartz et feldspaths de grande taille par rapport à la moyenne,
- la proportion et la distribution des minéraux (ex. : granites, association quartz-feldspath),
- la forme des grains,

et également bien d'autres facteurs tels que le mode de chargement, la température, celle-ci engendrant une action mécanique, mais également chimique en présence de fluide.

V.2. DESCRIPTION DES ROCHES ETUDIEES

V.2.1. PROTOGINE DU MONT BLANC (Planche 2)

C'est un granite très fissuré formé de grands cristaux : les quartz sont en proportion de 33 % alors que les feldspaths représentent 57 % des minéraux, le complément à 100 étant occupé par les micas et autres minéraux accessoires (17).

Les grains de quartz, indentés et allongés, sont de dimension maximale 1 cm : on les remarque par leur "limpidité" sur la photo en lumière naturelle. On peut observer deux générations de quartz : la première comprend les gros cristaux, bien visibles ; la seconde, formée de petits cristaux d'orientation indépendante, de taille maximale 100 μ_m environ, se trouve aux joints de grains (bien visible sur la photo en lumière polarisée) ; ces cristaux seraient apparus par déformation plastique des gros grains de quartz, et auraient recristallisé par la suite (en présence de fluide par exemple) ; en haut, à gauche, une mosaïque de ces microcristaux représenterait un état avancé du phénomène que l'on vient de décrire.

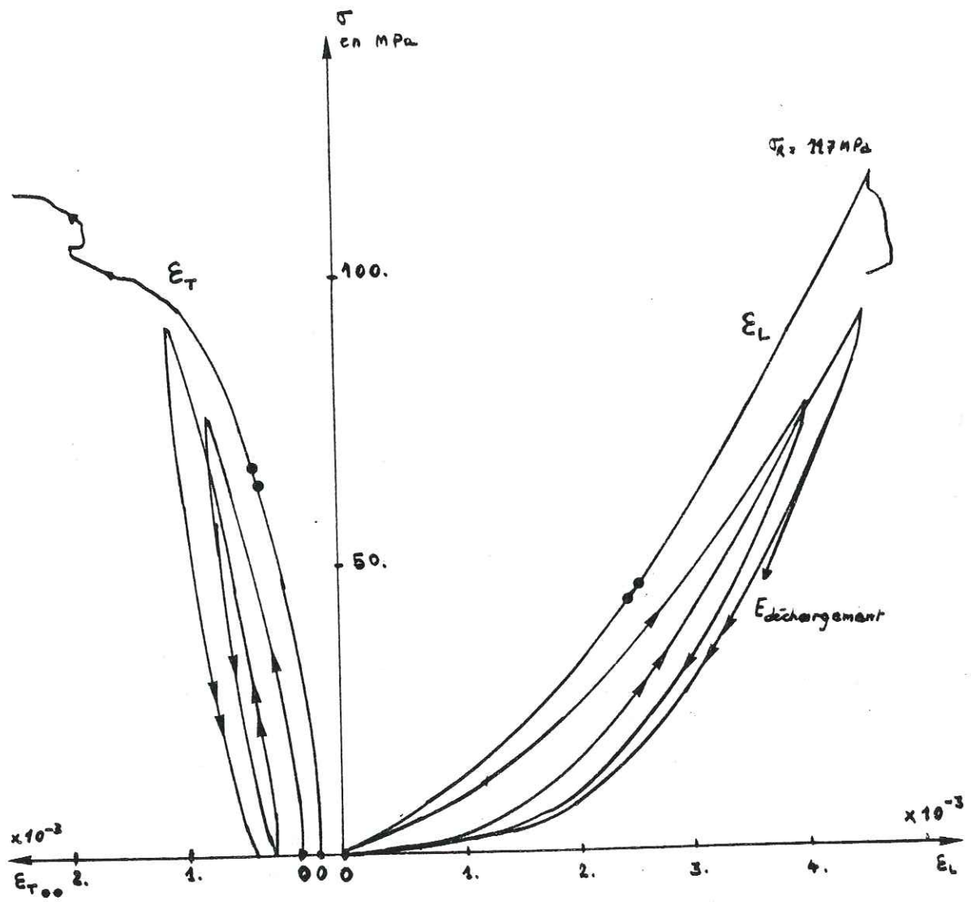
Les feldspaths se distinguent également par la présence de grands cristaux (dimension maximale : 2 cm), mais de dimension moyenne plus faible.

L'extinction onduleuse des gros cristaux de quartz, la fissuration intense témoignent des contraintes importantes subies par la roche: le quartz est très facturé au niveau du grain (microcraquelures, microfissures intercristallines), mais également au niveau de l'ensemble des grains : présence de microfractures dont l'orientation générale est visible sur la planche 2.

De même, on note que les gros cristaux de feldspaths sont très fracturés : les ouvertures sont de l'ordre de 0,1 à 0,2 mm et certaines d'entre-elles sont remplies de quartz.

Du point de vue mécanique, nous avons réalisé des essais de compression simple, l'un conduit à la rupture tandis que l'autre comporte deux cycles charge-décharge ; ce dernier renseignant sur le module de déchargement. Les résultats de ces essais sont rassemblés Figure V.5. ; on observe :

- une phase de serrage prononcée : volume de vides important dû principalement aux vides créés par "l'altération" des quartz aux joints de grain.
- longitudinalement, un comportement parfaitement élastique



•• *Essai de compression jusqu'à rupture.*

Essai de compression charge-décharge (1er cycle).

Essai de compression charge-décharge (2ème cycle).

ε_1 *Déformation transversale.*

ε_2 *Déformation longitudinale.*

Figure V.5. Comportement mécanique de la Protogine du Mont Blanc.

- transversalement, une déformation irréversible par l'ouverture et la progression de fissures parallèles à l'axe de chargement.

- faible résistance à la compression pour un granite.

Pour conclure, notons que la Protogine du Mont Blanc a un comportement différent de celui des deux autres granites (Lanhélin, Sidobre) ; l'état de fissuration intense explique la faiblesse des signaux reçus, et leur forte atténuation ; la présence de microcristaux de quartz et phénocristaux (quartz, feldspaths) renforce l'hétégénéité dimensionnelle ; elle peut entraîner des conséquences sur la taille des sources émissives.

V.2.2. GRANITE DE SIDOBRE (Planche 3)

Cette roche est composée (16) de quartz (35 %) et de feldspaths (50 %).

Les quartz se présentent sous forme de gros cristaux (6 mm à 1 cm), de forme irrégulière, et sont tous fissurés sans direction privilégiée : microcraquelures, microfissures intergranulaires sans prolongation vers d'autres minéraux.

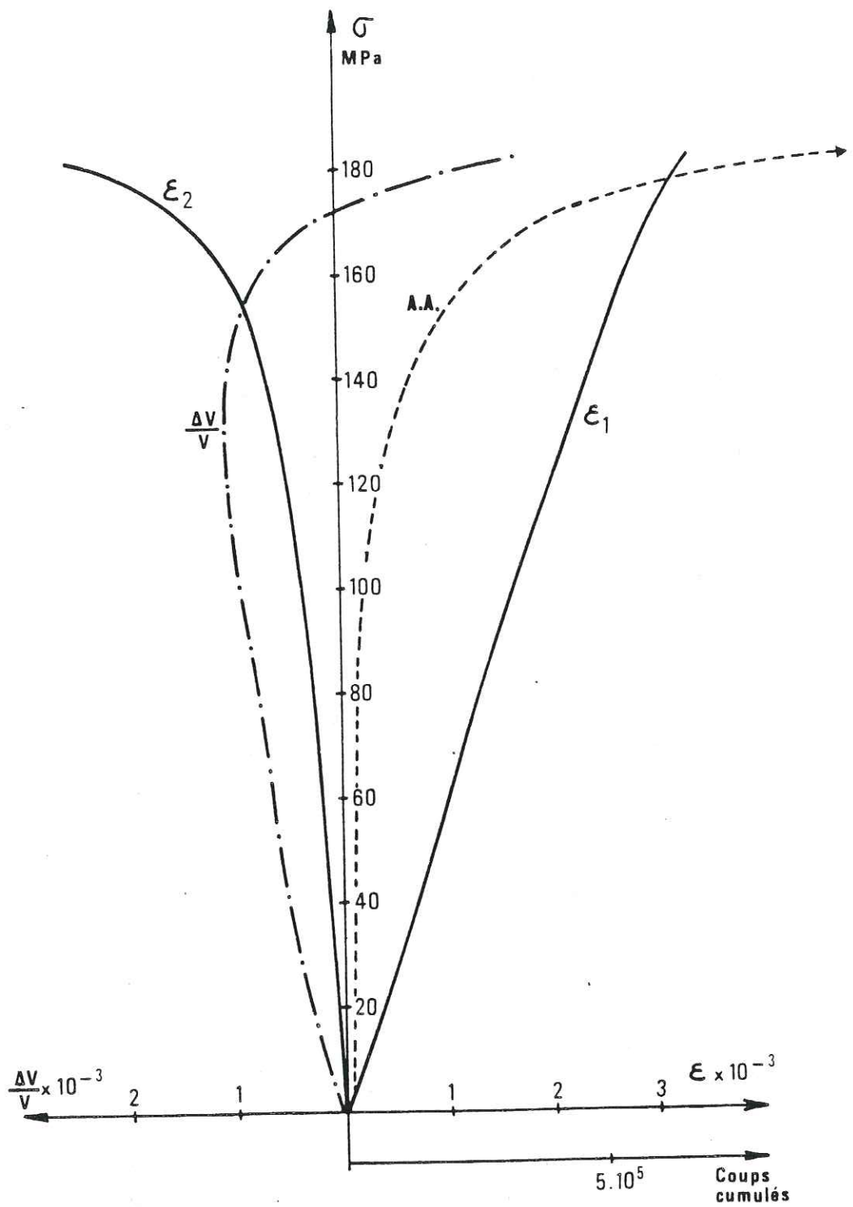
Dans les feldspaths, on note la présence de gros cristaux de taille (5 mm à 8 mm) dans un amas de petits cristaux dont les tailles vont de 1 mm à 3 mm ; les gros grains sont clivés et maclés.

L'extinction roulante observée sur les quartz et les feldspaths, rend compte des fortes contraintes mécaniques subies par la roche.

En ce qui concerne le comportement mécanique, on peut remarquer Figure V.6. :

- l'absence de phase de serrage : volume de vides insignifiant étant donné l'absence de microfractures,

- la linéarité quasi-parfaite jusqu'à la rupture,



ε_1 *Déformation longitudinale* $\frac{\Delta V}{V}$ *: dilatation volumique*

ε_2 *Déformation transversale*

A.A Activité acoustique cumulée

Figure V.6. Essai de compression simple pour un Granite de Sidobre (19).

- une résistance à la compression importante (175 MPa).

V.2.3. GRANITE DE LANHELIN (Planche 4)

Cette roche est marquée par une taille des grains plus faible en moyenne, une proportion de quartz de 30 %, celle de feldspath de 60 % et par l'altération importante des 10 % de micas à biotite (18).

La taille des grains (feldspaths et quartz) varie de 1 à 4 mm environ alors que pour les micas, elle n'est que de 1 mm en moyenne. La faible richesse en feldspaths fait qu'ils sont noyés au milieu de quartz microcraquelés, microfissurés, les microfissures traversant souvent plusieurs grains ; on note, à l'échelle de l'échantillon, des zones denses en micas, ceux-ci altérés et conjugués à la microfissuration, confèrent un défaut de résistance à la rupture (154 MPa). On observe également un extinction roulante et des feldspaths clivés et maclés.

Cette roche légèrement plus raide que le Granite de Sidobre, ne présente pas de phase de serrage (Fig. V.7.), est friable (altération des micas, microfissuration plus importante que dans le Granite de Sidobre) rendant ainsi plus délicate la réalisation des essais de cisaillement.

V.2.4. CALCAIRE DE VILLETTE (Planche 1)

Cette roche a été choisie, d'une part, parce qu'elle a été l'objet de nombreuses études, mais, d'autre part, pour sa granularité très faible. L'analyse pétrographique révèle (Thiercelin, 1980) 77 % de calcite et 21 % de dolomie.

La structure de cette roche fait apparaître, sur lame mince, en certains endroits, des bandes de grains orientés, ceux-ci étant de forme allongée (0,8 mm de longueur sur 0,16 de largeur) , la longueur de ces bandes est d'environ 5 mm ; leur direction est de 35° par rapport à l'axe des x dans le plan (xoy) perpendiculaire à la direction de chargement.

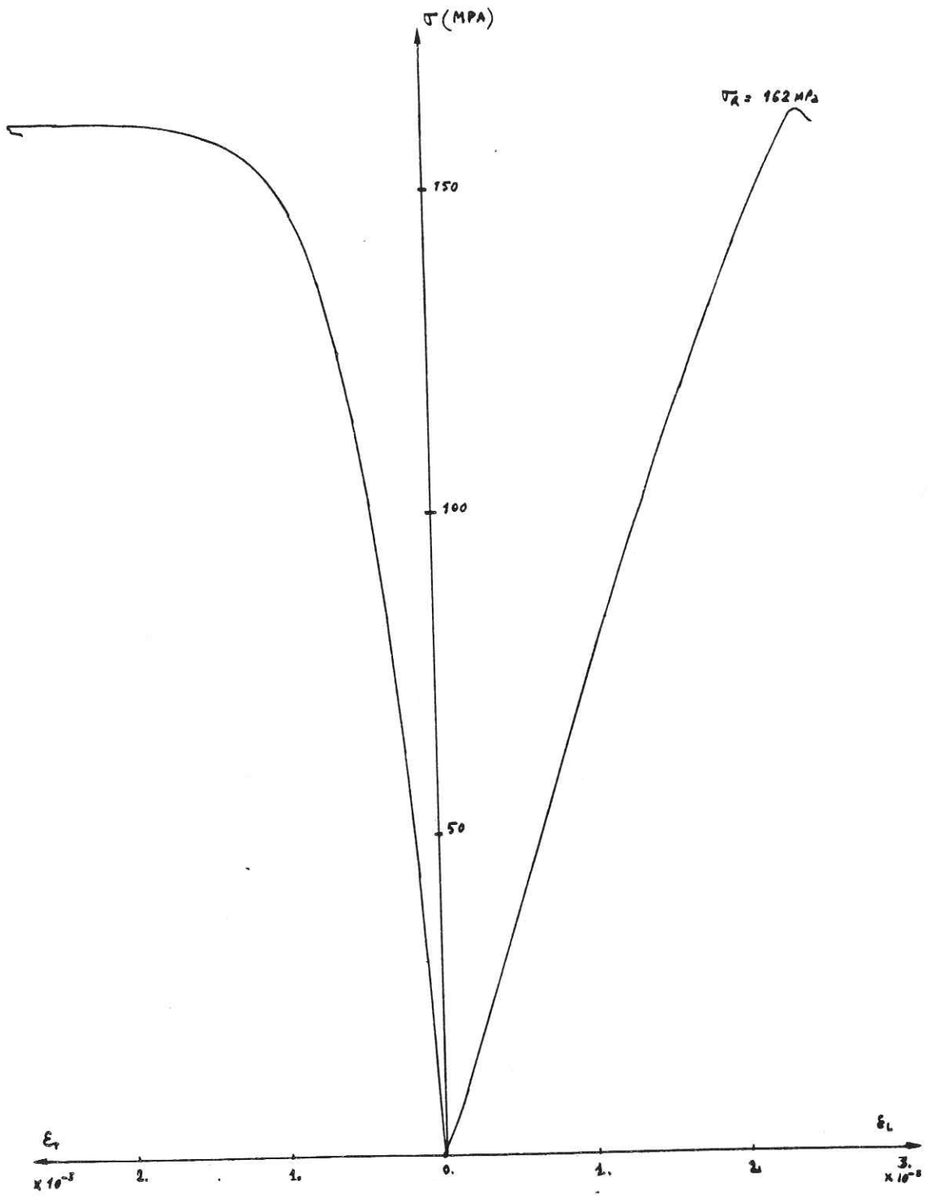


Figure V.7. Courbe contrainte - déformation lors d'un essai de compression simple sur le Granite de Lanhélin.

ε_1 *Déformation longitudinale*

ε_2 *Déformation transversale*

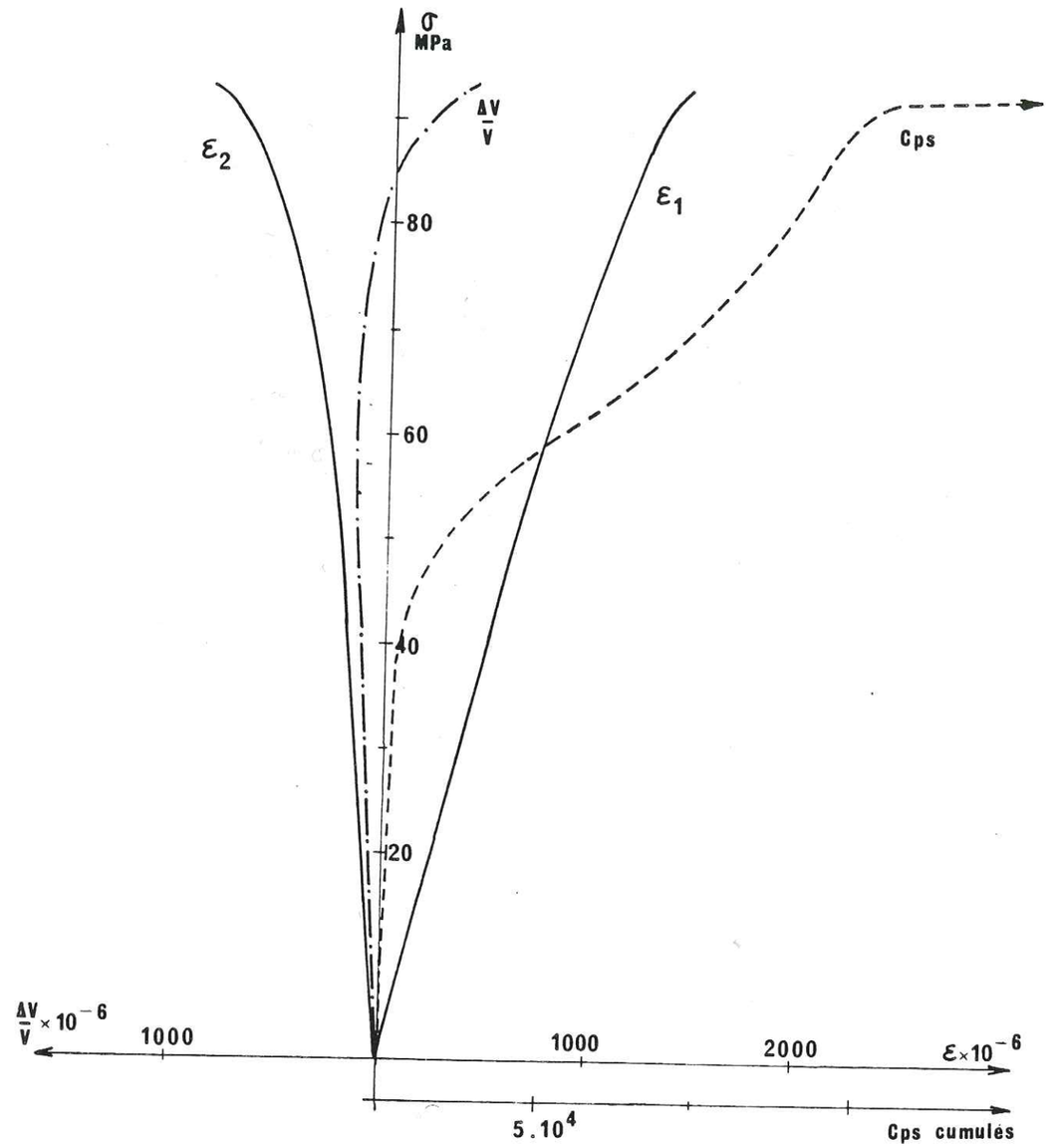


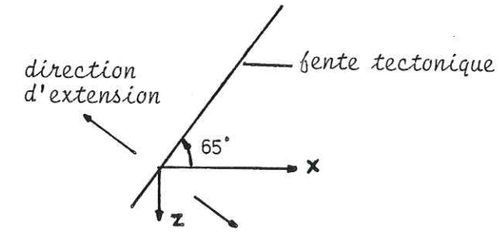
Figure V.8. Essai de compression simple sur le Calcaire de Vilette (19).

En dehors de ces groupements de grains, les cristaux sont répartis en amas, sans direction privilégiée ; leur taille varie de 0,04 mm à 0,4 mm ; les plus gros cristaux sont maclés. On note l'absence de fissuration et une porosité de pore insignifiante : 0,04 % (20) ce dont rend bien compte l'absence de phase de serrage lors d'essai de compression simple ; le Calcaire de Vilette est très raide mais peu résistant (100 MPa) (Figure V.8.).

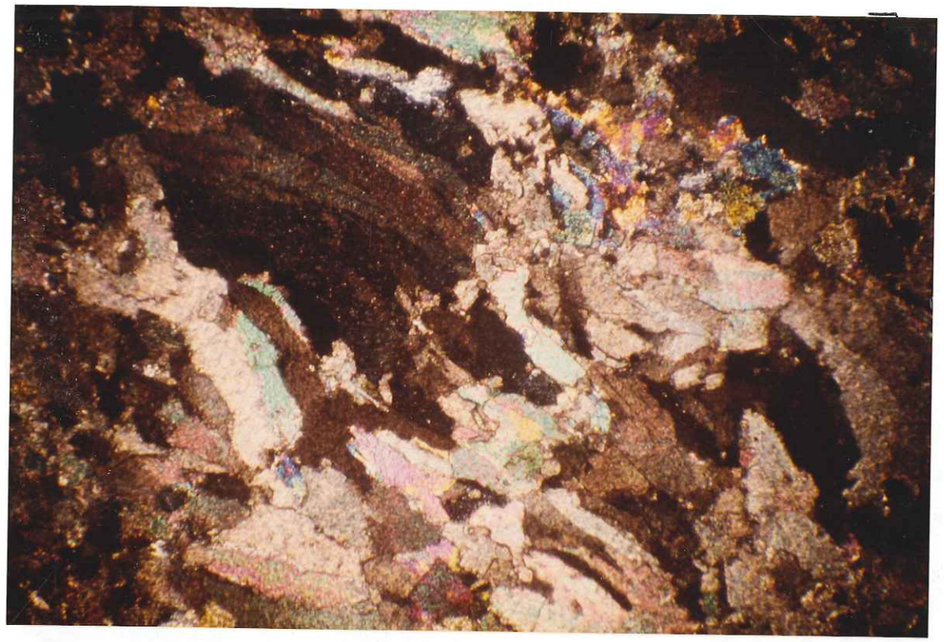
Cette roche, d'aspect homogène au niveau structure, montre, comme c'est le cas de la Protogine du Mont Blanc, une hétérogénéité dimensionnelle, mais également une hétérogénéité constituée par la présence de "bandes" formées de cristaux allongés : ces remarques sont susceptibles d'influencer les résultats de l'analyse spectrale.

PLANCHE 1

0.2 mm



L.P.



CALCAIRE DE VILLETTE

Fibres de calcite parallèles à la direction d'extension de la roche dans des fentes tectoniques colmatées.

L.P. : Lumière polarisée
L.N. : Lumière naturelle

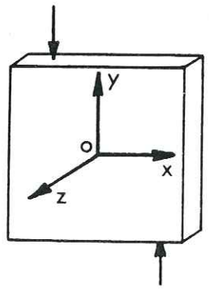
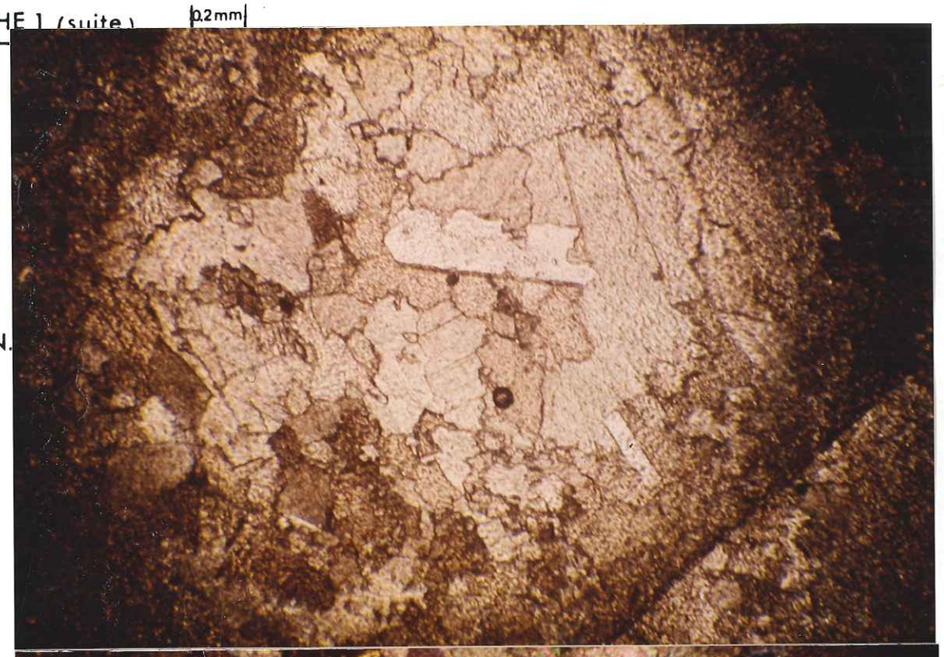


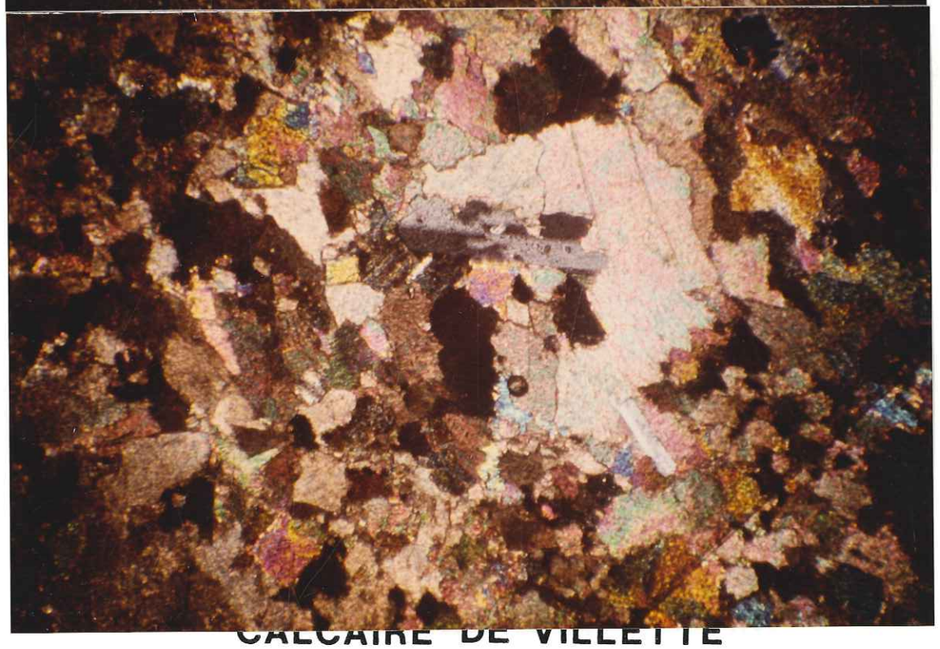
PLANCHE 1 (suite)

0.2mm

L.N.



L.P.

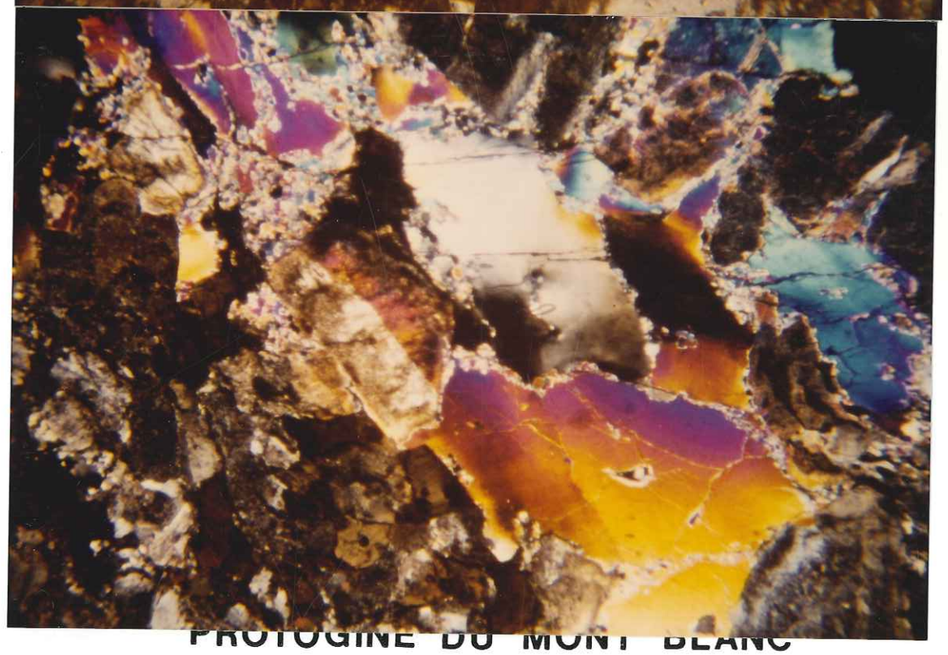


CALCAIRE DE VILLETTE

PLANCHE 2 '1 mm'

L.N.

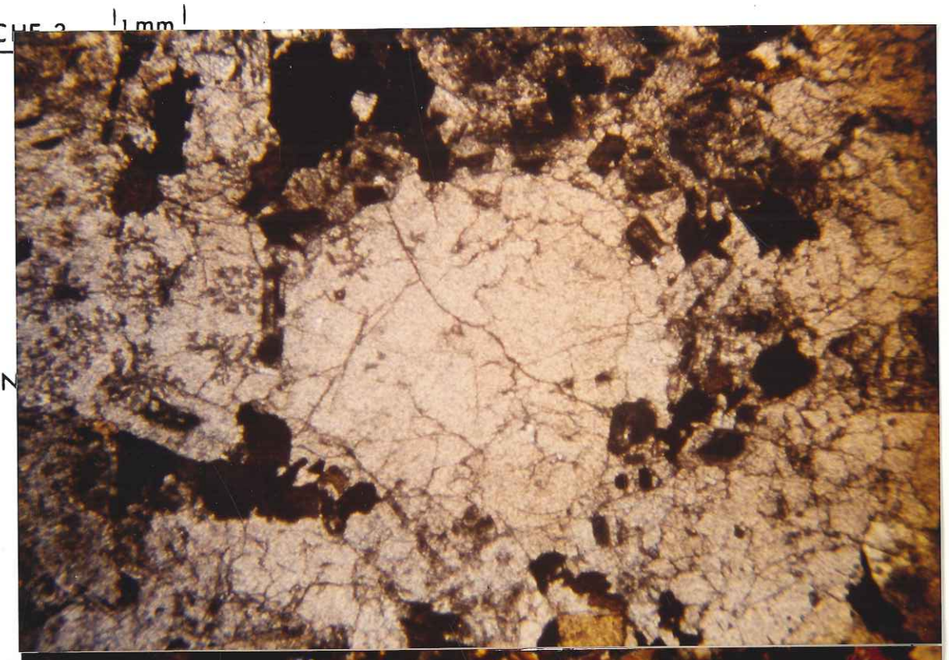
L.P.



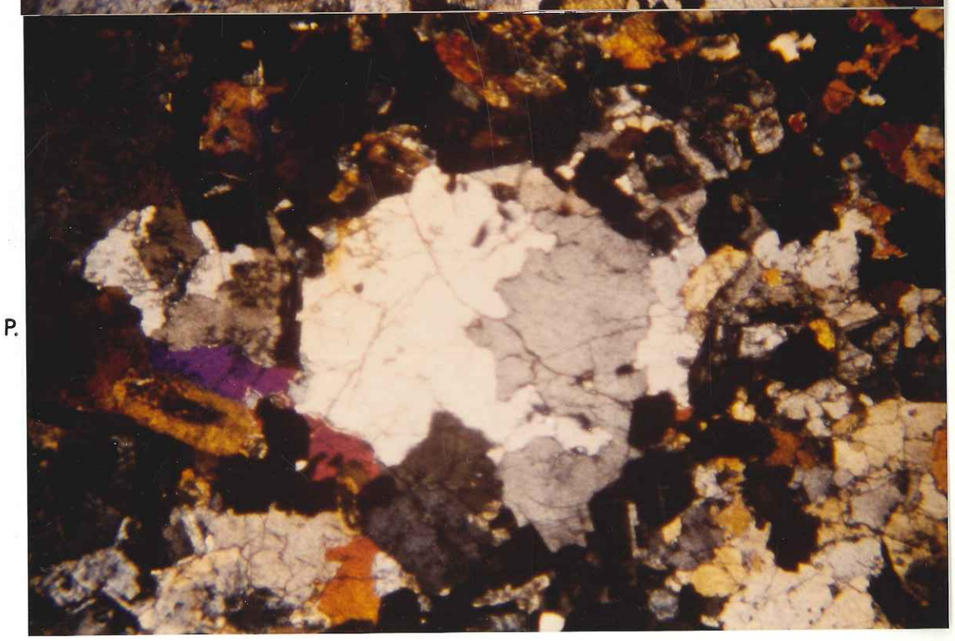
PROTOGINE DU MONT BLANC

PLANCHE 3 |1 mm|

L. N

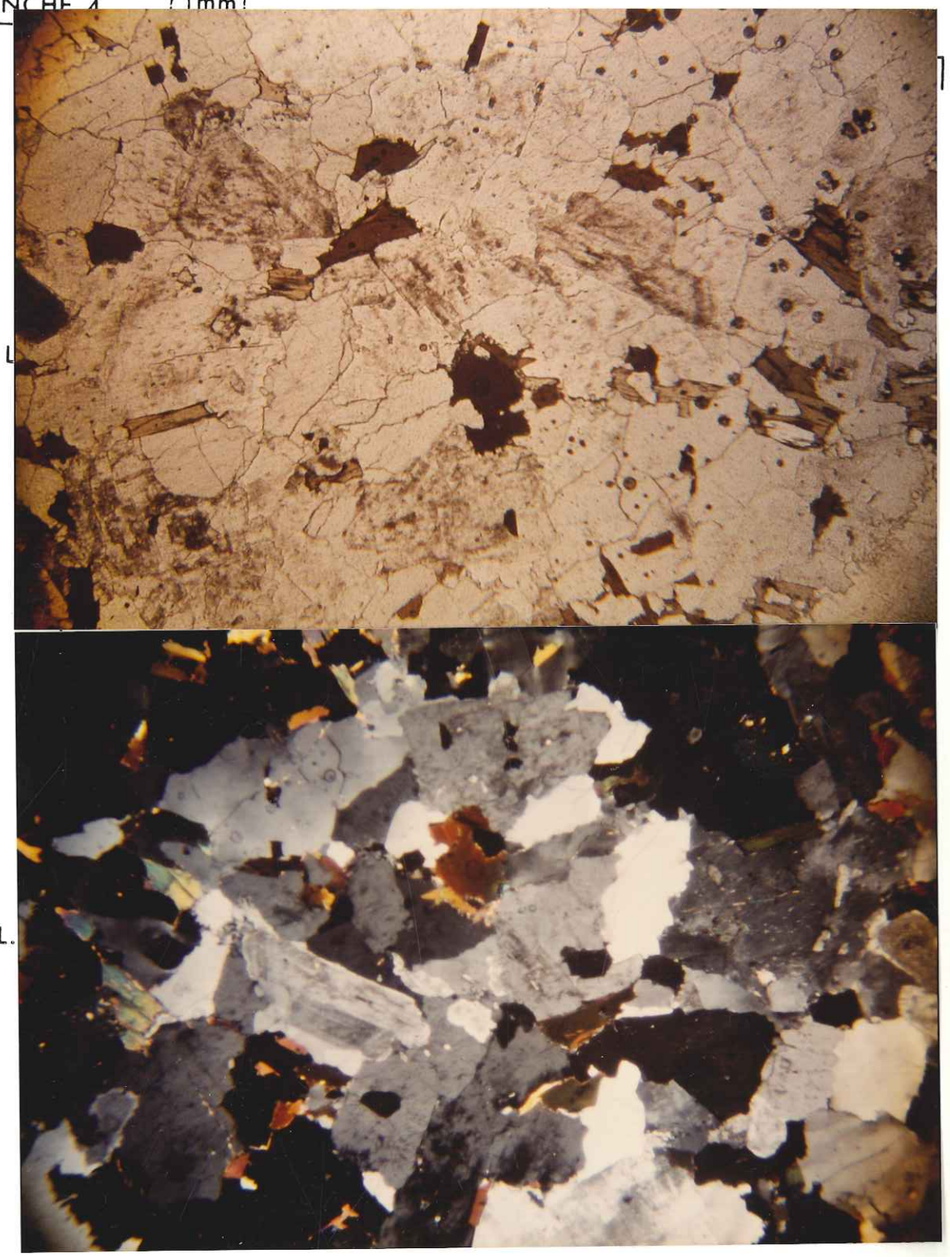


L. P.



GRANITE DU SIDOBRE

PLANCHE 4 ! 1mm !



GRANITE DE LANHELIN

V.3. LA PROPAGATION DES ONDES

V.3.1. NATURE DES VIBRATIONS

Dans un matériau sous contrainte, la création d'un défaut ou son évolution se traduit par un relâchement local de contraintes, provoquant des oscillations de la matière, si elle est élastique, à proximité du défaut. Cet état de vibration se transmet de proche en proche à une certaine vitesse, celle-ci étant la célérité de progression de l'onde mécanique ainsi créée. L'énergie utilisée dans la propagation ne représente qu'une fraction de l'énergie mise en jeu dans le processus de rupture.

L'Emission Acoustique est liée à ces phénomènes transitoires que sont les microruptures.

V.3.2. NOTION D'ONDE

Théoriquement, une onde est décrite par l'équation (21) :

$$u\ (M,t) = f(M)\ .\ F(\ V(M,t)\ )$$

u est le déplacement en M à l'instant t,

F est appelée forme de l'onde et V est dite phase de l'onde à l'instant t en un point M ; V(M,t) constante à l'instant t, représente l'équation d'une surface mobile progressive : plan, sphère, ellipsoïde.

Dans le cas où u est constant sur V, il s'agit d'une propagation par ondes planes ; si le produit distance par déplacement (r.u) reste constant sur V, celle-ci est une surface ellipsoïdale ou sphérique quand t varie.

Les célérités de progression peuvent dépendre des directions de propagation ou bien rester constantes quelle que soit la direction.

Type d'ondes

Si nous considérons un milieu illimité élastique isotrope, de petites oscillations autour d'un état initial en équilibre engendrent un déplacement dont le champs u (M,t) progresse suivant deux systèmes possibles :

- par ondes longitudinales : vibration des particules suivant la direction de propagation à la célérité $C_L = \left(\frac{E}{\rho} \frac{1-\nu}{(1-2\nu)(1+\nu)} \right)^{1/2}$

- par ondes transversales : vibration des particules suivant la direction orthogonale à la direction de propagation à la célérité $C_t \frac{E}{\rho} \cdot \sqrt{\frac{1}{2(1+\nu)}}$

E : module d'Young, ν : coefficient de Poisson, ρ : masse volumique.

Le champ de déplacement a la forme suivante : $\frac{1}{r} e^{\frac{i\omega}{c}(r \pm ct)}$

étant la pulsation,

c étant la vitesse de propagation de l'onde considérée,

r étant la distance à la source.

Lorsqu'on se place à grande distance du centre des fronts d'onde sphérique, on peut admettre pratiquement que le champ de déplacement est constant sur un plan orthogonal à la direction considérée de progression : nous avons un système d'ondes planes se propageant vers l'infini : une onde longitudinale et deux ondes tranversales ; pour ces deux dernières, la vibration s'effectue suivant deux directions orthogonales à la direction de progression de l'onde longitudinale.

Le champ de déplacement est décrit par l'égalité suivante :

$$u\,(M,t) = A \sin \left(\frac{\omega}{c} \; (x - ct) - \phi \right),$$

x désignant la coordonnée de position de M sur l'axe privilégié et c la vitesse de propagation du type d'onde choisi.

En réalité, c'est le cas de la Terre comme des échantillons,

l'état de vibration ne progresse pas indéfiniment. Les limites physiques imposent à l'énergie de rester piégée quand le milieu environnant l'échantillon présente un fort contraste d'impédance : c'est le cas de l'air dont l'impédance acoustique (masse volumique x vitesse de propagation) est égale à 4oo $kg.m^{-2}.s^{-1}$; pour un Granite de Sidobre, cette impédance s'élève à 16.10^6 $kg.m^{-2}.s^{-1}$. Le contraste est donc si important qu'il n'y a pas réfraction hors de l'échantillon. On a plutôt des réflexions d'ondes et création d'ondes de surface : ces dernières s'établissent près de la surface et sont constituées par la superposition d'une onde longitudinale et d'une onde transversale progressant à la même vitesse qui vaut environ 0,9 fois la vitesse de propagation des ondes transversales ; les ondes de surface s'évanouissent à une profondeur (par rapport à la surface de progression) de 2 fois leur longueur d'onde. Signalons, enfin, que d'autres modes de vibration sont possibles dans notre essai : il s'agit d'ondes de plaque s'établissant pour des épaisseurs de plaque de l'ordre de la longueur d'onde. (ondes de Lamb symétriques et asymétriques (22)).

CAS PARTICULIERS DE PROPAGATION (21)

Nous avons donné précédemment les vitesses de progression des ondes longitudinales et transversales en milieu illimité. Or pratiquement, les échantillons utilisés dans les essais sont de forme finie et l'état de contrainte résultant particulier : c'est le cas des barreaux longs et de faible épaisseur, des plaques minces, etc.

Dans une poutre longue, on démontre que la vitesse de propagation d'une onde plane progressant suivant l'axe longitudinal est égal à $\sqrt{\frac{E}{\rho}}$ pour une onde longitudinale et à $\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ pour une onde transversale, μ étant le module de cisaillement. Dans le cas d'une plaque de faible épaisseur par rapport aux autres dimensions, et en état de contrainte quasi-plane, la vitesse de l'onde longitudinale suivant une direction contenue par le plan de la plaque vaut $\sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{1-\nu^2}}$, l'onde transversale voyageant toujours à la vitesse $\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$.

Or, on n'a pas, en fait, propagation à la célérité C définie dans un milieu illimité, mais plutôt à une célérité plus faible dans le cas de l'onde longitudinale. Confondre ces deux valeurs revient à faire une erreur absolue de 3,8 % de $\sqrt{\frac{E}{\rho}}$ dans le cas d'un Granite de Sidobre de module de Poisson égal à 0,2, erreur comparable à celle

que l'on commet lors de l'estimation expérimentale de la vitesse des ondes en mode longitudinal (Figure V.4.). Si nous mettons l'accent sur l'évaluation correcte de la vitesse des ondes, c'est tout simplement parce qu'elle intervient directement dans le dimensionnement des tailles de source. D'autre part, le choix de la méthode expérimentale se justifie par la réalité du milieu physique qui influe par sa structure (porosité et fissuration, anisotropie, taille des vides) et par l'état de contrainte, sur la valeur de la vitesse.

Par contre, la vitesse théorique de propagation d'une vibration transversale est indépendante de l'état de contrainte.

V.4. IMPERFECTION DU MATERIAU

Nous avons précédemment considéré le matériau idéal : élastique, isotrope, homogène. En fait, le milieu réel naturel (roches) ou artificiel (bétons, métaux) présente de nombreux écarts par rapport au milieu idéal (état de fissuration, porosité, anisotropie éventuelle, viscosité, hétérogénéité de constitution), responsables de l'atténuation de l'amplitude d'une vibration ayant progressé sur une distance donnée.

On admet généralement que l'atténuation d'une onde s'exprime par la formule suivante :

$$\frac{A}{A_o} = e^{-\alpha x}$$

α : coefficient d'atténuation par unité de longueur,

x : distance parcourue,

A_o : amplitude de la vibration à l'origine (x=0)

A : amplitude de la vibration à l'abscisse x.

Le coefficient α est déterminé expérimentalement ; l'atténuation résulte d'au moins deux phénomènes :

- la diffusion, caractérisée par une déviation de l'énergie,

de multiples réflexions et réfractions aux joints de grains dûes au contraste d'impédance acoustique ; cette atténuation dépend en outre de la longueur d'onde , de la fréquence f, et de la taille d (22)

si $\lambda > d$ $\quad \alpha = Ad^3f^4$

A,B : constantes

si $\lambda < d$ $\quad \alpha = Bdf^2$

D'autre part, une fissure ouverte occupée par de l'air présente un fort contraste d'impédance et diminue fortement l'énergie transmise au travers de la fissure. Une vibration de longueur d'onde très importante par rapport à l'épaisseur de la discontinuité ignore cette dernière ; l'énergie est intégralement transmise de part et d'autre de la fissure si son ouverture est un multiple entier de la demi-longueur d'onde (la fissure peut ainsi couper ou laisser passer certaines fréquences : c'est un filtre).

- l'absorption : ce phénomène est difficilement quantifiable la vibration perd de l'énergie en frottement interne (intragranulaire et intergranulaire) ; l'absorption est cependant négligeable devant les autres causes d'atténuation (diffusion, expansion géométrique).

ASPECT DISSIPATIF DU MATERIAU

D'autres sources d'atténuation ont été considérées : Roussel (23) a, par exemple, établi une relation mettant en évidence la liaison fréquence f - atténuation et viscosité cinématique du milieu de propagation . La formule s'écrit :

$$\eta = \frac{2\,\alpha\, c^3 f^2}{(f^2 + \alpha^2 c^2)^2}$$

où c représente la célérité de l'onde,

où η s'exprime en m /s.

On remarque donc que pour le cas parfaitement élastique (η nul), l'atténuation est nulle et que η diminue quand la fréquence f augmente : un milieu propagera mieux les hautes fréquences si sa

viscosité est faible ; ceci met en évidence l'aspect filtrant du matériau : les hautes fréquences passeront d'autant mieux que le coefficient de viscosité est faible.

ASPECT DISPERSIF DU MATERIAU

Un matériau, outre son aspect atténuation, ne concernant que l'amplitude, mais fonction de la fréquence comme on vient de le voir, a la caractéristique de disperser les différentes composantes de fréquence distinctes d'un signal : il y a déformation du train d'ondes, certaines voyagent plus rapidement que d'autres ; un signal reçu par un capteur peut ne comporter qu'une partie du train d'onde émis ; ce phénomène a, cependant, peu de chances d'exister vu les faibles distances source-capteur ; il est, par contre, remarquable en sismologie.

ASPECT FISSURE ET PERIODIQUE DES MATERIAUX ROCHEUX

Les roches fissurées peuvent présenter suivant toute direction une certaine périodicité de discontinuités et de constituants de nature différente : on peut donc assimiler une roche fissurée à un milieu périodique. Vernet (24) a étudié l'interaction "squelette du matériau-fissures" à l'aide d'une représentation unidimensionnelle de la matière par une chaîne de quadripôles le long de laquelle peuvent se propager des ondes longitudinales. Le modèle mécanique est représenté Figure V.9. : il met en évidence l'existence d'une bande d'arrêt en fréquence, correspondant à la résonance de chaque échelon quand la fréquence excitatrice est voisine de cette de l'échelon : ceci remet l'accent sur l'aspect filtrant du milieu fissuré. Il établit, d'une part, les vitesses de propagation : la vitesse la plus faible est donnée par $\sqrt{\frac{E}{\rho}}$ (charge statique), et la plus importante par $\sqrt{\frac{E}{\rho(1-\alpha)}}$ (chargement dynamique), où E est le module d'Young du "squelette" du matériau, ρ sa masse volumique et $\rho\alpha$ la masse volumique des éléments contenus dans les fissures. Il s'en déduit une relation entre les modules statique et dynamique du matériau :

$$Ed = E / (1 - \alpha)$$

En chargement dynamique (ébranlement sismique), les ondes tendent donc à passer par le squelette en contournant les fissures,

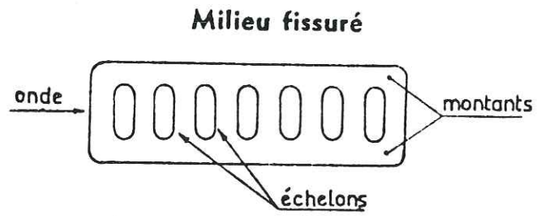


Figure V.9. Modèle mécanique d'un milieu fissuré (24)

Milieu	Vitesses (m/s)	Indice de continuité	Degré de fissuration	Porosité	Atténuation d'amplitude (en volts m/s)	Amplitude (volts)
Roches fissurées						
F4	5310	80 %	19 %	1 %	7,66	4,95
F2	4160	69	30	1	7,16	5,3
F1	3690	61	36	2	5,16	4,3
F3	2670	40	59	1	4,56	3,41

Type	Symbole	Nature	Provenance
Roches fissurées	F1	Granite	Ambert, Puy de Dôme
	F2	Granite	" "
	F3	Marbre	Carrare, Italie
	F4	Calcaires à organismes	Aptien - Arudy, Pyrénées Atlantiques
	F5	Calcaire à entroques	Oxfordien - Lérouville, Meuse
	F6	Grès	Stampien Fontainebleau, Seine & Marne

N : Porosité
Df : Degré de fissuration
Ic : Indice de continuité

$Df = 1 - 1.4N - Ic$

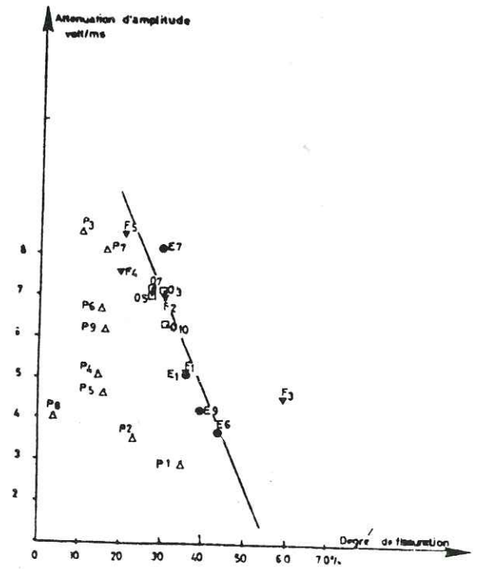


Figure V.10. Atténuation a'amplitude en fonction du degré de fissuration (25)

sans les traverser. On remarque donc l'effet de la fissuration sur les rapports des deux modules et, par conséquent, sur la vitesse des ondes. On vérifie ceci, par exemple, dans une étude (25) sur la propagation dans diverses roches : on note qu'il existe une très bonne corrélation entre le degré de fissuration d'une roche non poreuse et la vitesse de propagation à laquelle est également liée l'atténuation d'amplitude (Figure V.10.).

En sismologie, on utilise habituellement le facteur de qualité Q pour quantifier le degré d'atténuation des terrains traversés par les ondes sismiques ; Q est lié à la variation relative d'énergie pendant une période d'oscillation de la vibration par la relation

$$\frac{\Delta E}{E} = 2.\pi.Q^{-1}$$

E représentant la perte d'énergie.

On peut en déduire une autre relation liant Q à l'atténuation spatiale défini au début du chapître IV.3. :

$$\alpha = \frac{\pi.f}{Q\,V}$$

où V désigne la vitesse de propagation de l'onde considérée et f la fréquence.

Il est facile de remarquer que, pour un faible facteur de qualité, l'atténuation est importante ; ceci est bien résumé par la Figure VI.18 du chapître VI.2.5. où, pour Q faible (Q=100), l'atténuation affecterait non seulement les hautes fréquences, mais également les fréquences basses.

Dans nos essais, nous avons effectivement remarqué que les pentes des décroissances hautes et basses fréquences variaient d'une roche à l'autre ; le cas le plus marqué est celui de la pente de la décroissance du spectre d'amplitude de déplacement pour les hautes fréquences (c'est-à-dire les fréquences supérieures à la fréquence coin, cf. chapître VI) qui donne ses valeurs les plus fortes pour la Protogine (matériau très fissuré) et les plus faibles pour le Calcaire de Vilette (matériau non fissuré), les valeurs intermédiaires étant celles des Granites de Sidobre et de Lanhélin.

Il deviendrait alors possible, si le mécanisme à la source variait peu d'une roche à l'autre, et dans la même roche pour le même essai, d'établir une classification des roches ; ceci fait l'objet d'une attention particulière lors de l'analyse comparative de la deuxième partie du mémoire.

En basse fréquence, les décroissances sont faibles et ne présentent pas le même aspect qu'en haute fréquence d'un point de vue classification, laissant paraître un comportement différent des roches suivant les fréquences, et suivant les essais, dû à la structure et aux mécanismes de rupture.

CONCLUSION

Pour une vibration quelconque, la roche se comporte comme un filtre auquel on peut attribuer une fonction de transfert dépendant du trajet suivi et du niveau de contrainte de l'essai (26) par suite de l'endommagement croissant du matériau.

L'influence de l'état de fissuration a été établie théoriquement sur le module dynamique mais également qualitativement sur la forme des spectres de déplacement.

On peut d'ores et déjà apprécier la quantité d'informations que contient le signal reçu par le capteur ce qui en fait un outil d'étude très prometteur bien que très complexe.

V.5. MESURE DE LA VITESSE DES ONDES DANS LES ROCHES (Figure V.11.)

Comme nous l'avons déjà rappelé, la vitesse de progression de l'onde intervient dans la détermination du rayon de la source d'émission. Sachant que la vitesse est influencée par le degré de fissuration et dépend de la fréquence, il est important de mesurer expérimentalement cette vitesse plutôt que de l'évaluer à partir d'un module statique déduit d'un essai de compression simple.

Les techniques les plus courantes font appel aux ondes longitudinales plutôt que transversales étant donné la difficulté technologique

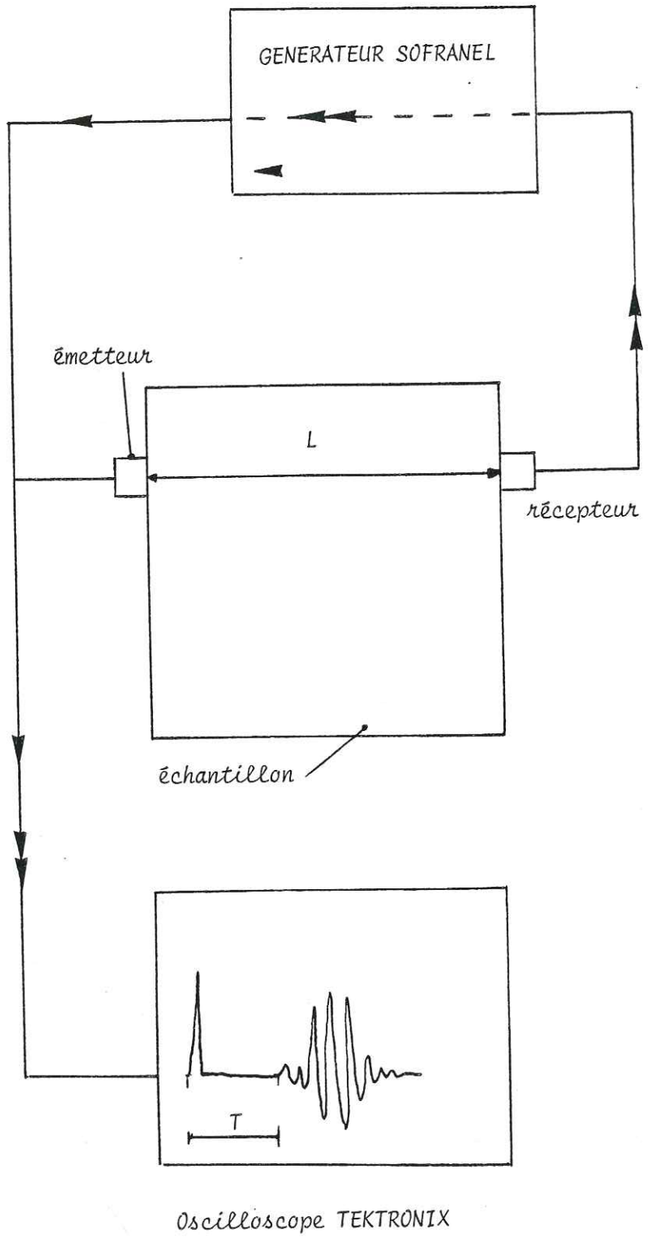


Figure V.11 -Dispositif de mesure de la vitesse des ondes longitudinales.

de générer des ondes transversales. On ne cherchera donc pas à évaluer la vitesse des ondes transversales, et plutôt à utiliser le modèle de Brune étendu à l'ondeP , connaissant la vitesse de cette dernière.

Le dispositif de mesure est simple : signaux émis et reçus sont visualisés par un oscilloscope TEKTRONIX qui permet de mesurer le temps de propagation : un générateur d'impulsions d'énergie de faible temps de montée et de fréquence de répétition variable, émet, par l'intermédiaire d'un capteur piézoélectrique résonant à 2,25 MHZ, une onde longitudinale qui traverse la plaque de matériau suivant une direction de son plan, et qui, après un temps T de propagation est reçue par un autre capteur de mêmes nature et caractéristiques ; c'est ce temps T qui est mesuré sur l'oscilloscope. Etant données les limites énergétiques du générateur, nous nous sommes limités à une distance de propagation de 20 cm qui est de l'ordre du trajet maximal de nos essais.

PRECISION DES MESURES

Les longueurs de propagation sont mesurées à l'aide d'un pied à coulisse, l'incertitude état de l'ordre du dixième de millimètre. En ce qui concerne les temps de propagation, l'erreur provient de l'estimation du début de chacun des signaux émis et reçus : elle est évaluée à 1 µs au total. L'erreur relative sur la vitesse de propagation (distance/temps) s'élève en moyenne à 4 % selon les roches.

Les mesures ont été effectuées sur une longueur de 20 cm environ, nous avons retenu les valeurs suivantes pour la propagation d'une onde longitudinale, celles-ci mêmes que nous utiliserons pour évaluer les tailles de source :

- Calcaire de Vilette : 5 840 m/s
- Granite de Sidobre : 5 850 m/s
- Granite de Lanhélin : 5 650 m/s

Aucune anisotropie n'a été détectée pour ces trois roches, lors de mesures suivant différentes directions du plan de la plaque.

050 035710 4

CAS PARTICULIER DE LA PROTOGINE DU MONT BLANC

La description structurelle donnée au chapître V.2.1. révèle un état de fracturation intense rendant difficile la propagation des ondes ; en effet, une distance de 20 cm ne permet pas de faire une mesure correcte du fait de l'atténuation du milieu et de l'énergie insuffisante du pulseur. Nous avons alors entrepris des mesures sur des distances plus faibles pour deux directions perpendiculaires du plan de la plaque ; nous trouvons V_1 = 3 190 m/s et V_2 = 4 290 m/s, V_1 étant la vitesse des ondes suivant la direction probable source-capteur compte-tenu de l'orientation de l'échantillon.

Ces deux vitesses attestent par leur écart de la difficulté de la mesure ; en effet, si on calcule le module dynamique dans chacun des cas, le premier sur la direction 1 de V_1 n'est pas satisfaisant : son rapport au module statistique suivant cette même direction (36,5 x 10^9 Pa) est inférieur à 1 alors qu'en général, ce rapport oscille entre 1,2 et 2.

Cette anomalie de vitesse aurait pû être le fait d'une anisotropie mécanique sachant que cette roche est à fissuration orientée (17) mais des mesures sur des distances si courtes que 9,91 cm pour (1) et 7,86 cm pour (2) ne sont pas non plus très fiables pour des raisons de puissance du générateur et de précision de mesure du temps.

Afin de vérifier s'il y a ou non anomalie, nous avons réalisé un essai de compression simple avec déchargement dans la direction (1) du bloc, le module de déchargement, qui se rapproche du module dynamique, vaut 48.10^9 Pa (cf. chapître V.21.). Cette valeur est tout à fait satisfaisante, et donne une vitesse de 4 250 m/s, qui ramenée au problème plan vaut 4 400 m/s.

Il n'est pas possible de confirmer ces valeurs ; néanmoins, elles sont plausibles, tout comme V_2 = 4 290 m/s : elles sont, de toute façon, très inférieures aux vitesses évaluées sur les autres roches et influencées par la fissuration.

L'examen de l'impact de la variation de vitesse permet d'affirmer qu'elle n'entraînera pas de forte variation de la taille moyenne des sources de la Protogine qui est d'environ 6 mm, un écart de + 1 mm correspondant à une variation de vitesse de 1000 m/s. On retiendra par conséquent, la valeur de 4 400 m/s pour la direction probable source-capteur.

On peut enfin noter que la condition $1,2 < \frac{E \text{ dynamique}}{E \text{ statique}} < 2$ est satisfaite pour les trois autres roches.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

VI. NOTIONS DE SISMOLOGIE

Dans ce chapître, nous rappellerons les principes de la sismologie, c'est-à-dire les méthodes d'évaluation des différents paramètres caractérisant les séismes, qui, appliquées aux microruptures des roches, constituent la base de toute appréciation de la similitude microfractures-séismes.

Les séismes superficiels sont liés à une accumulation d'énergie par un jeu de déformations lentes ; ils se produisent quand cette énergie est libérée : par exemple lorsque le frottement limite est atteint dans le jeu ou le rejeu d'une faille, ou lors de la rupture ou de la propagation d'une discontinuité.

Un séisme concerne des régions de grandes dimensions et la libération d'énergie n'est pas instantanée : des ruptures d'équilibre non simultanées peuvent se produire en divers endroits lors de la propagation d'une rupture.

L'activité sismique ne se limite pas au séisme principal mais généralement le précède par des "précurseurs", et lui succède par des "répliques".

Les mécanismes au lieu origine du séisme que l'on appelle foyer sont ceux décrits figure II.2. chapître II.3.1., les plus probables étant de mode II et III ; le mode I peut également se rencontrer dans des cas précis d'exploitation et de travaux souterrains.

L'évaluation des paramètres caractéristiques d'un séisme (localisation, dimensions, direction de rupture, etc.) nécessite des informations dont le support physique est l'onde de contrainte qui, reçue par un capteur et enregistrée, constitue le point de départ de l'analyse.

A l'aide des notions que nous expliciterons, nous tenterons de différencier les roches dont nous disposons.

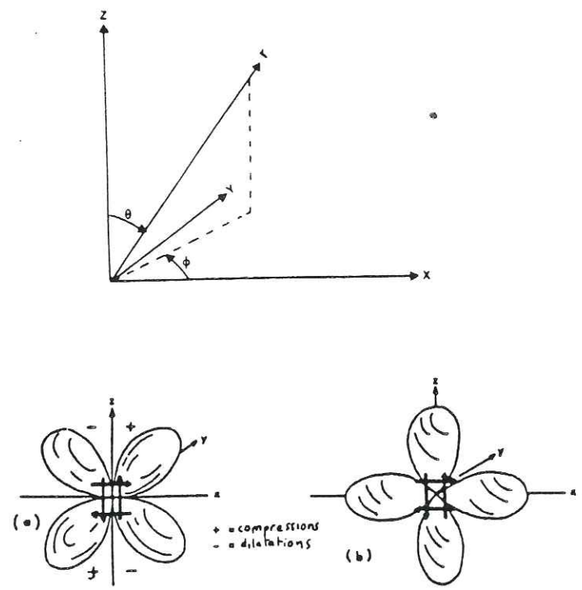


Figure VI. 1.- Diagrammes de radiation d'un mécanisme de double-couple pour une onde P (a) et pour une onde S (b). Les plans nodaux sont les plans xoy et yoz. (27)

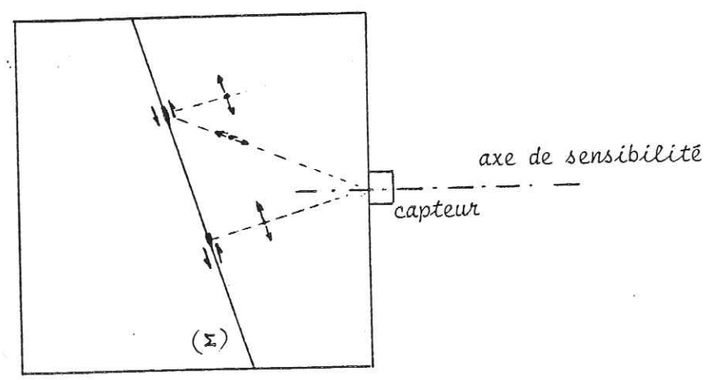


Figure VI.2 -Champ d'onde composite au capteur.

VI.1. MECANISME ET DIAGRAMME DE RAYONNEMENT

VI.1.1. MECANISME

L'idée la plus couramment retenue pour l'étude du mécanisme au foyer est celle pour laquelle les forces en jeu se ramènent à un double-couple ; le mécanisme résultant est un glissement si l'état de sollicitation est un cisaillement. L'espace se trouve partagé en deux zones de contraction (à contrainte de compression) et deux zones de dilatation (à contrainte de traction).

VI.1.2. CHAMP D'ONDES A LA SOURCE

Le champ d'onde rayonné par un point source lors d'un mécanisme de coulissage est explicité Figure VI.1.

On constate l'absence de rayonnement d'ondes de dilatation et de contraction dans les directions du plan de faille et du plan auxilliaire (plan perpendiculaire au plan de faille) ; on a, par contre, un rayonnement maximal pour les ondes de cisaillement suivant ces deux directions ; celles-ci peuvent être déterminées, pratiquement, par le premier mouvement des signaux enregistrés par des sismographes judicieusement disposés : cette méthode est couramment utilisée en géophysique.

VI.1.3. CHAMP D'ONDE AU CAPTEUR

Nous disposons d'un capteur piézoélectrique dont la position est constante pour tous les essais (Figure VI.2.).

Etant donnés la direction moyenne de rupture observée sur la plupart des essais, c'est-à-dire oblique et non perpendiculaire à l'axe du capteur, et le diagramme de rayonnement dans le cas d'un point source (Figure VI.1.), le train d'onde reçu est probablement composé à la fois d'ondes longitudinales (contraction, dilatation) et d'ondes transversales (ou de cisaillement) que l'on ne peut dissocier, par le fait des faibles temps de propagation, avec l'appareillage à notre disposition.

D'autre part, le fait que notre capteur ne présente pas la même sensibilité aux ondes longitudinales et aux ondes transversales (cf. chapître VII.3.3.2.) et qu'il n'est sensible que suivant son axe accroît la difficulté d'analyse dans cette voie.

Les conditions de nos expériences sont donc différentes des conditions des séismes réels qui sont la réception en champ lointain (chapître VI.2.1.) et la possible différenciation des types d'ondes à partie des temps d'arrivée étant données les distances de propagation importantes séparant la source du capteur.

manque un verbe ?

VI.1.4. ESSAI DE LOCALISATION

Tout comme en géophysique, la localisation des sources permet de connaître la distribution spatio-temporelle des événements, de déceler les zones acoustiquement actives et, ce qui est propre à l'expérimentation, de rechercher à les corréler à la distribution des contraintes et des déformations déterminée au chapître I.

La localisation tridimensionnelle nécessite cinq capteurs au moins disposés sur l'échantillon ; lors de l'évolution d'un défaut interne, les ondes élastiques émises sont perçues par les capteurs ; une mesure des temps d'arrivée aux différents capteurs par rapport à un capteur référence (le capteur le premier atteint) permet de localiser la source émettrice située à l'intersection d'hyperboloïdes dont les foyers sont les capteurs. Puisque la méthode est basée sur les temps d'arrivée, la valeur de la vitesse doit être connue avec précision si on suppose une propagation à un seul mode ; si la propagation se fait avec changement de mode, alors la vitesse entrée dans les calculs n'est pas correcte et a pour conséquence des erreurs importantes de localisation des sources (Figure VI.3.) : de même, connaissant le diagramme théorique de rayonnement d'un point source en mode II et les zones privilégiées de radiation d'ondes P et S, il est impossible aux capteurs de discriminer les types d'ondes différents voyageant à des vitesses différentes. D'autres incertitudes de localisation existent également l'une inhérente à l'appareillage à détection et déclenchement à partir d'un certain seuil d'amplitude faussant les différences de temps d'arrivée parce que les signaux n'ont pas la forme idéale retenue lors de la conception du système, l'autre, d'ordre fondamental, liée au fait que très souvent, la source d'émission acoustique ne coïncide pas géographiquement avec le défaut se propageant (28).

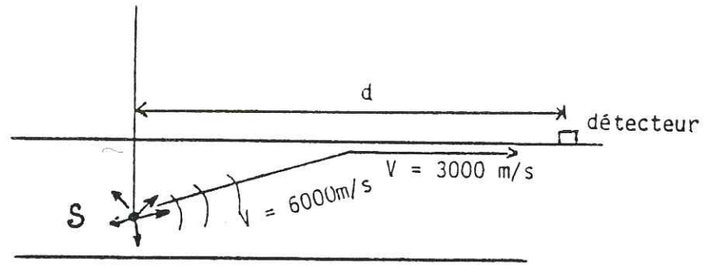
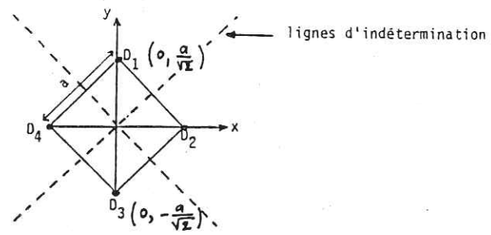


Figure VI.3. Propagation avec changement de mode.



