



Héritage structural et caractéristiques géotechniques d'un site : application à un barrage cévenol

Michel Gubian

► To cite this version:

Michel Gubian. Héritage structural et caractéristiques géotechniques d'un site : application à un barrage cévenol. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1987. Français. NNT : . tel-00760491

HAL Id: tel-00760491

<https://theses.hal.science/tel-00760491>

Submitted on 4 Dec 2012

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

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



GUBIAN (M.)

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

+ 2 pl. H.T.

THÈSE

présentée à

l'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE
ET MÉDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité :

Sciences de la Terre
(Géologie du Génie Civil)

par

Michel GUBIAN

SUJET

**HÉRITAGE STRUCTURAL ET CARACTÉRISTIQUES
GÉOTECHNIQUES D'UN SITE.
APPLICATION A UN BARRAGE CÉVENOL.**

Soutenue le 13 Février 1987 devant la Commission d'Examen

	M. P. ANTOINE	Président
Examineurs :	M. P. VIALON	
	M. P. SIRIEYS	Rapporteur
	M. A. GIRAUD	Rapporteur
	M. J.-F. GAMOND	
	M. J.-L. GIAFFERI	

GRENOBLE

Titre de l'ouvrage :

**HÉRITAGE STRUCTURAL ET CARACTÉRISTIQUES
GÉOTECHNIQUES D'UN SITE**

Application à un barrage cévenol

Nom de l'auteur : Michel GUBIAN

Établissement : Institut de Recherches Interdisciplinaires
de Géologie et de Mécanique

RÉSUMÉ

L'étude géologique du massif de fondation du futur barrage de Puylaurent (Massif Central français) a été menée en considérant que la connaissance de l'organisation structurale régionale est fondamentale pour l'interprétation des caractéristiques géotechniques du massif rocheux.

Pour cela, les épisodes tectoniques qui ont façonné la région ont été analysés ; ainsi ont été établis la genèse, la géométrie et les jeux des accidents résultants.

Une étude structurale fine du massif rocheux cristallophyllien qui constitue la fondation du barrage a permis d'établir, outre la géométrie des déformations qu'il a subies, une filiation hiérarchique et chronologique avec les discontinuités régionales.

L'existence éventuelle d'anisotropie de contraintes actuelles a été recherchée au moyen de mécanisme au foyer de séismes, de mesures de contraintes in situ et de mesures de vitesses sismiques. Celles-ci ont réussi à mettre en évidence une direction de sollicitation actuelle N-S à NNE-SSW.

La confrontation des données géologiques et des résultats de travaux de reconnaissance (sondages, essais Lugeon, galeries) montre divers cas où une perméabilité élevée du massif de fondation est liée à l'orientation des sollicitations actuelles.

MOTS-CLÉS

Massif Central français ; Barrage ; Terrains cristallophylliens ; Tectonique polyphasée ; Schéma de fracturation ; Hiérarchie et chronologie des fractures ; Sollicitations tectoniques actuelles ; Anisotropie sismique et hydraulique.

Title of the work :

**STRUCTURAL HERITAGE AND GEOTECHNICAL
CHARACTERISTICS OF A SITE**

An application to a « cévenol » dam

Name of the author : Michel GUBIAN

ABSTRACT

This is a geological study of the type of rock mass at the foundation of the future Puylaurent dam (Massif Central français) which was carried out considering that the knowledge of the regional structural organisation is fundamental for the interpretation of the geotechnical characteristics of the rock mass.

For this reason, the different tectonic phases which have transformed the region have been analysed. Thus, the creation, geometry and the resulting interplay of the faults have been established.

A precise structural study of the metamorphic rock which makes up the foundation of the dam have made it possible to establish, in addition to the geometrical strains that it underwent a hierarchical and chronological relation with the regional faults.

The existence of the eventual anisotropy of the actual stresses have been examined using earthquake mechanisms, in-situ stress measurements and seismic velocity measurements. These measurements have been successful in making clear the actual stress direction N-S to NNE-SSW.

The comparison of the geological data and the results of the reconnaissance work (borings, Lugeon tests, exploratory drifts) shows some cases where a high permeability of the foundation is linked to the actual stress orientation.

KEY WORDS

Massif Central français ; Dam ; Metamorphic rocks ; Faulting pattern ; Hierarchy and chronology of faulting ; Present tectonic stresses ; Seismic and hydraulic anisotropy.

THÈSE

présentée à

l'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE
ET MÉDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité :
Sciences de la Terre
(Géologie du Génie Civil)

par

Michel GUBIAN

S U J E T

**HÉRITAGE STRUCTURAL ET CARACTÉRISTIQUES
GÉOTECHNIQUES D'UN SITE.**

APPLICATION A UN BARRAGE CÉVENOL.

NNB 10072 805

Soutenue le 13 Février 1987 devant la Commission d'Examen

	M. P. ANTOINE	Président
Examineurs :	M. P. VIALON	
	M. P. SIRIEYS	Rapporteur
	M. A. GIRAUD	Rapporteur
	M. J.-F. GAMOND	
	M. J.-L. GIAFFERI	

GRENOBLE

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

25 MAI 1987

A mes parents

A Joëlle et Anne-Clémence...

AVANT-PROPOS

Au terme de cette étude, je tiens à remercier :

- Monsieur ANTOINE qui m'a fait confiance en m'accueillant dans son équipe de recherche.

- Monsieur SYRIEYS qui a bien voulu accepter d'être rapporteur de ce travail.

- Monsieur VIALON dont la présence redoutable au jury m'a valu des critiques constructives, qui sans être exotiques ont néanmoins mis quelques "palmiers" dans les Cévennes.

- André GIRAUD qui durant ce travail m'a fait bénéficier de son expérience en ce qui concerne la géologie des barrages.

- Jean-François GAMOND a été tout le long de cette thèse, un soutien et un conseiller attentif. La partie structurale de ce mémoire doit beaucoup à nos nombreuses discussions.

- Monsieur GIAFFERI, responsable du service Géologie-Géotechnique à Electricité de France, qui m'a fait l'honneur de participer à mon jury. A cette occasion j'exprime ma gratitude à la Division Géologie-Géotechnique d'E.D.F. qui m'a autorisé à utiliser les résultats de ses travaux sur le futur barrage de Puylaurent.

- Je tiens à remercier tout particulièrement Monsieur LETOURNEUR. Son art de décaler les sons et les mots a souvent corrigé ma syntaxe approximative et certains raisonnements boiteux.

- J'exprime également ma reconnaissance à Michèle, Liliane et Marylène qui durant mon passage ont, avec gentillesse, réglé pour moi toutes sortes de problèmes pratiques.

- Merci enfin à l'ensemble des permanents de l'I.R.I.G.M. et à tous les temporaires (dynamiques pour la plupart...) qui sont devenus mes amis.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

25 MAI 1987

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOSINTRODUCTION

CHAPITRE I. ETUDE GEOLOGIQUE REGIONALE

1. Cadre géologique de l'étude

1.1. Situation géologique

- a) Les schistes des Cévennes et les faciès cévenols mésozonaux
- b) Les formations catazonales du bassin de l'Ardèche
- c) Le granite du Velay
- d) Le granite de la Margeride
- e) Les Causses calcaires

1.2. Données structurales sur les Cévennes Médiannes

2. Histoire régionale des déformations

2.1. Déformations souples

- a) Phase 1
- b) Phase 2
- c) Phase 3

2.2. Tectonique cassante

2.2.1. Evolution tardi-hercynienne

- a) Age et durée
- b) Description du réseau de décrochements
- c) Interprétation cinématique
- d) Conclusions

2.2.2. Evolution "pyrénéenne"

19 AOÛT 2003

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

7

11

11

11

13

13

15

16

16

23

2.2.3. Evolution oligocène	25
2.2.4. Evolution "alpine"	27
3. Conclusions	30
3.1. Caractère polyphasé de la tectonique régionale	30
3.2. Importance de la première phase cassante tardi-hercynienne	32
3.3. Effets difficilement discernables des phases tectoniques ultérieures	32
CHAPITRE II. DONNEES GEOLOGIQUES SUR LE SITE	33
1. Cadre géologique	33
1.1. Morphologie	33
1.2. Péetrographie	35
1.2.1. Gneiss ocellé	35
1.2.2. Gneiss leptynique	35
1.2.3. Deux roches moins représentées, ont été reconnues en filons ou en enclaves	37
a) Un filon de rhyolite	
b) Des vagnériles	
2. Etude de la fracturation	39
2.1. Méthodologie	39
a) Déformation et fracturation	
b) Identification pratique des divers types d'accidents	
2.2. Hiérarchie et chronologie des accidents régionaux	46
2.3. La fracturation sur le site	49
2.3.1. Les discontinuités d'ordre 3	49

a) La faille F2	
b) La faille F1	
c) La faille F14	
d) L'accident F4	
2.3.2. La fracturation d'ordre 4	64
a) Les familles de discontinuités	
b) Localisation de cette fracturation	
c) Fracturation interne des trois blocs délimités par la fracturation majeure	
2.4. Hiérarchie de la fracturation	78
2.5. Chronologie des mouvements notés sur le site	78
2.6. Exemples d'instabilité de masses rocheuses.	79
a) La fracturation d'ordre 4	
b) La fracturation d'ordre 3	
c) Autres exemples	
d) Conclusions	
3. Conclusions	86
CHAPITRE III. RECHERCHE DES DIRECTIONS DE SOLlicitation ACTUELLES A PUYLAURENT	89
1. Données sismotectoniques régionales existantes	89
1.1. Sismicité du site	89
1.2. Mécanisme au foyer d'un séisme et mesure des contraintes régionales	91
1.2.1. Mécanisme au foyer	91
1.2.2. Mesures de contrainte	97
1.3. Conclusions	100
2. Recherche de nouvelles données par la sismique réfraction	100

2.1. Principes de la méthode	100
2.2. Critères de choix du site de mesure	102
2.2.1. Description du granite	104
2.2.2. Fracturation	105
2.3. Pratique des mesures sur le terrain et types de données étudiées	105
2.3.1. Matériel utilisé	105
a) Description	
b) Précision du dispositif	
c) Géophones utilisés	
2.3.2. Données étudiées	108
2.4. Analyse des résultats	111
2.4.1. Le dispositif I	114
2.4.2. Le dispositif II	117
2.4.3. Les dispositifs III et IV	120
3. Conclusions	120
CHAPITRE IV. RECHERCHE DE TEMOIGNAGES D'UNE CONTRAINTE ACTUELLE A PUYLAURENT	121
1. Perméabilité naturelle du massif	121
1.1. La décompression du massif, facteur d'ouverture des discontinuités	122
1.1.1. Ouverture d'accidents subhorizontaux dans les versants	122
a) Evolution du champ de contraintes dans un pluton granitique consécutivement à son apparition en surface	
b) Anomalies du champ de contraintes dues au creusement d'une vallée	
1.1.2. Ouverture d'accidents préexistants dans les versants par appel au vide	127

1.2. Evolution de la perméabilité de fissures sous les sollicitations tectoniques	128
1.2.1. Directions du champ régional des contraintes	130
1.2.2. Effets du champ de contrainte sur le massif fracturé de Puylaurent	131
2. Les reconnaissances	134
2.1. Venues d'eau en galerie	136
2.1.1. Galerie haute rive droite	136
2.1.2. Galerie basse rive droite	136
2.1.3. Galerie basse rive gauche	136
2.1.4. Conclusions	140
2.2. Les essais d'eau du type Lugeon	140
2.2.1. Principe	140
2.2.2. Résultats	141
a) Rive gauche	
b) Rive droite	
2.2.3. Apports de ces résultats à la connaissance du comportement hydraulique du massif	147
a) Décompression du massif rocheux	
b) Comportement de la fracturation majeure à l'échelle du site	
c) Comportement de la fracturation interne des blocs définis au second chapitre	
3. Conclusions	154
<u>CONCLUSIONS GENERALES</u>	157
<u>ANNEXES</u>	161
<u>LISTE DES FIGURES</u>	197
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	202

- I N T R O D U C T I O N -

Depuis quelques années, l'un des thèmes de recherche explorés par l'équipe de Géologie du Génie Civil de l'I.R.I.G.M. est l'étude de l'influence des déformations subies et des sollicitations actuelles sur les propriétés géomécaniques d'un massif rocheux.

Il vient notamment d'être démontré (A. Giraud, 1986), dans une région du globe dont l'évolution tectonique a été relativement simple (Arabie Séoudite), que l'anisotropie de quelques caractéristiques géotechniques essentielles du massif (perméabilité, module de déformation...) était induite par la fracturation initiale et l'état de contrainte actuel.

Il était, dès lors, tentant de vérifier si la même approche pouvait s'appliquer à des contextes tectoniques polyphasés plus complexes. Il nous fallait toutefois rester dans des conditions pétrographiques similaires à celles de l'Arabie (terrains cristallins et cristallophylliens), ce qui nous affranchissait des discontinuités dues à la stratification sédimentaire.

La compréhension de la Division Géologie-Géotechnique de l'E.D.F., que nous tenons à remercier ici, nous a permis de prendre comme terrain de référence un site de barrage qui répondait à notre attente. Il s'agit d'un site encore vierge, étudié voici quelques années, et situé dans le socle cristallophyllien anté-hercynien du SE du Massif Central français (vallée du haut Chassezac), non loin du hameau de Puylaurent (Lozère). Le secteur appartient à une région tectoniquement polyphasée et présente la particularité de se trouver à proximité immédiate de failles importantes à l'échelle régionale, les failles de Villefort et du Goulet, ce qui permettait d'envisager une nette influence structurale sur les caractéristiques géotechniques. Les reconnaissances effectuées nous permettaient de disposer de données sur le comportement du massif autres que ce qui est accessible par les seules investigations de surface. Nous avons néanmoins été amené à combler, dans la mesure du possible, à l'aide des moyens de notre laboratoire, certaines lacunes liées au changement d'optique de l'étude, qui passait du strict domaine de l'application des connaissances géologiques à une recherche plus approfondie.

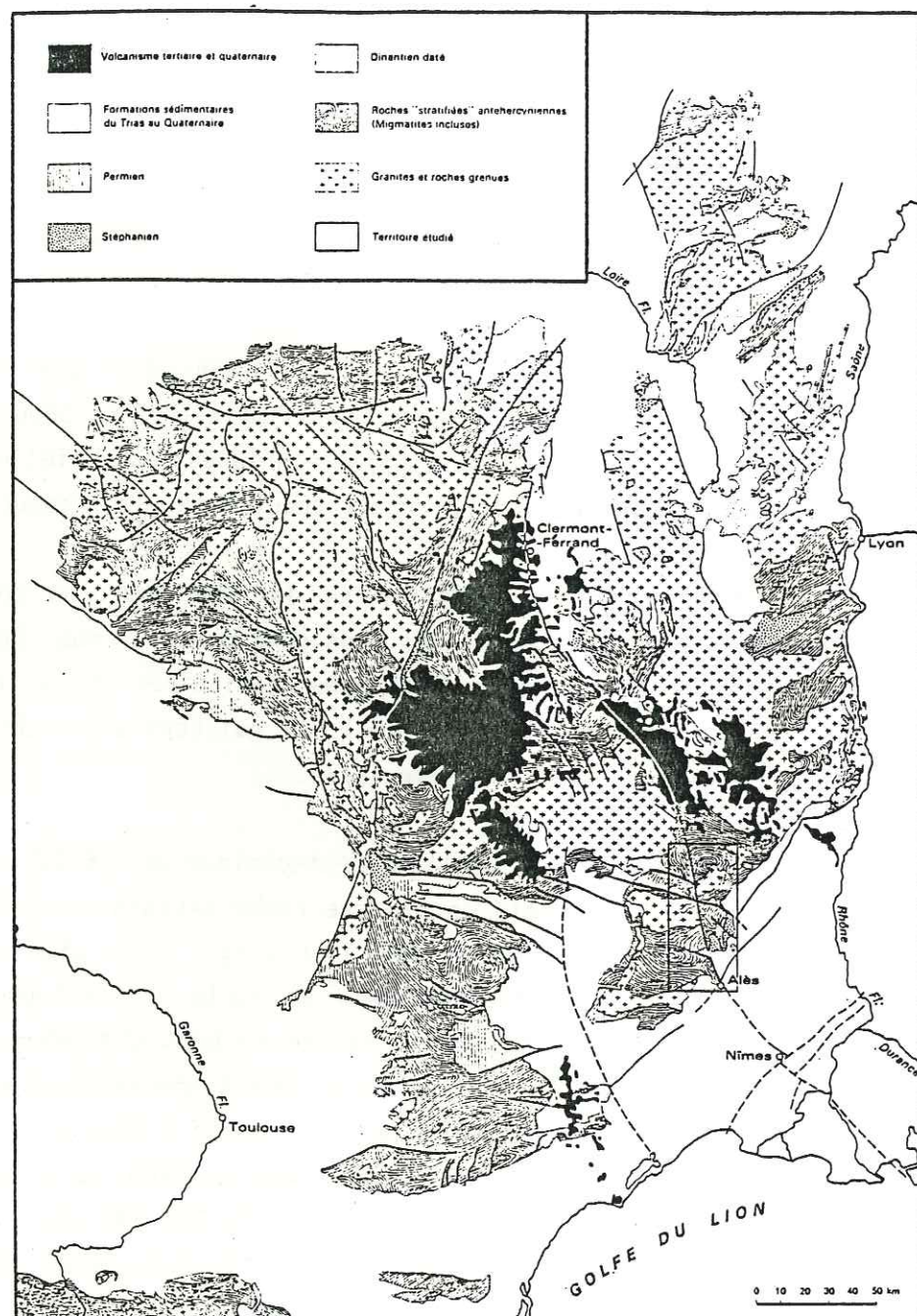


Fig. 0-1. Région intéressée par l'étude

Le plan général de notre mémoire s'organise de la façon suivante.

Dans le premier chapitre, par une étude bibliographique détaillée, nous replaçons le site dans son cadre tectonique régional et donnons un historique des déformations subies par le socle.

Dans le second chapitre, les études structurales détaillées réalisées par nos soins permettent de dépasser le stade de la seule analyse descriptive de la fracturation, et d'esquisser une corrélation hiérarchique et chronologique de celle-ci avec le schéma régional précédent.

Le troisième chapitre s'efforce d'approcher les conditions récentes de sollicitation en déterminant, à toutes les échelles et par des méthodes diverses, l'orientation de ces contraintes, pour en déduire les effets possibles sur le contexte structural du site.

La bonne compréhension de l'histoire structurale régionale et de ses effets sur la fracturation du site, jointe à la mise en évidence des phénomènes tectoniques actuels doit permettre, dans le dernier chapitre, par une réinterprétation des reconnaissances géotechniques (en particulier des essais Lugeon), de vérifier la validité de nos hypothèses.

Une telle démarche permet, à notre sens, de valoriser les études géologiques en permettant de prévoir les directions d'anisotropie des caractéristiques géotechniques majeures d'un site, ce qui peut accroître nettement l'efficacité de la campagne de reconnaissances qui en représente la suite logique.

Chapitre I - E T U D E G E O L O G I Q U E R E G I O N A L E

1. CADRE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE

1.1. Situation géologique

La région étudiée (pl. I) fait partie des Cévennes médianes et se compose de terrains cristallophylliens, disposés en "écaillés" de direction méridienne, et limités à l'Ouest par le massif granitique de la Margeride, au Sud et Sud-Est par les schistes épizonaux des Cévennes méridionales.

Dans la région Laveyrune-La Bastide-Prévenchères, la série métamorphique est affectée par l'accident de Villefort, prolongement nord de la dislocation régordane (Pellet, 1972) qui décale vers le Nord le massif de la Borne d'une dizaine de kilomètres par rapport au massif du Mont Lozère.

On peut ainsi distinguer plusieurs unités qui s'étendent, pour la plupart, bien au-delà du secteur étudié.

a) Les schistes des Cévennes et les faciès cévenols mésozonaux

Ils occupent la partie orientale et méridionale de cette région. Cette puissante série, recoupée par de nombreux batholites granitiques (Lozère, Borne...) présente les caractères des faciès épizonaux (Lapadu-Hargues, 1947a ; Weisbrod, 1970) et une paragenèse atypique à Albite-Chlorite-Muscovite (schistes des Cévennes s.s.).

b) Les formations catazonales du bassin de l'Ardèche

Elles se développent au Nord des faciès cévenols et à l'Est de la dislocation de Villefort et sont constituées par la succession de trois unités lithologiques :

- gneiss et micaschistes supérieurs
- leptynites
- gneiss ocellés.

Ce dernier ensemble, qui s'intègre dans une série ayant subi un épisode métamorphique de basse pression (micaschistes et gneiss à andalousite-sillimanite), peut être suivi vers le Nord jusqu'à La Chaise-Dieu, où il borde à l'Est les formations du Haut-Allier, métamorphisées dans un climat de moyenne pression à disthène-sillimanite (Forestier, 1964), reprises ultérieurement par un épisode basse pression mieux marqué dans le secteur oriental. Dans leur partie moyenne (Langogne, Alleyras), les gneiss ocellés disparaissent sous les plateaux basaltiques du Devès.

c) Le granite du Velay

Les gneiss ocellés bordent au Sud-Ouest et au Sud le massif du Velay-Vivaraïs, vaste ensemble granitique qui se développe en direction du Nord-Est, couvrant ainsi une bonne partie des Cévennes Septentrionales.

Cette formation "semble s'évaser vers le bas" jusqu'à une grande profondeur, et possède le caractère autochtone à sub-autochtone d'un véritable dôme batholitique (Couturié, 1977).

A la périphérie, les relations avec les schistes cristallins sont bien connues et tous les auteurs (Chenevoy, 1958 ; Weisbrod, 1970...) ont insisté sur le passage progressif du granite à ces faciès que l'on trouve en panneaux ou sur la bordure du massif. La disposition en dôme de l'encaissant métamorphique paraît correspondre à une poussée diapirique (Weisbrod, 1970 ; Couturié, 1977). Cette poussée engendre du reste de grands accidents verticaux et de nombreuses dislocations curvilignes E-W (Weisbrod, 1970) dans le bassin de l'Ardèche.

d) Le granite de la Margeride

Les "écaillés" cristallophylliennes du Chassezac sont limitées à l'Ouest par l'extrémité est du massif porphyroïde de la Margeride, granite calco-alcalin monzonitique à gisement laccolitique.

Les relations entre le granite et son enveloppe métamorphique sont masquées, dans cette région, par des actions dynamiques tardives, qui sont une des raisons pour lesquelles le métamorphisme de contact n'a pu être mis en évidence (Couturié, 1977).

e) Les Causses calcaires

Dans le secteur Montbel-Belvezet, les écaillés du Chassezac et le granite de la Margeride sont recouverts en discordance par des formations sédimentaires secondaires (Causse de Montbel), dont il subsiste un lambeau coincé contre le flanc nord de la faille du Goulet (les Chazeaux-Mirandol - le Mas).

1.2. Données structurales sur les Cévennes Médiannes

Dans une étude tectonique des Cévennes Médiannes, A. Weisbrod (1967 ; 1970) reconnaît trois domaines structuraux :

a) le domaine des formations catazonales du bassin de l'Ardèche, caractérisé par un plissement isoclinal assez simple, redressé, de direction grossièrement E-W, précoce ou contemporain du métamorphisme hercynien et de la migmatisation, mais qui se continue en partie après eux, puis dégénère en accidents cassants ;

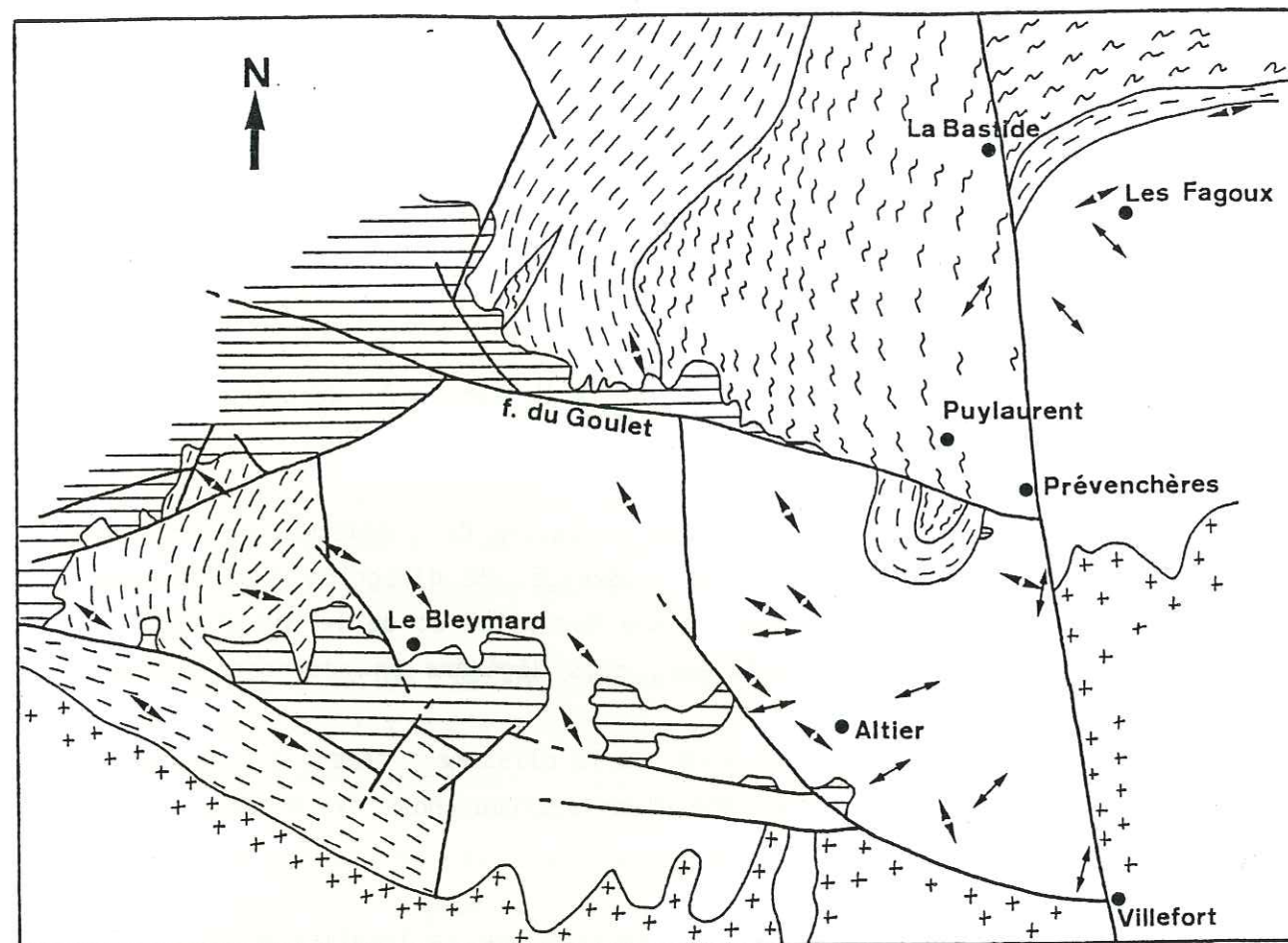
b) le domaine des schistes des Cévennes, où le plissement majeur est également E-W à NE-SW mais plus tardif, accompagné d'une "rétromorphose dynamique notable" (tectonique cévenole) ;

c) le domaine du bassin de l'Allier. Ce secteur, où se localise notre étude, voit les plis ardéchois E-W s'amortir plus ou moins au niveau du prolongement septentrional actuel de l'accident de Villefort (dislocation régordane). Cette zone subit un plissement tardif N-S, post-métamorphe, de style isoclinal, parfois écaillé et déversé vers l'Est (Longchambon, 1937 ; Lapadu-Hargues, 1947a) et s'accompagne d'une rétro-morphose dynamique (tectonique langonnaise).

2. HISTOIRE REGIONALE DES DEFORMATIONS

P. Lapadu-Hargues (1947a) distingue deux types de tectonique dans la région :

- une tectonique souple, synmétamorphe,
- une tectonique cassante, postérieure aux intrusions granitiques, tardihercynienne et ayant joué lors des phases secondaires, tertiaires et quaternaires.



Légende

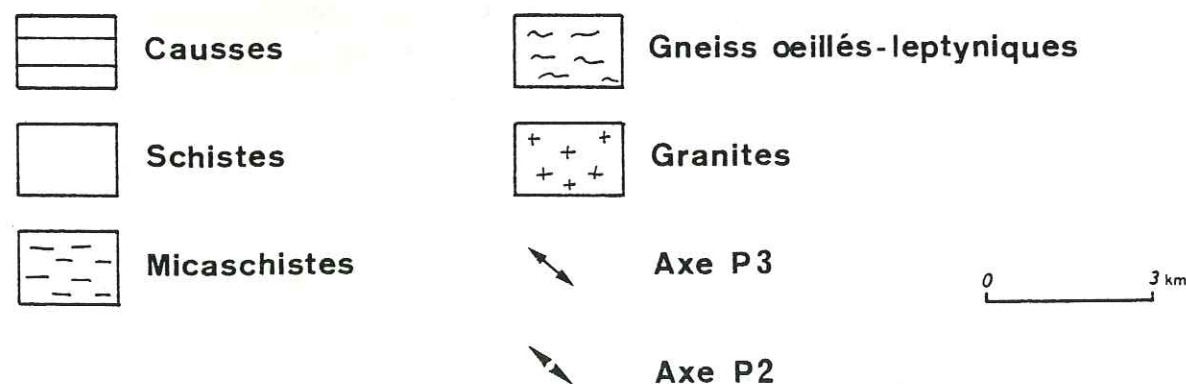


Fig. 1-1. Orientation régionale des plis P2 et P3

2.1. Déformations souples

Les récents travaux de J. Nègron (1979) et M. Viard (1981), sur les terrains cristallophylliens des Cévennes médianes, permettent d'individualiser trois phases de déformation.

a) Phase 1

Elle est responsable de la foliation régionale S1. Celle-ci est liée à des plis P1 rarement représentés dans notre secteur. Lorsqu'ils sont visibles, ce sont des plis isoclinaux très serrés, dont les axes s'orientent selon deux directions :

- à l'Est de la faille de Villefort, ils sont orientés NE-SW,
- à l'Ouest de cette faille, leur direction est sub-méridienne.

b) Phase 2

Elle se traduit essentiellement par des plis P2 en chevrons, d'amplitude millimétrique à pluricentimétrique, ou des plis ouverts pluridécimétriques. Ces plis, déversés au SW, ont une orientation homogène dans tout le secteur (N 135-140 E), excepté à l'Est de la F. de Villefort, et résulteraient d'une compression NE-SW (fig. 1-1.).

c) Phase 3

Au Nord de la faille du Goulet, cette phase se manifeste par des plis P3 à grand rayon ou par des kinks. Ces plis sont orientés NE-SW à l'Ouest de la faille de Villefort et NW-SE à l'Est (fig. 1-1.).

Au Sud de la faille du Goulet, M. Viard (1981) met en évidence des plis P3, centi- à décimétriques. Ceux-ci apparaissent à partir du village d'Altier et sont de plus en plus nombreux et bien marqués si l'on se rapproche de la faille de Villefort (fig. 1-1.).

En parallèle, leur orientation varie sur ce même parcours : de N 70-80 E au niveau d'Altier, ils passent progressivement à N 0 contre celle-ci.

Pour l'auteur, ces plis sont liés à la faille de Villefort et traduisent un raccourcissement local NNW-SSE. Ils correspondraient à la phase initiale de la déformation aboutissant, plus tard, à la formation de cet accident.

2.2. Tectonique cassante

2.2.1. Evolution tardi-hercynienne

Elle s'exprime essentiellement par des accidents décrochants, encore visibles actuellement (F. du Goulet...).

a) Age et durée

F. Arthaud et P. Matte (1975) font débiter cette phase après la tectonique souple et le métamorphisme général, pendant les stades hydrothermaux du magmatisme granitique : en effet, les premiers décrochements recoupent toutes les structures plissées synmétamorphiques et les granites circonscrits.

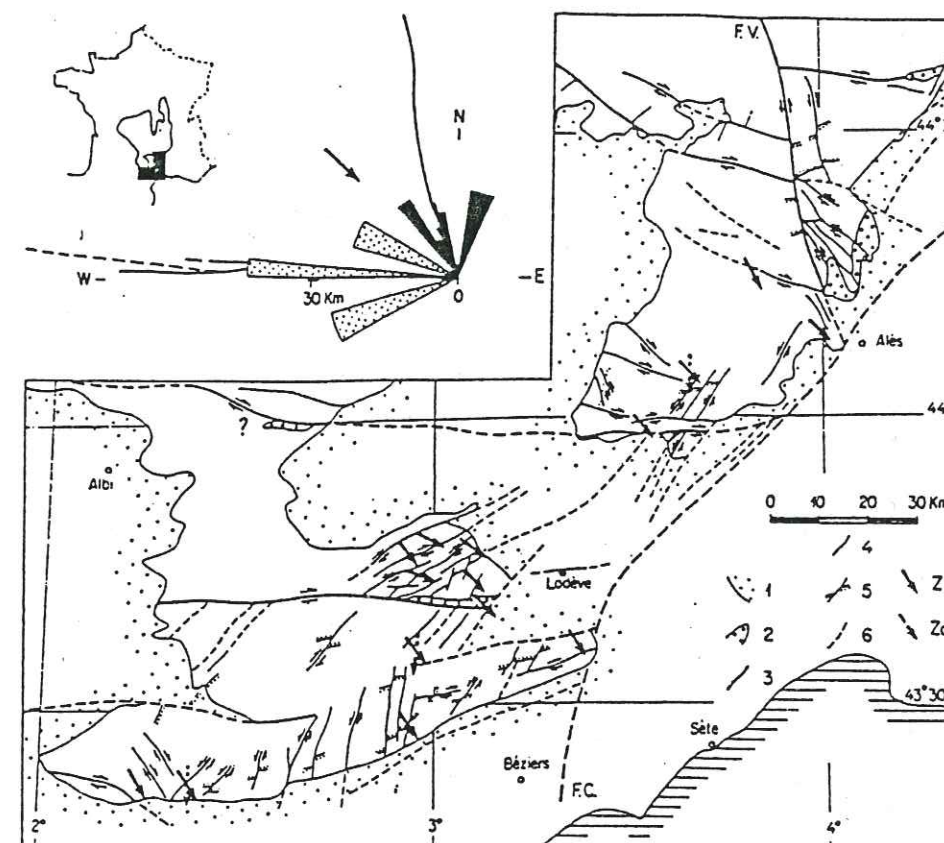
Ces décrochements se sont poursuivis pendant le Stéphanien et ont cessé avant le Permien : ils sont donc en gros d'âge stéphanien. Les auteurs leur attribuent une durée de l'ordre de 20 Ma.

b) Description du réseau de décrochements

La phase de compression tardi-hercynienne, qui provoque la naissance des décrochements, est un épisode important dans l'évolution régionale. En effet, ces décrochements feront sentir leur influence durant toute l'histoire géologique ultérieure.

La figure 1-2 montre la multiplicité de ces accidents. Beaucoup ont des directions communes, ce qui permet à ces auteurs de les classer en quatre groupes. Parmi ces accidents, celui de Villefort paraît assez singulier et remarquable, ce qui nous a conduit à le décrire en détail plus loin.

- Décrochements E-W à WNW-ESE, dextres, de grande dimension (50 voire 100 km de long), avec des déplacements horizontaux pouvant aller, pour certains d'entre eux, jusqu'à 30 km : ce sont les accidents majeurs de la région.



Les décrochements tardi-hercyniens dans la Montagne Noire et le sud des Cévennes. Les principaux décrochements du socle hercynien sont représentés ainsi que les stations où la direction de compression a été déterminée à l'échelle microtectonique. La rosace donne la dispersion et la longueur moyenne des différentes familles de décrochements ainsi que la direction régionale de compression. Symboles: 1 = terrains post-paléozoïques; 2 = bassins stéphanien; 3 = accidents majeurs; 4 = accidents secondaires; 5 = indications du rejet horizontal cartographique; 6 = accidents antétriasiques (réutilisés); Z = direction de compression à l'échelle microtectonique; Zo = direction de compression précoce.

Fig. 1-2. (d'après Arthaud et Matte, 1975)

Dans le secteur du barrage de Puylaurent, l'importance régionale de la faille du Goulet, son orientation E-W et son jeu dextre matérialisé par le décalage de l'anticlinal de La Bastide-Prévenchères, nous permet de la considérer comme appartenant à ces accidents majeurs. Cependant, au contraire de ces derniers, l'amplitude du déplacement y est faible (quelques centaines de mètres). Cette faille se prolongerait à l'Est (Arthaud, in Raynaud, 1979), au-delà de la faille de Villefort, et après un décalage de 12 km vers le N par celle-ci, par la faille bordière du bassin d'Aujac.

- Décrochements NE-SW, dextres, de taille plus modeste et de rejet moindre (de l'ordre du km). Pour F. Arthaud et Ph. Matte, ces décrochements sont mineurs par rapport aux précédents et leur localisation suggère qu'il s'agit de satellites de 2e ordre.

- Décrochements N-S à NW-SE, sénestres, dont le plus important est la faille de Villefort. Les autres accidents de cette famille étant beaucoup moins importants et de rejet faible (de l'ordre du km), font dire à Arthaud et Matte qu'il s'agit également de satellites de 2e ordre des grands accidents E-W.

- Décrochements NNE-SSW à NE-SW, sénestres, d'une longueur maximale de 30 km, avec des rejets faibles. Ces décrochements sont plus particulièrement présents dans le Sud de la Montagne Noire et des Cévennes.

- Cas particulier : la discontinuité régordane

J. Pellet, en 1972, propose de baptiser ainsi la longue zone de faiblesse du socle, de direction N-S, étendue de La Bastide jusqu'à Alès (fig. 1-3.).