Les expressions donnant les coordonnées de la source s'expriment par les formules suivantes :

$$x_s = \frac{V^2\left[\Delta T_{12}\Delta T_{13}(\Delta T_{12}-\Delta T_{13}) + \Delta T_{13}\Delta T_{14}(\Delta T_{13}-\Delta T_{14}) + 2\Delta T_{12}\Delta T_{14}(\Delta T_{14}-\Delta T_{12})\right]}{2a\sqrt{2}\,(\Delta T_{12} + \Delta T_{14} - \Delta T_{13})}$$

$$y_s = \frac{V^2\left[\Delta T_{12}\,\Delta T_{13}\,(\Delta T_{13}-\Delta T_{12}) + \Delta T_{13}\,\Delta T_{14}\,(\Delta T_{13} - \Delta T_{14})\right]}{2a\sqrt{2}\,(\Delta T_{12} + \Delta T_{14} - \Delta T_{13})}$$

ΔT_{ij} : différence des temps d'arrivée source-capteur D_i - source-capteur D_j.

Figure VI.4. Maille carrée.

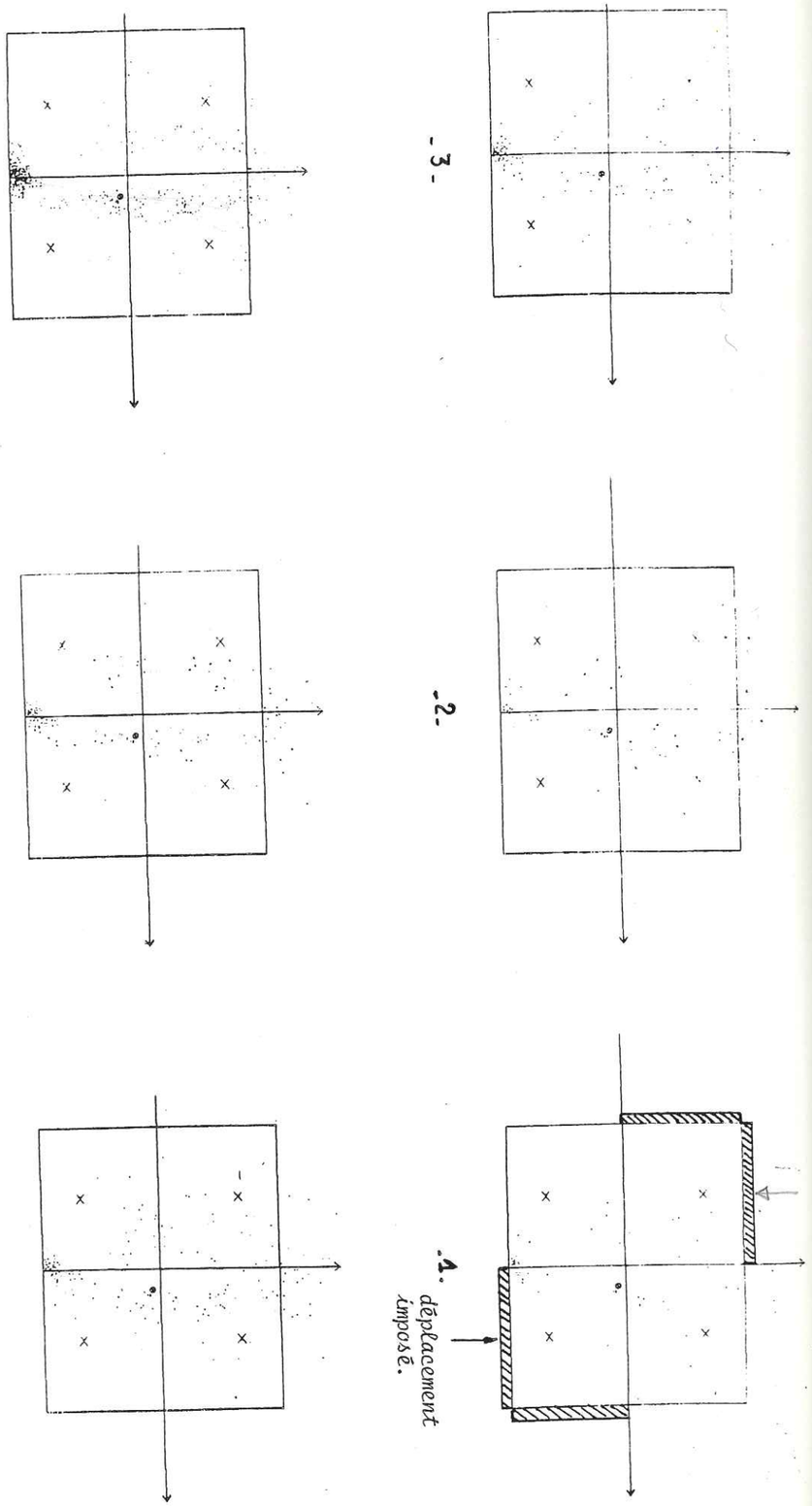


Figure VI.5. -LOCALISATION DES SOURCES D'EMISSION ACOUSTIQUE LORS D'UN ESSAI SUR UNE PLAQUE DE GRANITE DU SIDOBRE. Excentrement nul;vitesse:8mm/h;les croix designent l'emplacement des capteurs;les nombres indiquent des instants croissants de l'essai.

Nous avons réalisé un essai avec localisation plane des sources d'émission acoustique à l'aide d'un matériel de la Compagnie Générale de Radiologie, conçu pour le contrôle et la surveillance de récipients sous pression, ceux-ci étant de grandes dimensions et de faibles épaisseurs. Ces considérations permettent donc de simplifier le problème de localisation en le ramenant à un plan. Compte-tenu des remarques avancées au paragraphe précédent, on estime que la précision maximale de localisation est de l'ordre de l'épaisseur du récipient testé. On voit donc que, dans notre cas, cette imprécision est relativement importante sachant que les plaques ont une épaisseur de 2 cm.

Le système comporte quatre capteurs de faible fréquence de résonance, une chaîne d'acquisition des signaux (détection, conditionnement) et un calculateur assurant la localisation en temps réel. Les données nécessaires sont la vitesse des "ondes", que l'on évalue connaissant le temps et la distance de propagation d'une onde élastique générée par la rupture d'une mine de crayon 2H de 0,5 mm sur un plan de la plaque, la géométrie de l'échantillon et la position des capteurs ; ces derniers sont disposés aux sommets d'un carré (maille carrée) comme l'indique la Figure VI.4. Le choix d'une maille carrée n'est en fait pas très adapté puisqu'il a pour conséquence deux lignes d'indétermination, excluant ainsi les sources qui pourraient s'y trouver, d'autant plus qu'une de ces lignes est probablement liée à une activité acoustique importante.

L'essai a été conduit à une vitesse de 8 mm/h pour un cas de charge non excentré. La localisation en temps réel permet d'observer l'apparition des sources à des instants différents. Nous pouvons remarquer (Figure VI.5.) l'effet "poinçon" réalisé par le plateau mobile montrant une importante activité acoustique due à des contraintes élevées dans cette zone ; nous observons une émission sans particularité au début de l'essai (1,2) ; les sources devenant nombreuses dans la partie centrale, en dehors du plan médian parallèle à l'axe du déplacement du plateau de la presse, cet effet étant probablement dû au choix de ce type de maille. Notons également la présence de nombreuses sources en dehors des limites supérieures de l'échantillon (20 % sur l'ensemble des sources pour le cas 6 de la Figure VI.5.) montrant donc les défauts de cette méthode appliquée à notre cas qui est tridimensionnel ; les positions

dans l'espace des sources sont projetées sur le plan de la plaque avec, en surplus, une erreur qui peut atteindre 2 cm sur la position. On peut, d'autre part, s'attendre à des changements de mode de propagation affectant de façon très variable la position réelle des sources en passant par exemple d'une onde de volume à une onde de surface comme il est indiqué Figure VI.3.

Si l'information d'ordre quantitatif est limitée, remarquons tout de même que les sources sont placées dans des zones non aléatoires, qui sont l'objet de contraintes importantes notamment en cisaillement pour ce type d'essai (chapître I.2.) : c'est principalement le cas de l'échantillon entre les capteurs.

Cet essai a mis en évidence la nécessité d'un système de localisation performant et précis pour l'étude des zones actives d'échantillons contraints, mais également les limites des systèmes actuellement commercialisés dont le champ d'application est essentiellement industriel.

VI.2. MODELES DE SEISMES (mode II ?)

Ce n'est que depuis quelques dizaines d'années que la sismologie a connu de réels progrès : l'élaboration de modèles, le développement des moyens de calcul ont permis de modéliser des séismes de plus en plus complexes, visant par là à se rapprocher de la réalité.

Les modèles existants et développés sont essentiellement dislocatifs. La dislocation s'entend, ici, comme étant le glissement le long d'une surface préexistante alors qu'habituellement, ce terme est relatif au glissement le long d'un plan ou axe cristallographique dans un cristal.

Burridge et Knoppoff (29) montrent, dans un milieu élastique, l'équivalence entre un point de dislocation et un système de forces perpendiculaires dont le moment résultant est nul (ou double-couple); le diagramme de rayonnement est celui repris Figure VI.1. du chapître VI.1. dans le cas du champ lointain.

De nombreux modèles ont été étudiés : failles rectangulaires (Haskell (30), Savage (31)) ou circulaires (Brune (32), Madariaga

(33)) ; ils sont soit dynamique (la source est caractérisée par une condition de contrainte, c'est le cas du modèle de Madariaga (1976) soit cinématique (on spécifie la fonction de déplacement le long de la faille : modèles de Brune 1970, Haskell 1964, Savage 1972). Tous ces modèles ne constituent qu'une approche de la réalité ; par exemple, la dislocation constante présente des impossibilités aux limites de la faille du fait de la continuité de la matière : une distribution de dislocations le long du plan de faille est plus réaliste, celle-ci étant nulle aux limites : c'est le modèle de Madariaga (1976) ; un autre exemple est donné, pour le modèle cinématique, par le choix arbitraire d'une fonction de glissement.

Le modèle dynamique reste finalement le plus réaliste : spécification d'une contrainte de cisaillement le long d'une surface et dislocation progressive étudiée à l'aide des lois de la mécanique de la rupture.

VI.2.1. SIGNAL-SOURCE

On entend par cette expression la forme de l'onde de déplacement générée à une distance R dans un milieu infini homogène. Dans le cas d'une force volumique équivalente à des dislocations (34), le déplacement s'exprime en une somme de trois termes : deux décroissant en 1/R (onde longitudinale, onde transversale) constituant le champ lointain du déplacement, le troisième terme décroissant en $1/R^3$,représentant le champ d'onde en champ proche, dont une partie se propage à la vitesse des ondes longitudinales, et l'autre à la vitesse des ondes transversales.

En champ lointain, les ondes longitudinale et transversale sont d'autant plus dissociables que R est grand, le terme du déplacement en $1/R^3$ étant négligeable. Pour notre part, les enregistrements n'ont jamais montré de façon évidente deux arrivées purement longitudinale et transversale distinctes.

Aux faibles distances de la source (champ proche), les phases se chevauchent ; ceci montre la complexité probable de la composition du train d'onde reçu par le capteur.

A chacun des trois termes composant le déplacement correspond un facteur de radiation ; par contre, tous dépendent de la masse volumique du matériau, de son module de rigidité, de la contrainte effective sur la faille et parfois de la vitesse de rupture.

Tous les modèles théoriques ont conduit à l'étude du champ lointain et la représentation en fréquence du déplacement u présente de nombreux points communs (Figure VI.6. à VI.8.) en coordonnées logarithmiques :

- en basse fréquence, le spectre est plat.

- en haute fréquence, il y a décroissance suivant ω^{-2} à ω^{-3} selon les modèles.

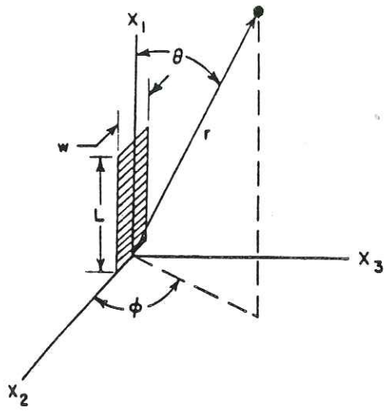
L'intersection du niveau plat et de la décroissance est appelée fréquence-coin.

Le sismologue s'est, en général, intéressé aux phénomènes basse fréquence (de l'ordre du hertz), donc aux longueurs d'ondes grandes par rapport aux dimensions de la source ; ceci lui permet de représenter la source spatialement, sans donner de détails de propagation, qui on le verra plus loin, ont un contenu haute-fréquence.

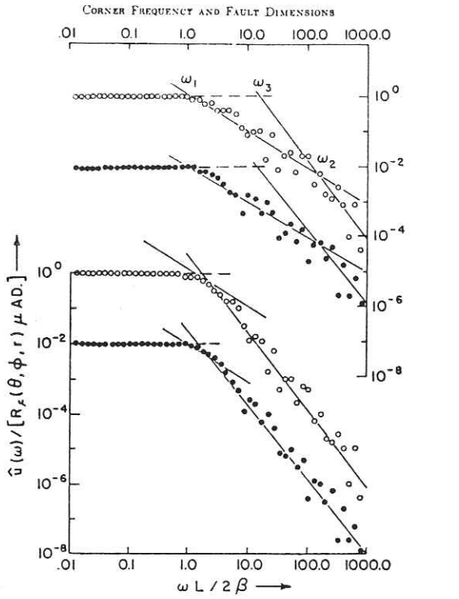
Si la faille a une dimension L, la rupture se propagera à la vitesse Vr pendant un temps T ; si les contraintes se relachaient instantanément, l'impulsion générerait davantage de hautes-fréquences (spectre plat, $\frac{1}{T}$ étant élevé) ; si par contre, la relaxation de contrainte se faisait pendant T, alors le spectre se limiterait en basse fréquence à une fréquence proportionnelle à $\frac{1}{T}$, celle-ci étant appelée fréquence-coin, fc : on aura donc une relation inverse entre la taille de la source et la fréquence-coin du spectre de déplacement :

$$L = K \cdot V_r / f_c$$

k, étant une constante. Un tableau récapitule pour différents modèles les relations entre dimensions de sources et fréquence-coin :



Coordinate system and fault surface used in the Haskell model.



The Fourier spectrums of the far-field displacement signal calculated from the Haskell model (generalized to bilateral rupture) with $L_a = L_r$, $\theta = 60°$, and $v/\beta = 0.9$. In the upper pair of spectrums $2T\beta/(L_a + L_r) = 0.005$ and in the lower pair $2T\beta/(L_a + L_r) = 0.5$; these values would be appropriate to fault surfaces having length to width ratios L/w of 100 and 1.0, respectively. The ordinate for the P-wave spectrums (solid circles) has been divided by 100 to separate the P- and S-wave spectrums (open circles). The straight lines are asymptotes of slope ω^{-1} and ω^{-2} passing through points (ω_1', 1) and (ω_3', 1) for S waves and points (ω_1'', 0.01) and (ω_3'', 0.01) for P waves.

$R(\theta,\phi,r)$: facteur de radiation, $|R| \leqslant 1$.

β : vitesse des ondes tranversales.

ω : fréquence.

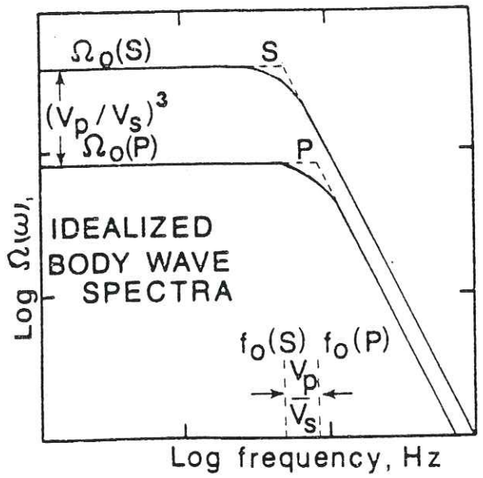
μ : rigidité du matériau.

D : longueur de la dislocation.

A : aire de la faille.

Modèle : déplacement en bloc parallèle à X_1 le long d'une faille rectangulaire.

Figure VI.6 .-Spectre de déplacement en champ lointain pour le modèle d'Haskell /30/.



Displacement spectra for P and S wave radiation.
Corner frequencies are $f_o(S)$ and $f_o(P)$

"S":onde tranversale.

"P":onde longitudinale.

V_p:vitesse des ondes longitudinales.

V_s:vitesse des ondes tranversales.

$\Omega(\omega)$:spectre de déplacement.

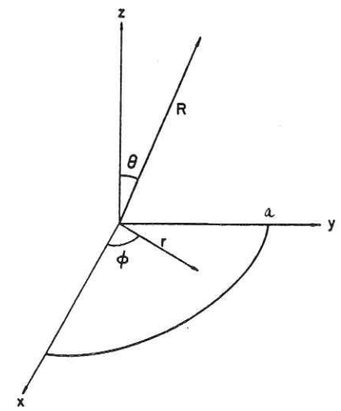
ω:fréquence.

$f_0^s=2.34\ V_s/2\pi r$.

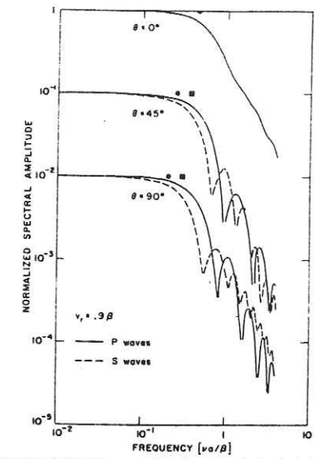
$f_0^p=1.97\ V_p/2\pi r$.

Modèle:source circulaire de rayon r.

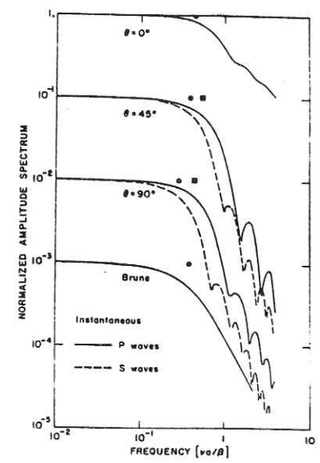
Figure VI.7.-Spectre de déplacement,pour le modèle de Brune/32/,en champ lointain.



General configuration of the coordinate systems used in the text. The fault is contained in the (x y) plane.



Far-field spectrum of *P* and *S* waves radiated by a subsonic circular fault with $v_R = 0.9\beta$. The spectra for different θ are shifted by one decade in amplitude. The squares indicate the *P* corner frequencies while the circles indicate the *S* corner frequencies.



Far-field spectrum of *P* and *S* waves radiated by an instantaneous circular fault. The spectra, shown for three azimuths $\theta = 0°, 45°$ and $90°$, are shifted by one decade in amplitude for purposes of clarity. The squares indicate the *P* corner frequency while the circles indicate the corner-frequency of *S* waves. For comparison we include the spectrum of *S* waves proposed by Brune (1970).

V_r:vitesse de rupture.

α:vitesse des ondes longitudinales.

β:vitesse des ondes tranversales.

Modèle:source circulaire(rayon a)dynamique plane(x,y).

Figure VI.8 -Spectre de déplacement en champ lointain pour le modèle de Madariaga/33/.

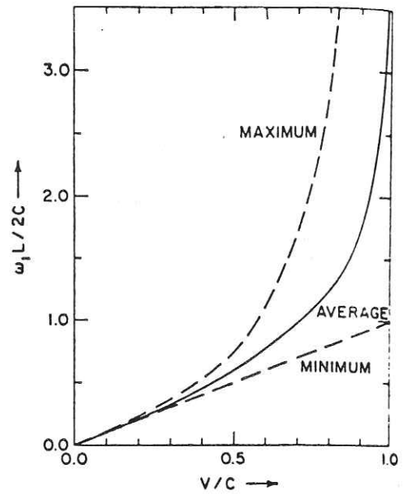
Modèle	onde S	onde P
Haskell (v/)=0.9	$f_1=3.6\beta/L$ $f_2=4.1\beta/W$ $f_3=14.8\beta^2/LW$	$f_1=1.2\alpha/L$ $f_2=2.4\alpha/W$ $f_2=2.9\alpha^2/LW$
Brune r:rayon de source	$f=2.34\beta/2\pi r$	$f=1.97\alpha/2\pi r$
Madariaga (v/)=0.9	$f=0.21\beta/r$	$f=0.32\alpha/r$

f:fréquence-coin
β:vitesse des ondes S
α:vitesse des ondes P
L:longueur de la faille
W:largeur de la faille

On remarquera, pour le modèle d'Haskell, plusieurs fréquence-coin contenant chacune l'information relative aux dimensions de la faille rectangulaire. Le modèle de Madariaga donne des tailles de source (rayon) plus élevées que le modèle de Brune.

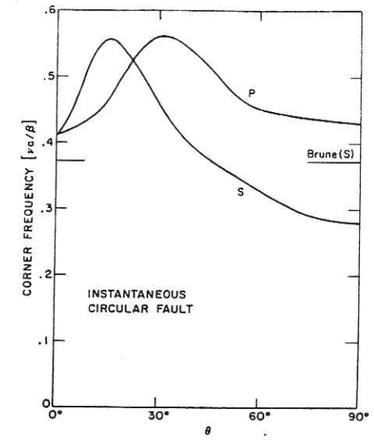
On peut noter la prise en compte de la vitesse de rupture par les modèles de Haskell et Madariaga, ce qui est une hypothèse réaliste.

Dans l'ensemble, il faut remarquer que tout comme le spectre, les fréquence-coin dépendent de l'azimuth de la direction observateur-source (Figure VI.9*a*).



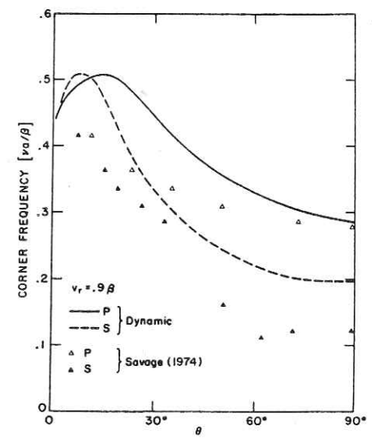
Corner frequency ω_1 as a function of the ratio of rupture velocity to wave velocity. The corner frequency is also a function of the angle θ (Figure 1); the extreme values (maximum at $\theta = 0°$ and minimum at $\theta = 90°$) as well as the average value are shown.

V:vitesse de rupture.
c:vitesse de propagation des ondes.
ω_1:fréquence-coin.
L:longueur de la faille.
Modèle d'Haskell /30/.



Variation of corner frequencies as a function of azimuth for the instantaneous circular fault. Brune's approximation is included for comparison.

θ :azimuth.
ν :fréquence-coin.
a:rayon de source.
β :vitesse des ondes S.
Modèle de Madariaga /33/.



A comparison of the corner frequencies of the far-field spectra from a dynamic circular fault with those of the kinematic circular fault (Savage, 1974); the rupture velocity $v_R = 0.9\beta$.

Figure VI.9a Influence de l'azimuth et de la vitesse de rupture. sur la fréquence-coin.

Si la fréquence-coin sert à dimensionner la source, le niveau plat du spectre de déplacement (en représentation Log/Log) contient l'information "moment sismique" (Mo = μ S D : μ = rigidité ; S : surface de la source ; D : longueur de la dislocation ou glissement) qui, par son expression constitue une appréciation de l'intensité du mécanisme à la source. La formule complète reliant les différents paramètres (en champs lointain) s'écrit :

$$u\,(R, \omega = 0) = \frac{\mu}{4\pi\rho\, C^3} \cdot \frac{R\theta\phi}{R} \cdot M_o$$

u : déplacement

$R\theta\phi$: facteur de radiation

C : vitesse de l'onde

Mo : moment sismique

ρ : masse volumique μ : rigidité.

ω : fréquence

On peut donc, à partir de $u(R,\omega=0)$, et à l'aide des autres paramètres ($R\theta\phi$,R si on a localisé la source) déterminer Mo.

La notion de moment sismique tend à remplacer la magnitude, celle-ci étant mesurée pour des périodes arbitraires (1s pour les ondes P, 20 s pour les ondes de surface) et n'ayant pas de sens dans le cas d'échantillons pour lesquels les fréquences d'émission sont élevées.

D'une manière générale, tous les spectres de déplacements (après déconvolution de la réponse instrumentale) que nous avons observés présentent un niveau plat légèrement décroissant et une rupture de pente suivie d'une décroissance qui n'est pas toujours linéaire (Figures VI.9b et VI.10.).

Le modèle que nous avons finalement adopté est celui de la source circulaire de Brune (32) étant donnée la forme générale des grains, pour lequel on note qu'il existe, pour chaque type d'onde, une fréquence-coin unique indépendante de l'azimuth et de la vitesse de rupture, et qu'il y a indépendance du modèle vis-à-vis de la vitesse de rupture.

$\lambda = \frac{W}{f} = \frac{5.10^3}{10^6} = 5.10^{-3}\,m = 5\,mm$

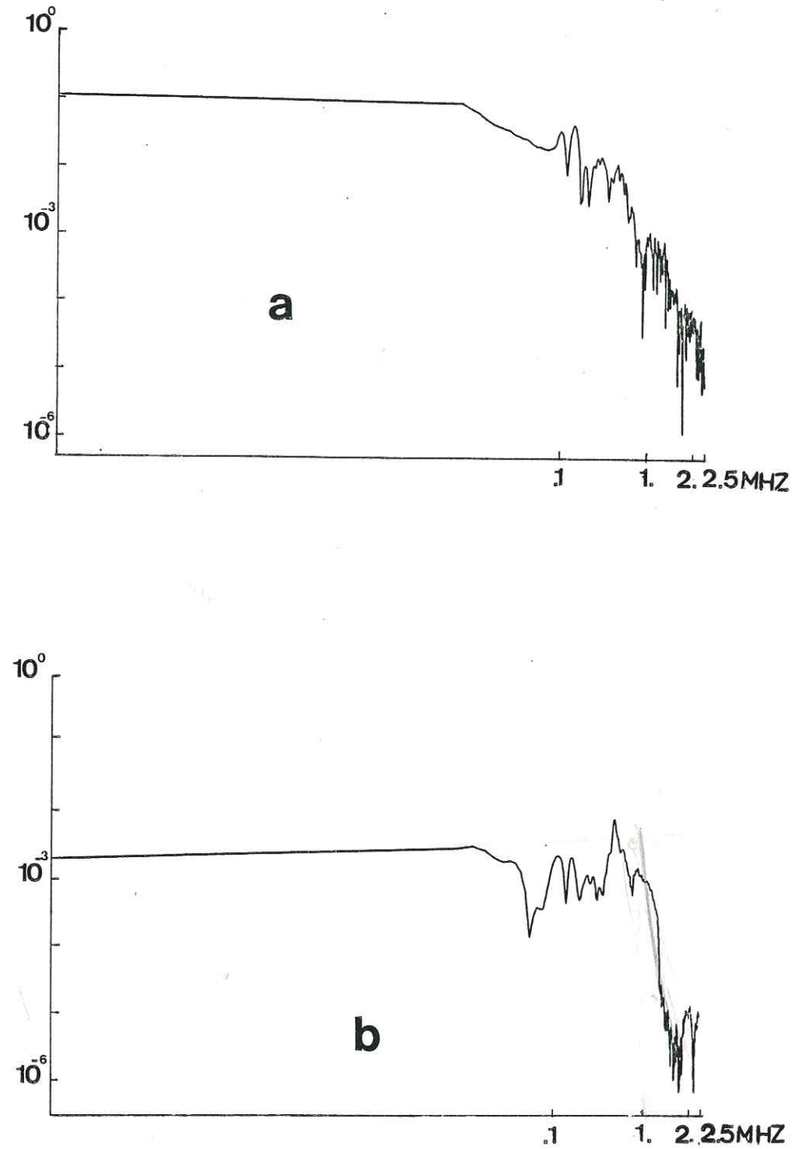


Figure VI.9b Spectres de déplacement de signaux vus par le capteur S1000BM :

(a) rupture d'un capillaire

(b) rupture d'une mine de crayon de dureté 2H

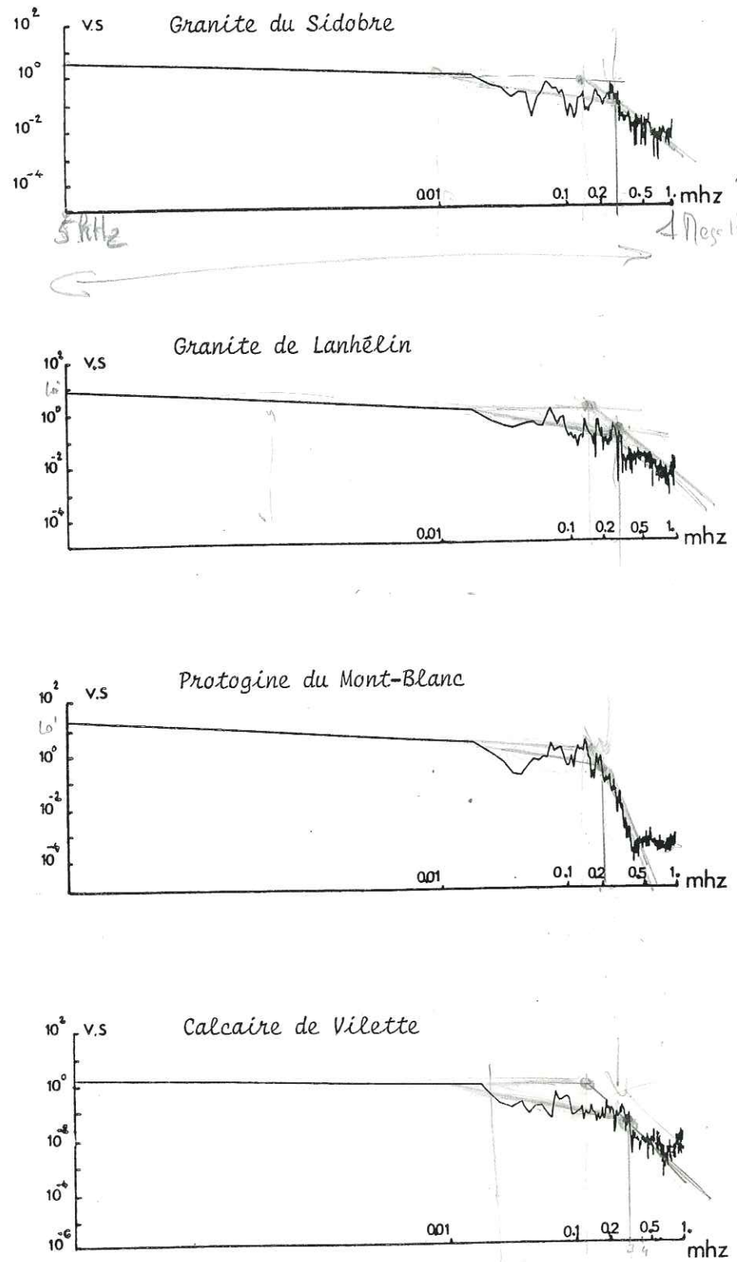


Figure VI.10 Spectres de déplacement après déconvolution de la réponse instrumentale (représentation Log/Log).

VI.2.2. LA VITESSE DE RUPTURE

En mode I et II, l'examen théorique dynamique et cinématique de la rupture montre que la vitesse de rupture est bornée par la célérité de Rayleigh ; en mode III, cette limite est la vitesse des ondes transversales (3).

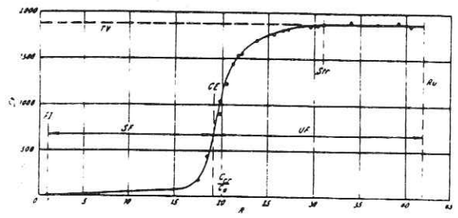
Le phénomène de propagation est complexe : les approximations usuelles de vitesse constantes se révèlent inexactes ; il y a, en réalité, des variations de vitesse, ce qui permet notamment d'expliquer l'amorçage et l'arrêt (Figure VI.11.).

Bui (3, p26) donne une expression de la vitesse de rupture à partir de l'analyse de l'énergie cinétique dans le cas d'un processus de rupture contrôlée :

$$V^2 = K^2 \frac{E}{\rho} f(l/lo)$$

lo : longueur initiale,
l : longueur à l'instant t,
V : vitesse de propagation à l'instant t,
E et ρ : respectivement module de déformation et masse volumique,
k : constante

D'après Roberts et Well (35), V vaut 0,38 fois la vitesse des ondes longitudinales alors que Madariaga utilise dans ses modèles numériques 0,9 fois la vitesse des ondes transversales (proche de la vitesse de Rayleigh). Notons qu'actuellement aucune détermination précise de la vitesse de rupture n'a été réalisée.



H ratio $\frac{\text{crack half-length}}{\text{original crack half-length}}$ $\frac{c}{c_0}$; CV crack velocity (m/s); FI fracture initiation; E critical energy release; Str strength failure; Ru rupture; SF stable fracture propagation; TV terminal velocity v_T = 1875 m/s; UF unstable fracture propagation

Figure VI.11. Vitesse de propagation d'une fissure en fonction de sa longueur dans une norite (36).

VI.2.3. DETERMINATION EXPERIMENTALE DE LA VITESSE DE RUPTURE

Nous avons tenté, pour notre type d'essai, de déterminer la vitesse de propagation du front de fissure lors de la rupture : l'instabilité de la rupture comme les performances limitées de notre appareillage montrent l'insuffisance des appareils classiques.

La déformation du bâti constitue un réservoir d'énergie dont le retour vers l'échantillon alimente principalement la propagation, quand elle est amorcée. Une tentative d'estimation de la vitesse de rupture, a été entreprise mais s'est révélée infructueuse ; déjà Sala (37) avait réalisé, à l'aide de plusieurs jauges d'extensométrie, un circuit électrique donnant une tension fonction de l'avance du front de rupture, celui-ci rompant les jauges à son passage, l'enregistrement d'un saut de tension étant effectué sur un oscilloscope à mémoire ; les essais portaient sur la flexion à déplacement imposé stable en rupture. Cette méthode n'avait pû apporter des résultats quantitatifs réels, par suite du retard entre la progression du front de fissure et la rupture réelle de la jauge.

De même, nous avons tenté, bien que la rupture soit instable, de mesurer la vitesse de rupture. Selon les conseils de Mora (Institut de Physique du Globe, Paris), un dépôt conducteur appliqué sur l'échantillon permet en effet de dépasser les problèmes rencontrés par la mesure de résistance du dépôt métallique, même quand le front de fissure n'est pas apparent visuellement. La réussite de cette méthode est conditionnée par la stabilité de l'essai.

Pour nos essais de rupture, à caractère instable, les deux méthodes ont été tentées :

1. Mesure de la résistance (Fig. VI.12, photo VI.12.)

On constate une faible variation de la résistance dûe au fait que les deux blocs restent en contact après rupture (contrairement à ce qui se passe en flexion).

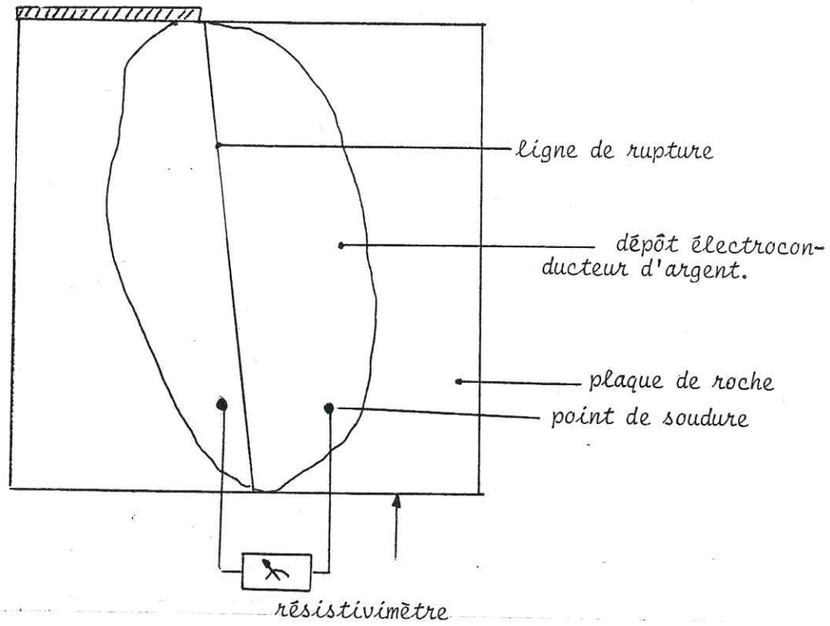


Figure VI.12 Mesure de la résistance du dépôt en fonction de l'avance de la fracture.

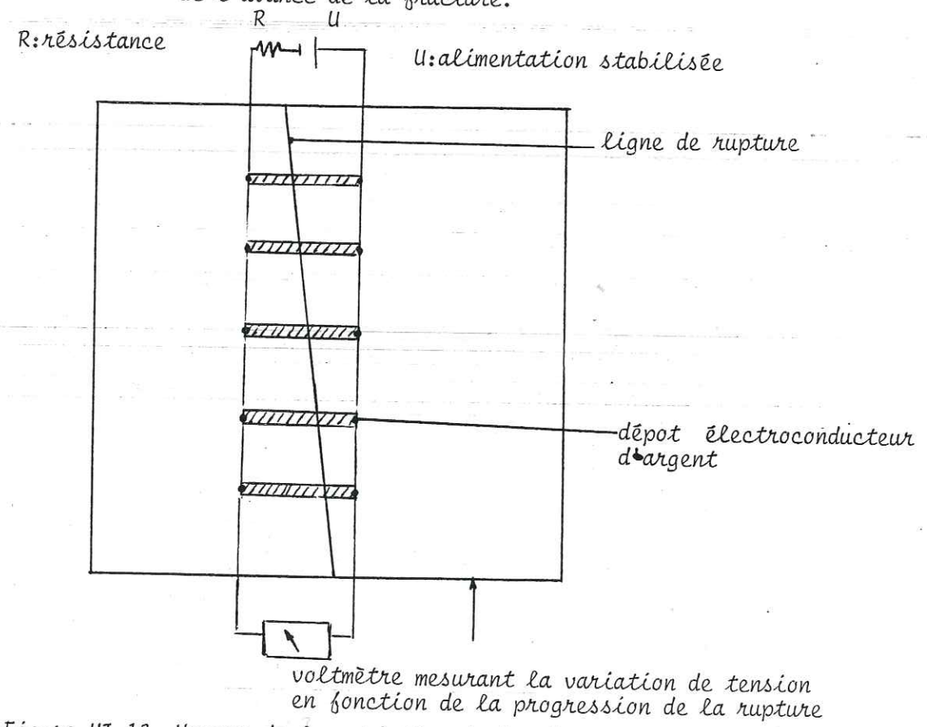


Figure VI.13 Mesure de la variation de tension.

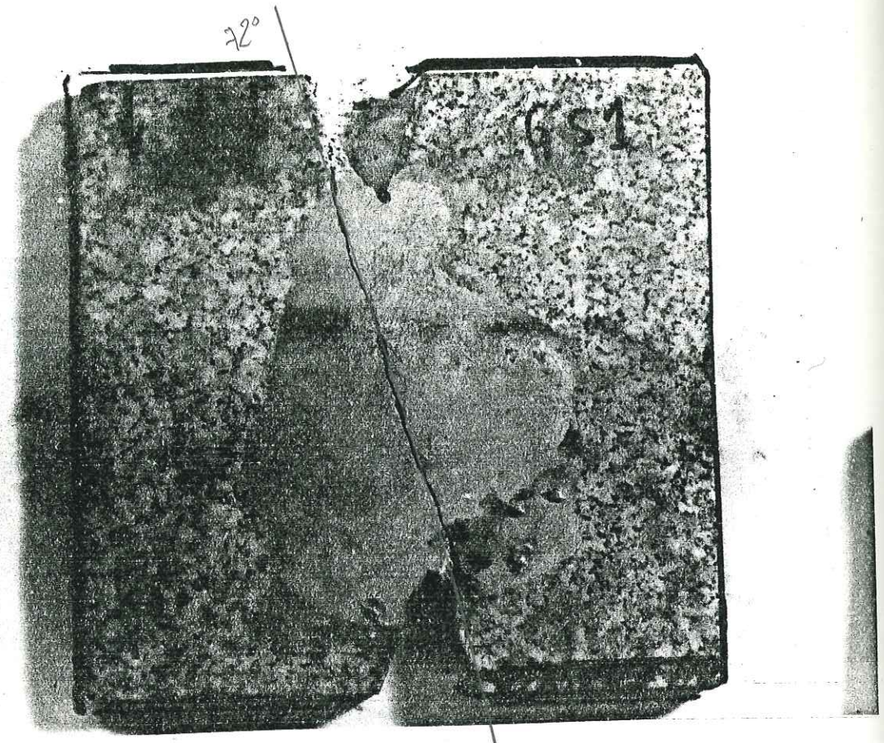


Photo VI.12

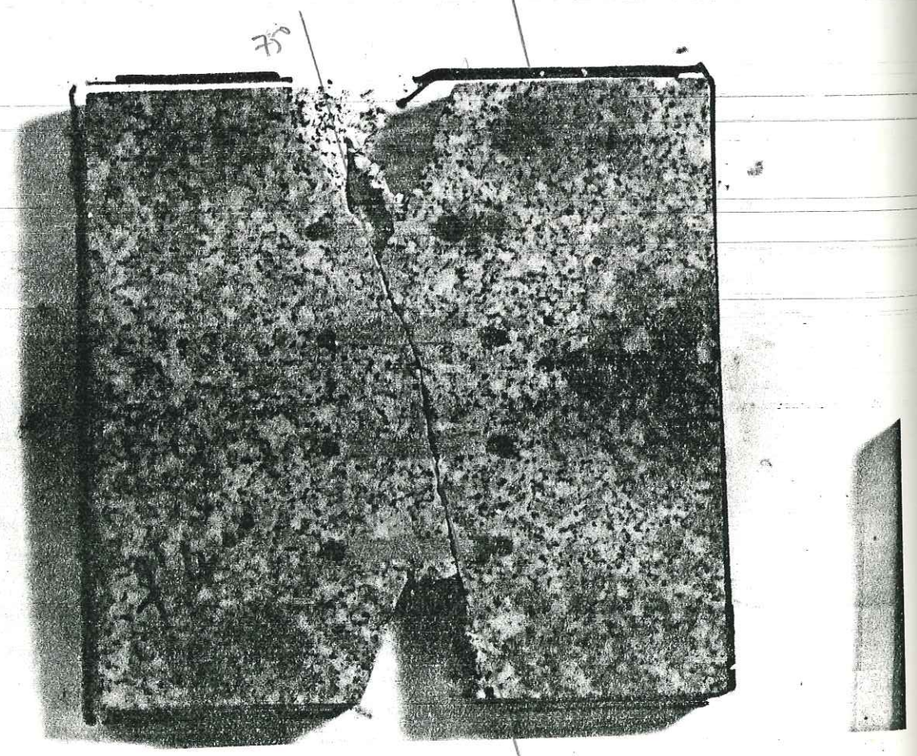


Photo VI.13

2. Mesure de la tension (Fig. VI.13, photo VI.13.)

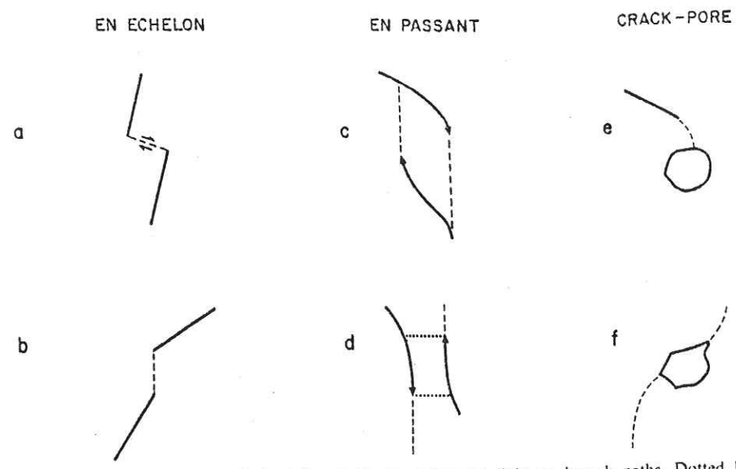
Un masque de dépôt métallique d'argent est appliqué sur une faible épaisseur de la plaque afin d'obtenir une rupture franche du conducteur au passage de la fissure. Cette méthode a l'avantage d'éviter les problèmes inhérents aux jauges ; cependant, la variation de la tension est trop rapide par rapport au temps de réponse pour qu'elle soit "analysable". D'une autre façon, l'oscilloscope à mémoire représente une solution acceptable, ceci au prix d'une perte de "l'histoire" du phénomène entre deux enregistrements successifs.

Une des solutions satisfaisantes serait d'enregistrer de manière continue les signaux émis et la cinématique de la rupture à l'aide de l'image ou de systèmes constitués de jauges faites d'un dépôt métallique réparti en une fine couche par de l'air comprimé : signalons que cette technique semble meilleure que celle des jauges de déformation dont la rupture n'est pas garantie lors du passage du front de fissure.

La connaissance de la vitesse de rupture, couplée avec une localisation aurait permis l'utilisation de modèles plus élaborés que celui de Brune.

VI.2.4. BIFURCATIONS - INTERACTIONS - PHASES D'ARRET -

Nous savons que le processus de propagation de la rupture est complexe : vitesse de rupture variable, direction de propagation également variable suivant les modes : 0° en mode I et ± 70,5° en mode II par rapport au plan de fissure ; en mode mixte I,II, la bifurcation est gouvernée par l'intensité du rapport K_{II}/K_I. La complexité s'accroît quand on ne considère plus la fissure comme isolée ; il y a interaction entre microfissures conduisant à une déflexion de la direction de propagation (Figure VI.14.), observée lors de travaux expérimentaux (38) ; cette base physique est probablement présente tout au long de l'essai : jonction entre micro-défauts puis jonction entre macrofissures menant ensuite à la ruine de l'échantillon ; ce phénomène dépend en outre de la nature de la roche et de la vitesse de chargement comme nous le verrons lors de la description des essais.



The basic types of interactions. Dashed lines indicate extensional links or branch paths. Dotted lines indicate strain-relief links due to off-loading. Stress applied vertically at some remote boundary is assumed. See text for further explanation.

Figure VI.14. Types d'interaction entre fissures (38).

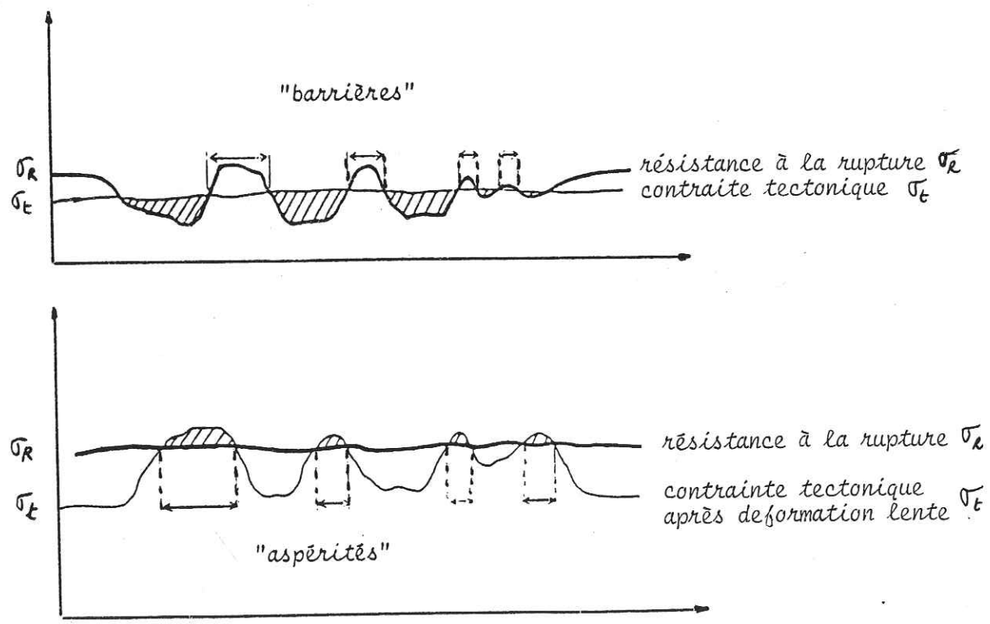


Figure VI.15. Principe des modèles à barrières et à aspérités (43).

La rupture dynamique fait apparaître théoriquement le rôle joué par la vitesse. Les facteurs d'intensité de contrainte et de vitesse en fond de fissure dépendent tous deux de la vitesse de propagation de la rupture ; le critère de rupture s'exprime en fonction de la vitesse de rupture V et de l'énergie spécifique de surface γ ; γ et V sont liés par une relation qui, en mode I peut s'écrire (39) :

$$2\,\gamma = \pi\,\frac{\sqrt{1-v/\beta}}{\sqrt{1+v/\beta}}\,K^{*2}$$

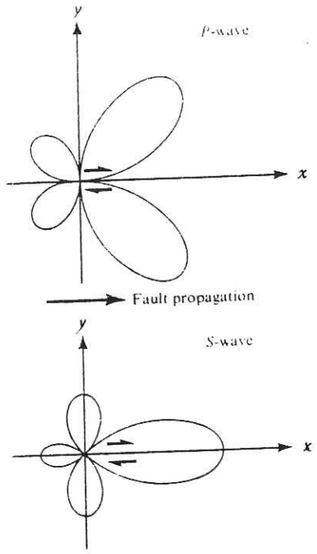
K* : facteur indépendant de la vitesse.

Dans les mode II et III, l'expression est similaire ; elle permet de rejoindre bon nombre d'observations quant aux bifurcations ou arrêts : en effet, si la fissure s'engage dans une zone où γ varie (ce qui est certainement le cas des roches, très hétérogènes à l'échelle des constituants), alors la vitesse varie afin de satisfaire à l'égalité mentionnée précédemment.

De nombreux travaux avaient déjà souligné le caractère hétérogène des zones de rupture, entraînant des discontinuités cinématiques de la rupture : il y aurait des zones actives et inactives dont une schématisation serait les "ponts de matière".

Une première approche (40,41) conduit à introduire les "modèles à barrières" : des barrières résistantes empêchent la propagation et provoquent son arrêt si elle ne dispose pas d'énergie suffisante. Une autre interprétation (42) considère un "modèle à aspérités" : celles-ci sont le lieu de concentrations de contrainte tectonique, au cours de processus à déformation lente non constante le long de la faille. Ces deux modèles décrits Figure VI.15., proposent des visions fondamentalement différentes du fonctionnement des failles.

En mécanique des roches, il semble que le "modèle à barrières" ait une certaine validité : en effet, vu les disparités de constitution, et donc de propriétés mécaniques, une propagation de rupture peut s'arrêter brutalement sur un obstacle (grain résistant, grain d'orientation différente du plan de fissure, pore), ou dévier ; l'effet de barrière est essentiellement dû aux "discontinuités" du matériau ; il est d'autant plus important que la dimension des grains est petite (44).



Radiation patterns for the body waves radiating from the point of nucleation of a propagating in-plane shear fault. Compare with the usual double-couple radiation patterns.

Figure VI.16. Diagramme de rayonnement lors d'une propagation (43).

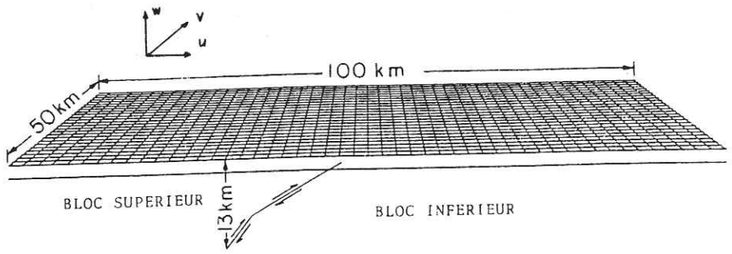


Figure VI.17. Maillage de la simulation numérique d'une propagation en faille inverse (simulation du séisme de San Fernando du 9 Février 1971) (43,

INFLUENCE DE LA CINEMATIQUE DE LA RUPTURE

Les modèles à barrières ou aspérités conduisent à un rayonnement dont le contenu est fortement caractérisé par les accélérations et décélérations brutales du front de fissure lors de la traversée de zones de "haute résistance".

Le saut brutal de la vitesse se traduit par une impulsion d'accélération, phase que l'on observe remarquablement bien sur des sismogrammes synthétiques en champ lointain : le train d'onde comporte d'une façon nette les phases de départ et d'arrêt, la phase intermédiaire si elle se produit à vitesse constante, est peu perceptible (45,46); l'essentiel de la vibration en champ lointain est constitué des phases d'arrêt et de départ, et est d'autant plus marqué que le saut de vitesse est important.

On comprend donc, à travers cette notion physique, pourquoi dans les roches, les microruptures instantanées et brutales sont génératrices de hautes fréquences : c'est le cas, par exemple, des ruptures transgranulaires et de constituants très résistants. On peut s'attendre également à ce que les glissements intergranulaires à vitesse lente et quasi-constante soient peu ou pas perçus par l'observateur par insuffisance énergétique du phénomène, ou à cause de la directivité de l'émission.

En effet, on sait d'après le diagramme de la Figure VI.1. que le rayonnement en champ lointain d'un point source soumis à double-couple présenterait une symétrie par rapport au plan de faille. Lors de la propagation d'un coulissage, l'ensemble des points-source de la faille induit une directivité d'émission comme le montre la Figure VI.16.

Une étude numérique (43) met en évidence le phénomène de directivité de rayonnement pour un coulissage en faille inverse se propageant de la profondeur vers la surface du sol ; on remarque également une différence nette entre les deux compartiments (Fig. VI.17.) ; ceci peut constituer une bonne illustration de notre essai et permet de définir une position adéquate du capteur par rapport à la direction de rupture.

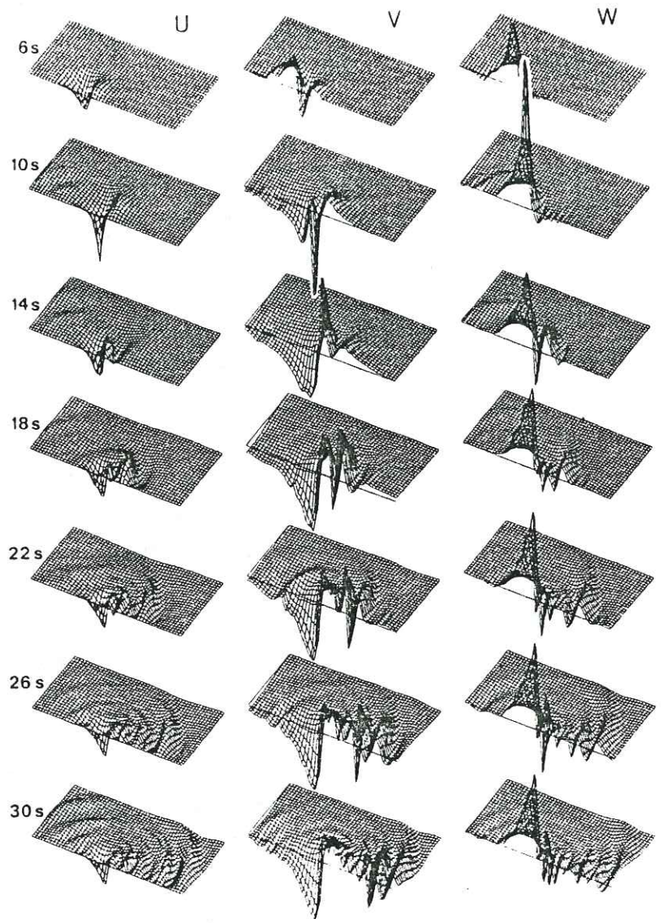


Figure VI.17. (Suite) Déplacements U, V. W, au sol

VI.2.5. INFLUENCE DU MILIEU DE PROPAGATION

Nous avons vu au chapître V.3. que les milieux de propagation réels sont le siège de dispersion et atténuation. En particulier, si le milieu est fissuré, il y a absorption, canalisation des ondes, diffraction, autant de phénomènes qui influent sur le signal reçu et sont repris globalement dans la notion de facteur de qualité. La Figure VI.18. montre son effet variable, suivant la valeur qu'il prend, sur un spectre à la source donnée.

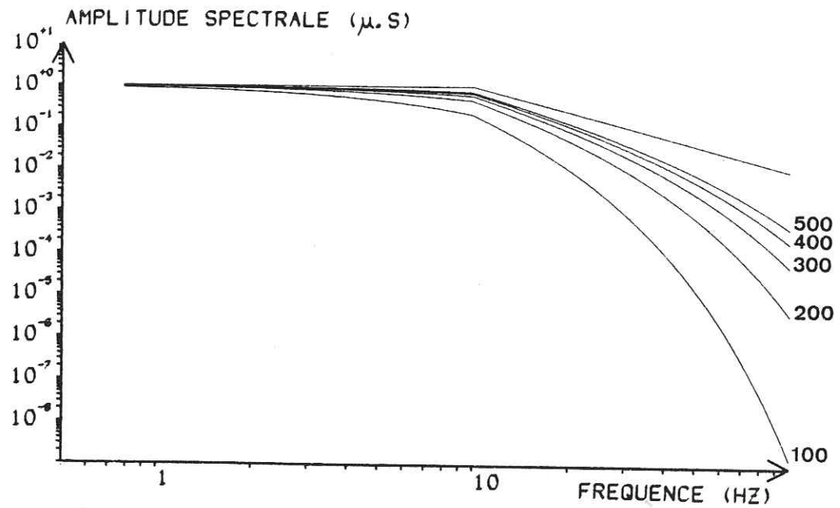


Figure VI.18 Effet de l'atténuation anélastique sur un spectre à la source symbolisé par ses deux asymptotes (spectre du haut), pour des valeurs du facteur de qualité allant de 100 à 500, une distance hypocentrale de 15 km et une vitesse de l'onde de 3 km/s. (27)

L'influence du milieu de propagation est confirmée par les observations faites sur des spectres de déplacement obtenus pour chacune des roches (Figure VI.10) : la pente haute fréquence est plus élevée pour la Protogine du Mont Blanc que pour le Calcaire de Vilette, de même, l'atténuation concerne, pour la Protogine, des fréquences plus basses. Ceci s'explique notamment par le fait que pour les hautes fréquences, les longueurs d'onde sont du même ordre de grandeur que les discontinuités et les constituants.

VI.3. ASPECT STATISTIQUE ; DISTRIBUTIONS

L'évaluation du risque sismique a poussé à la détermination quantitative de la sismicité par des lois de probabilité, celle-ci étant par exemple, le nombre de séïsmes dont l'intensité est supérieure ou égale à une certaine valeur.

La loi la plus générale, excluant les valeurs extrêmes possibles est représentée par une droite dont l'expression est :

$\text{Log } N = a - bM$ où M représente la magnitude et N le nombre de séïsmes de magnitude supérieure ou égale à M.

Cette loi semble être en bon accord avec les études statistiques ; Gutenberg et Richter (1949) proposent en particulier a = 7,4 et b = 0,9 pour l'ensemble du globe ; pour une région particulière, la droite s'exprime par le même facteur "b" mais avec "a" différent, ceci étant une particularité de la loi puissance $N=No.(10^m)^{-b}$; ainsi, l'atténuation avec la distance n'affecte pas la pente b mais uniquement le facteur a. Cette remarque a un côté pratique en géophysique pour la détermination de la loi en un site donné connaissant la distribution en un autre site.

Cette loi générale est une loi cumulative ; pour obtenir la loi non cumulative, il suffit de dériver par rapport à la magnitude : on obtient une autre droite en coordonnées logarithmiques de pente -(b+1).

Parallèlement, Ishimoto et Ida (47) proposèrent une loi puissance non cumulative :

$n(a)da = no\ a^{-m}da$ a : amplitude maximale du signal
n(a) : nombre de séïsmes d'amplitude comprise entre a et a+da

Exprimée logarithmiquement, m vaut (b+1), b étant la pente de la distribution cumulative de Gutenberg et Richter, ceci mettant en évidence le même rôle joué par l'amplitude maximale et la magnitude.

De nombreux travaux relatifs aux distributions d'amplitude maximale concernent les métaux (48,49) et les roches (50, 51, 52, 53) : la pente de valeur -b ou -(b+1) a un sens physique précis dans la progression de l'endommagement du matériau, caractérisant soit une forte proportion d'événements de faible amplitude maximale (b élevé) soit une faible proportion d'événements de forte amplitude maximale (b faible). D'autre part, selon Vinagradov (53), m=b+1 varie selon les matériaux ; m vaut 2. à 2.7 pour les milieux poreux, 1. à 2. pour les milieux hétérogènes et 0.3 à 1. pour les plus homogènes ; "b" serait une caractéristique du matériau, de son degré d'hétérogénéité, du cas de chargement et du type de rupture : "b" est élevé pour les ruptures ductiles sur métaux et faible pour les ruptures fragiles. Le tableau de la Figure VI.19. rassemble quelques informations d'ordre expérimental caractérisant les distributions (54).

Tendance aux amplitudes faibles	Tendance aux amplitudes élevées
Résistance faible	Résistance élevée
Taux de déformation faible	Taux de déformation élevé
Isotropie	Anisotropie
Homogénéité	Hétérogénéité
Epaisseur faible	Epaisseur importante
Rupture par cisaillement	Rupture par clivage
Température haute	Température basse
Matériau sans défaut	Matériau avec défaut
Transformation par diffusion	Transformation martensique
Déformation plastique	Propagation de fissure
Taille de grain faible	Taille de grain élevée

Tableau VI.19.

VI.4. CONCLUSION

Pour notre étude, les méthodes utilisées en géophysique sont une base et un outil importants, à la fois quantitatifs par les mesures

du niveau plat et de la fréquence-coin et qualitatifs quant à la cinématique de la rupture : discontinuités de la vitesse, effets de barrière, directivité de l'émission, influence du milieu de propagation, ce qui permettra une différenciation et une caractérisation de diverses roches pour un mode de sollicitation donné.

VII. L'ANALYSE DU SIGNAL

VII.1. INTRODUCTION

Dans un système en évolution (roche sous contrainte par exemple), des phénomènes physiques (microruptures et micropropagations) se manifestent par l'émission d'une onde de contrainte, support d'informations sur la dynamique et la physique de la source, mais également sur le milieu traversé. Afin de récupérer ces informations, on dispose d'un capteur piézoélectrique (ou transducteur) sensible à la pression de l'onde, transformant celle-ci en une tension électrique que l'on amplifiera afin de la rendre accessible aux appareils chargés de l'enregistrer et du traitement ; ainsi, entre la source de l'émission acoustique et la visualitation du signal se succèdent des systèmes modifiant le signal origine, s'ajoutant à cela des perturbations dues à l'environnement (ou bruits), le tout étant susceptible d'altérer l'information transmise : le but du traitement du signal est justement de retrouver cette information (Figure VII.1.).

VII.2. LE SIGNAL

Les signaux que nous enregistrons sont de caractère transitoire tout comme le phénomène physique à la source : on observe une brusque montée de l'amplitude et un amortissement du signal évoluant vers un retour à zéro assez rapide. Le signal est fonction du temps, variable indépendante ; on peut donc, par une transformée de Fourier, passer dans le domaine fréquence : c'est l'objet de l'analyse spectrale.

Ajoutons que le signal est échantillonné et l'amplitude discrétisée : nous avons affaire à des signaux numériques.

VII.3. L'ANALYSE SPECTRALE

Elle permet de passer d'une représentation temporelle du signal x(t) à une représentation fréquence X(f) : x(t) et X(f) sont liés par la relation :

$$X(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)\, e^{-2\pi jft}\, dt$$

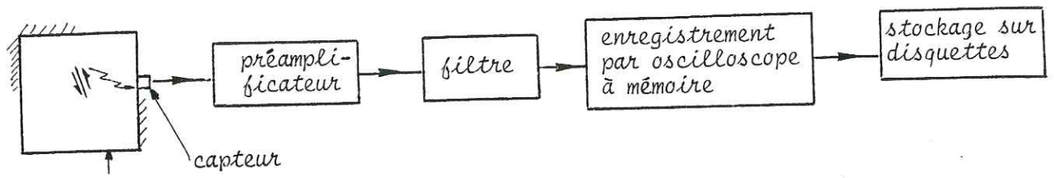


Figure VII.1 -Chaine d'acquisition:détection et enregistrement.

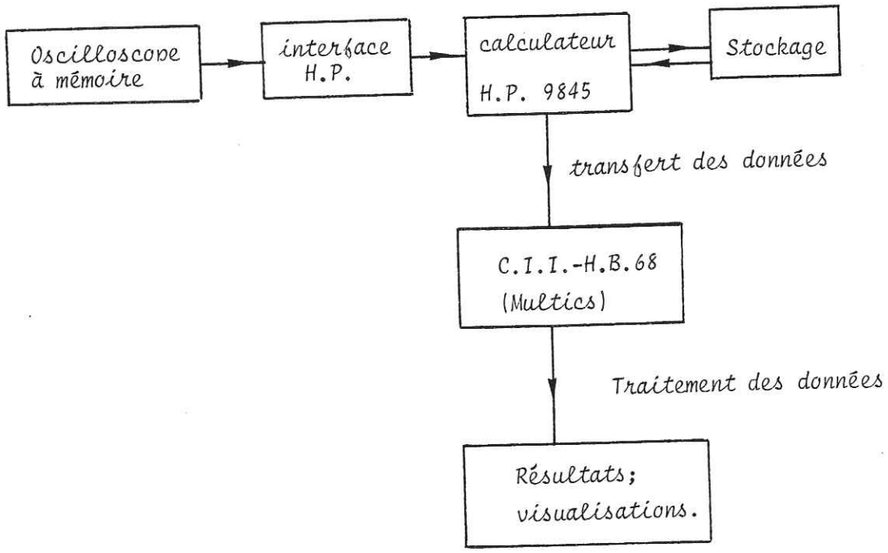


Figure VII.2 -Traitement numérique des signaux enregistrés.

désignant la transformation de Fourier, la transformée inverse étant représentée comme suit :

$$x(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} X(f)\, e^{2\pi jft}\, df \qquad \text{avec } j^2 = -1$$

Ces deux relations valent pour des signaux à temps continu ; une forme appropriée au traitement numérique existe également et est appelée Transformation de Fourier Discrète (TFD), dont l'usage est rendu intéressant compte-tenu de l'existence d'un algorithme de calcul rapide : F.F.T. (Fast Fourier Transform).

Au signal temporel donné par la suite numérique x(k) constituée de N échantillons correspond la suite X(n) numérique de N échantillons : la TFD est donnée par :

$$\text{TFD directe :} \quad X(n) \sum_{k=1}^{N} x(k)\, e^{-j\,2\pi\, kn/N}$$

$$\text{TFD inverse :} \quad x(n) \sum_{n=1}^{N} X(n)\, e^{+j\,2\pi\, kn/N}$$

VII.3.1. LA TRANSFORMEE DE FOURIER

Le signal vibratoire reçu par le capteur comporte deux informations essentielles pour chaque fréquence : l'amplitude et la phase ; A la suite d'une transformée de Fourier directe, on obtient, pour chaque fréquence, un nombre complexe contenant ces deux mêmes informations : l'amplitude initiale se retrouve dans le module, et la phase dans le rapport de la partie imaginaire à la partie réelle ; on aura donc deux représentations fonctions de la fréquence :

- le spectre d'amplitude indiquant l'intensité de la grandeur physique suivant les fréquences,

- le spectre de phase donnant des informations sur les retards entre les composantes de différentes fréquences.

Dans la pratique, le spectre de phase est inexploitable : en effet, les phases varient très rapidement ; d'autre part, les réflexions possibles entraînent de multiples trajets induisant par rapport au signal origine une erreur, qui, faute de localisation, ne peut être supprimée.

Ainsi, seul le spectre d'amplitude est exploitable, tout comme en sismologie ; il contient, on l'a déjà vu, beaucoup d'informations.

VII.3.2. ECHANTILLONNAGE

Dans les roches, l'émission acoustique concerne des fréquences très importantes, de l'ordre du mégahertz (FigureVII.3.) : elle nécessite donc l'utilisation de matériels sensibles à ces fréquences ; ceux-ci n'étant pas très répandus, les principaux travaux réalisés jusqu'alors se sont portés sur la statistique du signal et le comptage. Ceci est dû à la méconnaissance des distorsions imposées par les systèmes physiques que sont capteurs et matériaux de propagation, et également aux dificultés imposées par l'enregistrement.