Pour cet auteur, cette dislocation, nommée au sens large faille de Villefort, est constituée du Nord au Sud par plusieurs tronçons ayant eu des comportements différents (fig. 1-4.) :

. la faille de Villefort (sensu stricto), de La Bastide jusqu'au Sud de Génolhac, dont le jeu majeur est à composante horizontale senestre ;

. une zone de relais, de Génolhac à Ste-Cécile-d'Andorge, affectée du même jeu que la faille de Villefort (s.s.) ;

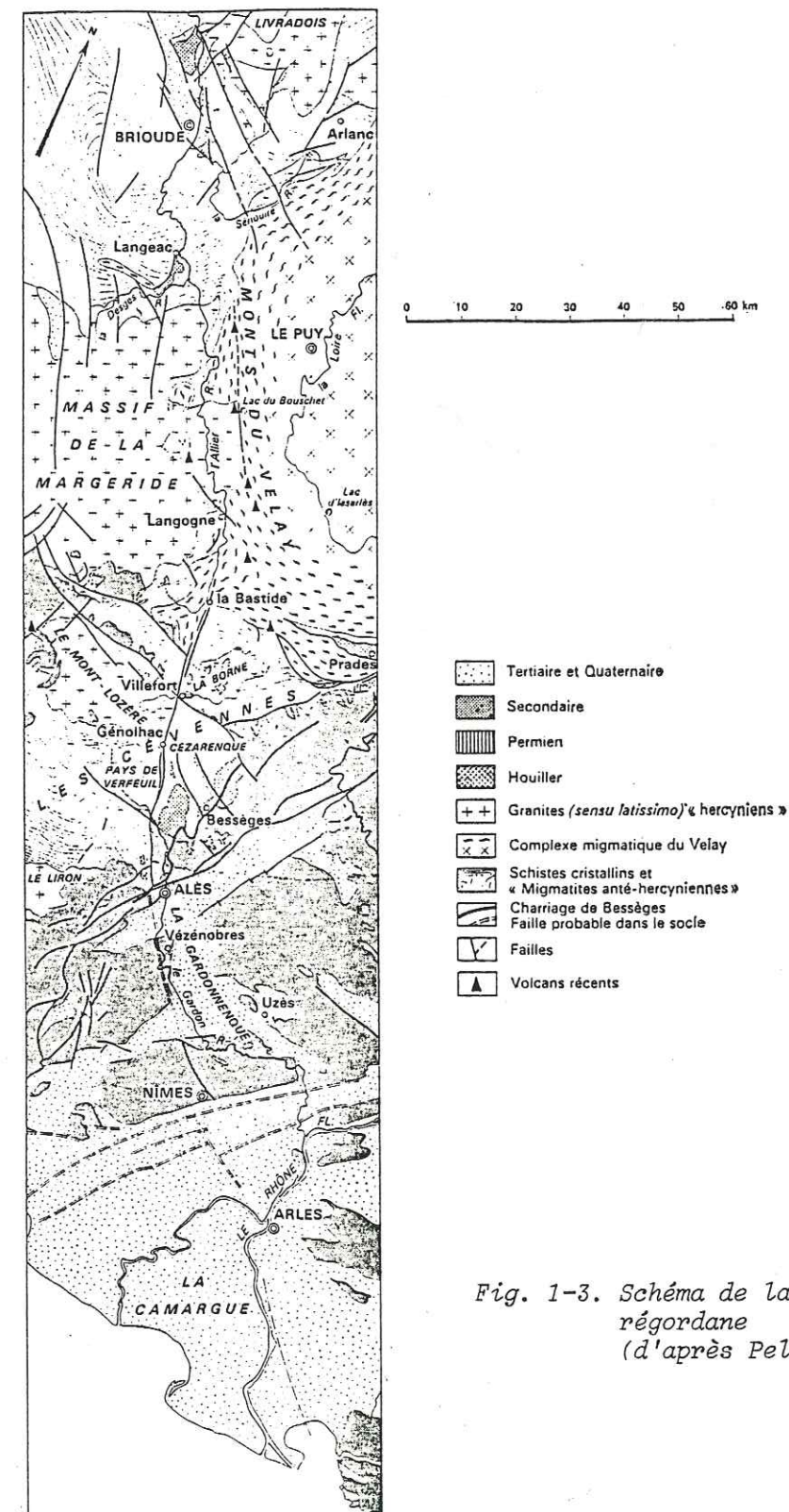


Fig. 1-3. Schéma de la dislocation régordane (d'après Pellet, 1972)

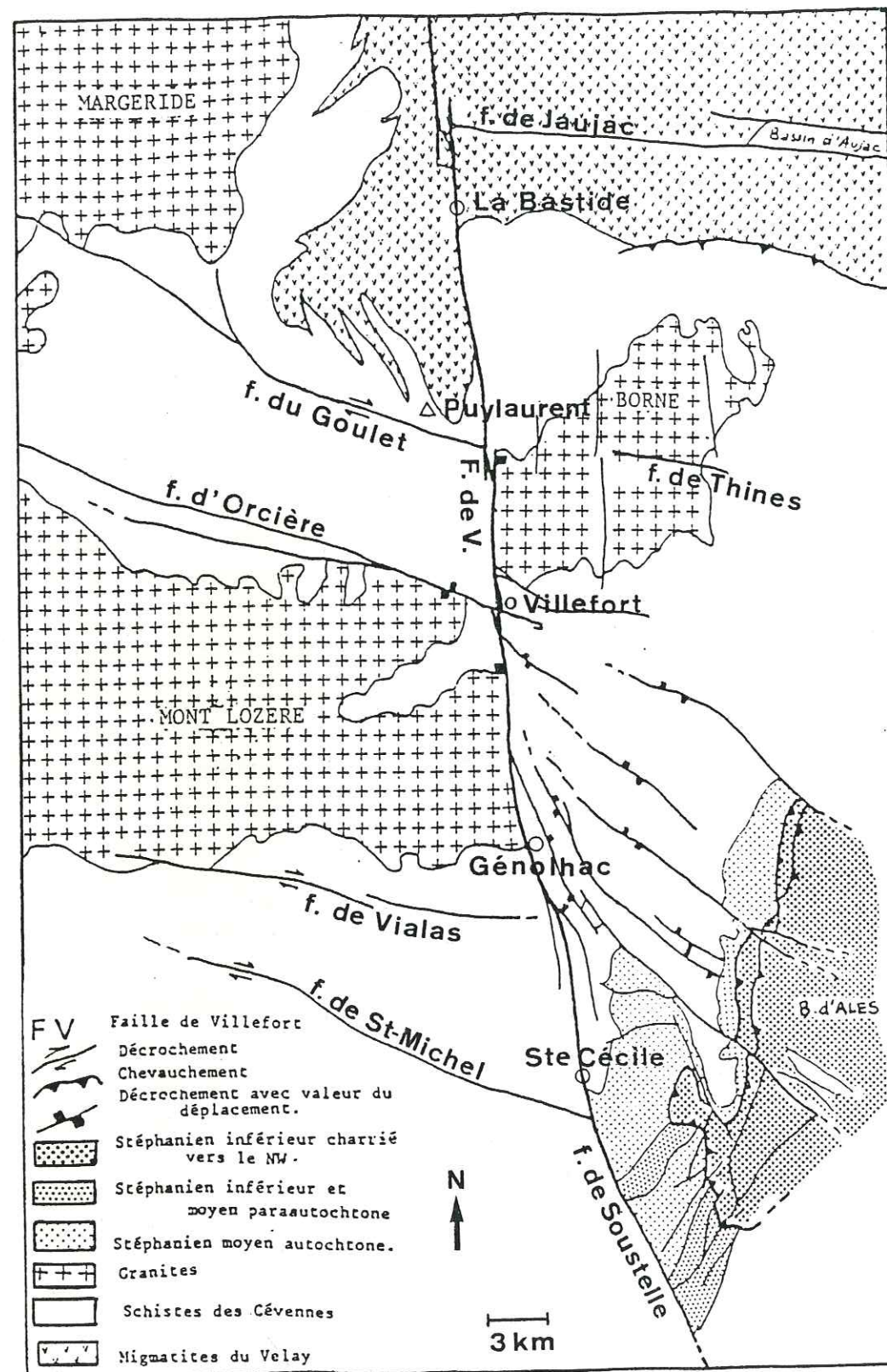


Fig. 1-4. Schéma structural régional
(d'après Arthaud et Matte, 1975)

. la faille de Soustelle, de Ste-Cécile au NW d'Alès. Cette faille fait partie intégrante de la dislocation régordane mais son comportement est différent.

La dislocation régordane se termine classiquement (Pellet, 1972) au Nord par la torsion des migmatites du Velay (fig. 1-3.) et au Sud par des décrochements sénestres du 2e ordre, caractéristiques d'un grand accident (fig. 1-5.).

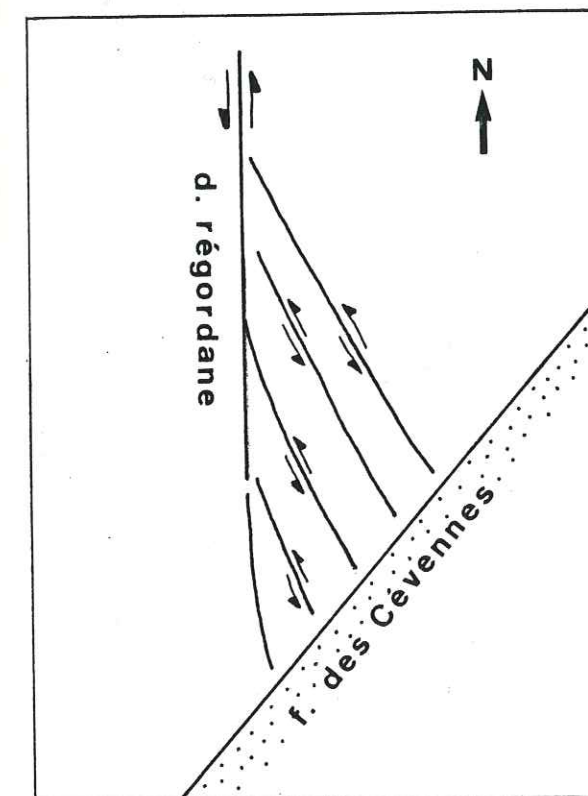


Fig. 1-5. Décrochements sénestres
"transformant" le rejet
d'un décrochement plus
grand

Cependant la terminaison sud bute contre la faille des Cévennes sans que nous sachions ce qui se passe sous le bassin d'Alès.

Quant au jeu de cette dislocation, dans la partie faille de Villefort, c'est G. Fabre (1889) qui apporte les premières précisions. Au vu de la disposition relative des deux plutons granitiques fini-hercyniens du Mt Lozère et de la Borne, il considère ce dernier comme étant le bord oriental du Mt Lozère déplacé



Légende

- | | |
|--|--|
| Fond micaschisteux à tous niveaux | Granulite de la vallée de l'Altier |
| Microconglomérats à quartz bleus | Granites du Mont Lozère et de la Borne |
| Quartzites : a. blancs, b. charbonneux | |
| Niveaux cafémiqes et lentilles à mispickel | |
| Gneiss albitiques et quartzites feldspathiques lités | |
| Gneiss de la Cézairene et leurs faciès amygdalaires | |

Echelle
0 1 2 3 4 5 6 7 8 km

Fig. 1-6. L'accident de Villefort, essai de raccordement (d'après Pellet, 1972)

de plusieurs kilomètres par un coulissage sénestre.

Plus tard, d'autres auteurs, comme A. Demay (1931), H. Longchambon (1937) et P. Lapadu-Hargues (1947a), confirmeront cette hypothèse.

J. Pellet (1972), en étudiant le décalage de certains niveaux-repères, de part et d'autre de l'accident, met en évidence leur possible raccordement (fig. 1-6.) et chiffre le décalage à 11,5 km. Une confirmation pétrographique de cette hypothèse peut être fournie par diverses observations de P. Lapadu-Hargues (1947b), J.-C. Van Moort (1965), J.-P. Couturié (1977), A. Fernandez (1977) et J. Mialhe (1980), qui soulignent la similitude des granites du Mt Lozère et de la Borne, tant sur le plan chimique que sur celui de la pétrofabrique.

Certains auteurs, dont J. Mialhe (1980), font précéder ce coulissage par un rejet vertical. Cette hypothèse permettrait de résoudre les problèmes structuraux, pétrographiques et géochimiques posés par les granites de la Borne et du Pont-de-Montvert.

En face du site de Puylaurent, la faille de Villefort s.s. se dédouble à la faveur d'un relais, en donnant naissance à la F. de Prévenchères.

c) Interprétation cinématique

A l'échelle régionale (fig. 1-2.), on voit que les directions dextres et senestres définissent deux secteurs nets permettant d'admettre une direction de compression NW-SE. A l'échelle microtectonique, cela est confirmé par plusieurs études, dont celle de P. Vergely et J.-L. Blanc (1981).

d) Conclusions

Cette tectonique tardi-hercynienne a une importance considérable, par l'ampleur des décrochements qu'elle engendre, mais aussi par l'influence de son réseau de fractures sur toutes les phases tectoniques postérieures. En effet, les épisodes plus récents auront pour unique résultat de faire rejouer les vieilles discontinuités (fig. 1-4.).

2.2.2. Evolution "pyrénéenne"

Sur le substratum structuré par les événements tectoniques tardi-hercy-

niens se développe au Trias une pénéplaine qui sera recouverte au Jurassique par des formations marines carbonatées transgressives.

Au Jurassique terminal, le Massif Central est, dans son ensemble, émergé, et le restera jusqu'à nos jours.

A l'Eocène terminal se produit la phase majeure "pyrénéenne".

Des études microtectoniques menées dans les terrains secondaires qui jalonnent les failles d'Orcières et du Goulet (Vergely et Blanc, 1981) ont permis de définir les caractères dynamiques de cette déformation cassante : il s'agissait d'une compression de direction sensiblement méridienne.

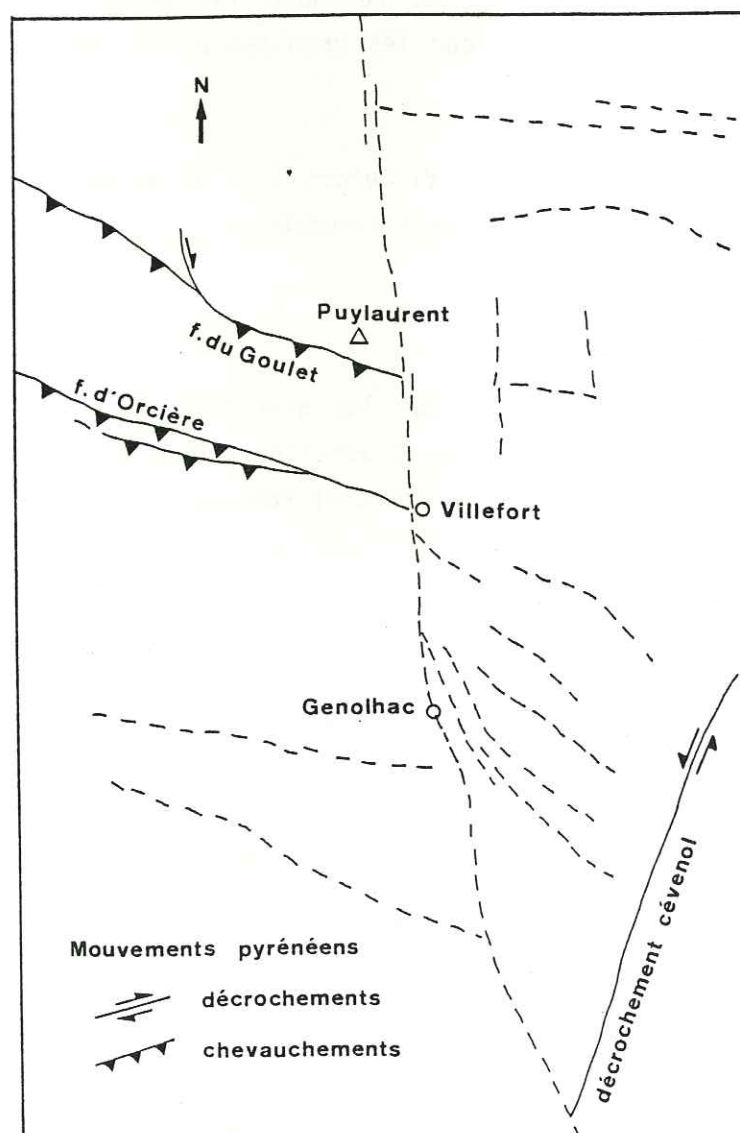


Fig. 1-7. Schéma structural régional de l'effet de la phase pyrénéenne. Les accidents qui n'ont pas joué sont figurés pour mémoire.

Cet épisode s'accorde bien avec l'ensemble des résultats connus dans le Massif Central : Margeride (Grandprat, 1978), bordure W des Cévennes (Macquar, 1973), accidents cévenols (Bergerat, 1981a), ainsi que dans les régions limitrophes (Languedoc : Arthaud et Vernay, 1981).

L'effet principal de cette compression est de faire rejouer les accidents tardihercyniens, en particulier les grands accidents régionaux comme les failles d'Orcières ou du Goulet. Ceux-ci évoluent en failles inverses à regard nord, en particulier dans leur tronçon E-W, ou en décrochements dextres s'ils s'orientent vers NW-SE, par exemple à l'extrémité occidentale de la faille du Goulet (fig. 1-7.).

Au niveau de la discontinuité régordane, J. Pellet (1972) exclut tout rejeu horizontal post-liasique. De même S. Raynaud (1979), dans son travail sur la Borne, n'observe aucun jeu pyrénéen sur la faille de Villefort (s.s.).

En résumé, ce que l'on peut retenir de cette phase tectonique, c'est son caractère régional, et le fait qu'elle ne s'exprime que par des déplacements uniquement localisés sur les anciens accidents tardi-hercyniens.

2.2.3. Evolution oligocène

L'ensemble de la région est soumis, à l'Oligocène, à une phase tectonique distensive importante, induisant la formation de bassins subsidents (Alès, Naussac, Le Puy, Limagnes...) et le dépôt, dans ceux-ci, de formations continentales.

Les études microtectoniques effectuées au pourtour du Massif Central, par exemple sur la zone faillée cévenole (F. Bergerat, 1981) ou sur les bordures des bassins tectoniques, (bassin de St-Flour : Burg et al., 1982) révèlent des directions d'extension assez variables. En effet, il semble que la direction d'extension σ_3 horizontale soit comprise entre N 90 et N 120 E.

Le trait marquant de cette extension est l'influence qu'y a prise l'architecture héritée des épisodes cassants antérieurs. P. Burg et A. Etchecopar (1980) montrent que l'ouverture du bassin de Brioude est bien due à une sollicitation E-W, puisque les failles NW-SE qui le bordent ont alors subi un décrochement dextre d'amplitude supérieure à leur jeu vertical.

F. Bergerat (1983) souligne également le rôle de l'héritage hercynien lors de l'effondrement de la Limagne de Montbrison, en notant, sur les miroirs de faille, des stries obliques, témoignage de la composante décrochante du mouvement.

D'autres exemples, comme ceux des bassins de St-Flour (Burg et al., 1982) ou de Naussac (Vergely et Blanc, 1981) confirment ces conclusions.

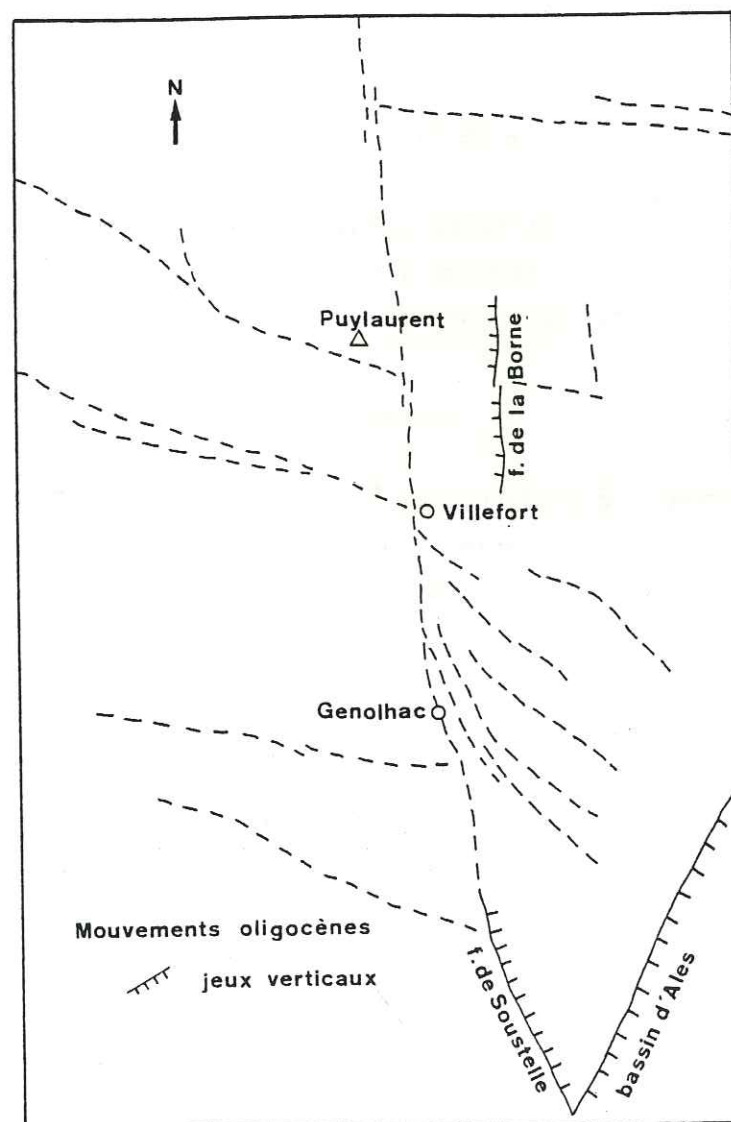


Fig. 1-8. Schéma structural régional de l'effet de la phase oligocène. Les accidents qui n'ont pas joué sont figurés pour mémoire

Curieusement, on ne note aucune répercussion de cette extension E-W sur la faille de Villefort.

Dans le granite de la Borne, J. Mialhe (1980) voit l'explication de la différence d'altitude (200 m) existant entre les placages triasiques situés de part et d'autre de la faille N-S de la Borne dans un jeu de celle-ci en faille normale (fig. 1-8.).

D'autres auteurs attribuent également à cette phase le rejou de la faille de Soustelle (entre Branoux et Malataverne), qui abaisse considérablement le compartiment oriental (fig. 1-8.). Il est d'ailleurs raisonnable de penser que cet épisode a eu des répercussions en réactivant les grands accidents.

Au vu des résultats des travaux cités plus haut, nous pouvons envisager :

- l'apparition d'une fracturation N-S,
- le rejou de failles N-S préexistantes en failles normales,
- le rejou d'accidents NNW-SSE en failles normales mais avec une composante horizontale dextre,
- le rejou d'accidents NW-SE en décrochements dextres.

Pour conclure, il faut encore souligner l'influence déterminante des directions de fracturation hercyniennes. La distension oligocène s'exprime très localement par l'apparition de bassins tectoniques. Ailleurs, ses effets sont moins nets.

2.2.4. Evolution "alpine"

Les jeux post-oligocènes, dans le socle du Massif Central, sont très mal connus et datés, faute de dépôts sédimentaires postérieurs à l'Oligocène. Cependant, pour P. Burg et A. Etchecopar (1980), la présence évidente de failles post-oligocènes dans des régions voisines et l'activité volcanique, paroxysmale au Néogène et au Quaternaire, sont le témoignage d'une remobilisation tectonique.

La dynamique de ces événements a été mise en évidence dans les terrains sédimentaires bordant le socle cristallin. C'est ainsi que F. Bergerat (1981a) note, au niveau des accidents cévenols, les empreintes de deux phases alpines récentes :

- une phase compressive NE-SW, datée de l'Aquitanién, faisant rejouer les accidents N 30 antérieurs en décrochements dextres ;
- une seconde phase, moins spectaculaire, fini-Miocène et orientée E-W, responsable d'un rejeu, mais senestre cette fois-ci, en faille inverse pour plusieurs failles N 30, et de décrochements dextres sur certaines cassures SW-NE.

La tectonique post-miocène est analysée au moyen d'arguments divers.

Certains auteurs, comme J.-P. Gibert et al. (1975) ou S. Raynaud (1979), estiment qu'à partir du Miocène on entre dans un régime distensif. Les premiers montrent que, sur le site thermal de Chaudes-Aigues (Cantal), l'ascension des eaux chaudes se fait suivant un système de fractures ancien (tardi-hercynien), réactivé par une extension néogène NW-SE. S. Raynaud (1979), pour sa part, considère comme plioquaternaire le rejeu en distension qui affecte la faille N-S de la Borne.

Les recherches menées sur le volcanisme néogène et quaternaire de la bordure méridionale du Massif Central, et en particulier l'utilisation faite de l'étude structurale et géochronologique des réseaux de dykes magmatiques comme indicateurs de paléocontraintes, a permis de préciser la dynamique tectonique post-miocène.

Selon E.M. Anderson (1951), les dykes se propagent parallèlement à la direction de contrainte principale maximale qui affecte les terrains encaissants. J. Gastaud et al. (1983), G. Feraud et R. Campredon (1983) ont appliqué ce raisonnement au volcanisme alcalin récent du Sud de la France (fig. 1-9.). Ils observent une évolution spatiale de l'orientation du réseau de dykes : de N-S dans le Languedoc à NW-SE dans les Causses, l'Aubrac et les Coirons. Le changement d'orientation correspond également à une évolution dans le temps, les dykes N-S étant plus récents (1,9 à 0,7 Ma) que les dykes NW-SE (8 à 6 Ma).

Deux hypothèses sont envisagées :

- soit la direction de la contrainte maximale σ_1 est restée constante entre 8 et 0,7 Ma. La rotation des dykes, des Coirons vers le Languedoc, serait l'expression d'une variation locale du champ de contraintes. Cette hypothèse expliquerait le parallélisme existant entre la direction du réseau de dykes des Coirons et les mesures de contrainte in-situ faites dans la région (cf. chapitre III)

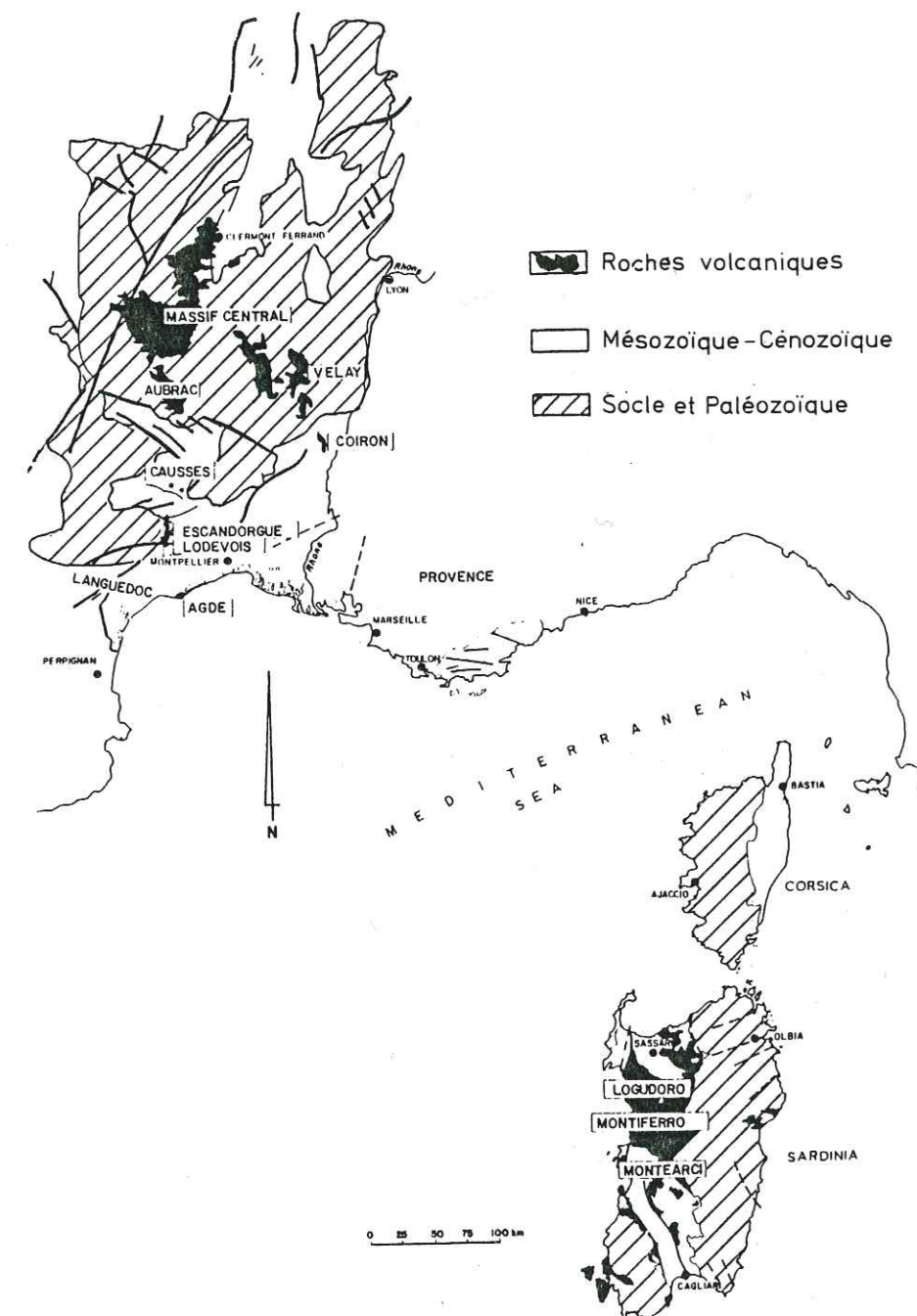


Fig. 1-9. Carte des réseaux de dykes tertiaires et quaternaires de la plate-forme périlpine en France et en Sardaigne (d'après Feraud et Campredon, 1983)

- soit σ_1 était orientée NW-SE entre 8 et 6 Ma, puis a tourné, pour devenir N-S entre 1,9 et 0,7 Ma. Les auteurs attribuent ce phénomène à une diminution de l'influence alpine. Cette diminution serait continue depuis le début du Miocène, où l'orientation était clairement E-W (Bergerat, 1981b).

3. CONCLUSIONS

De la synthèse des études structurales menées dans la portion SE du Massif Central et son pourtour (tabl. 1-1.) se dégagent trois caractéristiques.

3.1. Caractère polyphasé de la tectonique régionale

L'histoire structurale débute par une tectonique souple synmétamorphe avec 3 phases de plissement :

- une phase compressive précoce, mal visible dans notre secteur ;
- une phase compressive NE-SW engendrant un système de plis orientés N 135-140 E ;
- une phase compressive orientée NNW-SSE dont les plis accompagnent la faille de Villefort.

Cette dernière phase est le départ des cinq phases cassantes suivantes :

- une phase tardi-hercynienne (Stéphanien) qui, d'après les mouvements induits, correspond à une compression NW-SE. Il s'agit là de la phase cassante majeure ;
- une phase "pyrénéenne" (Eocène supérieur), compressive selon une direction N-S. Cette phase est bien ressentie dans le secteur du barrage de Puylaurent, notamment au niveau de l'accident hercynien du Goulet ;
- une phase de distension oligocène, dirigée globalement E-W, responsable de l'effondrement des bassins du Massif Central ;
- une phase compressive miocène, en rapport avec les phases "alpines". L'influence de cet événement est notable dans les terrains sédimentaires qui bordent

M. GRANDPRAT (1978) (Margeride)	J.P. GIBERT (1975) (Caudès-Aigues)	J.C. MACQUAR (1973) (in Grandprat 1978) (Bordure W des Cévennes)	F. ARTHAUD et P. VERNAY (1981) (Languedoc)	J. NEGRON et M. VIARD (1981) (Nord du Mt Lozère)	F. BERGERAT (1981) (Accidents cévenols)	S. RAYNAUD et T. GRANIER (M. de la Borne)
COMPRESSION NE-SW (Anté-stéphanienne)	COMPRESSION NE-SW (Dinantien - 330 Ma)		COMPRESSION NE-SW	COMPRESSIONS ?		COMPRESSION N-S
COMPRESSION NNW-ESE (Anté-stéphanienne)	COMPRESSION NNW-ESE		COMPRESSION NW-SE à NNW-SSE	COMPRESSION NNW-SSE		COMPRESSION NW-SE
DISTENSION E-W puis COMPRESSION NNW-ESE (Stéphanien sup.)	DISTENSION NE-SW à E-W (Trias sup. - 191 ± 10 Ma)		DISTENSION E-W (Permien)			DISTENSION N-S (Permien)
COMPRESSION NW-SE puis COMPRESSION N-S (Limite Trias-Lias)		SUBSIDENCE CAUSSENAIRE				
		DISTENSION N-S (Post-Jurassique sup.)				
COMPRESSION NE-SW (Eocène sup.)	COMPRESSION NNE-SSW	COMPRESSION N-S (Eocène sup.)	COMPRESSION N-S		COMPRESSION N-S (Eocène sup.)	COMPRESSION N-S
DISTENSION NE-SW (Oligo-Néogène)	DISTENSION NNW-ESE ENE-WSW (Oligo-Néogène)	DISTENSION E-W (Oligocène)	DISTENSION NNW-SE (Oligocène)		DISTENSION ESE-MNW (Oligocène)	DISTENSION (Oligocène)
		COMPRESSION E-W (Néogène)			COMPRESSION NE-SW (post-aquitaine)	
		DISTENSION E-W (Néogène)			COMPRESSION E-W (fin Miocène)	

Tableau 1-1. Modèles chrono-structuraux proposés pour des régions voisines

au Sud le Massif Central, et on peut considérer qu'il correspond à une compression NE-SW à E-W ;

h) Une phase plio-quaternaire, qui semble compressive, mais avec des directions variables. Ces directions, qui persistent peut-être actuellement, varient entre NW-SE et N-S. Mis à part le volcanisme, leurs conséquences sur la fracturation régionale préexistante sont peu évidentes.

3.2. Importance de la première phase cassante tardihercynienne

Elle se situe à deux niveaux :

a) l'amplitude des mouvements est telle (une dizaine de km sur la faille de Villefort) que le schéma de fracturation est encore visible actuellement ;

b) lors des épisodes tectoniques ultérieurs, le réseau déjà acquis va canaliser à son profit les déformations. Ses discontinuités seront amenées à rejouer conformément aux nouvelles directions de sollicitation.

3.3. Effets difficilement discernables des phases tectoniques ultérieures

Pour définir la direction des plus récentes d'entre elles, nous nous sommes référés aux études sur le volcanisme plio-quaternaire. Les données recueillies par cette voie indiquent, pour une période subactuelle (0,7 Ma), que la région était soumise à une sollicitation N-S. Nous nous proposons de vérifier (chapitre III) si, aux abords du site du barrage de Puylaurent, cette orientation a persisté ou non.

Chapitre II - DONNEES GEOLOGIQUES SUR LE SITE

"L'analyse est parfois un moyen de dégoûter en détail de ce qui était supportable comme ensemble."

Paul VALERY

1. CADRE GEOLOGIQUE

1.1. Morphologie

Le Chassezac entaille un plateau gneissique (altitude moyenne 1030 à 1050 m) et coule, au droit du site, à la cote 875 m, en direction du N 30 E (fig. 2-1.).



Fig. 2-1. Site du barrage de Puylaurent

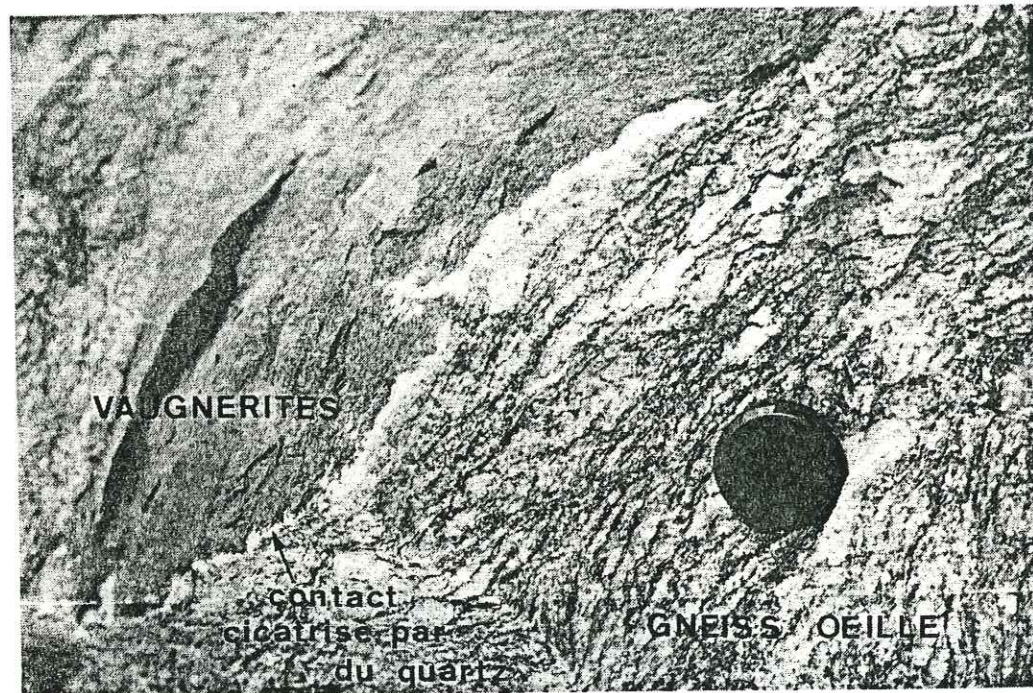


Fig. 2-2. Gneiss oeillés

Les versants de la gorge sont jalonnés par de gros pointements rocheux gneissiques, entourés par d'importants éboulis. L'emplacement du barrage est évident : en effet, une barre rocheuse saillante, perpendiculaire au cours du Chassezac, est franchie par celui-ci dans un étroit défilé.

1.2. Pétrographie

1.2.1. Gneiss oeillé (fig. 2-2.)

Gneiss massif, à lits quartzo-feldspathiques épais (1-2 cm) et souvent plissés, semés de phénocristaux de feldspath. Un fin litage sombre, micacé et contourné, sépare les parties plus claires.

En lame mince :

- le quartz est en plages déformées polycristallines,
- le plagioclase en plaquettes séricitisées et déformées,
- les cristaux d'orthose sont associés aux plagioclases, poecilites (quartz, biotite chloritisée),
- la biotite est très abondante et forme des lits sombres. Cette biotite est en lattes à inclusions de zircon, apatite et quartz,
- la sillimanite est présente en aiguilles dans les plages de biotite.

1.2.2. Gneiss leptynique

Roche d'une couleur rosée provenant de la richesse en orthose. Le litage existe, mais est moins bien exprimé que dans le cas précédent.

En lame mince :

- le quartz est hétérogranulaire, à structure engrenée,
- les cristaux de plagioclase sont généralement déformés,
- le feldspath potassique est une orthose, maclée Carlsbad, perthitique,
- la muscovite est en lattes, poecilite,
- la biotite est peu représentée.