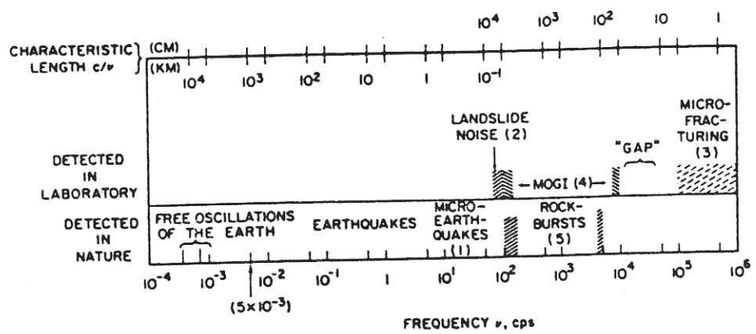


FIG. 3. Spectrum of strain and fracture vibrations in solids observed in nature and observed in the laboratory. The scale at the top gives the characteristic length $L = c/\nu$ connected with a frequency ν where $c = 5 \times 10^5$ cm/sec has been chosen as a typical sound velocity. The references are (1) Brune and Allen, 1967, (2) Cadman and Goodman, 1967, (3) Scholz, 1968a, b, (4) Mogi, 1962, (5) Antsyferov, 1966.

Figure VII.3. Echelles caractéristiques des phénomènes vibratoires (dimension et fréquence).

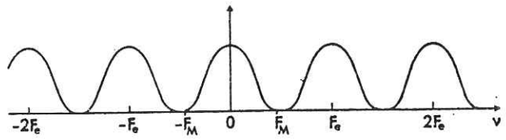
Conformément au théorème de Shannon, la fréquence d'échantillonnage doit valoir au moins le double de la fréquence maximum du signal ; or celle-ci n'est pas connue, et peut probablement atteindre plusieurs mégahertz, en ce qui concerne le bruit notamment. La seule façon de statuer est donc de choisir une fréquence maximale d'analyse et de s'assurer d'une protection suffisante pour éviter le repliement de parasites sur la bante passante : on utilise donc un filtre amplificateur de fabrication Dunegan-Endevco (modèle 1801) de gain 40db + 1 db dans la bande passante d'étendue (20 KHz - 2 MHz) à 3db d'atténuation ; la pente du filtre passe-bande est de 36db par octave, celle du filtre passe haut de 48db par octave et la dynamique d'entrée de 74db.

L'échantillonnage choisi est donc de (2 x 2 MHz) minimum, soit 5 MHz puisque l'oscilloscope digital (Nicolet 2090-204 A) ne prévoit pas de cadence d'échantillonage variable : à cette valeur de 5 MHz correspond une période d'échantillonage de 0,2 µs, exigeant des capacités de stockage importante.

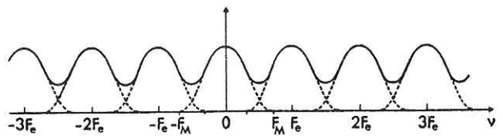
EFFET DU FILTRE

La bande des fréquences émises dans le cas d'échantillons s'élève probablement à plusieurs mégahertz ; l'analyse du signal s'effectue généralement à des fréquences plus basses portant l'information que l'on sait traiter, alors qu'aux fréquences supérieures, celle-ci est noyée dans un bruit essentiellement dû aux technologies d'acquisition. Soit S la fréquence maximale que l'on choisit d'analyser ; si la fréquence d'échantillonnage est fe, le spectre est périodisé autour des fréquences multiples de fe ; comme nous nous intéressons au spectre du signal sur la bande (0 - S), la périodisation "replie" sur (0 - S) les parasites probables se trouvant sur (fe - S, fe) et modifie donc l'information sur la bande d'analyse choisie. Pour remédier à ce phénomène, on utilise un filtre dont le rôle est d'atténuer les fréquences repliées, c'est-à-dire (fe - S,fe).

Une règle couramment utilisée en géophysique est d'adopter un filtre dont l'atténuation aux fréquences parasites est de l'ordre de sa dynamique d'entrée (54) : dans ce cas, ce filtre idéal ramènerait un bruit dont la tension serait la valeur maximale d'entrée au niveau



Spectre dans le cas de l'échantillonnage à $F_e > 2\,F_M$.



Spectre dans le cas de l'échantillonnage à $F_e < 2\,F_M$.

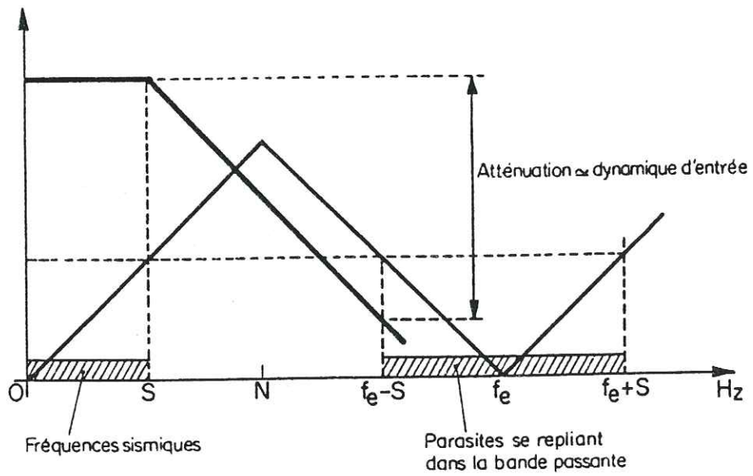
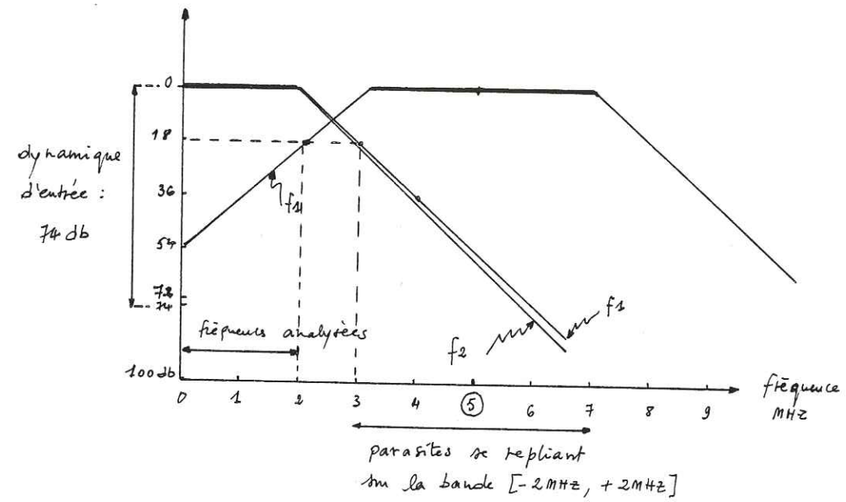
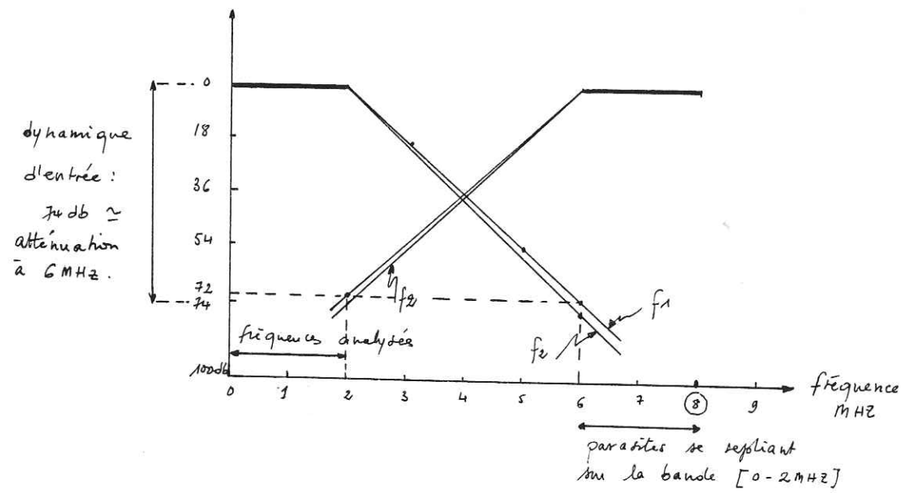


Figure VII.4. Repliement de spectre et caractéristiques du filtre antirepliement.



Echantillonnage à 5 MHZ



Echantillonnage à 8 MHZ

f1 : filtre utilisé : 36 db / octave d'affaiblissement.
f2 : filtre idéal : 37 db / octave "

Figure VII.4. (Suite)

du bruit d'appareillage (Figure VII.4.).

Dans notre cas (fe = 5 MHz, bande d'analyse (0 - 2 MHz) et pente du filtre : 36 db/octave), on s'aperçoit aisément, Figure VII.4., que des parasites sur (3 - 5 MHz) sont peu atténués : 18 db à 3 MHz et 54 db à 5 MHz alors que la dynamique d'entrée est de 74 db ; des parasites repliés modifient le spectre surtout à ces hautes fréquences.

Une protection absolue peut néanmoins être obtenue pour une fréquence d'échantillonnage plue élevée : 8 MHz. Nous remarquons, Figure VII.4., que l'atténuation à 6 MHz est de 72 db ce qui est comparable au filtre idéal et par contre acceptable, ceci au prix d'un doublement de la taille-mémoire allouée à chaque signal.

Nos essais sont donc réalisés dans des conditions non idéales et nous pouvons nous attendre à observer un phénomène de repliement se manifestant par une remontée aux fréquences allant de 1 à 2 MHz, ce que nous remarquons par ailleurs sur les spectres. Le repliement constaté se manifeste à des fréquences telles qu'il est sans effet sur le tracé de la décroissance haute-fréquence : il n'influe donc pas quantitativement nos résultats ; de plus, notre intérêt se porte sur les basses -fréquences (niveau plat, fréquence-coin) et non sur les hautes-fréquences ; ceci nous a donc conduit à échantillonner à 5 MHz et à limiter la bande d'analyse à 2 MHz.

VII.3.3. CHAINE D'ACQUISITION

C'est l'ensemble des systèmes permettant d'appréhender le phénomène physique, de le mettre en forme, de l'enregistrer puis de le stocker ; il comprend (Figure VII.1.) :

- un capteur,
- un préamplificateur et un filtre,
- un oscilloscope digital,
- des disquettes, support physique des informations enregistrées.

L'ensemble de ces éléments va influencer sur l'exitation si bien que la réponse à la sortie de la chaîne de mesure est très différen-

te de l'exitation à l'entrée ; chaque système traversé est caractérisé, dans le temps, par une réponse impulsionnelle décrivant la déformation qu'il produit sur une impulsion très brève (Impulsion de Dirac) : l'équivalent en fréquence obtenu par transformation Fourier est appelé Fonction de Transfert du système. La Figure VII.5. rappelle brièvement les différents systèmes intervenant sur l'exitation e(t) (signal- source) ; la réponse r(t) est liée à e(t) par une relation simple :

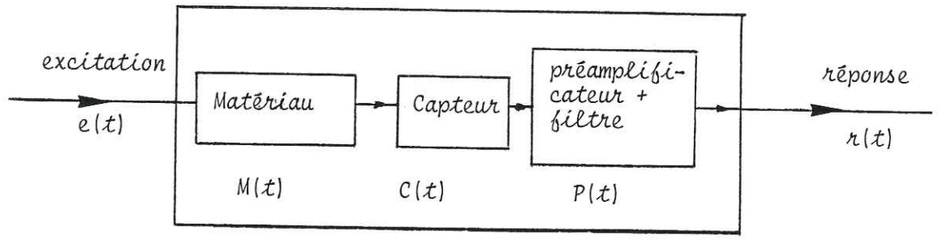


Figure VII.5 -Les différents systèmes influençant le signal-source.

$r(t) = e(t) * m(t) * C(t) * P(t)$ où * désigne l'opération convolution et M(t), C(t), P(t) désignent respectivement les réponses impulsionnelles du matériau, du capteur et du préamplificateur-filtre. En fréquence, les fonctions de transfert respectives se retrouvent liées par une relation plus simple, la Transformation de Fourier transformant la convolution en une simple multiplication ; on a donc pour l'amplitude :

$$r(f) = e(f) \times M(f) \times C(f) \times P(f)$$

Seuls sont connus avec précision r(f) et P(f), M(f) étant difficile à apprécier (cf. chapître V.4.). Les fabricants du capteur fournissent une réponse en fréquence, mais celle-ci varie suivant l'exitation (ondes ultrasonores dans un bain de liquide ou étincelle), mais

également pour chaque capteur ; nous tenterons alors de déterminer expérimentalement la fonction de transfert du capteur utilisé par deux méthodes ; ceci est l'objet d'une étude détaillée au chapître VII.3.3.2.

VII.3.3.1. L'OSCILLOSCOPE DIGITAL (Nicolet 2090-204 A)

Cette unité effectue à la fois la numérisation du signal continu r(t) et l'enregistrement. La fréquence d'échantillonnage maximum est de 20 MHz et la discrétisation de l'amplitude est réalisée sur 256 niveaux partageant la pleine échelle, la résolution étant de 0,4 % de cette pleine échelle. L'oscilloscope est équipé d'un système de déclenchement à des niveaux d'amplitude différent dont la sensibilité est de 3 % de la pleine échelle. Pour notre part, nous avons pris soin de garder le "trigger" au zéro pour tous les essais, afin de ne pas privilégier théoriquement aucune classe d'événements (cf. deuxième partie).

L'enregistrement effectué dans la mémoire de l'appareil est transférable vers une disquette, de façon manuelle, ou automatique dans notre cas : la capacité de mémoire est de 4096 points que l'on utilise en un bloc ou en deux blocs de 2048 points ou 4 blocs de 1024 points ; chaque disquette peut recevoir huit fois la capacité de la mémoire centrale , c'est-à-dire 32 signaux de 1024 points. Les signaux stockés, afin d'être traités, sont relus par l'intermédiaire d'une interface appropriée sur un calculateur HP 9845B, stockés, puis transférés sur C.I.I.-H.B. 68 (MULTICS).

VII.3.3.2. LE CAPTEUR

Il constitue de loin la pièce la plus importante de la chaîne d'acquisition et nécessite donc une attention particulière. Nous utilisons un capteur équipé d'une céramique piézoélectrique (Figure VII.6.) transformant le pression reçue en une tension électrique (S1000 BM de fabrication Endevco). C'est un capteur large bande, sensible aux ondes longitudinales et transversales, avec cependant une atténuation de 20db pour ces dernières par rapport à une onde longitudinale de mêmes direction et amplitude.

Le capteur est de petite taille (pastille de 8 mm de diamètre)

Types d'ondes	ondes transversales ou de compression
Sensibilité Ondes : transversales dB re 1V/M/S compression dB re 1V/ubar	 42, 36, 36 - 82
Gamme de fréquences (KHz) Ondes transversales (-20 dB) ondes de compression	 25-35, 100-200, 800-1000 900
Fréquence optimale (KHz) ondes transversales ondes de compression	 30, 120-200, 900 900
Ecart directionnel	+ 0,5 dB
Gamme de températures(°C)	- 54 à + 93
Matériau : - boîtier - face de contact - élément sensible	 laiton céramique
Dimensions : (mm) - diamètre - hauteur	 7,9 11,9
Poids (grammes)	
Type asymétrique Type différentiel	oui -
Caractéristiques spéciales	plusieurs options de gammes de fréquence

Figure VII.7. Caractéristiques du capteur S1000BM (56).

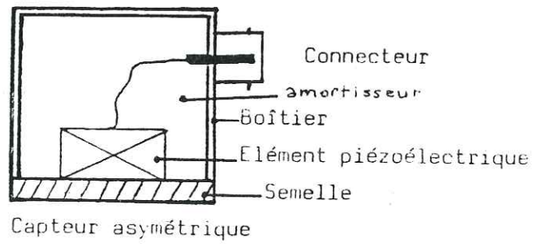
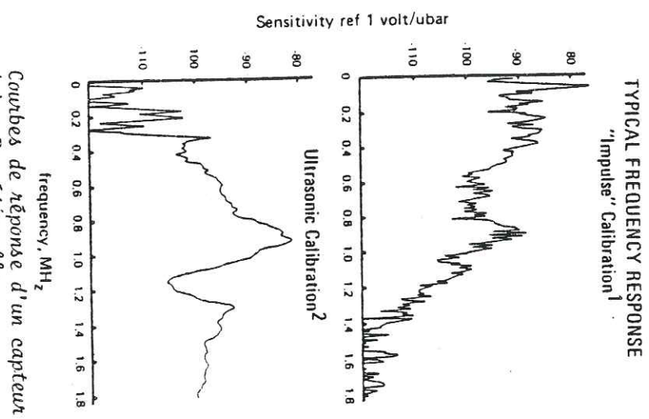
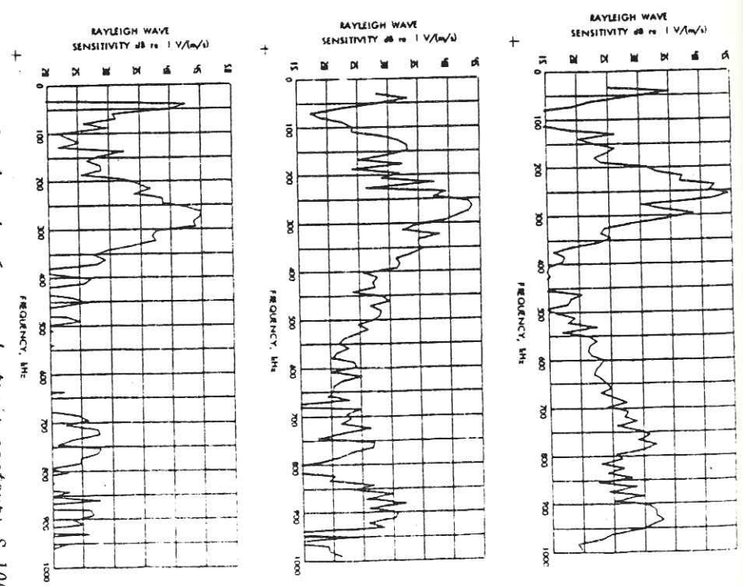


Figure VII.6. Constitution d'un capteur d'émission acoustique (56)



Courbes de réponse d'un capteur S 1000 BM
(a) : Par étincelle
(b) : Par échos ultrasonores

Figure VII.8. Courbes de réponse de capteurs S1000BM (DUNEGAN/ENDEVCO).



Courbes de réponse de trois capteurs S 1000 BM par la méthode de rupture du capillaire de verre.

et sensible, selon le fabricant, jusqu'à 2 MHz à la pression donc à la vitesse ; ainsi, tous les signaux enregistrés représenteront la vitesse particulaire d'un point situé au contact échantillon-capteur.

L'utilisation du capteur nécessite un couplant à l'interface échantillon-capteur afin d'adapter l'impédance du matériau au capteur et de minimiser les pertes d'énergie à l'interface.

Les caractéristiques du S1000BM sont reprises au tableau de la Figure VII.7. ; les réponses en fréquences présentées Figure VII.8. soulignent, par leurs différences, la difficulté de connaître avec précision la vraie réponse instrumentale C(f).

VII.3.3.2.1. ETALONNAGE DU CAPTEUR

Cette opération comporte deux difficultés essentielles : la génération d'une impulsion de Dirac, et la reproductibilité. Pour la première, sachant que notre capteur enregistre la vitesse, une impulsion de vitesse correspondrait à un échelon en déplacement : ceci constitue le problème de Lamb.

Pekeris (55) montre, dans une étude théorique, que l'application d'une force verticale concentrée en un point d'une surface plane d'un massif semi-infini génère bien, à une distance de ce point, un échelon en déplacement produit par l'arrivée d'une onde de Rayleigh (Figure VII.9.).

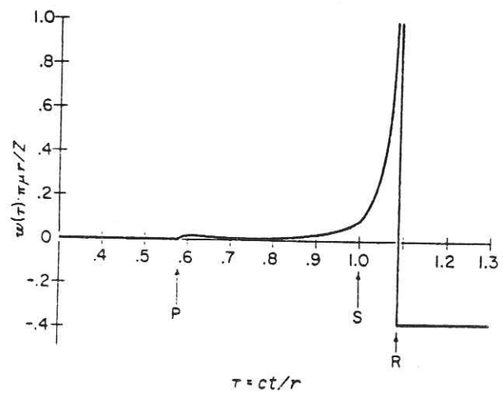


Figure VII.9. Déplacement vertical en un point de la surface d'un solide de coefficient de Poisson 0,25 P, S, R, désignent les arrivées des ondes P, S, et de Rayleigh (55).

Expérimentalement, Brekenberidge, Tschiegg et Greenspan (58) ont utilisé un capillaire de verre de 150 µm de diamètre posé sur un bloc solide, de dimensions suffisantes pour éviter les réflexions, et chargé par une force : à la rupture du capillaire, la relaxation des contraintes sur la surface, génère, à une distance de la source, un déplacement vertical en échelon remarquable sur l'enregistrement Figure VII.10.

Cette méthode est, par conséquent, une méthode intéressante pour calibrer le capteur de vitesse ; elle est utilisée par Dunegan/Endevco (Figure VII.11.).

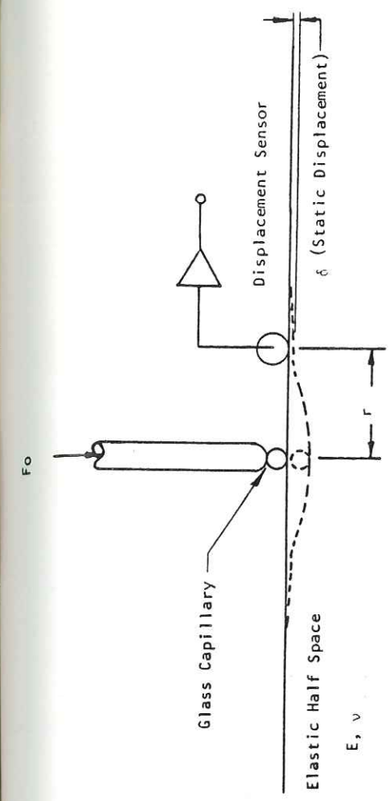
Cependant, une méthode plus récente et plus reproductible, basée sur la rupture d'une mine de crayon de dureté 2H, est développée en Europe (60) : la rupture se fait pour la même longueur de mine, à une inclinaison constante.

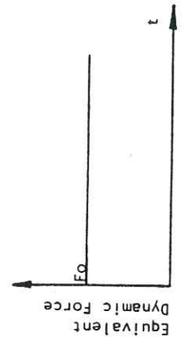
Afin de mieux cerner les problèmes de calibrage, nous avons choisi d'utiliser les deux méthodes.

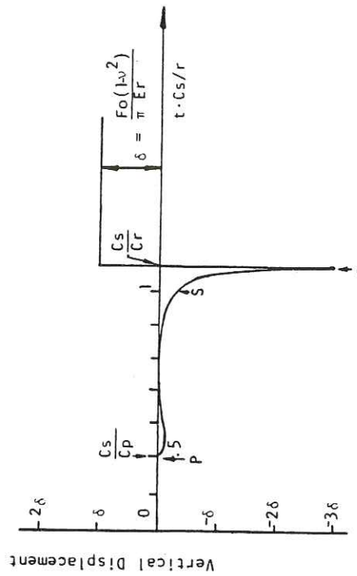
a) Capillaire de verre

Nous avons réalisé l'étalonnage sur des coupures de 2 à 3mm de longueur de tubes de verre de 3 mm de diamètre ; il faut remarquer que nous sommes loin des conditions expérimentales décrites Figure VII.10 et chez le constructeur, celui-ci utilisant du capillaire de verre de 130 à 250 µm de diamètre, c'est-à-dire 20 fois plus petit que dans notre cas.

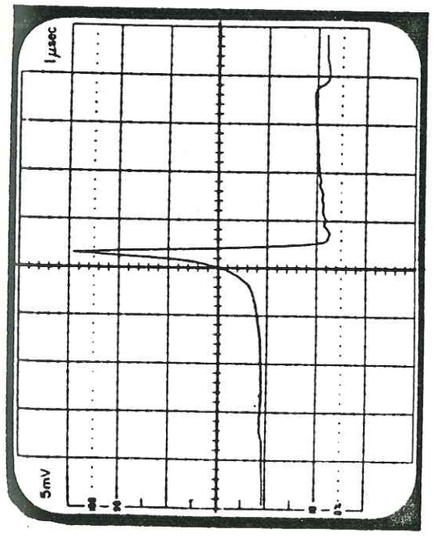
Le dispositif utilisé, le même que celui qu'a employé Sala (37), est décrit aux Figures VII.12. et VII.13 : un bloc cylindrique en acier de dimensions (110 mm : hauteur ; diamètre : 170 mm) ; un pointeau conique transmet la charge à l'aide d'une presse mécanique (Wykeham Farrance) ; la distance capteur-source est de 20 mm imposée par l'encombrement de la partie conique du pointeau, et reste constante pendant 15 essais. Le principal inconvénient de cette méthode est son







Equivalent Force Generated by Breaking a Glass Capillary and the Theoretical Surface Displacement. (ν=0.3)



Oscillogram showing result of a seismic surface pulse experiment on a glass block, ν=0.226. The block was 3.3 cm thick and all lateral dimensions exceeded 9 cm; source, breaking of glass capillary 0.15 mm in diameter; receiver, cylindrical brass electrode 6.3 mm in diameter and 6.3 mm long; air gap, 2 µm; polarization, 20 V. Source to receiver, 2.54 cm. Each division on the abscissa equals 1 µsec.

Figure VII.10 Oscillogramme du signal enregistré par un capteur élastos-statique à réponse "plate" dans un bloc de verre (58).

Figure VII.11. Déplacement théorique de la surface lors de la rupture d'un capillaire de verre.(Dunegan-Endevco)

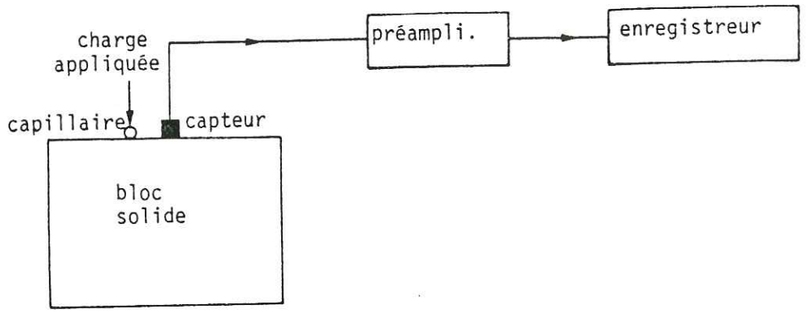


Figure VII.12. Schéma représentatif de la méthode d'étalonnage de l'ensemble capteur-préamplificateur.

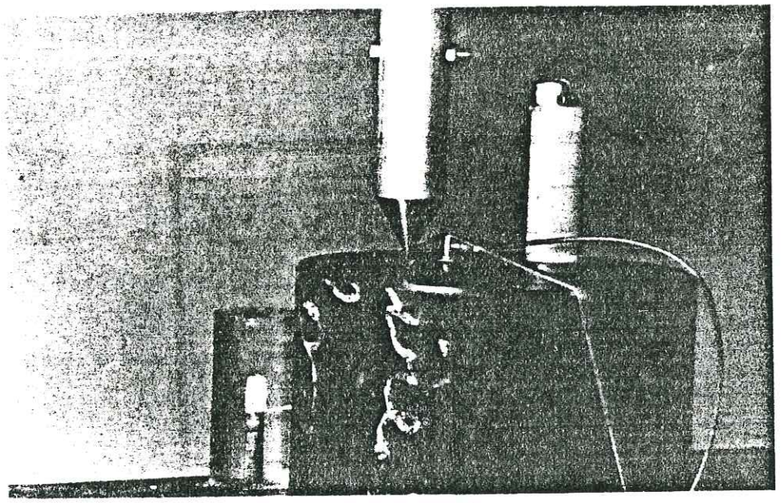


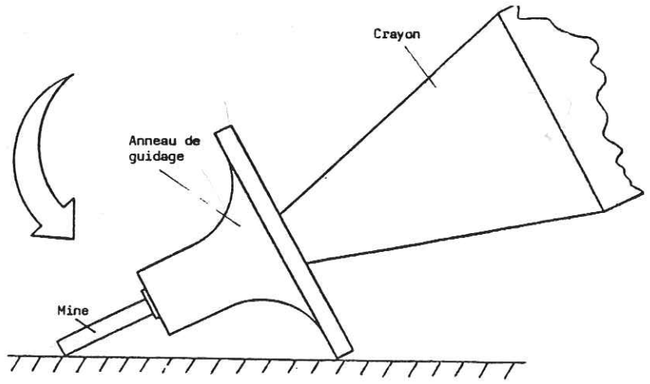
Figure VII.13. Etalonnage de l'ensemble (capteur-amplificateur).

manque de reproductibilité quant à la dimension, à la qualité de la coupe et au mode de rupture, celle-ci n'étant pas nette et consistant en plusieurs microruptures, ce qui met en défaut l'instantanéité du processus de relaxation des contraintes.

b) Source "Nielsen" (Figure VII.14.)

c'est une source étalon adoptée pour calibrer les systèmes d'émission acoustique. On utilise une mine de crayon de dureté 2H, de diamètre 0,5 et de longueur constante 3 mm ; la distance capteur-source (pointe de la mine) a été réduite à 6 mm afin de diminuer les pertes de trajet.

Les résultats montrent que, par exemple, l'aspect des signaux est homogène (contrairement à l'étalonnage par Capillaire de verre), clair et d'amplitude plus importante, due certainement à la réduction de la distance source-capteur : cette méthode présente l'avantage d'une bonne reproductibilité sur les 15 essais effecutés.



* Publication 80.15 du Danish Welding Institute.

Figure VII.14. Principe de l'étalonnage par rupture d'une mine de crayon (60).

c) Observations et résultats (Figure VII.15.)

Les signaux enregistrés par la méthode du Capillaire de verre présentent un aspect "haché", effet d'autant plus marqué que le tube de verre se brise en plusieurs parties inégales : la réponse impulsionnelle moyenne reproduit bien cet effet (Figure VII.15.) que l'on retrouve également sur la fonction de transfert par des oscillations très rapides et jusqu'aux très hautes fréquences ; la sensibilité est prononcée jusqu'à 2,5 MHz ; plusieurs pics de réponse apparaissent de façon certaine jusqu'à 650 KHz : 160 KHz, 260 KHz, 350 KHz ; au-delà de 650 KHz, l'atténuation est importante.

Pour la deuxième méthode (mine de crayon), l'allure des signaux est claire, et l'amortissement rapide, dû certainement à la courte distance à parcourir et à un relâchement brutal à la rupture, ne produisant qu'un seul train d'onde, contrairement à l'autre méthode qui a occasionné, à plusieurs reprises, une rupture graduelle de l'anneau de verre. La réponse fréquentielle présente également une sensibilité du capteur jusqu'à 1 MHz, avec deux lobes , l'un étroit et centré sur 350 MHz, l'autre peu élevé centré sur 750 KHz.

Ajoutons qu'aucune apodisation n'a été effectuée sur les signaux.

Nous avons finalement porté notre choix sur la méthode de calibrage par rupture d'une mine de crayon, plus attrayante que celle du Capillaire de verre par sa facilité de mise en oeuvre assurant une bonne reproductibilité.

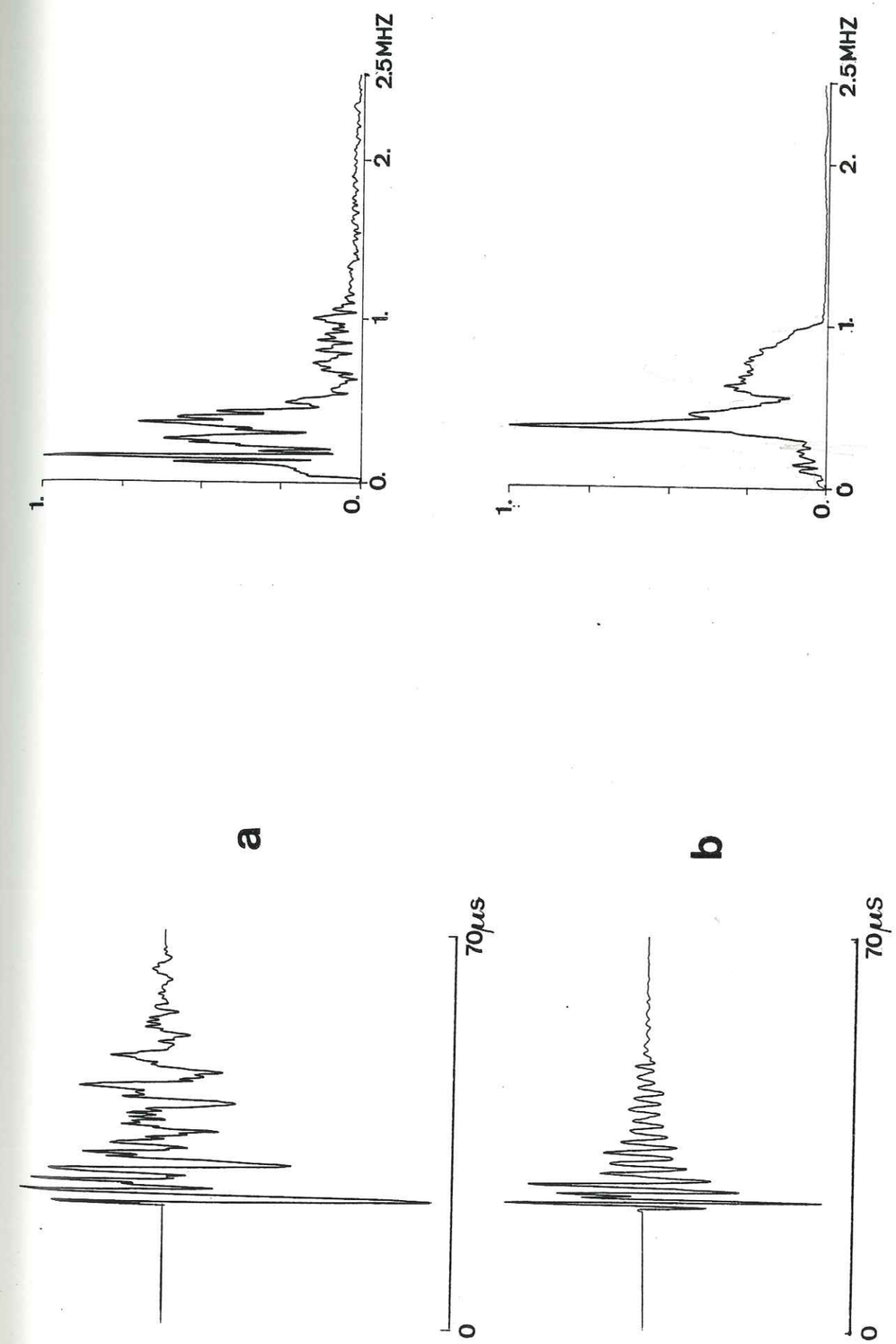


Figure VII.15. Etalonnage de l'ensemble préamplificateur-capteur S1000BM.

(a) Capillaire de verre (b) Mine de crayon
à gauche : réponse impulsionnelle moyenne
à droite : fonction de transfert moyenne

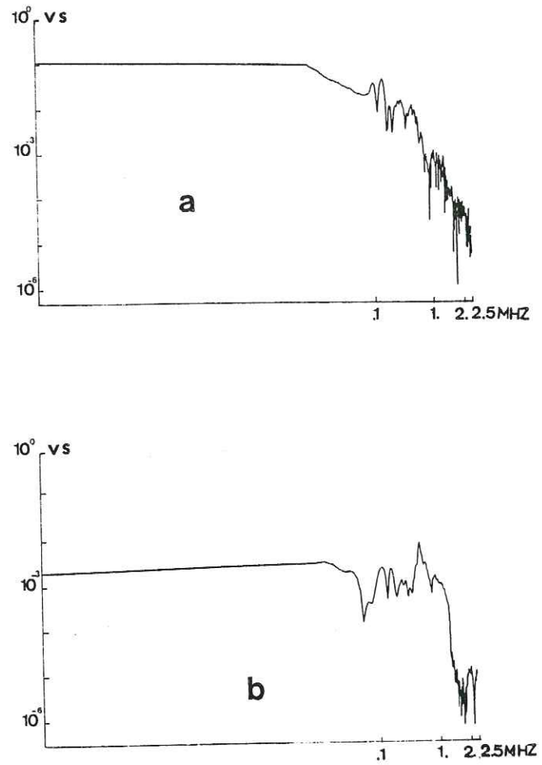


Figure VII.15. (Suite)

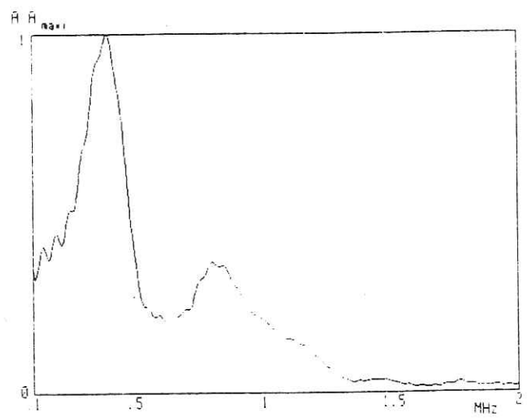


Figure VII.16. Fonction de transfert moyenne obtenue à partir de 8 essais pour un autre capteur S1000BM d'après SALA (37).

VII.4. TRAITEMENT DES DONNEES

VII.4.1. TRAITEMENT DU SIGNAL

Dans tous nos essais, nous avons observé que les signaux avaient, pour la plupart, une durée de 150 à 200 µm ; nous avons donc adopté une numération sur 1024 points avec un pas d'échantillonnage 0,2µs, la durée de la fenêtre d'observation étant de 204,8µs. Le traitement ne nécessite donc pas d'aposition, opération habituellement utilisée pour corriger les distorsions du spectre due à une troncature dans le cas où la durée de la fenêtre d'observation est inférieure au temps du signal (61).

VII.4.2. CARACTERISTIQUES DU SIGNAL VITESSE BRUT

Le signal brut est celui enregistré à l'oscilloscope digital; l'estimation de l'amplitude de chaque échantillon est réalisée avec une résolution de 0,4 % de la pleine échelle : pour les granites, celle-ci sera fixée à ± 10 Volts, alors pour le Calcaire de Vilette, elle a été de ± 1 Volt étant données les faibles amplitudes des signaux.

a) Amplitude maximale

Une distribution d'amplitude maximale est effectuée sur chaque essai ; celle-ci est sensiblement ramenée à une droite (Loi de Gutenberg et Richter) en coordonnées logarithmiques ; rappelons cependant que la distribution cumulative introduit un biais non uniforme, le point dont la valeur est le nombre total d'échantillons ayant le biais le plus important ; la distribution cumulative sera caractérisée par la pente de la droite l'approchant le mieux.

Une autre distribution, non cumulative, a été tentée afin de déceler un caractère pluri-modal ; la quantification à plusieurs niveaux affecte la distribution d'une erreur proportionnelle aux nombre de classes choisi et inversement proportionnelle au nombre total d'échantillons (61) : il y a donc un compromis possible. Compte-tenu du faible nombre de signaux enregistrés lors des essais retenus, l'histogramme a été réalisé par "tatônnements" jusqu'à obtenir la meilleure représenta-

tion qui n'est pas toujours satisfaisante.

b) Moyenne et Variance

Le calcul de ces deux quantités permet d'apprécier "la valeur centrale" du signal, et la dispersion des échantillons par rapport à la moyenne , ces deux valeurs étant susceptibles d'évolution au cours de l'essai.

VII.4.3. ANALYSE SPECTRALE

Avant d'étudier le contenu spectral, nous effectuons un centrage du signal brut afin de n'en suivre que les fluctuations ; connaissant la fonction de transfert de l'ensemble "préamplificateur-filtre-capteur" obtenue par la rupture d'une mine de crayon (chapître VII.3.), nous réalisons la déconvolution afin de ne conserver que l'information source-matériau du signal vitesse, duquel nous évaluerons deux quantités :

a) L'énergie

Celle-ci sera calculée à partir du carré du spectre de vitesse pour les fréquences positives uniquement, et sur deux bandes de fréquence distinctes : (0 - 1 MHz) et (1 - 2 MHz) par la formule :

$$\int_{f_1}^{f_2} v^2 (f)\, df$$

où v représente l'amplitude de la vitesse pour la fréquence f.

b) La fréquence centrale

$$\langle f \rangle = \frac{\int_0^\alpha f.v^2 (f)\, df}{\int_0^\alpha v^2 (f)\, df}$$

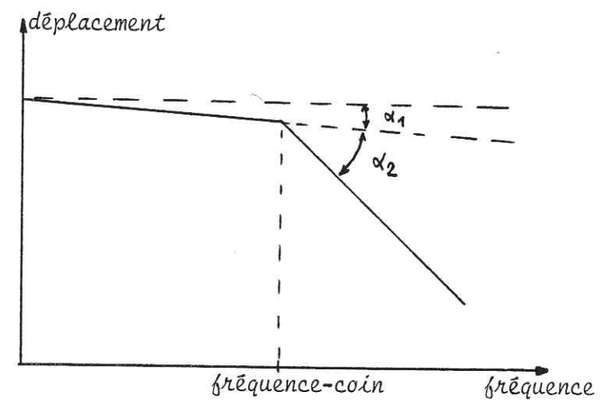
C'est la fréquence qui partage le spectre en deux parties d'égale quantité d'énergie ; elle sera évaluée pour chacune des deux bandes (0 - 1 MHz) et (1 - 2 MHz).

Ensuite, par intégration, nous obtenons le spectre de déplacement

qui, dans une représentation logarithmique, fournit les informations suivantes, "niveau plat", fréquence-coin, atténuation, mesurées systématiquement pour chaque spectre.

L'atténuation comprend :

- une décroissance ou croissance du "niveau plat" : α_1 degrés
- une décroissance aux fréquence supérieures à la fréquence-coin : $(\alpha_1+\alpha_2)$ en degrés.



Le niveau plat est calculé comme étant la moyenne de toutes les valeurs de cette partie plate du spectre.

La fréquence-coin doit faire l'objet d'une estimation particulière ; en effet, l'évaluation de la rupture de pente est si "subjective" que plusieurs personnes ne donneraient pas la même valeur pour un spectre donné (27). L'erreur d'estimation de la fréquence-coin induirait une erreur de tracé de la pente de décroissance, donc de positionnement du point d'intersection : l'estimation comporterait une erreur relative pouvant atteindre 14 % ; compte-tenu de l'estimation de la vitesse (erreur relative de 4 %), le rayon de source sera évalué avec une erreur relative comprise entre 12 et 16 %.

Ces estimations sont d'ordre technique et non d'ordre théorique.

On peut rappeler, par exemple, que le rayon de source varie suivant l'azimuth, la vitesse de rupture, le type d'onde, et est difficile à évaluer si le train d'onde est complexe. Les valeurs obtenues nous permettront de faire une analyse qualitative plutôt que quantitative.

VII.4.4. VISUALISATIONS

Elles permettront de déceler des corrélations entre paramètres, de suivre l'évolution de certains d'entre-eux au cours de l'essai, et surtout de différencier les matériaux utilisés.

DEUXIEME PARTIE

- EXPERIMENTATION -

- PRESENTATION DES RESULTATS -

I Introduction

II Description des essais

III Analyse statistique comparative

IV Application à la sismogénèse

INTRODUCTION

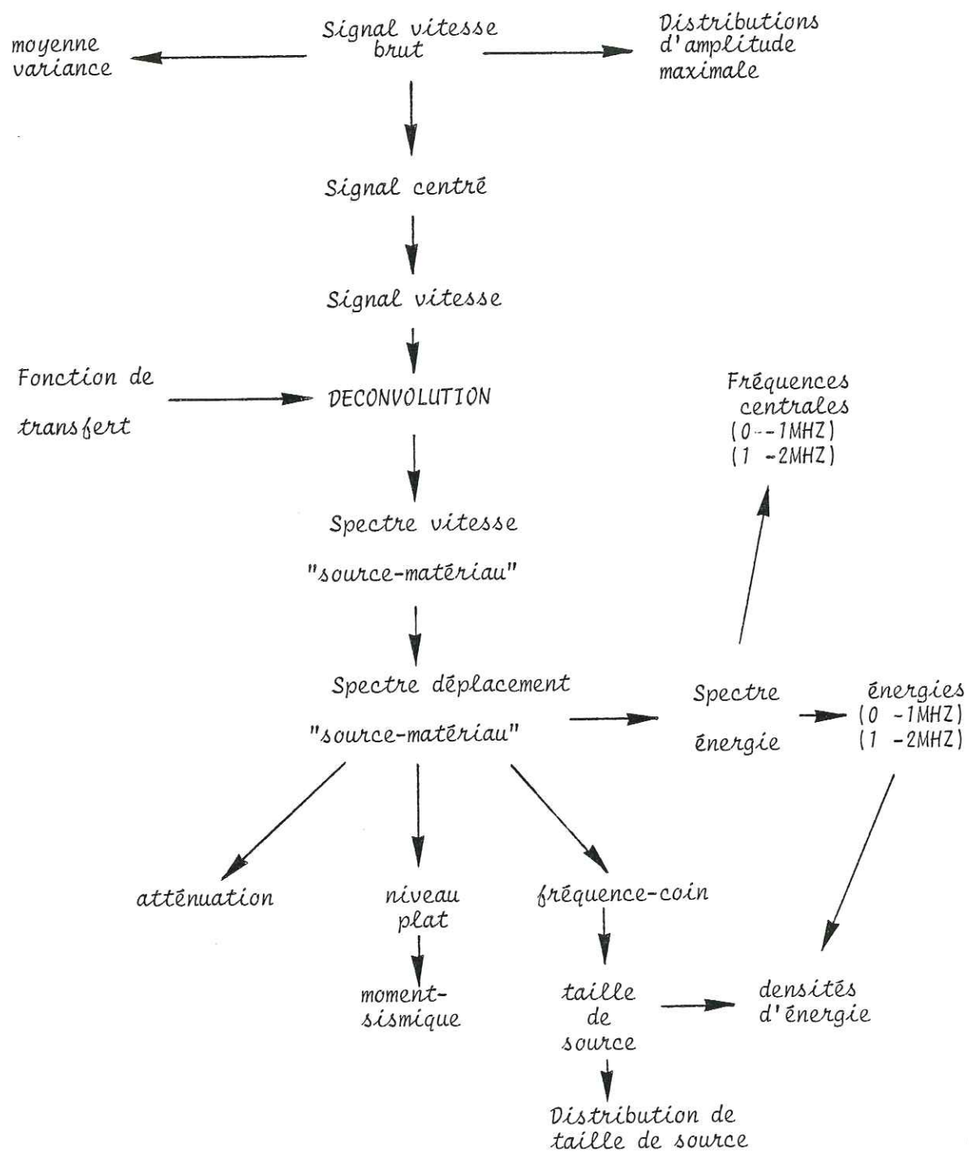


Figure I.1 Schéma du traitement des signaux.

I. INTRODUCTION

Compte-tenu des considérations développées dans la première partie, éléments de base essentiels, il est présenté, dans ce chapître, la méthode de traitement des données : elle comprend trois stades (Figure I.1.) :

- déconvolution du signal vitesse,
- passage au spectre de déplacement,
- calcul des paramètres de "sortie".

Dans les sous-chapîtres suivants sont décrits les paramètres "d'entrée" et de "sortie", ainsi que les visualisations correspondantes.

I.1. PARAMETRES D'ENTREE

Par leur variation, ils sont susceptibles d'influencer l'essai aussi bien dans son aspect mécanique que dans l'aspect émission acoustique ; il s'agit de la nature de la roche :

- nature des constituants,
- taille des grains suivant leur nature,
- proportion des différents minéraux,
- état de fissuration (microfissures et microfractures),
- vides

et des conditions de sollicitation :

- vitesse de chargement : 5 mm/h et 50 mm/h (respectivement équivalents à des vitesses de déformation de l'ordre de 7.10^{-6} s^{-1} et 70.10^{-6} s^{-1}.

D'autres facteurs sont néanmoins présents : la géométrie des échantillons n'est pas rigoureusement respectée notamment pour l'épaisseur, induisant une disymétrie du chargement, conduisant parfois à une "mise en place" de l'échantillon (que l'on peut quelquefois distinguer sur les courbes charge-déplacement des essais) et contribuant à une fracturation imprévisible des entailles par exemple ; il n'est pas non plus aisé d'assurer la verticalité de la plaque, de réaliser des entailles identiques et de quantifier la contrainte latérale lors de la mise en place de l'échantillon ; ces faits expliquent sans doute pour une part la dispersion observée lors d'essais concernant un même matériau : ceci est à rapprocher du caractère expérimental du bâti d'essais.

I.2. PARAMETRES DE SORTIE

Ceux-ci représentent et caractérisent l'évolution des essais, mais ils servent également à dégager des tendances de comportement pour chaque matériau, la démarche étant alors statistique.

Aux chapîtres VII.4.2. et VII.4.3. de la première partie sont décrits certains paramètres d'analyse ; il s'agit, par exemple,

a) du moment sismique et de la taille de source spécifiquement sismologiques,

b) de l'énergie et de la fréquence centrale, ceux-ci purement physiques puisqu'ils se rattachent au signal ; rappelons que ces deux facteurs sont évalués sur deux bandes de fréquences : (0 - 1 MHz) et (1 - 2 MHz), celles-ci étant choisies d'après la réponse fréquentielle établie au chapître VII.3.3.2.1. de la première partie, c'est-à-dire une sensibilité très faible sur (1 - 2 MHz), mais quasi-constante, et une sensibilité plus marquée sur (0 - 1 MHz).

Ainsi, la déconvolution favorisera, en quantité, la deuxième bande fréquentielle par rapport à la première. C'est pourquoi nous évaluons l'énergie sur chacune de ces bandes de fréquence et étudions celles-ci séparément.

La fréquence centrale, équivalente à un moment statique en mécanique, permet d'apprécier l'enrichissement ou l'appauvrissement en fréquences, mais également de déceler par une moyenne les propriétés d'émission des roches. Cette fréquence centrale est évaluée sur chaque bande de fréquence (0 - 1 MHz) et (1 - 2 MHz).

c) de l'amplitude maximale, de la moyenne et de la variance des signaux bruts de vitesse.

Afin d'approfondir l'analyse des essais, nous avons retenu d'autres paramètres tels que la densité d'énergie par unité de surface de source et le rapport de l'énergie (1 - 2 MHz) sur l'énergie (0 - 1 MHz).

I.2.1. LA DENSITE D'ENERGIE

Le choix de ce paramètre découle de l'observation des essais : lors de la rupture de la plaque, le bâti restitue l'énergie élastique emmagasinée au cours du chargement d'une manière brutale, contribuant ainsi à l'instabilité de la propagation et à l'amplification des signaux émis à ce moment ; on remarque alors l'apparition d'une densité d'énergie anormalement élevée pour la source correspondante, celle-ci n'étant pas généralement de taille exceptionnellement élevée.

Ce paramètre peut, éventuellement, aider à discriminer les signaux correspondants à la rupture de la plaque, ceux-ci étant en général indiscernables dans l'ensemble des événements enregistrés.

Ce phénomène a été rencontré de manière claire dans deux esais : Granite de Sidobre (T8) et Calcaire de Vilette (C4), dont la description sera reprise en détail lors de la présentation des essais au chapître II.

I.2.2. RAPPORT D'ENERGIE

L'examen des signaux sous l'aspect énergétique revêt un intérêt tout particulier : en effet, il s'agit d'observer l'évolution des quantités

d'énergie transportées par les signaux, ceci par bande de fréquence mais également leur répartition.

Le rapport de l'énergie rayonnée dans la bande (1 - 2 MHz) à l'énergie (0 - 1 MHz) précise s'il y a prépondérance d'une bande sur l'autre au cours de l'essai.

I.2.3. DISTRIBUTIONS

Nous avons déjà souligné l'importance des distributions d'amplitude maximale, en rapprochement avec la loi de Gutenberg et Richter ; la pente de la distribution tracée dans des coordonnées bilogarithmiques est un paramètre caractéristique de l'essai et du matériau.

Pour les essais que nous avons effectués, certaines distributions sont impécises vu le nombre peu élevé d'événements enregistrés ; ceci résulte du choix de la pleine échelle de l'oscilloscope : l'échelle élevée néglige les événements de faible amplitude de par la sensibilité du trigger, alors qu'une échelle réduite a l'inconvénient "d'écréter" les signaux à la saturation ; en résumé, les signaux d'émission acoustique semblent présenter une dynamique plus importante que celle de l'oscilloscope pour une échelle donnée.

Nous nous bornerons donc, dans le cas présent , à la description qualitative de la distribution, et de son évolution.

I.3. VISUALISATIONS

Le traitement numérique des signaux a nécessité l'élaboration de programmes de calcul et de visualisation des résultats.

A la base, un programme de transformation de Fourrier fourni par l'équipe de Géophysique de l'I.R.I.G.M. ; les calculs sont exécutés sur C.I.I. HB 68 du Centre Interuniversitaire de Calcul de Grenoble.

La présentation des résultats a été effectuée à l'aide de logiciels de la bibliothèque SOFBEN.

L'analyse des essais a été structurée de deux façons : évolution et représentation statistique.

En évolution, on considère certains paramètres en fonction de l'avancement de l'essai : l'abcisse représente les événements successivement d'une manière linéaire, c'est-à-dire le temps dont l'échelle n'est par contre pas linéaire puisque la fréquence d'apparition des événenements varie suivant la progression de l'essai.

Les diagrammes d'évolution sont présentés suivant deux fiches ; l'une comprend :

- la courbe charge-déplacement,
- la taille de source,
- les fréquences centrales,
- les énergies,
- les densités d'énergie,

et l'autre :

- la moyenne,
- la variance,
- l'amplitude maximale,
- le moment sismique,
- le rapport des énergies défini au I.2.2.

En ce qui concerne les diagrammes, nous présentons les corrélations,

- taille de source-amplitude maximale,

- taille de source-moment sismique,

- amplitude maximale-moment sismique,

les distributions cumulées et non cumulées

- d'amplitude maximale,

- de taille de source.

II. DESCRIPTION DES ESSAIS

Ce chapître est consacré à une description détaillée des essais réalisés, l'objectif du travail étant d'exploiter au maximum l'information disponible pour caractériser le processus de dégradation de l'échantillon jusqu'à la rupture, et après quand cela est possible.

Jusqu'alors, les techniques employées permettaient l'étude de la rupture des matériaux à partir de systèmes de comptage de dépassement de seuils d'amplitude, ceci pendant la durée totale de l'essai, sans cependant avoir accès aux signaux émis, ceux-ci contenant l'information à caractère sismologique.

Notre travail comprend cette seconde voie d'étude encore peu exploitée. Le développement technologique permet actuellement d'enregistrer les signaux et de les stocker, mais en nombre insuffisant vu les limites actuelles des mémoires numériques et des systèmes d'acquisition. Si un essai est en général peu émissif en début de chargement, à l'approche de la rupture le nombre d'événements est tel que tous ne peuvent être intégralement enregistrés, vu le temps d'acquisition (0,5 s/signal) et la durée du signal (= 200µs). On comprend donc qu'il n'est pas aisé de reconstituer avec précision l'essai, l'idéal étant bien entendu la distribution spatio-temporelle de tous les microévénements.

Compte-tenu de ces limitations, une roche très émissive nécessitera plusieurs disquettes de 32 éléments et leur répartition temporelle renseignera par étapes sur l'évolution de l'essai.

Onze essais ont été retenus. Réalisés dans des conditions similaires, c'est-à-dire avec les dernières améliorations apportées au bâti d'essai, ils sont notés C pour le Calcaire de Vilette, L pour pour le Granite de Lanhélin, P pour la Protogine du Mont Blanc et T pour le Granite de Sidobre (ou du Tarn).

Six de ces essais ont été effectué à la vitesse de 5 mm/h : il s'agit de T6, L1, L2, C3, C5, P1 ; le chargement des cinq autres, T7, T8, L3, C4, P2 a été réalisé à la vitesse de 50 mm/h.

II.1. LE CALCAIRE DE VILETTE

II.1.1. ESSAI C3 (photo II.1.1. Figures II.1.1.)

Il comporte 23 signaux répartis sur deux phases : prérupture et post-rupture ; le nombre peu élevé des signaux enregistrés ne permet pas de réaliser une histoire parfaite de l'essai.

II.1.1.1. COURBE CHARGE-DEPLACEMENT

Tout d'abord, on note une certaine instabilité de l'essai par les multiples microchutes de contraintes successives ; entre-autres, deux chutes de contrainte principales : la première à 25 % de la charge de rupture Fr provient d'une "mise en place de l'échantillon" dans le bâti quand il n'est pas correctement bloqué latéralement ; la deuxième chute de contrainte de l'ordre de 40 % Fr correspond à la ruine de la plaque ; suit une phase de coulissage jusqu'à une charge relativement élevée (83 % de la charge de rupture).

La phase linéaire de chargement qui ne débute qu'à 35 % de Fr environ, se poursuit jusqu'à la rupture, témoignant de la fragilité du matériau.

Lors de la mise en charge, on observe une "adaptation" de l'ensemble bâti-presse-échantillon dominé probablement par le comportement du bâti dont la réponse mécanique n'est pas connue.

II.1.1.2. LA TAILLE DE SOURCE

La valeur moyenne des sources évaluées par le modèle de Brune,

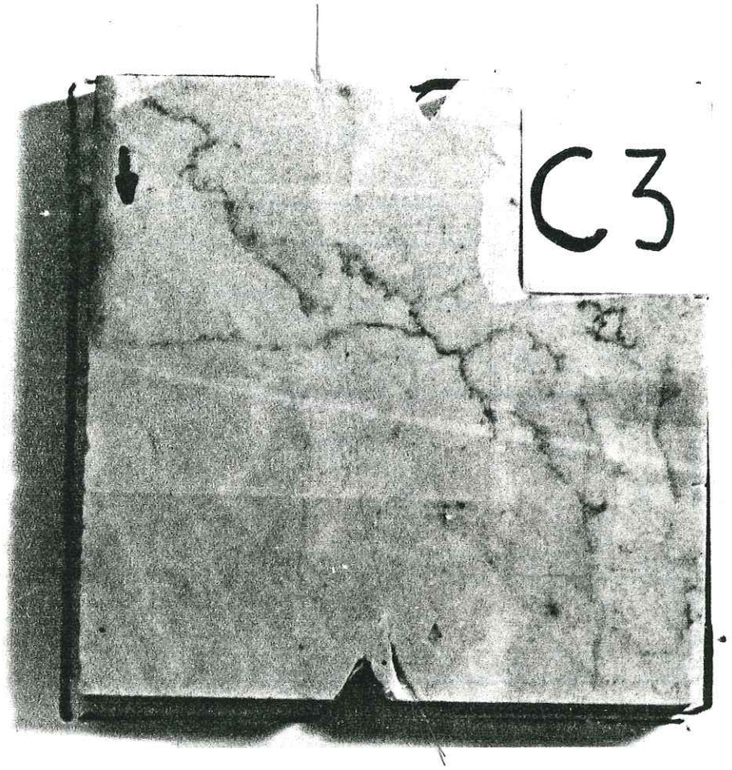
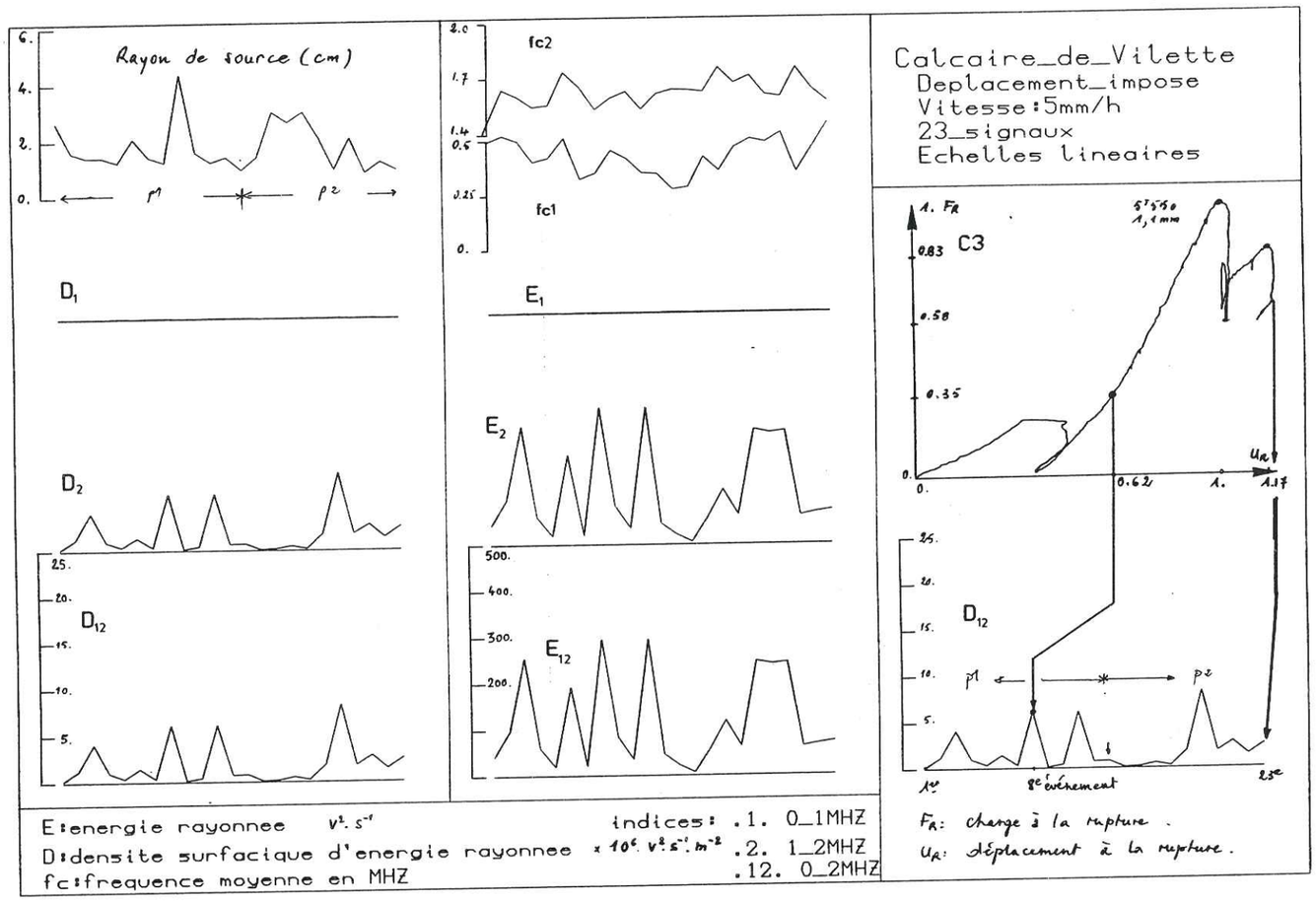
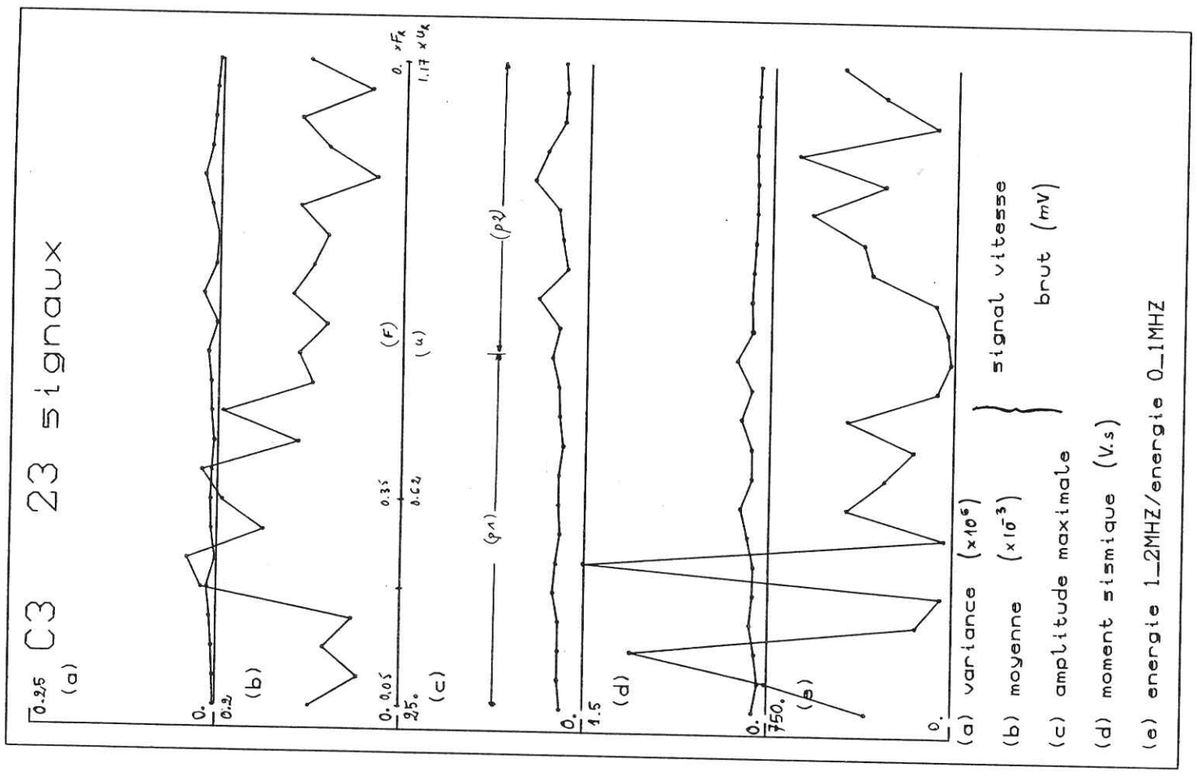


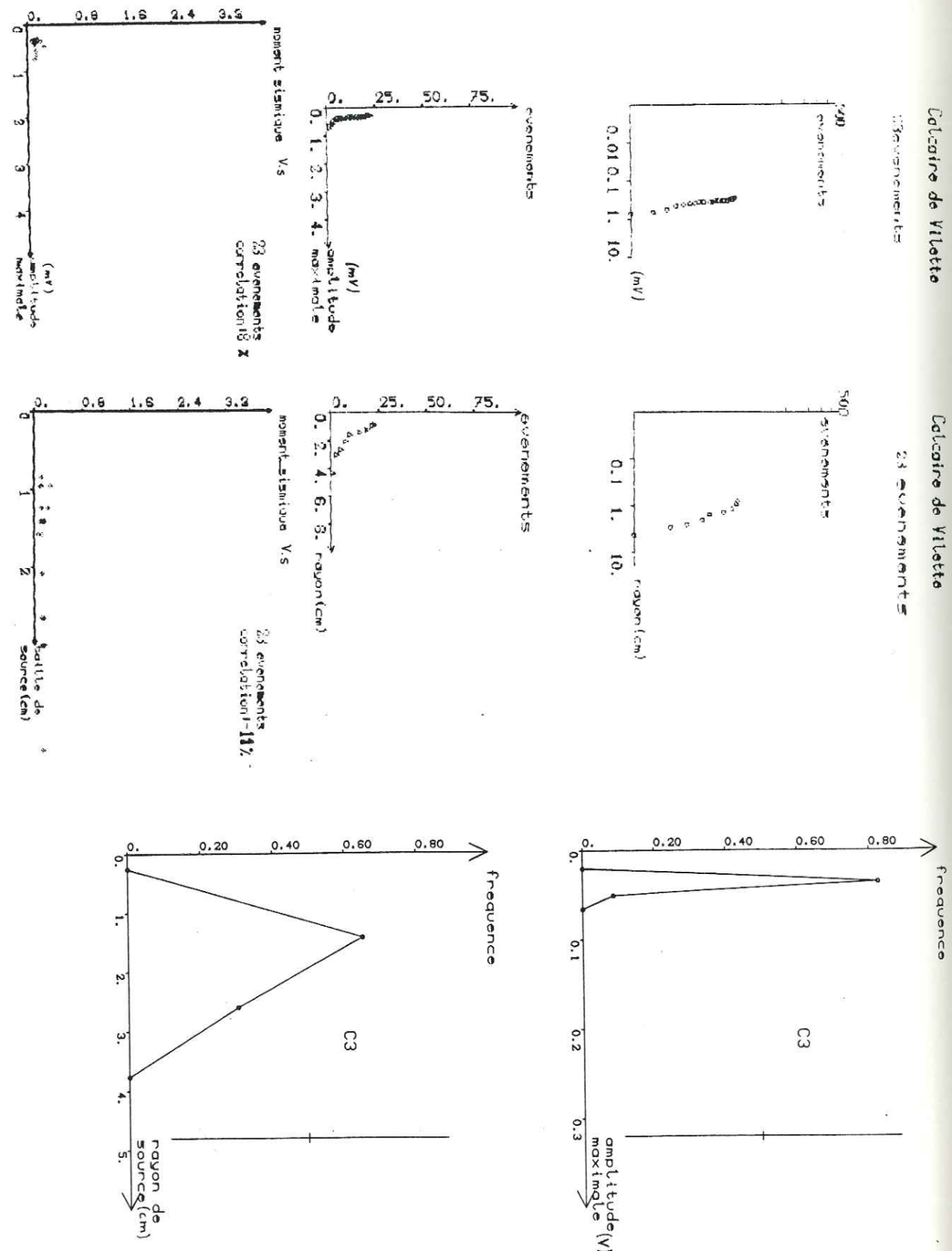
Photo II.1.1.



Figures II.1.1.