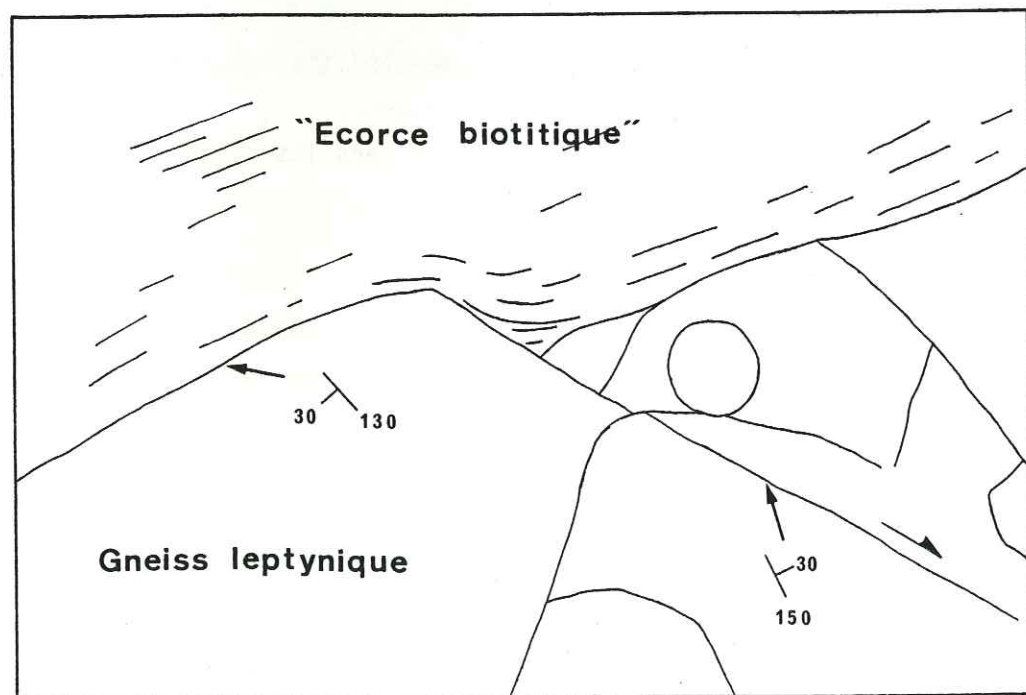
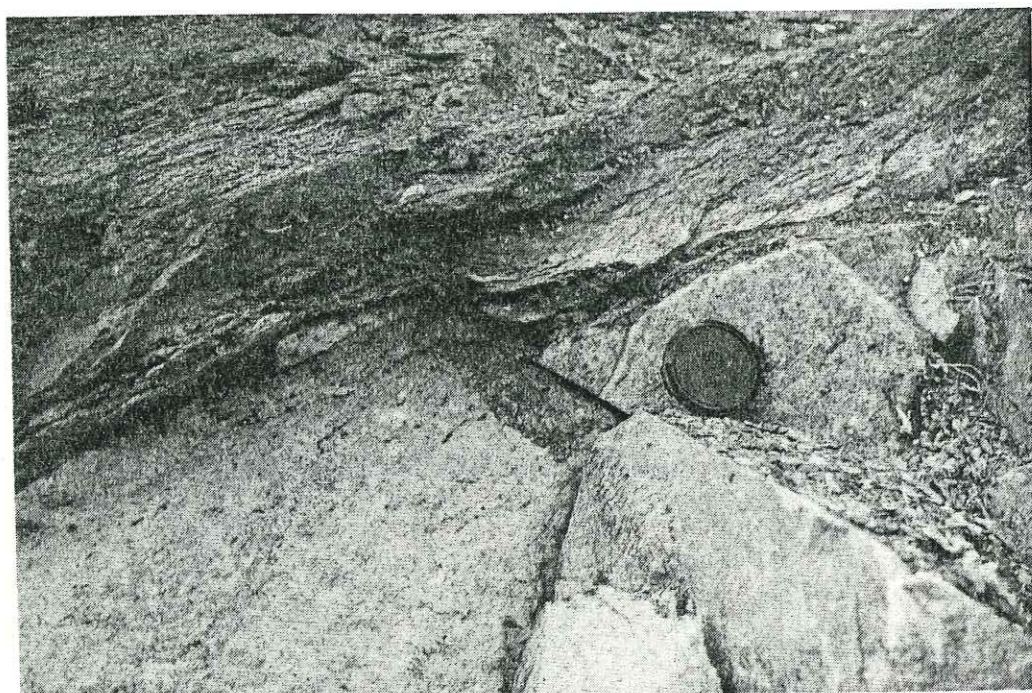


Fig. 2-3. "Ecorce biotitique" des massifs vagnérétiques

1.2.3. Deux roches moins représentées, ont été reconnues en filons ou en enclaves

a) Un filon de rhyolite (1 à 2 m d'épaisseur). Il s'agit d'une roche beige clair, à l'aspect parfois rubané, renfermant des cristaux millimétriques de quartz noyés dans une pâte cryptocristalline. Ce filon subvertical traverse le site du NW vers le SE et a été recoupé dans la plupart des sondages et en galerie.

En lame mince :

- une pâte vitreuse, montrant une structure fluidale,
- quelques phénocristaux de quartz bipyramidés et corrodés,
- quelques plagioclases,
- présence de fissures cicatrisées par du quartz.

b) Des vagnérîtes

Les décapages réalisés en rive gauche et en rive droite ont permis de mettre en évidence de petits massifs de vagnérîtes, de dimension métrique à plurimétrique, intrusifs dans les faciès gneissiques. Ces coupes fraîches permettent d'apprécier les relations entre vagnérîtes et gneiss encaissants : les contacts latéraux par faille sont soulignés par une "écorce biotitique" laminée (Négron, 1979). Cette écorce montre une "pseudo-schistosité" (fig. 2-3) plissée en chevrons dont les axes ont la même orientation que ceux des plis de la phase 2 relevés dans l'encaissant (N 150 E). Ces vagnérîtes ont été rencontrées en galerie et en sondage.

- Description macroscopique

* "Ecorce biotitique"

Elle se développe en bordure du massif de vagnérîte sur une épaisseur de 50 cm à 1 m. Il s'agit d'une roche de couleur sombre, dont la "pseudo-schistosité" plissée est soulignée par de la biotite. Ce matériel est lardé de filonnets sécants quartzofeldspathiques.

* Vagnérîte s.s.

C'est un matériel sombre, compact, à structure isotrope, à grain millimé-

trique, constitué d'un fond quartzofeldspathique à biotite et amphibole.

- Description microscopique

* "Ecorce biotitique"

- le quartz est interstitiel ou en plages polycristallines à structure engrenée,

- le plagioclase se rencontre en cristaux déformés,

- le feldspath alcalin est rare,

- la biotite est très abondante, sous forme de lattes pléochroïques,

- l'apatite est soit aciculaire, soit en granules.

* Vagnérinite s.s.

La structure est grenue :

- le quartz est interstitiel,

- le plagioclase en cristaux maclés (albite, péricline et macles polysynthétiques),

- le feldspath alcalin est assez abondant et peu déformé. Il semble interstitiel, poecilitique, et il englobe des plagioclases, de l'apatite aciculaire et de la biotite,

- la biotite est bien moins abondante que dans "l'écorce" et se présente en lattes pléochroïques. Ces lattes, sans orientation particulière, sont disséminées dans la roche,

- l'amphibole est une hornblende pléochroïque verte disposée en agrégats de cristaux millimétriques. Ces cristaux incluent des feldspaths alcalins, de la biotite, de l'apatite aciculaire et des zircons,

- les minéraux accessoires sont de l'apatite aciculaire et du sphène.

Selon J. Négron (1979), qui les a analysées, ces vagnérinites se situent, d'après la classification C.I.P.W./Lacroix, dans la famille des diorites.

La présence de plis en chevron dans "l'écorce biotitique" montre qu'elles ont été affectées par la seconde phase de déformation, mais qu'elles sont postérieures à la première phase de la foliation régionale.

2. ETUDE DE LA FRACTURATION

2.1. Méthodologie

Dès leur élaboration, les roches de la partie superficielle de l'écorce terrestre peuvent se trouver pourvues de joints ; ensuite, elles peuvent avoir acquis un système de fracturation lors d'une phase précoce de tectonique cassante. Ainsi les phases tectoniques ultérieures affecteront-elles un milieu discontinu, fait de blocs des matériaux initiaux, séparés par des discontinuités selon lesquelles des déplacements seront possibles.

L'échelle d'observation prend là une importance capitale car, dans les rapports avec les phases tectoniques, chaque bloc du matériau initial peut être considéré comme une unité continue ; au contraire, l'ensemble formé par ces blocs doit être pris comme un milieu discontinu. Aussi peut-on concevoir deux approches très différentes des effets d'une sollicitation sur ce milieu discontinu :

- soit on considère que tout déplacement aux limites des blocs est impossible, ce qui revient à dire que la déformation globale est entièrement subie par les blocs eux-mêmes. Dans ce cas tout doit se passer comme si le massif était indemne de fracturation. Il se comporterait alors comme une masse continue et se fracturerait une deuxième fois, selon un réseau régulier recoupant le précédent comme si celui-ci n'existait pas ;

- soit on considère qu'individuellement les blocs sont indéformables. Alors, la déformation de l'ensemble doit uniquement se concentrer au niveau des limites entre blocs, et tous les mouvements sont, de ce fait, des rejeux d'accidents préexistants.

La réalité est évidemment un moyen terme entre ces deux hypothèses extrêmes, ce qui souligne l'importance que prend la distinction d'une hiérarchie dans l'ensemble des fractures présentes.

Schématiquement, cette hiérarchisation est basée sur l'extension cartographique des discontinuités, ce qui revient à dissocier les fractures d'ordre 1, qui individualisent des volumes importants, des accidents secondaires, qui à leur tour les morcellent.

Dans le domaine géotechnique, l'échelle des volumes déterminés est en relation directe avec les dimensions propres du projet technique étudié. Cette hiérarchisation des fractures ne correspond pas à une hiérarchie des risques mais à leur distinction. Ainsi, sur le plan de la stabilité des masses rocheuses, les deux échelles de la fracturation sont concernées :

- la fracturation d'ordre 1 peut autoriser le départ en masse de grands panneaux rocheux ;
- la fracturation secondaire, si elle est très répétitive, donne lieu à l'écroulement de nombreux blocs ou confère une trop grande déformabilité aux massifs de fondation ou d'appui.

Dans le cas des barrages, s'ajoute un aspect hydraulique. Il est important de considérer le comportement hydraulique de l'ensemble de l'édifice rocheux, et de comprendre les rapports qui existent entre les différentes échelles de la fracturation :

- les accidents d'ordre 1 sont tantôt des axes de drainage, tantôt des écrans étanches (Bordet, 1971).

L'étanchéité de ces accidents relève, dans la plupart des cas, du développement à leur niveau d'une zone de broyage argileuse.

- quant aux discontinuités de petite taille, elles ajoutent à la perméabilité matricielle des blocs. Elles peuvent, dans les cas où les réseaux de fissures sont denses et communicants, développer une véritable nappe de fissures, drainée ou confinée par les accidents majeurs.

Ces considérations de taille, qui apportent d'utiles critères distinctifs, ne sont pas tout. Il faut aller plus loin, en reconstituant la chronologie de l'apparition, qui influe sur le plan de l'agencement. La succession de familles de discontinuités sécantes aboutit, en effet, soit à une intrication satisfaisante des blocs unitaires, soit au contraire à leur mise dans des positions où

ils sont plus exposés au départ.

Il faut enfin prolonger la perspective chronologique si possible jusqu'à l'époque actuelle, et tenter de déceler si, sur le plan tectonique, il reste quelque chose de l'activité récente, ce qui se traduirait par une tendance encore persistante à l'évolution, c'est-à-dire à des serrages ou desserrages non dénués d'influence à la fois sur le plan sismique, sur celui de la stabilité mécanique et sur celui des circulations souterraines.

a) Déformation et fracturation

Les relations entre l'application de contraintes et la fracturation des massifs rocheux ont été observées et analysées sur le terrain ou étudiées au laboratoire par de nombreux auteurs, qui ont établi et diffusé une nomenclature des discontinuités actuellement admise par les mécaniciens et tectonophysi- ciens. L'existence de cette nomenclature va nous permettre de passer plus rapidement sur certains détails.

Au-delà des déformations continues de faible amplitude, imposées à la matrice rocheuse lorsque des contraintes progressivement croissantes s'exercent sur elle, apparaissent très rapidement des ruptures qui revêtent deux aspects mécaniques distincts, l'extension et le cisaillement.

En grand, le schéma global caractérisant la déformation d'un panneau lithosphérique peut adopter trois types différents, selon l'orientation respective des axes majeurs de contrainte (fig. 2-4.).

Si l'on examine plus en détail les accidents majeurs (failles et décrochements), on constate que, sauf dans le cas d'un rejet faible, ils ne sont généralement pas représentés par une simple surface de séparation, mais par une tranche de terrain plus ou moins épaisse, où s'est développée une association de fractures élémentaires.

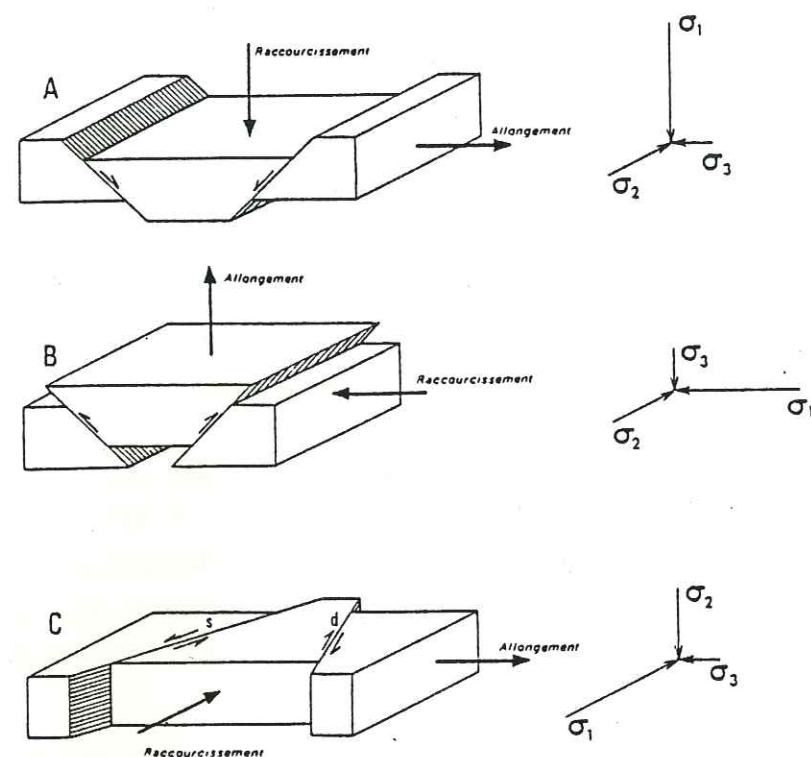


Fig. 2-4. Ruptures par cisaillement (d'après Bles et Feuga, 1981)

- A : apparition de failles normales (raccourcissement vertical et allongement horizontal)
 B : apparition de failles inverses (raccourcissement horizontal et allongement vertical)
 C : apparition de failles de décrochement (raccourcissement et allongement dans le plan horizontal)

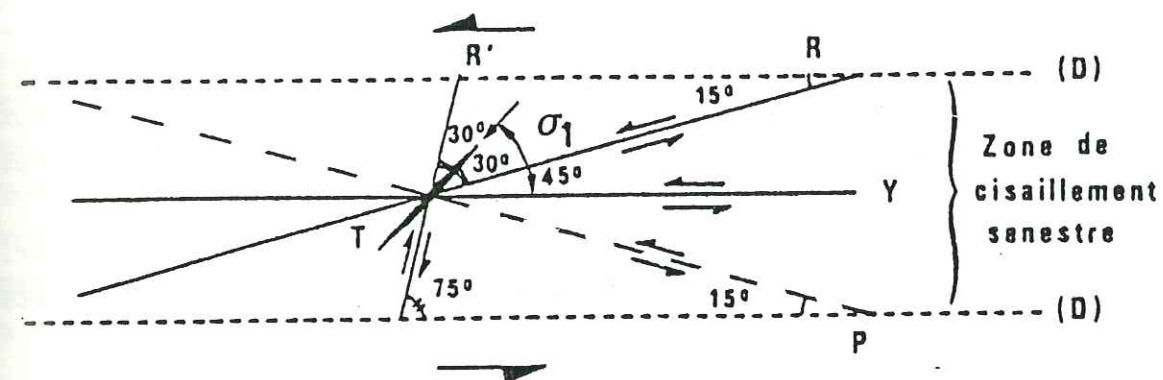


Fig. 2-5. Attitudes respectives des différents types classiques de fractures élémentaires reconnues dans les zones de discontinuité (d'après Vialon et al., 1976)

Le cas particulier des décrochements (fig. 2-5.) permet ainsi de définir, dans une zone de cisaillement :

- les fractures T, qui se disposent parallèlement à la direction de la contrainte σ_1 . Ce sont des fractures ouvertes témoignant d'une extension perpendiculaire aux épontes ;

- des fractures R et R', symétriques l'une de l'autre par rapport à T, avec laquelle elles font un angle approximativement égal à $\pi/4 - \psi/2$ (ψ = angle de frottement interne du matériau), considérées comme des fractures conjuguées répondant au critère de cisaillement de Mohr-Coulomb dans cette zone où σ_1 est réorientée.

Ces fractures de cisaillement sont le siège de petits déplacements : pour les fractures R (les moins écartées en direction par rapport à la zone de discontinuité, soit environ 15°) les mouvements sont synthétiques de celui de la discontinuité globale, pour les R' ils sont antithétiques ;

- des fractures P, autres plans de rupture par cisaillement, symétriques des R par rapport à la direction générale de la discontinuité, et montrant également des mouvements synthétiques du mouvement général. Il semble qu'elles n'appar-

raissent que dans des conditions particulières de dilatance (Gamond et Giraud, 1982) ;

- des fractures Y, parallèles à la discontinuité globale, témoignant des mêmes mouvements qu'elle.

J.-F. Gamond (1985) individualise, dans les zones de décrochements, deux régions caractéristiques sur le plan de l'association des fractures élémentaires et de l'ampleur du déplacement :

- une zone de cisaillement, où l'influence du décrochement se fait sentir. Dans cette zone, les fractures élémentaires R, R', T et Y séparent des blocs dont les déplacements relatifs sont très limités ;

- une zone de déplacement maximal. Lorsque le coulissage relatif des massifs se poursuit de part et d'autre de la zone de cisaillement, les déplacements se concentrent dans sa partie médiane, où s'individualise une zone dite de déplacement maximal, dans laquelle l'identification des fractures élémentaires est difficile.

Ce "couloir de déformation" (Vialon, 1976) montre des surfaces de glissement répétées séparant des blocs relativement peu affectés, en forme de lentilles ou de fuseaux. Ces blocs ont pour origine le découpage de la roche par des fractures de type R, P et Y (fig. 2-6.).

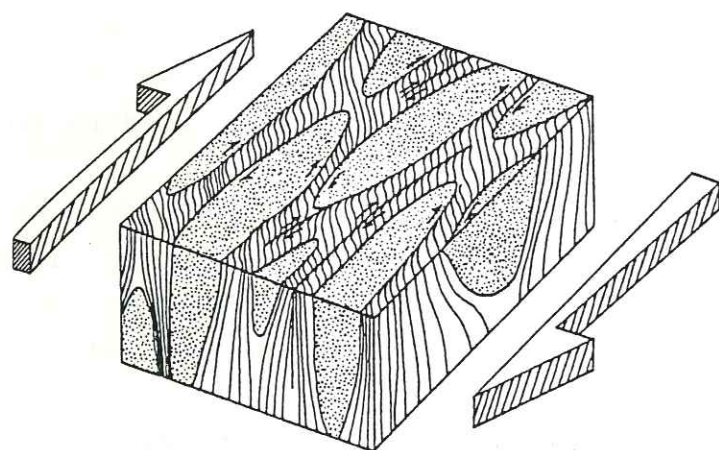


Fig. 2-6. Schéma de la structure de la zone de déplacement maximal dans un décrochement. La forme des blocs est héritée du découpage par les fractures R, P et Y. Une intense schistosité peut affecter les couloirs de roche broyée qui séparent les blocs (d'après Gamond, 1985).

La distinction, zone de cisaillement - zone de déplacement maximal, n'est pas dénuée de conséquence dans le cas d'un site de barrage. Il semble en effet concevable de lier certaines caractéristiques hydrauliques au type de déformation subi par le massif. En particulier, les couloirs de déformation, constitués par des volumes très déformés, où la schistosité s'est fortement développée, peuvent se caractériser par des perméabilités faibles ; par contre, les surfaces élémentaires de cisaillement, qui n'ont connu que de faibles mouvements relatifs, devraient posséder une perméabilité moins réduite. A l'opposé, les fractures d'extension T enregistrent généralement de fortes absorptions lorsqu'on y pratique des essais d'eau.

b) Identification pratique des divers types d'accidents

Les considérations qui précèdent montrent l'intérêt qui s'attache à replacer chaque accident dans son cadre cinématique et à vérifier la cohérence de l'ensemble.

Eu égard à la cohérence, on a vu (fig. 2-5.) que les accidents subordonnés à un mouvement général de décrochement ont avec celui-ci des relations précises : disposition angulaire et sens conforme ou opposé de leur propre mouvement.

L'une des principales difficultés soulevées par l'identification est donc de définir, pour chaque discontinuité, la direction et le sens du mouvement qu'elle a permis. Cela ne peut se faire que par un examen attentif des marques laissées par celui-ci sur les épontes ou à leur voisinage.

Si le miroir porte des stries, celles-ci nous fournissent immédiatement la direction du déplacement.

Le sens de ce déplacement est éventuellement repérable :

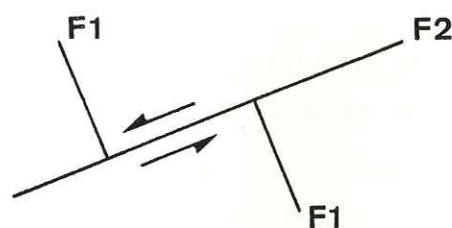
- sur le miroir lui-même, par des irrégularités (redans) transversales aux stries ;
- par le décalage de certains repères lithologiques antérieurement continus, coupés par l'accident ;
- par des traces spéciales laissées dans les épontes au voisinage du miroir, soit :

. crochons d'entraînement aux dépens de roches litées. Au voisinage du plan de rupture, le mouvement plie localement les structures anciennes. Dans chaque compartiment, la flexion se réalise en sens inverse du déplacement.

. développement localisé d'une fracturation associée (de type T, R, R').

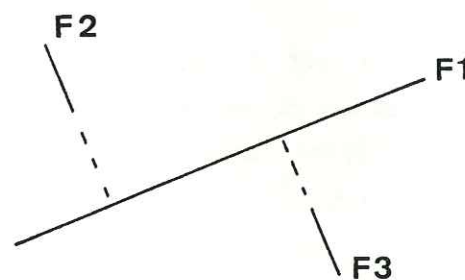
Par contre, la chronologie (ordre d'apparition des différents accidents) n'est pas toujours claire, et il peut se présenter des cas ambigus, tels les décalages apparents :

- décalage réel



la faille 1 est décalée par l'accident 2, forcément postérieur. Le décalage est réel, et sénestre dans le cas de la figure.

- décalage apparent



les failles 2 et 3, apparues après la faille 1, s'amortissent sur cette dernière. L'aspect est le même que dans le cas précédent, en dépit d'une chronologie inverse.

L'ensemble de ces critères de mouvement ont été systématiquement utilisés lors de l'analyse de la fracturation sur le site.

2.2. Hiérarchie et chronologie des accidents régionaux

Le repérage des accidents régionaux visibles à proximité plus ou moins immédiate du site de Puylaurent a été réalisé à partir des cartes géologiques existantes : carte au 1/50 000 (Négron, 1979) et carte au 1/10 000 (rapport E.D.F., 1983). Leurs indications ont été confrontées avec celles que fournit l'examen

des photographies aériennes.

Reprenant l'expression de J.-P. Bozonnet (rapport E.D.F., 1983, inédit), on peut dire que le site de Puylaurent est situé sur un "coin" de socle délimité par trois accidents régionaux (pl. I) :

- l'accident du Goulet, de direction moyenne N100, qui passe à environ 1,5 km au Sud du site ;
- l'accident N-S de Villefort, visible au niveau du village du Ranc, à 0,8 km à l'Est du site ;
- la faille de Prévencières, relais de la faille de Villefort, qui borde le village du même nom à 2 km à l'Est du barrage.

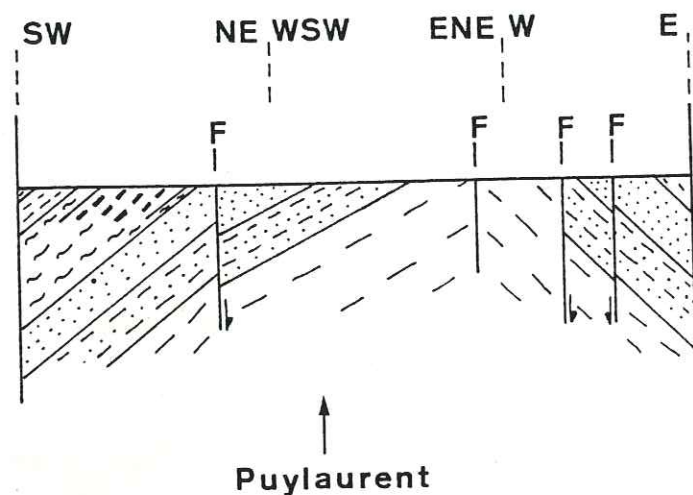
La carte géologique de J. Négron (1979) (pl. I) met en relief les grands systèmes de fracturation de ce bloc. Nous pouvons remarquer l'existence de nombreux accidents d'orientation moyenne N-S, parallèles à la faille de Villefort.

Deux autres directions sont présentes : NW-SE et NE-SW. Notons l'absence de discontinuités parallèles à la direction E-W de la faille du Goulet. Cette absence n'est pas définitive, on rencontrera cette direction sur d'autres levés.

Outre les trois accidents majeurs déjà cités, la carte révèle deux discontinuités importantes mais de dimensions plus réduites, de direction NW-SE, qui encadrent le site au NE et au SW. Pour J. Négron (fig. 2-7.), il s'agit d'accidents verticaux affectés, au moins pour ce qui concerne la faille sud, d'un jeu vertical abaissant le compartiment nord.

L'examen de la carte au 1/50 000 montre que ces deux accidents NW-SE ne traversent pas les accidents régionaux (Villefort et Goulet). On peut donc en déduire que leur apparition est soit contemporaine des accidents régionaux, soit postérieure dans le cas d'un amortissement de ces accidents au niveau des tracés des failles de Villefort ou du Goulet.

La carte géologique au 1/10 000 de la retenue du barrage de Puylaurent, levée par E.D.F. (pl. II), révèle l'importance des directions NW-SE. Ce sont, en effet, deux accidents de cette famille qui encadrent la barre rocheuse sur laquelle est fondé l'ouvrage :



Légende

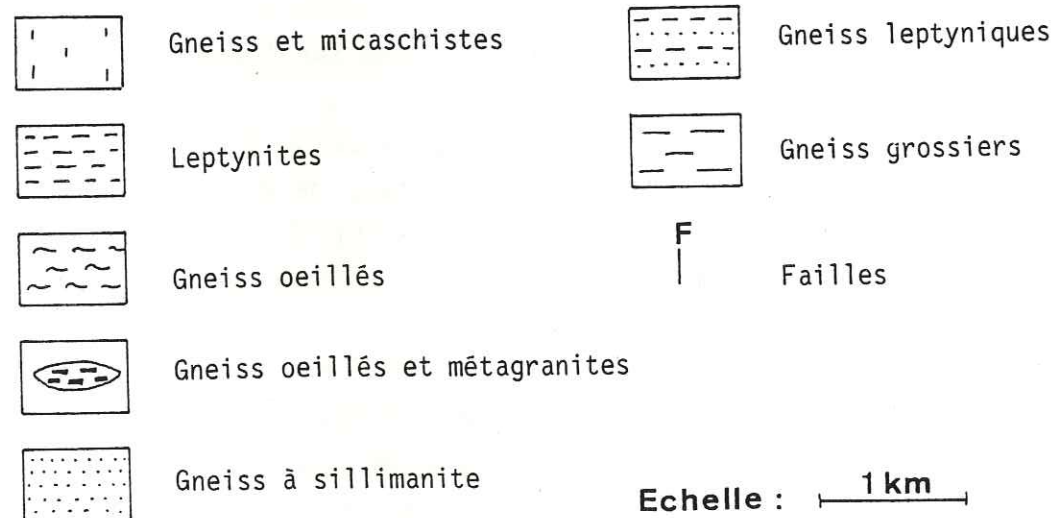


Fig. 2-7. Coupe géologique passant par Puy-laurent

- à l'amont, une faille verticale nommée F2 (notation E.D.F.) ;
- à l'aval, un accident de même direction nommé F4, qui découpe la rive droite et emprunte un important talweg en rive gauche.

En conclusion, l'examen des cartes géologiques permet de définir des blocs d'échelles différentes, limités par des accidents dont l'importance cartographique permet d'établir une hiérarchie dans la fracturation :

- un bloc d'importance régionale se termine en coin entre les discontinuités verticales majeures d'ordre 1 que sont la faille de Villefort, N-S, affectée d'un mouvement décrochant senestre, et la faille du Goulet, N 100, décrochante dextre ;
- ce bloc possède lui-même une fracturation délimitant des éléments plus petits. C'est le cas notamment des deux accidents plurikilométriques NW-SE (fracturation d'ordre 2), qui s'amortissent sur les accidents d'ordre 1 du Goulet et de Prévenchères et encadrent le site du barrage.

A la suite des travaux régionaux antérieurs, nous pouvons proposer une première chronologie relative de la formation de ces différents accidents.

. Apparition simultanée, lors d'un serrage NW-SE, de deux accidents conjugués régionaux : failles de Villefort et du Goulet.

. Certains auteurs, considérant la faille bordière du bassin d'Aujac (fig. 1-4.) comme le prolongement est de la faille du Goulet, décalé au Nord par l'accident de Villefort (Arthaud, in Raynaud, 1979), concluent à un rejeu de ce dernier. Mais ce mouvement plus tardif pourrait relever encore de la même phase cassante tardi-hercynienne que les failles de Villefort et du Goulet.

. Les deux failles NW-SE d'ordre 2, dont le tracé s'arrête contre les majeures (N 0 et N 100), apparaissent également à la même époque et pourraient représenter des directions jouant en extension, puisqu'elles sont orientées comme la contrainte maximale.

2.3. La fracturation sur le site

2.3.1. Les discontinuités d'ordre 3

Pour tenter l'interprétation de la fracturation, il est indispensable

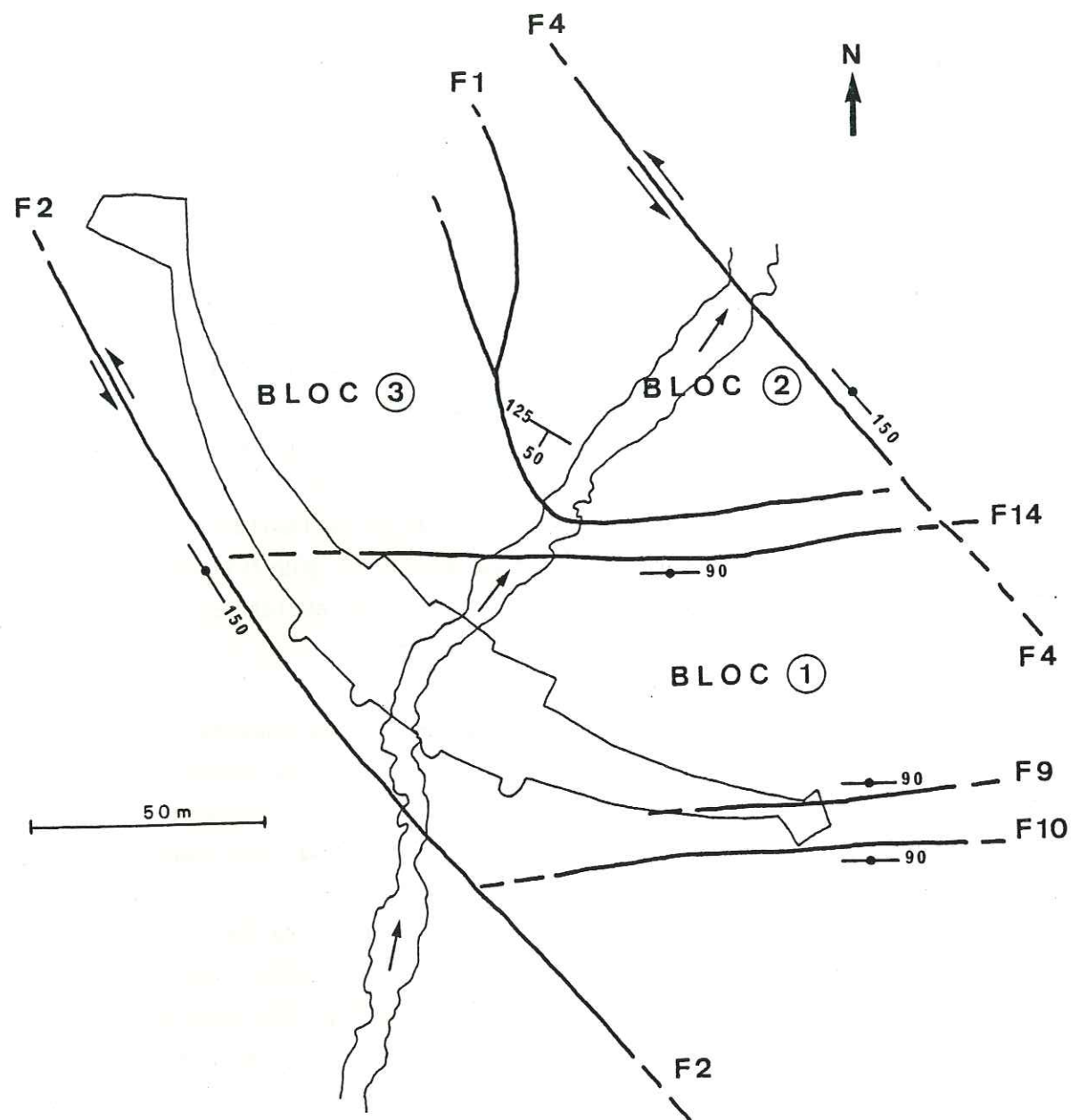


Fig. 2-8. Schéma du découpage en blocs par la fracturation d'ordre 3, fracturation majeure à l'échelle du site

d'avoir relevé celle-ci avec précision sur une carte suffisamment détaillée. Nous avons donc réalisé, sur la base de la carte géologique au 1/500 levée par E.D.F. (rapport inédit), notre propre carte de fracturation (pl. III), où figurent, avec le tracé des principaux accidents, des données sur leur pendage et le sens de leur mouvement, ainsi que des renseignements fournis par les galeries et sondages de reconnaissance.

Dans cette zone de reconnaissance détaillée, les failles les plus importantes permettent de décrire le massif rocheux comme constitué de trois blocs (fig. 2-8.) :

- le bloc 1, de forme parallélépipédique, est limité par quatre accidents verticaux, les failles F2 et F4 (N 140-150), F14 et l'ensemble F9 F10 (N 90). Ce bloc, dont 90 % se situe en rive droite, doit supporter une grande partie de la voûte du futur ouvrage ;
- le bloc 2, qui intéresse les deux rives, situé au N du précédent, est limité à l'aval par la faille F4 (N 150, verticale) et à l'amont par l'accident F1 (N 125, 50 SW). Il plonge de ce fait sous le bloc 3 ;
- le bloc 3, à l'W et au NW des blocs 1 et 2, dont les limites sont formées par les accidents F1 (N 125, 50 NW) à l'aval (NE), F2 (N 150, verticale) à l'amont (SW) et F14 (N 90, verticale) sur son bord S. Ce bloc doit servir d'appui à la voûte en rive gauche.

Les failles d'ordre 3 qui limitent ces blocs représentent des accidents dont l'extension cartographique est grande. Elles délimitent des masses rocheuses qui sont à l'échelle d'une partie importante de l'ouvrage projeté.

a) La faille F2

L'ampleur de cet accident, orienté N 150, sa proximité de l'ouvrage et la détermination de ses rapports avec la faille F1 ont nécessité une étude minutieuse, notamment en rive gauche, où il longe le parement amont du barrage. Un décapage de surface a été réalisé sur cette rive. D'autre part, cette faille a été reconnue par deux sondages (S II-1 et S I-1).

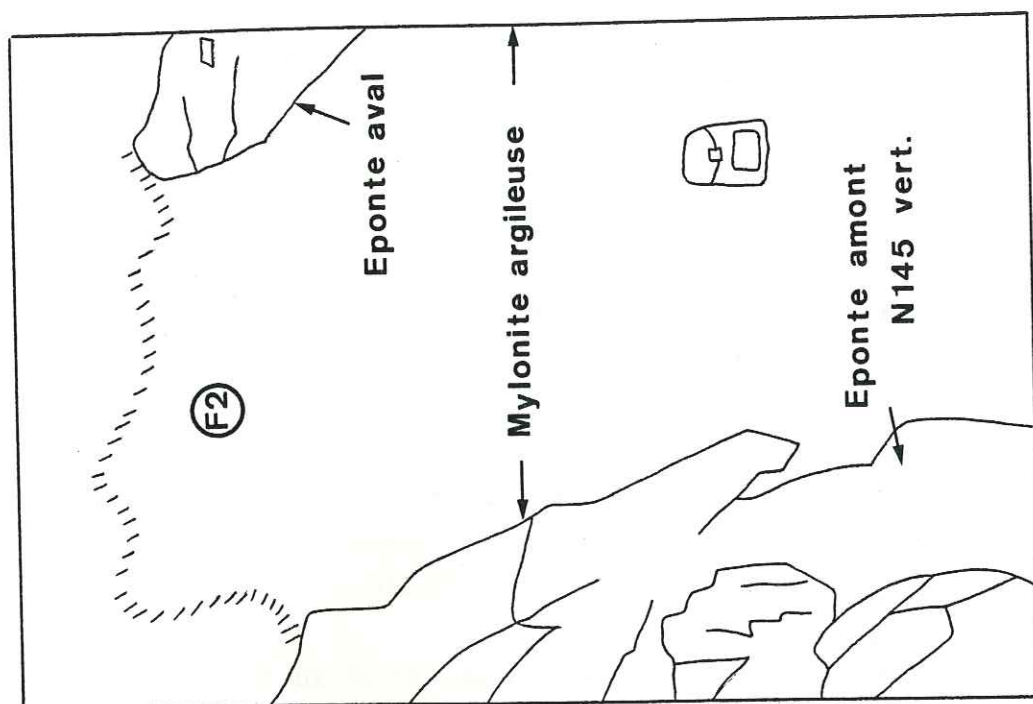


Fig. 2-9. Aspect de la faille F2, au dessus de la cote 900

- Tracé superficiel

Celui-ci est bien visible en rive gauche, où il correspond à un talweg. Au contraire, en rive droite, il est masqué par des éboulis.

En rive gauche, F2 montre deux aspects différents :

- . au-dessus de la cote 900, cette discontinuité correspond à une zone mylonitisée, large de 2 à 5 m, riche en blocs très fracturés et altérés, avec des passées épaisses d'argile verte (30 à 40 cm) (fig. 2-9.) ;

- . au-dessous de la cote 900, les passées argileuses disparaissent et F2 se réduit à un faisceau serré de fractures, dans un gneiss anciennement broyé puis recristallisé. Ces fractures sont très certainement garnies d'une mince pellicule en profondeur.

Le décapage de surface réalisé entre les cotes 890 et 945 a dégagé un affleurement continu révélant d'intéressants détails structuraux, et notamment sur l'état de l'éponte aval, l'éponte amont restant mal visible.

On est là dans une zone de décrochement (présence de stries horizontales) où l'on observe les deux zones caractéristiques décrites par J.-F. Gamond (1985) :

- une zone de déplacement maximal, où se sont concentrés les mouvements, constituée par une mylonite argileuse. Les fractures associées R, P et T y sont difficilement identifiables ;
- une zone de cisaillement, correspondant à l'éponte aval (NE), où est visible une succession de plans N 130 plus ou moins verticaux (fig. 2-10). Ces fractures (extension de 5 à 20 m), qui présentent des stries horizontales indiquant un sens de mouvement senestre, correspondent à des fractures élémentaires R selon le schéma de la figure 2-10.

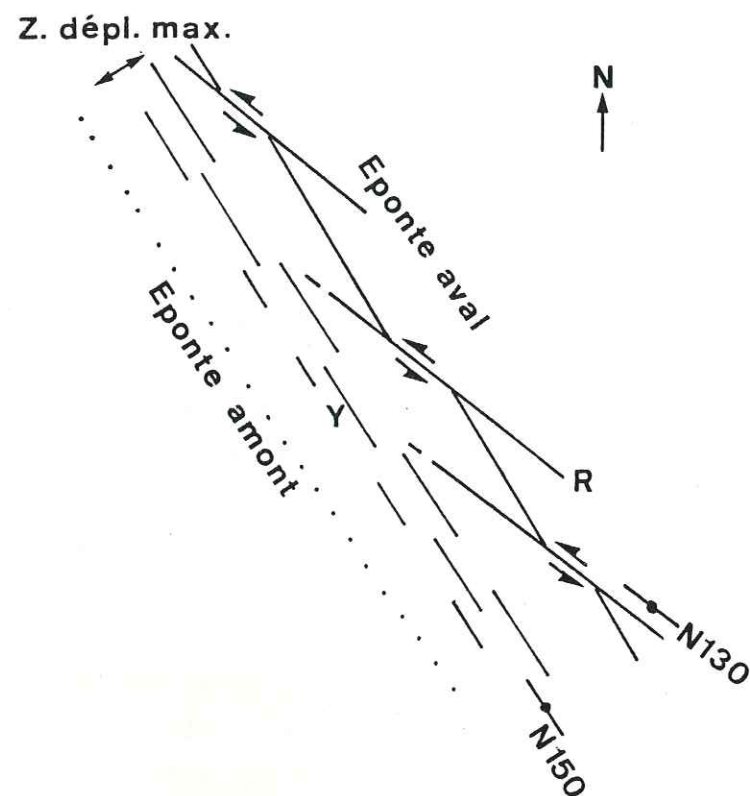


Fig. 2-10. Schéma de l'éponte aval (NE) de la faille F2

L'éponte aval montre des plans parallèles à la direction de la discontinuité, donc de type Y. Par contre, les fractures de type R' ne sont pas représentées.

Sous la cote 890, l'emprise de F2 s'élargit à la rencontre d'un autre accident F5, N 115 vertical.

Entre le Chassezac et la cote 890, F2 se présente sous l'aspect d'une zone fracturée à structure amygdalaire.

Ces amandes sont nées de la conjonction de fractures de type R (N 125) et de plans de cisaillement de type Y, (N 145 à N 155). Cette partie de la faille atteste également un mouvement décrochant senestre.

- Aspect en profondeur

Deux sondages ont été dirigés vers la faille F2. Ils ont atteint celle-ci à des profondeurs qui permettent de confirmer, par construction géométrique, la verticalité de cet accident.

. le sondage SI-1 a rencontré, entre 42 et 58 m (cote 860 - 865), une zone bréchique, où un gneiss broyé encore identifiable est emballé dans une mylonite argileuse verte.

. le sondage SII-1 a rencontré une zone d'aspect similaire entre 22 et 28 m (cote 915 - 920 m).

En conclusion, F2 correspond à un décrochement senestre caractérisé par :

- une zone de déplacement maximal, (brèches, mylonites et passées argileuses),
- à l'aval une zone de cisaillement avec apparition de fractures élémentaires de type R.

Cette zone de décrochement est visiblement un accident majeur à l'échelle du site.

b) La faille F1

Elle affleure à l'aval du défilé rocheux. Son pendage, dirigé vers l'amont, lui donne en plan un tracé en V. Son ampleur (elle traverse toute la vallée) et le dièdre qu'elle forme avec la faille F2 ont justifié une reconnaissance détaillée. Aussi a-t-elle été située par cinq sondages (SI-2, SI-3, SII-2, SIII-3 et SIV-2) et explorée par les deux galeries rive gauche.

- Tracé superficiel

Nous l'avons vu, sa trace en rive gauche est bien marquée dans la topographie. Unique jusqu'à la cote 890, elle se divise, à cette altitude en :

- . une branche aval, peu visible = F1
- . une branche amont, correspondant topographiquement à un talweg,

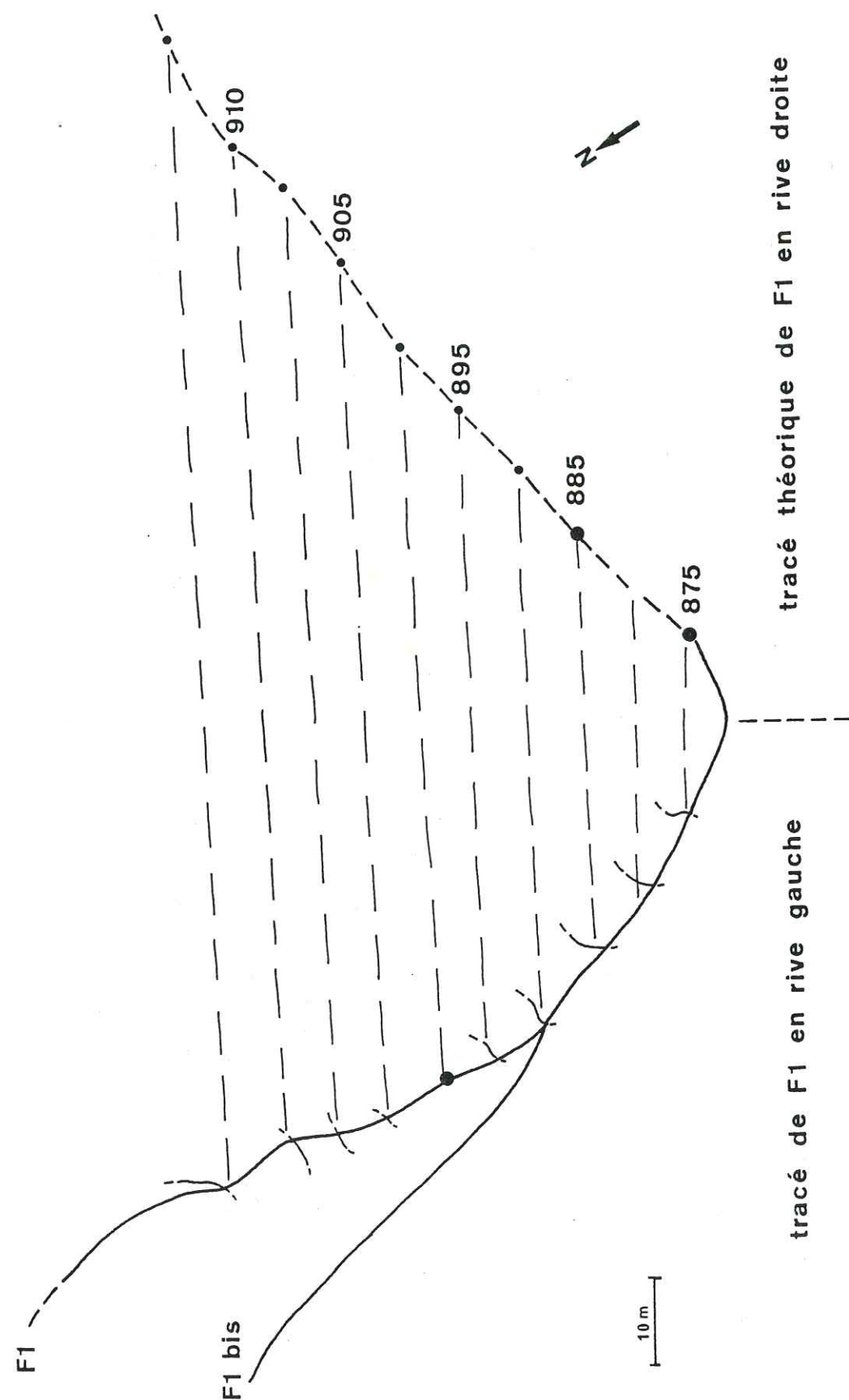


Fig. 2-11. Construction du tracé rive droite, par projection à partir du tracé rive gauche. Les tiretés matérialisent le tracé des horizontales de la faille, supposée plane

et notée F1 bis.

Le tracé de F1 en rive droite se confond avec celui de F14 qui l'accompagne parallèlement à quelques mètres.

- Aspect en profondeur

Le sondage SII-2 rencontre entre 56 et 52 m (cote 876 m), une zone faillee importante sous la forme d'une brèche recimentée. Il nous a paru intéressant de reconstituer géométriquement le développement de cette faille F1.

Cette construction est effectuée à partir des données (tracé et pendage) rassemblées à l'affleurement et des points de rencontre fournis par les cinq sondages et les deux galeries.

* Extrapolation vers la rive droite du tracé de l'affleurement rive gauche.

Les données fiables sur le tracé de F1 en surface ne concernent que la rive gauche. En rive droite, son tracé est masqué par la proximité de la faille F14.

En supposant que la faille reste plane, nous avons construit son prolongement théorique au-delà du Chassezac (fig. 2-11.) et tenté de retrouver sa trace en surface.

Cette vérification, rendue malaisée par la couverture végétale ainsi que par les déblais issus de la galerie supérieure, a cependant montré que notre tracé théorique correspondait exactement au passage d'une zone fracturée présente à quelques mètres de l'entrée de la galerie basse rive droite (alt. 885). Cette zone montre des discontinuités orientées N 110 à N 120 pentées entre 45 et 60° vers le Sud.

Il semble donc qu'en rive droite, la trace de F1 ne suive pas la limite topographique aval de l'éperon rocheux, mais qu'elle soit décalée d'une dizaine de mètres environ vers l'aval.

* Forme réelle de la surface F1 en profondeur

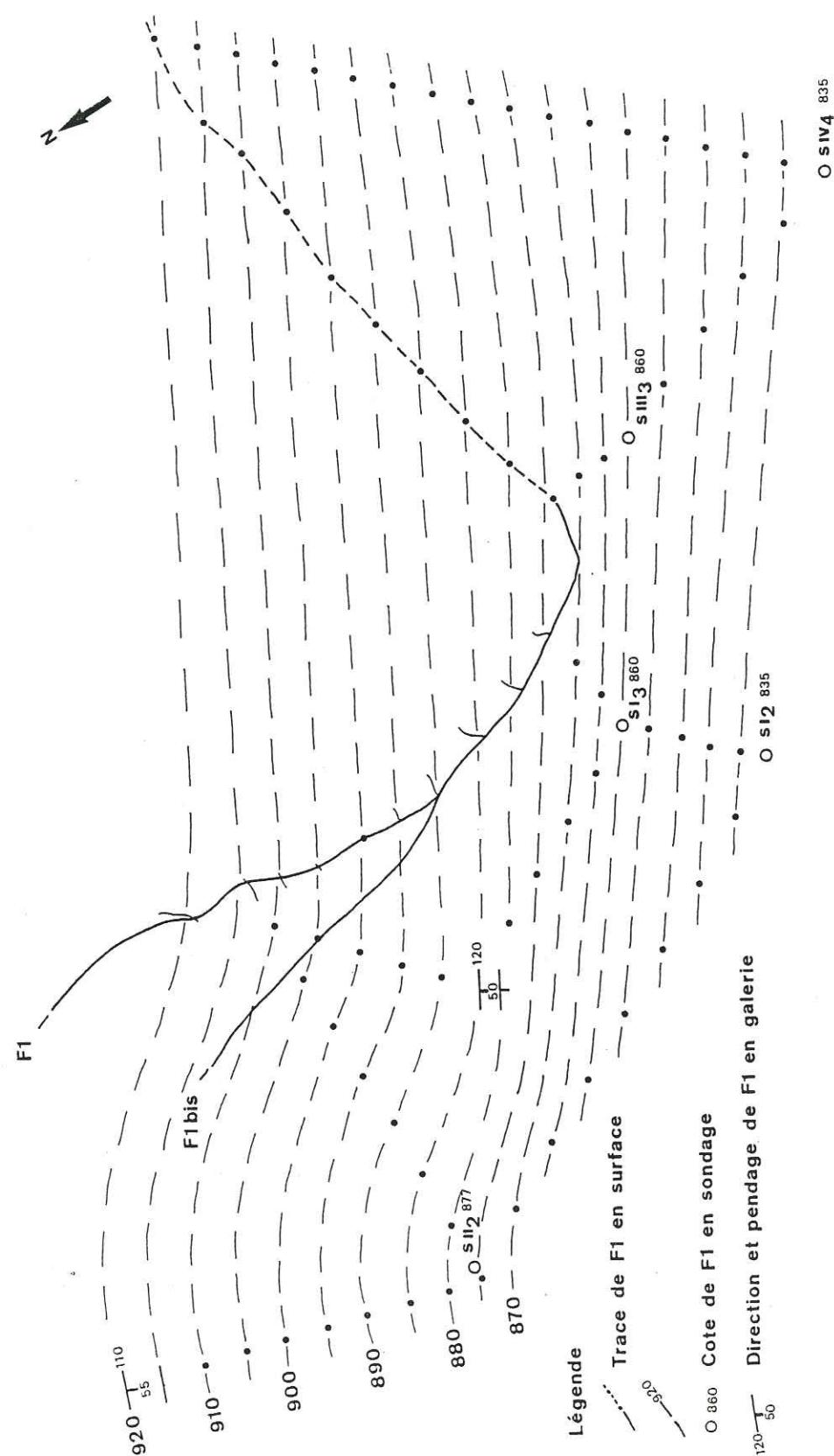


Fig. 2-12. Construction de la surface F1 en profondeur. La non-équidistance des horizontales construites à partir des cotes de la faille révélées par les sondages fait apparaître la variabilité de son pendage

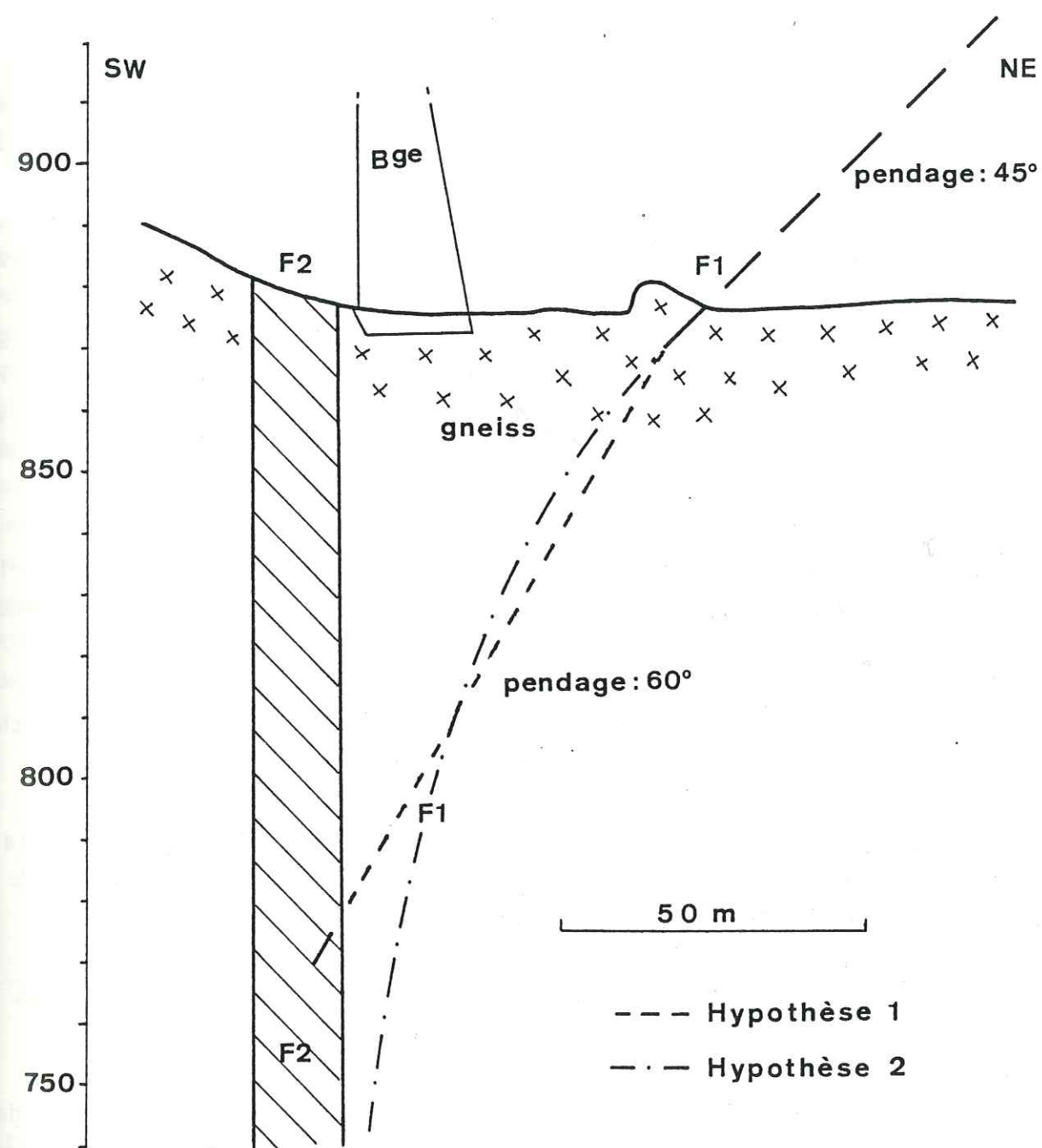


Fig. 2-13. Coupe géologique dans l'axe du talweg

Nous avons confronté la surface construite à partir du tracé de l'affleurement à celle que définissent les points où elle a été décelée en profondeur, ce qui nous a permis de mettre en évidence une variation de son pendage à partir de la cote 875. Au dessus de ce niveau, il est seulement de 45° en moyenne, mais croît en profondeur pour atteindre 60° . Si on considère que ce pendage reste constant ensuite, l'intersection F2-F1 se situerait à une centaine de m environ sous le Chassezac (hypothèse 1, fig. 2-13). Mais on peut également envisager que cette faille F1 devienne progressivement verticale et tangente la faille F2 en profondeur (hypothèse 2, fig. 2-13).

- Jeu de cette faille

* En surface, sur la plate-forme d'entrée de la galerie basse rive droite (fig. 2-14), on peut observer, sur des plans N 110-N 115, 45° S correspondant à F1, un jeu qui abaisse le compartiment Sud.

Ce jeu semble matérialisé par le décalage et la déformation en crochon N 120, d'un filon de rhyolite, épais d'une cinquantaine de cm.

* Les observations les plus fiables ont été réalisées dans la galerie basse de la rive gauche, entre les PM. 53 et 60, où des plans N 120 60° SW et N 135 50° SW décalent des petits massifs vauugnérétiques en jeu normal.

Deux caractères de cet accident F1 permettent de l'intégrer dans le modèle structural qui guide la fracturation du site (fig. 2-15) :

- son orientation N 125 est compatible avec celle d'un Riedel R né dans la zone de décrochement comprise entre F2 et F4. F1 aurait alors un jeu décrochant senestre contemporain de F2 et F4. Cette association permet ainsi la définition de blocs compris entre ces familles de fractures, et qui pourraient correspondre à des "lentilles de cisaillement" dans la zone de décrochement (Vialon et al. 1976, p. 23).

- nous avons vu précédemment que le pendage général de F1 augmente avec la profondeur et peut permettre de raccorder progressivement F1 à F2. Si c'est bien le cas, cette disposition pourrait indiquer que les lentilles de cisaillement,

qui ne peuvent évidemment être infinies dans la direction verticale, s'effilent également selon cette direction, comme dans le plan horizontal. Ce dispositif en "flower structure" ou en "palmier", bien connue dans les zones de décrochements, permet de comprendre le déplacement relatif des blocs lenticulaires découpés entre F2 et F4. Le mouvement décrochant implique l'expulsion des blocs vers le haut, ou leur affaissement, sur les surfaces obliques qui les limitent. Ainsi le bloc 3 est, dans cet entrainement, affaissé par rapport au bloc 2 ce qui détermine les caractères de faille normale de F1. Au niveau du bloc 3 la structure globale se présente ainsi comme un bassin en "pull apart" relatif dans la zone de décrochement. Cela peut être accentué par la rupture F14 (N 90) qui libère vers le Sud le bloc 3. Dans ce système l'accident F14 pourrait correspondre à une fracture T, liée au cisaillement sur F2-F4 N 150, (en réalité, il devrait alors être orienté à 45° de ce dernier, donc N 105, mais il faut également tenir compte d'une réorientation éventuelle) ou, plus probablement à une fracture de Riedel R' qui théoriquement devrait se situer à N 85 dans une telle association de fractures.

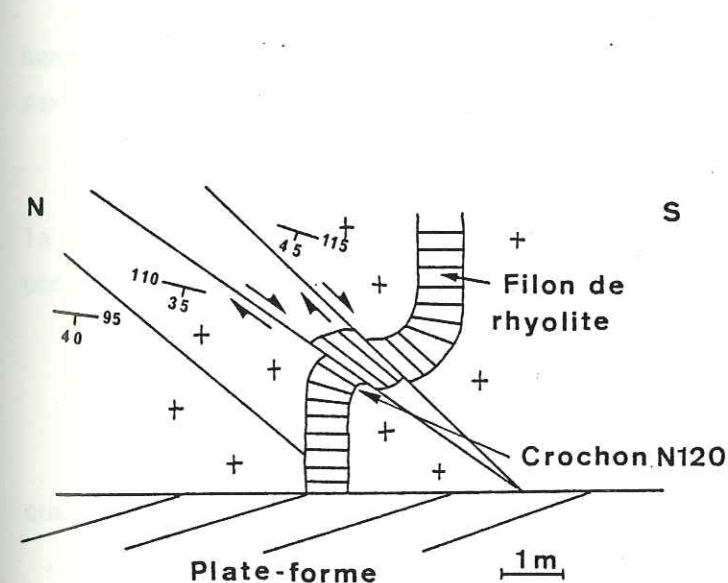


Fig. 2-14. Coupe visible dans le talus de la plate-forme de la galerie inférieure rive droite

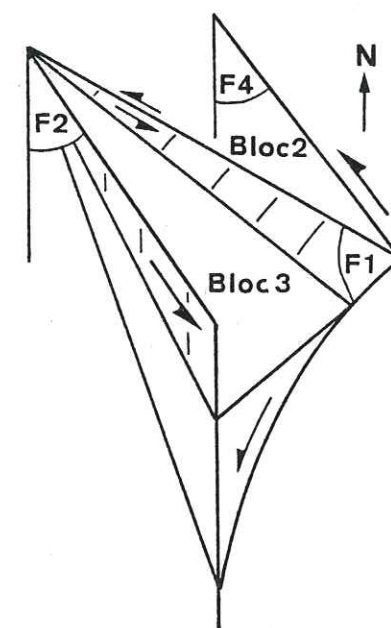


Fig. 2-15. Modèle structural expliquant le dispositif en "lentilles de cisaillement" des failles F2, F4 et F1 et la composante verticale du jeu de F1

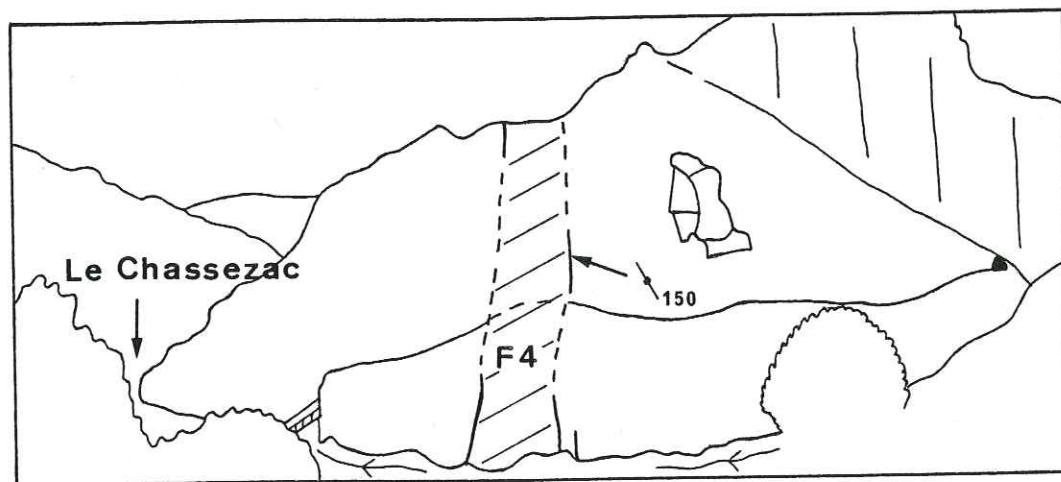
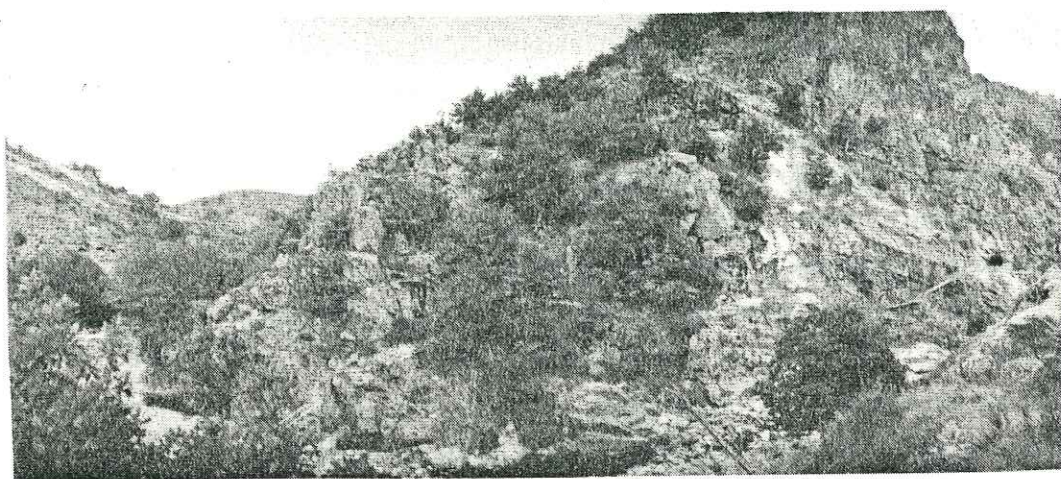


Fig. 2-16. Tracé de F4 en rive droite

* Les observations les plus fiables ont été réalisées dans la galerie basse de la rive gauche, entre les PM.53 et 60, où des plans N 120 60 SW et N 135 50 SW décalent des petits massifs vagnérétiques en jeu normal.

Il semble que l'on puisse considérer F1 comme née dans un jeu normal.

c) La faille F14

Cette faille verticale N 90, ainsi que les failles F9 et F10, qui lui sont parallèles et qui découpent le versant plus à l'amont, ont une extension de plusieurs dizaines de mètres.

F14, directement concernée par l'ouvrage, sépare les blocs 1 et 2.

Son tracé est bien visible au niveau du Chassezac et en rive droite, où il correspond à la falaise qui surplombe les entrées des galeries. En rive gauche, le tracé est moins clair, mais semble buter contre F2 sans la traverser.

Il est difficile d'établir une chronologie relative entre ces deux accidents, car il n'a pas été possible de déterminer si F14 avait subi un décalage par F2.

En profondeur, le sondage I-2 vertical, foré exactement à l'aplomb de la faille, tangente à partir de 46,5 m de profondeur une faille verticale correspondant à F14. Aucun sens de mouvement n'a été noté.

d) L'accident F4

Cette faille, parallèle à F2, est plus importante par son extension que par ses répercussions sur l'ouvrage, qui en sera relativement éloigné.

Le tracé de cette discontinuité, bien visible sur photographie aérienne, correspond à un profond talweg en rive gauche. En rive droite, son tracé reste visible malgré une couverture végétale importante (fig. 2-16.). Les observations effectuées sur certains plans de discontinuité N 150 situés en fond de talweg révèlent des stries évoquant un mouvement décrochant senestre.

19 AOÛT 2003 Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES RESSOURCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: plateur@ujf-grenoble.fr

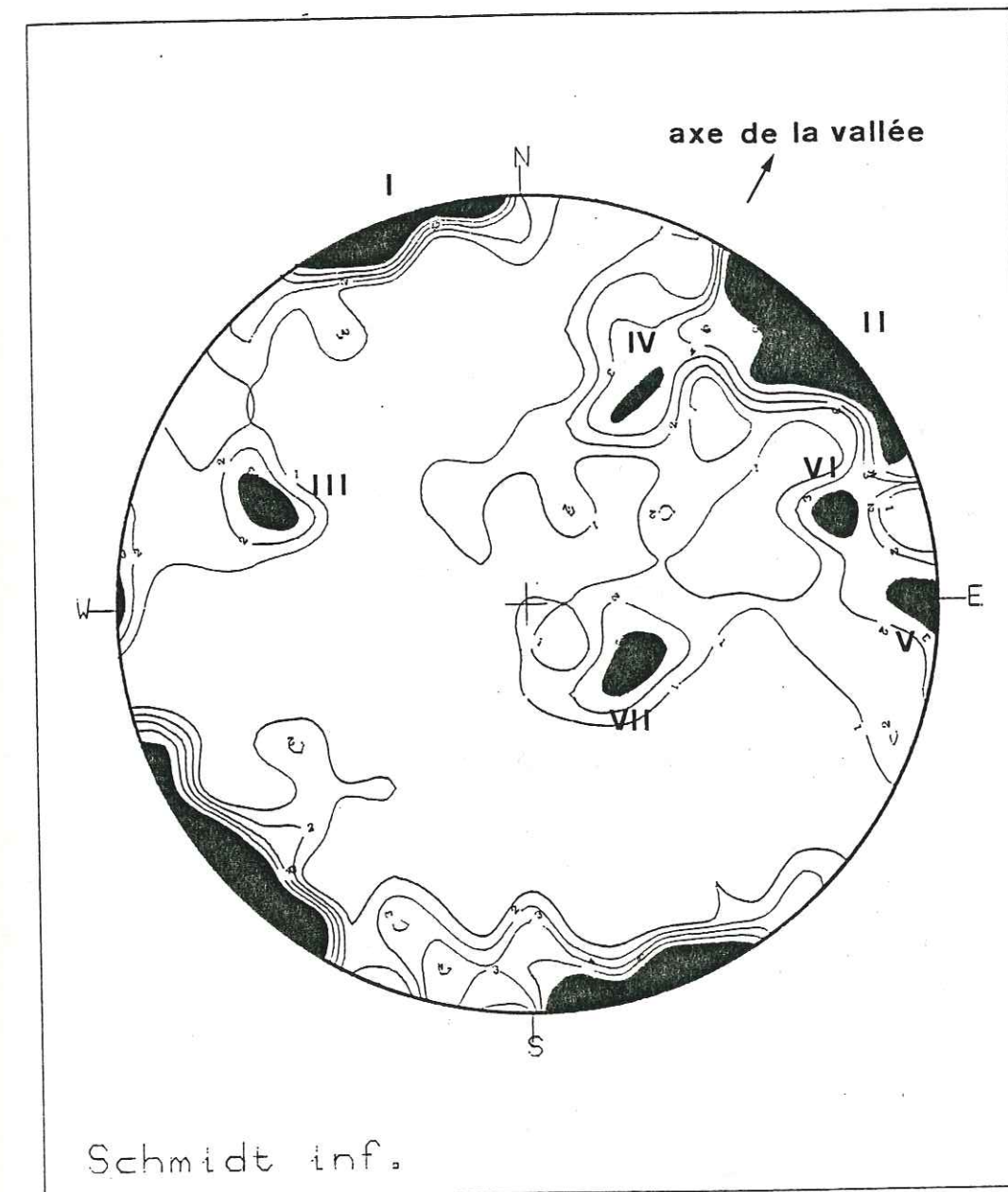
2.3.2. La fracturation d'ordre 4

Parallèlement à l'élaboration de la carte de fracturation, les mesures et les observations élémentaires accumulées sur le site ont permis de révéler l'existence de plusieurs familles de plans et d'en différencier les caractéristiques. Ces données sont fournies par 546 stations d'observation et de mesure, réparties de la manière suivante :

- 246 en rive droite,
- 162 en rive gauche,
- 138 sur la piste d'accès (rive gauche).

À celles-ci, s'ajoutent les mesures effectuées dans les quatre galeries de reconnaissance, par les géologues d'E.D.F. (environ 500 mesures). L'ensemble de ces mesures a été reporté par secteurs de localisation sur 11 diagrammes stéréographiques (cf. annexe 1).

a) Le report de l'ensemble des mesures effectuées en surface révèle l'existence de plusieurs familles de discontinuités (fig. 2-17 et pages suivantes).



FRACTURATION DU SITE

Fig. 2-17. Mise en évidence statistique des directions de fracturation (en noir les directions les mieux représentées)

- FAMILLE I -

- * Orientation moyenne : N70
- * Pendage moyen : vertical
- * Parenté avec les accidents d'ordre supérieur :
 - voisins des accidents d'ordre 3 : F14, F9, F10.
- * Extension : centimétrique à décimétrique
- * Discontinuités engénéral fermées
- * Remplissage : néant
- * Type : décrochements
- * Sens du mouvement : dextre ou sénestre
- * Observations : ces accidents sont parfois sollicités à l'ouverture par l'appel au vide

- FAMILLE II -

- * Orientation moyenne : N140
- * Pendage moyen : vertical
- * Parenté avec les accidents d'ordre supérieur :
 - parallèles aux accidents NW-SE d'ordre 2 et à ceux sénestres, d'ordre 3 (F2, F4)
- * Extension : décimétrique à décimétrique
- * Discontinuités fermées
- * Remplissage : quelques lisérés argileux
- * Type : décrochements satellites d'accidents d'ordre supérieur
- * Sens du mouvement : senestre pur ou avec une composante verticale
- * Chronologie relative : les jeux verticaux sont plus récents que le coulis-sage

- F A M I L L E I I I -

- * Orientation moyenne : N20
- * Pendage moyen : 60° vers l'Est
- * Parenté avec les accidents d'ordre supérieur : néant
- * Extension : décamétrique
- * Fractures ouvertes
- * Remplissage : néant
- * Type : fractures d'extension
- * Chronologie relative : accidents récents recoupant l'ensemble des structures
- * Observation : ces accidents sont souvent sollicités à l'ouverture par l'appel au vide

- F A M I L L E I V -

- * Orientation moyenne : N115
- * Pendage moyen : 50° vers le SW
- * Parenté avec les accidents d'ordre supérieur :
- parallèles à l'accident d'ordre 3 : F1
- * Extension : pluridécamétrique
- * Discontinuités fermées
- * Remplissage : néant
- * Types : - failles normales
- failles inverses
- * Sens du mouvement : - normal, de façon générale
- inverse (dans 2 cas seulement)
- * Chronologie relative : les mouvements normaux sont postérieurs aux structures hercyniennes
- * Remarque : Dans ce groupe, deux accidents montrent clairement un jeu en faille inverse. Ces derniers sont anté tectonique cassante, car ils perturbent la foliation de la roche au lieu de la recouper franchement.

- FAMILLE V -

- * Orientation moyenne : N180
- * Pendage moyen : vertical
- * Parenté avec les accidents d'ordre supérieur :
- parallèles à la faille de Villefort (ordre 1)
- * Extension : décamétrique
- * Discontinuités fermées
- * Remplissage : néant
- * Types : décrochements ou diaclases
- * Sens du mouvement : dextre ou senestre pur, ou avec une composante verticale
- * Chronologie relative : les diaclases et les mouvements à composante verticale sont plus récents que les mouvements décrochants.

- FAMILLE VI -

- * Orientation moyenne : N165
- * Pendage moyen : 70° vers l'W
- * Parenté avec les accidents d'ordre supérieur : néant
- * Extension : décamétrique
- * Discontinuités fermées
- * Remplissage : néant
- * Type : décrochements
- * Sens du mouvement : dextre ou senestre

- FAMILLE VII -

- * Orientation : toutes les orientations sont présentes
- * Pendage moyen : - 20° vers le SSE en rive gauche
- 20° vers le NNW en rive droite
- * Parenté avec les accidents d'ordre supérieur : néant
- * Extension : décamétrique
- * Discontinuités ouvertes
- * Remplissage : néant
- * Type : fractures d'extension
- * Chronologie relative : accidents récents recoupant l'ensemble des structures

Famille	Attitude moyenne	Rive droite	Rive gauche	Piste (R.G.)	Gal. sup. (R.D.)	Gal. inf. (R.D.)	Gal. sup. (R.G.)	Gal. inf. (R.G.)
I	N 70(±10) subv.	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****
II	N 140(±10) subv.	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****
III	N 20 - 60 E	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****
IV	N 115 - 50 SW	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****
V	N 0 vertic.	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****
VI	N 165 - 70 W	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****
VII	subhoriz. (f. peu pentées)	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****

Tabl. 2-1. Tableau synthétique de la répartition des différentes familles de discontinuités sur le site

b) Localisation de cette fracturation

Pour tenter de repérer s'il existe une répartition spécifique des différentes familles en tel ou tel point du site, nous avons résumé sur le tableau 2-1 les données de surface et celles issues des galeries de reconnaissance. Nous pouvons tirer plusieurs conclusions.

- Aux niveaux les plus profonds (galeries inférieures rive droite et gauche), les fractures sont moins bien exprimées que dans les niveaux superficiels (surface et galeries supérieures des deux rives). En réalité, ceci ne signifie pas une diminution de la fracturation avec la profondeur, mais le fait que les phénomènes de décompression s'y sont moins fait sentir.

- Sur tous les points de mesures, présence constante des familles I (N 70 (± 10) subverticale), II (N 140 (± 10) subverticale) et IV (N 115, 50 SW).

- La famille VII (fractures peu pentées) est bien représentée sur l'ensemble du site. Nos levés de surface montrent que le pendage de ces accidents diffère d'une rive à l'autre : en rive droite, ils pendent en général vers le NNW, et vers le SSE en rive gauche.

- Les familles III, V et VI ont une répartition moins homogène :

. la famille III (N 20, 60 E), bien représentée en surface disparaît en profondeur.

. la famille V (N 0 verticale) est mal représentée et localisée en rive gauche.

. le groupe VI (N 165, 70 SW) n'est, lui, visible qu'en surface.

Cet inventaire met en évidence des directions de fracturation déjà rencontrées à d'autres échelles. Ainsi les accidents de la famille II (N 140 subv.) doivent être rapproché des discontinuités NW-SE d'ordre 2 ainsi que des failles F2 et F4 (ordre 3). De même, la famille IV (N 115, 50 SW) s'apparente à l'accident F1. D'autres directions, familles I et V, sont très proches des accidents régionaux d'ordre 1 comme les failles du Goulet et de Villefort. On constate donc une relation entre la fracturation du site et le schéma régional.

Famille	Attitude moyenne	Bloc 1	Bloc 2	Bloc 3
I	N 70 (± 10) subv.	*****	*****	*****
II	N 140 (± 10) subv.	*****	*****	*****
III	N 20 - 60 E	*****	*****	*****
IV	N 115 - 50 SW	*****	*****	*****
V	N 0 vertic.	*****	*****	*****
VI	N 165 - 70 W	*****	*****	*****
VII	subhoriz. (f. peu pentées)	*****	*****	*****

Tabl. 2-2. Tableau synthétique de la direction de la fracturation dans les différents blocs

c) Fracturation interne des trois blocs délimités par la fracturation majeure

Le tableau (tabl. 2-2) schématise les directions de fracturation présentes dans les différents blocs (pour le détail des mesures cf. diagrammes stéréographiques en annexe). Nous constatons la présence générale dans les deux premiers blocs des familles I, II, III, IV et VII.

Seule particularité : l'absence de la famille V (N 0 verticale) dans le bloc 1 et de la famille VI (N 165, 70 W) dans le bloc 2.

Le bloc 3 ne semble affecté que d'une seule direction de fracturation (famille II : N 140 \pm 10 subverticale). Ceci semble pouvoir être expliqué par l'influence de la proximité de F2 et de sa fracturation satellite élémentaire.

En conclusion, nous remarquerons que le manque d'observations sur les rapports géométriques ou chronologiques entre la fracturation qui délimite les trois blocs et celle qui leur est interne, empêche de se prononcer sur une quelconque relation entre ces deux échelles de fracturation d'ordre 3 et 4.

Selon une première hypothèse, l'ubiquité des familles de plans I, II, III, IV et VII dans les blocs 1 et 2 peut indiquer une indépendance totale entre les deux réseaux majeur et mineur. Dans ce cas, la fracturation interne des blocs ferait partie d'un système de fracturation chronologiquement plus récent, qui recouperait la fracturation majeure, d'où l'absence ultérieure de déplacement aux limites des blocs.

Mais on peut également imaginer une liaison entre ces deux échelles de fracturation, la fracturation interne des blocs étant, par exemple, antérieure, et ayant donné naissance, par la coalescence de ses accidents, aux discontinuités majeures.