Figures II.1.1. (Suite)



Figures II.1.1. (Suite)

17,7 mm (± 2 mm), est très élevée par rapport à la granularité moyenne du Calcaire de Vilette qui, on le rappelle, s'étend de 0,04 mm à 0,4 mm ; la taille de source la plus importante s'élève à 43,5 mm alors que la plus faible ne vaut que 8,4 mm.

La source la plus étendue correspond à un événement de la phase linéaire du chargement postérieur à la première chute de contrainte.

II.1.1.3. LE MOMENT SISMIQUE

Comme on peut l'observer Figure II.1.1., il est de valeur moyenne peu élevée (0,15 V.s) et fluctue peu sur l'ensemble de l'essai.

II.1.1.4. FREQUENCE CENTRALE

On observe une évolution antagoniste des deux fréquences centrales pour la majorité des événements ; la fréquence centrale fc1 (0 - 1 MHz) est évaluée à 425 KHz, tandis que fc2 vaut 1,480 MHz.

II.1.1.5. EVOLUTION COMPAREE

L'évolution comparée de certains paramètres physiques fait apparaître deux périodes :

* Une première, p1, comprenant les 13 premiers événements de l'essai, durant laquelle l'amplitude maximale varie peu, le moment sismique connaît des fluctuations, et un fort enrichissement en fréquences (1 - 2 MHz) est constaté pour les premiers événements de cette série.

* Une deuxième, p2, en fin d'essai, pendant laquelle le moment sismique reste quasi-constant, l'amplitude maximale fluctuant davantage qu'en p1, et l'enrichissement en fréquences croissant de nouveau.

La période p1 semble correspondre à la prérupture, p2 décrivant plutôt le coulissage : ces affirmations sont difficilement vérifiables étant donné le nombre peu élevé d'événements enregistrés.

S'il en était ainsi, l'enrichissement en énergie (1 - 2 MHz) serait le fait de la progression de l'endommagement, stabilité puis instabilité se manifestant par des variations de la vitesse de rupture, marquant l'évolution de l'énergie E2 et E2/E1 de "dents de scie".

D'autres remarques importantes sont à souligner :

- les "pics" d'énergie ne correspondent pas aux tailles de source importantes : les grandes sources ne sont pas très énergétiques ; mais les énergies importantes ainsi que l'enrichissement en énergie E2 correspondent aux tailles de source peu élevées.
- les distributions de moment sismique et d'amplitude maximale sont étroites.

- la distribution de taille de source est large,

- les distributions cumulées (amplitude maximale, taille de source) ne font pas apparaître de caractère plurimodal,

- les paramètres moment sismique-amplitude maximale-taille de source ne sont pas corrélés,

- la variance et l'amplitude maximale varient dans le même sens,

- les quatre valeurs élevées de la densité d'énergie sont liées à des sources peu étendues ; il n'est pas possible de préciser l'origine de ces énergies importantes,

- le rapport E2/E1 atteint parfois des valeurs élevées telles que 1 500.

II.1.2. ESSAI C4 (photo II.12., Fig. II.12.)

Cet essai a été effectué à la vitesse de 50 mm/h ; il est particulier en ce sens qu'il n'y a pas eu rupture nette de l'échantillon

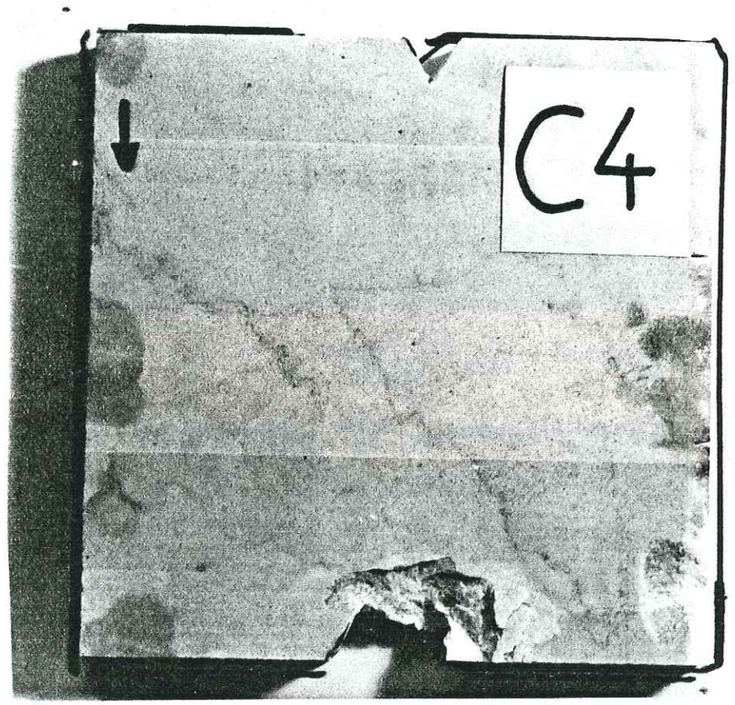


Photo II.1.2.

Photo II.1.2.1.

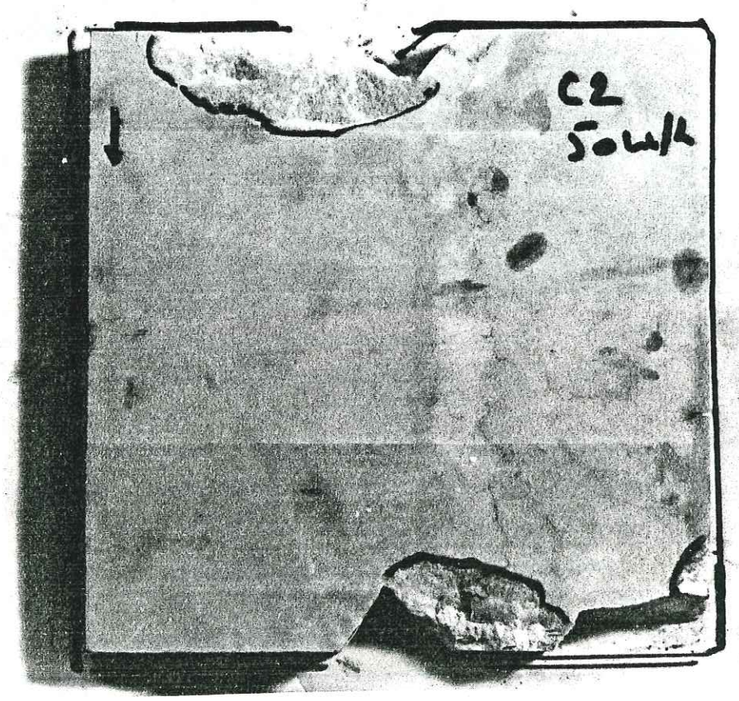
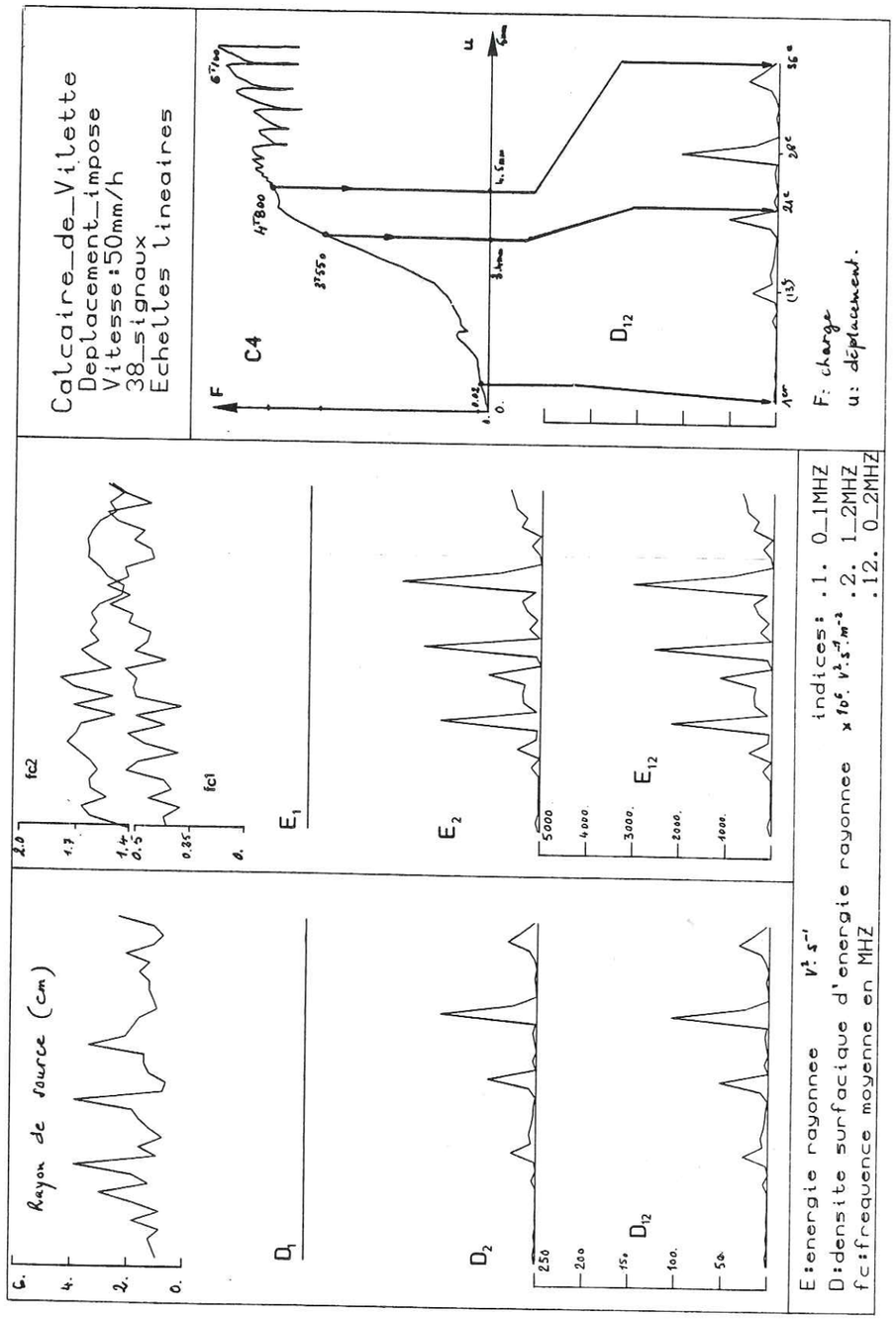
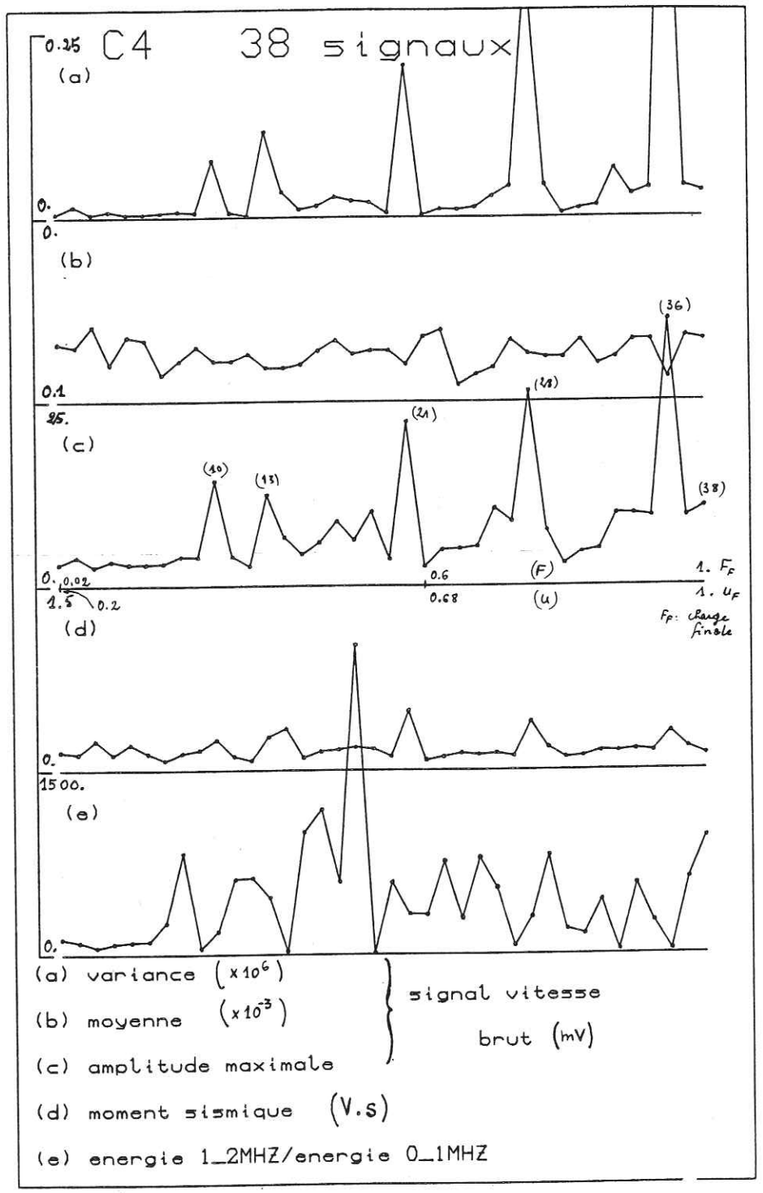


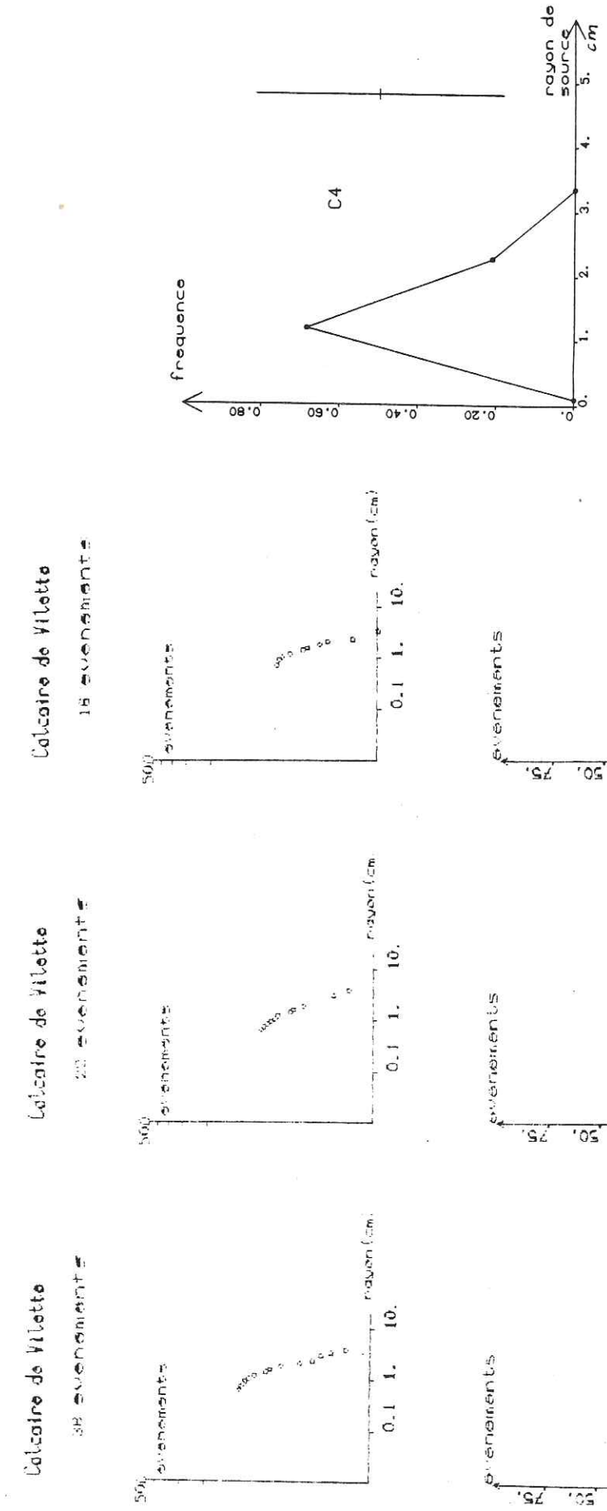
Photo II.1.2.2.



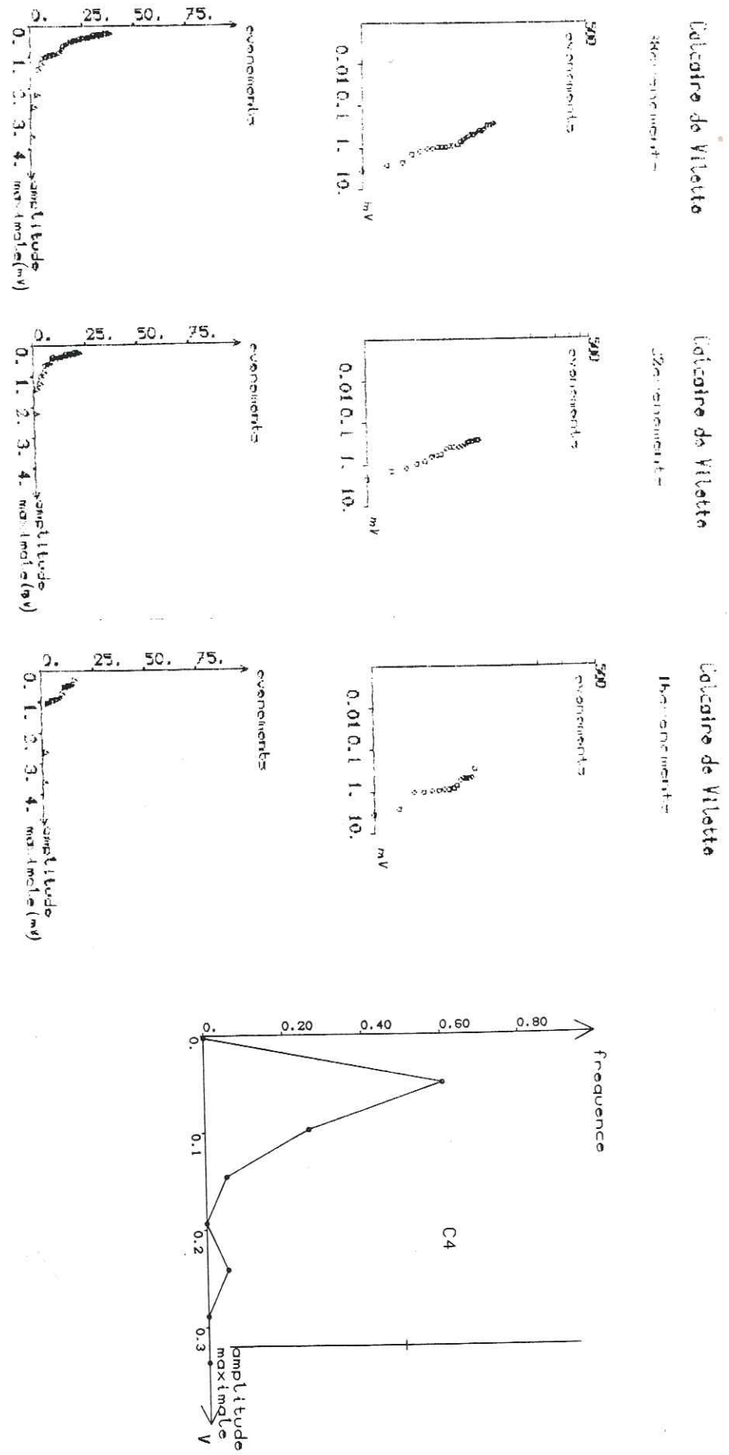
Figures II.1.2.



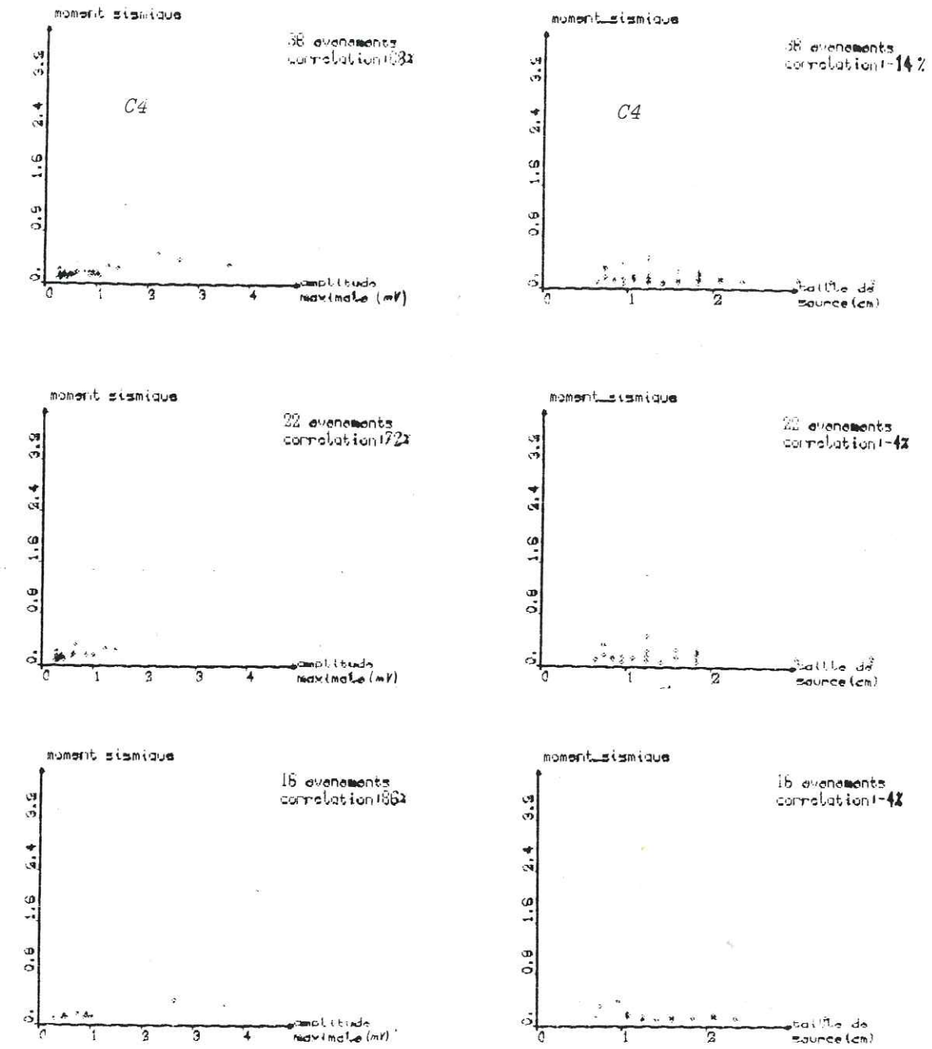
Figures II.1.2. (Suite)



Figures II.1.2. (Suite)



Figures II.1.2. (Suite)



Figures II.1.2. (Suite)

mais uniquement poinçonnement et déformation plastique progressant vers le centre de la plaque comme sur d'autres essais effectués sur cette roche (photo II.1.2.1, II.1.2.2.).

Le but de l'essai n'étant pas atteint, nous n'avons concervé que 38 signaux correspondants à cette déformation plastique de l'entaille inférieure de l'échantillon (c'est le plateau inférieur de la presse qui est mobile) avec comme particularité l'occurence de 3 événements sonores audibles provenant de la relaxation du bâti d'essai.

II.1.2.1. COURBE CHARGE-DEPLACEMENT

Le pilotage d'un essai asservi exige l'introduction d'une valeur limite du paramètre, ici le déplacement, fixé à 5 mm maximum. Etant données les conditions particulières de l'essai, la courbe de chargement est décrite jusqu'à cette limite de 5 mm en déplacement.

La courbe effort-déplacement présente une linéarité après une phase d'adaptation de la même façon que C3. La fin de l'essai est marquée par de successives chutes de contrainte dues à la progression plastique à partir d'un déplacement de 4,5 mm.

II.1.2.2. TAILLE DE SOURCE

On retrouve la tendance aux sources importantes ; 38 mm pour la plus étendue contre 8 mm pour la taille minimale, la moyenne étant 15 mm.

II.1.2.3. FREQUENCES CENTRALES

On peut noter le caractère haché de fc1 et fc2, et leur évolution antagoniste ; les valeurs moyennes sont de 475 KHz pour fc1 et 1,460 MHz pour fc2.

La tendance à augmenter pour fc1 montre un déplacement de E1 vers les hautes fréquences de la bande (0 - 1 MHz) alors que la tendance est inverse pour fc2 : déplacement de E2 vers les basses fréquences de la bande (1 - 2 MHz).

II.1.2.4. MOMENT SISMIQUE

La valeur maximale (0,17 V.s) ; il fluctue tout le long de l'essai, montrant notamment des maxima pour les événements de haute énergie E2 et E1 (où ils ne sont pas visibles à cause de l'échelle choisie pour représenter l'énergie) : le moment sismique représentant en quelque sorte les très basses fréquences, il est normale qu'il soit à rapprocher de E1.

II.1.2.5. EVOLUTION COMPAREE

Dans cet essai, l'analyse fait apparaître :

- une variation de même sens pour la variance, l'amplitude maximale, le moment sismique, les énergies E1 et E2,

- la présence de trois pics de densité d'énergie (événements 13,21,28) correspondant probablement aux trois événements sonores de relaxation du bâti,

- un enrichissement en énergie (1 - 2 MHz) avec la montée en charge atteignant des valeurs très élevées,

- que les sources les plus importantes ne sont pas les plus énergétiques, et génératrices de fortes amplitudes maximales : pas de corrélation entre moment sismique ou amplitude maximale et taille de source,

- une distribution d'amplitude maximale bimodale, visible également par la rupture de pente de la distribution cumulée,

- une distribution de moment sismique étroite,

- une distribution de taille de source large.

II.1.3. ESSAI C5 (photo II.1.3.,Figures II.1.3.)

Cet essai, réalisé à 5 mm/h, n'a permis d'enregistrer que 21 signaux. La rupture s'est initialisée à la partie supérieure de la plaque, a bifurqué et s'est arrêtée dans une zone soumise à une compression biaxiale dans le plan de la plaque, expliquant la phase d'arrêt (cf. chapître I, 1ère Partie) par absence de traction.

II.1.3.1. COURBE CHARGE-DEPLACEMENT

Elle est marquée par une forte instabilité notamment en fin de phase linéaire (raideur 8 700.10 N/m) suivie d'une chute de contrainte de l'ordre de 50 % de la charge de rupture Fr, correspondant à la propagation et l'arrêt.

La phase linéaire débute approximativement au 6ème événement, c'est-à-dire à 28 % Fr.

II.1.3.2. TAILLE DE SOURCE

On observe toujours une tendance aux sources élevées : 16 mm en moyenne, la plus élevée étant 49 mm et la moins étendue 7 mm.

II.1.3.3. MOMENT SISMIQUE

Son évolution semble s'arrêter au 13ème événement pour garder une valeur constante ; sa valeur moyenne est sensiblement la même qu'à l'essai C3, effectué également à la vitesse de 5 mm/h.

II.1.3.4. FREQUENCES CENTRALES

Elles évoluent également en sens contraire ; stables en début d'essai, elles varient fortement en phase linéaire à cause des microchutes de contrainte que l'on observe sur la courbe de charge, celles-ci atteignant parfois 15 % Fr.

Les valeurs moyennes des fréquences centrales sont pour fc1, 447 KHz et pour fc2, 1.473 MHz.

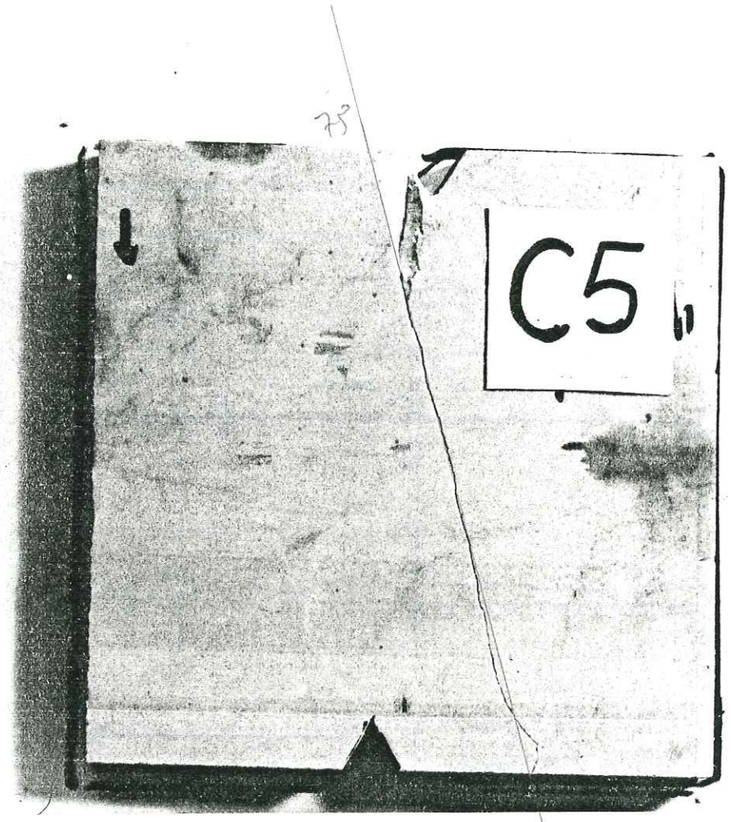
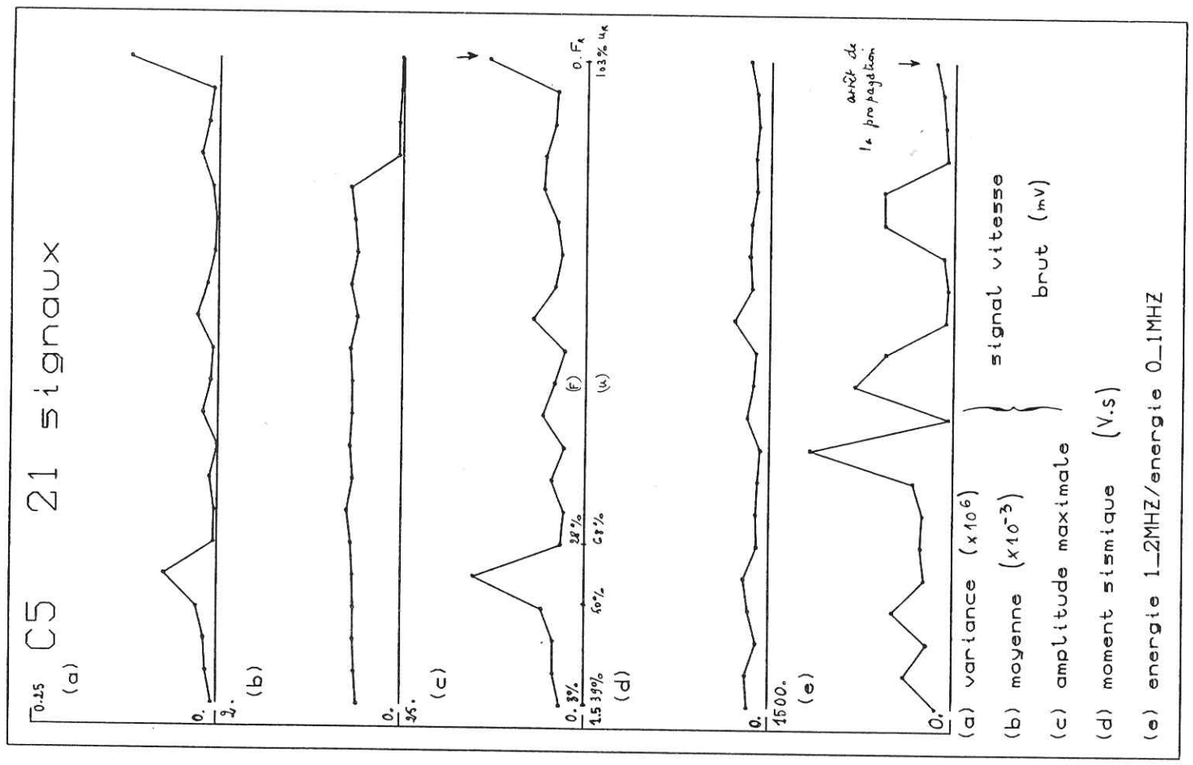
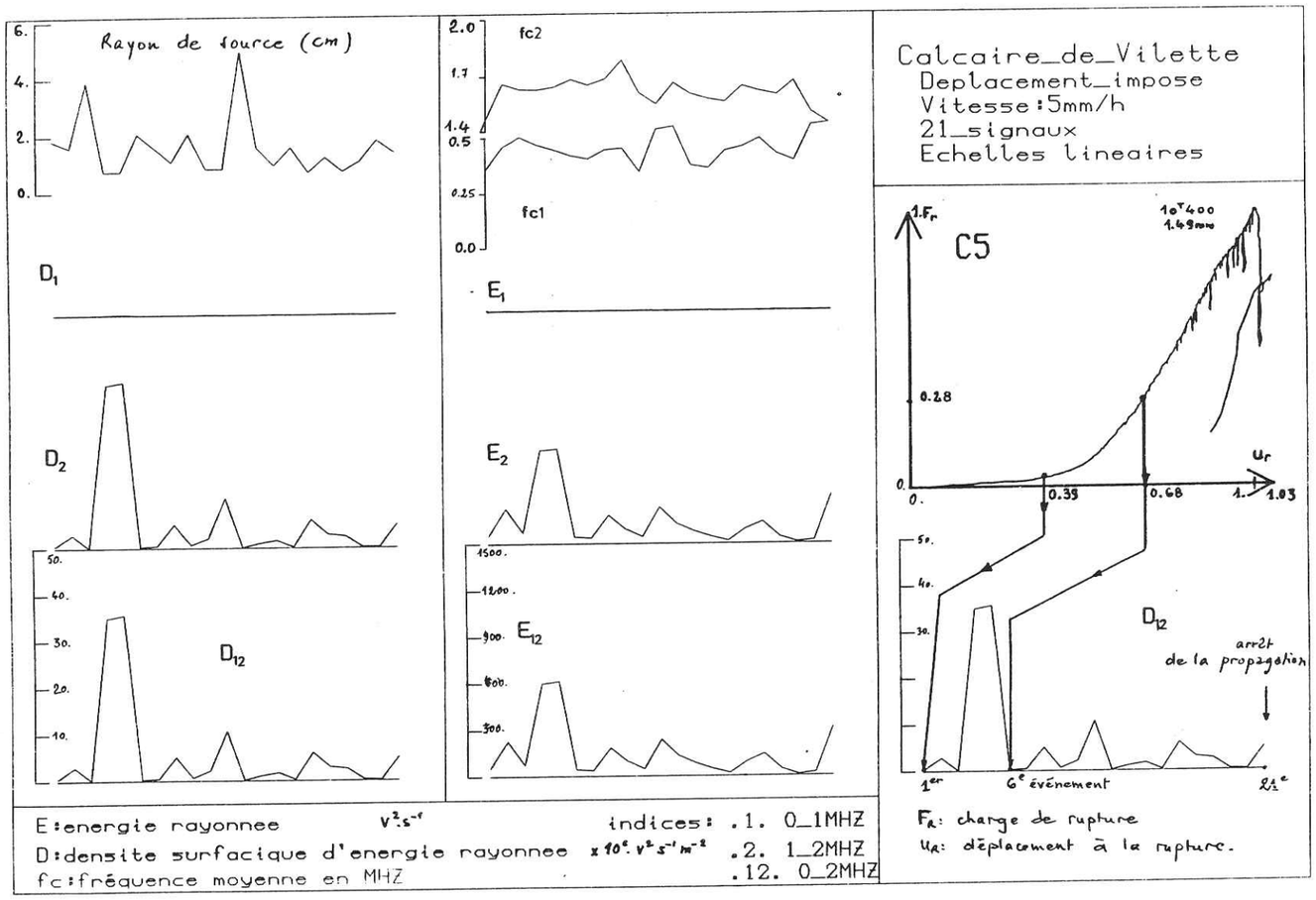


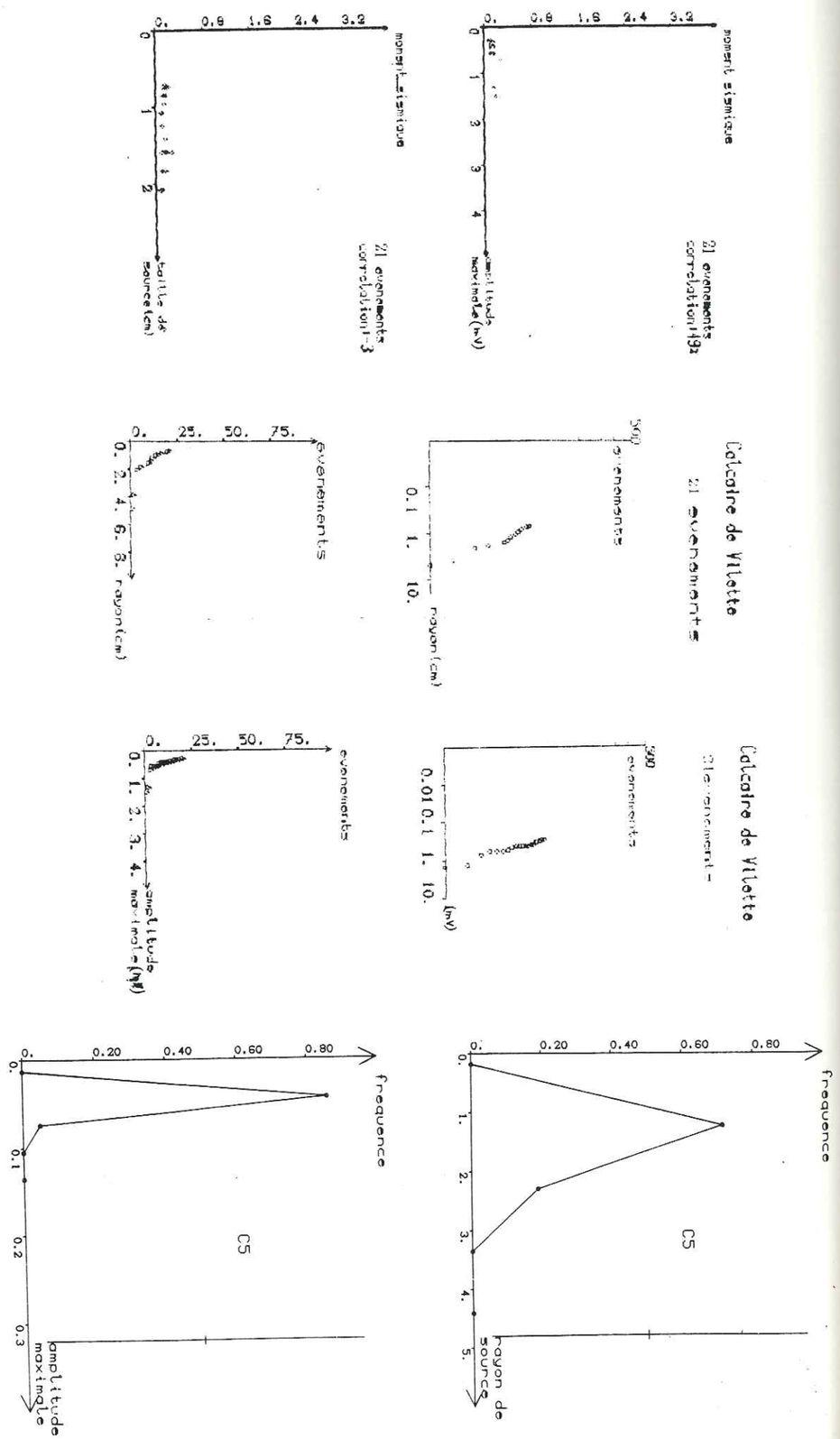
Photo II.1.3.



Figures II.1.3. (Suite)



Figures II.1.3.



Figures II.1.3. (Suite)

II.1.3.5. EVOLUTION COMPAREE

Le nombre peu élevé d'événements ne permet pas ici de reconstituer l'essai précisément ; nous savons uniquement que le 6ème événement est associé au début de la linéarité de la courbe de chargement.

La première période (1er au 6ème événement) est marquée par une forte activité énergétique : variance, amplitude maximale, E1 et E2, D12 ont leur valeur maximale au 5ème événement : cette phase caractériserait une "adaptation" du matériau à la sollicitation. La deuxième phase concerne la prérupture et la rupture : on remarque une augmentation nette du rapport E2/E1 à partir du 8ème événement, associée à l'endommagement observé sur la phase linéaire de l'essai qui serait propice à émettre beaucoup d'énergie dans la bande (1 - 2 MHz).

Remarquons également que :

- la variance, le moment sismique, l'amplitude maximale, l'énergie E2 et E1 varient dans le même sens,

- les sources peu étendues sont trés énergétiques alors que les grandes le sont peu,

- les distributions d'amplitude maximale et de moment sismique sont étroites.

- la distribution cumulée d'amplitude maximale en coordonnées logarithmiques n'est pas linéaire et reflète bien les variations de l'amplitude maximale au cours de l'essai,

- la distribution de taille de source montre une rupture de pente témoignant de l'existence de sources importantes peu nombreuses ;

- enfin, que la moyenne est constante jusqu'au 18ème événement, puis décroît fortement : son évolution ne semble se corréler avec aucun autre paramètre.

II.1.4. DISCUSSION

Ces trois essais permettent de préciser le comportement du Calcaire de Vilette pour une sollicitation de type "rupture finale attendue en mode II".

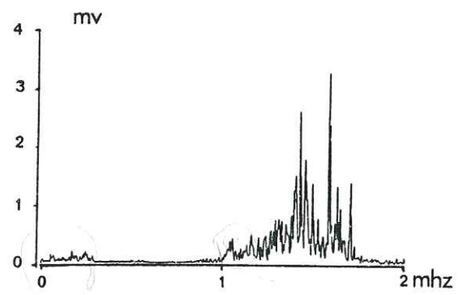
Rappelons tout d'abord que cette roche, examinée en lame mince, ne présente pas de microfissuration initiale ; à l'échelle du bloc dans lequel sont découpées les plaques, on observe des veines de calcite, longues de plusieurs centimètres et des joints bien visibles sur C4.

Outre les remarques faites à chaque essai, l'examen des paramètres en moyenne (tableau II.14) permet d'apprécier l'influence de la vitesse de charge sur le comportement de cette roche.

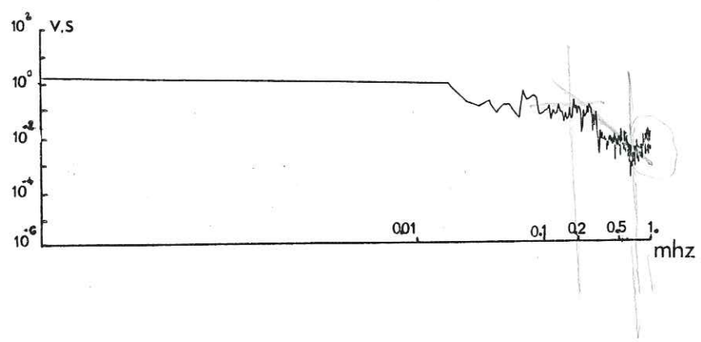
En effet, on remarque que les tailles moyennes de source sont rangées dans un ordre croissant pour les essais C4, C3, C5 et semblent indépendantes de la vitesse de chargement ; on observe que les faibles vitesses favoriseraient les sources élevées (C3, C5), contribuant à des propagations sinueuses, marquant les limites de grains par des bifurcations, alors que les vitesses élevées (C4) imposeraient des "chemins " plus courts ; remarquons qu'en sollicitation de mode I, l'effet de la vitesse semble produire l'effet inverse (Sala, 1982). Les distributions de taille de source ne permettent pas d'établir des différences quant à la vitesse, justifiant par là l'étude des essais en évolution.

L'influence de la vitesse est particulièrement marquée sur les autres paramètres en moyenne : les vitesses élevées créent des événements aux amplitudes maximales élevées, à distribution large, bimodale, aux énergies E1 et E2 importantes à faible vitesse à (E2 + E1) 3,5 fois supérieure à celle développée en moyenne par événement à faible vitesse, E1 et E2 sont respectivement plus haute-fréquence et basse-fréquence, contrairement à ce que l'on observe aux

ESSAI		C3	C4	C5
VITESSE mm/h		5	50	5
AMPLITUDE MAXIMALE mV	moy.	0.39	0.78	0.53
	max.	7.37	36.04	1.511
	min.	2.81	2.61	2.86
MOMENT SISMIQUE V.s	moy.	0.15	0.17	0.14
	max.	0.27	0.48	0.28
	min.	0.08	0.08	0.07
TAILLE DE SOURCE mm	moy.	17.7	15.6	15.9
	max.	43.5	38.9	49.4
	min.	8.4	6.4	7.1
FREQUENCE CENTRALE (0 - 1 MHz) KHz	moy.	425.00	475.00	447.00
	max.	531.00	637.00	561.00
	min.	274.00	290.00	340.00
FREQUENCE CENTRALE (1 - 2 MHz) MHz	moy.	1.477	1.464	1.473
	max.	1.520	1.526	1.527
	min.	1.445	1.413	1.414
ENERGIE (0 - 1 MHz) V^2/s	moy.	0.43	1.62	0.66
	max.	1.34	15.93	2.62
	min.	0.12	0.10	0.08
ENERGIE (1 - 2 MHz) V^2/s	moy.	114.82	435.30	148.13
	max.	294.46	3 026.46	611.73
	min.	6.57	16.02	9.18
CHARGE DE RUPTURE Fr x 10^4 N		5 t 550	/	10.400
DEPLACEMENT RUPTURE mm		1.1	/	1.49
RAIDEUR EN (PHASE ELASTIQUE) X 10^4 $N.m^{-1}$		9 500	/	8 700
CHUTE DE CHARGE A LA RUPTURE % Fr		40	/	50
CHUTE DE CHARGE AU COULISSAGE PRINCIPAL % Fr		20	/	/



Spectre d'amplitude du signal vitesse après déconvolution de la réponse instrumentale.



Spectre d'amplitude du signal déplacement après déconvolution (coordonnées logarithmiques).

Figure II.1.4. Un événement de C5. Calcaire de Vilette.

vitesses peu élevées (C3, C5) ; fc1 et fc2 montrent bien, en moyenne, une tendance opposée pour chacun des essais dégageant une corrélation entre les répartitions d'énergie suivant les bandes de fréquence, tendance à observer dans les essais sur d'autres roches afin de déceler s'il s'agit d'une caractéristique du matériau ou du processus physique d'endommagement.

Nous avons déjà noté qu'au cours des essais, les sources peu étendues étaient très énergétiques ; cette tendance se confirme en moyenne ; l'énergie rayonnée dans chaque bande de fréquence n'augmente pas avec la taille de source, mais tendrait à diminuer alors que l'énergie de séparation augmente ; cela laisse entrevoir l'équilibrage d'une balance d'énergie, faisant varier en sens contraire énergie de surface et énergie rayonnée.

Remarquons, enfin, qu'aux vitesses faibles correspondent des distributions d'amplitude maximale étroites et qu'en général l'amplitude maximale ne suit pas la relation d'Ishimoto-Ida pour l'ensemble des événements de chaque essai C4 et C5 (tendance bimodale) alors qu'elle lui obéit pour C3 ; pour C3 et C5, on observe de fortes valeurs de m (paramètre de la loi d'Ishimoto-Ida), montrant donc des essais à forte proportion d'événements de faible amplitude ; le nombre insuffisant d'événements ne permet pas d'étudier avec finesse l'évolution de m avec la charge.

Lors d'essais de compression effectués sur cette roche, on note une augmentation de m avec la charge (Thiercelin, 1980), et que les faibles valeurs de m correspondent au maclage de la calcite : ce phénomène requerrait une énergie peu importante par rapport à l'énergie de séparation, ce qui correspond à des événements de faible amplitude, probablement non détectables, objet sur lequel nous avons déjà insisté. Nous ne savons donc pas si le maclage se produit pour ce type de sollicitation.

II.1.5. CONCLUSION

Cette analyse (en moyenne et en évolution) a permis de montrer :

- l'influence de la vitesse de sollicitation sur l'énergie, le moment sismique, l'amplitude maximale, la taille de source et les fréquences centrales, le nombre d'événements,

- l'existence d'une très bonne corrélation (96 %) entre les répartitions d'énergie suivant les bandes de fréquence,

- une balance entre l'énergie de rupture et l'énergie rayonnée,

- une différence nette entre la traction (indirecte, mode I) quant à la relation "taille de source-vitesse de chargement".

II.2. PROTOGINE DU MONT BLANC

Rappelons que cette roche a été choisie pour son état de fissuration exceptionnel, contrastant avec l'absence de fissuration du Calcaire de Vilette, et pour sa granularité très différente.

II.2.1. **ESSAI P1 (photo II.21.,Figures II.21.)**

Cet essai a été conduit à la vitesse de 5 mm/h. Il comprend deux phases : pré-rupture et post-rupture. Le nombre de signaux enregistrés est peu élevé : 19, probablement le fait de l'atténuation importante due à la fissuration.

La rupture s'est initialisée au bas de la plaque et s'est propagée vers l'entaille supérieure.

L'ensemble de l'essai est reconstitué comme suit :

- rupture au 4ème événement,

- rupture de coulissage au dernier événement.

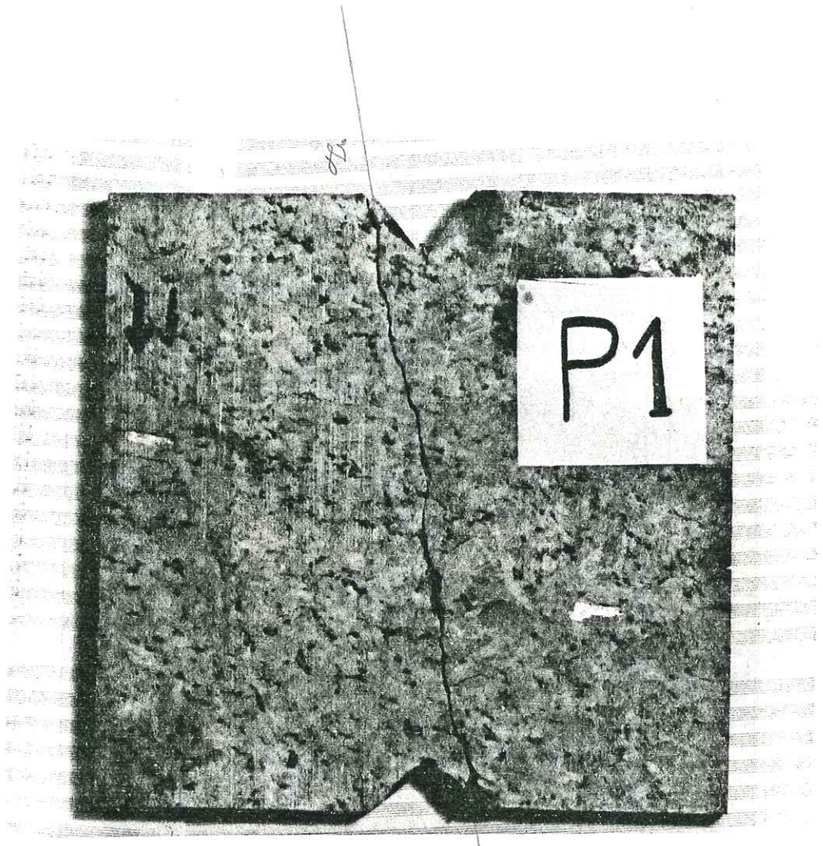
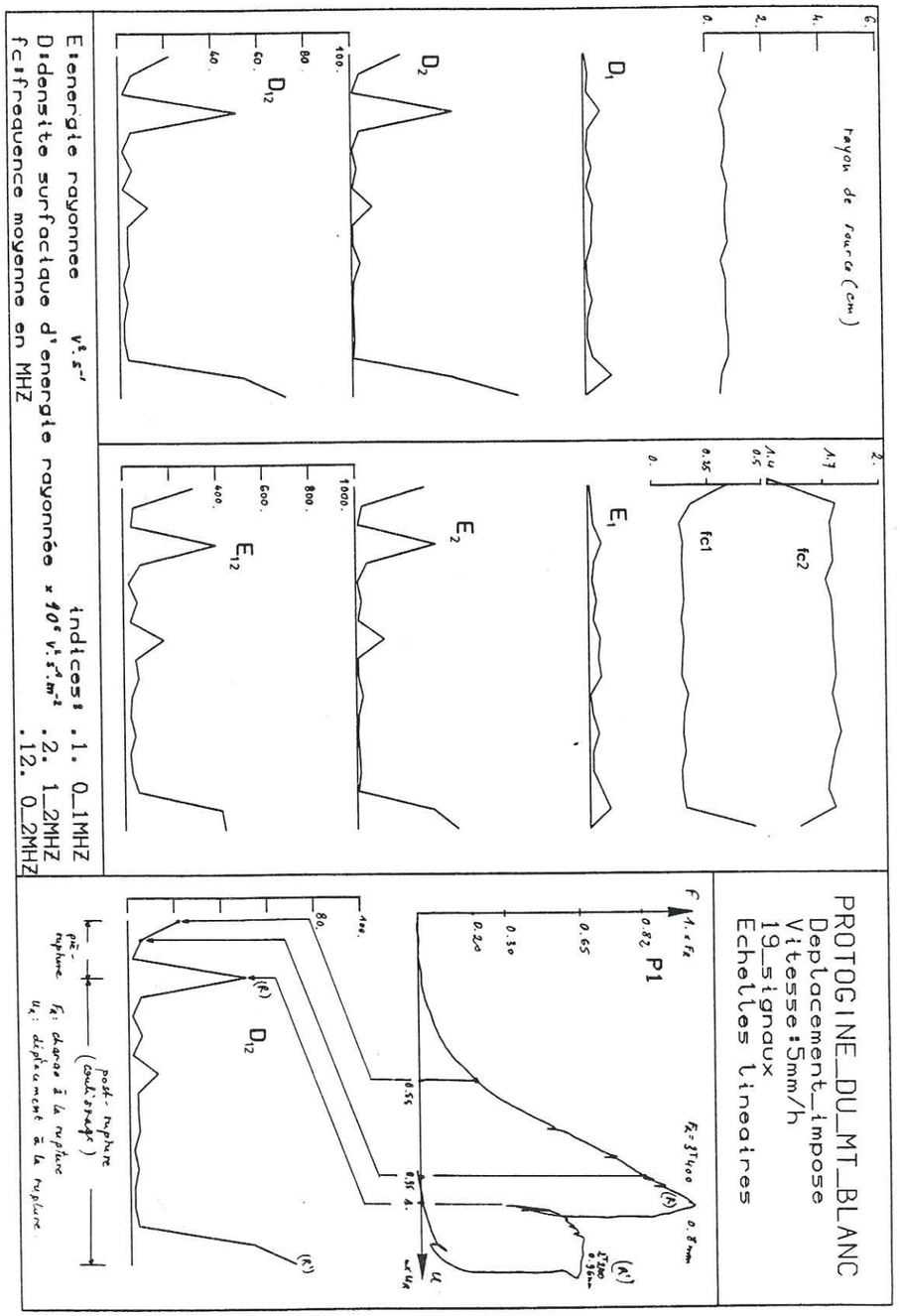
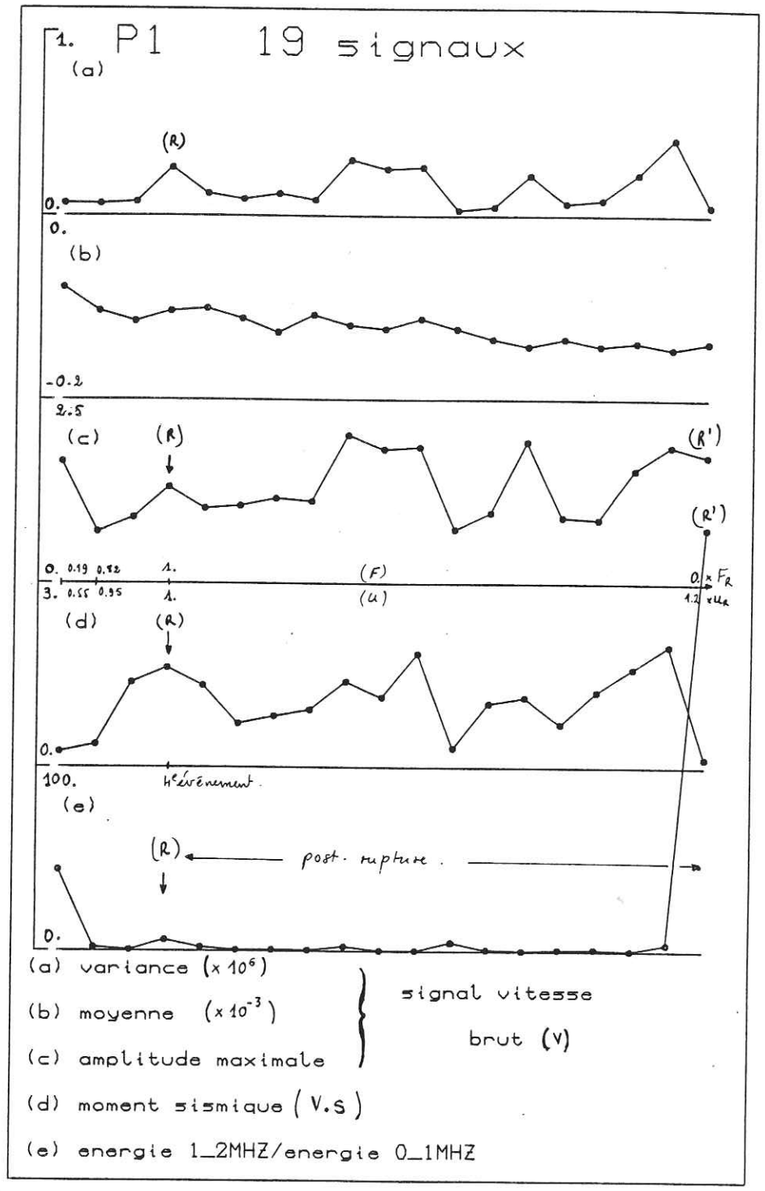


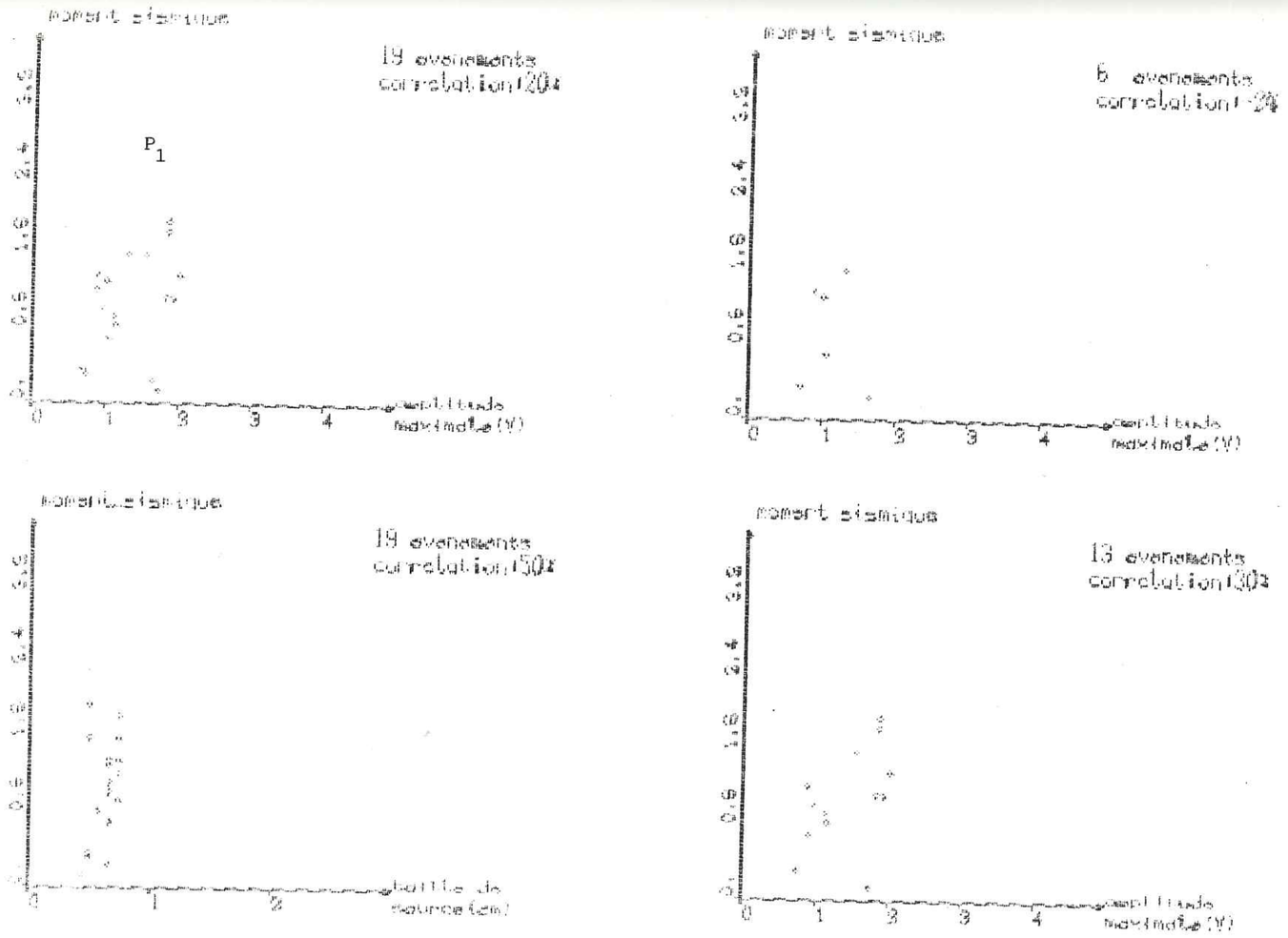
Photo II.2.1.



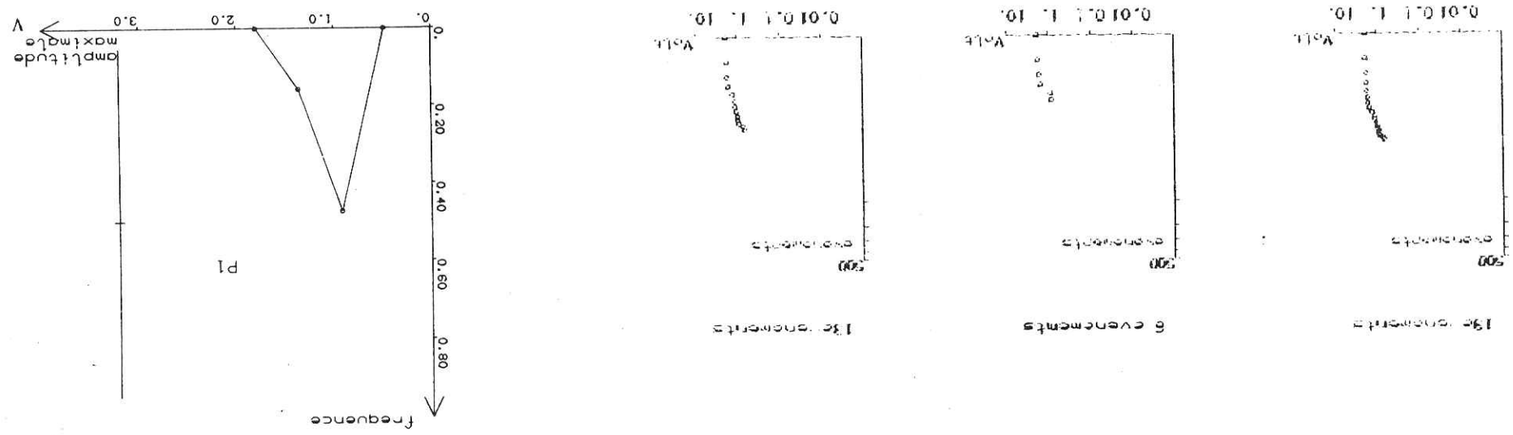
Figures II.2.1.



Figures II.2.1. (Suite)



Figures II.2.1. (Suite)



Figures II.2.1. (Suite)

II.2.1.1. COURBE CHARGE-DEPLACEMENT

On constate tout d'abord une phase d'adaptation importante (20 % de la charge de rupture Fr pour 55 % du déplacement à la rupture) et une linéarité, paramétrée par une raideur de l'ordre de 6 500.10^4 N/m, débutant approximativement au premier événement.

Les principales particularités sont la rupture avec une chute de contrainte de 47 % Fr et la deuxième, le glissement la faisant chuter de 64 % Fr.

II.2.1.2. TAILLE DE SOURCE

Les tailles de source sont peu élevées et peu fluctuantes : le rayon moyen vaut 6,3 mm, la source la plus petite ayant un rayon de 3 mm alors que la plus importante mesure 7,4 mm.

On note que, pour les deux événements correspondant aux chutes de contrainte importantes, les sources sont peu étendues.

II.2.1.3. MOMENT SISMIQUE

Il augmente jusqu'à la rupture (R) puis varie de manière importante jusqu'à (R') pour lequel il est très faible ; le moment sismique moyen vaut 1,05 V.s, traduisant l'importance de l'amplitude du déplacement des vibrations au capteur.

II.2.1.4. FREQUENCES CENTRALES

Elles évoluent très vite vers des valeurs stationnaires, variant en général en sens contraire ; fc1 et fc2 chutent brusquement à l'instabilité de glissement (R') ; la valeur moyenne de fc1 est de 168 MHz alors que, pour fc2, elle est de 1,510 MHz.

II.2.1.5. EVOLUTION COMPAREE

Dans cet essai, aucun des paramètres ne permet de distinguer les deux phases avec précision : remarquons simplement deux pics correspondant aux événements (R) et (R') pour les paramètres d'énergie E2 et de densité d'énergie qui sont d'autant plus élevés que la chute de contrainte est importante. Les énergies E1 et E2 varient parfois en sens contraire tandis qu'elles évoluent dans le même sens pour (R) et (R') : l'énergie renvoyée par le bâti se répartirait donc sur les deux bandes de fréquence en privilégiant les hautes fréquences (1 - 2 MHz) par le fait de variations brusques de la vitesse de rupture lors des instabilités.

Trois paramètres évoluent dans le même sens : il s'agit de l'amplitude maximale, la variance, le moment sismique ; la moyenne décroît tout le long de l'essai ; E2/E1 prend sa valeur maximale à l'instabilité de coulissage ; les moyennes d'énergie E2 et E1 sont dans le rapport 3, montrant peu de richesse sur la bande (1 - 2 MHz) étant donné la déconvolution.

Les diagrammes de corrélation montrent une liaison très forte entre le moment sismique et l'amplitude maximale pour la période post-rupture, et une distribution large du moment sismique pour une distribution étroite des tailles de source.

Pour l'amplitude maximale, la distribution ne suit pas la loi d'Ishimoto-Ida : on observe une rupture de pente, donnant deux valeurs de m, montrant une forte proportion d'événements d'amplitude maximale élevée (cf. diagramme amplitude maximale-moment sismique et évolution de l'amplitude maximale) ; sur l'ensemble de l'essai, les deux valeurs de m indiquent un mode supplémentaire que l'on ne peut remarquer sur la distribution non cumulée, faute d'événements.

II.2.2. ESSAI P2 (photo II.22, Fig. II.22.)

Cet essai est plus documenté que P1 : 36 signaux répartis

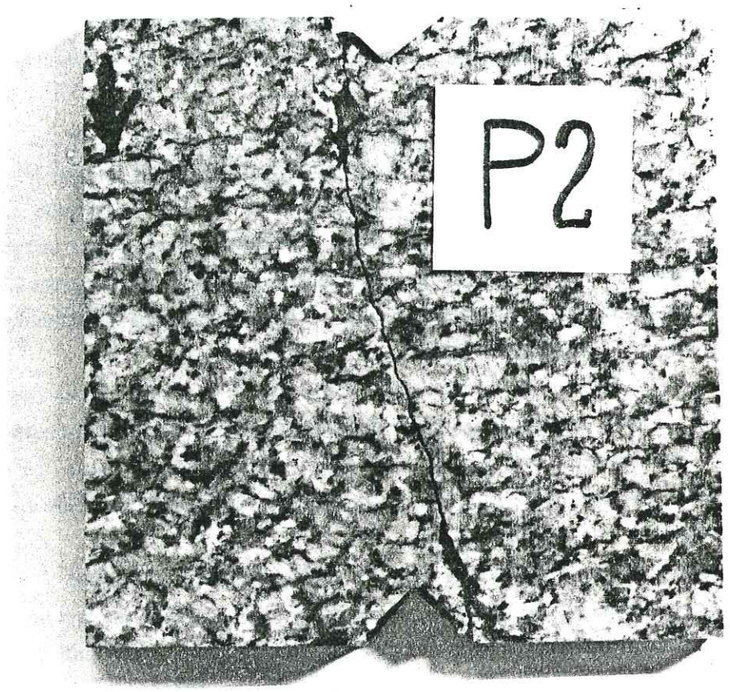
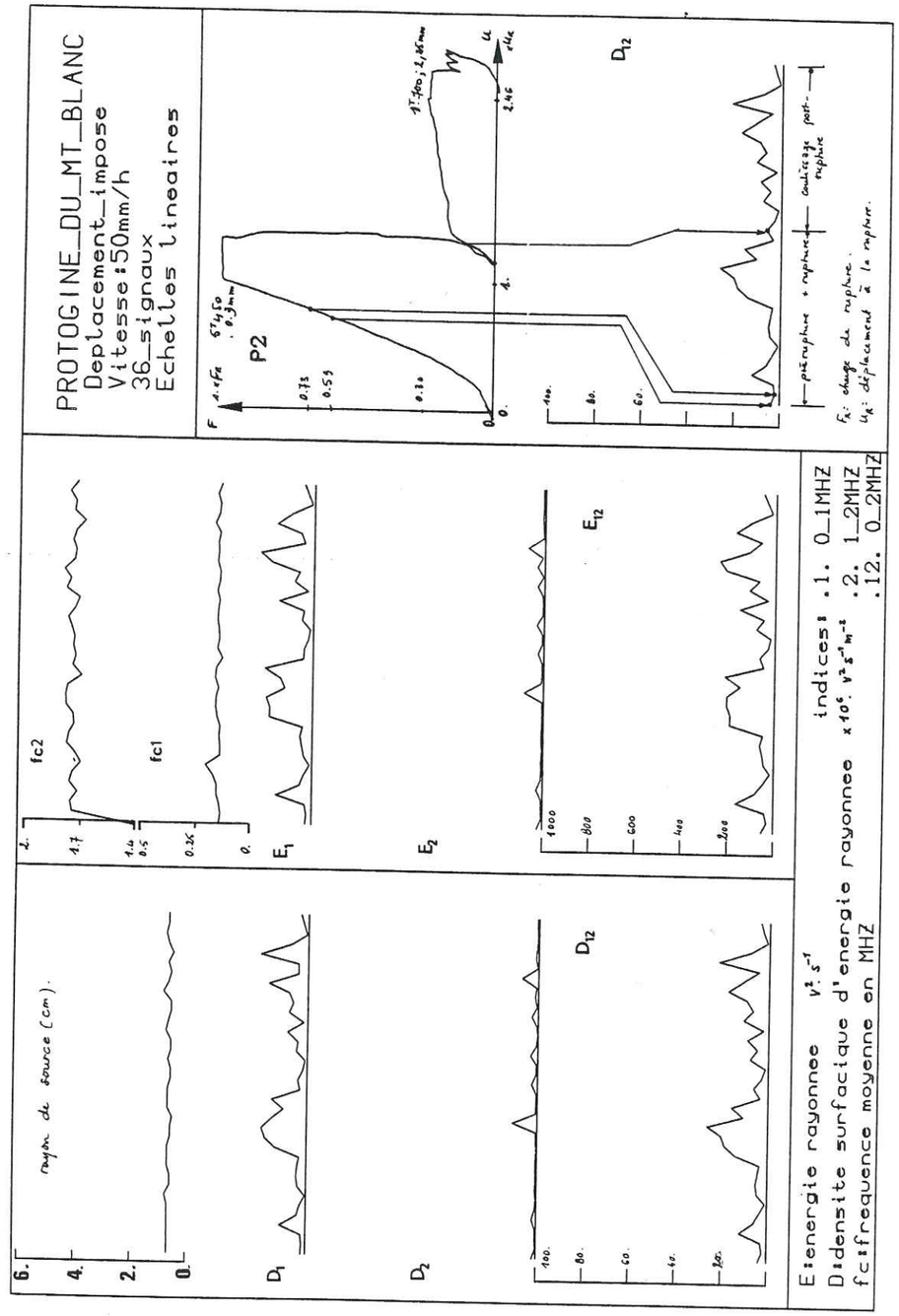
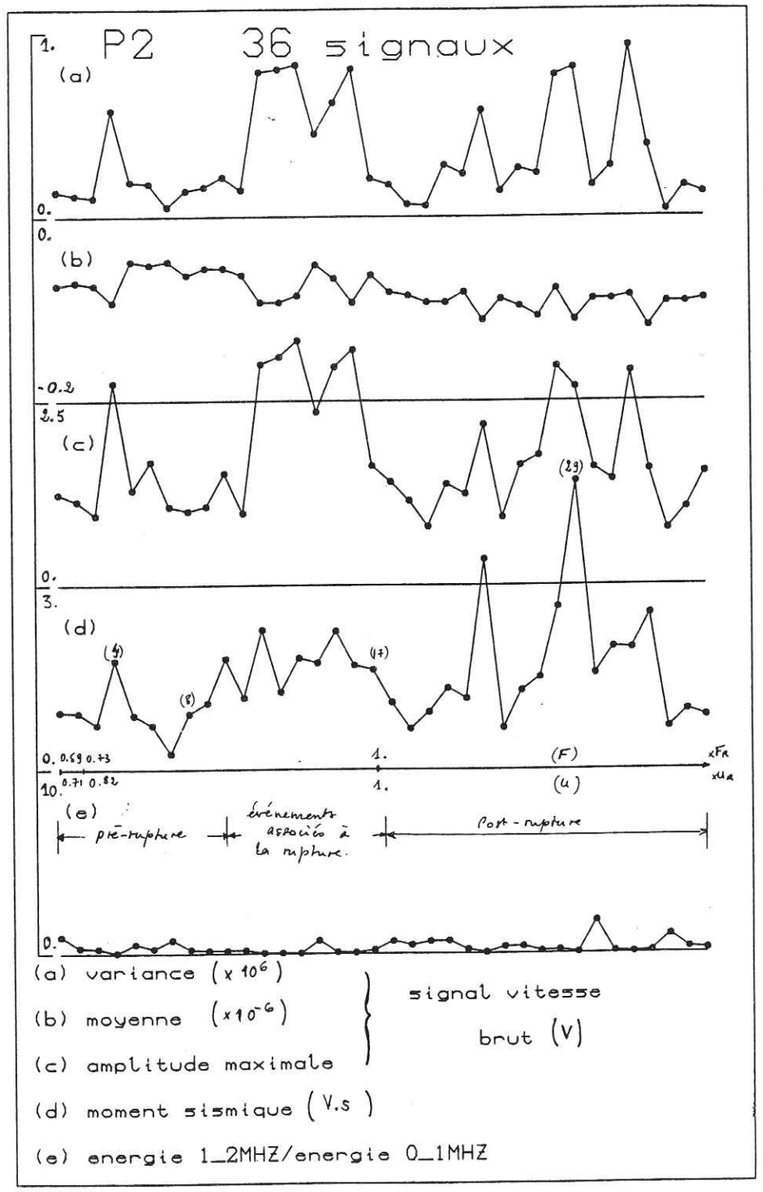


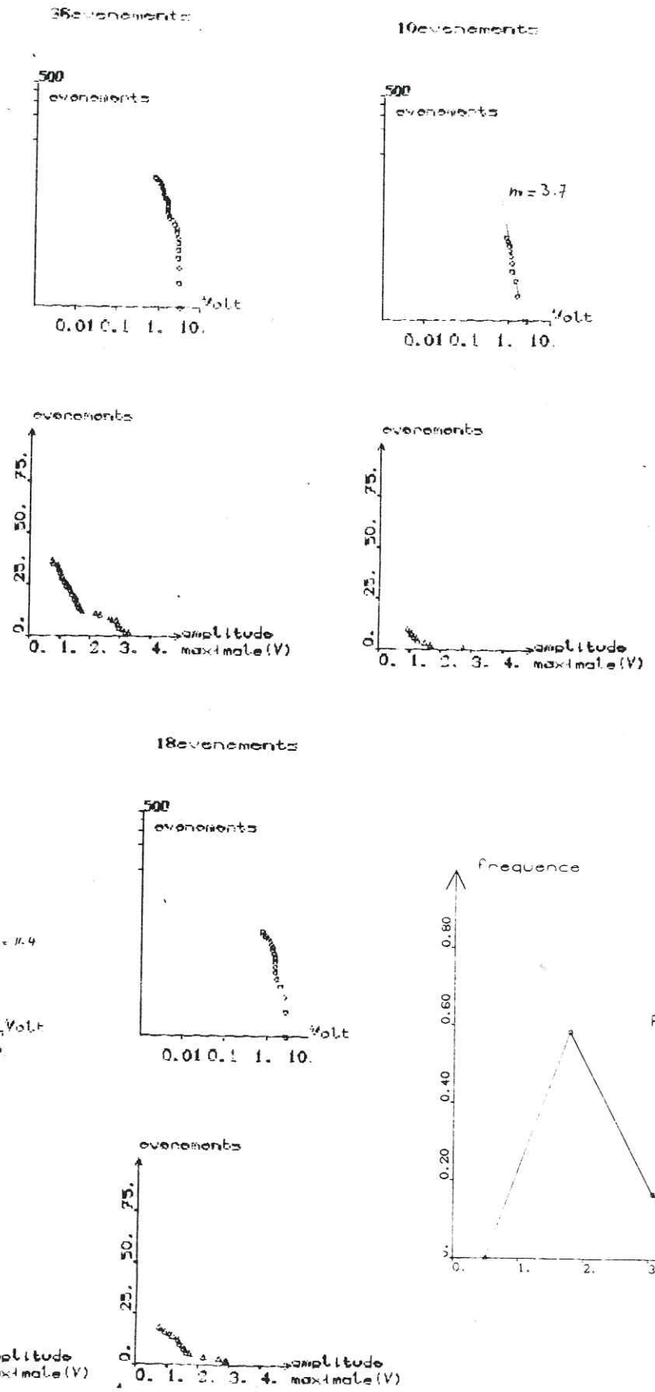
Photo II.2.2.

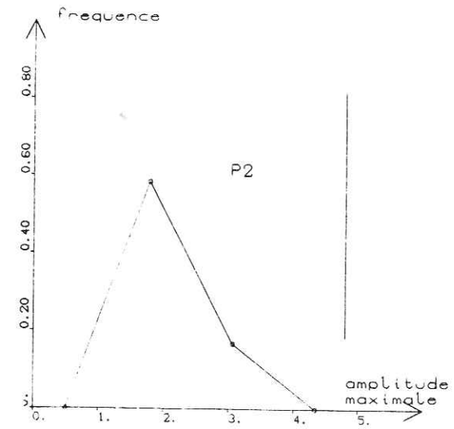


Figures II.2.2.

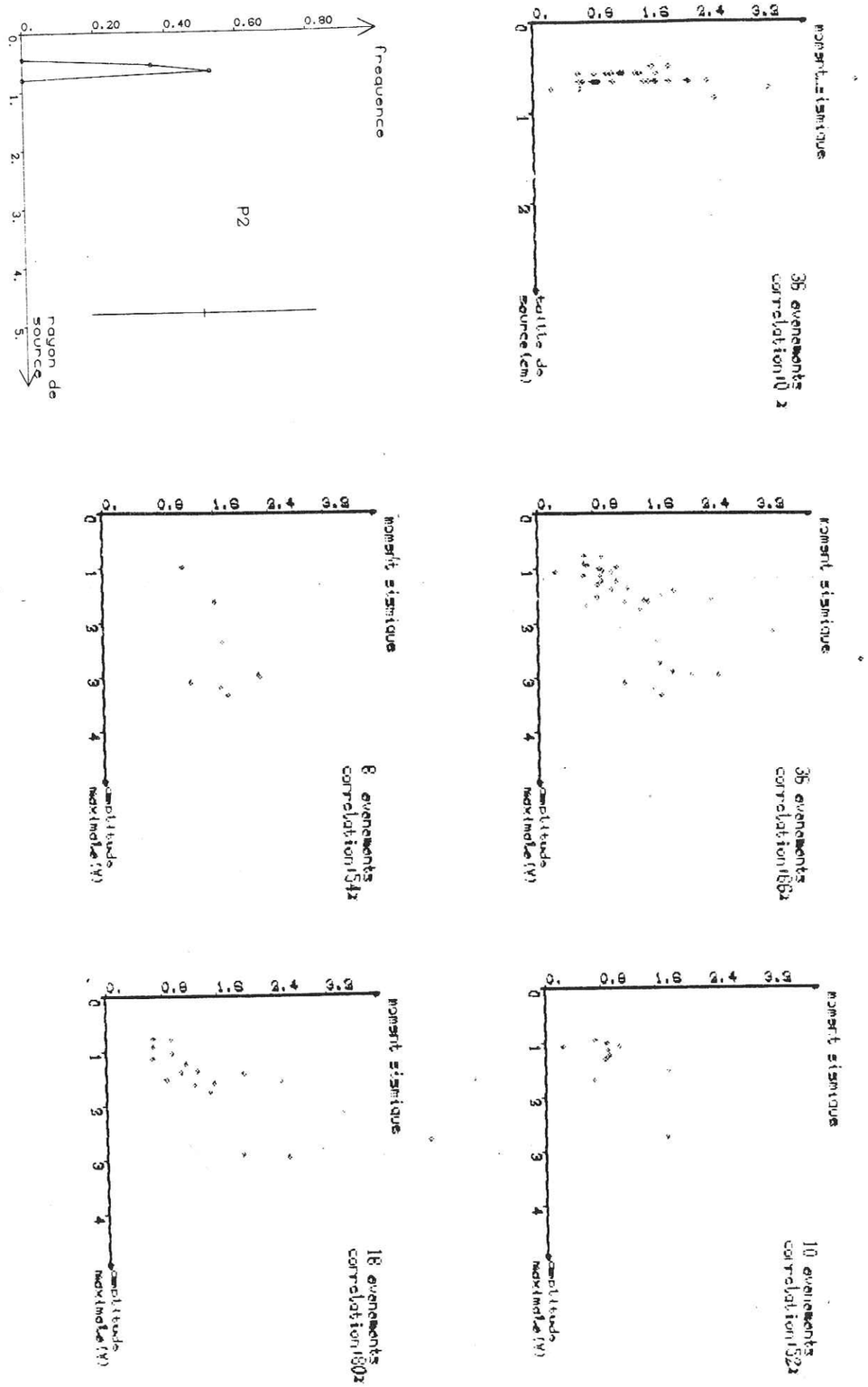


Figures II.2.2. (Suite)





Figures II.2.2. (Suite)



Figures II.2.2. (Suite)

en trois périodes : prérupture (18 événements), rupture (8 événements) et post-rupture (18 événements) ; il a été réalisé à 50 mm/h.

La rupture a été totale partageant bien la plaque en deux parties distinctes.

Le premier signal enregistré correspond à 60 % de la charge de rupture Fr et 83 % du déplacement de cette même rupture Ur.

II.2.2.1. COURBE CHARGE-DEPLACEMENT

On remarque une phase d'adaptation (21 % fr et 45 % Ur) rapide pour laisser place à une linéarité quasi-parfaite de raideur 6 700.10^4 N/m.

La rupture s'effectue avec une chute de contrainte de l'ordre de 25 % de Fr alors que la rupture complète par glissement apparaît à 2,5 Ur, la charge chutant de 30 % de Fr.

II.2.2.2. TAILLE DE SOURCE

La taille moyenne de source n'est guère plus élevée que dans le cas de P1, 6,4 mm et la variance est plus faible ; les sources tendent à varier davantage en fin d'essai (post-rupture) qu'en début.

II.2.2.3. MOMENT SISMIQUE

Son évolution se résume en une croissance vers la rupture puis une augmentation nette en post-rupture ; on remarque une forte proportion d'événements de fort moment-sismique ; la valeur moyenne vaut 1,5 sur l'essai mais évolue avec une moyenne faible en prérupture pour arriver à une moyenne élevée en post-rupture.

II.2.2.4. FREQUENCES CENTRALES

On observe une brusque augmentation de fc2 uniquement, non expliquable; fc2 et fc1 semblent varier en sens opposé pendant pratiquement tout l'essai ; les valeurs moyennes sont de 144 KHz pour fc1 et 1,512 MHz pour fc2.

II.2.2.5. EVOLUTION COMPAREE

Trois paramètres, moment sismique, amplitude maximale et

variance évoluent dans le même sens en traduisant bien chacune des 3 phases ; l'amplitude maximale semble donner ses plus fortes valeurs en période de rupture, pour un grand nombre d'événements, remarquable par une valeur de m très élevée ; pour les deux autres phases, m est plus faible et la prérupture semble suivre la loi d'Ishimoto-Ida : pour l'ensemble de l'essai, cette loi n'est pas respectée et présente une tendance plurimodale, visible à la rupture de pente de la distribution des événements.

L'énergie rayonnée totale suit les variations du moment sismique ; ceci est normal puisque le moment sismique s'intéresse aux basses fréquences, et que E1 domine en proportion d'énergie, 83 % en moyenne de l'énergie totale ; E2/E1 prend sa valeur maximale en post-rupture traduisant l'instabilité du glissement.

Ajoutons que la corrélation moment sismique-amplitude maximale est meilleure en postrupture (80 %) que sur l'ensemble de l'essai : les mécanismes à la source étant différents (glissement, frottement) de ce qu'ils sont pendant les deux autres phases (microruptures); ceci peut constituer un indice intéressant.

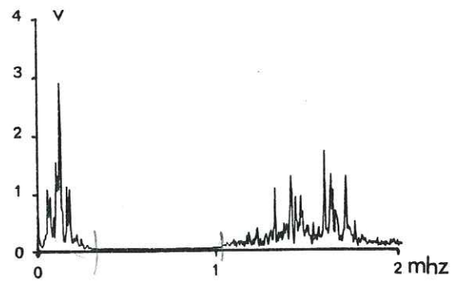
On n'enregistre aucune corrélation entre le moment sismique ou l'amplitude maximale ou l'énergie et la taille de source ; les sources sont les plus énergétiques en période de rupture tout en étant faibles : la distribution de taille de source est très étroite alors que celle du moment sismique est très large.

II.2.3. DISCUSSION

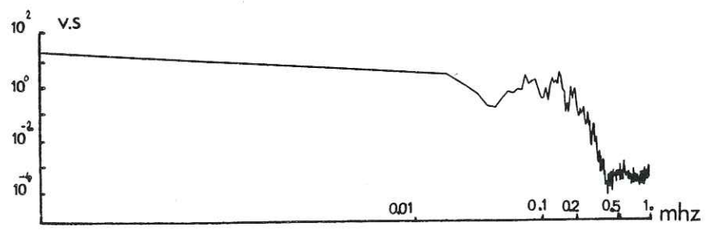
Ces deux essais révèlent un caractère émissif particulier, dû à la structure de la roche : intense fissuration orientée, gros grains de quartz et de feldspath, quartz microscopiques nombreux.

La vitesse de chargement semble exercer une influence très

ESSAI		P1	P2
VITESSE mm/h		5	50
AMPLITUDE MAXIMALE V	moy.	1.32	1.75
	max.	2.01	3.31
	min.	0.70	0.76
MOMENT SISMIQUE V.s	moy.	1.05	1.49
	max.	1.98	4.69
	min.	0.14	0.26
TAILLE DE SOURCE mm	moy.	6.3	6.4
	max.	7.4	8.5
	min.	4.4	5.0
FREQUENCE CENTRALE (0 - 1 MHz) KHz	moy.	167	144
	max.	460	196
	min.	124	123
FREQUENCE CENTRALE (1 - 2 MHz) MHz	moy.	1.509	1.512
	max.	1.529	1.528
	min.	1.448	1.491
ENERGIE (0 - 1 MHz) V^2/s	moy.	30.12	81.12
	max.	88.40	230.39
	min.	1.86	8.53
ENERGIE (1 - 2 MHz) V^2/s	moy.	92.26	15.72
	max.	429.09	85.21
	min.	6.79	5.64
CHARGE DE RUPTURE Fr x 10^4 N		3.400	5.450
DEPLACEMENT RUPTURE mm		0.8	0.9
RAIDEUR EN (PHASE ELASTIQUE) X 10^4 $N.m^{-1}$		6 500	6 700
CHUTE DE CHARGE A LA RUPTURE % Fr		47	25
CHUTE DE CHARGE AU COULISSAGE PRINCIPAL % Fr		64	30



Spectre d'amplitude du signal après déconvolution de la réponse instrumentale.



Spectre d'amplitude du signal déplacement après déconvolution (coordonnées logaritmiques).

Figures II.2.3. Un événement de P2. Protogine du Mont Blanc.

nette sur les divers paramètres étudiés : une vitesse élevée crée de nombreux événements, surtout en prérupture où les discontinuités sont "forcées" de se propager, alors qu'une vitesse peu élevée n'est guère cause d'émissivité, tout au moins en prérupture, où probablement les événements sont moins énergétiques et peu détectables compte-tenu de l'atténuation importante.

D'un point de vue mécanique, une vitesse importante confère à cette roche une résistance à la rupture plus élevée sans variation de la raideur de l'éprouvette, avec une phase d'adaptation moins marquée.

Le résultat le plus spectaculaire semble se situer au niveau de la taille de la source qui est très faible : en effet, il se dégage une corrélation plutôt inverse entre la granularité et le rayon de source ; cependant, si l'approche est statistique, la distribution dimensionnelle présente un pic élevé pour les fortes tailles de grains et un autre probablement plus important caractérisant les quartz microscopiques : c'est alors que la corrélation devient plausible, les petits grains de quartz constituant des sources nombreuses lors de l'essai. Ceci n'est pourtant pas entièrement convainquant : en effet, la Protogine du Mont Blanc présente une porosité de fissures importante (phase de serrage en compression simple, tout comme dans notre essai) ; les fissures, étant organisées en réseaux, se recoupent en de nombreux points ; ainsi, lors des essais, le matériau ne peut se fracturer à l'infini puisqu'il est déjà très fissuré initialement, provoquant des sources très faibles par déplacement et frottement aux limites des discontinuités.

En revanche, l'énergie rayonnée est élevée ; la principale raison en est la taille de source : celle-ci par sa faible taille consommant dans la même proportion l'énergie de séparation ne peut que rayonner l'énergie restante disponible ainsi élevée. Nous retrouvons ici, comme dans le cas du Calcaire de Vilette, une balance d'énergie.

La densité d'énergie ne fait pas apparaître des pics dûs aux instabilités de comportement mécanique, qui d'ailleurs sont inexistants, vu les faibles charges de rupture, donc peu d'énergie élastique emmagasinée et restituée, qui de toute façon n'interviendrait pas, étant donnés les nombreux vides créés (cf. essai de compression) à

la suite de déformations irréversibles, capables de supporter les déplacements produits par les contraintes de relaxation.

On observe également une influence de la vitesse sur la répartition d'énergie : E2 représente 17 % de l'énergie moyenne totale de P2 (50 mm/h) ce rapport s'inversant pour P1 (5 mm/h) : 75 %. Ceci peut être causé soit par des instabilités locales de propagation (discontinuités de la vitesse) soit par des sources en moyenne plus petites dans le cas P1. En P2, la vitesse de 50 mm/h permet peu d'instabilités de propagation de microfissures ; les sources sont plus grandes ; ceci contribue dans l'ensemble à une richesse proportionnellement moins importante en énergie (1 - 2 MHz) qu'en P1.

Du point de vue répartition suivant les bandes de fréquence, l'évolution montre une tendance antagoniste de fc1 et fc2 ; fc2 est approximativement constant sur les deux essais (1,510 MHz) alors que fc1 est légèrement plus faible pour P2 (144 KHz) que pour P1 (168 KHz): la sensibilité de la Protogine à la vitesse marquerait plutôt la bande (0 - 1 MHz) pour ce qui est de la répartition.

Ajoutons enfin que le caractère haché des paramètres en évolution (variance élevée) est dû aux vitesse élevées, que le moment sismique est en moyenne plus élevé aux vitesses importantes, le rayonnement étant plus énergétique aux fréquences (0 - 1 MHz), que les distributions d'amplitude maximale, de moment sismique et d'énergie E1 sont d'autant plus étroites que la vitesse est faible.

La distribution de taille de source est étroite et semble indépendante de la vitesse.

II.2.4. CONCLUSION

Ces deux essais permettent de montrer :

- l'influence de la vitesse sur les différents paramètres : amplitude maximale, moment sismique, énergies E1 et E2, variance,

- l'absence d'influence sur les tailles de source en moyenne,
- l'existence d'une balance énergie rayonnée-énergie de séparation,
- le caractère antagoniste des fréquences centrales,
- la tendance aux sources de faible taille pour cette roche.

II.3. LE GRANITE DE SIDOBRE

Cette roche, bien connue par les nombreuses études dont elle a été l'objet, a été choisie comme étant un cas intermédiaire, au niveau de la structure, entre le Calcaire de Vilette et la Protogine du Mont Blanc ; trois essais ont été retenus pour étudier son comportement.

II.3.1. ESSAI T6 (photo II.31, Figure II.31)

Cet essai a été réalisé à 5 mm/h et comprend l'enregistrement de 94 signaux répartis en trois périodes : deux en pré-rupture-rupture respectivement de 45 et 29 événements, et la post-rupture avec 20 événements. On relèvera le caractère instable de cet essai accompagné de multiples microchutes de contrainte, d'une rupture principale et d'une phase de glissement.

II.3.1.1. COURBE CHARGE-DEPLACEMENT

On observe une phase d'adaptation relativement importante jusqu'à 20 % de la charge de rupture Fr, 60 % du déplacement à la rupture Ur ; une phase linéaire se poursuit sans transition jusqu'à la rupture fragile de l'échantillon (6 t 960), provoquant une chute de contrainte sur la plaque de l'ordre de 7 % de Fr.

II.3.1 . 2. TAILLE DE SOURCE

On distingue très bien, à l'aide de ce paramètre, les trois phases de l'essai :

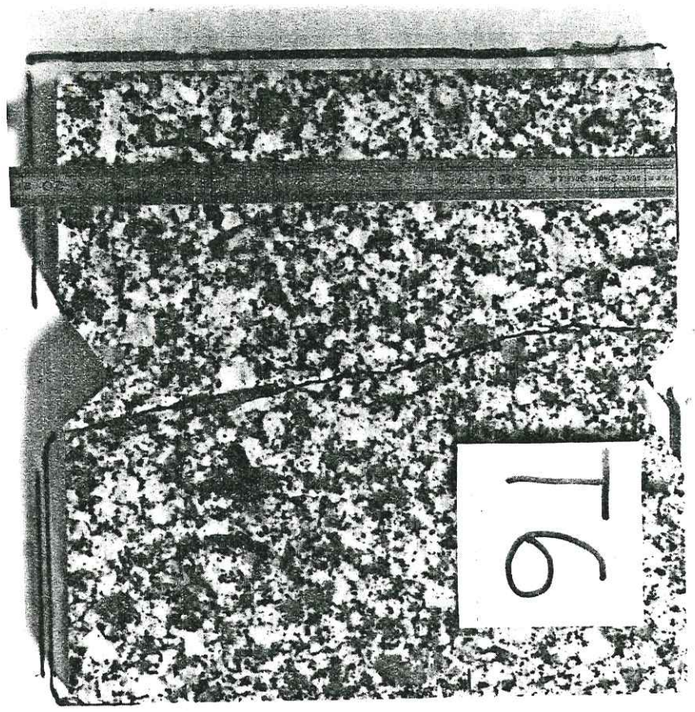
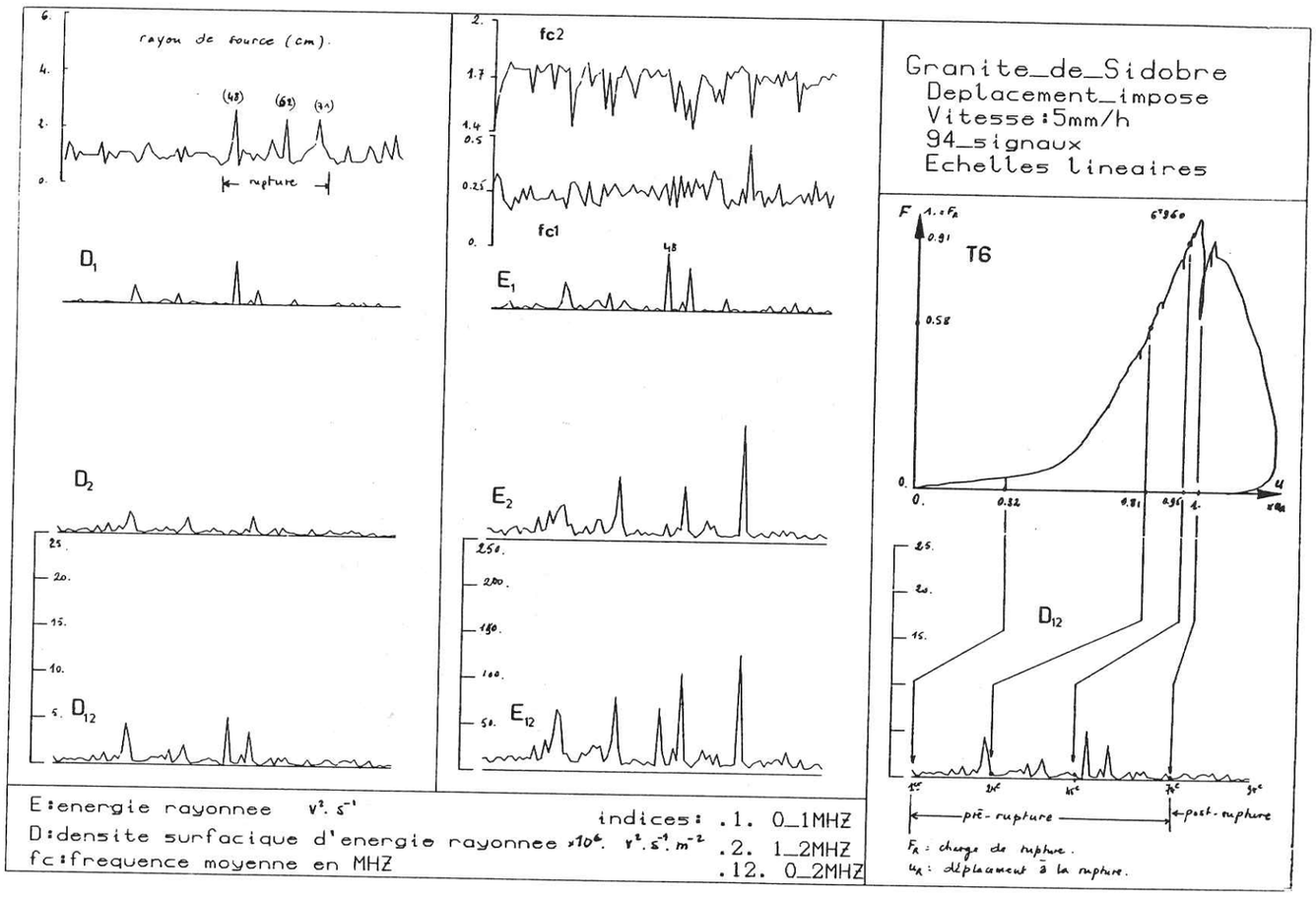
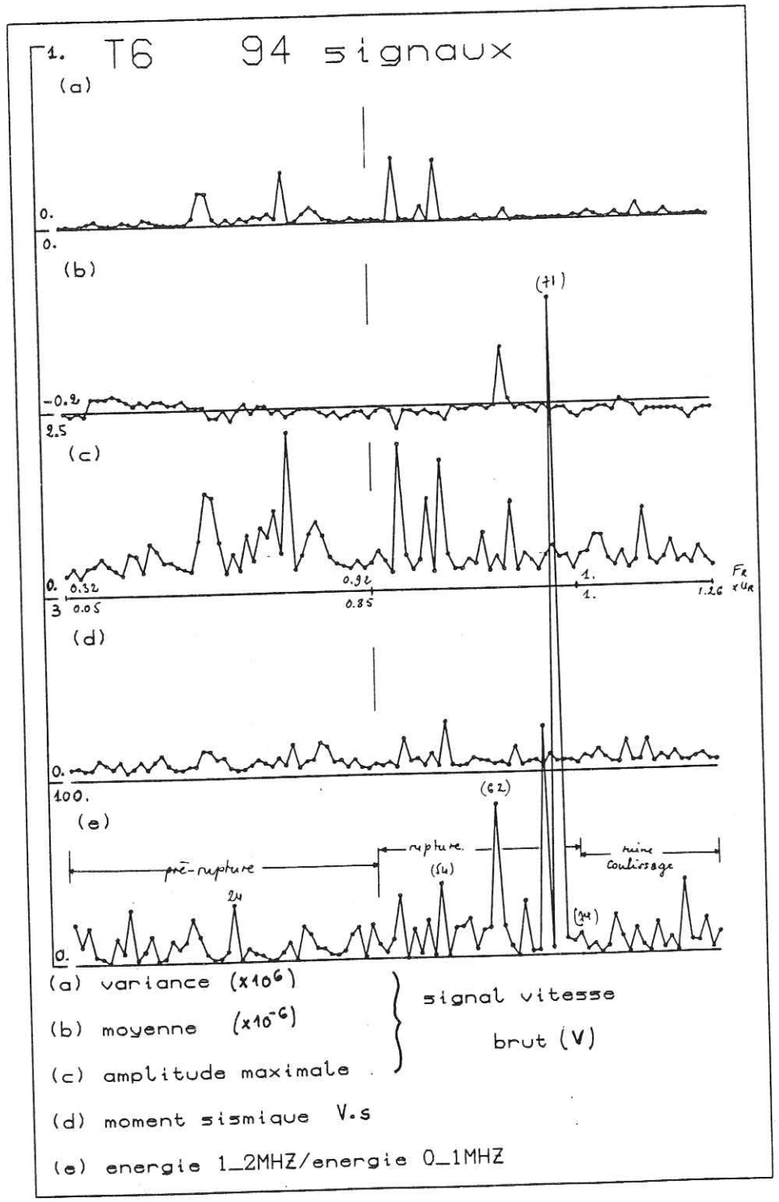


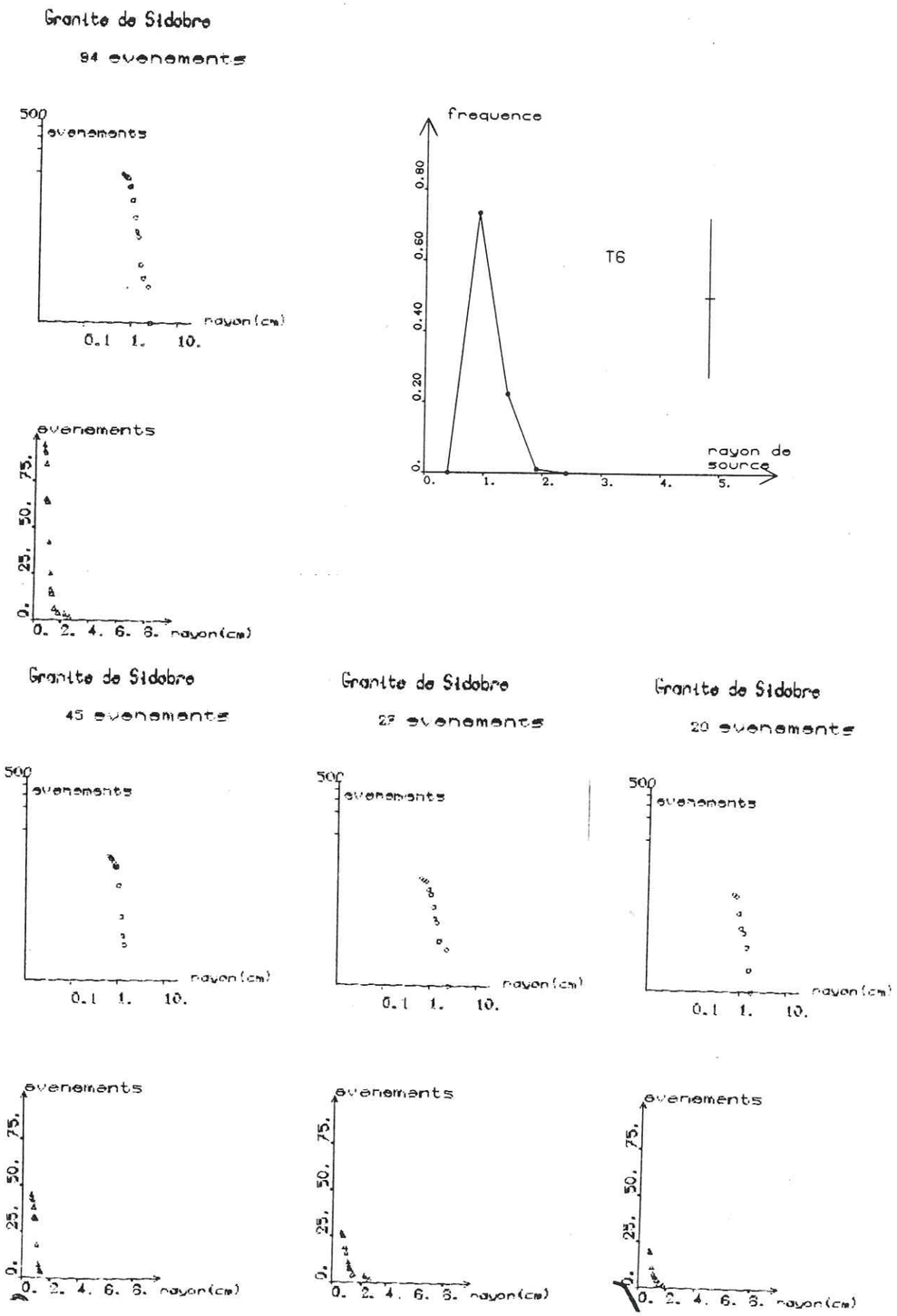
Photo II.3.1.



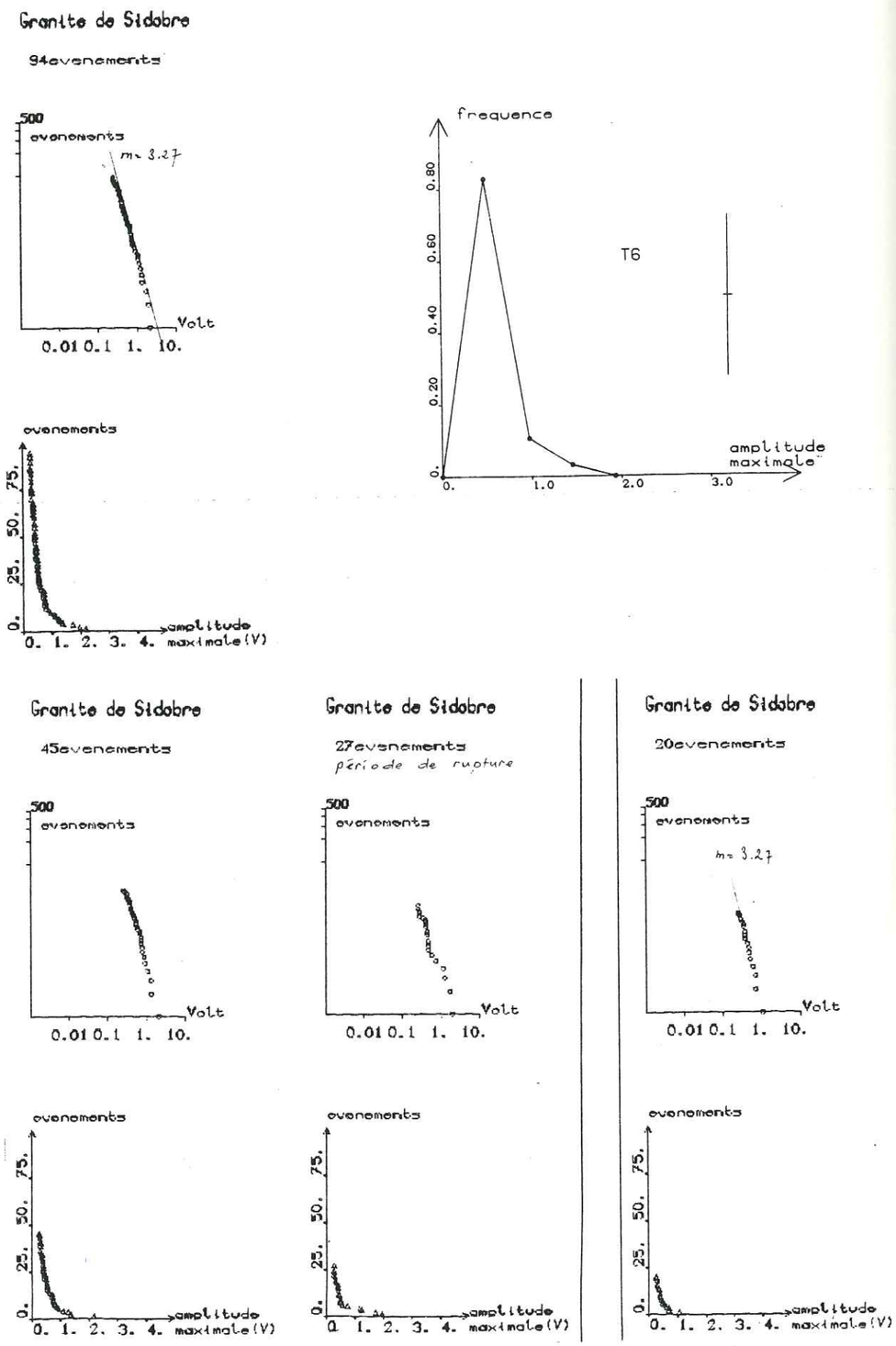
Figures II.3.1.



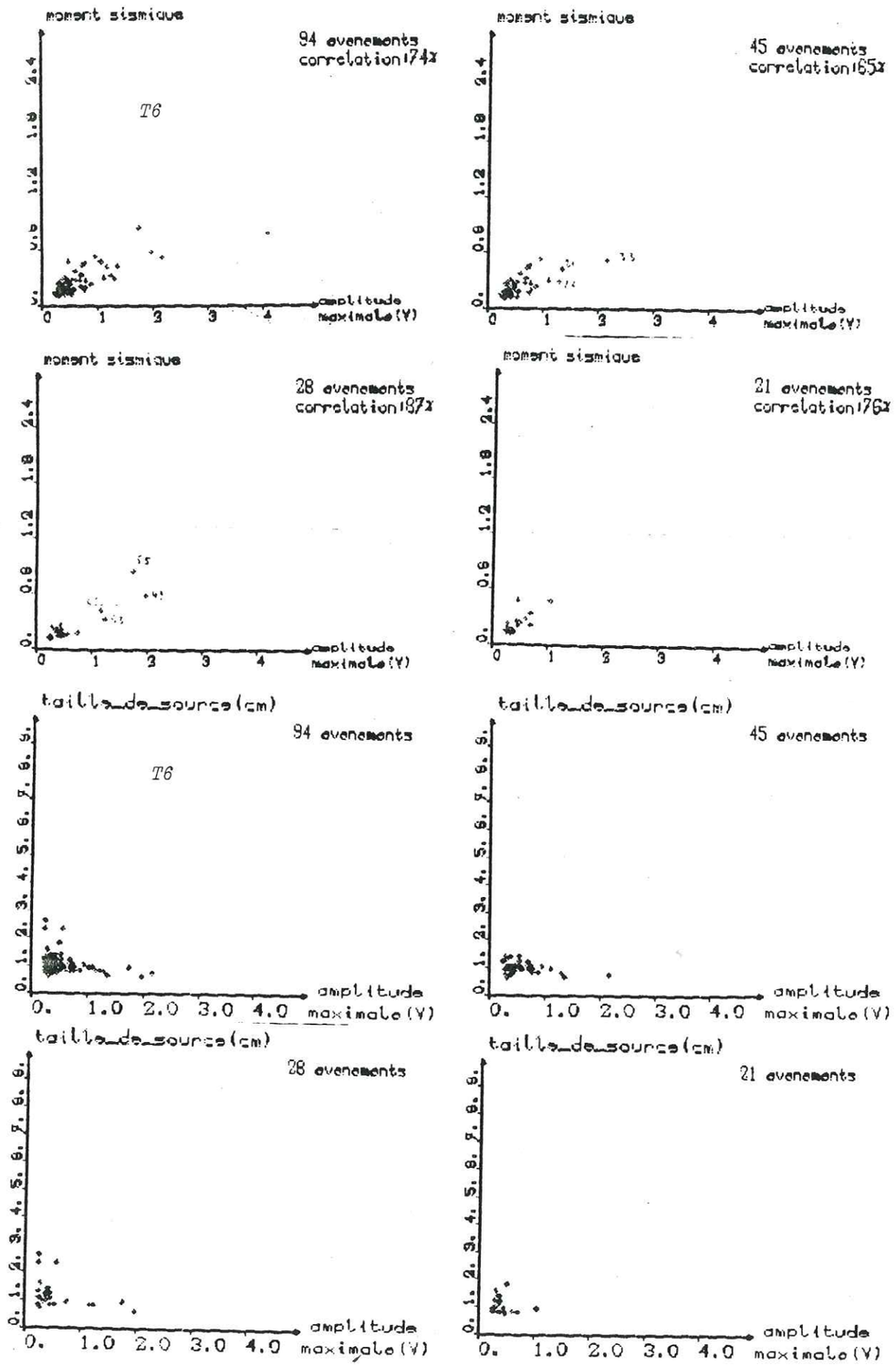
Figures II.3.1. (Suite)



Figures II.3.1. (Suite)



Figures II.3.1. (Suite)



Figures II.3.1. (Suite)

- variation faible en prérupture,

- tendance aux sources élevées en rupture,

- en post-rupture, retour à des sources de taille peu importante tout en étant plus étendues qu'en prérupture.

Le rayon moyen vaut, sur l'ensemble de l'essai, environ 11 mm, le maximum étant de 26 mm et le minimum de 6,5 mm ; en phase de rupture, la taille moyenne de source est supérieure à la taille moyenne de source de l'essai et il y a alternance de grandes sources et de petites sources.

II.3.1.3. MOMENT SISMIQUE

Il fluctue peu et sa valeur moyenne est peu élevée : 0,23 V.s ; on note une légère augmentation en période de rupture sans que cela soit très net.

II.3.1.4. FREQUENCES CENTRALES

Elles valent en moyenne 247 KHz pour fc1 et 1,494 MHz pour fc2 ; sur l'ensemble de l'essai, fc1 et fc2 ont une variation de sens contraire et en dents de scie.

II.3.1.5. EVOLUTION COMPAREE

On peut noter tout d'abord que E1 et E2 sont dans des échelles comparables : en moyenne, E1 représente 25 % de l'énergie totale moyenne rayonnée par événement ; E1 présente des pics pendant la période de rupture alors que pour E2, la valeur la plus élevée correspond à une source importante, probablement la rupture de l'échantillon, et pour laquelle E2/E1 est maximal, c'est-à-dire vaut 450 ; on remarque d'ailleurs que E2/E1 croît fortement en phase de rupture, et que les grandes sources (événements 48, 62, 71) sont associés aux rapports E2/E1 les plus importants de l'essai.

L'amplitude maximale montre ses valeurs les plus élevées en pré-rupture, puis en rupture tandis qu'elle décroît et donne de faibles valeurs en post-rupture ; sur l'ensemble de l'essai, elle suit approximativement la loi d'Ishimoto-Iida, qu'elle vérifie également en dernière phase d'essai, alors qu'en première et deuxième phases apparaissent des ruptures de pente indiquant l'occurence de classes d'événements différentes. La distribution non cumulée présente une disymétrie, insuffisante pour déclarer la distribution bimodale.

On constate que la variance, le moment sismique et l'amplitude maximale varient dans le même sens tout au long de l'essai ; on obtient, d'ailleurs, une bonne corrélation amplitude maximale-moment sismique sur l'ensemble de l'essai (74 %), meilleure encore sur les deux dernières phases, respectivement 87 % et 76 %.

Notons que les tailles de source importantes correspondent à des événements d'amplitude maximale peu élevée, et que des amplitudes maximales élevées sont le fait d'événements de taille de source peu élevée ; la distribution d'amplitude maximale est plus large pour l'essai que ne l'est la distribution de taille de source, ces deux dernières étant plus étroites en post-rupture.

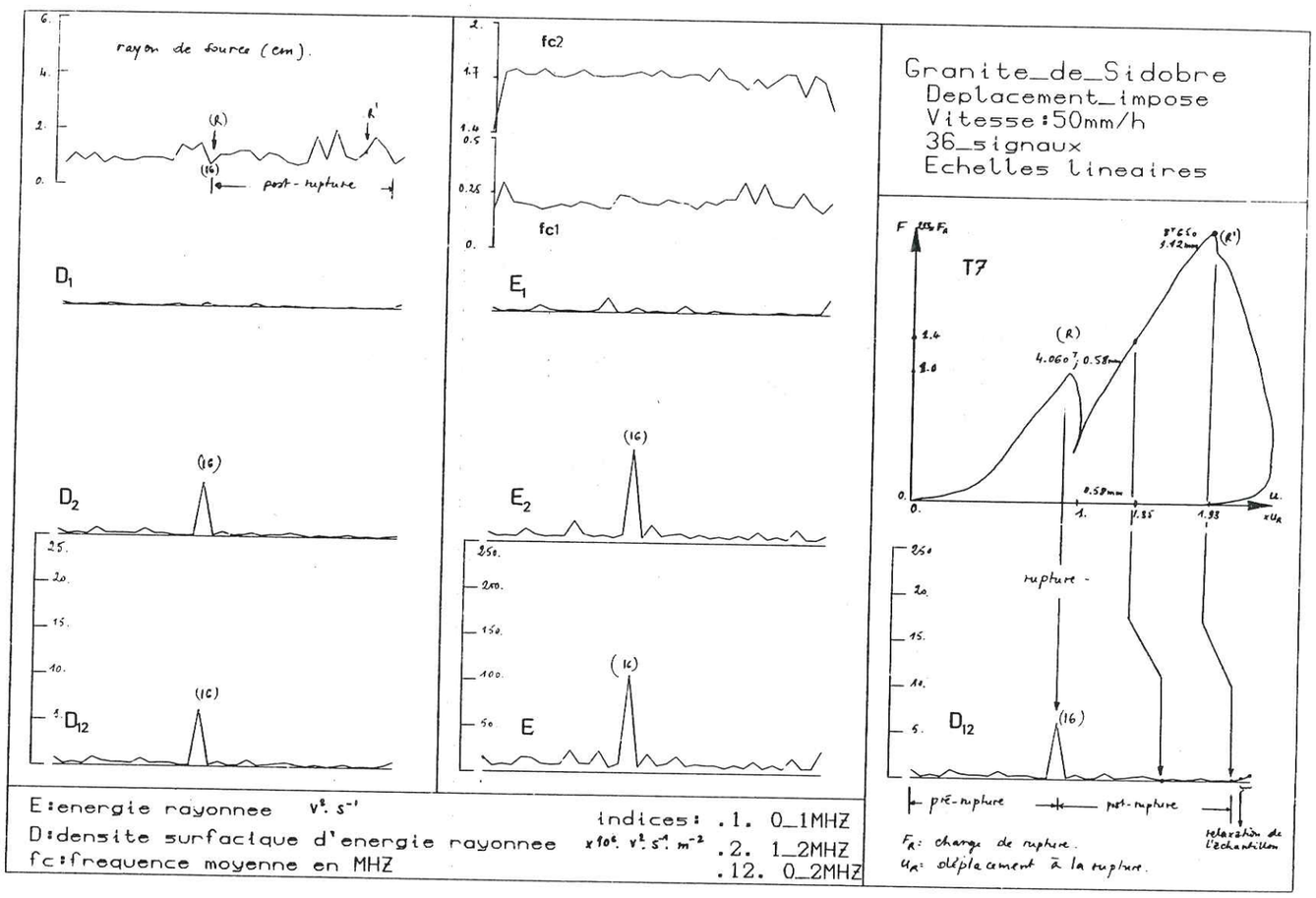
II.3.2. ESSAI T7 (photo II.32, Figures II.32.)

Il comprend, sur l'ensemble de l'essai, 36 signaux répartis sur deux périodes :

- la première est constituée des événements de la mise en charge, de la rupture et du début du glissement,

- la seconde ne comprend que la phase post-rupture.

Nous n'avons pas rencontré d'instabilité causée par des microchutes de contrainte ; cet essai a été effectué à la vitesse de 50 mm/h, et la rupture principale s'est produite à la charge de 4 t 060 et pour un déplacement de 0,6 mm ; les deux derniers événements proviennent de la relaxation de l'échantillon lors du déchargement.



Figures II.3.2.

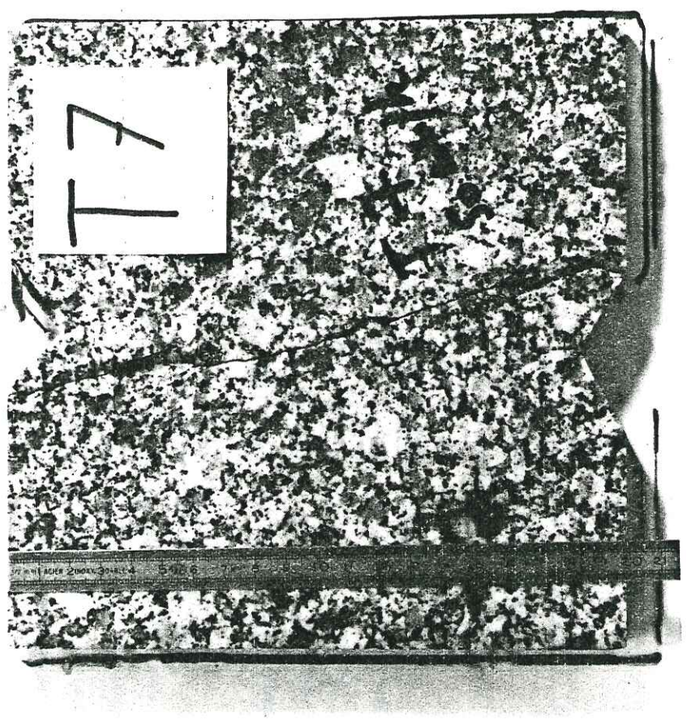
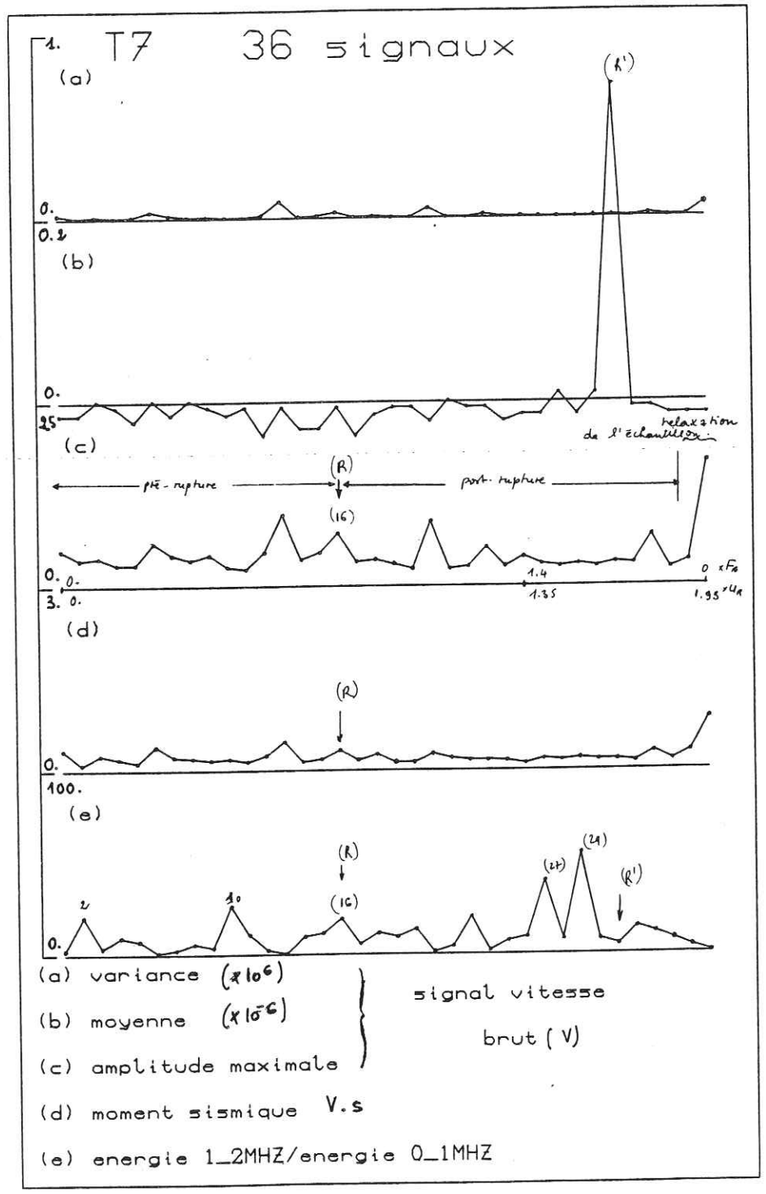
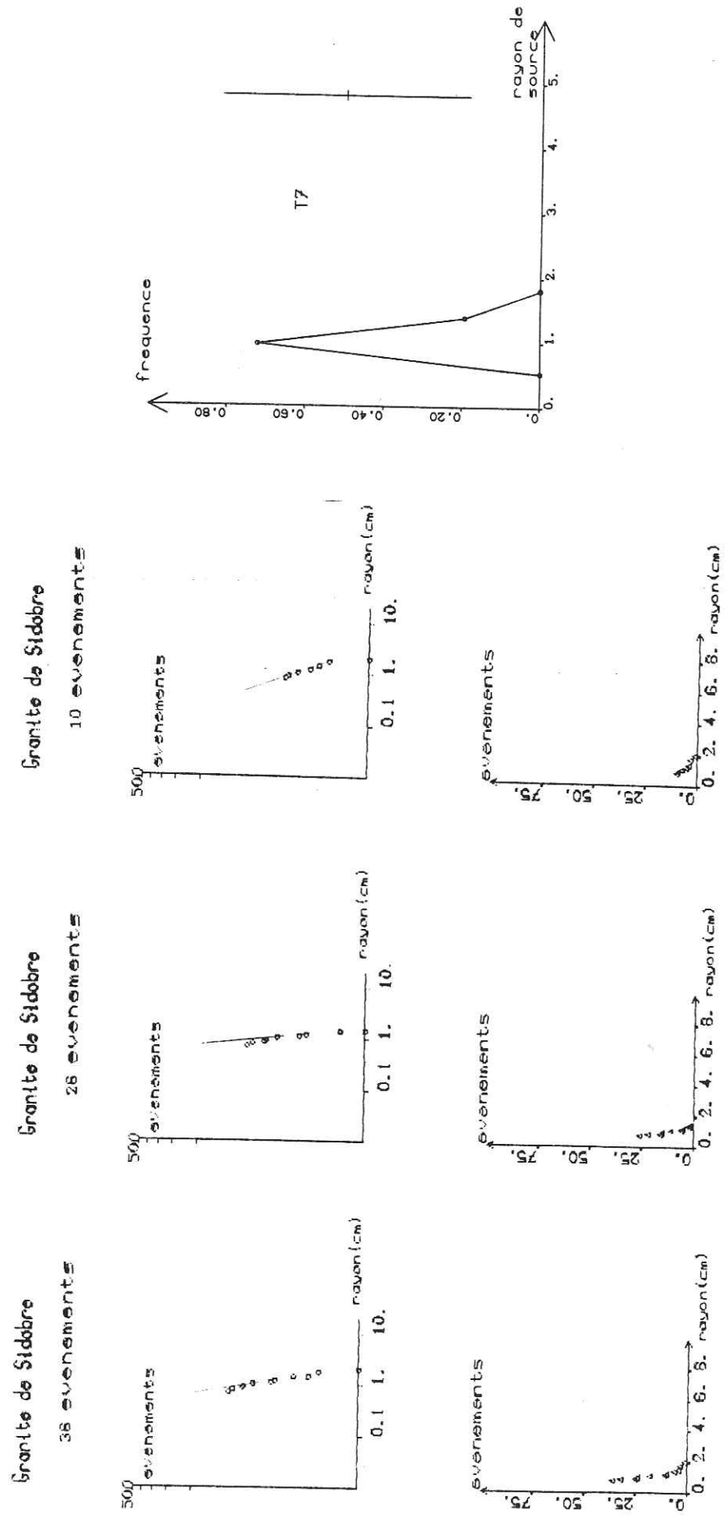


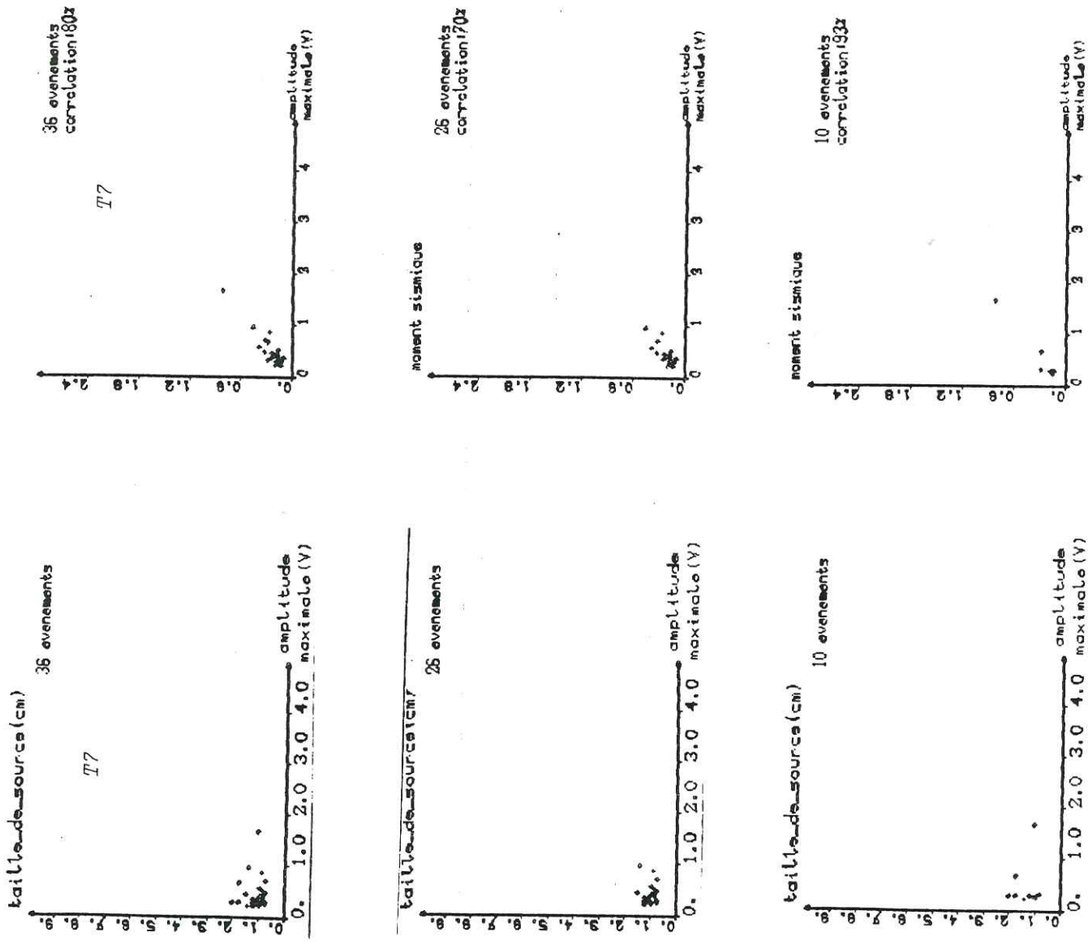
Photo II.3.2.



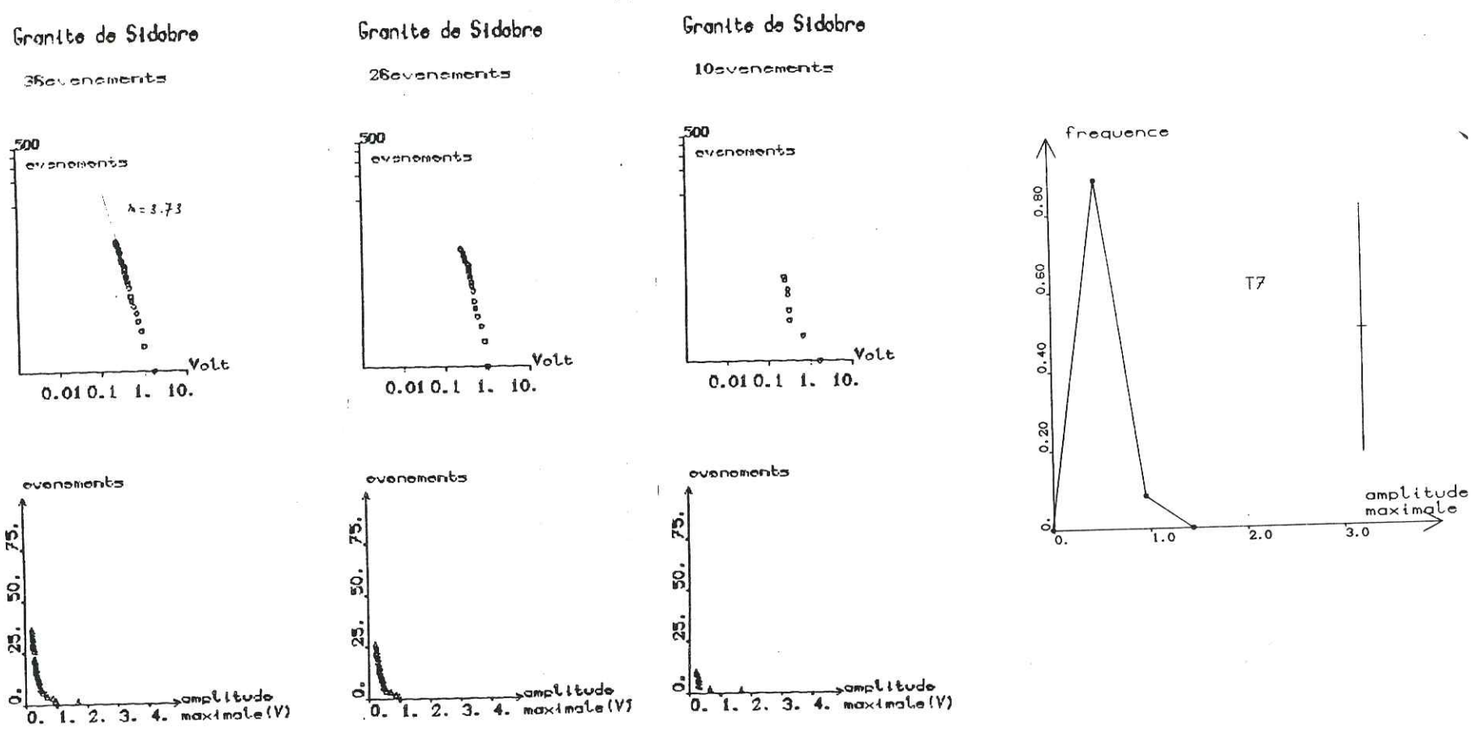
Figures II.3.2. (Suite)



Figures II.3.2. (Suite)



Figures II.3.2. (Suite)



Figures II.3.2. (Suite)

II.3.2.1. COURBE CHARGE-DEPLACEMENT

Elle est caractérisée par une phase d'adaptation allant jusqu'à 24 % de la charge de rupture Fr et 53 % du déplacement à la rupture, suivie d'une phase linéaire de raideur 1 133.10^4 N/m ; après la rupture principale s'amorce une linéarité de même caractéristique mais due à un coulissage d'une partie de l'échantillon sur l'autre allant jusqu'à une charge élevée, deux fois supérieure à la charge de rupture, et un déplacement également deux fois plus élevé que le déplacement mesuré à la rupture ; par contre, la chute de contrainte finale à la ruine n'est pas très importante (17 % de Fr).

II.3.2.2. TAILLE DE SOURCE

Les deux périodes se distinguent très bien par une taille en moyenne moins élevée en première période, qu'en seconde, marquée par des sources étendues ; notons qu'en dehors des événements 13,14,15 correspondant à des grandes sources , le rayon de source varie très peu.

Les tailles de source varient de 7 mm à 20 mm, la moyenne sur l'essai étant de 10 mm.

II.3.2.3. MOMENT SISMIQUE

Il est peu élevé en moyenne (0,22 V.s), fluctue davantage en pré-rupture et rupture (approximativement les 20 premières événements) pour rester quasi-constant jusqu'au 32ème événement à partir duquel il croît, phase de déchargement de l'échantillon, donc source d'énergie élastique restituée par le dispositif d'essai et l'échantillon.

II.3.2.4. FREQUENCES CENTRALES

Elles évoluent en sens contraire, phénomène encore plus marqué en fin d'essai et y ont leurs variations les plus importantes ; fc1

vaut en moyenne 216 KHz et fc2 1,505 MHz.

II.3.2.5. EVOLUTION COMPAREE

Nous avons dans cet essai un bon exemple d'énergie restituée par le bâti : en effet, nous observons un unique pic de densité d'énergie formée en grande partie d'énergie E2 (E2/E1 ≃ 20) probablement associée à la rupture de la plaque, pour laquelle la source présente d'ailleurs la dimension minimale : nous avons donc une grande partie de l'énergie de l'événement en provenance du bâti tandis que l'autre viendrait tout naturellement du rayonnement provoqué par la rupture. Remarquons, d'autre part, que la source de rupture peu élevée est précédée de sources de taille importante dues au développement de microfractures (événements 13, 14, 15) alors que le début de l'essai serait marqué par la microfissuration, c'est-à-dire de petites sources, en période d'adaptation de l'échantillon. Le même phénomène est observé avant l'instabilité finale : sources importantes, E2/E1 très élevé dû à l'instabilité de propagation (événements 27 et 29).