Enfin, on peut supposer que la fracturation interne représente le découpage élémentaire d'une zone de cisaillement plus étendue, créée par le jeu décrochant senestre des failles F2 et F4 (accidents d'ordre 3), comme on l'a envisagé plus haut (voir fig. 2-15).

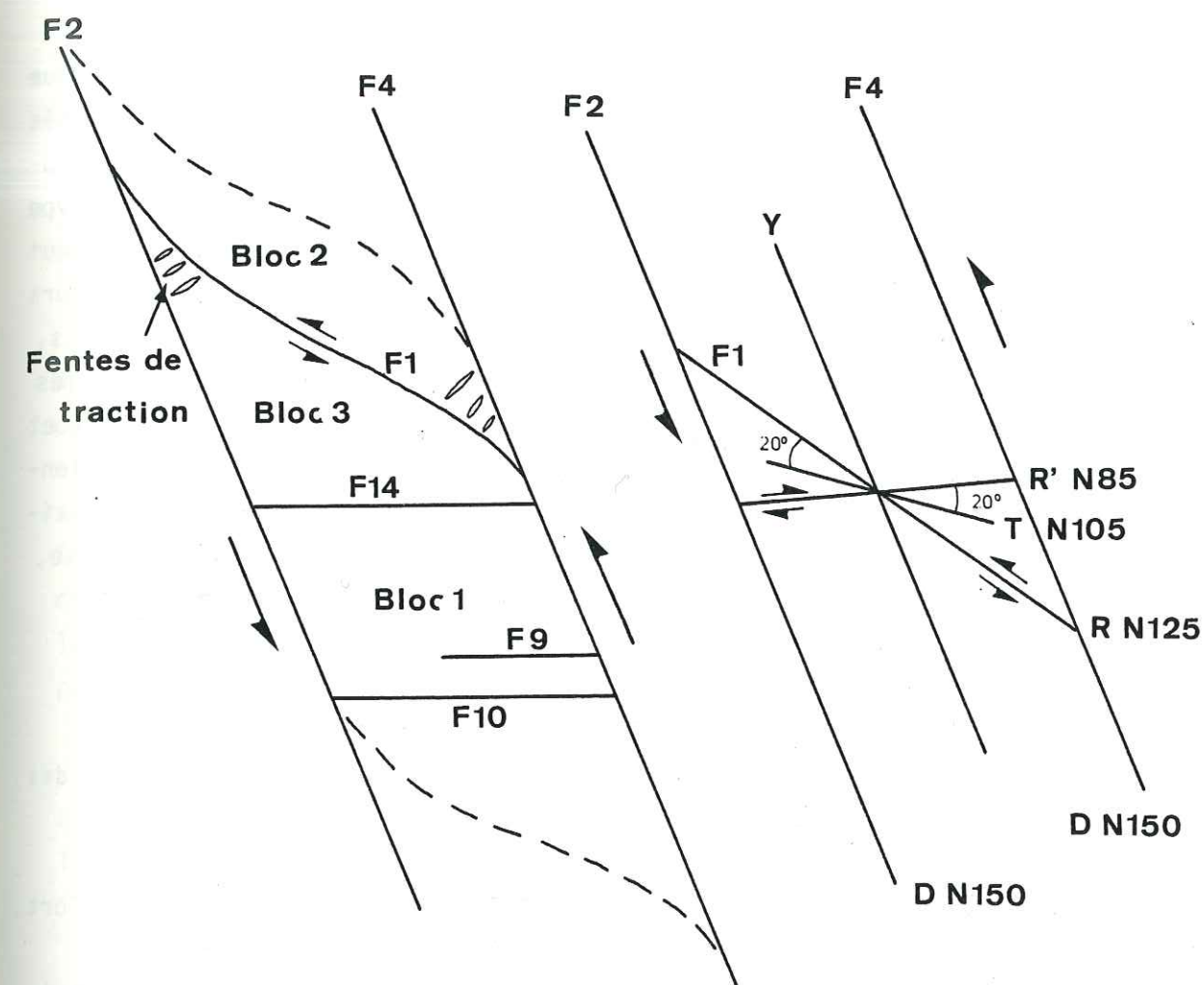


Fig. 2-18. Schéma de la zone de cisaillement créée par les failles F2 et F4 et son interprétation.

Cette zone, orientée N 150, verticale, doit selon le schéma classique comporter des fractures élémentaires de type R (N 125 verticales senestres). Nous avons déjà vu qu'un accident d'ordre 3 tel que F1 pouvait leur être rattaché.

L'association des fractures R (F1) et D (F2 et F4) détermine un système de "lentilles de cisaillement" entre F2 et F4. D'autres fractures d'ordre 3, E-W (F9, F10 et F14), possèdent une orientation intermédiaire entre les gisements théoriques des fractures R' (N 85 verticale dextre) et T (N 105). Il est donc très possible de les rapprocher de ce système, et particulièrement de R' (F14 \approx N90).

En ce qui concerne la fracturation d'ordre 4, on peut considérer que les accidents de la famille II (N 140 verticale) sont associés aux discontinuités D. La fracturation N 70 subverticale (famille I) peut avoir dans ce schéma plusieurs origines, notamment être assimilée à la fracturation élémentaire de type R' (N 85), ou bien être liée au jeu cisailant des décrochements F2 et F4, qui entraîne un étirement des amygdales précédemment décrites, créant ainsi dans leurs pointes des zones amincies, où, en raison de la forme et des mouvements interblocs, apparaîtraient des fentes de traction. Ces fentes doivent être idéalement normales à la bissectrice de l'angle formé par les fractures D (= F2 ou F4 = N 150) et R (= F1 = N 125), donc environ N 50. Pour expliquer la disparité entre les orientations, théoriques et celles qui sont observées, il est donc nécessaire d'envisager un changement d'orientation de la pointe des amygdales, assez vraisemblable, dans un tel contexte d'intense déformation rotationnelle dans les décrochements.

2.4. Hiérarchie de la fracturation

La hiérarchie proposée étant basée sur l'extension cartographique des discontinuités, on distinguera :

- une fracturation d'ordre 1, représentée par les failles de Villefort et du Goulet, d'échelle au moins décakilométrique ;
- une fracturation d'ordre 2, correspondant aux directions N 150 plurikilométriques qui encadrent le site du barrage ;
- une fracturation de 3e ordre, comprenant les failles majeures du site, F2 et F4 (N 150 verticales), d'échelle hectométrique, ainsi que F1 (N 125 SW), et F10 et F14 (N 90 verticales), pluridécamétriques ;
- le 4e ordre de la fracturation est représenté par les discontinuités d'échelle décimétrique ou moindre (qui affectent le site).

2.5. Chronologie des mouvements notés sur le site

Il est difficile d'établir, par le seul examen direct, une chronologie relative précise de tous les mouvements attestés par le massif rocheux, et on doit aussi se référer aux données fournies par l'histoire du contexte régional.

Le schéma structural mis en évidence sur le site confirme les conclusions structurales faites à partir des données régionales. En effet les accidents d'ordre 3

et d'ordre 4 sauf ceux des familles III et VII adoptent des directions qui les font apparaître comme liés à un cisaillement senestre N 150 tardi hercynien.

a) Trois types de déplacements ont été observé sur la fracturation d'ordre 3 et 4

- des mouvements inverses, très rares, que leur aspect synmétamorphe nous a porté à considérer comme très anciens, c'est-à-dire antérieurs à la phase cassante tardi-hercynienne ;

- des jeux verticaux ou normaux assez nombreux, qui s'expriment surtout sur des discontinuités d'ordre 4 d'orientation N 140 subverticales, N 115 50 SW ou sur des plans N 180 subverticaux. Ces mouvements pourraient avoir comme origine la phase oligocène d'extension E-W. Une composante verticale est, nous l'avons vu, présente sur la faille F1, d'ordre 3. Il peut s'agir, dans ce cas précis, d'un jeu associé à un mouvement décrochant tardi-hercynien ;

- des mouvements décrochants, majoritaires. L'examen structural a très souvent révélé des sens de mouvement successifs contraire sur les décrochements d'ordre 4 prouvant l'existence de plusieurs rejeux consécutifs sur ces plans lors de la phase pyrénéenne par exemple.

b) A ces trois types de mouvement viennent s'ajouter les fractures récentes, nées par extension, des familles III (N 20 60 E) et VII (plans subhorizontaux).

Le tableau 2-3 résume et schématise la chronologie proposée pour les diverses familles d'accidents.

2.6. Exemples d'instabilité de masses rocheuses

Le réseau de fractures affecte le massif rocheux et le transforme en un édifice de blocs, éventuellement sollicité par le vide.

Famille I	Famille II	Famille III	Famille IV	Famille V	Famille VI	Famille VII	Chronologie régionale (cf. chap. 1)
			Jeu inverse				?
Jeux décrochants ou en extension	Jeux décrochants senestres		Jeux décrochants senestres	Jeux décrochants senestres	Jeux décrochants senestres		Tardi-hercynien
Rejeu ?	Rejeu ?		Rejeu ?	Extension	Rejeu ?		Pyrénéen
?	Jeu ou Rejeu vertical		Jeu ou rejeu vertical	Rejeu vertical	?		Oligocène
?	?		?	?	?		Miocène
?	?	Ouverture gravitaire	?	?	?	Ouverture gravitaire	Plio-quaternaire

Tabl. 2-3. Proposition d'une chronologie pour les diverses familles d'accidents

a) La fracturation d'ordre 4

Plusieurs exemples d'instabilité provoquée par cette fracturation ont été mis en évidence.

- En rive gauche, au niveau du Chassezac, trois directions connues de discontinuité sont impliquées dans le découpage de blocs de plusieurs m³ (fig.2-19.):

- . des plans N 75 verticaux (apparentés à la famille I),
- . des plans N 180 verticaux (apparentés à la famille V),
- . un plan N 50, 20 SE (apparenté à la famille VII).

Le plan N 50, 20 SE, incliné vers le Chassezac, est celui sur lequel glissent les masses. L'observation montre que le mouvement est ébauché, les discontinuités N 75 présentant une ouverture centimétrique.

- D'autres masses rocheuses utilisent, comme plan de glissement, les discontinuités de la famille III (N 20, 60 E). Ce phénomène est repérable en rive gauche, où la répétition de ces fractures confère au massif un aspect stratifié. Ceci est visible dans le bloc (fig. 2-20.) au niveau de l'appui rive gauche. Ces discontinuités, pentées de 50 à 70° parallèlement au versant, constituent autant de glissoires pour les blocs d'épaisseur métrique qu'elles découpent. Il peut en résulter des problèmes délicats lors de l'ouverture des fouilles.

b) La fracturation d'ordre 3

La morphologie de la partie aval de la zone d'appui rive droite nous a conduit à envisager l'existence d'un écoulement ancien à cet endroit. La carte au 1/500 montre que l'éperon rocheux se termine par une falaise d'orientation N 90 qui, selon nous, correspond à l'éponte S de la faille F14. L'éponte N manquante, aurait pu glisser sur les plans faiblement inclinés visibles sur la pente actuelle au niveau de l'entrée de la galerie basse rive droite (fig. 2-21.).

c) Autres exemples

La fracturation semble avoir été à l'origine de l'écroulement visible, en rive gauche, à 200 m à l'aval du site. Cet écoulement (fig. 2-22.), qui affecte

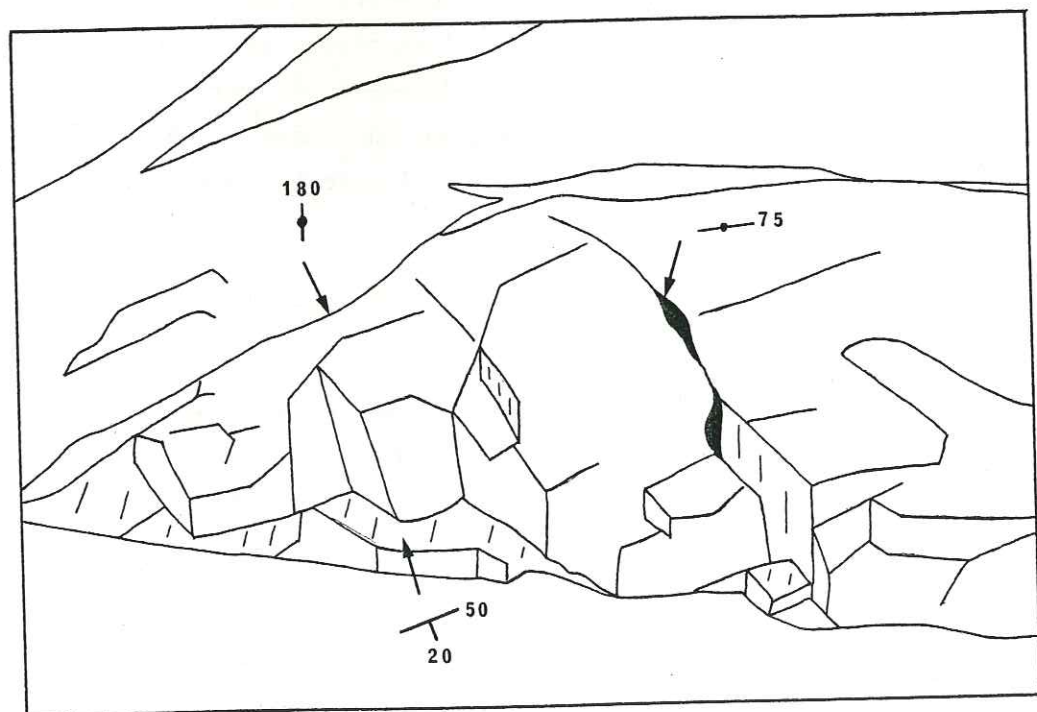
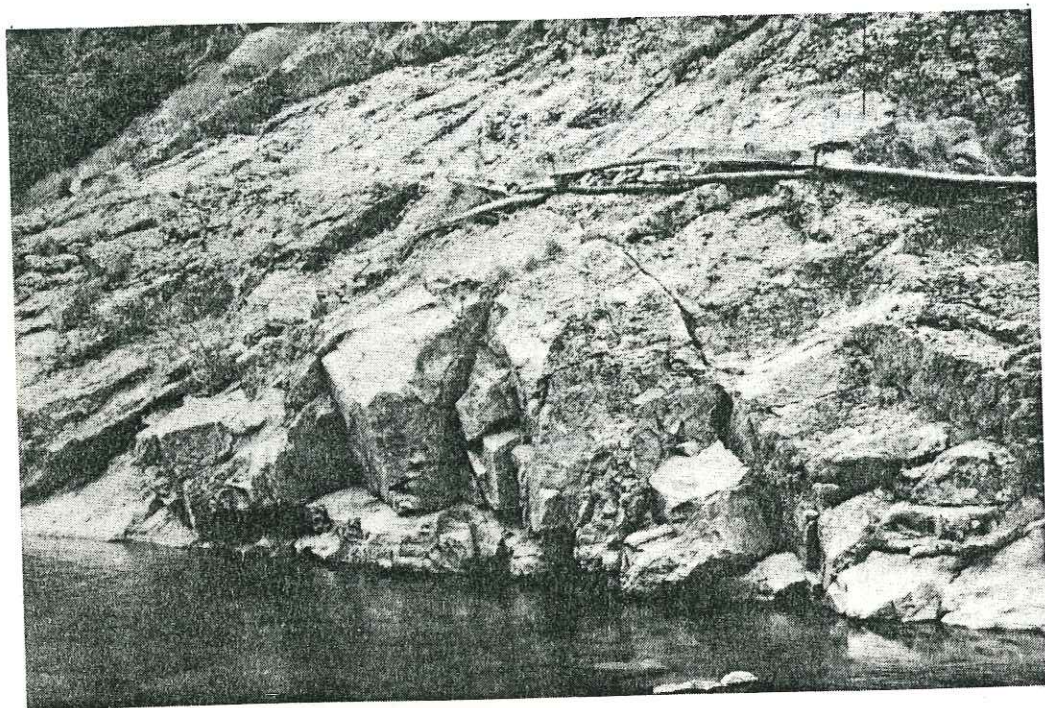
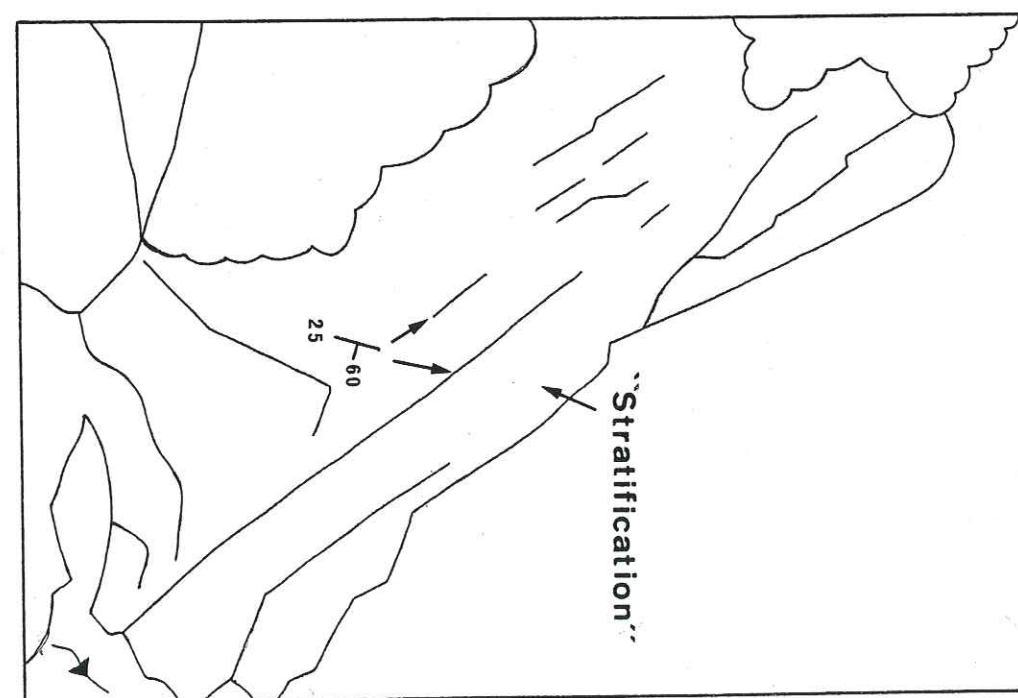


Fig. 2-19. Instabilité, en rive gauche, liée à la fracturation d'ordre 4



Fig. 2-20. Aspect stratifié de l'appui rive gauche



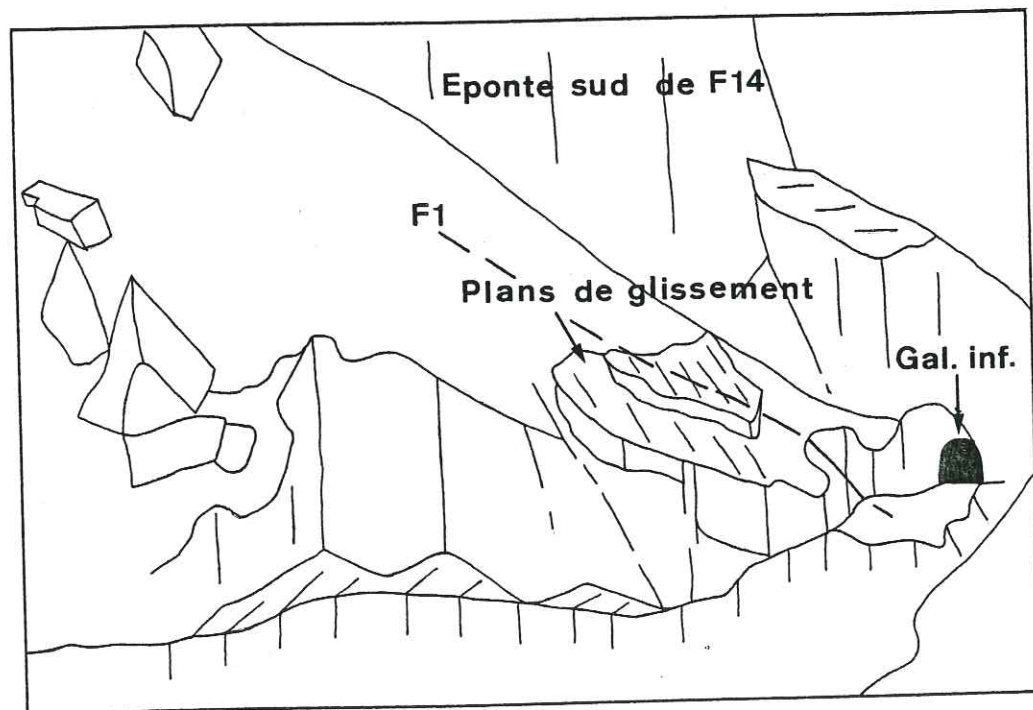
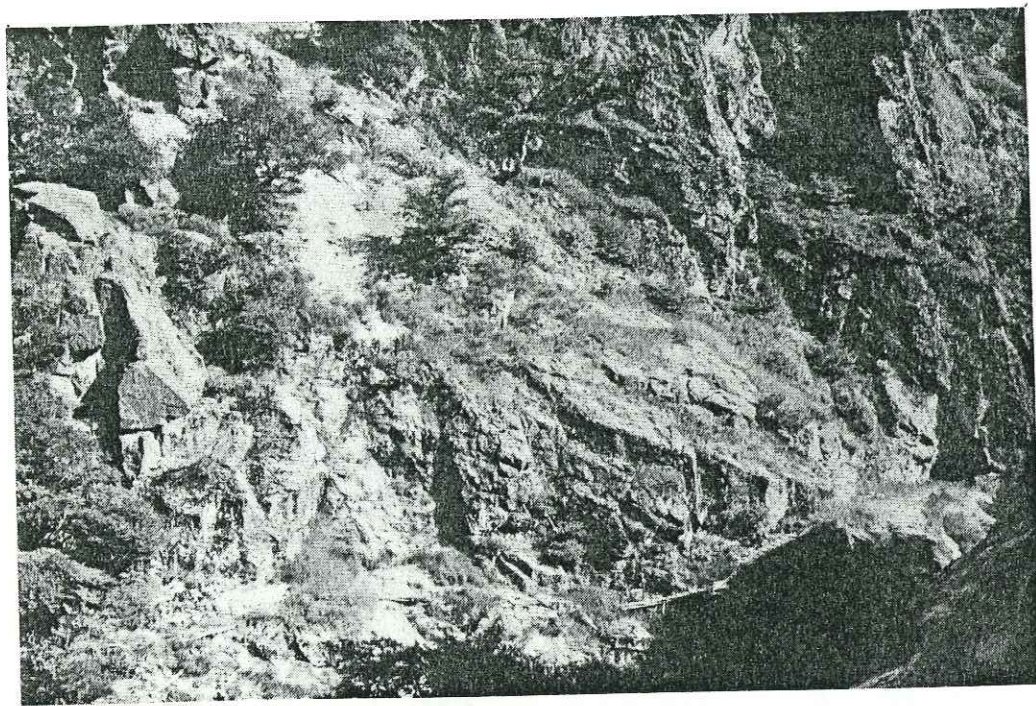


Fig. 2-21. Morphologie de la partie aval de la zone d'appui rive droite

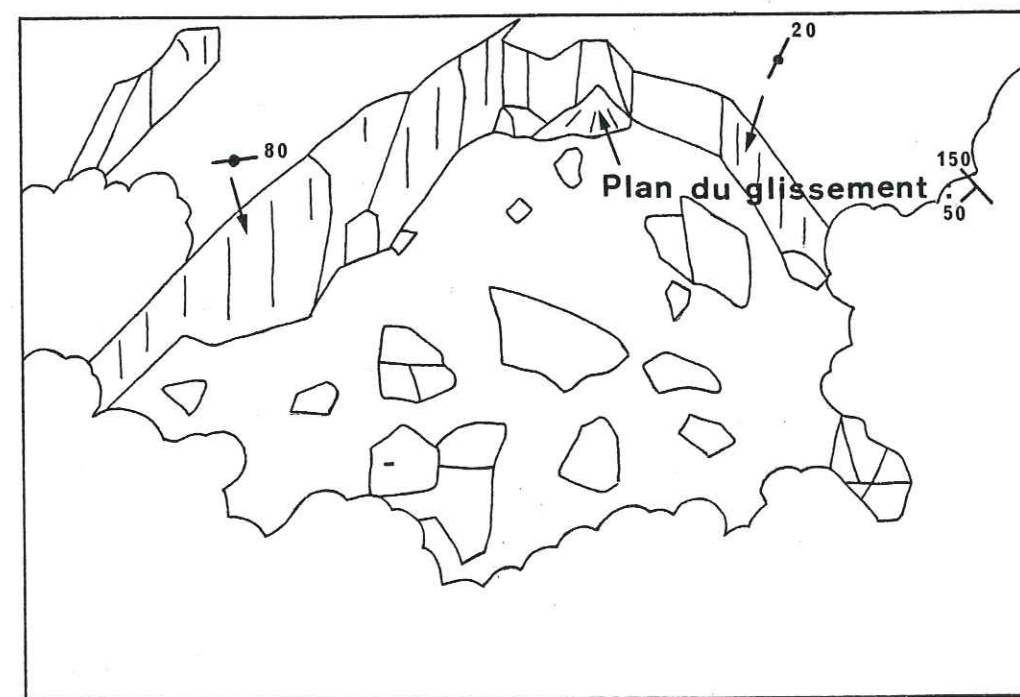
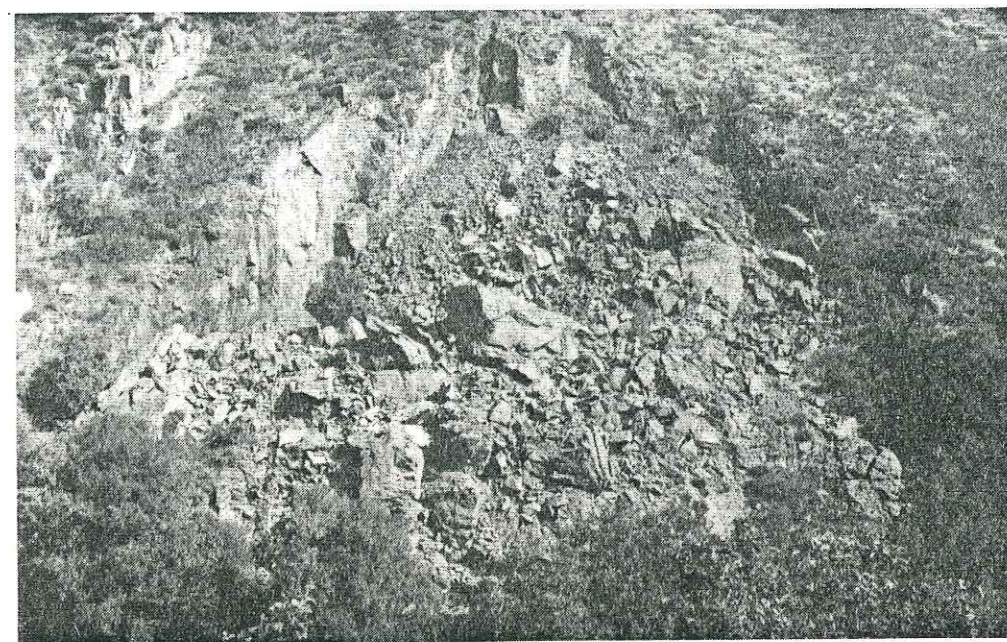


Fig. 2-22. Eroulement visible à l'aval du site, en rive gauche

les gneiss, se développe sur une largeur d'une centaine de m et une hauteur d'environ 60 m sur le versant. Les limites de cet écoulement correspondent à des plans de fracture de direction N 20 verticaux et N 80 également verticaux. La niche de l'écroulement montre un plan N 150, 50 SW semblant correspondre à une surface de glissement.

L'analyse de la stabilité au glissement de cette masse rocheuse montre qu'avec un angle de frottement moyen de 30° (mesure réalisée par E.D.F. sur les gneiss du site par des essais de cisaillement triaxiaux), les conditions d'instabilité étaient remplies.

d) Conclusions

Le site du barrage de Puylaurent montre plusieurs exemples d'instabilité directement liés à sa fracturation. Les exemples les plus clairs concernent la fracturation d'ordre 4 et montrent l'importance des plans des familles III (N 20 60 E). D'autres plans peu pentés, pouvant appartenir à la famille VII, sont aussi fréquemment utilisés comme plan de cisaillement par des blocs déjà découpés par d'autres discontinuités.

Nous remarquerons que l'extension de tels mécanismes à la fracturation d'ordre 3 a pu être évoquée mais sans véritable preuve.

3. CONCLUSIONS

Nous avons tenté de relier la fracturation locale (au niveau du barrage), au schéma régional en passant par l'examen d'accidents de dimensions successivement décroissantes. Parti de failles ou décrochements dont la longueur atteint des dizaines voire la centaine de kilomètres, nous avons ainsi atteint des cassures d'ordre décimétrique.

Parallèlement à cette filiation dimensionnelle, nous avons d'autre part essayé, au moyen de l'examen individuel de ses caractéristiques, de rattacher chaque discontinuité, par son ou ses jeux, à un ou plusieurs épisodes tectoniques datés, en vérifiant la cohérence du développement de la déformation. La chose est relativement aisée pour les grands accidents, dont on détermine sans trop de peine la spécificité (faille normale ou inverse, décrochement) par des indices

visibles en divers points de leur tracé. Pour les discontinuités de petites dimensions, les indices se raréfient, et il ne reste parfois que leur orientation pour les situer.

Les mouvements décrochants, majoritaires sur le site, semblent devoir être liés aux phases tardi-hercyniennes et peut-être, pour certains, à l'épisode pyrénéen. Enfin, les derniers jeux identifiables sont dus à l'extension oligocène. En revanche, en dépit de l'existence, prouvée par le volcanisme, d'une dernière phase plio-quadernaire de sollicitations, nous n'en avons, par l'analyse structurale au niveau du site, décelé aucune manifestation.

Chapitre III - RECHERCHE DES DIRECTIONS DE

SOLLICITATION ACTUELLES A PUYLAURENT

Dans l'optique de notre recherche, une fois l'étude structurale du massif rocheux achevée, son prolongement logique est la mise en évidence des efforts tectoniques qui, actuellement, s'exercent sur lui.

Les dernières déformations qui leur sont directement liées sont illustrées, nous l'avons vu, par le volcanisme plio-quadernaire (1,9 à 0,7 Ma). Celui-ci indique un champ de sollicitation orienté N-S.

C'est tout d'abord par une recherche bibliographique concernant la sismicité régionale, les mesures directes de l'état de contrainte (mesures de contrainte in situ) et les données fournies par les mécanismes au foyer, que nous avons abordé la recherche des sollicitations régionales et de leur direction.

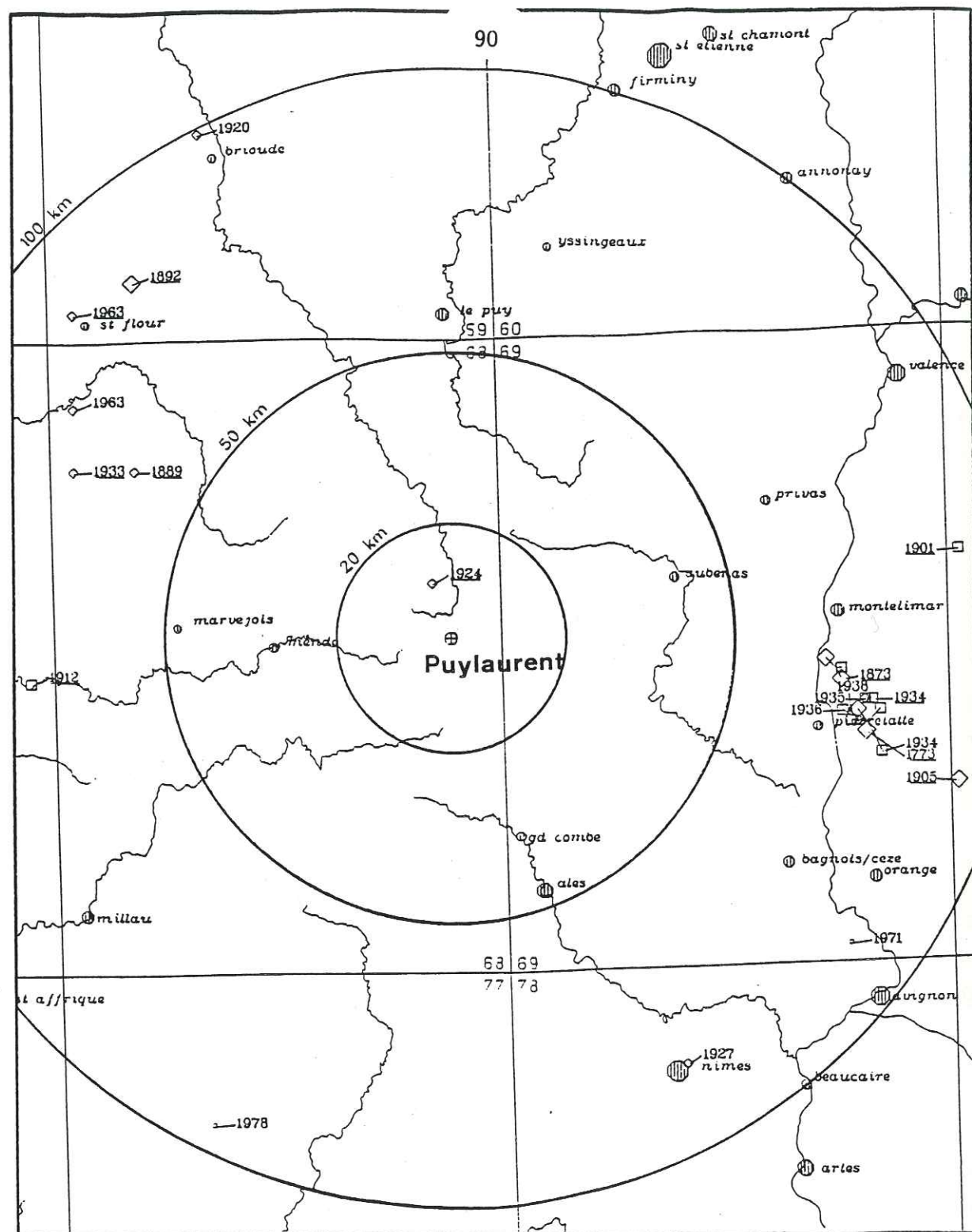
En outre, nous avons prolongé cette recherche par une étude personnelle du site, destinée à déceler les manifestations de ces sollicitations sur les vitesses sismiques enregistrées au rocher.

1. DONNEES SISMOTECTONIQUES REGIONALES EXISTANTES

1.1. Sismicité du site

Au cours de la période historique, les secousses les plus importantes en partie ressenties sur le site ont été provoquées par des séismes lointains associés à des "foyers sismiques" localisés dans la moyenne vallée du Rhône et dans la région de St-Flour, à plus de 75 km (fig. 3-1.).

A proximité du site, la sismicité est faible. Le fichier du Laboratoire de Détection et de Géophysique, consulté entre les années 1963 et 1981, fait seulement mention d'une quinzaine de séismes de faible intensité dans un rayon de 50 km autour de Puy-Laurent.



ANNEES SOULIGNEES : seismes ayant eu une probabilité d'être ressentis sur le site

INTENSITE

- I à IV-V
- ◊ V et V-VI
- ◻ VI et VI-VII
- ◊ VII et VII-VIII
- ◻ VIII ou plus

ENVIRONNEMENT SEISMIQUE

Coordonnées Lambert

X km = 723.2

Y km = 1949.0

Echelle : 1/1000000

Fig. 3-1. (Doc. E.D.F.)

Historiquement, on ne mentionne qu'un séisme important, daté de 1924, situé à environ 12 km au Nord du site. Répertorié sous le n° 68-048-007 du fichier informatique B.R.G.M. (Fichier Sirène), il a pour épicentre la région de Luc (Lozère) (coordonnées 44°37'N - 3°51'E). Son intensité a été évaluée à V-VI sur l'échelle MSK. On ne dispose pas de données instrumentales permettant de préciser la profondeur du foyer, superficiel (entre 5 et 10 km de profondeur), peut-être associé à l'accident de Villefort qui en est très proche.

Il ressort de cette étude que la sismicité aux abords du site est faible, mais en aucun cas absente, le séisme de 1924 était la preuve d'un relâchement des contraintes.

1.2. Mécanisme au foyer d'un séisme et mesure des contraintes régionales

1.2.1. Mécanisme au foyer

C'est seulement depuis dix ans, avec l'amélioration et l'extension des dispositifs d'enregistrement, que l'on a pu déterminer les mécanismes au foyer des séismes français.

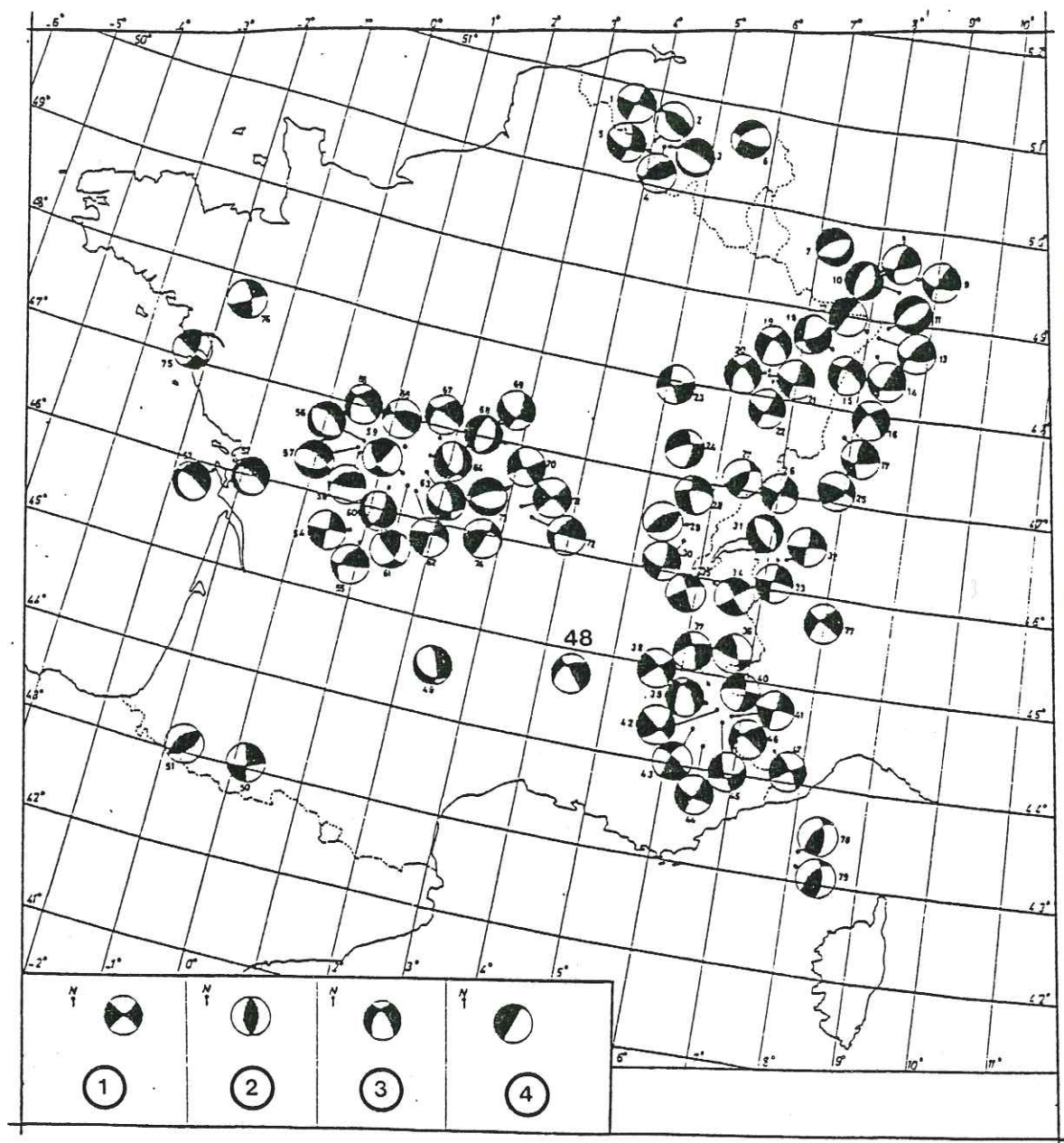
Ces études, menées par plusieurs équipes, ont abouti à l'élaboration d'une carte des mécanismes au foyer (fig. 3-2.).