Quatre paramètres varient parfaitement en phase : variance, amplitude maximale, moment sismique et énergie E1 ; les diagrammes de corrélation amplitude maximale-moment sismique montrent une forte liaison, 80 % sur l'ensemble de l'essai, alors que cette corrélation est excellente en post-rupture 93 % pour 70 % en pré-rupture.

L'amplitude maximale suit, sur l'ensemble de l'essai, la relation d'Ishimoto-Iida alors qu'elle ne la vérifie pas en post-rupture, indiquant par là des mécanismes différents en pré et post-rupture.

De même, la distribution de rayon de source suit une droite dans chacune des périodes, avec une pente plus importante en prérupture qu'en post-rupture que l'on pourrait prévoir d'après l'évolution de la taille de source ; la distribution non cumulée est étroite et rendue légèrement disymétrique en phase post-rupture.

Les diagrammes amplitude maximale ou moment sismique et taille de source révèlent une absence de corrélation : les sources importantes ne génèrent pas de signaux à amplitude maximale (ou moments sismiques) élevée, alors que les amplitudes maximales (ou les moments sismiques) élevés sont dues à des petites sources.

Remarquons enfin que les derniers événements émis pendant le déchargement de l'échantillon, c'est-à-dire après les contraintes accumulées pendant le coulissage, révèle les moments sismique , variance, amplitude maximale et énergie E1 maximaux : ainsi, la relaxation après coulissage serait bien plus "énergétique" que la rupture.

II.3.3. ESSAI T8 (photo II.33, Figures II.33.)

Avec 23 signaux enregistrés, cet essai est insuffisamment "documenté" ; réalisé à 50 mm/h nous n'avons noté aucune instabilité causée par des microchutes de contrainte mais plutôt un essai instable dans son ensemble vu la courbe F,u.

Les deux derniers événements correspondent au déchargement de l'échantillon après ruine ; le premier événement a été enregistré pour la charge 2 t 500 représentant 30 % de la charge de rupture, et 45 % du déplacement à la rupture.

II.3.3.1. COURBE CHARGE--DEPLACEMENT

La fin de la phase d'adaptation correspond approximativement à l'enregistrement du premier événement ; suit une phase très linéaire, non perturbée par des chutes de contrainte, indiquant une raideur de l'échantillon de l'ordre de 12 700.10^4 N/m.

La rupture est brutale ; elle est suivie d'une phase de glissement extrêmement rapide que nous essaierons de délimiter.

II.3.3.2. TAILLE DE SOURCE

Elle fluctue très peu sur l'ensemble de l'essai, varie de

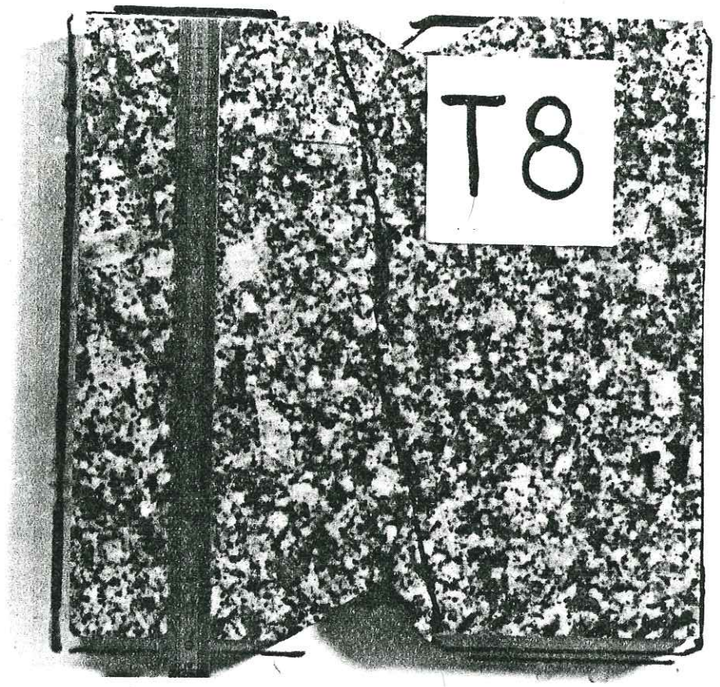
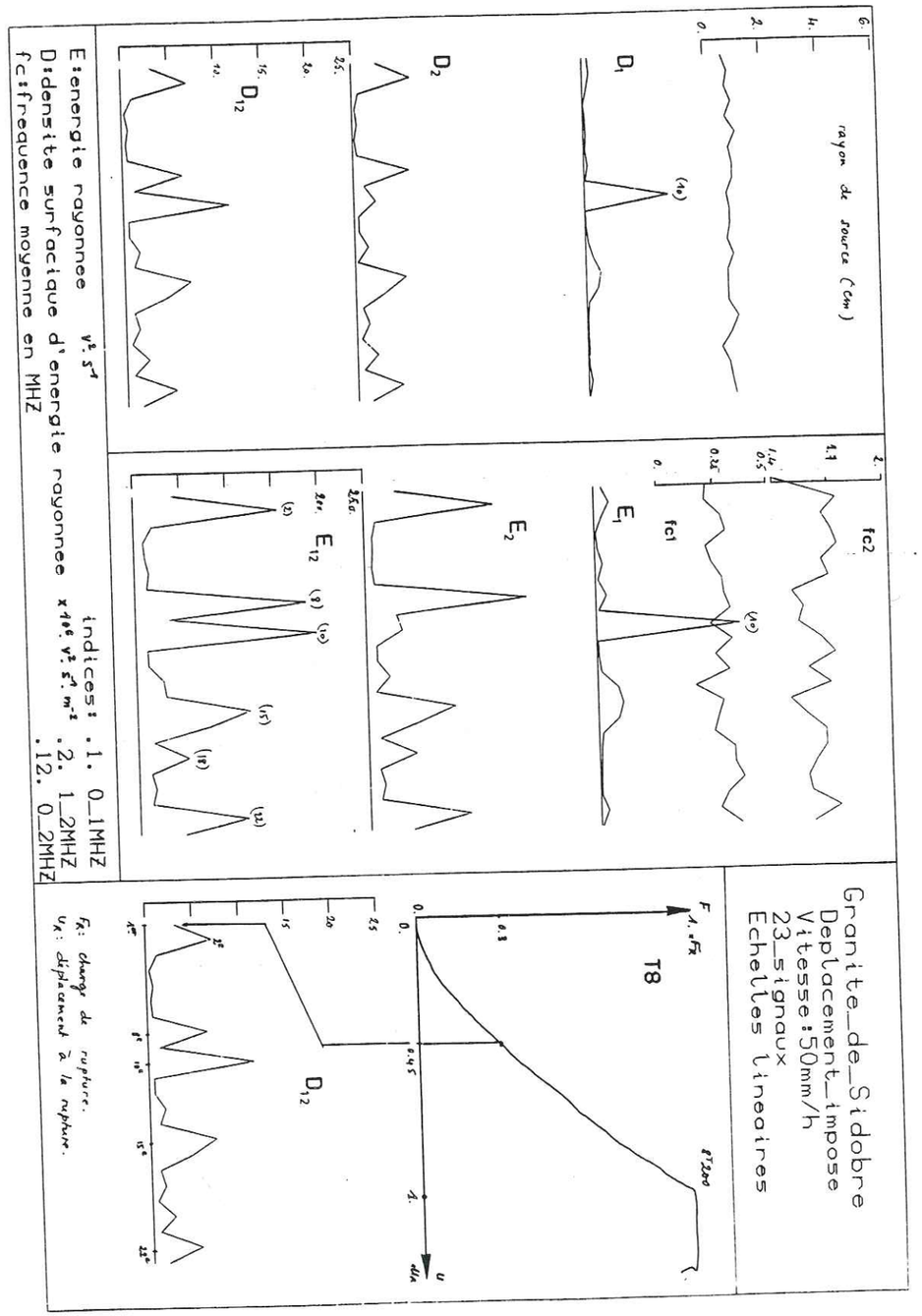


Photo II.3.3.



Figures II.3.3.

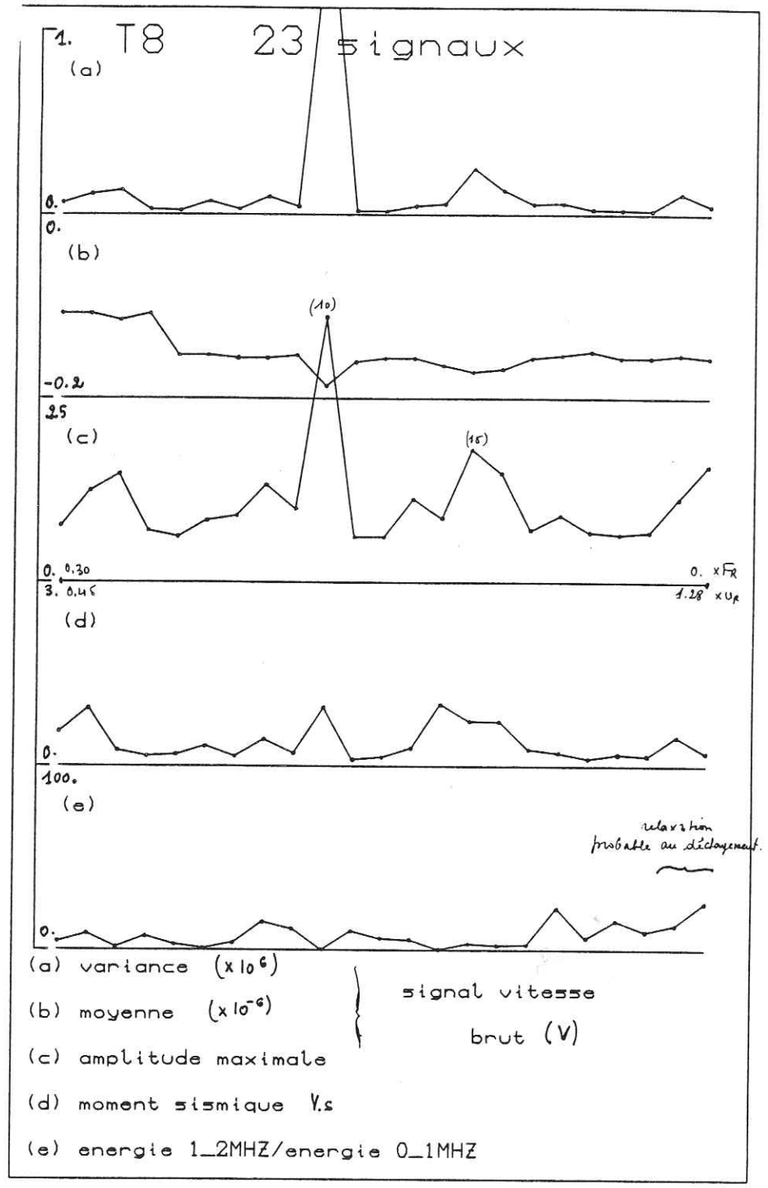
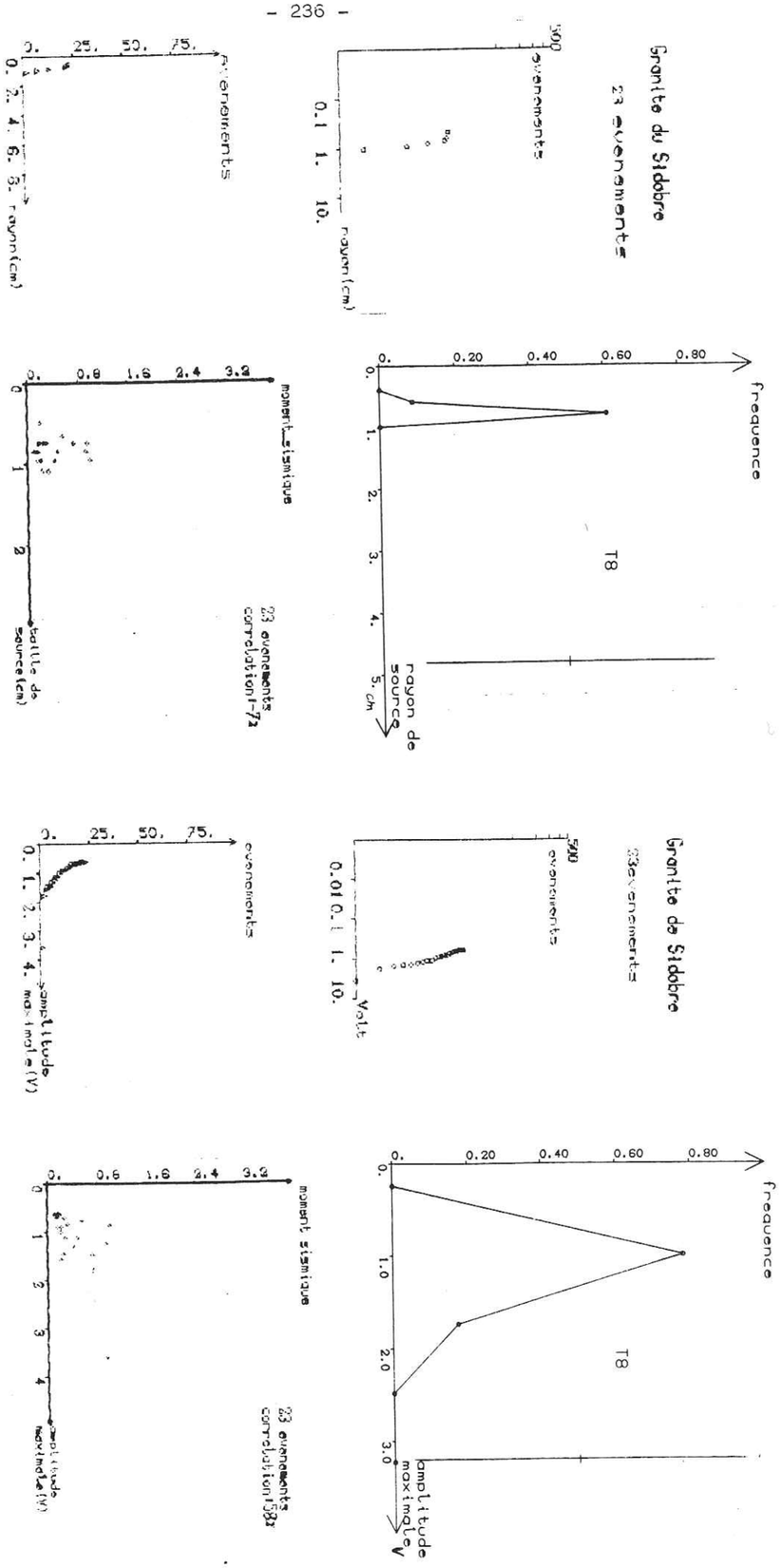


Figure II.3.3. (Suite)



Figures II.3.3. (Suite)

5 mm à 11 mm et vaut en moyenne 8 mm ; ceci est confirmé par l'étroitesse de la distribution non cumulée correspondante, et par la pente importante de la distribution cumulée en coordonnées bilogarithmiques.

II.3.3.3. MOMENT SISMIQUE

Il vaut en moyenne 0,39 V.s mais fluctue d'une façon nette au début de l'essai ; il augmente en moyenne du 10ème au 17ème événement, période contenant probablement la rupture, décroît, puis croît légèrement pour les deux derniers événements de la phase de déchargement : cette proposition de reconstitution sera reprise ultérieurement.

II.3.3.4. FREQUENCES CENTRALES

Elles évoluent d'une manière antagoniste bien marquée ; fc1 vaut en moyenne 280 KHz (écart-type 52 KHz) et fc2 1,480 MHz (écart-type 27 KHz).

II.3.3.5. EVOLUTION COMPAREE

Nous allons tout d'abord entreprendre une analyse énergétique : en moyenne,E2 représente 75 % de l'énergie reçue au capteur et est donc trois fois plus élevée que l'énergie émise sur (0 - 1 MHz) ; en évolution, l'analyse est plus délicate : un pic d'énergie E1, de densité D1, d'amplitude maximale, de moment sismique et de variance à l'événement 10 que nous pensons être associé à la rupture de la plaque ; D2 présente 4 pics, les deux premiers étant associés à la pré-rupture alors que les deux derniers seraient le fait du glissement effectué à vitesse élevée. Remarquons qu'au déchargement, les deux derniers événements présentent, l'un une densité relativement importante d'énergie D12, l'autre, plus faible, indiquant probablement une relaxation en deux temps : brusque démarrage (E2 croît, E1 croît, E2/E1 croît) puis décélération avec émission moindre d'énergie, mais de rapport E2/E1 élevé, marquant,par exemple, la phase d'arrêt.

Notons que l'amplitude maximale présente une distribution

non cumulée disymétrique, que la distribution cumulée est caractérisée par deux droites : la première de pente m1 indiquant une forte proportion d'événements de faible amplitude alors que l'autre, de pente m2 plus importante nous montre que peu d'événements présentent de fortes amplitudes ; la distribution ne suit pas la loi d'Ishimoto-Iida sans être nettement plurimodale.

Ajoutons enfin que moment sismique et amplitude maximale ne présentent une bonne corrélation que pour 60 % des événements environ, bien qu'ils évoluent dans le même sens pendant l'essai excepté au déchargement de l'échantillon et que le moment sismique n'est pas corrélé à la taille de source.

Relevons le caractère peu documenté de cet essai impliquant quelques difficultés à en proposer une analyse cohérente.

II.3.4. DISCUSSION

A première vue, l'analyse n'apporte pas d'éléments suffisants pour dégager le rôle de la vitesse de déchargement sur l'émission acoustique : les paramètres issus de l'essai T6 se trouvent encadrés par ceux des deux autres essais à 50 mm/h. Pourtant, un caractère permet de différencier les deux essais T7 et T8 : la stabilité globale de l'essai; en effet, si l'on observe les trois essais, seuls T6 et T7 ont une courbe de chargement allant jusqu'à la ruine en passant par une post-rupture complète ; l'essai T8, aussi rapide que T7, présente une courbe amenant rapidement à la rupture sans post-rupture nette du fait d'une énergie importante accumulée : un événement de T8 rayonne en moyenne plus de quatre fois d'énergie qu'un événement de T6 et T7 ; nous ne savons pas exactement quelle est l'origine de ce réservoir d'énergie ; nous avons déjà insisté sur les facteurs mécaniques susceptibles d'influencer la conduite d'un essai.

Ce commentaire nous permet donc d'analyser la vitesse et l'instabilité.

L'instabilité que l'on vient de mettre en évidence est marquée par une tendance à une faible émissivité (23 événements), à des sources

très peu étendues, le développement des microfractures se faisant par le chemin le plus "court", transgranulaire, par exemple, d'amplitude maximale, de moment sismique, d'énergie E1 et E2, d'énergie totale (E1 + E2) moyens par événement très élevés par le fait principalement de l'instabilité ; notons que celle-ci a plus de chances de se produire à vitesse élevée qu'à vitesse peu importante. La fréquence centrale fc1 montre que E1 se répartit davantage sur les hautes fréquences de (0 - 1 MHz) alors que fc2 indique une répartition portée sur les fréquences plus basses de (1 - 2 MHz) que dans les cas T6 et T7 : ajoutons que E1 et E2 sont dans les proportions respectives de 25 % et 75 % de l'énergie totale moyenne rayonnée.

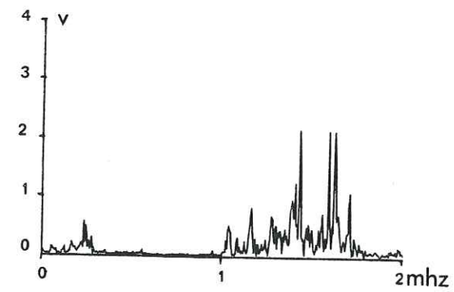
Etant donné le côté exceptionnel de l'essai T8, nous étudierons, pour T6 et T7 , l'influence de la vitesse sur tous les paramètres. Par exemple, nous observons que la taille de source moyenne varie si peu d'un essai à l'autre qu'elle paraît indépendante de la vitesse de chargement ; en évolution, on constate pourtant qu'à vitesse lente (5 mm/h), la distribution de taille de source est plus large favorisant à la fois les sources peu étendues que celles qui le sont : l'étendue de l'ensemble des tailles de source est environ deux fois plus élevé pour T6 ; la vitesse élevée a alors tendance à rétrécir la distribution de source, fait remarquable et accentué en T8.

La vitesse ne semble pas affecter le moment sismique et son évolution : les paramètres de distribution (moyenne, variance) sont pratiquement égaux, de même que l'étendue ; le moment sismique est néanmoins plus élevé en pré-rupture, pendant laquelle se développent des microfissures et microfractures, qu'en post-rupture pour lequel le mécanisme à la source est le glissement : il peut constituer un paramètre de différenciation des phases d'un essai d'endommagement, de prédiction de la ruine.

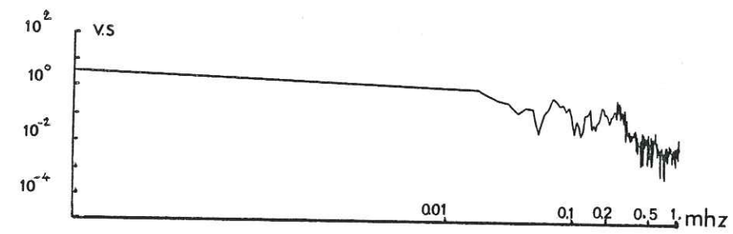
D'un point de vue énergétique, l'énergie moyenne rayonnée à 5 mm/h est plus élevée de 25 % à celle de T7 à 50 mm/h : sur l'ensemble des deux essais, ce sont les sources peu étendues qui, en général, sont les plus énergétiques mettant de nouveau en évidence la possible existence d'une balance entre énergie de séparation et énergie rayonnée.

Etant données les caractéristiques des distributions de source pour les deux essais, on peut expliquer l'excès d'énergie de T6, par

ESSAI		T6	T7	T8
VITESSE mm/h		5	50	50
AMPLITUDE MAXIMALE V	moy.	0.53	0.43	1.10
	max.	2.16	1.67	3.60
	min.	0.24	0.23	0.62
MOMENT SISMIQUE V.s	moy.	0.23	0.22	0.38
	max.	0.84	0.83	1.01
	min.	0.10	0.09	0.11
TAILLE DE SOURCE mm	moy.	10.8	10.9	8.3
	max.	26.5	20.3	10.9
	min.	6.5	7.4	4.9
FREQUENCE CENTRALE (0 - 1 MHz) KHz	moy.	247	216	280
	max.	478	309	372
	min.	161	174	159
FREQUENCE CENTRALE (1 - 2 MHz) MHz	moy.	1.494	1.504	1.481
	max.	1.526	1.524	1.517
	min.	1.407	1.447	1.427
ENERGIE (0 - 1 MHz) V^2/s	moy.	4.40	2.49	13.70
	max.	62.67	15.46	155.91
	min.	0.07	0.22	1.08
ENERGIE (1 - 2 MHz) V^2/s	moy.	14.25	11.33	40.94
	max.	127.80	101.55	174.11
	min.	4.72	5.26	7.9
CHARGE DE RUPTURE Fr x 10^4 N		6.960	4.060	8.200
DEPLACEMENT RUPTURE mm		/	0.58	/
RAIDEUR EN (PHASE ELASTIQUE) X 10^4 $N.m^{-1}$		/	11 330	12 700
CHUTE DE CHARGE A LA RUPTURE % Fr		7	50 %	/
CHUTE DE CHARGE AU COULISSAGE PRINCIPAL % Fr		17	17	/



Spectre d'amplitude du signal vitesse après déconvolution de la réponse instrumentale.



Spectre d'amplitude du signal déplacement après déconvolution (coordonnées logarithmiques)

Figure II.3.4. Un événement de T8. Granite du Sidobre.

des propagations instables, bifurcations,sources d'énergie (1 - 2 MHz).

Quant à la répartition de l'énergie moyenne, elle est pour T6 de 25 % sur (0 - 1 MHz) et de 75 % sur (1 - 2 MHz) alors que pour T7, on a respectivement 20 % et 80 % ; ces répartitions sont très voisines et pourraient caractériser la roche, d'autant plus que ceci se vérifie pour l'essai T8.

La répartition fréquentielle est nettement différenciée suivant les vitesses : à vitesse peu importante (5 mm/h), l'énergie E1 se répartit davantage vers les hautes fréquences de (0 - 1 MHz) qu'à vitesse élevée alors que le phénomène est inversé pour fc2 à 50 mm/h : cette tendance a déjà été remarquée dans d'autres essais pour d'autres roches (Calcaire de Vilette, Protogine du Mont Blanc).

Une autre remarque concerne les amplitudes maximales : en moyenne, T7 (50 mm/h) émet des signaux de plus faible amplitude maximale que T6 ; ceci est d'ailleurs confirmé en évolution par les signaux de forte amplitude émis par T6.

Enfin, la phase de serrage est plus importante à faible vitesse.

II.3.5. CONCLUSION

Les essais sur cette roche ont permis de mettre en évidence :

- l'instabilité de T8 et ses conséquences,
- l'influence de la vitesse sur les différents paramètres,
- la répartition de l'énergie moyenne : 20 à 25 % sur (0 - 1 MHz) et 75 à 80 % sur (1 - 2 MHz),
- le caractère antagoniste des fréquences centrales,
- l'existence d'un équilibre "énergie de surface-énergie de rayonnement",

- l'absence d'influence de la vitesse sur la taille moyenne de source, alors qu'il y a influence sur la distribution de taille de source.

II.4. GRANITE DE LANHELIN

Nous avons retenu cette roche dont la granularité est plus faible que celle du Sidobre, pour des proportions de Quartz et Feldspaths comparables, et pour son caractère très fissuré, intermédiaire entre la Protogine du Mont Blanc et le Granite de Sidobre. Nous avons réalisé trois essais, deux à 5 mm/h et un 50 mm/h, après plusieurs tentatives caractérisées par des ruptures de poinçonnement, à nos yeux non valables puisqu'ils ne mènent pas à une rupture transversale de l'échantillon.

II.4.1. ESSAI L1 (photo II.41., Figures II.41.)

L1 a présenté une forte instabilité mécanique, deux chutes de contraintes importantes en début d'essai dues à une mise en place de l'échantillon dans le bâti ; par la suite, l'essai est marqué par de multiples microchutes de contrainte dues à la structure de cette roche : biotites nombreuses, altérées donc peu résistantes (1ère partie, chapître V) éclatant le plus souvent, près des entailles et à leur pied, ceci étant dû à des concentrations de contrainte élevées.

Le premier événement a été enregistré à 7 t (68 % de la charge de rupture Fr), bien après les deux premières chutes de contrainte ; l'ensemble de l'essai est divisé en deux parties de 32 événements chacune : la première s'étend jusqu'à la première rupture, la seconde comprenant la suite de l'essai jusqu'à la ruine après glissement.

II.4.1.1. COURBE CHARGE-DEPLACEMENT

Dans cet essai, L1 présente une raideur importante : 16 350.10^4 N/m puis se rompt brutalement d'une manière fragile avec une chute de charge de l'ordre de 3 t 900 (38 % Fr) ; suit une phase post-rupture avec une chute de charge un peu plus élevée, 43 % Fr, suivie peu après par une autre chute de charge due à une instabilité de glissement causée par l'irrégularité de la surface de rupture (25 % Fr).

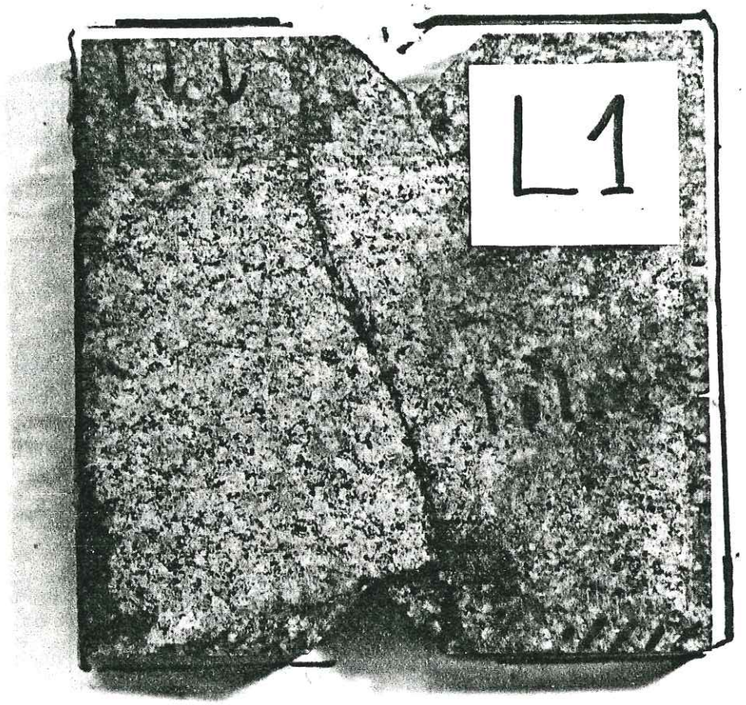
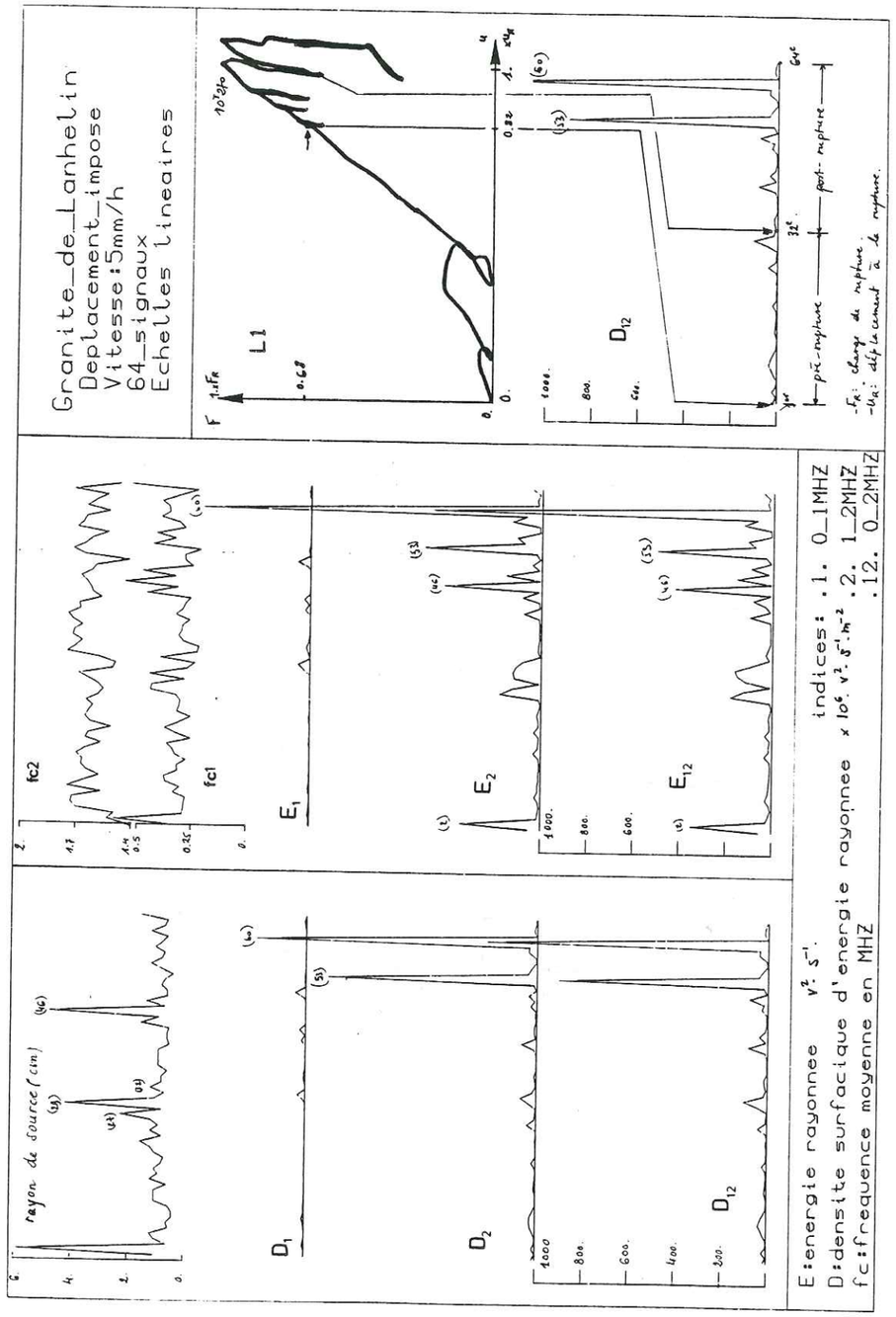
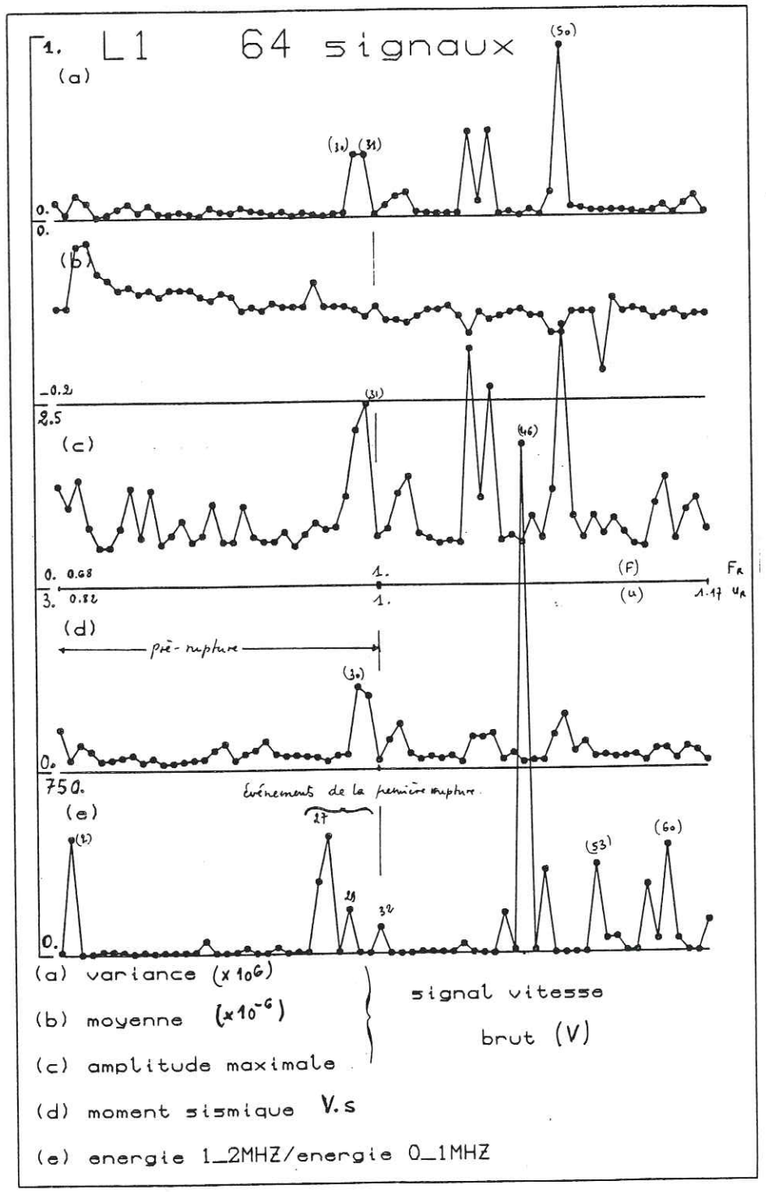


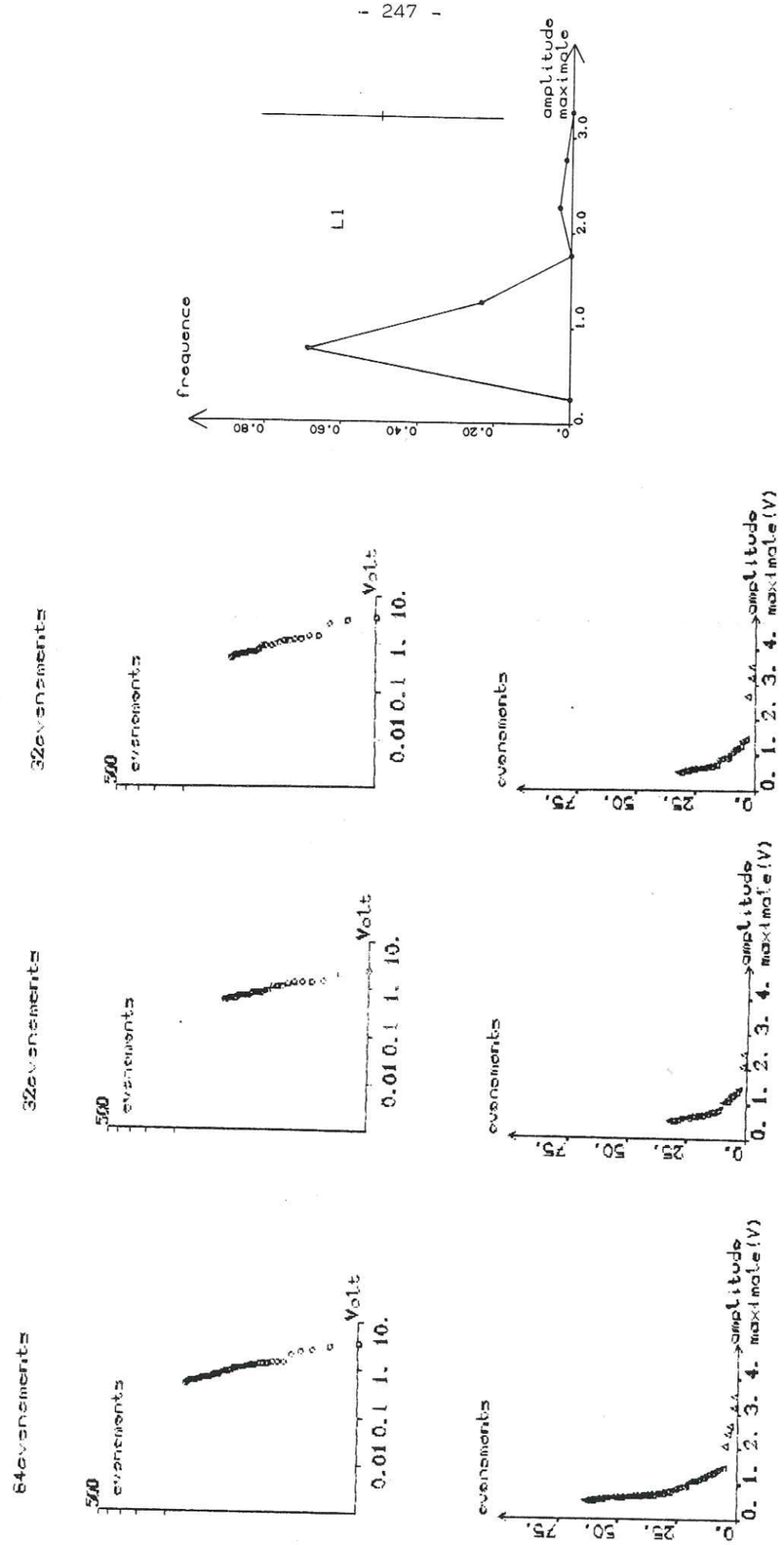
Photo II.4.1.



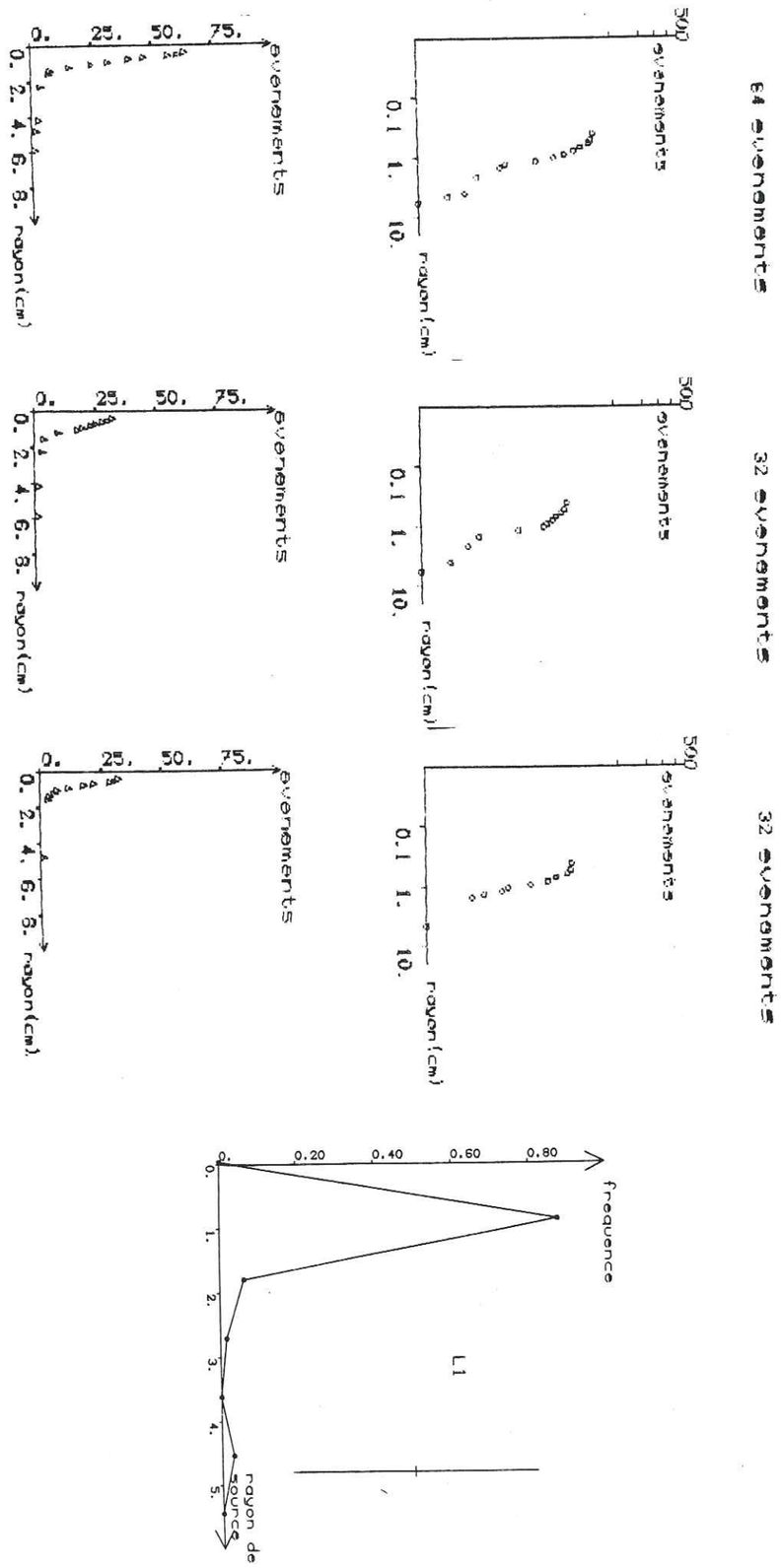
Figures II.4.1.



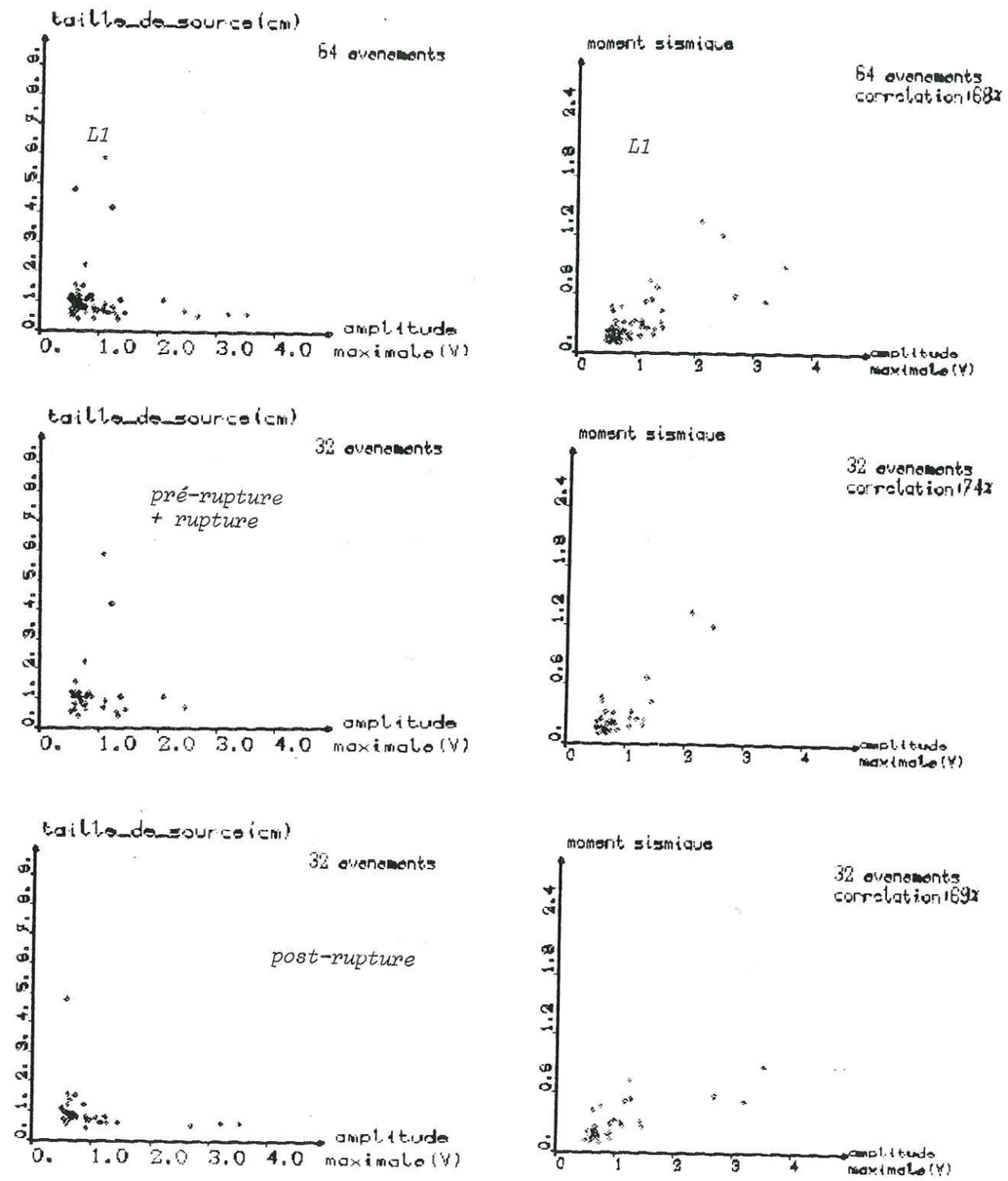
Figures II.4.1. (Suite)



Figures II.4.1. (Suite)



Figures II.4.1. (Suite)



Figures II.4.1. (Suite)

II.4.1.2. TAILLE DE SOURCE

Sur l'ensemble de l'essai, de faibles variations sont perturbées par trois sources importantes ; les sources ont des rayons variant de 4 mm à environ 6 cm, la moyenne étant 10 mm ; la première source importante correspond probablement à la rupture par éclatement de l'entaille inférieure.

La seconde semble être un précurseur de la rupture, développement instable d'une microfracture par exemple. Quant à la troisième source importante, aucun indice ne permet de l'associer à un événement précis.

II.4.1.3. MOMENT SISMIQUE

Il ne varie pratiquement pas dans la première phase excepté avant la rupture se distinguant par de fortes valeurs ; il se manifeste également par de fortes valeurs, moindres que celles rencontrées avant la rupture, précédant les instabilités importantes. Il vaut en moyenne 0,30 V.s.

II.4.1.4. FREQUENCES CENTRALES

Leurs variations présentent des dents de scie, l'écart-type de fc1 étant très élevé ; fc1 vaut en moyenne 331 KHz et fc2 1,476 MHz ; on remarque un caractère antagoniste des variations de fc1 et fc2 pour la majorité des échantillons.

II.4.1.5. EVOLUTION COMPAREE

Dans cet essai, l'énergie E2 est prépondérante sur E1 ; elle représente en moyenne, par événement, 93 % de l'énergie totale moyenne rayonnée ; l'apport d'énergie E1 et E2 est plutôt inégalement réparti sur l'essai : les enrichissements E2 apparaissent en fin d'essai (post-rupture), avec des valeurs élevées ; par contre E1 n'est important qu'après la rupture, et en faible quantité par rapport à E2 ; les pics de E1 sont décalés par rapport à ceux de E2, indiquant par là que l'enrichissement en énergie ne se fait pas simultanément sur E1 et E2, ceci provenant par exemple de sources de nature différente. La densité d'énergie

fait apparaître deux uniques pics en fin d'essai, correspondant à des sources modestes, témoignant du relâchement des contraintes important lors des glissements pour des charges de l'ordre de 10 t 270 maximum en post-rupture.

Remarquons que la variance, l'amplitude maximale et le moment sismique varient de la même façon : on note par exemple que les trois paramètres sont élevés en période de rupture ainsi qu'aux glissements finaux. L'examen de l'évolution de E2/E1 montre notamment deux pics très élevés : 2ème et 46ème événements que l'on peut associer à des éclatements d'entailles (Mode I); ces deux événements exclus, on remarque que E2/E1 est élevé à la rupture, ainsi qu'aux instabilités finales, à rapprocher de l'enrichissement en énergie E2 par accélération du développement des microfractures.

Les diagrammes amplitude maximale-moment sismique montrent une bonne corrélation,
Par contre, ces deux paramètres ne se corrélent pas avec la taille de source, montrant de fortes tailles de source pour de faibles amplitudes maximales, de fortes amplitudes maximales pour des sources peu étendues : les distributions d'amplitude maximale et de taille source sont toutes deux bimodales.

II.4.2. ESSAI L2 (photo II.42, Figures II.42)

Comme L1, L2 présente de nombreuses instabilités, microchutes de contrainte qui sont d'autant plus importantes que l'on approche de la rupture. L'essai comprend 40 signaux, les 32 premiers sur la pré-rupture et la rupture, les 8 derniers événements constituant la phase post-rupture.

II.4.2.1. COURBE CHARGE-DEPLACEMENT

Une phase d'adaptation jusqu'à 21 % de la charge de rupture et 50 % du déplacement à la rupture Ur précède la phase linéaire de raideur 16 050.10^4 N/m, comparable à celle de L1 : cette phase est ponctuée de microchutes de contraintes témoignant de l'endommagement

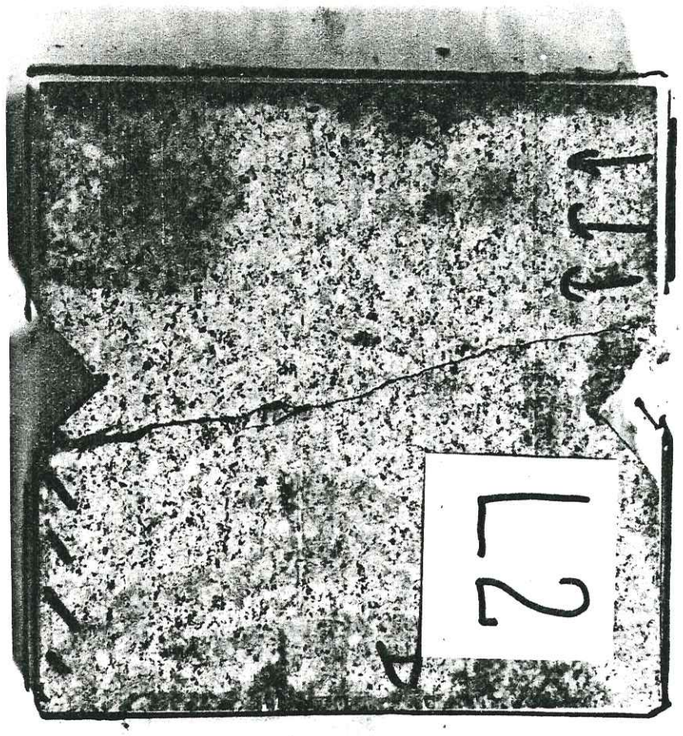
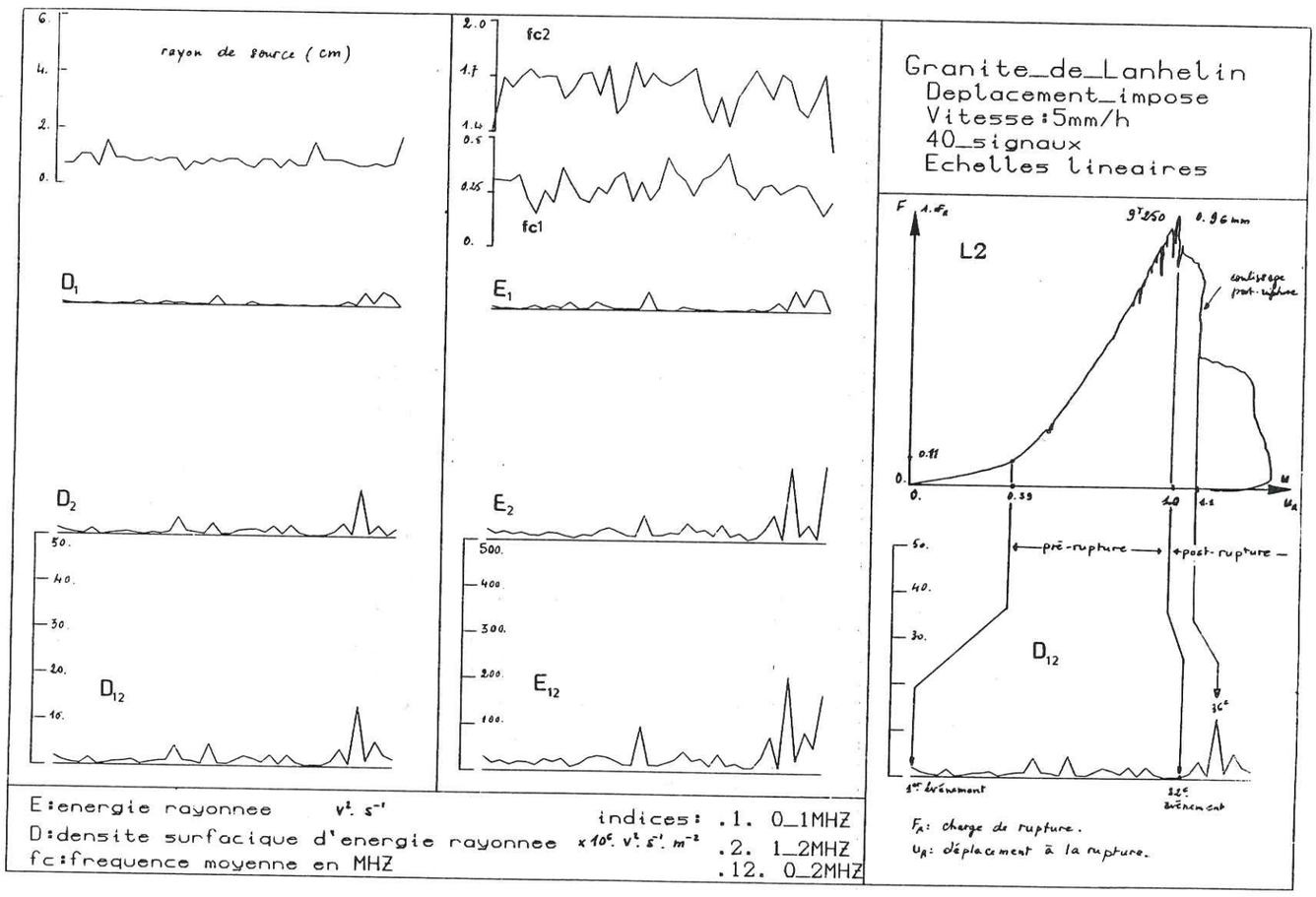
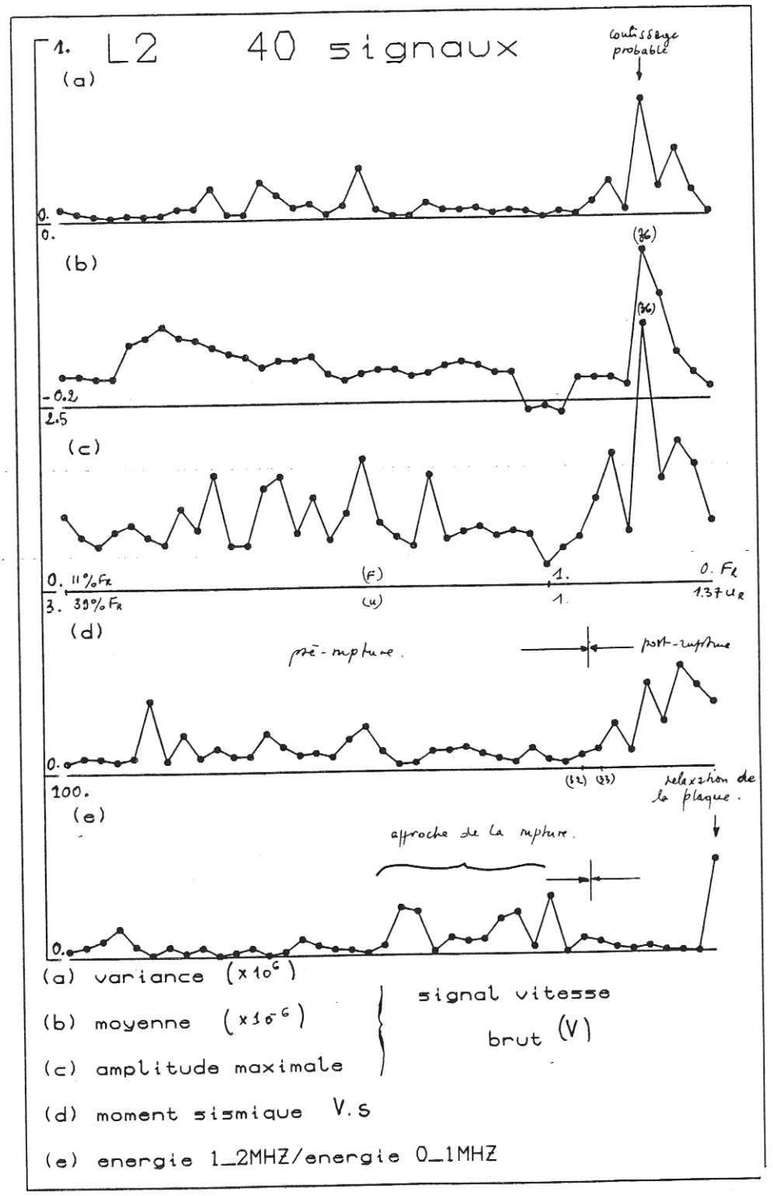


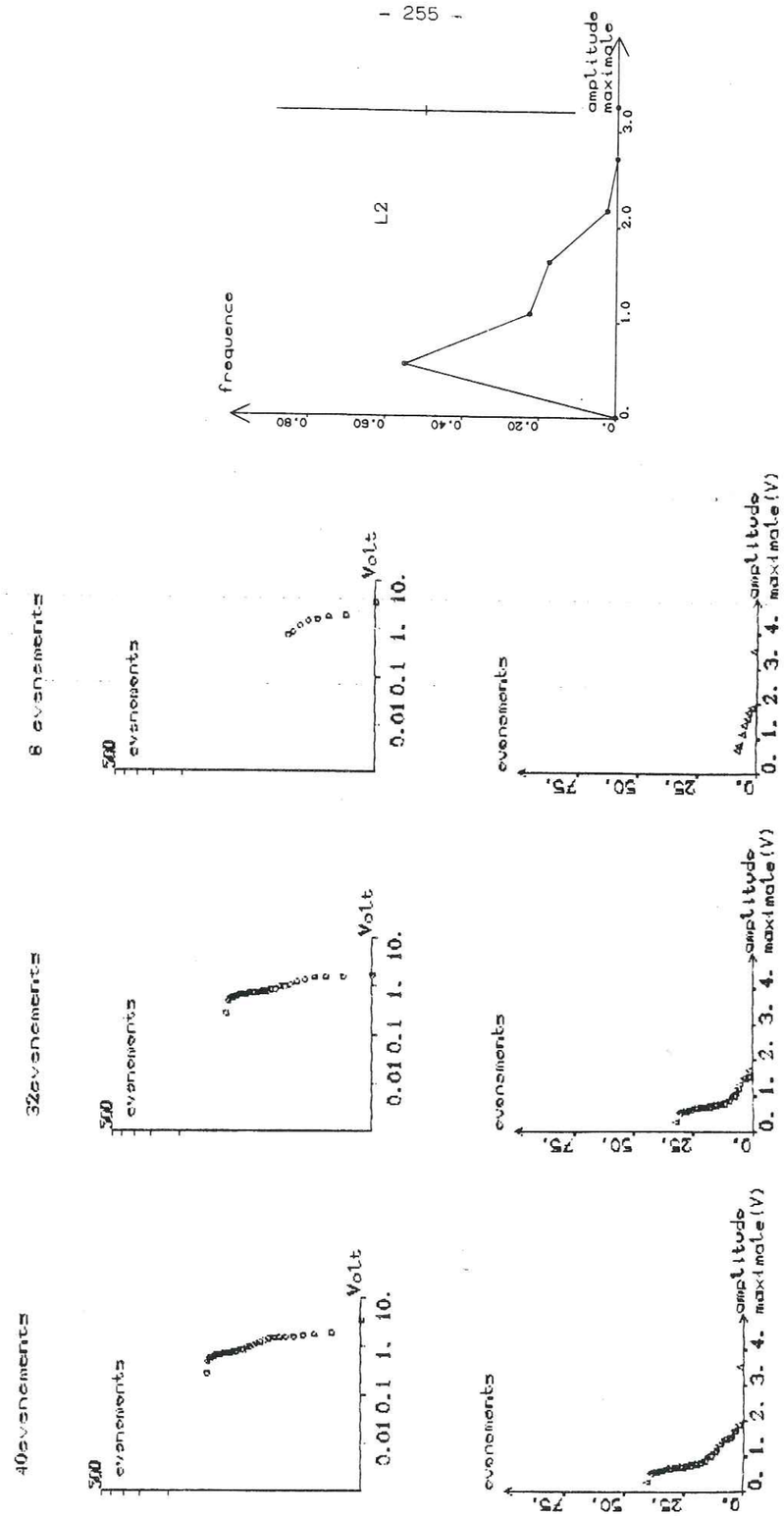
Photo II.4.2.



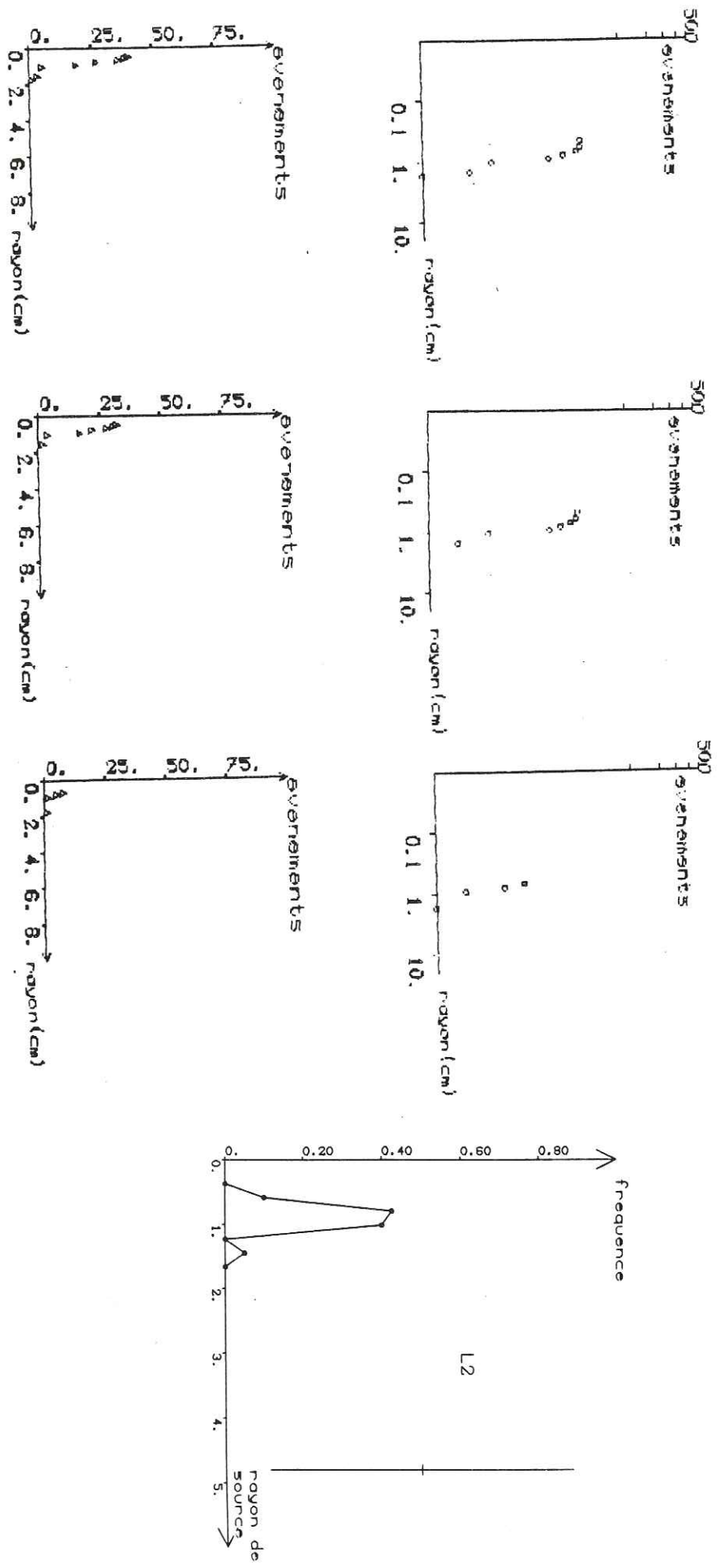
Figures II.4.2.



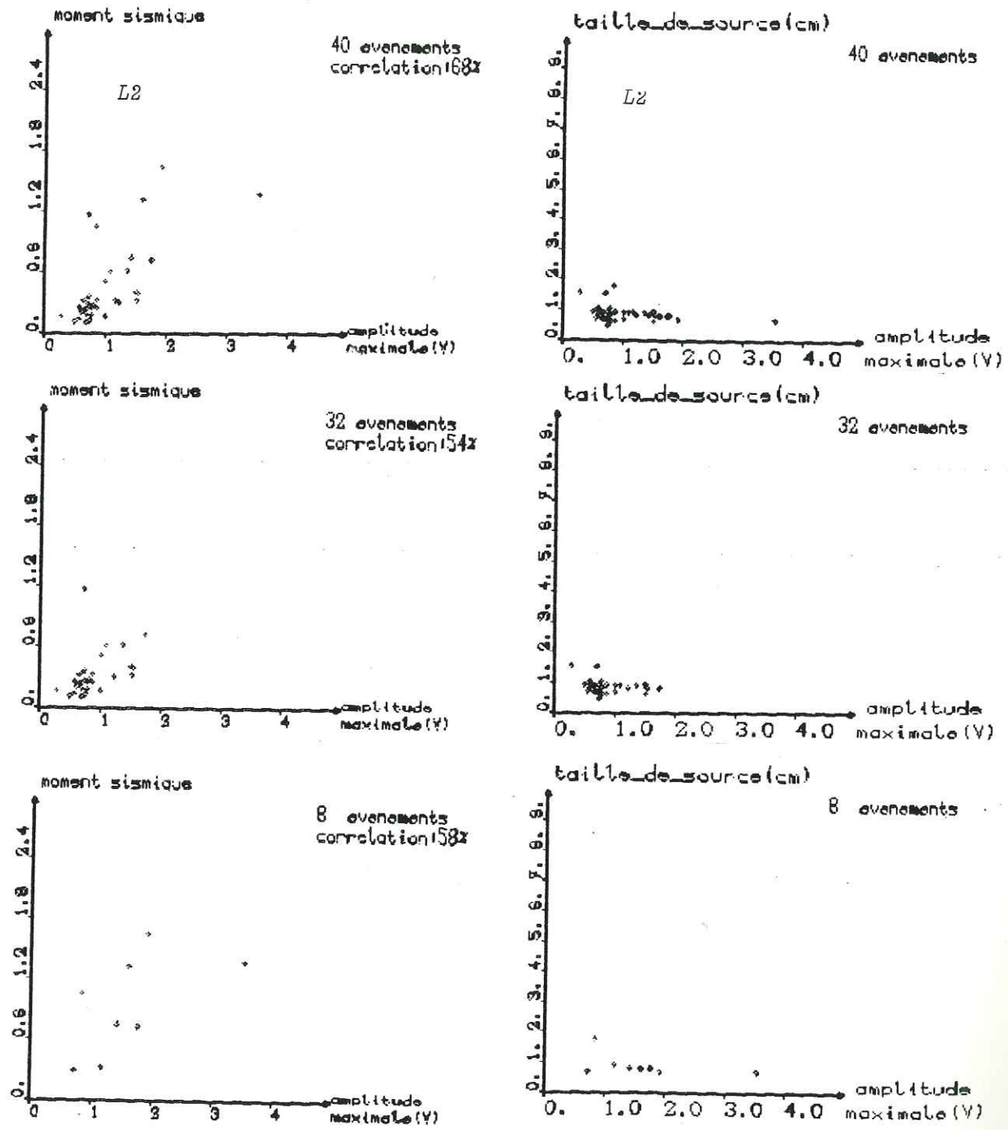
Figures II.4.2. (Suite)



Figures II.4.2. (Suite)



Figures II.4.2. (Suite)



Figures II.4.2. (Suite)

croissant du matériau. La rupture principale survient à 9 t 250, laissant place à une chute de contrainte supplémentaire due à l' inégalité de la surface de rupture puis à un glissement instable survenant à 1,11 Ur.

II.4.2.2. TAILLE DE SOURCE

Elle varie de 5 mm à 18 mm, la moyenne étant de 9 mm environ ; on observe des sources élevées au début de l'essai et en période de rupture ; en post-rupture, la taille de source est peu élevée et varie peu (7 à 8 mm) sauf pour le dernier événement pour lequel elle est maximale (18 mm).

II.4.2.3. MOMENT SISMIQUE

De valeur moyenne 0,45 V.s, il prend les valeurs les plus élevées en post-rupture, tranchant net avec les fluctuations moins importantes de la phase pré-rupture.

II.4.2.4. FREQUENCES CENTRALES

Elles présentent un caractère "haché", variant en sens contraire sur l'ensemble de l'essai ; elles valent pour fc1 278 KHz et pour fc2 1,480 MHz.

II.4.2.5. EVOLUTION COMPAREE

Dans cet essai, les deux phases définies en début de chapître sont très distinctes pour l'ensemble des paramètres. Notons, par exemple, l'évolution "en phase" des variance, moment sismique et amplitude maximale qui présentent leurs valeurs les plus élevées en post-rupture. Le rapport E2/E1 semble caractériser les précurseurs de la rupture pour lesquels il prend les valeurs maximales, il vaut en moyenne 1,5 par événement.

Les énergies E2 et E1 varient ici dans le même sens, et prennent leurs fortes valeurs en post-rupture sauf pour l'événement du déplacement pour lequel il y a un pic en E2. La densité d'énergie prend sa valeur maximale pour un événement post-rupture, probablement la deuxième chute de charge, peu visible sur la courbe charge-déplacement, à l'occasion de laquelle il y a relâchement de contraintes, précédant le glissement final.

La distribution d'amplitude maximale ne suit pas la loi d'Ishimoto-Iida et présente une disymétrie tournée vers les fortes valeurs ; l'amplitude maximale et le moment sismique présentent une bonne corrélation surtout en post-rupture ; ces deux derniers paramètres sont faiblement liés à la taille de source , surtout pour les faibles valeurs à la fois de l'amplitude maximale, du moment sismique et de la taille de source : là encore, les sources importantes ne sont pas les plus énergétiques.

II.4.3. ESSAI L3 (photo II.43, Figures II.43.)

Conduit à 50 mm/h, il n'a été enregistré que 28 signaux qu'il est difficile de répartir ; la courbe charge-déplacement révèle une instabilité globale : essai sans phase post-rupture distincte.

II.4.3.1. COURBE CHARGE-DEPLACEMENT

Après une phase d'adaptation de l'échantillon (30 % de la charge de rupture Fr, 56 % du déplacement à la rupture), suit une phase linéaire ; la raideur de l'échantillon vaut approximativement 10 000.10^4 N/m, valeur plus faible que pour L1 et L2 ; la charge de rupture s'élève à 9 t 250 ; le premier événement a été enregistré pour une charge de 30 % de Fr ; juste avant la rupture, la courbe s'infléchit légèrement, annonçant la perte de résistance par le développement d'une microfracture.

II.4.3.2. TAILLE DE SOURCE

Elle est peu élevée en moyenne (8 mm) et varie de 5 mm à

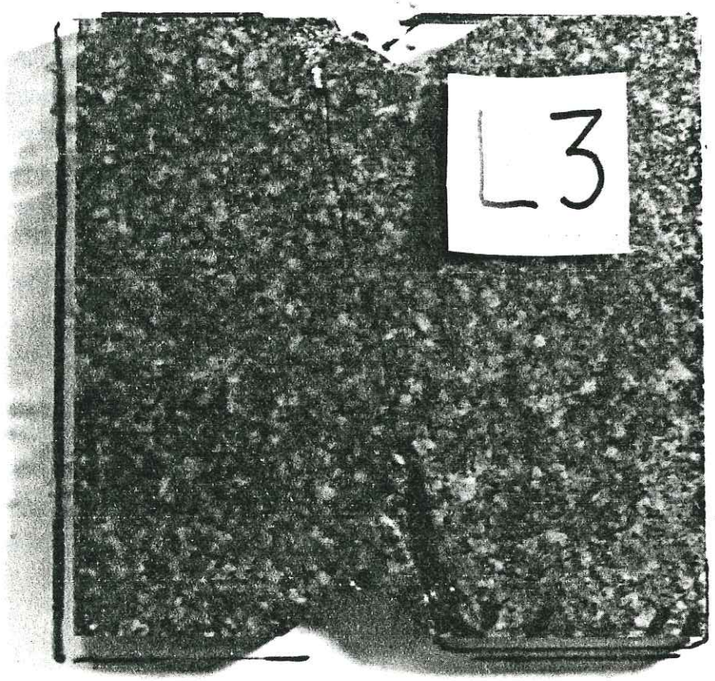
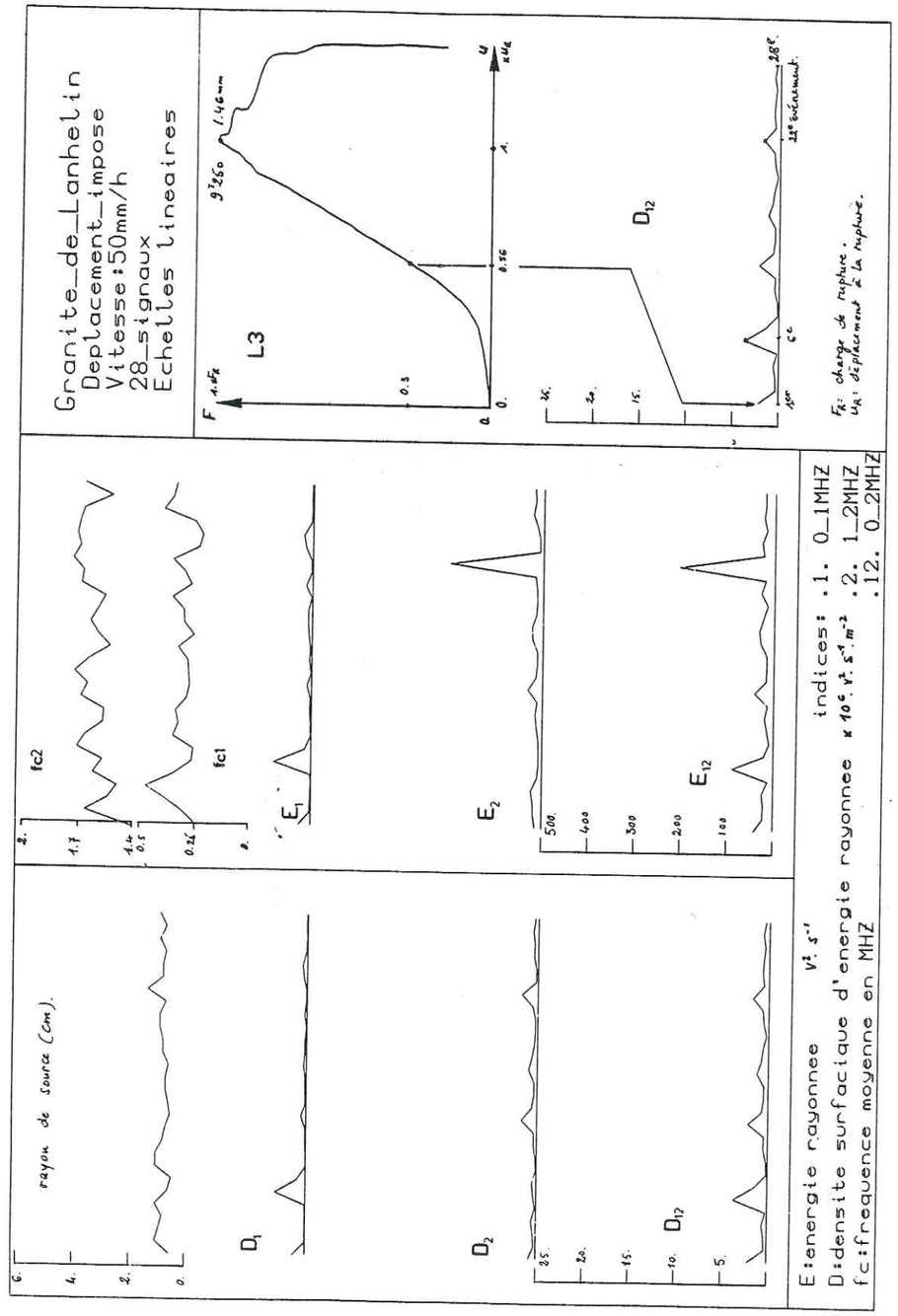
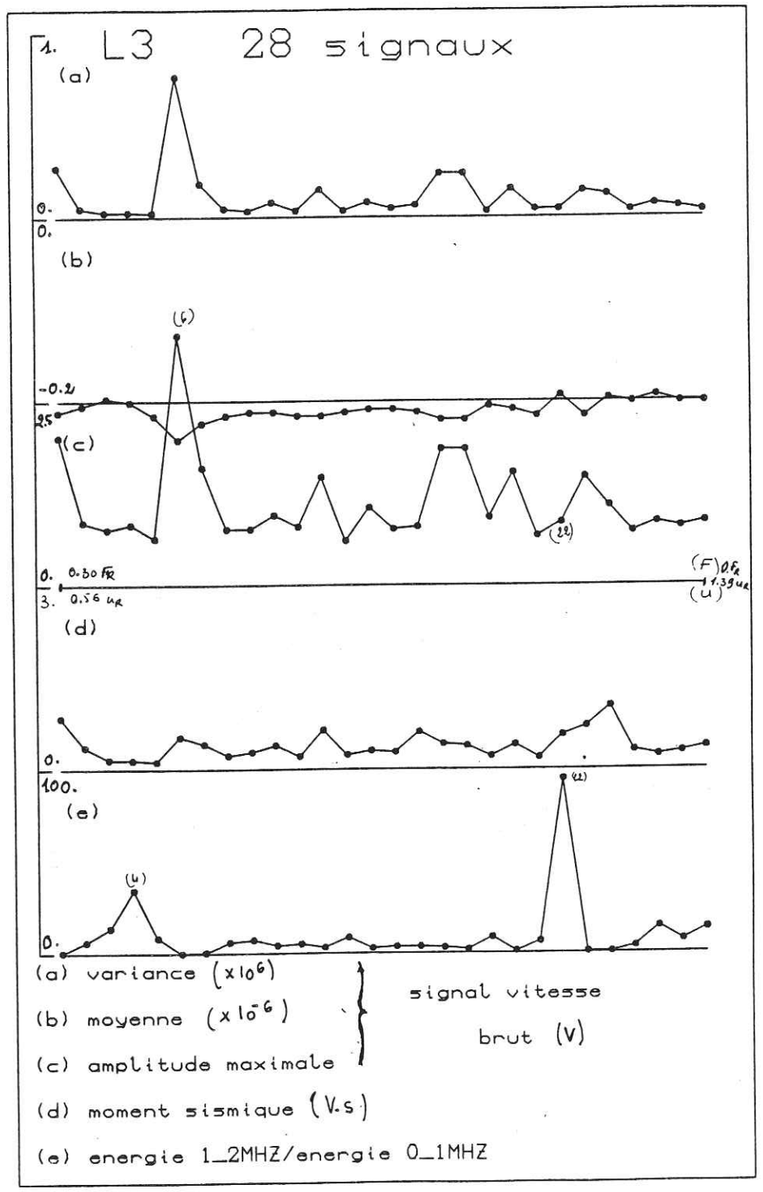


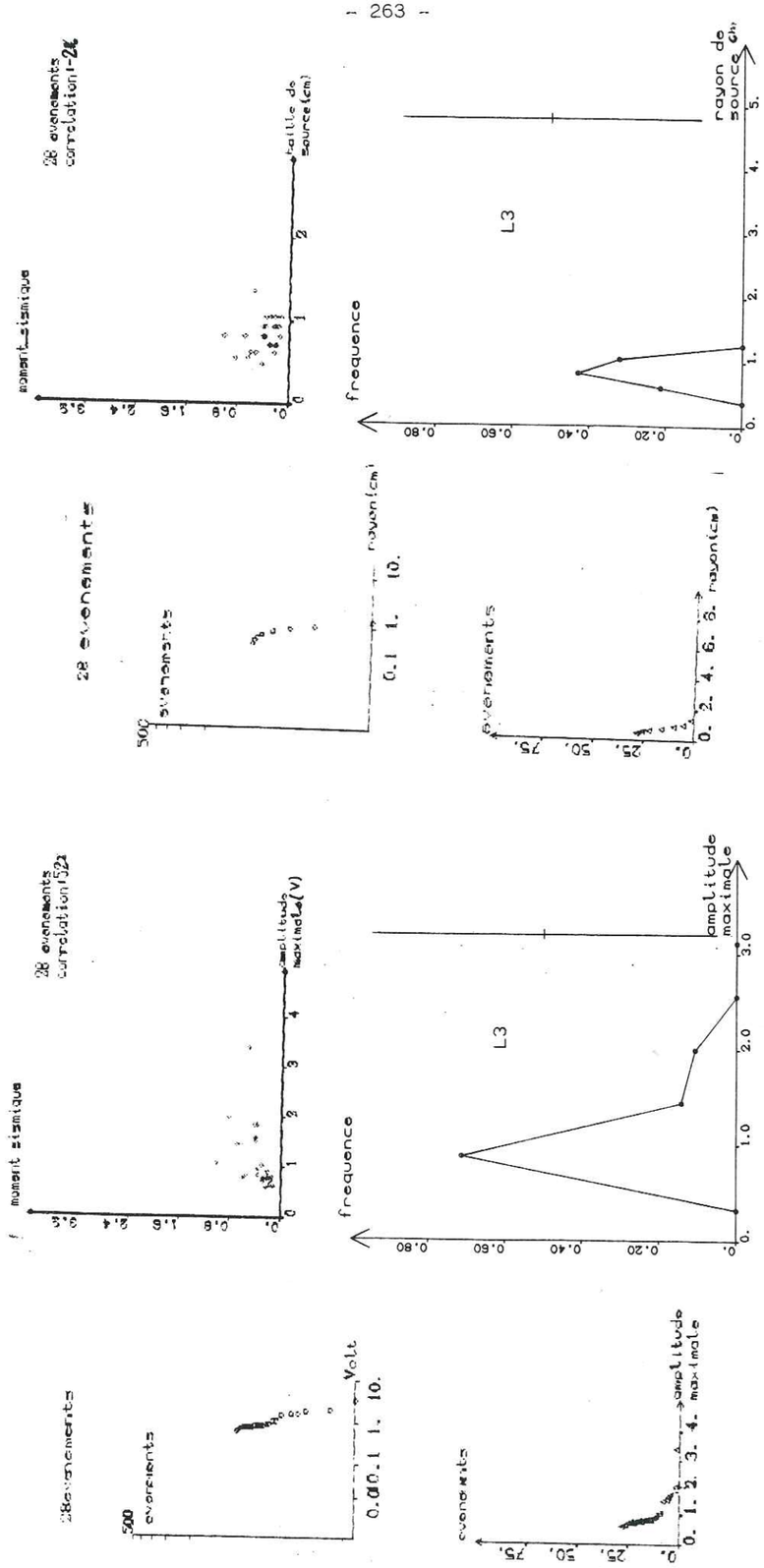
Photo II.4.3.



Figures II.4.3.



Figures II.4.3. (Suite)



Figures II.4.3. (Suite)

14 mm ; les variations les plus marquées concernent le début de l'essai : montée en charge(8 événements)et le 22ème événement.

II.4.3.3. MOMENT SISMIQUE

Son évolution ne permet pas de caractériser l'essai, ses fluctuations sont de faible amplitude, excepté en fin d'essai ; il vaut en moyenne 0,38 V.s.

II.4.3.4. FREQUENCES CENTRALES

On remarque une évolution antagoniste bien marquée ; fc2 vaut en moyenne 1,474 MHz et fc1 304 KHz, la dispersion étant plus élevée pour fc1.

II.4.3.5. EVOLUTION COMPAREE

D'un point de vue énergétique, E2 représente 72 % de l'énergie totale moyenne rayonnée par événement : ceci montre l'importance de la bande de fréquence (1 - 2 MHz). Dans cet essai, E2 et E1 ne varient pas dans le même sens ; E2 présente un pic au 22ème événement, alors que pour E1, le maximum se situe au 6ème événement, ce dernier étant également l'objet des valeurs maximales de l'amplitude maximale et de la variance : cet événement correspond probablement à l'éclatement brutal de l'entaille inférieure en début d'essai. Quant au 22ème événement, l'enrichissement en énergie (1 - 2 MHz) semble être le fait de la rupture brutale, glissement instable qui serait générateur d'énergie à ces fréquences pour lequel E2/E1 est maximal.

La distribution d'amplitude maximale n'obéit pas à la loi d'Ishimoto-Iida ; la distribution cumulée de taille de source présente une légère rupture de pente, indiquant par là une distribution plurimodale, dont le 2ème mode n'est pas aisé à découvrir sur la distribution non cumulée.

Notons que le moment sismique et l'amplitude maximale sont liés à au moins 50 %.

II.4.4. DISCUSSION

Des trois essais réalisés sur cette roche, il est difficile d'évaluer l'impact de la vitesse de chargement : en effet, les paramètres respectifs ne se rangent pas d'une manière claire.

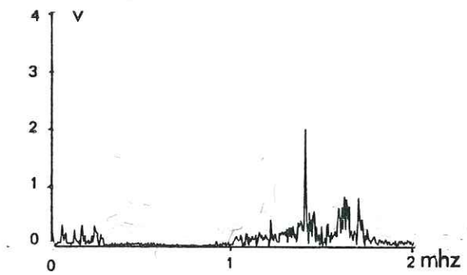
Après une analyse des conditions d'expérimentation influant souvent sur le déroulement d'un essai, nous avons remarqué que : les charges de rupture sont comparables, les déplacements le sont également pour L1 et L2, plus élevés pour L3 ; l'énergie rayonnée totale pour l'ensemble des événements de L1 dépasse celle de L2 de 250 % et celle de L1 de 500 %, l'énergie de L2 n'étant supérieure à celle de L3 que de 50 % environ ; par conséquent, d'un point de vue énergétique, L1 se trouve très éloigné de L2 et L3, sachant que la pré-contrainte de blocage de l'échantillon était peut-être exagérée ; il est évident que l'essai L1 par son évolution apporte de multiples informations, mais le déroulement de l'essai, les trois sources anormalement importantes lui confèrent une particularité ; nous nous bornerons donc à étudier L2 et L3 pour ce qui est de l'influence de la vitesse de chargement.

Nous voyons tout d'abord que L3 (50 mm/h) tend à donner moins d'événements (ce qui est normal : un temps d'essai plus court, un temps d'acquisition constant), des sources de taille moyenne plus faibles que celles de l'essai L2 qui favorise les grandes sources.

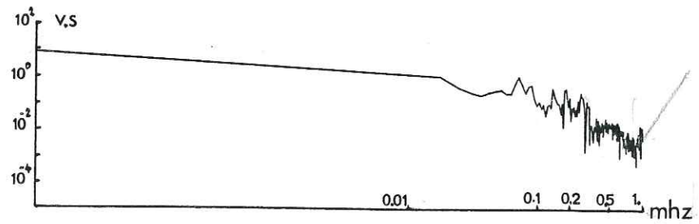
Si la vitesse ne semble pas influençer fortement sur l'énergie E1, celle-ci est en moyenne moins élevée à vitesse importante qu'à faible vitesse, traduisant les instabilités de L2 pour des sources plus importantes.

Remarquons que pour L2 et L3, fc1 et fc2 varient en sens contraire en évolution, rappelant l'existence d'une relation de répartition de l'énergie rayonnée, les fréquences moyennes fc1 et fc2 variant dans le même sens que la vitesse ; ceci n'est cependant pas vérifié pour fc2 dans l'essai L1.

ESSAI		L1	L2	L3
VITESSE mm/h		5	5	50
AMPLITUDE MAXIMALE V	moy.	0.98	1.01	1.12
	max.	3.52	3.53	3.39
	min.	0.50	0.28	0.60
MOMENT SISMIQUE V.s	moy.	0.30	0.45	0.38
	max.	1.34	1.65	1.02
	min.	0.11	0.11	0.12
TAILLE DE SOURCE mm	moy.	10.9	8.8	8.1
	max.	59.0	17.7	13.7
	min.	4.2	4.8	4.8
FREQUENCE CENTRALE (0 - 1 MHz) KHz	moy.	331	278	304
	max.	602	347	465
	min.	214	152	211
FREQUENCE CENTRALE (1 - 2 MHz) MHz	moy.	1.476	1.480	1.474
	max.	1.526	1.528	1.510
	min.	1.405	1.367	1.420
ENERGIE (0 - 1 MHz) V^2/s	moy.	5.07	9.06	8.64
	max.	54.14	49.77	80.22
	min.	0.20	0.49	0.68
ENERGIE (1 - 2 MHz) V^2/s	moy.	76.24	26.80	22.38
	max.	1467	167	203
	min.	5.56	5.73	7.73
CHARGE DE RUPTURE Fr x 10^4 N		10.270	9.250	9.250
DEPLACEMENT RUPTURE mm		/	0.96	1.46
RAIDEUR EN (PHASE ELASTIQUE) X 10^4 $N.m^{-1}$		16 350	16 000	10 000
CHUTE DE CHARGE A LA RUPTURE % Fr		38	10	/
CHUTE DE CHARGE AU COULISSAGE PRINCIPAL % Fr		25	30	/



Spectre d'amplitude du signal de vitesse après déconvolution de la réponse instrumentale.



Spectre d'amplitude du signal déplacement après déconvolution (coordonnées logarithmiques).

Figure II.4.4. UN événement de L3 (Granite de Lanhélin).

Nous rappelons également que les tailles de sources importantes ne sont, en général, pas associées à des événements très énergétiques, impliquant une balance de répartition entre énergie de séparation et énergie rayonnée.

Remarquons enfin, que la vitesse élevée (50 mm/h) semble diminuer la raideur de l'échantillon tandis que la phase d'adaptation est pratiquement effacée par rapport à L2 (5 mm/h).

II.4.5. CONCLUSION

Ces trois essais L1, L2, L3 nous ont permis de dégager les tendances principales, à savoir :

- la répartition d'énergie constante pour L2 et L3 par une proportion de 73 % de l'énergie totale rayonnée pour E2,
- l'évolution antagoniste des fréquences centrales,
- la légère influence de la vitesse sur la taille de source,
- la dualité énergie de séparation-énergie rayonnée,
- l'influence de la vitesse sur la raideur de l'échantillon et la phase d'adaptation.

II.5. CONCLUSION

II.5.1. ASPECT MECANIQUE

Nous avons pu observer l'influence du bâti d'essai sur les courbes charge-déplacement, celles-ci intégrant la déformation du bâti et le serrage de la roche.

Il n'est pas aisé d'établir des comparaisons suivant le type de matériau pour la phase de serrage compte-tenu du fait que, dans de nombreux cas, les courbes charge-déplacement sont perturbées par une mise en place de l'échantillon, ce qui provoque un serrage apparent ; par ailleurs, nous connaissons très mal la loi de comportement du bâti.

Par contre, la raideur des roches mesurée sur toute l'étendue de la phase élastique varie quelquefois, pour ce type de sollicitation, selon la vitesse ; nous constatons, par exemple, que, pour le Granite de Lanhélin, la raideur à 50 mm/h est plus faible de 40 % de celle obtenue à 5 mm/h ; en revanche, cette gamme de vitesse n'affecte pas la raideur des autres roches ; on peut classer par ordre croissant de raideur la Protogine du Mont Blanc, le Calcaire de Vilette, le Granite de Sidobre puis le Granite de Lanhélin, l'écart entre les raideurs extrémales étant très important : 240 % par rapport à la raideur de la Protogine.

II.5.2 EMISSION ACOUSTIQUE

L'objet principal de ce chapître est l'étude de l'évolution des paramètres pendant un essai ; en effet, si la statistique permet de dégager des comparaisons entre les différents matériaux, c'est l'objet du chapître III de cette deuxième partie, seule l'observation au cours de l'essai des paramètres d'étude a permis de déceler certaines tendances caractérisant soit une règle physique générale, soit la nature de la roche.

Nous avons observé tout particulièrement, par exemple, la

relation taille de source-amplitude maximale (ou moment sismique ou énergie E1) : pour toutes les roches utilisées, une corrélation inverse semble exister entre taille de source et les paramètres cités ci-dessus: une source importante serait génératrice d'événements de faible amplitude maximale (ou de faible moment sismique) alors qu'une source peu étendue générerait en général plutôt des événements de forte amplitude maximale; ceci laisse entrevoir, comme nous l'avons maintes fois remarqué au cours de la description des essais, un équilibrage entre énergie surface et énergie rayonnée, sous-équilibre d'un équilibre intégrant en plus l'énergie élastique et l'énergie cinétique, ceci pour un processus de rupture donné ; rappelons qu'en mode I de traction indirecte (37) les observations ont plutôt montré une tendance inverse, à savoir qu'une **taille de source élevée a tendance à produire des événements d'amplitude** plus élevée qu'une faible taille de source.

Une autre observation de l'étude en évolution est le caractère généralement antagoniste de variation des fréquences centrales indépendant de la nature du matériau, impliquant à la base une règle physique générale : deux événements successifs voient leurs fréquences centrales fc1 et fc2 varier en sens inverse. On peut voir là une causalité entre événements enregistrés successifs s'expliquant, par exemple, par une alternance de blocages et progression de ruptures modifiant la répartition de l'énergie suivant les deux bandes de fréquence : nous pouvons penser à un frottement non uniforme le long d'une discontinuité produisant (63) accélération du mouvement (précurseur d'une microrupture) précédant l'instabilité (microrupture), ou par des modèles à barrière. Ajoutons qu'il est difficile d'établir des hypothèses sachant que, sans connaître la distribution spatiale des événements, il nous est impossible de vérifier si deux événements enregistrés sont associés à deux sources voisines. Par ailleurs, il ne faut pas oublier que deux événements successifs enregistrés ne sont pas forcément deux événements émis successivement.

Un autre aspect de ce travail concerne les paramètres d'étude : nous savons, par exemple, que le moment sismique (caractérisant la grandeur déplacement), l'amplitude maximale du signal vitesse et la variance de ce même signal sont étroitement corrélés, varient dans le même sens et sont, par conséquent, surabondants. D'une autre façon,

nous remarquons les possibilités du paramètre "densité d'énergie" permettant de discerner les événements associés à des processus tels que la rupture ou le glissement.

Les paramètres énergétiques E1, E2, E2/E1 paraissent donner des indications sur l'évolution des essais ; c'est ainsi qu'aux essais C3, C4, P2, T7 et L1, l'énergie semble augmenter globalement avant la rupture ou en post-rupture ; de même, E2/E1 montre des valeurs généralement élevées à l'approche de la rupture, ou en post-rupture ce qui indiquerait des mécanismes énergétiquement équivalents, ou l'évolution possible d'un même processus avant et après la rupture. Ceci est à rapprocher des remarques concernant l'évolution des fréquences centrales, c'est-à-dire de la dualité stabilité-instabilité de la propagation de l'endommagement interne.

Ces remarques sont à relier à des observations à l'échelle du terrain (64) et à des travaux sur échantillon (65) pour lesquels on note une augmentation de l'activité sismique près du foyer principal à l'approche d'un gros séisme et des événements contenant davantage d'énergie haute-fréquence, ceci étant corrélé naturellement avec le niveau de contrainte, pouvant s'expliquer par de fortes singularités en fond de fissure, celle-ci ayant une taille de plus en plus élevée ou la charge étant plus importante.

Pour ce qui concerne le comportement des roches sous ce type d'essai peu courant, cette étude a permis d'apporter des éléments nouveaux : c'est ainsi que, d'évidence, une profonde distinction s'établit entre la Protogine du Mont Blanc et le Calcaire de Vilette pour ce qui est des tailles de source et de leur distribution sur l'ensemble de l'essai. Une analyse approfondie sera entreprise au chapître III.

La plupart des essais montrent une nette sensibilité à la vitesse de sollicitation : nous avons remarqué, par exemple, que les premières irréversibilités surviennent à des charges élevées à 50 mm/h pour L3, T8 et P2 contrairement aux essais P1, L2, T6 et C5 réalisés

à 5 mm/h, et pour lesquels les premiers événements suivent de peu la mise en charge (C5, T6, L2) et plus tard pour P1 (20 % de la charge de rupture). De même, les sources sont moins grandes à vitesse élevée et leur distribution plus étroite, la vitesse de 50 mm/h imposant un trajet transgranulaire ce qui limiterait les tailles de source en demandant davantage d'énergie à la rupture puisque l'énergie de séparation est plus élevée au niveau du grain qu'au niveau des discontinuités. Nous avons également noté que les vitesses élevées sont favorables à la stabilité : les sources transgranulaires demandant plus d'énergie, leur apparition concerne des charges relativement élevées ; à 5 mm/h, nous avons plutôt un comportement inverse, à savoir progression instable, bifurcations sur des directions recquérant des énergies moins élevées donc des charges moins importantes.

Ces remarques applicables aux Granites de Lanhélin, de Sidobre et au Calcaire de Vilette ne sont plus valables pour la Protogine ; celle-ci, d'un état de fracturation intense, offre peu de raisons à une propagation transgranulaire de la fracture. La tendance aux sources plus grandes à 50 mm/h qu'à 5 mm/h s'expliquerait par un apport plus important d'énergie susceptible de dissocier un plus grand nombre de petits grains de quartz à la fois, constituant ainsi des sources plus étendues.

L'effet de la vitesse constaté sur les roches testées sauf le Protogine, est très classique et il a été analysé par de très nombreux auteurs notamment pour des essais de compression (66).

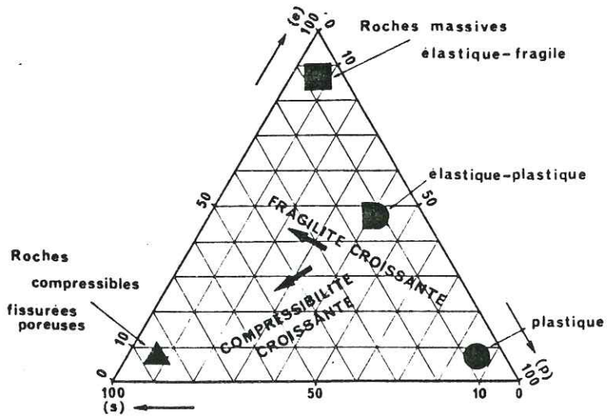
III. ANALYSE STATISTIQUE COMPARATIVE

Au chapître II, nous avons procédé à une analyse évolutive systématique de chaque paramètre pour chaque essai avec le souci de dégager les tendances associées aux différents stades de l'essai : rupture, glissement post-rupture. C'est ainsi que nous mettons en évidence dans de nombreux cas une augmentation du niveau énergétique global avant la rupture ou le glissement, notamment un enrichissement en énergie pour les fréquences (1 - 2 MHz). De même, il a été analysé l'effet de la vitesse de chargement sur le comportement des roches, en notant la particularité de la Protogine du Mont Blanc. Des règles physiques générales semblent régir l'émission acoustique : tendance antagoniste des fréquences centrales pour des événements successifs et équilibre énergétique entre énergie de surface et énergie rayonnée.

Les conditions de l'essai variant sensiblement, et de manière erratique, empêchent de tirer des conclusions plus approfondies sur l'évolution ; ceci justifie l'analyse statistique dans le but d'établir des comparaisons entre les différents types de roche que nous étudions.

Pour illustrer le comportement mécanique, nous avons choisi la représentation triangulaire dont les trois pôles représentent chacune des trois phases possibles rencontrées lors d'essais: phase "élastique", phase "plastique", phase de serrage (67). Pour une sollicitation monoaxiale de compression, les roches que nous étudions se répartissent en deux groupes : le premier constitué des Granites de Sidobre, de Lanhélin et du Calcaire de Vilette à comportement élasto-fragile, le deuxième constitué par la Protogine, roche compressible à forte phase de serrage ; remarquons que pour ce type de sollicitation, aucune phase plastique n'apparaît (Figure III.1.) pour les quatre roches.

Pour notre type particulier de sollicitation, nous déduirons des courbes charge-déplacement de chacun des essais présentés au chapître II la part respective des deux phases "de serrage" et "élastique", ayant constaté l'inexistence d'une phase plastique de par le caractère fragile des ruptures (tableau III.2.) ; les valeurs de serrage de charge et de déplacement sont reportées sur le diagramme de la figure III.1:



Représentation triangulaire du comportement des roches/67/.
"s" :serrage ; "e" :élasticité ; "p" :plasticité.

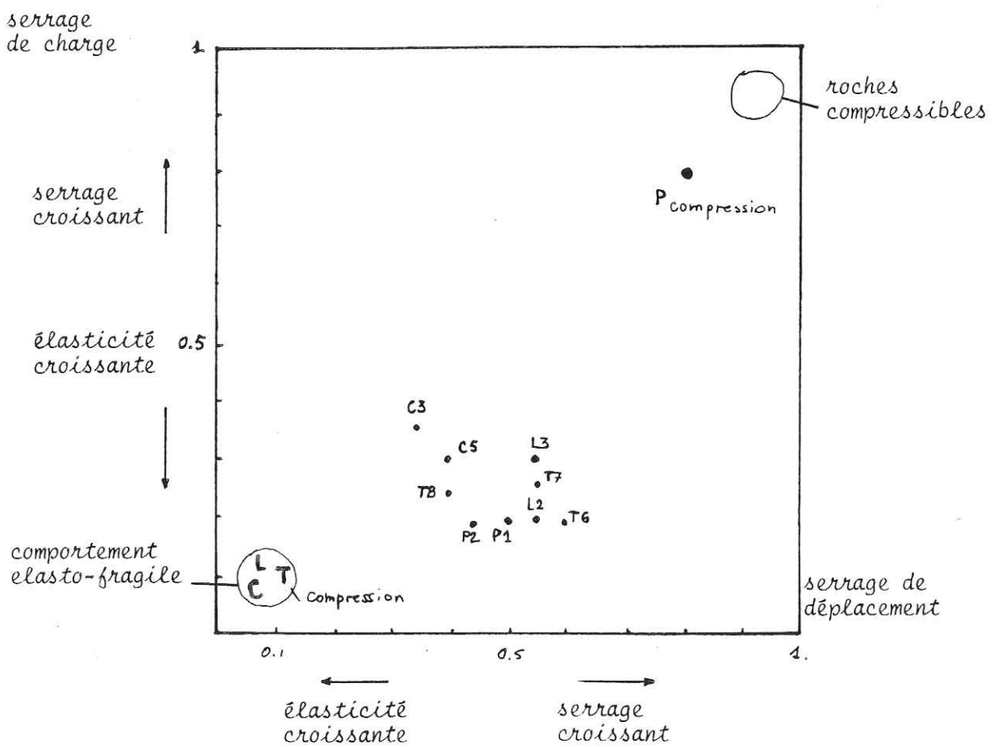


Figure III.1 -Comportement des roches testées lors des essais de cisaillement("phase plastique" nulle).

Serrage	% charge de rupture	% déplacement à la rupture	Vitesse de chargement mm/h
P1	20	55	5
P2	21	45	50
C3	35	36	5
C4	/	/	50
C5	28	39	5
T6	20	60	5
T7	24	53	50
T8	24	40	50
L1	/	/	5
L2	21	52	5
L3	30	56	50

Tableau III.2.

nous constatons que, dans l'ensemble, le "serrage de charge" varie entre 20 et 60 %. Ce comportement, fragile, est intermédiaire aux comportements extrêmes présentés dans le cas d'une compression monoaxiale. Rappelons toutefois que les valeurs des serrages comprennent les serrages apparents du bâti d'essai qu'on ne sait pas quantifier.

Dans ce chapître III, nous présentons les résultats d'une analyse de la moyenne et de la dispersion (écart-type) pour chaque paramètre sur l'ensemble de chaque essai.

Nous examinerons dans un premier temps, les diagrammes moyenne-dispersion au nombre de onze :

- rayon de source (1),
- amplitude maximale (1),
- moment sismique (1),
- fréquences centrales (2),
- énergies (2),
- densité d'énergie (2),
- atténuation (2),

et des diagrammes particuliers entre paramètres physiques du signal et paramètres sismiques :

- fréquences centrales - taille de source (2),
- énergies - taille de source (2),
- densités d'énergie - taille de source (2),
- énergies - moment sismique (2),

- moment sismique - taille de source (1),
- amplitude maximale - taille de source (1),
- amplitude maximale - moment sismique (1),

et enfin deux sortes de diagrammes : ceux concernant les grandeurs de même nature du spectre d'énergie,

- fréquences centrales (2),
- densités d'énergie (2),
- énergies (2),

pour les deux bandes de fréquence (0 - 1 MHz) et (1 - 2 MHz), et ceux de nature différente :

- fréquence centrale (1 - 2 MHz) - énergie (0 - 1 MHz) (1),
- fréquence centrale (1 - 2 MHz) - énergie (1 - 2 MHz) (1),
- fréquence centrale (0 - 1 MHz) - énergie (0 - 1 MHz) (1),
- fréquence centrale (0 - 1 MHz) - énergie (1 - 2 MHz) (1).

III.1. DIAGRAMMES MOYENNE-DISPERSION

III.1.1. RAYON DE SOURCE (Figure III.3.)

Nous remarquons tout d'abord que les valeurs extrêmes correspondent au Calcaire de Vilette, pour les tailles moyennes les plus élevées et à la Protogine du Mont Blanc pour les plus faibles, le rapport étant approximativement de 3. Les Granites de Sidobre et de Lanhélin sont caractérisés par des sources de taille moyenne intermédiaire ; ces deux roches ne sont pas nettement dissociables quoique le Granite de Sidobre tende, en moyenne, à donner des sources de l'ordre de 11 mm tandis que pour le Granite de Lanhélin, elles seraient de 9 mm.

	Taille des grains	Taille moyenne des sources
Protogine du Mont Blanc..	0.1 mm - 20 mm	6.3 mm - 6.4 mm
Calcaire de Vilette.....	0.04 mm - 0.4 mm	15.6 mm - 17.7 mm
Granite du Sidobre....	1 mm - 10 mm	8.3 mm - 10.9 mm
Granite du Lanhélin...	1 mm - 4 mm	8.1 mm - 10.9 mm

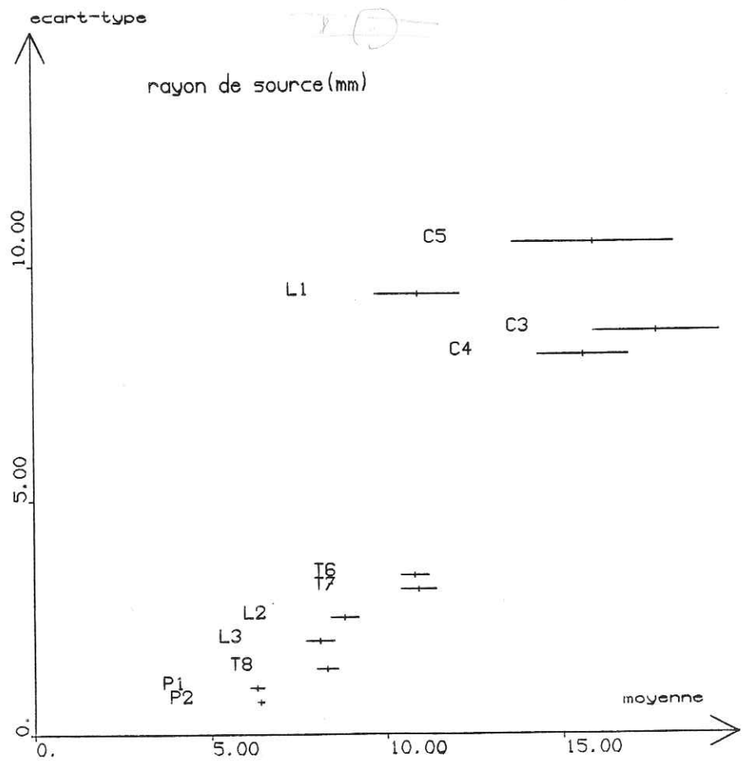


Figure III.3.

Ce diagramme apparaît comme une classification des roches étudiées, l'ordre étant inverse à la granularité. C'est ainsi que le Calcaire de Vilette, dont les grains sont les plus petits, donne les sources les plus grandes : l'endommagement progresse à "grands pas", sans influence notable de la vitesse de chargement.

Une nette distinction s'établit entre roches fissurées à taille de grain élevée (Granites) et roches non fissurée à faible granularité (Calcaire). Dans l'ensemble, l'intensité croissante de la fissuration (Calcaire de Vilette, granites de Sidobre, de Lanhélin, Protogine) semble se corréler de manière cohérente avec une décroissance de la taille moyenne de source. Par contre, l'incidence de la taille des grains est difficile à établir : en effet, si elle est nette pour le Calcaire et la Protogine, cette dernière ayant été l'objet d'une analyse approfondie pour ce qui est des mécanismes possibles d'extension de la fissuration, elle ne l'est pas pour les Granites de Sidobre et de Lanhélin, la granularité moyenne du Granite de Sidobre étant plus élevée, ce qui signifie que le rôle de la fissuration est prépondérant par rapport à celui de la granularité pour ce type de roche, tout comme il l'est pour l'ensemble des roches que nous étudions.

Il est remarquable que la moyenne et la variance varient dans le même sens, ce qui signifie, par exemple, que si le Calcaire de Vilette peut produire des sources aussi petites que celles rencontrées dans les autres roches, elles sont cependant toujours grandes comparées à la taille de ses grains.

L'analyse montre donc, que la taille de source, déterminée par le Modèle de Brune étendu à l'onde P, ne correspond pas à la granularité moyenne notamment pour le Calcaire et la Protogine, et semble indiquer que les processus d'endommagement des matériaux sont fortement marqués par la fissuration qui joue le rôle principal.

Ce diagramme indique, en outre, que nous disposons probablement d'une nouvelle méthode de classification des roches, relevant de la géophysique et prenant en compte simultanément la fissuration et la granularité.

Remarquons que les roches pour lesquelles la taille de source semble se rapprocher le plus de la taille des grains sont les Granites de Sidobre et Lanhélin : pour le premier, le rapport du rayon de source à la taille des grains varie de 1 à 3 alors que pour le Granite de Lanhélin, il oscille entre 2 et 10. Notons qu'il s'agit ici du rayon de la source microsismique. Ainsi, nous constatons que pour ces deux roches, la taille ou le diamètre de source peut être légèrement plus élevé que la taille des grains.

N'oublions pas cependant que les essais ont été réalisés pour une géométrie constante. Il faut s'attendre, dans le cas où le rapport de la taille du grain moyen à celle de l'échantillon est constant, à un "réajustement" du diagramme, le seul paramètre structurel variable étant alors la fissuration.

III.1.2. AMPLITUDE MAXIMALE (Figure III.4.)

Il s'agit ici de l'amplitude maximale du signal vitesse non corrigé de la fonction de transfert de l'appareillage. Ce paramètre a été choisi dans le but de vérifier s'il est lié à la taille moyenne de source.

C'est ainsi que nous constatons une classification suivant une fissuration croissante, les plus faibles amplitudes maximales étant à attribuer au Calcaire de Vilette, les plus élevées à la Protogine alors que les deux autres roches ont un comportement intermédiaire.

Rappelons que la Protogine et les deux granites sont caractérisés par une composition minéralogique sans grande variation (30 à 35 % de Quartz, 50 à 60 % de Feldspath), par une intensité de fissuration, une distribution de taille de grain et un comportement mécanique différents.

Pour la Protogine, les amplitudes élevées peuvent être le fait de contraintes élevées de rupture vu les faibles tailles de source qu'elle produit, ces deux grandeurs étant réunies dans l'expression du facteur d'intensité de contrainte critique. Il se peut également, sans pouvoir le démontrer puisque ceci est relatif à la source, que

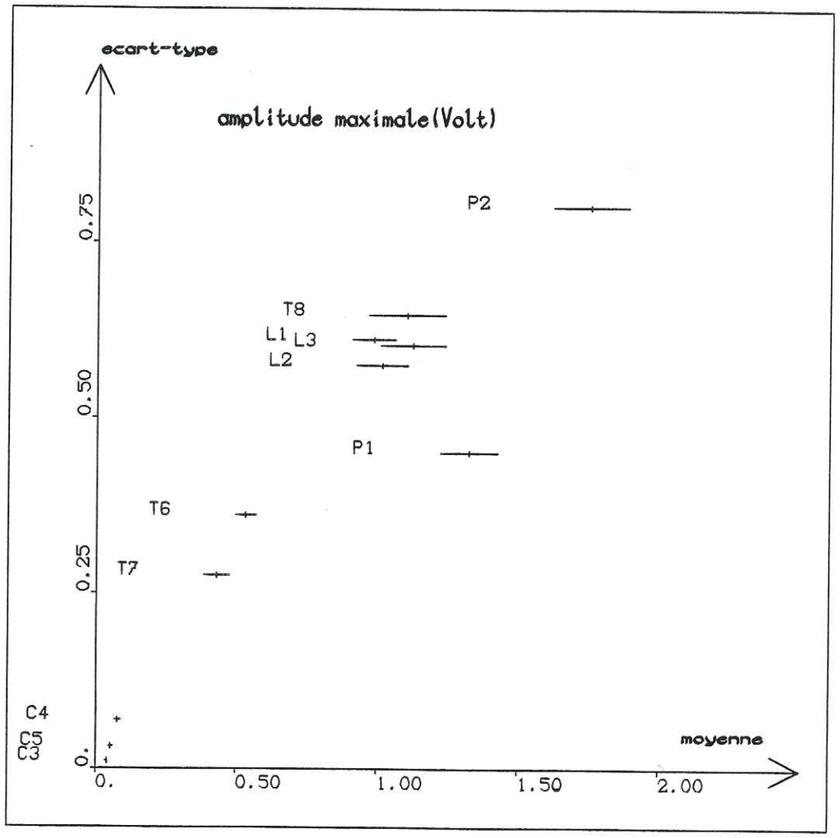


Figure III.4.

des grains accroissent, par leur nature, l'effet de concentration des contraintes : nous pensons ici aux "micrograins" de Quartz.

De la même façon, les Granites sont dissociables sur le plan minéralogique : en effet, si la composition minéralogique ne varie guère d'une roche à l'autre, le nombre de grains de quartz, plus élevé dans le Granite de Lanhélin puisque forme et taille des échantillons sont constantes,renforce dans la moyenne le caractère émissif d'amplitudes élevées du quartz.

Pour ce qui est du Calcaire de Vilette, la nature des grains constitutifs, le mode de rupture observé d'apparence ductile sont à rapprocher des faibles amplitudes maximales des signaux émis. Ceci peut également être attribué à des détails techniques déjà évoqués lors de l'étude des essais C3, C4 et C5 du chapître II, à savoir l'emploi d'échelles de réception pour le Calcaire que pour les autres roches. On rappelle que le déclenchement de réception est un système à seuil qui, même quand il est réglé à zéro, ne permet pas un enregistrement de tous les signaux : la dynamique de l'ensemble est manifestement bien plus élevée que celle de l'enregistreur.

III.1.3. MOMENT SISMIQUE (Figure III.5.)

Il désigne l'amplitude du déplacement du point en contact avec les capteurs pour les très basses fréquences (inférieures à la fréquence-coin). Cette notion de moment sismique tend à remplacer la notion de magnitude évaluée de manière empirique.

Remarquons, tout d'abord, que les valeurs se classent suivant une fissuration croissante, le rapport entre valeurs extrêmes étant approximativement de 7. Ceci montre que les matériaux les plus fissurés et fracturés engendrent des déplacements bien plus importants que les milieux non fissurés, ce qui signifie que dans les matériaux densément fissurés, il ne se créé pas suffisamment de surfaces pour consommer l'énergie élastique emmagasinée ; on a donc un rayonnement plus intense d'énergie, capable de produire des déplacements élevés. Ceci est à rapprocher de l'existence d'un probable équilibre entre énergie de surface (donc taille de source) et énergie rayonnée que l'on perçoit

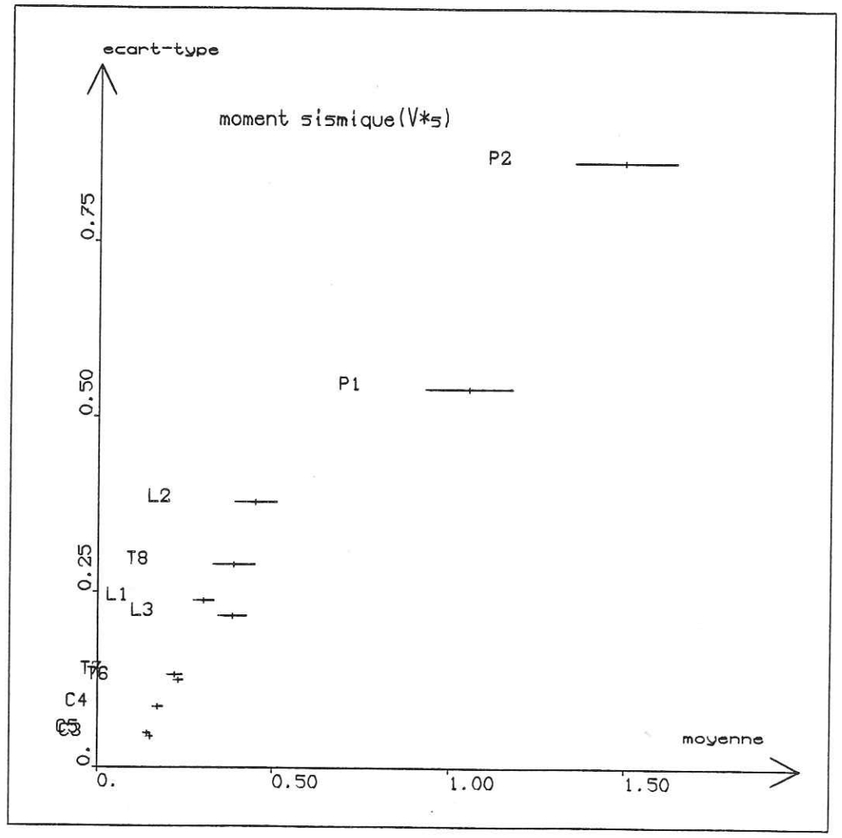


Figure III.5.

ici par la grandeur déplacement (cf. chapître II).

Ces constatations sont de première importance puisqu'elles montrent, par extrapolation à des massifs de même taille, qu'il faut s'attendre à des déplacements verticaux du sol plus importants et à des sources moins grandes dans le cas de massifs fracturés que dans celui de massifs homogènes.

Notons que cette classification est semblable à celle des amplitudes maximales, signifiant une corrélation intéressante entre paramètres du signal vitesse brut et du signal déplacement, que nous reprendrons ultérieurement sur un autre diagramme.

III.1.4. FREQUENCES CENTRALES (Figure III.6.)

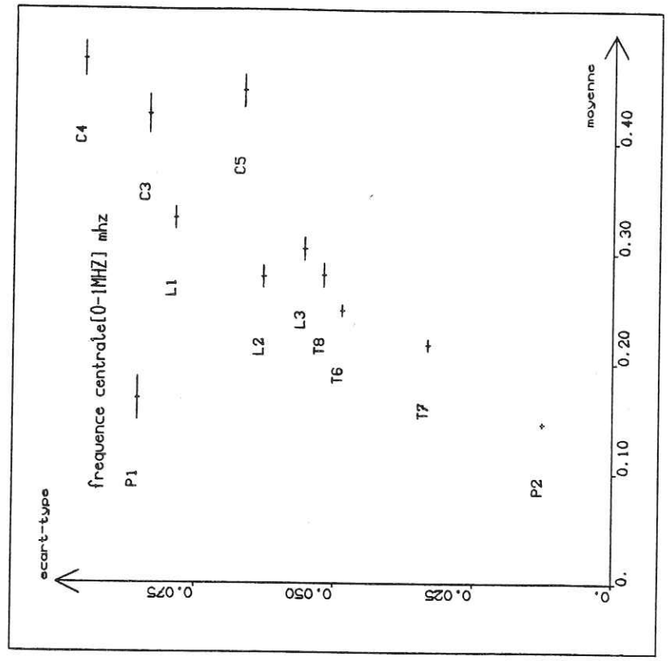
III.1.4.1. BANDE (0 - 1 MHz)

Nous notons ici, de façon nette, une classification entre les roches, les fréquences centrales s'ordonnant de façon croissante comme suit : Protogine, Granite de Sidobre, Granite de Lanhélin puis Calcaire de Vilette, montrant des fréquences bien distinctes d'émission dont on peut se servir éventuellement pour caractériser les roches. Nous remarquons que les fréquences centrales croissantes de cette bande (0 - 1MHz) se classent par intensité de fissuration et granularité décroissante. Si nous raisonnons en intensité de fissuration, celle-ci joue le rôle de filtre qu'on lui connaît (cf. chapître VI.2.5.), ce qui se traduit par une répartition plus haute fréquence du Calcaire de Vilette que pour les autres roches, fissurées, le maximum de filtrage étant atteint pour la Protogine du Mont Blanc.

Cependant, rien de permet d'affirmer que la corrélation est causale pour ce qui est de la granularité.

III.1.4.2. BANDE (1 - 2 MHz)

Nous observons un classement inverse au précédent et une gamme de fréquence plus étroite puisqu'elle s'étend sur environ 50 KHz seulement. Nous attribuons cette faible étendue à une méconnaissance



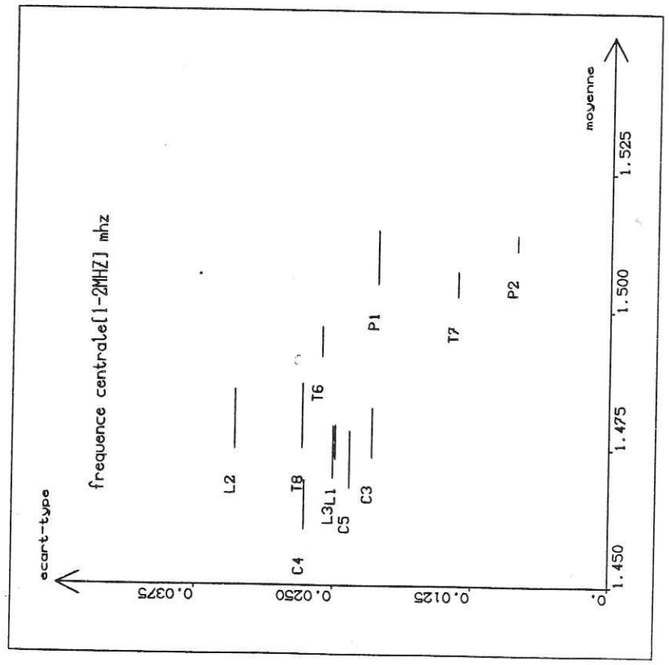


Figure III.6.

de la fonction de transfert de l'appareillage sur cette bande, qui se résume à de faibles valeurs dont l'amplitude de variation est faible, faisant paraître un spectre plat.

Néanmoins, le diagramme fait apparaître la Protogine comme étant la plus haute-fréquence de cette bande, le Calcaire de Vilette comme étant marqué par une énergie répartie sur les basses fréquences ; soulignons le caractère intermédiaire des deux granites déjà tant remarqué.

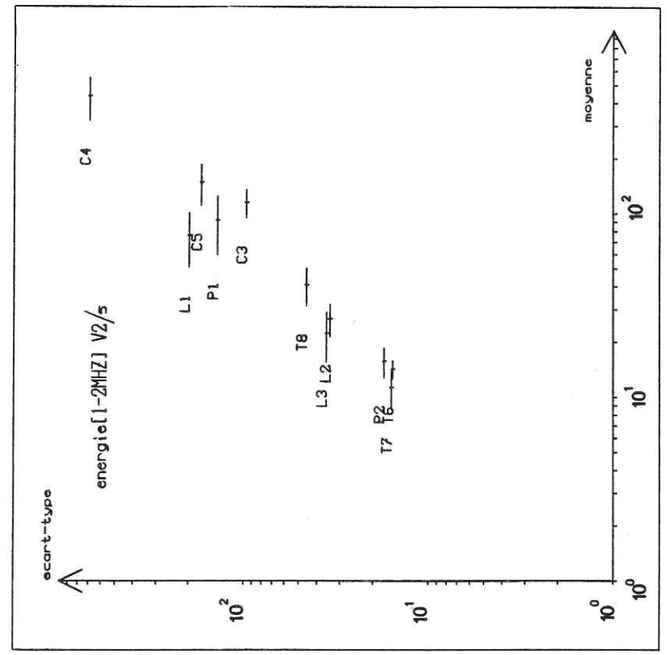
Là encore, la classification est dominée par la fissuration des roches, sans que l'on puisse affirmer qu'elle n'est pas liée à d'autres facteurs. Nous pensons que l'émission suivant certaines bandes de fréquence précisément constitue un aspect caractéristique de la structure de la roche. Nous expliciterons plus tard la relation entre les deux fréquences centrales par un autre diagramme.

III.1.5. ENERGIES (Figure III.7.)

III.1.5.1. BANDE (0 - 1 MHz)

Nous constatons que les différents roches suivant une classification allant de la moins énergétique, le Calcaire de Vilette à la plus énergétique, la Protogine du Mont Blanc, avec toujours ce caractère intermédiaire des roches de granularité et de fissuration moyennes que sont les deux granites. Cette classification, dont la tendance est inverse de celle des tailles moyennes de source, et par conséquent des surfaces de source, confirmant l'hypothèse de l'équilibre entre énergie de surface et énergie rayonnée que l'on a déjà évoquée aux chapîtres II et III.1.3., ce dernier étant relatif au moment sismique qui représente "l'énergie" des très basses fréquences de la bande (0 - 1 MHz).

Cette classification est, comme celle du moment sismique, importante puisqu'elle établit une corrélation forte entre énergie (0 - 1 MHz) et fissuration, montrant, par exemple, que les zones très fracturées à l'échelle tectonique sont susceptibles de produire, aux basses fréquences, les sources les plus énergétiques, analogie à rapprocher



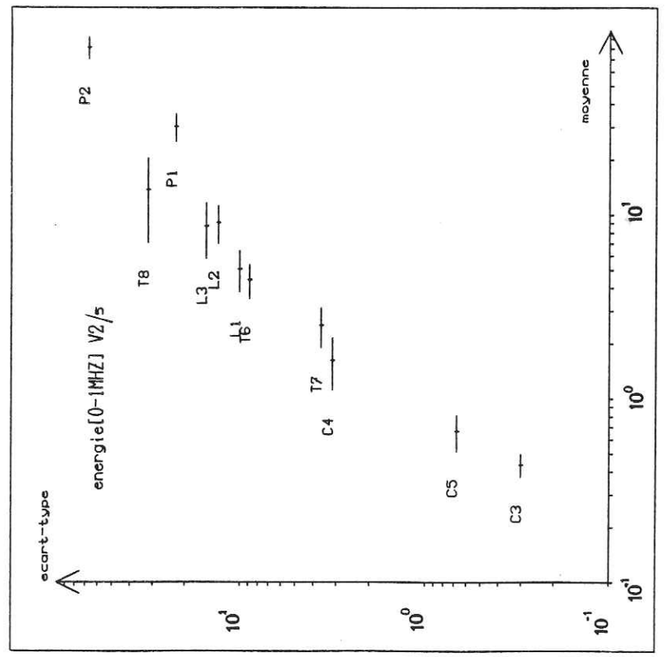


Figure III.7.

de celle que l'on a établie au chapître III.1.3.

III.1.5.2. BANDE (1 - 2 MHz)

Aucune clasification du type de celles précédemment établies n'apparaît cependant qu'une distinction entre roches fissurées et non fissurées se dégage, la roche la plus énergétique étant le Calcaire de Vilette : les autres roches sont peu dissociables, ce qui semble signifier que ni la granularité, ni la fissuration ne jouent un rôle important pour cette énergie. La forte émissivité remarquée du Calcaire pourrait être liée à la taille et à la nature des grains constitutifs.

Remarquons que, pour cette bande de fréquence, à la fonction de transfert peu connue viennent s'ajouter les aspects dispersifs et absorbant du matériau, dont les influences varient avec les fréquences, la taille et la nature des grains, ainsi qu'avec l'état de fissuration. Il est néanmoins possible que l'effet de repliement de spectre déjà évoqué au chapître VII.3.1. renforce le caractère aléatoire de l'analyse pour ces fréquences tout au moins pour les roches fissurées.

III.1.6. DENSITES D'ENERGIE (Figure III.8.)

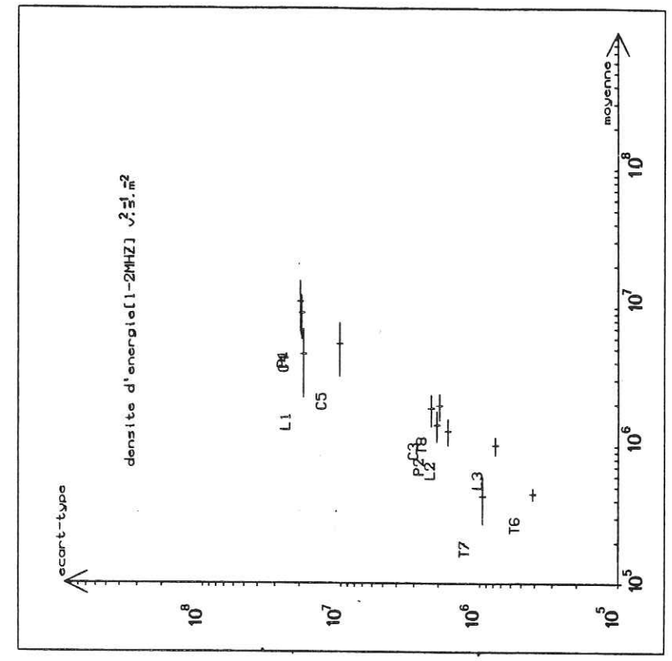
III.1.6.1. BANDE (0 - 1 MHz)

Le diagramme obtenu est semblable à celui de l'énergie pour la même bande de fréquence ; en effet, sachant que les roches à énergie croissante ont des tailles de sources décroissantes, la densité ne peut qu'accentuer le diagramme énergétique.

Notons un rapport entre valeurs extrêmes (Protogine et Calcaire de Vilette) de l'ordre de 1000.

III.1.6.2. BANDE (1 - 2 MHz)

Nous constatons, sur ce diagramme, l'absence de distinction "roches fissurées - roches non fissurées" ; le caractère aléatoire est accentué par rapport au diagramme énergétique de la même bande de fréquence.



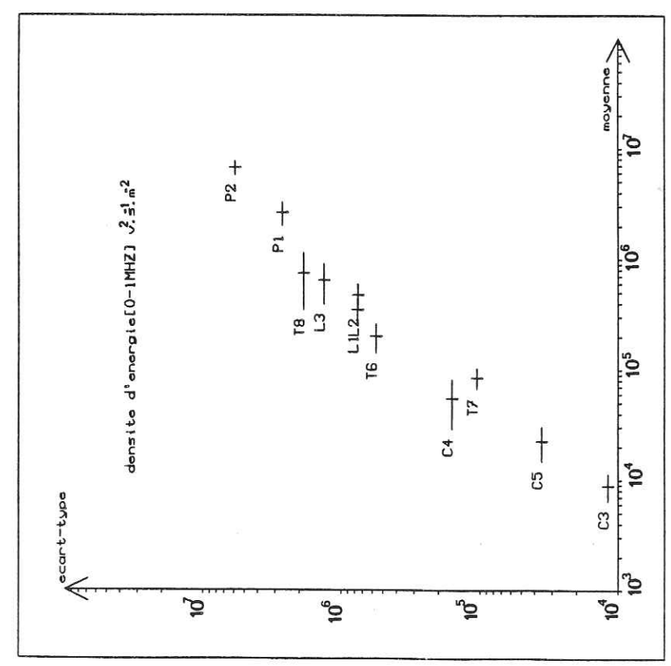


Figure III.8.

Signalons la faible étendue entre valeurs extrêmes, représentée par un rapport de 20 comparée à la valeur 1000 trouvée pour la bande (0 - 1MHz).

III.1.7. ATTENUATION (Figure III.9.)

Nous avons par là abusivement désigné l'analyse des pentes de décroissance pour lui conserver une signification concrète. En réalité, sans connaître le spectre exact de la source, il est impossible de déterminer l'atténuation due au matériau.

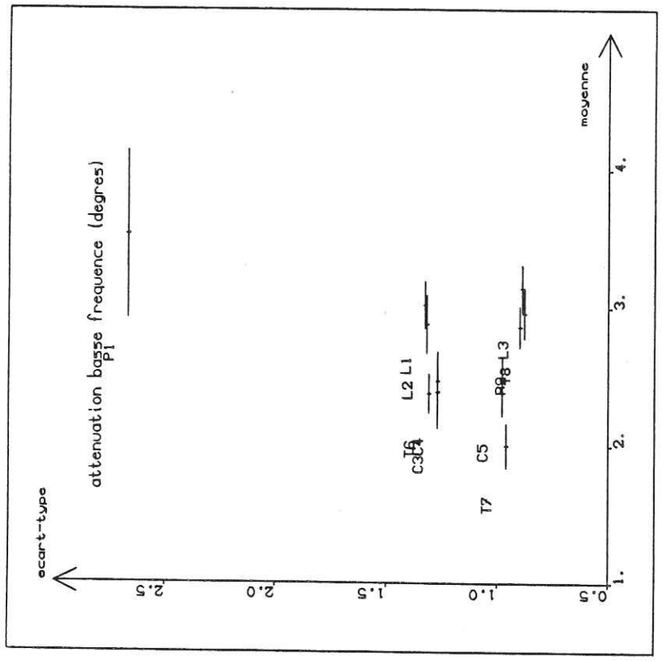
Pour cela, notre analyse est basée sur la mesure de la pente en degré des spectres de déplacement à la fois pour des fréquences inférieures et supérieures à la fréquence-coin.

Pour ce qui est de "l'atténuation basse fréquence", les valeurs trouvées ne permettent pas de distinguer les divers matériaux entre eux : ceux-ci sont peu dispersifs jusqu'aux fréquence-coin, ce qui signifie que le spectre à la source joue ici un rôle important que l'on peut apprécier par ses variations d'un essai à l'autre, et d'une roche à l'autre.

Par contre, la décroissance haute-fréquence permet de distinguer les roches. Le Calcaire de Vilette présente les pentes les moins raides en $f^{-1/2}$, fait que l'on peut attribuer à la structure de cette roche: absence de fissuration, faible taille de grain donc peu de pertes énergétiques pour ces longueurs d'ondes (cf. Ière partie, chapître V.4.).

La Protogine présente les valeurs les plus élevées : décroissance en f^{-2} due aux tailles et ouvertures de fissure importantes.

Les valeurs intermédiaires sont occupées par les granites ; elles sont plus proches de celles du Calcaire de Vilette ; ceci marque la grande différence de structure avec la Protogine pour ce qui est



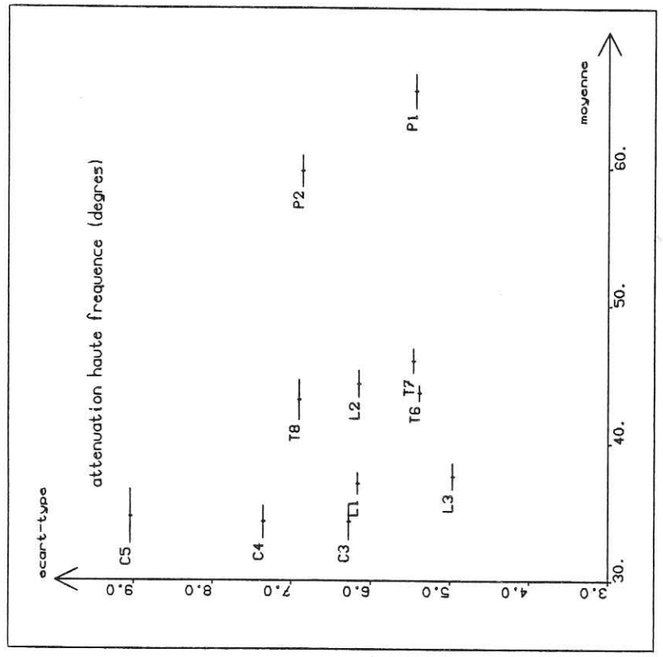


Figure III.9.

de l'état de fissuration. Les pentes sont en $f^{-0.9}$ pour le Granite de Sidobre et en $f^{-0.7}$ pour le Granite de Lanhélin : cette légère différence peut être due à la diffusion (chapître V.4, Première Partie) dont l'effet est plus important sur le Granite de Sidobre à granularité plus élevée, ou à l'ouverture des fissures plus importante dans ce granite.