Nous remarquerons le manque de solutions dans notre secteur, où seul le séisme n° 48 a fourni une solution focale fiable.

Ce séisme, de magnitude 3,4, a été ressenti à l'Ouest de Privas, le 1er septembre 1975 à 9 h. 23. Son épicentre a été localisé à 5 km à l'W du col de l'Escrinet (coordonnées 44°75N - 4°43E), avec une précision de 5 km.

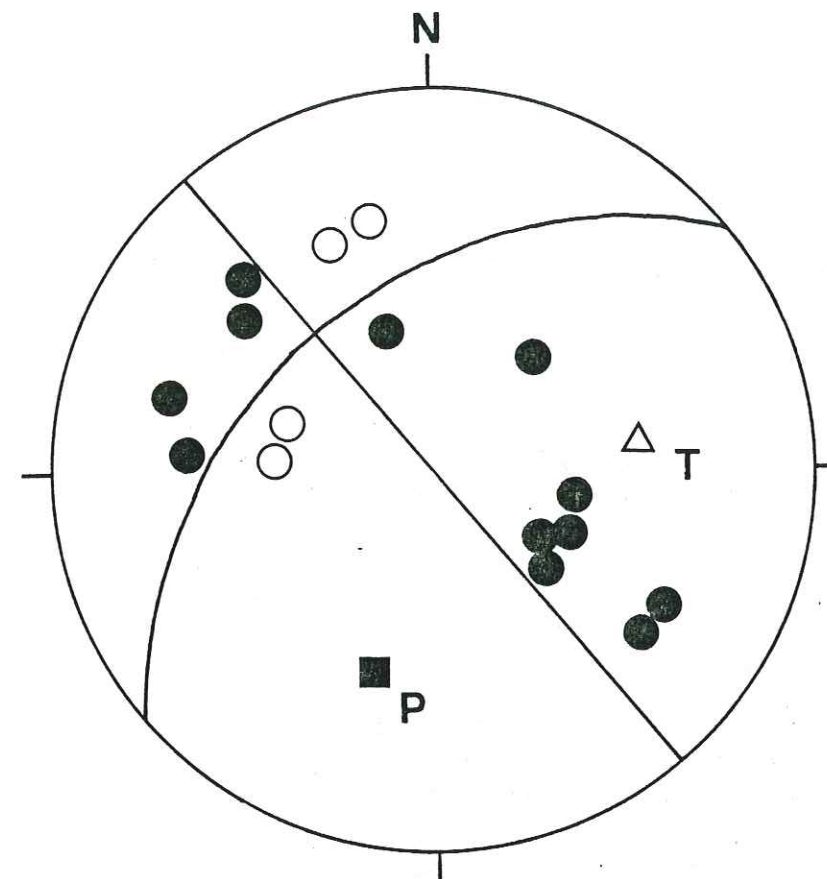
La solution focale (fig. 3-3.) détermine deux plans nodaux d'orientation NW-SE (N 140 à pendage vertical) et NE-SW (N 50 penté de 40° vers le NW).

Les axes de pression (P) et de tension (T) correspondent aux bissectrices des dièdres déterminés par les plans nodaux et sont orientés N 199 penté de 33°S pour l'axe P et N 83 penté de 33°E pour l'axe T.



- ① décrochement dextre N W-S E ou senestre N E-S W
- ② faille inverse N-S de pendage 45° W ou 45° E
- ③ faille normale dextre N W-S E ou senestre N E-S W
- ④ mouvement vertical selon une faille N E-S W ou glissement selon un plan horizontal

Fig. 3-2. Carte des mécanismes au foyer des séismes français et frontaliers (d'après Godefroy, 1980)



Projection stéréographique de l'hémisphère inférieure de la sphère focale, sur canevas de Wülf (en noir les quadrants en compression, en blanc ceux en dilatation)

Fig. 3-3. Solution focale du schéma du séisme n° 48 (calculée par A. Delhaye in Godefroy, 1980)

Le mécanisme au foyer ne permet pas de préciser lequel des plans correspond au plan de faille, il est donc nécessaire de replacer ce séisme dans son contexte géologique (fig. 3-4.). La proximité de ce séisme et des accidents de direction cévenole (N 30) passant au niveau du col de l'Escrinet nous fait pencher pour l'expression du jeu senestre, légèrement inverse, d'une faille d'orientation N 50, pentée de 40° vers le NW.

Ce séisme, localisé à une soixantaine de km du site de Puylaurent, est d'une magnitude suffisante pour que l'on puisse le considérer comme représentatif d'une direction de contrainte d'échelle régionale, pouvant être considérée comme valable au niveau du site du barrage.

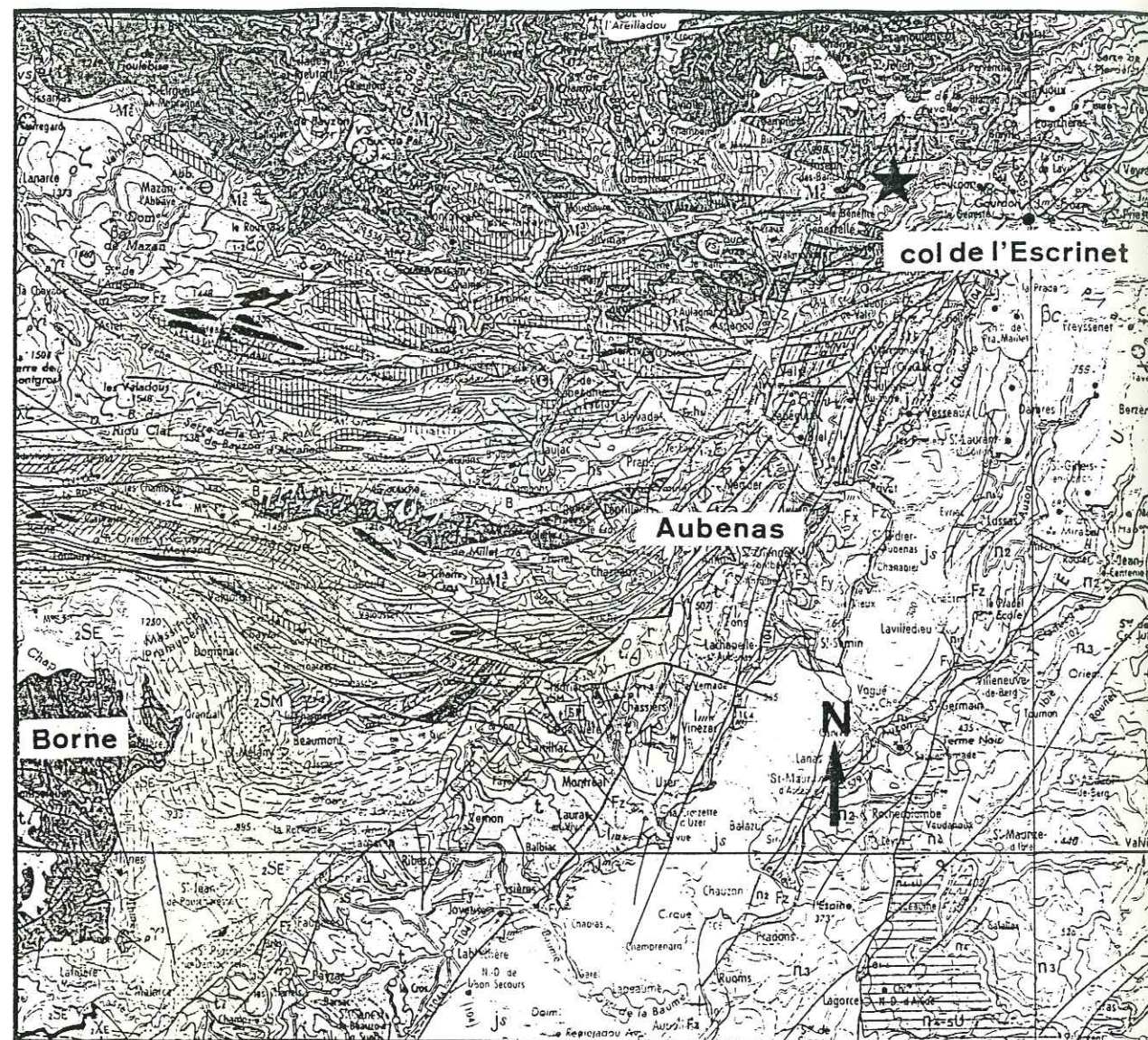


Fig. 3-4. Localisation du séisme n° 48 sur la carte géologique
Valence 1/250 000

Dans son rapport pour le Département du Génie Géologique (janvier 1980), P. Godefroy a recherché l'orientation moyenne des contraintes principales à l'échelle de la région (Massif Central et ses abords) à partir des solutions focales du Massif Central.

Dans un premier temps, il s'est intéressé à la direction des projections horizontales des axes de pression P et de tension T, qui ont été reportés sur une rosace. Il en ressort que la contrainte maximale compressive s'oriente vers une direction NNW-SSE (fig. 3-5).

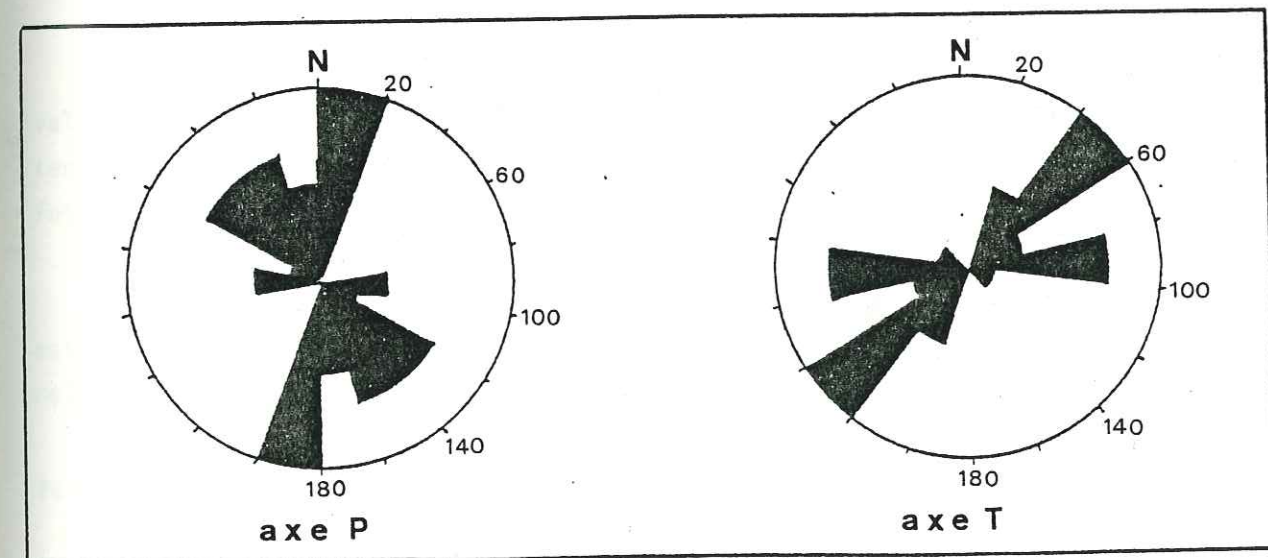


Fig. 3-5. Rosaces de distribution des axes P et T du Massif Central (d'après Godefroy, 1980)

Pour affiner ces résultats, P. Godefroy a appliqué la méthode des dièdres droits, ce qui revient à admettre que les contraintes principales maximales et minimales se trouvent respectivement dans le quadrant des compressions et celui des dilatations, mais avec une orientation quelconque, et non pas uniquement dans les plans bissecteurs de ces quadrants.

Dans la pratique, l'orientation moyenne des contraintes principales s'obtient par superposition des différentes solutions, en recherchant les domaines d'intersection respectifs des quadrants de compression et de dilatation.

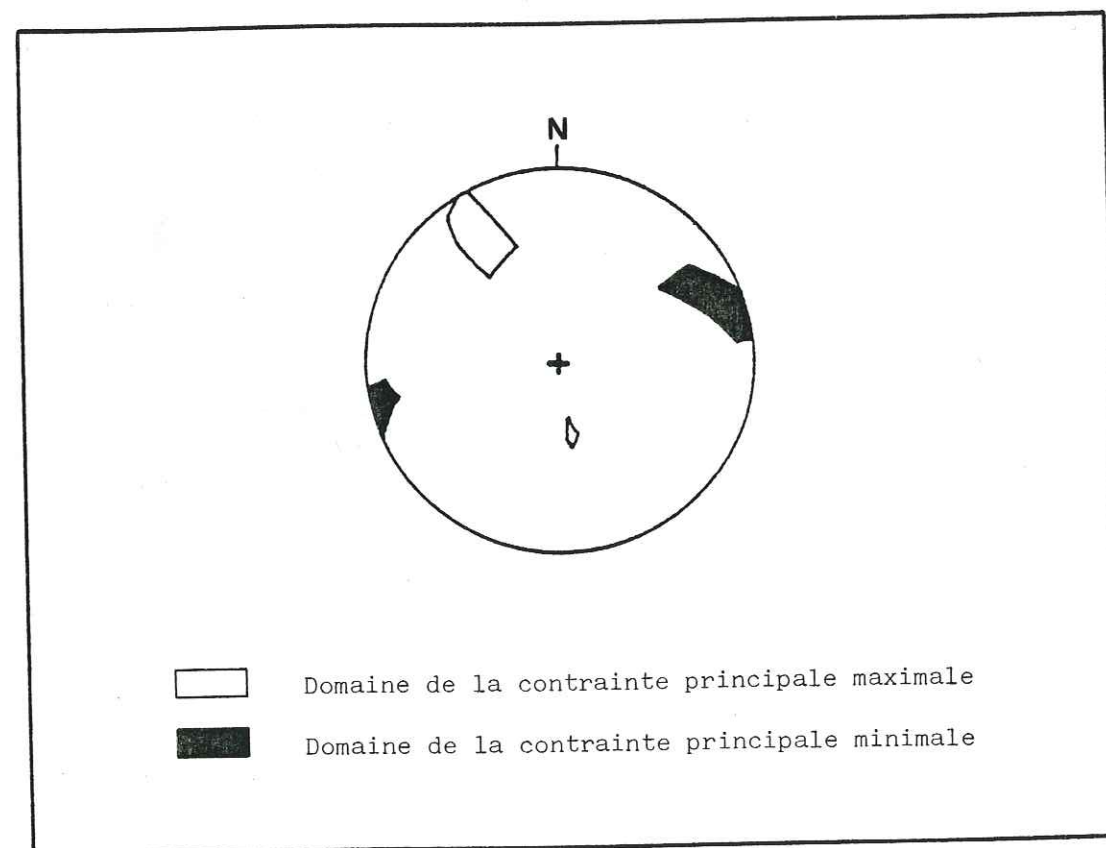


Fig. 3-6. Application de la méthode des dièdres droits aux solutions focales du Massif Central (d'après Godefroy, 1980)

Le résultat de cette méthode (fig. 3-6.) est une orientation NNW-SSE pour la contrainte maximale de compression, peu différente des résultats obtenus précédemment.

1.2.2. Mesures de contrainte

Plusieurs auteurs font apparaître la possibilité de mettre en évidence le champ des contraintes régionales à partir de mesures ponctuelles réalisées en surface, en galerie ou dans des forages.

Les techniques de mesure sont de deux sortes :

- celles mesurant une déformation par relaxation de la roche en place,
- celles qui déterminent directement les contraintes.

Dans le premier cas, il est nécessaire de déterminer séparément les valeurs du module élastique de la roche pour traduire les mesures in situ en termes de répartition des contraintes. La méthode de surcarottage en forage de faible profondeur appartient à cette catégorie.

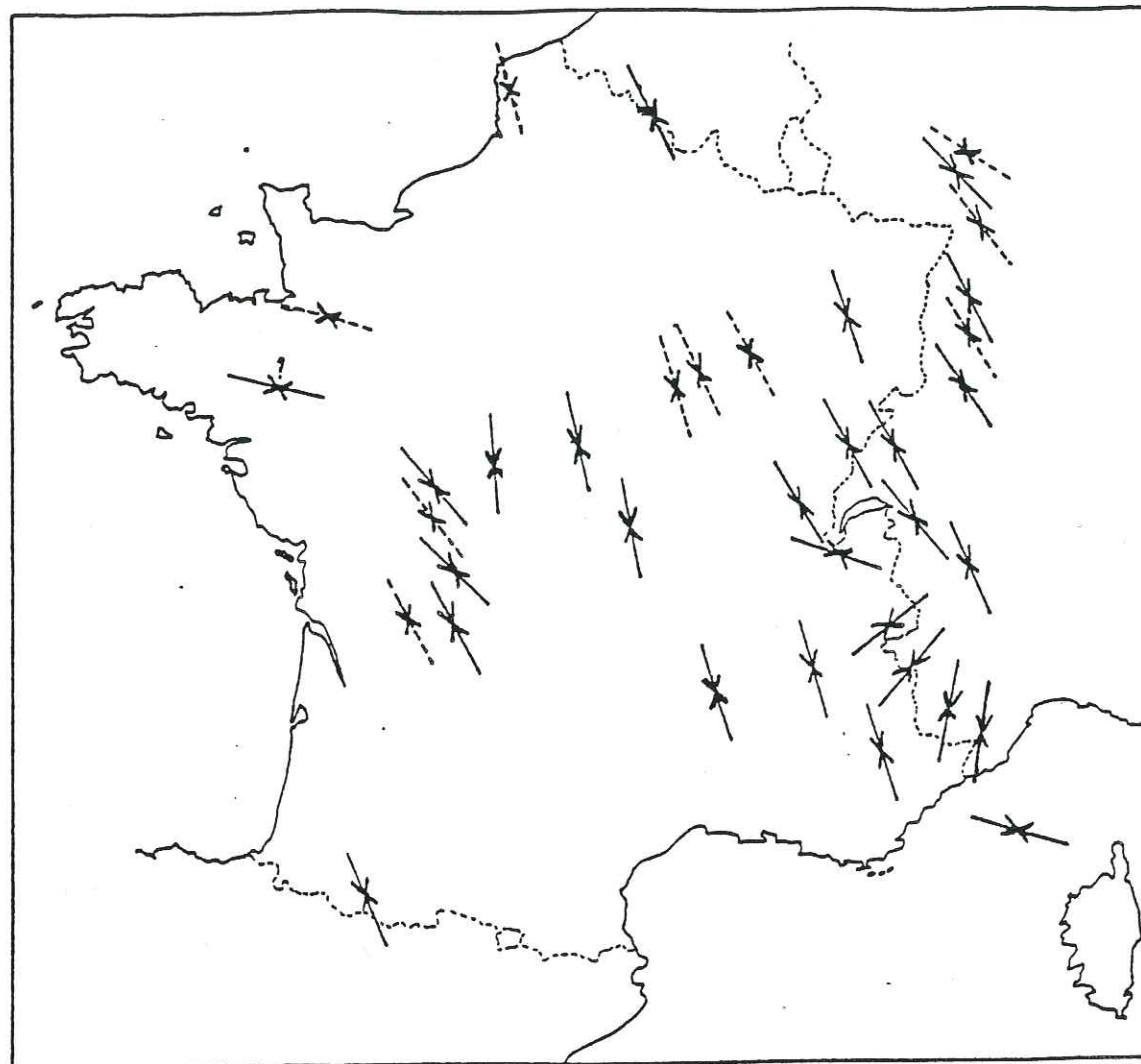
Dans le second, nous trouvons la fracturation hydraulique, dont l'avantage est d'être praticable en forage profond, ainsi que la méthode du vérin plat, relativement légère et applicable en surface.

C. Paquin, C. Froidevaux et M. Souriau (1978) ont constaté un accord satisfaisant entre les résultats des mécanismes au foyer et les mesures in situ (fig. 3-7).

Plus récemment C. Paquin (1981) a effectué une mesure en Ardèche, dans les calcaires du Jurassique supérieur de Labeaume, à environ 35 km à l'Est du site de Puylaurent. Cette mesure concerne des terrains de la bordure cévenole, limités à l'W par la faille des Cévennes.

Les résultats (fig. 3-8.) montrent une contrainte principale de compression de direction NW-SE, en accord avec les données précédentes.

Cependant, ce résultat est relativement différent de celui fourni par la solution focale N-S du séisme n°48 du col de l'Escrinet. C. Paquin y voit une influence alpine. Cependant, un effet de site, dû à la présence proche de l'accident cévenol réorientant les contraintes régionales, peut également être envisagé.



LEGENDE



-  : direction de compression maximale d'après les mécanismes au foyer
-  : direction de la contrainte principale maximale d'après les mesures directes in situ (d'après PAQUIN et al., 1978 pour la France ; GREINER, 1975 pour le graben rhénan)

Fig. 3-7. Directions de la contrainte principale maximale en France (Godefroy, 1980)

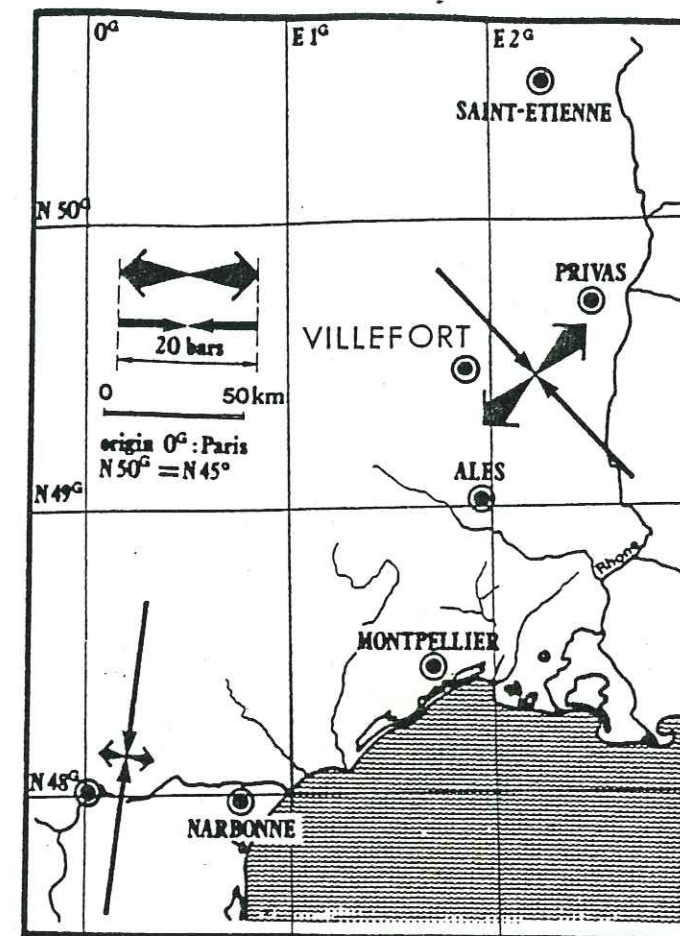


Fig. 3-8. Mesure de contrainte in situ réalisée par C. Paquin (1981) sur les calcaires de Labeaume (Ardèche)

1.3. Conclusions

Les données acquises au moyen des mécanismes au foyer, malgré un niveau faible de la sismicité, et les mesures de contraintes in situ, permettent de définir le champ de contrainte régional actuel de Puylaurent. Ce champ serait caractérisé par une compression maximale d'orientation moyenne N-S, peu différente des directions que révèlent les dernières manifestations volcaniques quaternaires.

Il est intéressant, d'un point de vue géotechnique, de savoir si, à l'échelle d'un site de barrage, cette contrainte régionale est manifeste et de même orientation. Dans ce but nous avons effectué des mesures tendant à mettre en évidence une anisotropie des vitesses sismiques.

2. RECHERCHE DE NOUVELLES DONNEES PAR LA SISMIQUE REFRACTION

Nous possédons, avec la géophysique, un moyen d'étendre l'investigation d'une roche à des volumes importants.

Nous allons analyser une des branches de la géophysique : la sismique. Il n'est pas de notre propos d'aborder le problème à la même échelle que celle des prospections pétrolières, qui intéressent des épaisseurs de terrains de l'ordre du kilomètre, ni à l'échelle des prospections ultrasoniques étudiant à peine le mètre.

Notre échelle d'étude sera comparable à celle utilisée pour les massifs de fondation de barrages.

La sismique réfraction utilise le phénomène de réfraction à l'angle limite sur des interfaces de couches de nature différente.

Nous verrons, au cours des développements qui suivent, que l'utilisation que nous faisons de la méthode sismique s'est écartée dès le départ des chemins habituellement suivis, qui consistent en une recherche géométrique des zones ou singularités géologiques.

2.1. Principes de la méthode

Les essais sismiques sont le plus souvent interprétés en postulant une isotropie des vitesses de propagation au sein du massif rocheux. Or, depuis de nombreuses années, les arguments s'accumulent pour affirmer que l'anisotropie des vitesses sismiques est de règle dans les matériaux de la croûte terrestre (Bamford et Crampin, 1977).

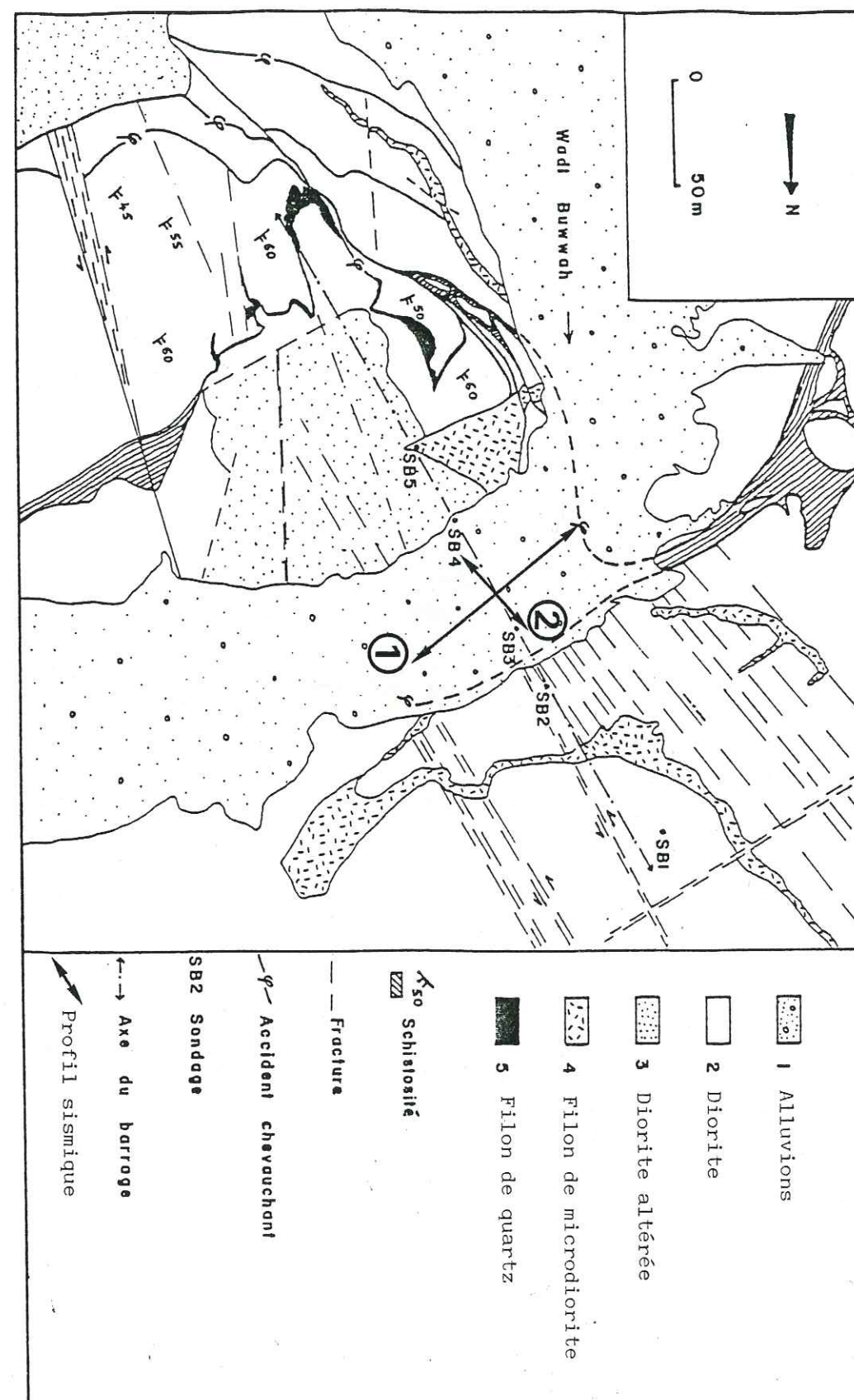


Fig. 3-9. Schéma structural du site du barrage de Wadi Buwiah (Arabie Séoudite). Les vitesses sismiques mesurées selon le profil 1 sont supérieures à celles mesurées selon le profil 2 (Giraud, 1986).

L'anisotropie des vitesses de propagation est liée essentiellement :

- aux discontinuités qui affectent le massif rocheux à toutes les échelles, c'est-à-dire de la fabrique de la roche (orientation préférentielle des grains, foliation métamorphique, schistosité) et à la fracturation au sens large (diaclasses, joints sédimentaires, fissures, failles...);

- à l'état de contrainte déviatoire subi.

En effet, les fractures plus ou moins orthogonales à la contrainte principale majeure σ_1 se ferment, rétablissant la continuité du milieu. Au contraire, les discontinuités parallèles à σ_1 ont tendance à s'ouvrir. Ceci entraîne une anisotropie des vitesses sismiques au sein du massif.

P. Antoine et A. Giraud (1982) ont pu montrer une telle anisotropie dans le bouclier arabe, à la faveur de reconnaissances sismiques effectuées sur le site de barrage de Wadi Buwwah (Arabie Séoudite). Ce site est affecté d'une fracturation verticale dense, orthogonale au lit de l'oued et de direction N 140 à N 160. L'orientation des sollicitations tectoniques régionales, qui est perpendiculaire à ces accidents a fait apparaître une anisotropie des vitesses sismiques donnant parallèlement aux accidents des vitesses plus faibles que perpendiculairement (fig. 3-9).

C'est un effet de cet ordre que nous avons tenté de mettre en évidence autour du site de Puylaurent.

2.2. Critères de choix du site de mesure

Ce choix est imposé par plusieurs nécessités :

- les mesures de vitesses doivent être faites avec précision selon plusieurs azimuts, ce qui nécessite des profils suffisamment longs ;
- ces mesures doivent être réalisées dans un plan horizontal afin d'éviter l'influence des conditions locales de relief (écart d'altitude toléré :

$$Z < \frac{\text{distance}}{10}$$

- la topographie montagneuse de la région nous a conduit à trouver un site de mesure en fond de vallée, nous dégageant ainsi des problèmes de décompression et d'ouverture des fractures par gravité.

L'exiguïté du site du barrage de Puylaurent, ainsi que l'importante anisotropie de fabrique des roches présentes (foliation métamorphique) nous ont paru rédhibitoires.

Nous nous sommes donc tourné vers un site de mesure qui, malgré son éloignement relatif par rapport au barrage de Puylaurent (20 km), présentait de nombreux avantages.

Il s'agit d'un affleurement horizontal de granite situé dans le massif de la Borne, dans la vallée du Chassezac. Cette surface dégagée par les crues de la rivière a des dimensions suffisantes pour l'implantation de profils : 100 m de long sur 40 m de large (fig. 3-10).

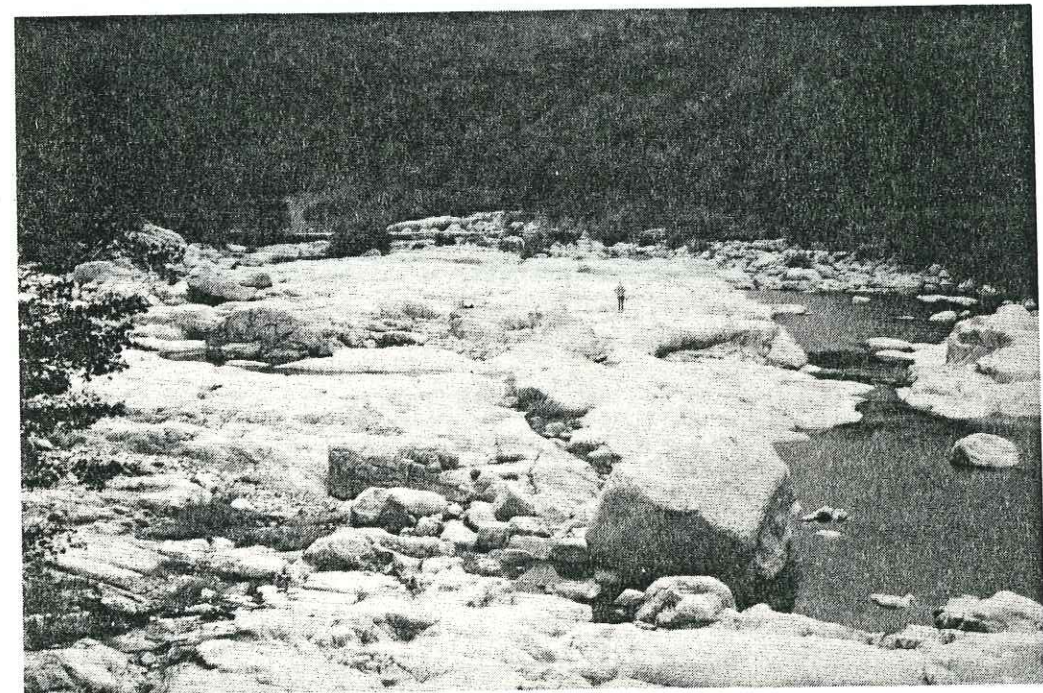


Fig. 3-10 Vue du site de mesure (granite de la Borne)

19 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GÉOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 69 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: platour@ujf-grenoble.fr

2.2.1. Description du granite



Fig. 3-11. Aspect du granite

Ce granite, grenu et porphyroïde, contient une moyenne de 330 à 460 grands cristaux de feldspath potassique par m^2 (Van Moort, 1966). Leur longueur est de quelques centimètres en moyenne, exceptionnellement 10 à 12 cm. Leur répartition est aléatoire à l'échelle de l'affleurement ainsi que leur orientation, bien que l'on observe une très faible anisotropie de fabrication, en rapport avec la mise en place du magma. Mise en évidence seulement à l'échelle du massif (Fernandez, 1977), cette anisotropie ne semble pas influencer les caractères mécaniques de la roche qui, à l'échelle de l'affleurement, est considérée comme homogène et isotrope. Le reste de la roche est constitué de minéraux de plus petite taille : feldspaths potassiques, plagioclases, quartz, biotites, répartis

et orientés aléatoirement. Des filons verticaux tardifs d'aplite, d'épaisseur décimétrique et d'orientation N-S à N 20, traversent la roche.

2.2.2. Fracturation

90 % des discontinuités se révèlent être des décrochements verticaux décalant les filons d'aplite. S. Raynaud (1979), qui a mis en évidence, sur ces accidents, des stries horizontales, attribue cette fracturation à une phase tectonique tardi hercynienne, bien représentée sur l'ensemble du massif de la Borne.

Les autres discontinuités sont soit des diaclases N-S à N 20 peu nombreuses et peu développées, issues d'une phase tectonique pyrénéenne, soit des accidents orientés N 60 à N 110, pentés (55°) vers le Nord. Ces derniers ont souvent perturbé les mesures de vitesse sismique du fait d'une certaine ouverture (les ébranlements, à proximité de ces plans, émettaient des sons "sourds" et "creux", très différents de ceux émis par le granite sain).

Nous avons réalisé une carte schématique (pl. IV) de cette surface représentant sa forme générale, les directions et le pendage des principaux accidents ainsi que le sens de leur mouvement.

Pour visualiser les principales directions de la fracturation nous avons construit une rosace des directions (fig. 3-12.).

Trois grandes directions apparaissent : N 60, N 110 et N 140. Il faut remarquer l'absence des directions voisines de N-S.

2.3. Pratique des mesures sur le terrain et types de données étudiées

2.3.1. Matériel utilisé

a) Description

Les mesures de vitesse ont été effectuées avec un matériel de fabrication américaine : le Bison 1550 (fig. 3-13).

Il s'agit d'un sismographe portatif qui permet la mesure du temps de parcours des ondes. Cet appareil possède un écran permettant de visualiser l'onde et une mémoire permettant de sommer les ondes dues à plusieurs ébranlements consécutifs.

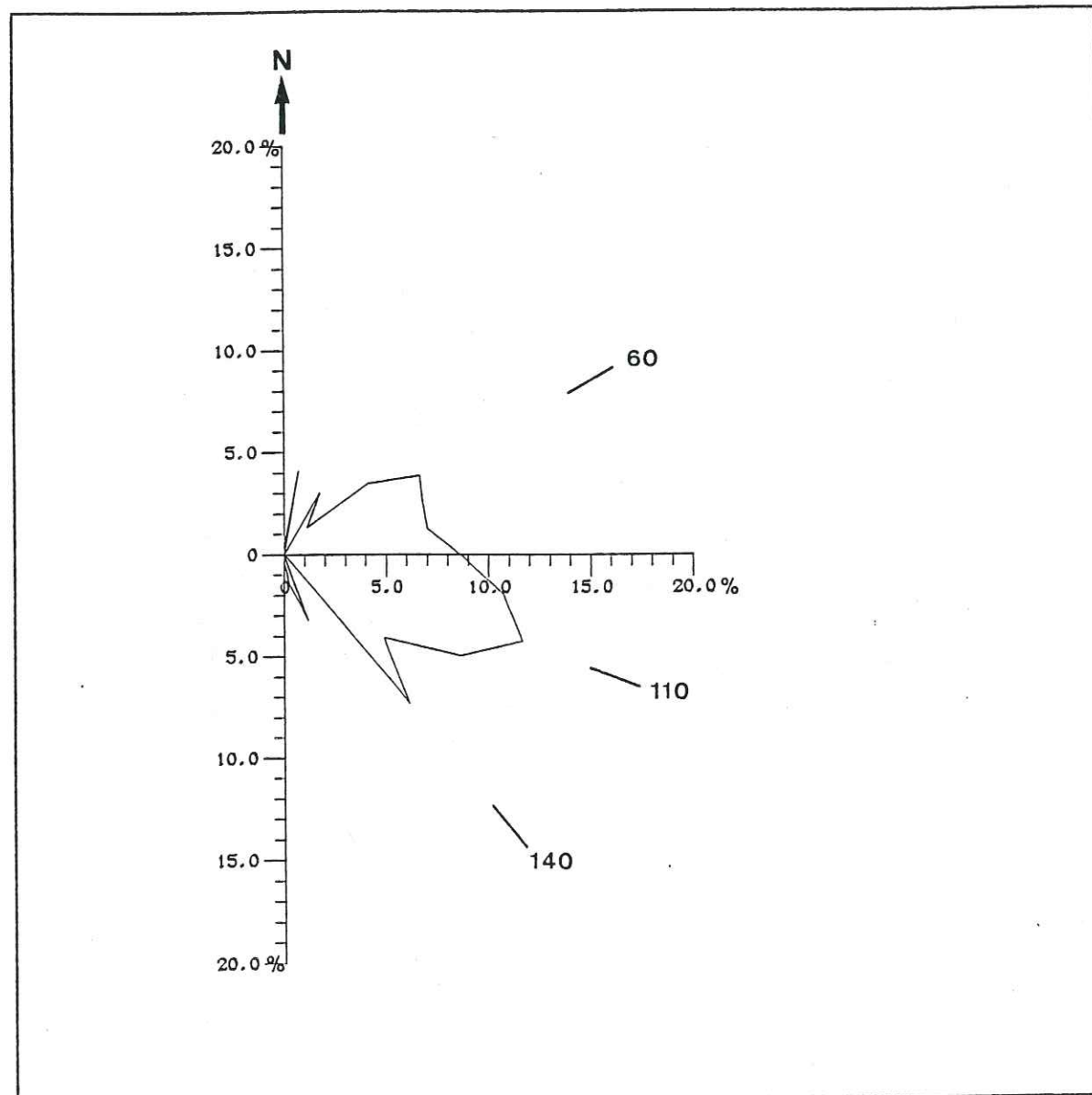


Fig. 3-12. Rosace des directions de fracturation de la dalle



Fig. 3-13. Matériel utilisé pour les mesures

b) Précision du dispositif

Il existe d'abord une incertitude de lecture sur le point de la courbe désiré, due principalement à une certaine inertie du marqueur de position et à la difficulté de situer exactement le point considéré. Cette erreur est estimée à 0,05 ms pour la base de temps 10 ms, et 0,2 ms pour l'échelle 50 ms (Bourasset, 1979).