La pente "haute-fréquence" semble bien décrire la structure des différents matériaux (granularité, fissuration), mais de manière relative compte-tenu de l'absence d'information sur la source ; elle constitue un outil intéressant de classification des roches.

III.1.8. CONCLUSION

Les différents paramètres que nous avons choisis, ceux dérivant proprement du signal comme ceux déduits de l'analyse spectrale, mettent en évidence le caractère classificateur de notre analyse sur des roches ayant, pour la plupart, des caractéristiques voisines.

C'est ainsi que nous observons une distinction entre roche fissurée et non fissurée, tout comme il se dégage une classification entre les Granites de Lanhélin, de Sidobre et la Protogine qui n'offrent de différences que pour la fissuration et la taille des grains.

Nous apprenons, par exemple, que le Calcaire de Vilette est le plus énergétique et très basse fréquence sur (1 - 2MHz) alors qu'il est le moins énergétique et le plus haute-fréquence sur (0 - 1 MHz . D'un point de vue sismique, les signaux émis proviennent de grandes sources et sont caractérisés par un moment sismique et une amplitude maximale les moins élevées. Notons que cette roche affaiblit peu les signaux aux fréquences étudiées.

A l'inverse, la Protogine du Mont Blanc présente de petites sources, est très énergétique et très basse fréquence sur (0 - 1MHz)

alors qu'elle est très haute-fréquence sur (1 - 2 MHz). Notons qu'elle produit des événements d'amplitude maximale et de moment sismique les plus élevés, et qu'elle constitue un filtre puissant.

Pour ce qui est des Granites de Sidobre et de Lanhélin, roches beaucoup moins contrastées, la distinction est plus délicate.

Le Granite de Sidobre présente des sources légèrement plus élevées que celles du Granite de Lanhélin, des amplitudes maximales et des moments sismiques plus faibles. Le Granite de Lanhélin émet des signaux plus énergétiques et plus haute-fréquence sur (0 - 1 MHz) que ceux du granite de Sidobre, tout comme il affaiblit moins les signaux. Nous remarquons que la distinction n'est pas nette : ces deux roches, si elles ne diffèrent que par un état de fissuration plus avancée et d'une granularité moyenne plus faible pour le Granite de Lanhélin, témoignent d'un comportement similaire quand à la progression de la fissuration.

Ce chapître laisse entrevoir la possibilité d'une classification spécifique des roches, à caractère géophysique.

Dans les chapîtres suivants, l'analyse sera développée par corrélation entre les paramètres dont l'étude a été, jusqu'ici, entreprise individuellement.

III.2 . CORRELATIONS ENTRE PARAMETRES DU SIGNAL ET PARAMETRES SISMIQUES

III.2.1. FREQUENCES CENTRALES - TAILLE DE SOURCE - (Figure III.10)

III.2.1.1. BANDE (0 - 1 MHz)

Ce diagramme fait paraître une double tendance : la première très nette, montrant qu'à chaque roche correspond une zone fréquence centrale-taille de source distincte, associée à une augmentation de la fréquence centrale avec la taille de source. La deuxième tendance, que seul un plus grand nombre d'essais permettrait de préciser, concerne les variations des paramètres pour chaque matériau. C'est ainsi que fréquence centrale et rayon de source semblent, pour le Granite de Sidobre et le Calcaire de Vilette, varier en sens inverse, et donc, fréquence centrale et fréquence-coin varieraient dans le même sens. Cette propriété, si elle était confirmée, ferait de la fréquence centrale sur (0 - 1 MHz) un moyen de connaître, pour une roche donnée, la tendance moyenne des sources, ce qui éviterait de pousser l'analyse du signal jusqu'au déplacement.

Notons que, pour le Granite de Lanhélin, fréquence centrale et rayon de source varient dans le même sens.

L'approfondissement ultérieur de ces points permettrait peut-être d'améliorer la connaissance des phénomènes et, par là, de rendre l'analyse du signal plus efficace.

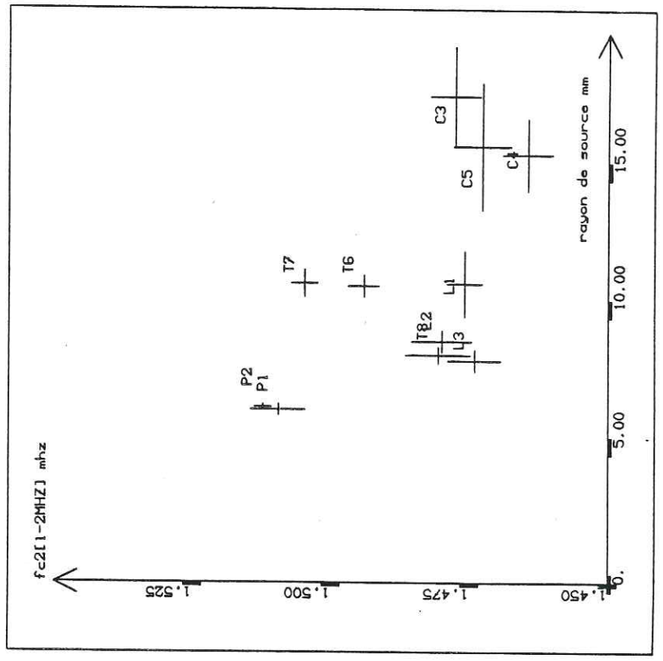
III.2.1.2. BANDE (1 - 2 MHz)

Nous remarquons des tendances inverses de celles observées sur (0 - 1 MHz), ce qui signifie qu'il existe une bonne corrélation entre les deux fréquences centrales.

III.2.2. ENERGIES - TAILLE DE SOURCE (Figure III.11)

III.2.2.1. BANDE (0 - 1 MHz)

Ce diagramme montre une relation inverse entre l'énergie sur (0 - 1MH z) et le rayon de source et une distinction attendue entre les différentes roches. Cette tendance de variation inverse vaut pour l'ensemble des roches ; ceci permet d'affirmer que l'énergie rayonnée sur (0 - 1 MHz) et l'énergie de surface varient, en général, en sens



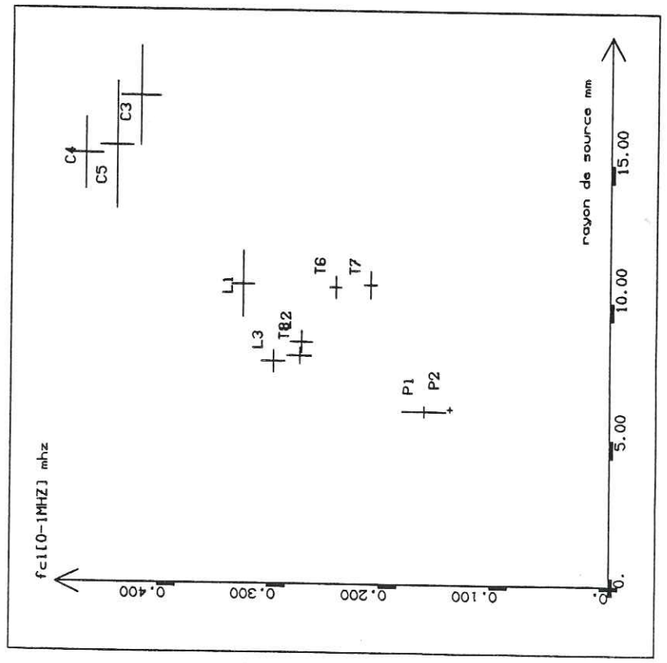


Figure III.10.

inverse.

III.2.2.2. BANDE (1 - 2 MHz)

Ici, nous ne remarquons pas de tendance concernant les roches (Figure III.7.) dans leur ensemble.

Toutefois, tout comme au paragraphe III.2.1.1. ci-dessus, une amorce de variation semble se manifester pour une roche donnée, notamment pour les Granites de Sidobre et de Lanhélin pour lesquels on note des tendances de variation opposées. Les mêmes réserves que ci-dessus doivent cependant être formulées.

III.2.3. DENSITES D'ENERGIE - TAILLE DE SOURCE (Figure III.12)

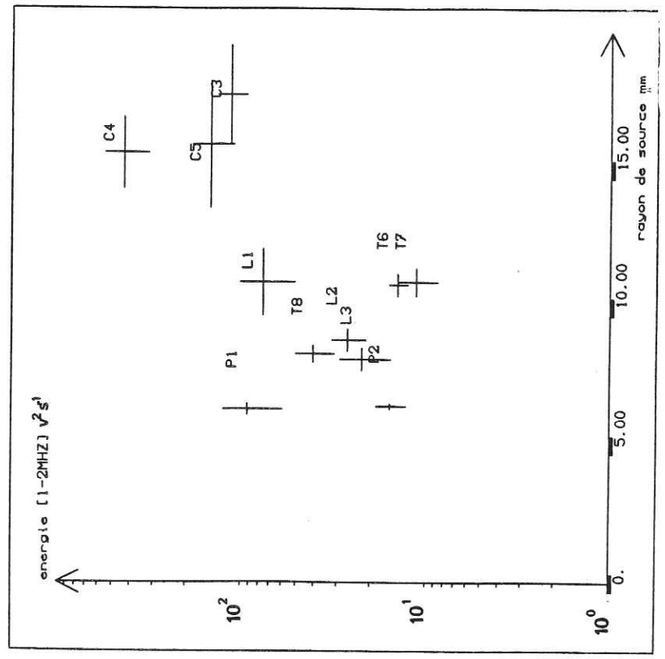
III.2.3.1. BANDE (0 - 1 MHz)

Une distinction entre types de roche se dégage, ce que laissaient prévoir d'ailleurs les diagrammes moyenne-dispersion correspondants. On remarque une variation nette et inverse entre densité d'énergie et rayon de source pour l'ensemble des roches, montrant que ce sont les petites sources qui sont les plus denses d'un point de vue énergétique, et que ce phénomène se répète pour chaque roche. Cette observation est également valable pour les Granites de Sidobre et de Lanhélin et pour le Calcaire de Vilette puis chacun séparément.

III.2.3.2. BANDE (1 - 2 MHz)

Si le diagramme précédent montrait une grande étendue entre les valeurs extrêmes des densités, nous observons qu'elles sont ici plus resserrées.

Le diagramme ne fait pas apparaître de tendance particulière pour l'ensemble ; par contre, la densité décroît lorsque la source devient plus grande pour le Calcaire de Vilette et, dans une certaine mesure le Granite de Sidobre alors que l'inverse semble caractériser le Granite de Lanhélin.



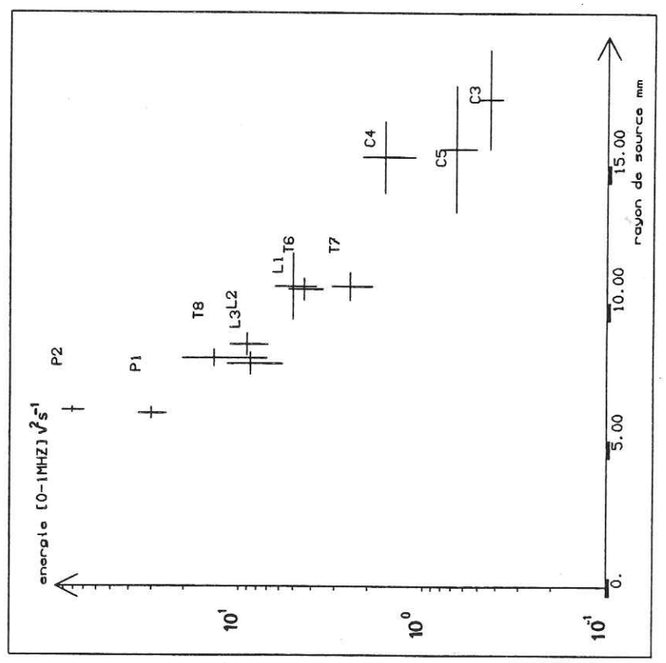
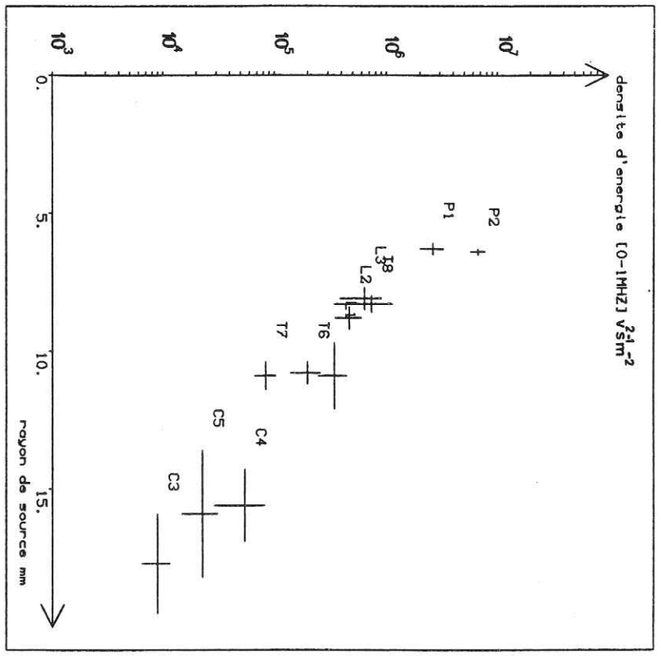


Figure III.11.



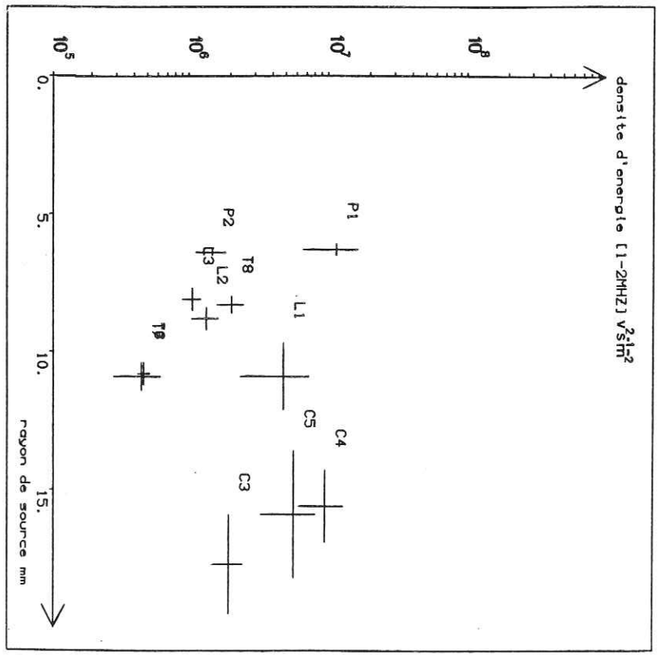


Figure III.12.

Notons que si la distinction entre les deux granites est délicate, elle semble pourtant s'établir sur le plan énergétique ; en effet, on observe que le sens de variation de l'énergie et de la densité pour la bande (1 - 2 MHz) s'inverse d'une roche à l'autre. Le Granite de Lanhélin semble se singulariser.

III.2.4. ENERGIES - MOMENT SISMIQUE (Figure III.13)

III.2.4.1. BANDE (0 - 1MHz)

Ce diagramme montre une excellente corrélation entre le moment sismique et l'énergie (0 - 1 MHz) s'expliquant par le fait que ces deux grandeurs sont calculées pour les basses fréquences ; la corrélation n'est pas linéaire à cause de la représentation logarithmique de l'énergie, mais probablement aussi du fait que le moment sismique est évalué sur une fraction de la bande (0 - 1 MHz).

Ajoutons que cette corrélation a déjà été mise en évidence lors de l'étude évolutive des essais.

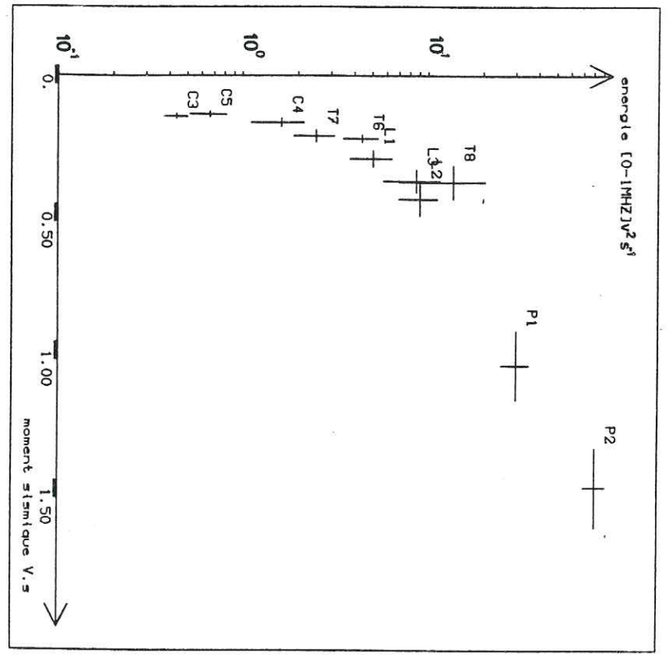
III.2.4.2. BANDE (1 - 2 MHz)

Nous ne remarquons, sur ce diagramme, aucune corrélation semblable à celle établie au paragraphe précédent. Nous observons, par contre, deux modes d'évolution avec le moment sismique : l'énergie diminue quand celui-ci augmente pour la Protogine et le Granite de Lanhélin, alors que c'est l'inverse pour le Granite de Sidobre et dans une certaine mesure pour le Calcaire de Vilette.

Ces deux groupes de roche sont donc les sièges de mécanismes de fissuration différents dont les détails peuvent être donnés par l'analyse spectrale sur (1 - 2 MHz).

III.2.5. MOMENT SISMIQUE - TAILLE DE SOURCE (Figure III.14.)

On observe, pour l'ensemble des roches, une relation inverse entre moment sismique et taille de source. Cette relation est importante;



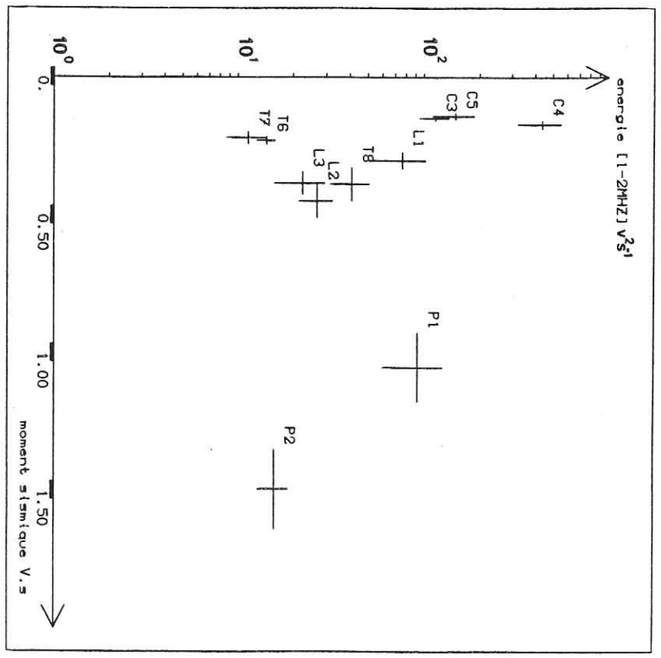


Figure III.13.

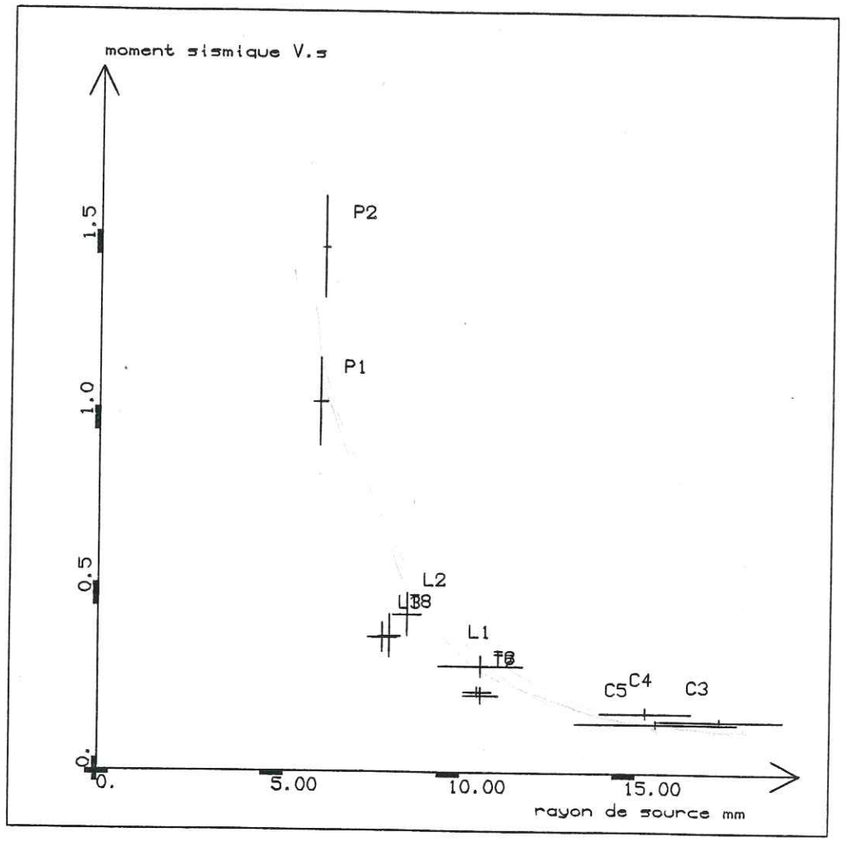


Figure III.14.

elle montre que le déplacement au capteur et le déplacement à la source augmentent quand la taille de source diminue.

Rappelons que le moment sismique est proportionnel à la surface de la source et au déplacement sur cette même source. Ceci apporte des éléments nouveaux à la compréhension des mécanismes à la source. Nous pouvons interpréter la relation évoquée comme étant due à l'état de fissuration du matériau : dans le cas du Calcaire de Vilette, roche non fissurée, la rupture et sa propagation ne permettent pas de déplacements importants du fait de "l'homogénéité" et de la continuité du milieu ; le déplacement à la surface ou rejet à la source est alors faible et dû à des déformations plastiques comme nous avons pû le constater lors des essais.

Pour les autres roches, la fissuration permet des déplacements plus importants (par glissement ou par rupture) facilités par les vides du réseau de fissures.

Il convient de dire que nous ne pouvons identifier aussi facilement déplacement au capteur et déplacement à la source puisque nous ne connaissons ni l'emplacement ni l'orientation de cette source. Ceci signifie que les raisonnements relatifs au moment sismique et au "rejet" sont à considérer sur un plan qualitatif.

Deux mécanismes sont alors possibles :

- déformation plastique, occasionnant à la surface de la source, des déplacements peu importants associés à un faible rayonnement d'énergie (0 - 1MHz) : c'est le cas du Calcaire de Vilette ;

- déplacements importants, coulissages en blocs, par exemple, facilités par l'existence de vides, et rayonnant une énergie importante sur (0 - 1 MHz) : c'est le cas des roches fissurées, c'est-à-dire ici Granites de Sidobre, de Lanhélin et Protogine du Mont Blanc.

III.2.6. AMPLITUDE MAXIMALE -TAILLE DE SOURCE (Figure III.15.)

Ce diagramme montre une relation inverse entre amplitude maximale et taille de source : les sources les plus grandes produisent des événements d'amplitude maximale la moins élevée, contrairement à ce que l'on observe en traction (37) pour laquelle une taille de source élevée a tendance à produire une amplitude plus élevée qu'une faible taille de source.

Remarquons que ce diagramme présente une étroite ressemblance avec celui du III.25 pour ce qui est des variations que l'on mettra en évidence de manière claire au paragraphe suivant.

III.2.7. AMPLITUDE MAXIMALE - MOMENT SISMIQUE (Figure III.16)

Nous observons une excellente corrélation : variation dans le même sens des deux paramètres. Cette constatation est intéressante puisque l'un et l'autre ne sont pas issus des mêmes grandeurs.

Remarquons qu'il existe une corrélation semblable entre l'énergie (0 -1 MHz) et le moment sismique, ce qui permet d'établir une corrélation du même type entre amplitude maximale et énergie (0 - 1 MHz), et d'indiquer que l'amplitude maximale des signaux correspond probablement à une fréquence de la bande (0 - 1 MHz).

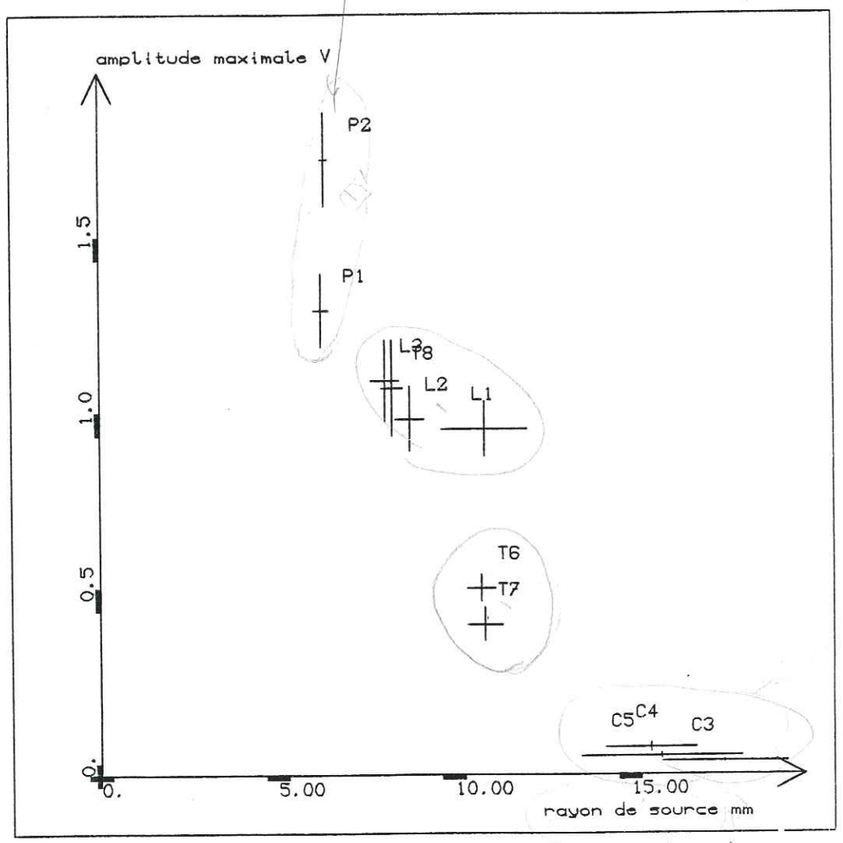
III.2.8. CONCLUSION

Ce chapître nous a permis d'émettre des hypothèses cohérentes quant aux mécanismes à la source.

C'est ainsi que l'on apprend que le rejet à la source est ici une loi décroissante de la taille de source et que le mécanisme à la source varie suivant que le milieu est fissuré ou non.

Cette distinction importante a une incidence sur le choix du modèle de source sismique : dislocation en bloc pour les milieux fissurés et distribution de dislocations pour les milieux "homogènes" aux sources grandes par rapport à la taille moyenne de grain.

milieu très hétérogène
nb barrières Hte fréquence



milieu homogène
grands foyers bonnes fréquences

Figure III.15.

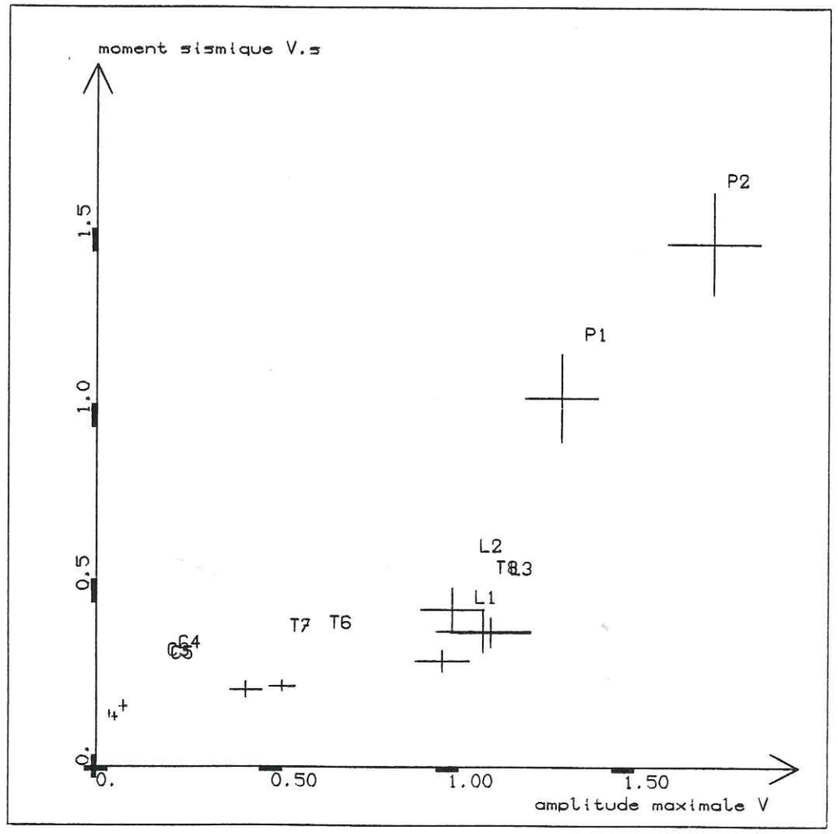


Figure III.16.

Nous avons mis en évidence une corrélation étroite entre le moment sismique, l'énergie (0 - 1 MHz) et l'amplitude maximale, relation qui confirme les tendances établies au chapître II de cette dernière partie.

Remarquons que ce sont les petites sources qui sont les plus énergétiques (rigoureusement sur (0 - 1 MHz)), qui sont à l'origine de signaux d'amplitude élevée et qui produisent les déplacements les plus élevés au capteur et à la source.

L'absence de références à la Protogine, pour ce qui est des variations s'explique, par un faible nombre d'essais et par la faible variation de son rayon de source.

III.3. AUTRES DIAGRAMMES

Cette partie rassemble des diagrammes de corrélation différents de ceux présentés au chapître précédent ; en effet, ils concernent des grandeurs de même nature ou de nature différente provenant de l'analyse spectrale, et inhérente à l'appareillage, en l'occurence à la fonction de transfert du capteur.

III.3.1. FREQUENCES CENTRALES (Figure III.17.)

Nous avions remarqué au chapitre III que les deux fréquences centrales variaient en sens contraire dans le cas d'événements enregistrés successivement.

Ici nous observons une relation du même type, puisque pour l'ensemble des essais, les deux fréquences centrales varient en sens inverse. Ceci semble constituer une règle physique générale : l'émission à certaines fréquences est une caractéristique du matériau, ce que l'on peut vérifier sur le diagramme ; néanmoins, les phénomènes à la source tels que rupture et glissement conduisent, dans certaintes conditions, à un renforcement énergétique de certaines fréquences de la bande (1 - 2 MHz) au détriment de fréquences de la bande (0 - 1 MHz).

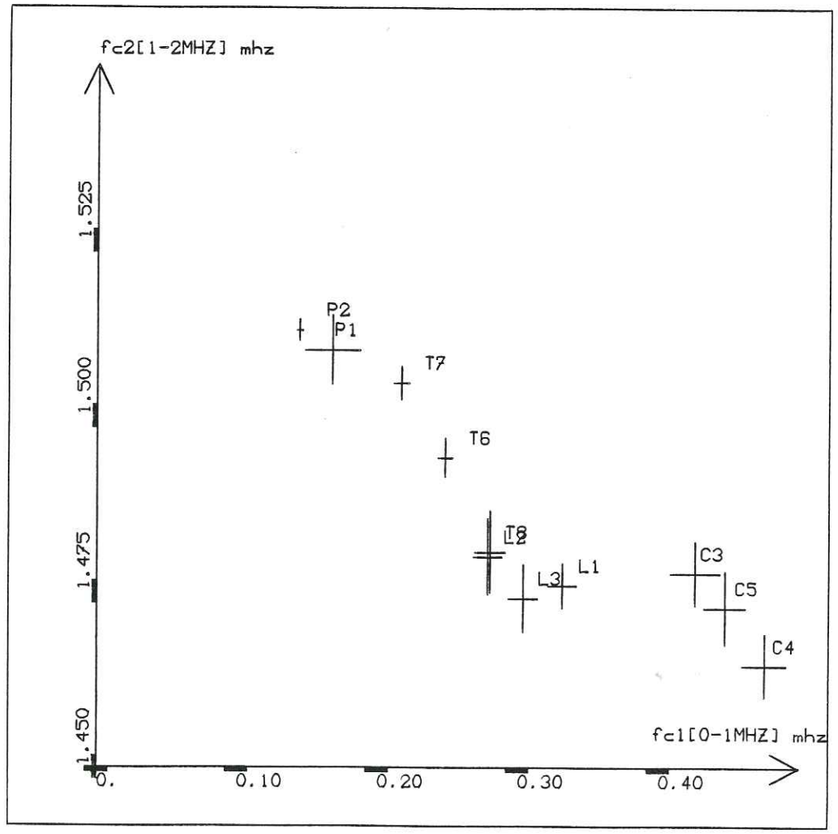


Figure III.17.

Rappelons que cette analyse a été réalisée pour des bandes de fréquences précises qui ont été choisies suivant la réponse du capteur. Ainsi, la règle évoquée s'entend être générale pour tout essai réalisé avec cet appareillage. Il n'est pas certain, toutefois, qu'elle dépende uniquement de l'appareillage.

III.3.2. ENERGIES (Figure III.18)

Nous remarquons que les valeurs et les variations caractérisent complètement chaque type de matériau.

Nous constatons que le Calcaire de Vilette produit des événements en moyenne les plus énergétiques sur (1 - 2 MHz) et les moins énergétiques sur (1 - 2 MHz) et les moins énergétiques sur (0 - 1 MHZ). Pour les autres roches, une distinction se dégage entre la Protogine et les Granites.

Le Calcaire de Vilette et le Granite de Sidobre présentaient les mêmes variations tandis que celles-ci sont inverses pour la Protogine et le Granite de Lanhélin ; ceci signifie qu'il existe un "axe" de variation précis constituant une caractéristique pour chaque matériau.

De plus, les diagrammes sont ici plus fiables que les précédents car ils concernent, sur les deux axes, des mêmes grandeurs rapportées à la même échelle. L'effet de l'échelle retenue pour la confection des diagrammes est donc nul.

III.3.3. DENSITE D'ENERGIE (Figure III.19)

Nous obtenons la même classification, et les mêmes axes de variation qu'au paragraphe III.3.2. On note des valeurs comparables de densité d'énergie sur la bande (1 - 2 MHZ) pour les différentes roches, alors que pour la bande (0 - 1 MHz), les valeurs sont distinctes et caractérisent probablement le matériau et les sources. Pour ce qui est de la bande (1 - 2 MHz), les valeurs traduisent une indépendance vis-à-vis du matériau, et donc une relative constance due probablement au bruit et à des mécanismes de propagation (Ière Partie, chap. VI.24.)

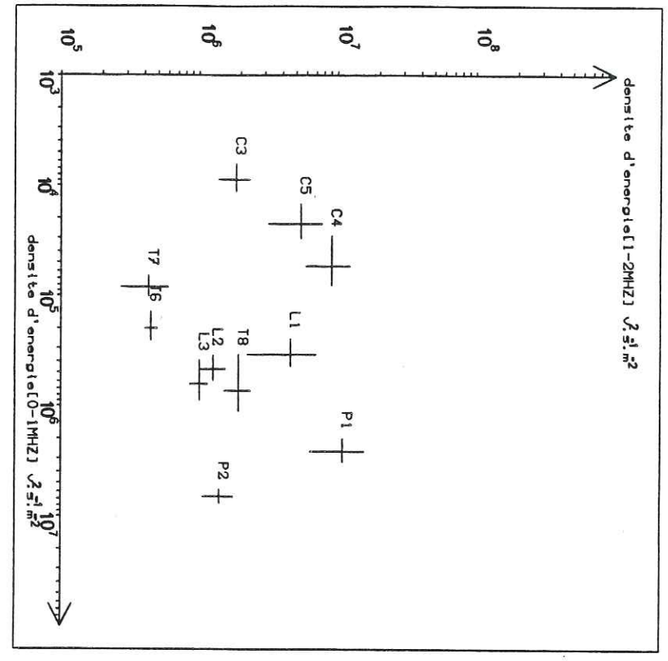


Figure III.19.

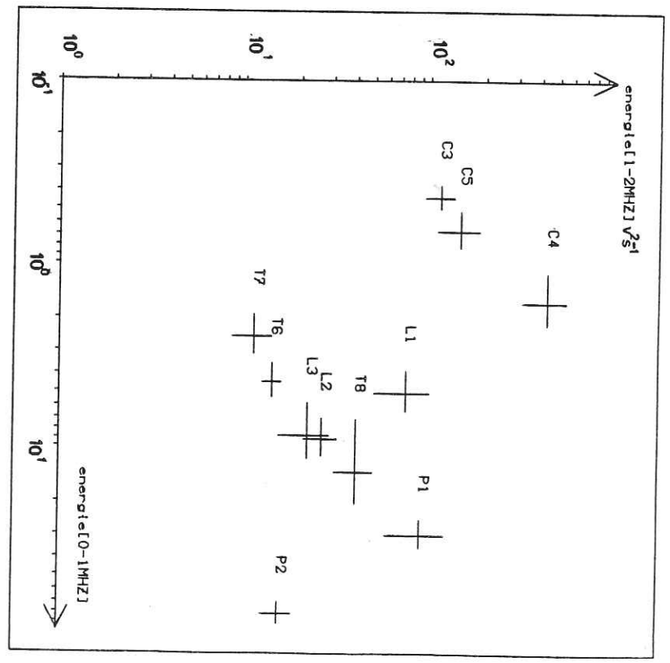


Figure III.18.

III.3.4. DIAGRAMMES ENERGIES - FREQUENCES CENTRALES

III.3.4.1. ENERGIE (1 - 2 MHz) - FREQUENCES CENTRALES - (Figure III.20.)

Ces diagrammes montrent deux tendances :

- l'énergie (1 - 2 MHz) croît comme la fréquence centrale (0 - 1 MHz),

- l'énergie (1 - 2 MHz) décroît lorsque la fréquence centrale (0 - 1 MHz) croît.

Ceci met en lumière, tout comme le diagramme des fréquences centrales (Figure III.17), la liaison entre les deux bandes de fréquence.

III.3.4.2. ENERGIE (0 - 1 MHz) - FREQUENCES CENTRALES (Figure III.21.)

Sur ces deux diagrammes apparaissent également les deux mêmes tendances qu'au III.3.4.1.

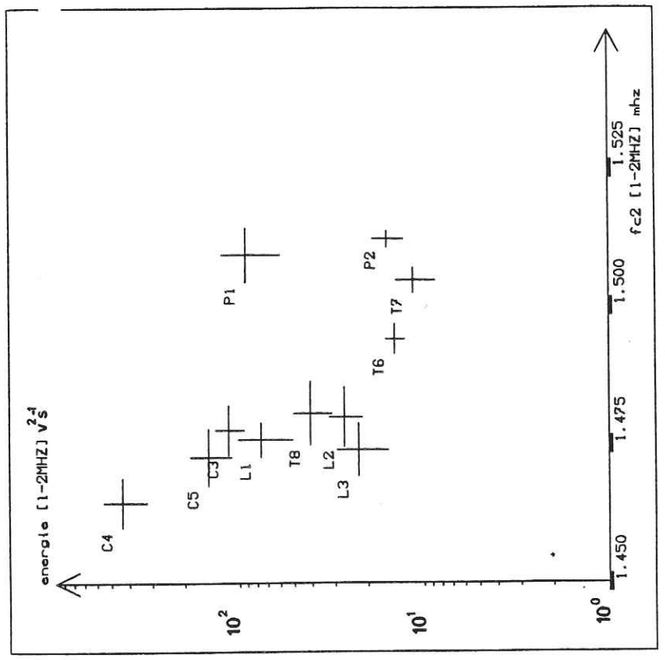
III.3.5. CONCLUSION

Ces diagrammes mettent en évidence le caractère non indépendant des deux bandes de fréquence pour ce qui est de l'énergie et de sa répartition : loi générale des variations de fréquences centrales, plages de variation distinctes pour chaque roche.

III.4. CONCLUSION

Cette étude statistique apporte des éléments nouveaux sur les plans mécanique et géophysique.

Ceci concerne la classification des différentes roches que nous avons testées, faisant apparaître les distinctions structurelles. L'analyse des signaux suivant les méthodes géophysiques s'avère donc



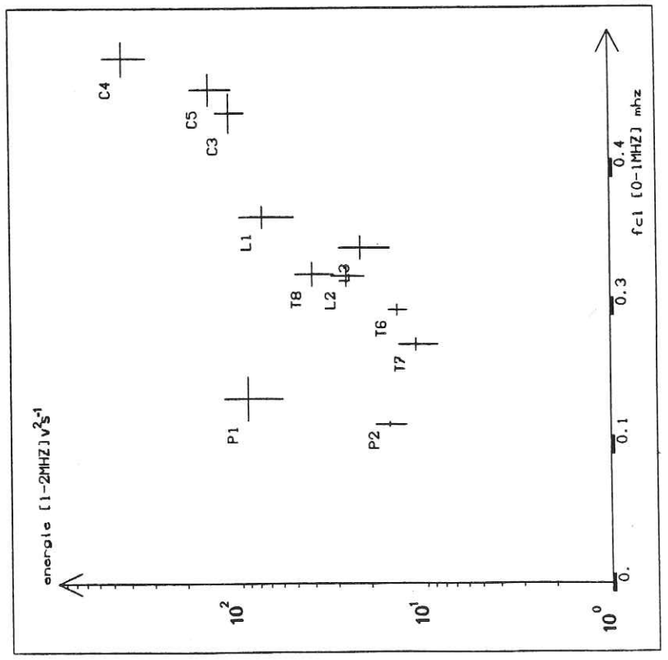
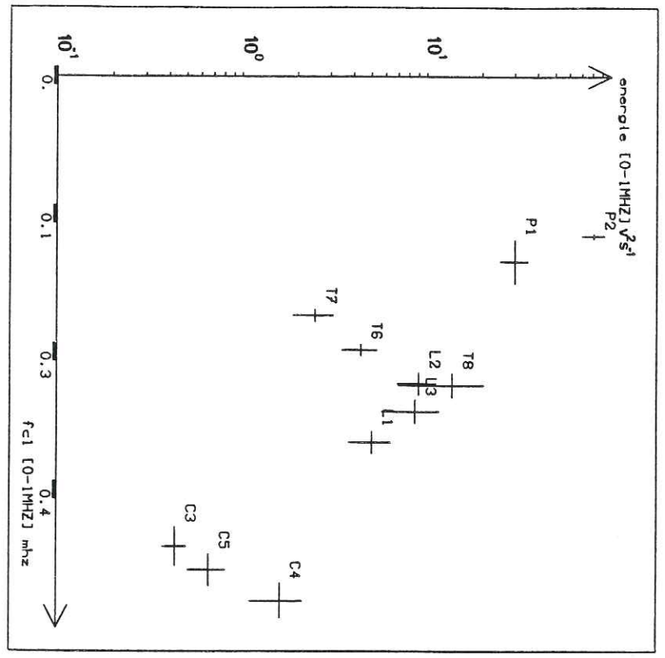


Figure III.21.



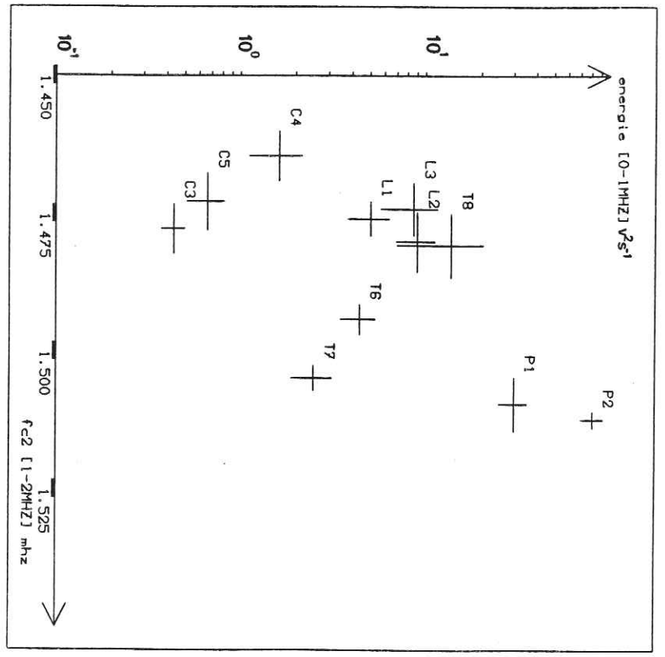


Figure III.20.

être un outil puissant d'étude des microruptures, ce qui est nouveau et facilité par les techniques numériques.

De même, pour ce qui est de la microsismicité des roches, nous avons, par l'étude et l'observation ainsi conduites, une meilleure connaissance de ce qui a probablement lieu à la source. C'est ainsi que nous pouvons distinguer, suivant que le milieu est fissuré ou non, des mécanismes différents.

Pour un milieu fissuré, les déplacements possibles sont grands et facilités par les vides des discontinuités, autorisant des déplacements en blocs ; ceci justifie, d'une certaine manière, l'utilisation d'un modèle dislocatif cinématique, celui de Brune étant donc adapté à cette étude.

Pour ce qui est du Calcaire de Vilette, de structure homogène, le modèle précédent semble moins adapté du fait des ruptures d'apparence ductiles ; l'étude de ce milieu justifierait l'utilisation d'un modèle dynamique traduisant mieux son comportement pour notre type de sollicitation.

Les diagrammes précisent les relations des divers paramètres avec la taille de source : on apprend que les sources les plus étendues produisent les amplitudes maximales ,les moments sismiques et les énergies basse fréquence (0 - 1 MHz) les plus faibles ; une corrélation très forte semble relier ces trois paramètres.

D'un point de vue général, l'équilibre entre énergie de surface et énergie rayonnée (0 - 1 MHz), et la relation entre fréquences centrales valables pour toutes les roches étudiées semblent donc liés spécifiquement aux mécanismes de rupture.

L'analyse ainsi conduite de la microsismicité nous permet d'envisager des extensions aux phénomènes tectoniques avec des résultats précis, ce qui est l'objet du chapître IV.

IV. APPLICATION A LA SISMOGENESE

Si ce travail a, pour objectif fondamental la connaissance des mécanismes sismiques naturels à leur source, ce qui nous a conduit à utiliser, en microsismicité les méthodes de la sismologie, il conserve toutefois une certaine généralité et peut s'appliquer à la fois aux phénomènes tectoniques naturels et aux phénomènes artificiels du Génie Civil et du Génie Minier. Il faut noter en effet que, sur nos éprouvettes, tout comme dans ces derniers domaines, les séismes sont provoqués par une mise en contraintes.

Rappelons que la transposition de nos résultats aux massifs rocheux ou, à une échelle plus grande, la croûte terrestre, nécessite de définir le changement d'échelle à la fois pour les dimensions et les fréquences sismiques. En effet, si les tailles de source sont de l'ordre des longueurs d'onde, donc les fréquences inférieures à la fréquence-coin des spectres de déplacement, le produit fréquence par taille de source égalant la vitesse de propagation des ondes permet de déterminer l'échelle des fréquences.

C'est ainsi que pour des étendues allant de 100 m à 100 km, la gamme des fréquences sismiques s'étend de 0.05 Hz à 50 Hz pour une vitesse de propagation de 5 km/s.

De même, nous pouvons nous inspirer de la Figure V.3. de la Première Partie pour modéliser le milieu naturel ; nous définissons ainsi globalement, d'un point de vue structurel, le milieu naturel en y associant une gamme de fréquences adéquate. Les caractéristiques dont nous ne pouvons pas encore, actuellement, tenir compte sont les hétérogénéités minéralogiques et mécaniques au sein de l'échantillon, non transposables à l'échelle du massif . Nos extrapolations demeurent donc, pour une part, approximatives et qualitatives.

Les conclusions principales concernent l'état de fissuration des roches testées et l'extension que l'on peut en faire à la fracturation à l'échelle du massif. C'est ainsi que les discontinuités (diaclases,

failles) peuvent être assimilés à des joints de grains sur l'échantillon. Lorsque les joints de grains présentent un ciment, il y a anologie avec les discontinuités à recristallisation des massifs. Pour ce qui est des vides, s'ils subsistent en profondeur, ils sont probablement chargés de fluides nécessairement sous pression pouvant activer les mécanismes à la source.

Les granites que nous avons testés sont fissurés et contiennent donc des vides dont les plus importants sont ceux de la Protogine, très perméable. Les dimensions de ces vides évoluent avec le chargement; ils facilitent, par leur croissance, l'endommagement du matériau et permettent des réarrangements de grains : ruptures et glissements pouvant être schématisés par un déplacement de "blocs" les uns par rapport aux autres.

Ainsi, pour la croûte superficielle terrestre ou le massif fracturé (que l'on peut décrire par la Protogine), l'endommagement est susceptible d'évoluer par de petites sources localisées sur les ponts de matière non encore fissurée. Il y a peu d'énergie de surface consommée ce qui conduit, en partie, puisque d'autres phénomènes tels que la déformation plastique, la dissipation sous forme de chaleur interviennent certainement, à un rayonnement intense d'énergie basse fréquence de la gamme définie aux paragraphes précédents pour les séismes. On s'attend également à des déplacements au sol et à la source importants, ainsi qu'à des vitesses verticales du sol élevés. Signalons que ces considérations sont établies à partir de moyennes qui ne font pas apparaître le caractère évolutif de l'activité acoustique et donc sismique. C'est ainsi qu'en évolution, nous avons remarqué pour quelques essais (P2,T7,L1) que l'activité microsismique a tendance à augmenter à l'approche de la rupture, ou à la relaxation de l'échantillon lors du déchargement; ceci est à rapprocher (64) d'observations de terrain, sur la sismicité croissante et resserrée autour du foyer précédent les gros séismes. Nous n'avons pû, dans notre cas, vérifier l'évolution spatiale des événements, ce qui limite beaucoup les possiblités d'interprétation. Ceci démontre l'impérieuse nécessité d'une localisation tridimensionnelle L'établissement des comparaisons sur des bases solides ne pourra, de plus, être entreprise que si l'on dispose, in situ, d'une statistique

analogue à celle que nous avons effectuée ici.

Une autre conclusion rend compte, par l'intermédiaire du Calcaire de Vilette, de la sismicité d'une région pour laquelle les différents éléments, grains ou blocs, s'ils existent, sont de petite taille relativement à la taille des sources : il s'agit donc de zones d'apparence homogène et surtout non fracturées. Une condition supplémentaire concerne la déformation ductile observée lors des essais. Il est peu probable que ce modèle représente un massif superficiel ; il peut par contre correspondre à un massif profond pour lequel, s'opposent cependant, pression et température, le plus souvent à un comportement fragile.

C'est ainsi que l'on observerait de grandes sources, demandant beaucoup d'énergie à la séparation et diminuant d'autant le rayonnement énergétique ; de même, nous observons de faibles déplacements à la source comme loin de la source, et des signaux de faible amplitude. Nous rappelons de nouveau que ceci est etabli à partir de valeurs moyennes sur l'ensemble des événements et pour chaque essai.

Dans la nature, les phénomènes attendus concernent des régions tectoniquement actives de l'écorce terrestre ; celles-ci sont probablement bien représentées par les milieux fissurés dont nous avons étudié trois variantes : milieu à forte fissuration et granularité importante, milieu à fissuration peu atténuée et granularité moins élevée, milieu à fissuration plus importante que le précédent mais à granularité plus faible. Nous pensons par là avoir décrit les phénomènes physiques correspondant à une même échelle d'analyse, ceci, seulement de manière statistique.

Le traitement statistique a été effectué sur tous les événements d'un essai qu'ils précédent ou qu'ils succèdent à la rupture. Il n'a pas été possible, faute de localisation, d'étudier la distribution spatio-temporelle de tous les événements, celle-ci seule permet en effet d'envisager de façon pleinement efficace l'étude de la sismicité des roches afin de construite une analogie cohérente avec les séismes réels.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

La conduite de ce travail a nécessité une mise au point dans des domaines variés et habituellement disjoints.

C'est ainsi que l'étude par l'émission acoustique de la fissuration et de la rupture en mode II a nécessité la réalisation d'un dispositif d'essai permettant une sollicitation de double-couple, principe du mécanisme activant ou provoquant les séismes naturels. Nous avons ainsi apporté de nombreuses modifications au schéma de principe de cisaillement afin d'obtenir la rupture transversale des échantillons (chargement excentré, entailles) de même que nous avons vérifié l'accord de la rupture avec les deux critères utilisés (critère de Mohr, critère d'extension maximale).

L'étude de la microsismicité des roches sous sollicitation de cisaillement a été conduite à l'aide des méthodes géophysiques, celles-ci semblant bien s'adapter à ce type d'études : les résultats sont de type fréquentiel, déduits de l'analyse spectrale (énergie, fréquence centrale), de caractère plus spécifiquement sismologique (moment sismique, taille de source...) ou relevant de l'analyse du signal vitesse brut (amplitude maximale).

Chaque essai est présenté de manière évolutive puis statistique afin d'établir des comparaisons entre essais et roches.

Afin de tenir compte de la réponse instrumentale (capteur, pré-amplificateur), nous avons dû distinguer deux bandes de fréquence: (0 - 1 MHz) et (1 - 2 MHz).

Dans l'étude évolutive, nous mettons en évidence l'aspect inverse de la corrélation taille de source-amplitude maximale pour

des valeurs extrêmes, l'équilibre entre énergie de surface et énergie rayonnée et la tendance inverse de variation entre les deux fréquences centrales. Soulignons le caractère général de ces aspects et l'efficacité du paramètre "densité d'énergie" qui permet parfois de discerner les signaux associés à des macroruptures ou des coulissages post-rupture. Nous avons également remarqué le caractère haute-fréquence des signaux émis avant des phases telles que la rupture et le glissement post-rupture, phases d'autant plus marquées que l'essai est instable, ce que montrent, par exemple, les courbes charge-déplacement des essais sur le Granite de Lanhélin qui font apparaître de nombreuses microchutes de contrainte.

L'analyse statistique nous permet d'établir des distinctions entre les différentes roches et les différents essais. Les principaux résultats concernent la taille de source, le moment sismique et le déplacement à la source que l'on interprète en termes de mécanismes à la source.

D'autres caractères relatifs aux énergies, fréquences centrales et amplitude maximale montrent que si l'analyse fréquentielle dépend avant tout des caractéristiques techniques de l'appareillage, elle s'avère être un outil intéressant de différenciation des matériaux et des sollicitations.

C'est ainsi que nous avons dû critiquer les différentes méthodes d'étalonnage de l'ensemble capteur-préamplificateur.

L'application à la sismogénèse a fait l'objet d'une discussion sur la similitude entre l'essai et le terrain qu'il modélise. Ainsi les milieux fissurés semblent décrire le mieux les niveaux superficiels de la croûte terrestre.

La liaison aux phénomènes observés sur le terrain est cependant limitée du fait que peu de mesures ont été réalisées in situ, ce qui n'autorise pas à établir une comparaison sur des bases aussi solides qu'il ne serait nécessaire.

De même, nous soulignons que, sans localisation tridimensionnelle, on ne peut espérer développer et appliquer les méthodes fondamentales de la sismologie à l'étude de la sismicité d'échantillons.

Le travail expérimental a permis d'insister sur les conditions d'expérimentation et les limites de l'appareillage dont nous disposons actuellement en particulier en ce qui concerne la machine d'essai et la chaîne d'acquisition des signaux. Remédier à ces déficiences apporterait beaucoup à l'étude par émission acoustique, en passant principalement à l'étude de la distribution spatio-temporelle des sources.

Ainsi, nous pensons avoir mis en évidence que, sous réserve des améliorations évoquées ci-dessus et de la mise en place d'une localisation tridimensionnelle, cette voie de recherche est en mesure d'aboutir dans un proche avenir.

B I B L I O G R A P H I E

B I B L I O G R A P H I E

(1) ENCYCLOPEDIE D'ANALYSE DES CONTRAINTES, Vishay et Micromesures, Documentation permanente, NT83, NC106B, 1981.

(2) EL AOUFI LAHOUCINE, Contributions à l'étude expérimentale et numérique du comportement mécanique des matériaux anisotropes, Doctorat de spécialité, 1984.

(3) BUI H.D., Mécanique de la rupture fragile, 215 p, MASSON Ed., 1978.

(4) LABBENS R., Introduction à la mécanique de la rupture 244 p, Pluralis Ed.

(5) HUET C., Méthode de détermination de l'énergie spécifique de rupture et application aux céramiques et à divers matériaux, Revue de l'Industrie Minérale, 1970.

(6) BLUHM, Fracture Arrest (in "Fracture par M. LIEBOWITZ ; Academic Press, 1969).

(7) BERRY J.P., Some Kinetic consideration of the Griffith citerium for fracture I and II, J. Mech. Physics solids, Vol. 8, N°3, pp 194 - 216, 1960.

(8) HOUPERT R., HOMAND-ETIENNE F., Comportement mécanique et structure des roches, CR. 15ème Colloque. GFR. Paris, 1980.

(9) RUMMEL F., Experimentelle Untersuchungen zum Bruchvorgang in Gesteinen, Berichte Inst. Geophysik Ruhr, Universität, Bochum n°4, 1975.

(10) LINO M., "Un modèle de matériau microfissuré", Revue Française de géotechnique, n°11, pp 28 - 41.

(11) MC CLINTOCK F.A., WALSH J.B. : Friction or Griffith cracks in rocks under pressure, Proc. of the U.S. National Congress of Applied Mechanics, Berklley vol. 2, 1962.

(12) ROCHA M., Possibilités actuelles d'études des fondations de barrage en béton, Congrès international de mécanique des roches, Denvers, 1972.

(13) FILLON C., Contribution à l'étude des propriétés mécaniques des roches sous sollicitations non homogènes, Thèse 3ème Cycle, Grenoble, 1976.

(14) ANTHONY G. ATKINS and ROBERT M. CADDEL, The laws of similitude and cracks propagation, Int. J. Mech. Sci. Pergamon Press, 1974, vol. 16, pp 541 - 548 Printed in Great Britain.

(15) PANET M., Propriétés mécaniques des roches, Chapître I. La mécanique des roches appliquée aux ouvrages de Génie Civil A.A.I.A.E. de l'E.N.P.C., 1976.

(16) PERAMI R., Contribution à l'étude expérimentale de la microfissuration des roches sous actions mécaniques et thermiques, Thèse, Toulouse, 1971.

(17) VITEL G., Etude pétrographique du tunnel du Mont Blanc (Partie française) et recherches complémentaires dans le Massif du Mont Blanc, Aiguilles-Rouges, Thèse Géologie Appliquée, Grenoble, 1965.

(18) JONIN M., Etude pétrographique du Massif granitique de Bonnemain, Thèse Pétrographie, Clermont-Ferrand, 1969.

(19) THIERCELIN M., Application de l'émission acoustique à l'étude de la fissuration et de la rupture desroches, Thèse Docteur-Ingénieur, Grenoble, 1980.

(20) JULIEN, Contribution à l'étude du comportement des roches dans les essais à champ de contraintes hétérogène. Application à l'étude de l'écrasement dans un concasseur à mâchoires, Thèse Docteur-Ingénieur, Grenoble, 1973.

(21) DUC ET BELLET , Mécanique des solides réels, Masson Ed.

(22) PERDRIX M., Contrôle non destructif par émission acoustique, Physique des ultrasons, Chapître I, C.A.S.T., Villeurbanne, 1977.

(23) ROUSSEL J.M., Etude théorique et expérimentale du module dynamique des massifs rocheux, Revue de l'Industrie Minérale, Août 1968.

(24) VERNET J.F., Propagation des ondes dans un milieu périodique, Revue de l'Industrie Minérale, Juillet 1973.

(25) MOUZA J., AISSAOUI A., PAVONE D., Etude de diverses roches au laboratoire par ondes ultrasonores, Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur, n°28, Paris, 1983.

(26) MOLINA J.P., Caractérisation de la fissuration des roches par amortissement d'ondes ultrasonores, Thèse 3ème Cycle, Grenoble, 1981.

(27) MODIANO T., Sismotectonique des Pyrénées Occidentales. Etude détaillée du contenu spectral des ondes de volume dans la région focale, Thèse 3ème Cycle, Grenoble, 1980.

(28) MARINI M., Contrôle non destructif par émission acoustique, localisation et surveillance sur récipients sous pression, Chapître IX, C.A.S.T., Villeurbanne, 1977.

(29) BURRIDGE R. et KNOPOFF L., Body force equivalents for seismic dislocations, Bull. Seis. Soc. AM., n°54, 1964, pp 1875-1888.

(30) HASKELL N., Total energy and energy spectral densite of elastic wave radiation from propagating faults, Bull. Seism. Soc. Am., n°54, 1964, pp 1811-1842.

(31) SAVAGE J.C., Relation of Corner frequency to fault dimensions, J.G.R., 1972, Vol. 77, n°20.

(32) BRUNE J.N., Tectonic Stress and the spectra of seismic shear Waves from earthquakes, J.G.R., 1970, Vol. 75, n°26, Correction, 1971, Vol. 76, n°20.

(33) MADARIAGA R.,Dynamics of an expanding circular fault, Bull. Seism. Soc. Am., 1976, n°66, pp 639-666.

(34) AKI K.et RICHARDS P.G., Quantitative seismology, Theory and methods, W.H. Freeman and Compagny, San Francisco, 1980.

(35) ROBERTS D.K., WELLS A.A., Engineering, Vol. 178, p 820, 1954.

(36) BIENAWSKI Z.T., The phenomenon of terminal fracture velocity in rock, Felsmechanik u. Ingenieur, Geol. 6, pp 113-125.

(37) SALA P., Etude expérimentale de la fissuration et de la des roches par émission acoustique. Application à l'étude de la sismogénèse, Thèse de Docteur-Ingénieur, 1982.

(38) KRANZ R.L., Crack-crack and crack-pore interactions in stressed Granite, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr. Vol. 16, 1979, pp 37-47.

(39) MADARIAGA R., Earthquake source theory : a review, Rendiconti Soc. Italiana di Fisica, LXXXV Corso, 1983.

(40) AKI K., BOUCHON M., CHOUNET B., DAS S., Quantitative prediction of strong motion for a potential carthquake fault, Ann. Geofis. 30, pp 341-368, 1977.

(41) DAS S., and AKI K., Fault planes with barriers : a versatile earthquake model, J. Geophys. Rev., 1982, pp 5648-5670.

(42) KANAMORI H. and STEWART G.S., Seismological of the Guatemala earthquake of February 4th, 1976, J.G.R. 83, pp 3427-3434, 1978.

(43) CAMPILLO M. et BOUCHON M., "Génie Parasismique", simulation numérique des mouvements forts.

(44) HOUPERT R., HOMAND-ETIENNE F. et J.P. TISOT, Mécanisme de propagation de la rupture en compression dans des roches critallines, Bulletin de la Société de Géologie France, 1976, t. XVIII, n°6, pp 1583-1589.

(45) CAMPILLO M., Calcul de la radiation en champ proche d'une source sismique dynamic. Le cas des petits séismes de coulissage. L'influence de discontinuité du processus de rupture, Thèse 3ème Cycle, 1982.

(46) CAMPILLO M., Numerical evaluation of near-field, high frequency radiation from quasi-dynamic circular faults, Bull. Seism. Soc. of America, Vol. 73, n°3, pp 723-734, Une 1983.

(47) ISHIMOTO M. and IIDA K., Bull. Earth. Res. Inst. 17, pp 433-478, 1939.

(48) NAKAMURA Y., VEACH C.L., MC CAULEY B.O., Amplitude distribution of acoustic emission, ASTM stp 505, Am. Soc. for Testing and Materials, pp 164-186, 1972.

(49) POLLACK A.A., Physical interpretation of AE/MA signal processing, Proc. Sec. Conf. Acoust. Em. Mic. Act. Geol. Struct. Mat., Pensylvania State University, pp 399-421, 1978.

(50) MOGI K., Magnitude, fréquency relation for elastic shocks accompagnying fracture of various material and some related problem in earthquakes, Bull. Earthquake Res. Inst., 40, pp 831-853, 1962.

(51) MOGI K., Earthquakes and fractures, Tectonophysics, 5, pp 35-55, 1966.

(52) SCHOLZ C.H., The frequency - magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 58, pp 399-415, 1968.

(53) VINOGRADOV S.D., Bull. Acad. Sci. URSS, Geophys. Ser., pp 1292-1293, 1960.

(54) LENAIN J.C., Analyse statistique de l'émission acoustique, Revue Pratique de contrôle industriel, n°85 bis.

(55) PIEUCHOT M., Les appareillages numériques d'acquisition des données sismiques, E.N.S.P.M., Centre d'E.S. de prospection géologique et géophysique, Ed. Technip.

(56) NADAUD PH., Capteurs d'émission acoustique ; Technologie de l'émission acoustique, Janvier 1983, Dunegan/Endervco.

(57) PEKERIS C.L., The seismic surface pulse, Proc. Nat. Acad. Sci., 41, pp 469-480, 1955.

(58) BRECKENBERIDGE F.R., TSCHIEGG C.E., and GREENSPAN M., Acoustic emission : some applications of Lamb's problem, J. Acoust. Soc. Am. Vol. 57, n°3, pp 626-631, 1975.

(59) CHING FENG and WHITTIER R.M., Acoustic emission transducer calibration using transient surface waves and signal analysis, Dunagan/Endervco, Technical report DE 79-1, 1979.

(60) ARVED NIELSEN, Acoustic Emission Source based on pencil load breaking, Danish Welding Institute, E.W.G.A.E. meeting, Rome, September 21, 1977.

(61) Mesures, Régulation, Automatisme. L'analyse spectrale : un outil privilégié pour l'analyse du signal, Juin-Juillet 1982.

(62) MAX J. et Collaborateurs, Méthodes et techniques de traitement du signal et applications aux mesures physiques, 3ème édition, Masson, 1981.

(63) NUR A., Non uniform friction as a physical basis for earthquake mechanics, Pageophys., Vol. 116, 1978, Birkhäuser Verlag, Basel.

(64) ISHIDA M. et KANAMORI H., Temporal variation of seimicity and spectrum of small earthquakes preceding the 1952, Kern Country, California earthquake, Bull. Seism. Soc. of Am., Vol. 70, n°2, pp 509-527, April 1980.

(65) SCHOLZ C.H., Experimental Study of the Fracturing Process in brittle rock, J.G.R. Vol. 73, n°4, 1968.

(66) HOUPERT R., HOMAND-ETIENNE F., TISOT J.P., Mécanismes de propagation de la rupture en compression dans les roches cristallines, Bull. Soc. Géol. France, 7, pp 1583-1589, 1976.

(67) DAYRE M., FABRE D., LETOURNEUR J., ANTOINE P., ORENGO Y., Elément pour une classification géotechnique des terrains, Proc. 3rd Int. Cong. I.A.E.G., 4-8 sept 1978, Sec. II, Vol. 2, pp 131-139.

DERNIERE PAGE D'UNE THESE

3È CYCLE, DOCTEUR INGÉNIEUR OU UNIVERSITÉ

Vu les dispositions de l'arrêté du 16 avril 1974,

Vu les rapports de M. onsieur DAYRE Michel.....

M. .....

M. onsieur BENZAIM Abdellah..... est autorisé

à présenter une thèse en vue de l'obtention du grade de DOCTEUR .Ingénieur.....

.....

Grenoble, le 06 JUIL. 1984

Le Président de l'Université Scientifique
et Médicale

M. TANCHE

THESE de DOCTEUR-INGÉNIEUR

Titre de l'ouvrage :

ETUDE EXPERIMENTALE DE LA RUPTURE DES ROCHES EN MODE II : EMISSION ACOUSTIQUE, ANALYSE DU SIGNAL ET APPLICATION A L'ETUDE DE LA SISMOGENESE

Nom de l'auteur : Abdellah BENZAÏM

Etablissement : Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique.

RÉSUMÉ

Les résultats de l'analyse de la fissuration provoquée sur échantillons de roche présentent des analogies avec l'activité sismique de l'écorce terrestre.

L'expérimentation, conduisant des plaques de roche à une rupture de mode II, est réalisée sous l'action d'une sollicitation de cisaillement animée par un double-couple, mécanisme fondamental à la base du fonctionnement des séismes de coulissage.

Le traitement des signaux enregistrés comprend l'aspect purement énergétique et fréquentiel, et une analyse proprement sismologique par l'évaluation du moment sismique, et de la taille de source par une mesure systématique de la fréquence-coin de chaque spectre de déplacement.

L'étude révèle trois résultats importants :

– La taille de source déterminée par le modèle de Brune étendu à l'onde P ne correspond pas à la taille de grain, ceci pour les quatre roches étudiées.

– La décroissance du moment sismique avec la taille de source est interprétée en terme de mécanisme à la source, avec une distinction principale relative à l'état de fissuration.

– L'observation des diagrammes décrits par la moyenne des paramètres sur chaque essai nous permet d'entrevoir une possibilité nouvelle de classification des roches par une méthode relevant de la géophysique, tenant compte simultanément de la fissuration et dela granularité.

MOTS-CLÉS

Mécanique des roches, sismologie, émission acoustique, analyse du signal, mode de rupture, sismogénèse, fissuration.