L'autre incertitude vient de la difficulté de donner aux chocs une énergie d'ébranlement constante. On peut cependant limiter cette dernière en utilisant le même manipulateur et en adoptant une hauteur fixe pour la chute de la masse.

c) Géophones utilisés

Deux types de géophones sont envisageables, soit des géophones verticaux capables de capter les ondes transversales, soit des géophones horizontaux capables de capter les ondes longitudinales.

La difficulté de placer, de manière correcte, les géophones verticaux, nous a fait préférer un géophone horizontal.

2.3.2. Données étudiées

Sur la dalle ont été implantés quatre dispositifs de tir en arc (fig. 3-14)

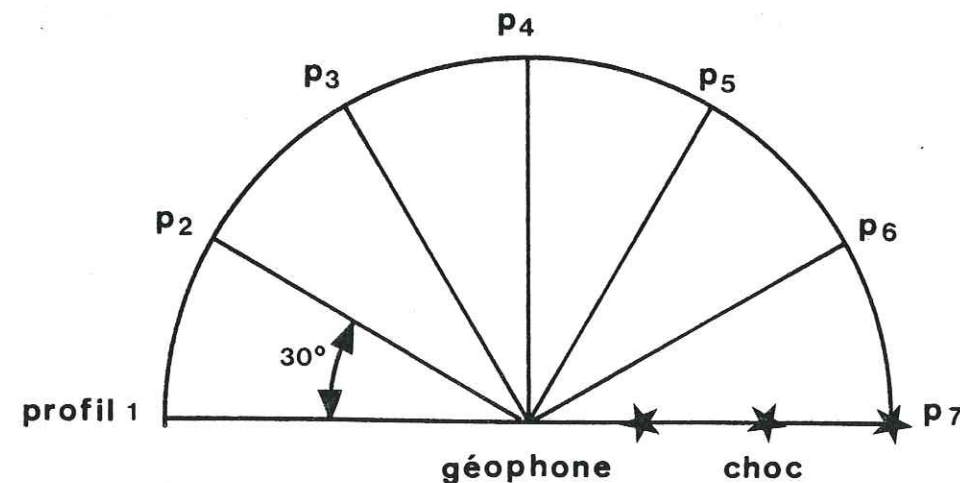


Fig. 3-14. Dispositif de mesure sismique en arc

Ces dispositifs (localisés sur la planche IV) sont centrés sur le géophone d'où partent sept profils radiaux de tir qui couvrent un demi-cercle, leur espacement étant de 30°.

La longueur de ces profils, tous d'orientation connue, varie (10 à 17,5 m) en fonction de l'espace disponible. Sur chaque profil, la distance entre deux ébranlements est de 2 m et la distance entre le géophone et le 1er choc a varié entre 1 et 2 m.

Pour chaque profil exécuté, ont été notés (voir annexes)

- le numéro du dispositif
- le numéro du profil et son orientation
- la distance entre le géophone et le point d'ébranlement = d
- la base de temps
- le gain affiché sur le sismographe = a
- le nombre de chocs = n
- le temps d'arrivée du premier pic négatif = T1
- le temps d'arrivée du deuxième pic positif de l'onde = T2
- la fracturation interceptée par le profil.

A partir des temps d'arrivée de l'onde longitudinale, nous avons, pour chaque profil, tracé les dromochroniques (voir annexes) d'où nous avons tiré les vitesses de cette onde.

Les résultats de chaque dispositif ont été rapportés à un point central de mesure et nous avons construit une rosace des valeurs de vitesse en reportant selon chaque azimuth un segment proportionnel à la vitesse mesurée.

Nous avons ensuite cherché à approcher chaque rosace par une ellipse des moindres carrés : on détermine ainsi des axes principaux V_{max} et V_{min} , ainsi que l'azimut du grand axe de l'ellipse.

Nous nous sommes également intéressé à l'amortissement du signal enregistré, en fonction de la distance. Les amplitudes étant liées aux énergies, nous nous sommes efforcé d'émettre l'onde à énergie constante : l'amortissement du signal est donc représentatif des pertes d'énergie subies par l'onde en fonction de la distance de parcours.

En faisant varier le gain de l'appareil, pour chaque mesure nous avons essayé d'obtenir sur l'écran une amplitude constante du premier pic négatif de l'onde. Ainsi, pour chaque profil, il a été possible de tracer la courbe d'amplification (courbe de gains) (fig. 3-15.), dont la pente représente les pertes d'énergie le long du profil, caractérisant non seulement la fracturation mais aussi l'orientation des discontinuités par rapport au sens de la propagation (Schneider, 1967).

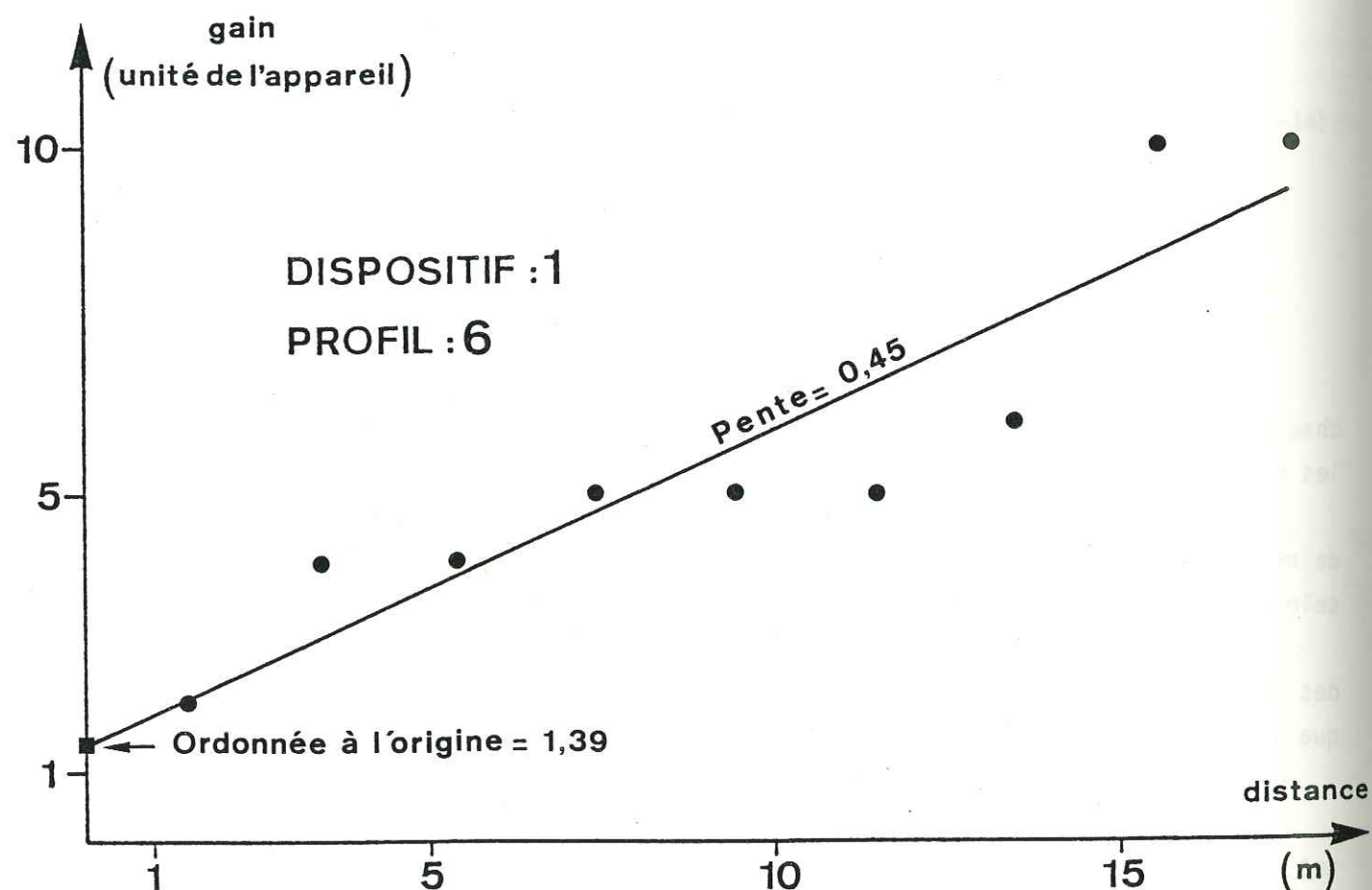


Fig. 3-15. Exemple de la courbe des gains utilisés sur le profil 6 (N 70) du dispositif I

Nous avons noté également l'ordonnée à l'origine de la courbe des gains extrapolée (fig. 3-15.) qui représente la perte d'énergie subie au départ de l'onde. Pour B. Schneider cette donnée serait sensible à l'état de la surface du rocher.

2.4. Analyse des résultats

Le tableau 3-1 présente l'ensemble des résultats des 28 profils réalisés sur le site. Nous constatons :

- la lenteur des vitesses longitudinales mesurées (vitesse moyenne pour l'ensemble des mesures = 2281 m/s), qui ne sont en aucun cas comparables aux vitesses normalement attendues dans ce type de roche (environ 5500 m/s). L'explication réside dans l'impossibilité de repérer correctement, sur les sismogrammes, le point précis de l'arrivée de l'onde. Le type de nos mesures, où ce n'est pas tant la valeur absolue des vitesses sismiques qui est recherchée, mais plutôt les anisotropies de ces vitesses, nous a porté, pour plus de précision, à mesurer sur les signaux un point bien reconnaissable. Il s'est avéré que le premier pic négatif apparaissait clairement sur l'ensemble des essais. Avec ces données, il est donc normal de calculer des vitesses plus faibles que la vitesse réelle;

- la variation importante entre les vitesses moyennes mesurées sur les quatre dispositifs (1200 m/s d'écart entre les V1 moyennes les plus fortes et les plus faibles).

Les rosaces de valeur des vitesses mesurées sur les dispositifs (fig.3-16) révèlent :

- l'anisotropie de ces vitesses en fonction de l'orientation des mesures. Cette anisotropie est plus forte pour les dispositifs I et II (le rapport $\frac{V_{max}}{V_{min}}$ est de 1,33 et 1,38 respectivement pour les dispositifs I et II contre 1,13 et 1,15 pour les dispositifs III et IV) ;

- la grande dispersion dans l'orientation des vitesses maximales, celles-ci couvrant pratiquement toute la circonférence. Ce dernier résultat tendrait à démontrer une isotropie au niveau de l'ensemble des 4 dispositifs. Cependant la représentativité des dispositifs III et IV doit, selon nous, être remise en cause du fait de la très faible anisotropie constatée.

Dispositifs	Vitesse long. moyenne (m/s)	Moyenne de la pente des gains	Moyenne des ordonnées de la courbe des gains
I	1767,1	0,35	1,34
II	2057,1	0,26	1,21
III	2404,3	0,24	1,73
IV	2895,7	0,29	3,06

Tabl. 3-1. Résultats de l'ensemble des mesures

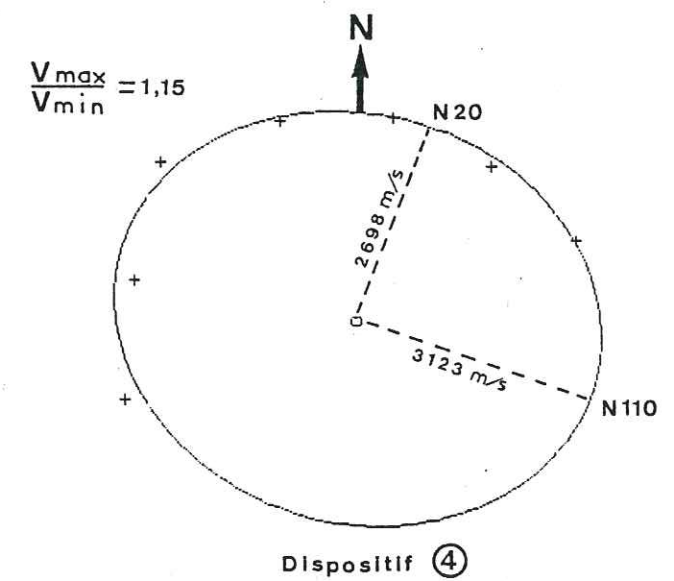
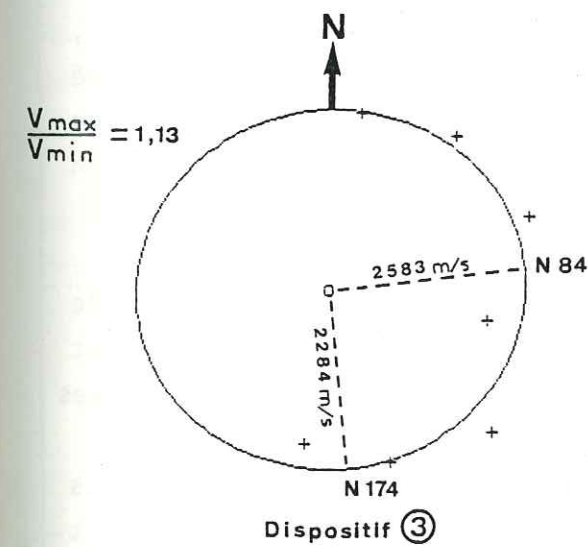
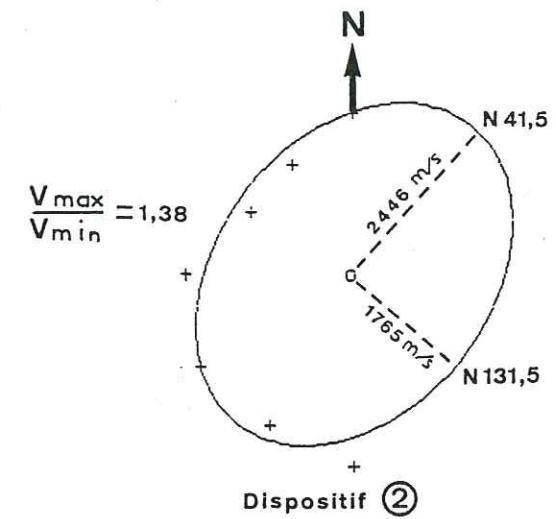
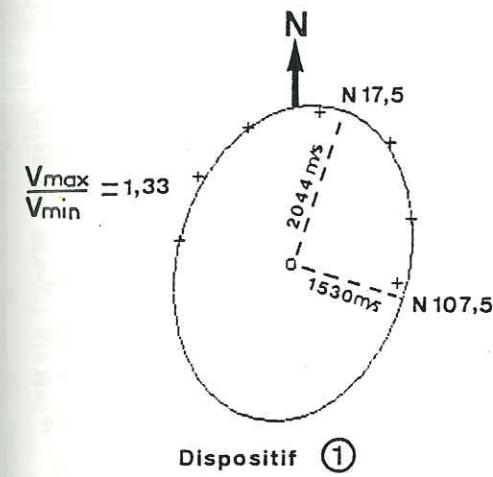


Fig. 3-16. Rosaces des valeurs des vitesses sismiques mesurées sur les dispositifs et leur ajustement par des ellipses des moindres carrés

C'est donc seulement à partir des dispositifs I et II que nous allons raisonner.

Dégagé, nous l'avons vu, des causes d'anisotropie dues à la fabrique de la roche, nous devons expliquer celle-ci soit par la fracturation soit par l'existence d'un état de contrainte.

. Curieusement, les dispositifs III et IV, implantés dans les zones les plus fracturées (cf. pl. IV), sont ceux qui ont mesuré les vitesses moyennes les plus élevées, ce qui va à l'encontre des idées reçues. Les ordonnées moyennes de la courbe des gains qui, selon B. Schneider, caractérisent l'énergie absorbée par la surface du rocher au point d'impact, confirment une fissuration importante au niveau des dispositifs III et IV.

. L'amortissement de l'énergie du train d'ondes le long de son trajet, représenté par la pente de la courbe des gains, s'est révélé relativement constant pour les dispositifs II, III et IV. Le dispositif I, par contre, montre un amortissement élevé.

. L'anisotropie des vitesses, sensible sur les dispositifs I et II, ne correspond pas à l'anisotropie d'orientation du réseau de fractures relevé sur le site de mesure (fig. 3-12.). Les vitesses maximales ont tendance à être orthogonales à la fracturation majeure. Il faut donc trouver une autre explication à cette anisotropie.

2.4.1. Le dispositif I (tabl. 3-2.) présente une importante perte d'énergie le long du profil (pente moyenne des gains 0,35). La vitesse moyenne de l'onde est faible (1767,1 m/s) mais l'anisotropie est forte : 1,33. Les Vmax sont orientées N 20.

Pour expliquer cette anisotropie, il faut donc supposer que des efforts s'appliquent au niveau de cette dalle, fermant certaines discontinuités ou tendant à en ouvrir d'autres. Dans le cas du dispositif I, il s'agirait d'efforts parallèles aux accidents N 20, tendant à ouvrir ceux-ci et à fermer les accidents N 130. Ces sollicitations peuvent avoir deux origines :

- elles viennent des versants de la vallée qui, par leur seul poids, en compriment le fond. L'orientation de cet effort est globalement appréciée en tenant compte de la direction de ces versants. Dans notre cas, l'axe de la vallée est orienté N 5, la poussée des versants est donc théoriquement N 95, tendant

Profil	Orientation du profil	Longueur du profil (m)	V _L (m/s)	Energie (courbe des gains)	
				Pente	Ordonnée à l'origine
1	N 280	17,5	1540	0,16	1,81
2	N 310	17,5	1670	0,31	0,96
3	N 340	17,5	1820	0,31	1,18
4	N 10	17,5	1960	0,43	0,99
5	N 40	17,5	2000	0,38	1,47
6	N 70	17,5	1670	0,45	1,39
7	N 100	17,5	1410	0,42	1,6

Tabl. 3-2. Résultats du dispositif I

Profil	Orientation du profil	Longueur du profil (m)	V_L (m/s)	Energie (courbe des gains)	
				Pente	Ordonnée à l'origine
1	N 180	15	2440	0,39	1,03
2	N 210	15	2220	0,14	1,36
3	N 240	15	2330	0,07	1,68
4	N 270	15	2220	0,41	0,84
5	N 300	15	1560	0,20	1,05
6	N 330	15	1590	0,35	0,57
7	N 0	15	2040	0,24	1,93

Tabl. 3-3. Résultats du dispositif II

à ouvrir toutes les directions parallèles, donnant ainsi des vitesses maximales perpendiculaires à la vallée et minimales parallèlement à celle-ci. L'ellipse des vitesses montre clairement le contraire ;

- ces sollicitations sont régionales et d'ordre tectonique, donc orientées N-S, ainsi qu'on l'a déjà vu. Celles-ci doivent être cependant invoquées avec beaucoup de précaution au vu du faible nombre de données. Toutefois, il y a au moins compatibilité avec cette hypothèse.

2.4.2. Le dispositif II (Tabl. 3-3.) montre également une faible perte d'énergie au départ de l'onde (ordonnée moyenne 1,21) ainsi que le long des profils (pente moyenne des gains 0,26).

La vitesse moyenne est plus importante que pour le précédent dispositif et présente un rapport V_{max}/V_{min} plus grand (1,38).

Les profils 1, 2 et 3 de ce dispositif sont intéressants, car ils ont testé essentiellement deux directions de fractures (N 90 et N 140). On remarque sur les dromochroniques de ces trois profils des sauts de vitesse localisés respectivement à 9, 11 et 9 m du géophone, correspondant à une augmentation de la vitesse. Ces sauts correspondent exactement au croisement d'accidents verticaux N 140. On peut donc considérer que ces failles sont comprimées (en tout cas plus comprimées que les N 90 rencontrées précédemment). Ceci veut dire qu'il existe des efforts tendant à fermer ces accidents qui, si on les admet perpendiculaires à ces derniers, seraient orientés N 50. C'est à peu de chose près ce que nous donne l'ellipse II

Dans ce cas, on ne peut conclure ni à un effet de versant ni à une sollicitation régionale, en effet le N 40 de l'ellipse est quasiment bissecteur de ces deux sollicitations possibles.

En conclusion, les dispositifs I et II montrent clairement une anisotropie des vitesses sismiques. Celle-ci se signale par des vitesses maximales orientées N 20 à N 40, presque parallèles à la direction de la vallée (N 5) et indépendantes de l'orientation majeure de la fracturation. Nous avons pu montrer, à partir des résultats du dispositif I, que cette anisotropie ne pouvait être imputée à des efforts dus aux versants. Il s'agirait donc là d'une sollicitation d'ordre tectonique.

Profil	Orientation du profil	Longueur du profil (m)	V_L (m/s)	Energie (courbe des gains)	
				Pente	Ordonnée à l'origine
1	N 10	10	2270	0,30	2,20
2	N 40	10	2560	0,30	1,40
3	N 70	10	2780	0,35	1,90
4	N 100	10	2110	0,45	1,10
5	N 130	8	2780	0,40	1,00
6	N 160	8	2330	0	2,00
7	N 190	8	2000	- 0,15 ?	2,50

Tabl. 3-4. Résultats du dispositif III

Profil	Orientation du profil	Longueur du profil (m)	V_L (m/s)	Energie (courbe des gains)	
				Pente	Ordonnée à l'origine
1	N 250	10	3130	0,70	0,60
2	N 280	10	2860	0,20	4,40
3	N 310	10	3230	0,30	1,60
4	N 340	10	2780	0	4,00
5	N 10	10	2700	0,20	4,40
6	N 40	10	2630	0,10	4,20
7	N 70	10	2940	0,5	2,20

Tabl. 3-5. Résultats du dispositif IV

2.4.3. Les dispositifs III et IV (tabl. 3-4 et 5), qui montrent des vitesses élevées, ont permis de mettre en évidence l'ouverture de certaines fractures non verticales. C'est ainsi que sur les profils 6 et 7 du dispositif III, les signaux ont été très perturbés au passage d'un accident orienté N 130 et penté de 60° vers le NE. L'ouverture de ces accidents doit être attribuée à des phénomènes de décompression du massif rocheux aux abords de la surface.

3. Conclusions.

Ce chapitre a permis de montrer la persistance, dans le SE du Massif Central, d'une direction de sollicitation N-S à NNE-SSW, depuis les dernières manifestations volcaniques plio-quaternaires. Ces sollicitations demeurent relativement discrètes, ce que confirmerait le niveau faible de la sismicité.

Différentes techniques d'investigation ont été utilisées (mécanisme au foyer, mesures de contrainte in situ, mesures de vitesses sismiques) permettant de soupçonner localement, sur le site du barrage de Puylaurent, l'existence d'efforts d'ordre tectonique. Il sera intéressant de savoir si ces sollicitations affectent le comportement mécanique ou hydraulique du massif rocheux supportant le barrage.

Chapitre IV - RECHERCHE DE TEMOIGNAGES D'UNE

CONTRAINTE ACTUELLE A PUYLAURENT

Ce chapitre est l'occasion de mettre à l'épreuve les hypothèses qui ont guidé notre recherche : existe-t-il, au niveau de l'ouvrage, une anisotropie naturelle de la perméabilité ? Les chapitres précédents nous ont fourni des indications sur les directions de sollicitation actuelles et ont établi un schéma structural du massif rocheux devant supporter le barrage. Nous allons tenter de vérifier s'il existe une anisotropie naturelle de la perméabilité de fissures et si celle-ci ne serait pas la conséquence logique de l'action des sollicitations sur cette structure.

Pour mener cette recherche, nous avons tiré parti des reconnaissances géotechniques réalisées sur le site, notamment les essais d'eau effectués par l'entreprise Bachy dans 11 sondages, ainsi que de l'examen des venues d'eau dans les galeries de reconnaissance.

La première difficulté à résoudre est de distinguer les fractures "ouvertes" sous l'action d'un effort tectonique de celles qui le sont par l'effet de la décompression superficielle.

1. PERMEABILITE NATURELLE DU MASSIF

Les fissures et fractures qui fragmentent les massifs rocheux offrent évidemment à l'eau souterraine des cheminements privilégiés, conférant au massif une perméabilité très élevée par rapport à celle de la matrice rocheuse (Louis, 1974).

La perméabilité d'un massif fracturé est liée essentiellement à l'intensité de la fracturation mais aussi à l'ouverture et à l'extension des fractures.

D'autre part les massifs rocheux sont des milieux déformables : donc toute sollicitation mécanique va entraîner une modification de la géométrie du milieu, de ses vides, et notamment de ses fractures.

Ces sollicitations peuvent être dues au poids propre de l'ouvrage ou aux contraintes extérieures (d'ordre tectonique) et tendent à ouvrir ou à fermer les discontinuités, modifiant ainsi le comportement hydraulique de celles-ci.

1.1. La décompression du massif, facteur d'ouverture des discontinuités

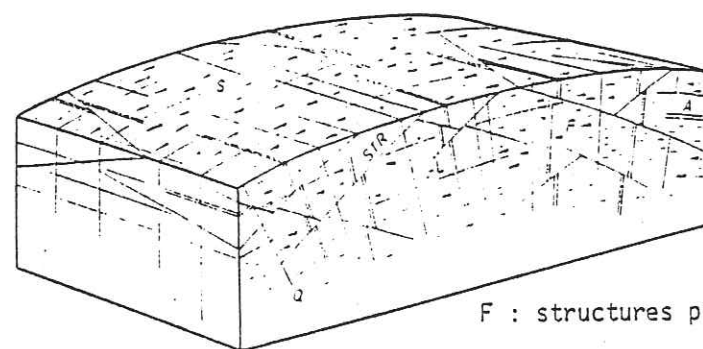
On trouve, sur le site de Puylaurent, deux cas typiques.

1.1.1. Ouverture d'accidents subhorizontaux dans les versants

Ces accidents sont classiquement décrits dans les massifs granitiques. P. Brunel (1979) les a rencontrés dans le Massif Central sur le chantier du barrage de la Barthe et les caractérise comme de "grandes cassures sans mouvement relatif des deux compartiments, sans broyage avec ou sans remplissage".

D'autres géologues, comme J.-L. Aude (1983) dans les granites de Sidi Ifni (Maroc) ou, plus près de nous, T. Granier (1986) dans le massif de la Borne (Cévennes), les citent également.

La genèse de ces discontinuités est classiquement interprétée comme une conséquence naturelle de la décompression des massifs soumis à l'érosion. Celle-ci ne crée pas de discontinuités mais utilise pour s'exprimer celles qui sont déjà présentes à l'intérieur du massif, et en particulier celles, subhorizontales, apparues lors de la mise en place de l'intrusion granitique : discontinuités pétrographiques (fluidalité planaire) ou tectoniques (avec souvent un remplissage filonien d'aprites ou de pegmatites) (fig. 4-1.).



F : structures planaires

Fig. 4-1. Fractures de mise en place d'un pluton (in Sherbon-Hills, 1966)

Ces discontinuités montrent couramment un plongement lorsqu'elles approchent des bordures du pluton. Le site du barrage de Turkwel (Kenya) (P. Antoine), montre très clairement des discontinuités liées à la texture planaire, avec un pendage variant en fonction de la géométrie de l'intrusion (fig. 4-2.).

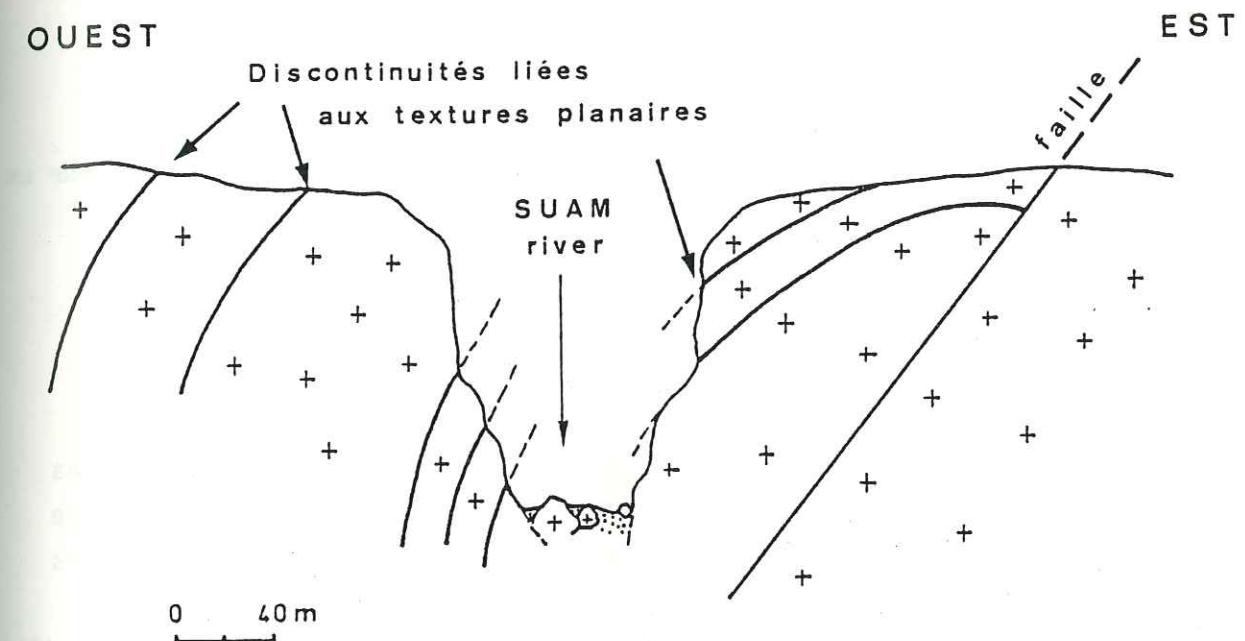


Fig. 4-2. Profil en travers de la gorge sur le site du barrage de Turkwel (Kenya) (d'après P. Antoine)

Tentons maintenant de définir les contraintes qui s'exercent sur ces discontinuités lors de la décompression.

a) Evolution du champ de contraintes dans un pluton granitique consécutivement à son apparition en surface

* Champ de contraintes s'exerçant sur le batholite juste après sa mise en place et son refroidissement

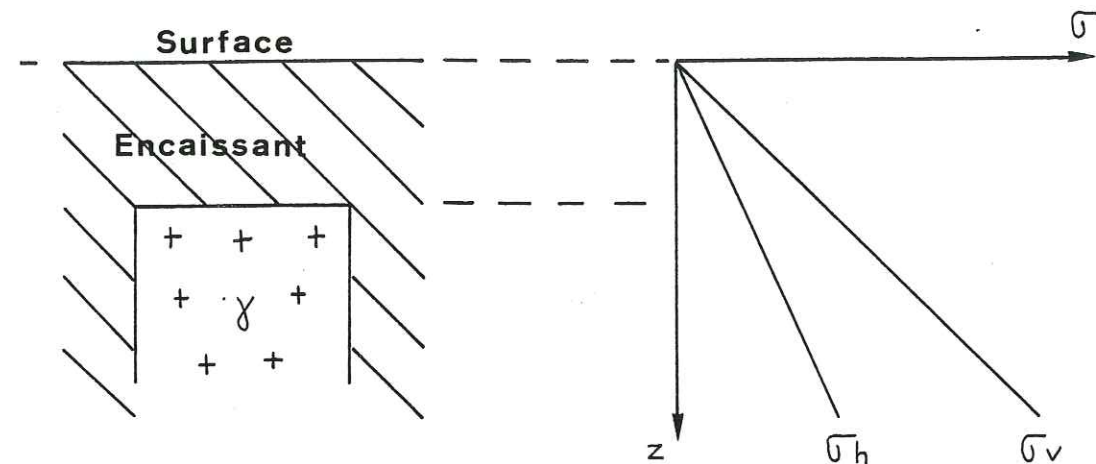


Diagramme contrainte-profondeur pour un massif semi-infini et un état plan

Fig. 4-3. Contraintes géostatiques avant érosion

Sous son encaissant, le granite est soumis à des contraintes géostatiques gravitaires, c'est-à-dire que sur toute facette élémentaire horizontale située à une profondeur z s'applique une contrainte σ_v égale au poids des terrains sus-jacents :

$$\sigma_v = \gamma \cdot z = \rho \cdot g \cdot z$$

avec σ_v , contrainte verticale ; γ , poids volumique ; g , accélération de la pesanteur ; z , profondeur ; ρ , masse volumique.

Si l'on fait l'hypothèse d'un comportement élastique des terrains, supposés isotropes, on peut estimer la contrainte horizontale σ_h en ce point

$$\sigma_h = K \cdot \sigma_v = K \cdot \gamma \cdot z$$

avec $K = \frac{\nu}{1 - \nu}$, ν étant le coefficient de Poisson.

* Champ de contraintes après érosion

La couverture du massif granitique disparue, deux cas peuvent se présenter.

. Si la manifestation des propriétés élastiques du granite a toujours été instantanée, on retrouve le cas de la figure 4-3, avec une simple translation sur l'axe z (figure 4-4).

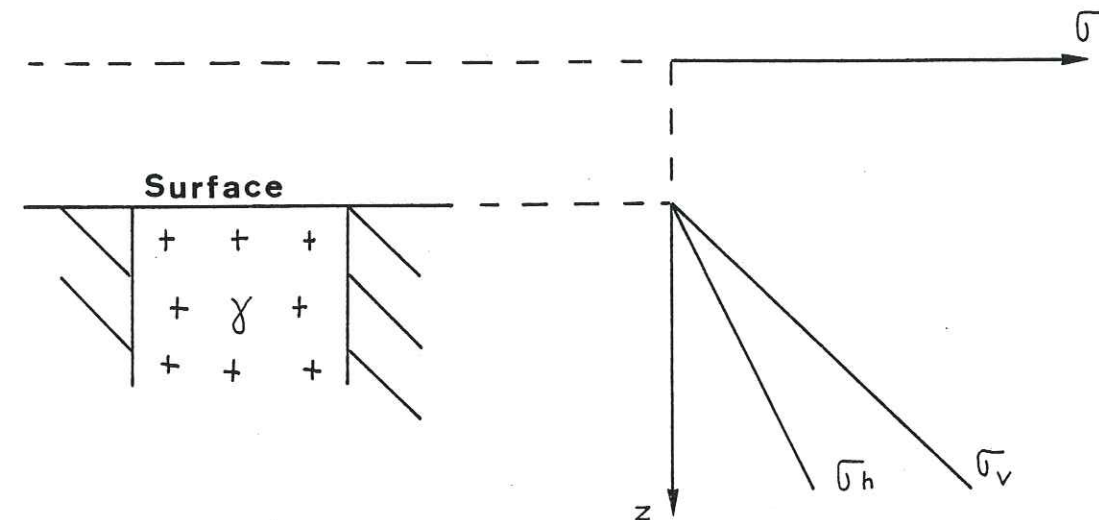


Fig. 4-4. Contraintes géostatiques après érosion

. Si cette manifestation est différée, la relaxation a pris du retard (fig. 4-5.).

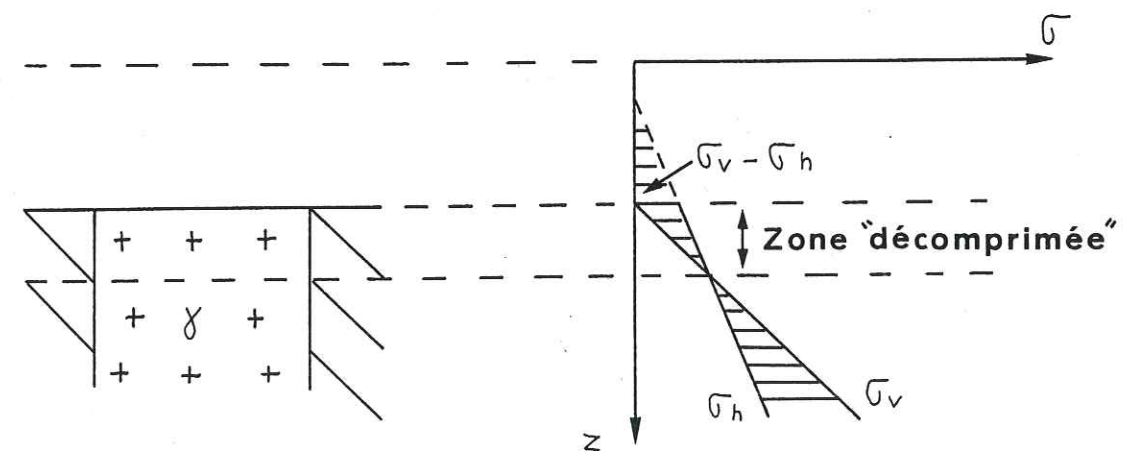


Fig. 4-5. Contraintes géostatiques après érosion dans le cas d'une élasticité non instantanée du massif

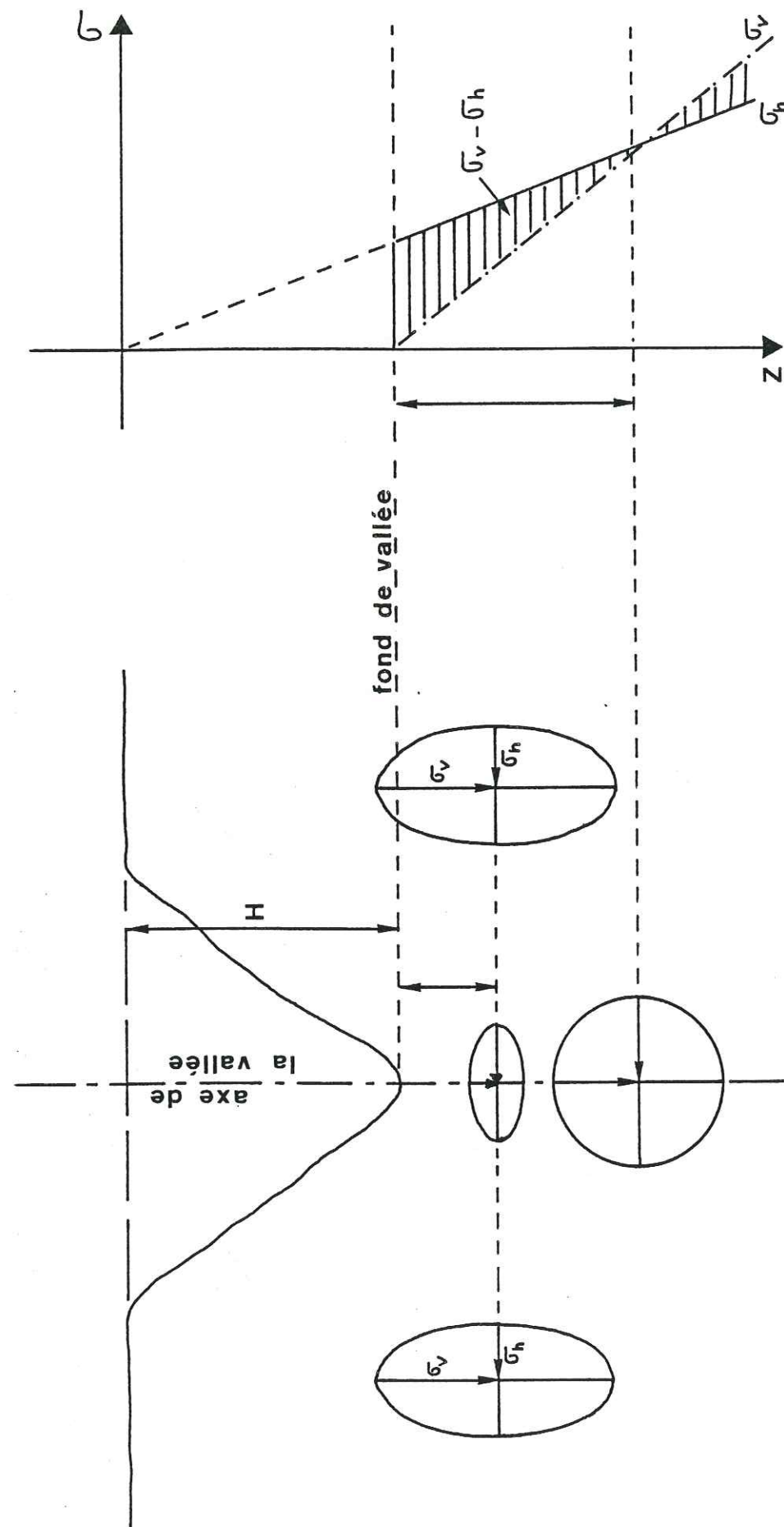


Fig. 4-6. Contraintes géostatiques sous une vallée jeune (d'après Brunel, 1979)

Il en résulte, au niveau de la surface topographique, la persistance d'une contrainte horizontale σ_h , alors que σ_v s'est annulée.

La valeur de σ_h conditionne la valeur du terme $\sigma_v - \sigma_h$. Si l'on se déplace progressivement vers la profondeur, σ_v croissant plus vite que σ_h , on constate que $\sigma_v - \sigma_h$ décroît et passe par une valeur nulle ($\sigma_v = \sigma_h$) pour croître ensuite.

La zone décomprimée se définit alors comme une tranche de terrain où la contrainte majeure est horizontale et non plus verticale.

C'est la prééminence de σ_h dans cette zone qui favorise l'ouverture des fissures qui lui sont parallèles et notamment des discontinuités pétrographiques.

Il apparaît en outre que ce σ_h peut persister longtemps et même parfois s'ajouter à des contraintes horizontales ultérieures d'origine tectonique.

b) Anomalies du champ de contraintes dues au creusement d'une vallée

P. Brunel a montré (fig. 4-6.), en considérant toujours que le milieu a un comportement élastique, que les conséquences du creusement sur le champ des contraintes sont analogues à celles que nous décrivons dans le paragraphe précédent.

Il faut retenir qu'il existe en profondeur, sous l'axe de la vallée, une zone où la contrainte horizontale est plus élevée que la contrainte verticale.

En conclusion, nous comprenons mieux les mécanismes qui tendent à ouvrir les discontinuités pétrographiques subhorizontales dans certains massifs homogènes.

Nous cernons également mieux la signification du terme décompression qui nous semble, dans ce cas, mal choisi.

Le site du barrage de Puylaurent, bien qu'étant dans un autre contexte pétrographique, présente des accidents ouverts peu pentés que nous avons attribués à ce type de mécanisme (cf. chapitre II).

1.1.2. Ouverture d'accidents préexistants dans les versants par appel au vide

La pesanteur agit sur les versants et conduit habituellement, par suite d'une sorte de lent fluage des masses rocheuses, à une déformation du versant dans le sens de la plus grande pente, avec ouverture, vers le haut surtout, de

fissures plus ou moins verticales. C'est au niveau des discontinuités préexistantes que se concentrent toutes les déformations. Il en résulte une sorte de foisonnement, de décohésion plus ou moins généralisée du massif, qui correspond à une décompression.

L'âge du versant, sa raideur, son ampleur, la nature des roches présentes et l'orientation des discontinuités originelles, font que ce phénomène est ressenti dans un éventail très ouvert de profondeur (quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres).

Sur le site de Puylaurent, la figure 2-20 montre clairement, en rive gauche, des accidents de la famille III (N 20, 60 E) d'origine tectonique lesquels, du fait de leur orientation sub-parallèle à la vallée (N 30 à cet endroit) et de leur pendage, s'ouvrent. La décompression crée ainsi des conditions de dislocation permettant l'amorce d'une dégradation de la rive.

1.2. Evolution de la perméabilité de fissures sous les sollicitations tectoniques

La capacité d'absorption d'un terrain est étroitement liée à l'ouverture de ses fissures. F. Sabarly (1968) rappelle que, pour une fissure traversée par un sondage, le débit absorbé lors d'un essai d'eau est proportionnel à la pression d'injection mais aussi à la puissance troisième de l'ouverture de cette fissure.

D'autres travaux soulignent l'influence des contraintes sur la perméabilité des fissures. C'est ainsi que A. Carlson et T. Olson (1983) ont montré, par des mesures in situ effectuées dans un massif granitique (en appliquant une charge de 3,6 MN sur une surface de 1 m^2 de roche), une conductivité se réduisant jusqu'à 60-70 % de sa valeur primitive. Par contre, la conductivité des fractures se trouvant plus ou moins parallèles à l'axe de charge augmente dans une proportion qui peut atteindre 110 %.

Partant de cette donnée, notre objectif a été d'essayer de prévoir, sur le site de Puylaurent, le comportement présent des discontinuités héritées de l'histoire tectonique régionale sous la sollicitation actuelle.

Il a donc été nécessaire de déterminer, par rapport aux directions moyennes des contraintes, quelles sont les discontinuités susceptibles de jouer à l'ouverture, à la fermeture ou au coulissage.

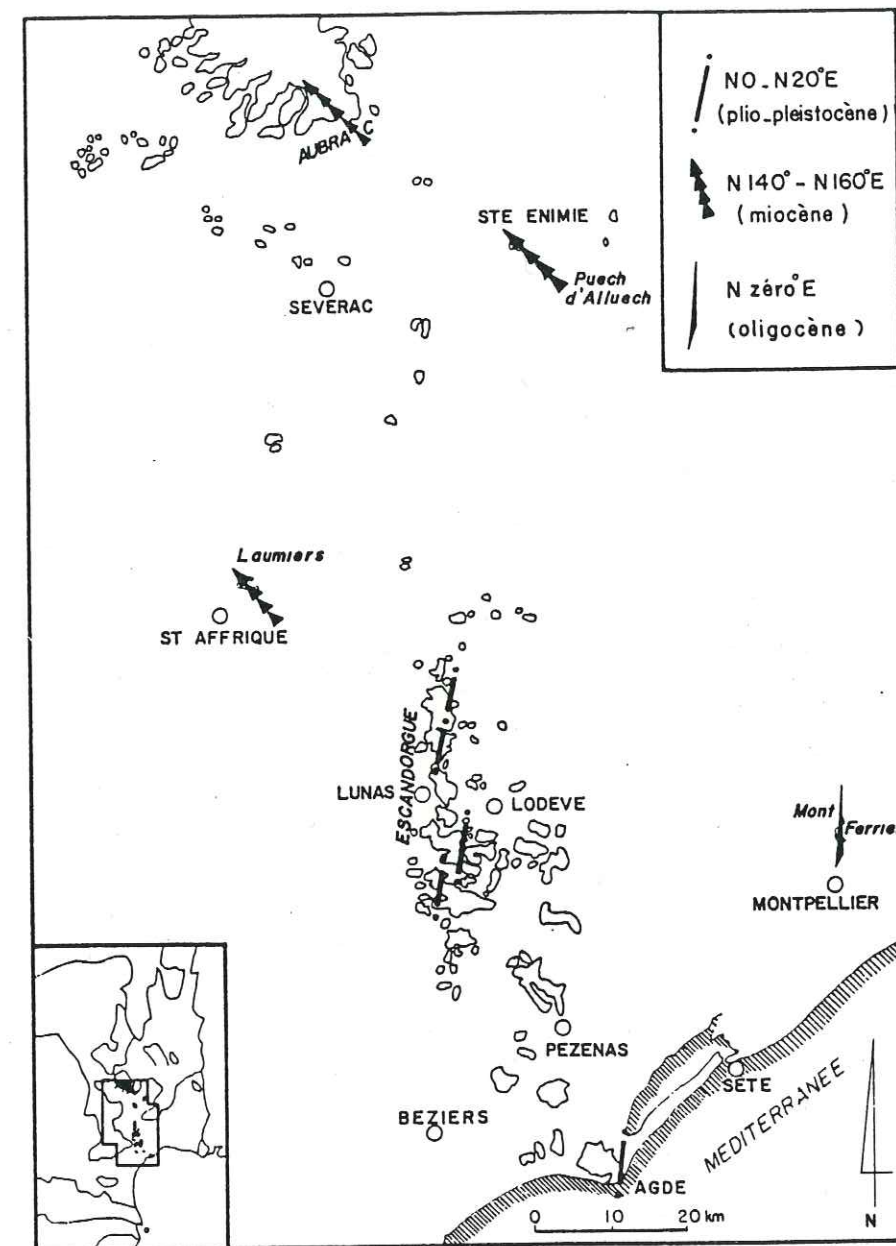


Fig. 4-7. Orientation filonienne des différentes phases du volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc (d'après Gastaud et al., 1983)

Les chapitres précédents ont permis de connaître la géométrie des accidents présents sur le site (chapitre II) et d'apprécier la direction sensiblement et horizontale de la contrainte majeure, actuellement perceptible dans la région (chapitre III).

Nous n'avons encore orienté que le grand axe de l'ellipsoïde des contraintes, et il nous faudrait connaître la position des deux autres axes pour conclure quant à la réaction mécanique des discontinuités. Les études sur la répartition du volcanisme récent peuvent, sans trop d'hypothèses, permettre d'y parvenir.

1.2.1. Directions du champ régional des contraintes

Les directions structurales sont fréquemment déduites de l'observation des alignements de volcans (Jackson et Shaw, 1975 ; Feraud et al., 1980) ou des zones de densité maximale des cônes adventifs des volcans polygéniques (Nakamura, 1977). Les dykes, qui matérialisent pourtant la direction empruntée par le liquide magmatique, n'ont été utilisés que plus rarement.

Selon Anderson (1951), qui a étudié les réseaux de dykes de Mull (Ecosse), ces filons se propagent parallèlement à la direction de la contrainte principale maximale σ_1 affectant les terrains encaissants.

De leur côté, Gastaud et al. (1983), dans les systèmes filoniens associés aux formations volcaniques visibles dans la partie méridionale du Massif Central (des Causses au Bas-Languedoc), ont distingué plusieurs phases magmatiques chronologiquement échelonnées (fig. 4-7) :

- à la limite de l'Oligocène et du Miocène (30-23 Ma), des dykes d'orientation N 0 à N 10 apparaissent dans la région de Montpellier ;
- au Miocène (13 à 7 Ma) se développent, dans les Causses, des systèmes filoniens d'orientation N 140 à N 160. Cette direction (Feraud et Campredon, 1983) est également celle des réseaux de l'Aubrac, du Velay et des Coirons (8 à 6 Ma) ;
- enfin, au cours du Villafranchien et de l'Holocène (1,9 à 0,7 Ma), se sont mis en place, selon une direction N 0 à N 20, les dykes de l'Escandorgue, du Lodévois et d'Agde.

Gastaud et al. (1983) montrent que ces directions filoniennes sont parallèles au plan $\sigma_1 \sigma_2$ déduit de l'ensemble des données de la géophysique.

En posant que la direction des contraintes récentes, responsables du réseau filonien quaternaire, n'a guère eu le temps de se modifier jusqu'à l'époque actuelle, on est amené à envisager la disposition suivante :

- σ_1 est horizontale et de direction N-S,
- σ_3 est horizontale et de direction E-W,
- σ_2 est verticale

1.2.2. Effets du champ de contrainte sur le massif fracturé de Puylaurent

Connaître le comportement des fractures préexistantes à l'instant présent impose de posséder les directions de la déformation instantanée (infinitésimale).

La théorie nous dit que ces directions instantanées sont confondues avec celles des contraintes actives au même moment.

Nous avons fait l'hypothèse que l'on connaissait ces contraintes, donc que l'on connaît les axes de la déformation instantanée.

Ces préalables admis, nous utiliserons le modèle proposé par F. Arthaud et M. Mattauer (1969), qui précise l'évolution des discontinuités préexistantes selon leur orientation par rapport aux directions principales de la déformation globale discontinue.

Ces auteurs ont étudié, dans la couverture calcaire plissée située au Nord du pli de Montpellier, la répartition des fractures résultant de la compression pyrénéenne. Au moyen de la méthode des plans de mouvement des microfailles (Arthaud, 1969), ils ont déterminé les directions principales de la déformation.

La figure 4-8 situe le domaine de répartition des pôles des différentes fractures dont le rejeu s'effectue soit :

- en joints stylolithiques perpendiculaires à la direction du raccourcissement. Ils sont subverticaux et de direction E-W ;
- en fractures d'extension, perpendiculaires à la direction d'allongement, subverticales et d'orientation N-S ;
- en failles, dont la répartition par rapport aux directions principales de la déformation est plus complexe. On distingue des failles de décrochement dextres ou senestres, des failles inverses et normales.

En projection hémisphérique, ces failles sont réparties de la manière suivante :

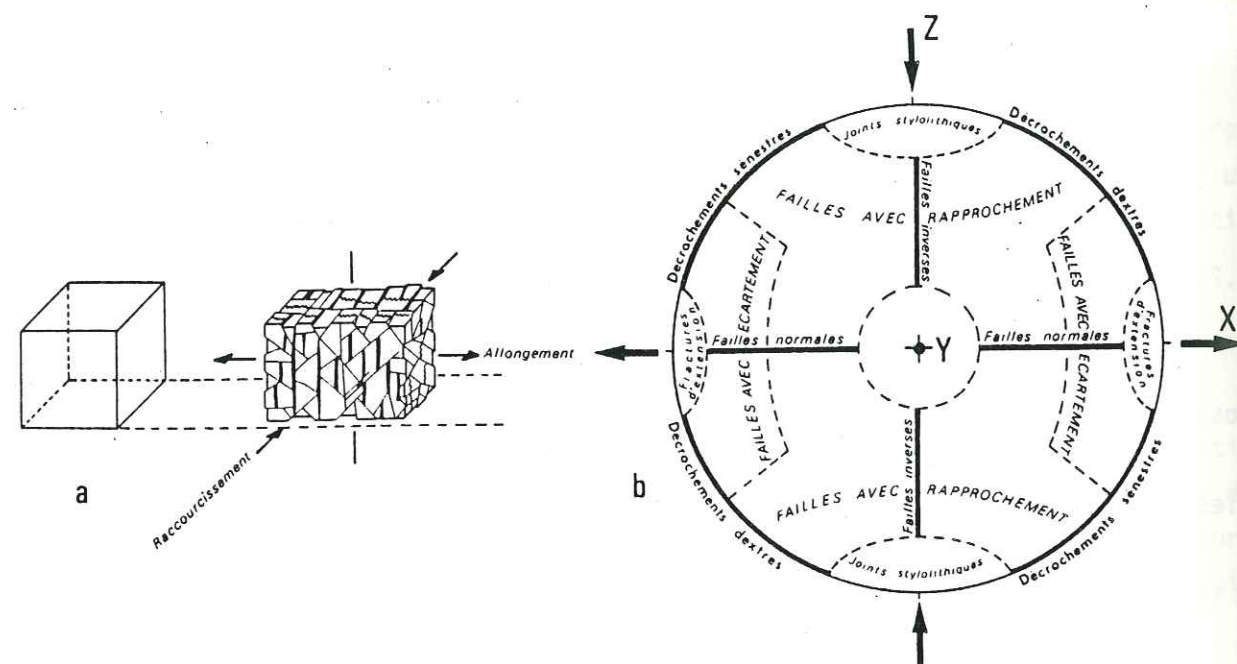


Fig. 4-8. Schéma de la répartition des fractures suivant leur orientation par rapport aux trois directions principales de la déformation globale discontinue ;
 a = représentation en perspective de la déformation globale discontinue d'un cube de référence par diverses fractures ; b = domaines de répartition des pôles des différentes fractures (projection de l'hémisphère inférieure, type Schmidt)
 (d'après Arthaud et Mattauer, 1969, modifié)

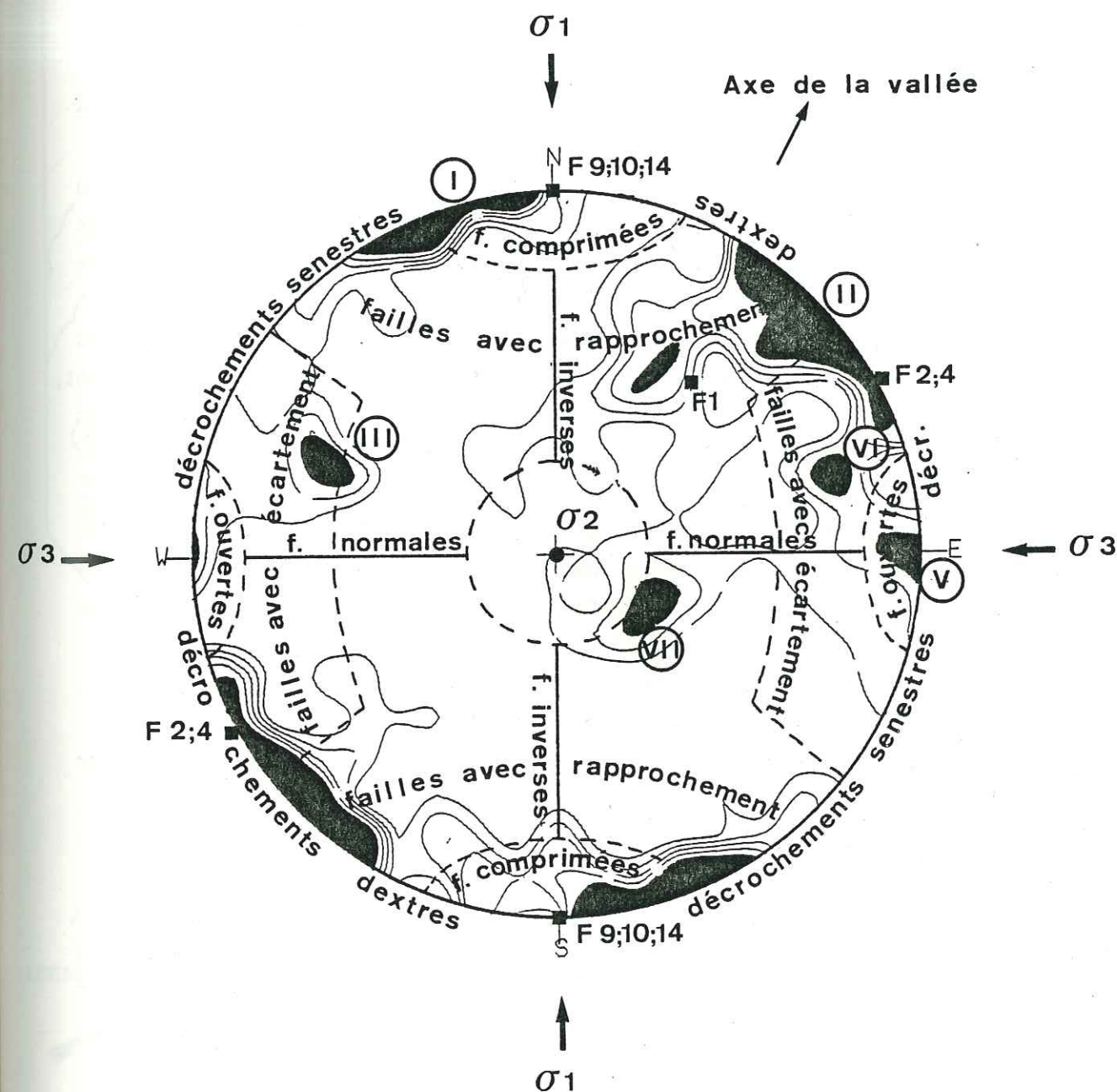


Fig. 4-9. Comportement des discontinuités du site suivant leur orientation par rapport aux trois directions principales de sollicitation

. le plan contenant les directions de raccourcissement Z et d'allongement X contient les pôles des plans de décrochement ,

. le plan contenant les directions de raccourcissement Z et intermédiaire Y contient les pôles des failles inverses,

. le plan contenant les directions d'allongement X et intermédiaire Y contient les pôles des failles normales.

Suivant leur orientation par rapport aux directions principales de la déformation globale discontinue, les discontinuités ayant joué en failles normales et en décrochements ont pu le faire par glissement avec écartement ou par glissement avec rapprochement.

Les failles obliques aux trois plans contenant les directions principales de déformation sont des failles avec écartement ou des failles avec rapprochement, qui correspondent à des jeux intermédiaires entre les cas-limites des failles normales, des failles inverses et des failles de décrochement.

Nous avons appliqué ce modèle à la fracturation du site (fig. 4-9.). Pour cela, nous avons admis que les accidents orientés comme les joints stylolithiques du modèle sont comprimés, donc étanches, et qu'au contraire les fractures d'extension doivent être conductrices.

Sur cette figure, on constate, par référence au modèle, que :

- parmi les fractures majeures, F1, F9, F10 et F14 devraient se trouver comprimées.

Au contraire, les accidents F2 et F4 devraient être sollicités en décrochement dextre avec une composante à l'ouverture ;

- parmi les discontinuités d'ordre inférieur, les familles III (N 20, 60 E), V (N 0, verticale), VI (N 165, 70 SW) et une partie de la famille II (N 140, subverticale) seraient sollicitées à l'ouverture. Les autres seraient en compression.

On se propose de vérifier maintenant si les reconnaissances in situ confirment les tendances que nous venons de distinguer.

2. LES RECONNAISSANCES

L'ensemble des reconnaissances géotechniques (sondages et galeries) sont repérables sur le plan de la figure 4-10.

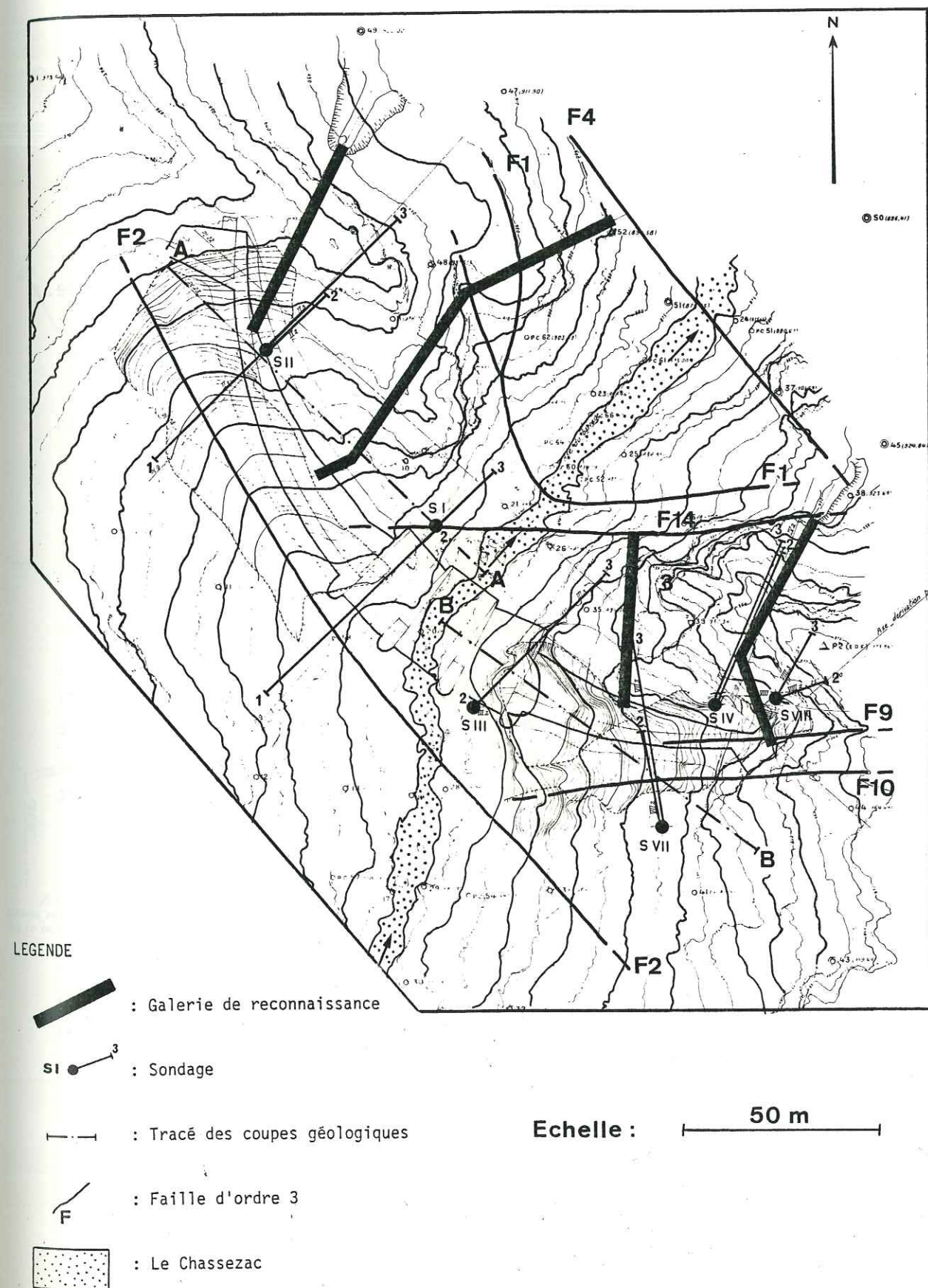


Fig. 4-10. Localisation des reconnaissances géotechniques

2.1. Venues d'eau en galerie

Nous avons pu examiner trois galeries de reconnaissance sur les quatre réalisées dans les appuis du barrage :

- en rive droite, la galerie haute (cote 920) et la galerie basse (cote 885) ;

- en rive gauche, seule la galerie tracée à la cote 885 a pu être visitée.

La représentativité des observations réalisées dans ces galeries est sujette à caution du fait qu'elles ont été tracées sous une couverture de rocher relativement faible (30 m au maximum).

Il a fallu distinguer les circulations intermittentes, par infiltration directe (pluies) dans la zone décomprimée, des circulations permanentes et profondes révélant une possible ouverture tectonique des fractures. Le critère choisi a été le degré d'oxydation des fissures, cette oxydation étant d'autant plus importante que les circulations sont plus irrégulières et superficielles.

2.1.1. Galerie haute rive droite (fig. 4-11.)

Jusqu'au PM 38, cette galerie orientée N 30 se révèle relativement sèche.

Au PM 38, elle change d'orientation (N 170) et présente une humidité plus importante sans que l'on puisse localiser de nettes venues d'eau.

En fond de galerie, quelques plans verticaux orientés N 145 apparaissent très humides et oxydés.

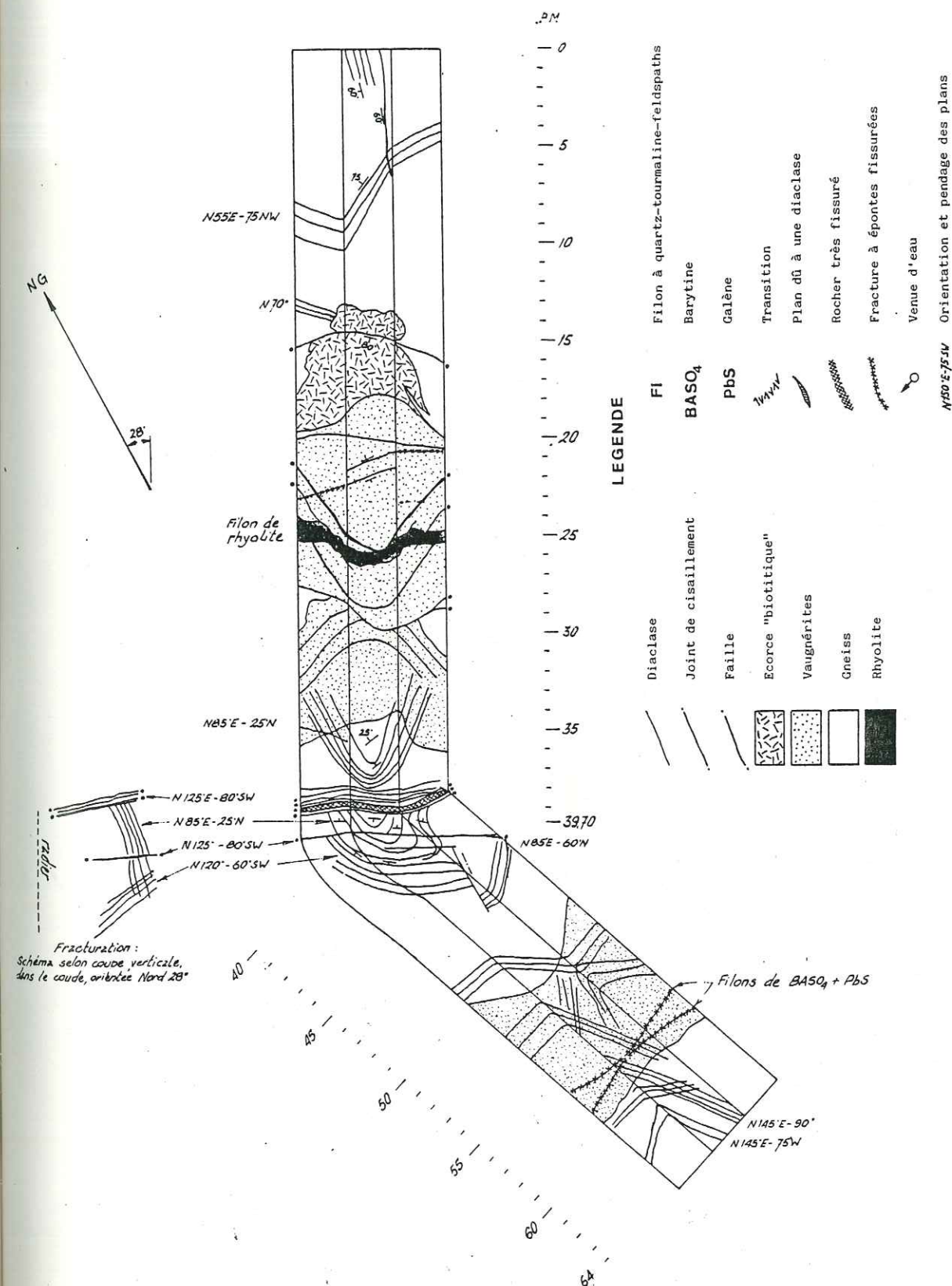
2.1.2. Galerie basse rive droite (fig. 4-12.)

Cette galerie orientée N-S n'a pas permis de déceler d'importantes venues d'eau : seules quelques discontinuités ont montré des traces d'oxydation et des suintements. Il faut noter, jusqu'au PM 20, de grands plans, de même direction que la galerie, non striés et très oxydés.

2.1.3. Galerie basse rive gauche (fig. 4-13.)

Cette galerie s'est révélée la plus humide, notamment à partir du PM 60.

Au PM 67, sur le parement gauche, un faisceau serré de fractures métriques verticales orientées N 165 a montré un écoulement faible mais continu. Cette



zone se situe sous une couverture de 20 m de rocher. La sismique réalisée sur les parois de la galerie a confirmé, au-delà d'une tranche de rocher décomprimé, l'existence d'un rocher sain ($V = 5200$ m/s).

Au PM 83, nous avons isolé une petite venue d'eau sur une fissure N-S pentée de 70° vers l'W.

On doit noter également l'apparition dans cette galerie, lors de son creusement, d'une venue d'eau importante au PM 63, à la faveur d'une série de fractures orientées N 120 et pentées 50 SW. Cette zone correspond approximativement au passage de la faille F1.

2.1.4. Conclusions

On remarque l'excellente étanchéité des appuis du barrage, notamment en rive droite. Nous avons cependant localisé de petites venues d'eau associées soit à de petits accidents orientés N 160 à N 0, soit au passage d'accidents majeurs, comme la faille F1.

Le peu d'observations et leur imprécision (venues d'eau réduites et diffuses, humidité ambiante...) ne permettent pas de mettre en évidence une quelconque anisotropie de la perméabilité.

2.2. Les essais d'eau de type Lugeon

2.2.1. Principe

L'essai Lugeon est utilisé pour apprécier la perméabilité donc le degré de fracturation des massifs rocheux. Il consiste à injecter de l'eau sous pression dans une tranche de sondage isolée par un ou deux obturateurs.

L'évolution du débit injecté en fonction de la pression appliquée permet de déterminer la perméabilité du massif (en unités Lugeon) au niveau de la tranche d'essai ; elle permet également une certaine approche du comportement mécanique des fractures et de leur remplissage en fonction de cette pression.

L'obstacle majeur rencontré dans l'interprétation de cet essai est la difficulté d'identifier précisément les discontinuités concernées par chaque intervention : la certitude n'est acquise que pour des discontinuités importantes,

bien repérées sur les carottages.

2.2.2. Résultats

Pour chaque sondage, localisé sur la figure 4-10., nous avons représenté, sur les figures 4-14 à 18, les absorptions constatées aux diverses profondeurs (en Unités Lugeon).

En regard de chaque tranche d'essai sont indiquées les zones fracturées des coupes synthétiques avec, quand c'est possible, la localisation des accidents majeurs du site.

Les cotes de l'orifice et du fond du sondage sont également notées ainsi que celle du niveau de base hydrogéologique que représente le Chassezac.

De plus, nous avons reporté la cote du toit du rocher sain estimée à partir des profils sismiques.

a) Rive gauche

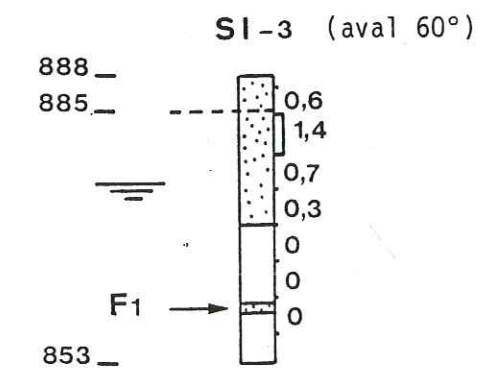
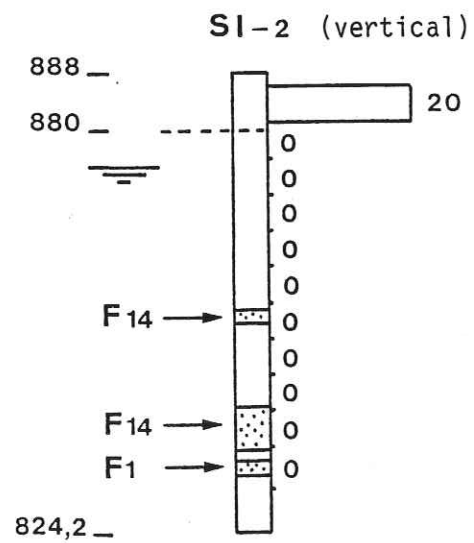
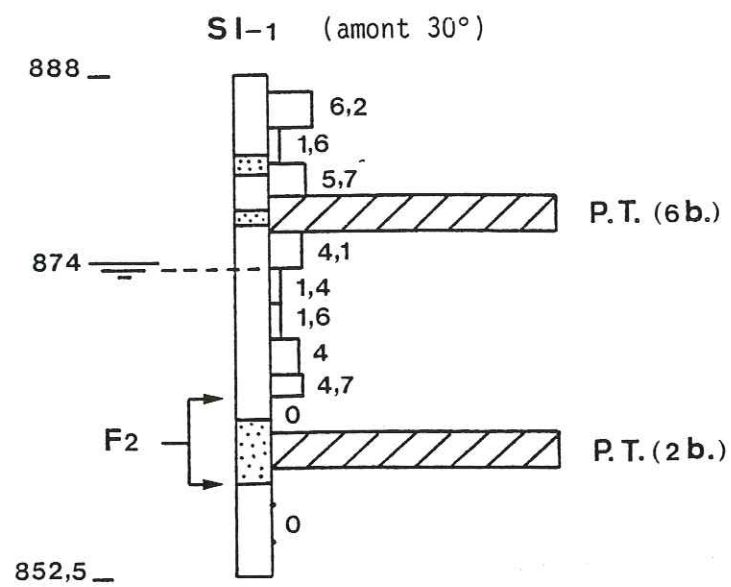
L'ensemble des sondages S I (cote 888) (fig. 4-14.) montre un massif rocheux très étanche, notamment S I-3 dont les absorptions ne dépassent pas 1,4 U.L.

Le sondage S I-2 vertical reste totalement étanche si l'on excepte les dix premiers mètres de rocher.

S I-1 révèle une absorption moyenne plus élevée et localement (à la rencontre de l'accident F2) une absorption allant jusqu'à la perte totale.

Le versant de la vallée donne des résultats moins homogènes, dans un rocher pourtant sain et de bonne qualité (fig. 4-15.). En moyenne, les absorptions sont un peu plus élevées que dans les sondages S I (cas des sondages S II-1 et S II-3).

Le sondage S II-2 montre de fortes absorptions allant jusqu'à la perte totale. Cette perte totale, située à 25 m de profondeur, a été accompagnée en surface de venues d'eau localisées au niveau de la faille aval (F1). De même, vers 30 m de profondeur, une absorption de 11 U.L. a été accompagnée de résurgences, toujours au niveau de la même faille, entre les cotes 882 et 886. Enfin la traversée, entre 56 et 58 m de profondeur, d'une zone fracturée correspondant à l'accident F1, a entraîné une absorption de 9,5 U.L.



Légende

 : Niveau fracturé

F \longrightarrow :Trace de la fracturation d'ordre 3

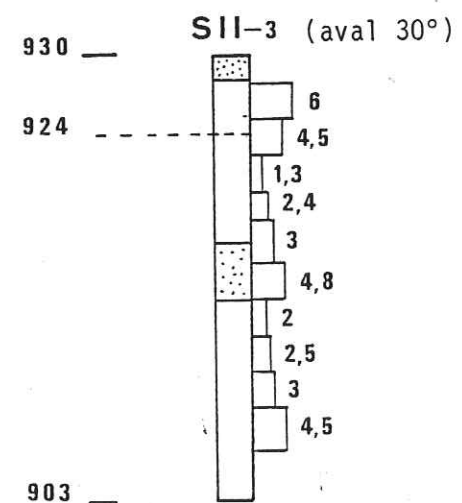
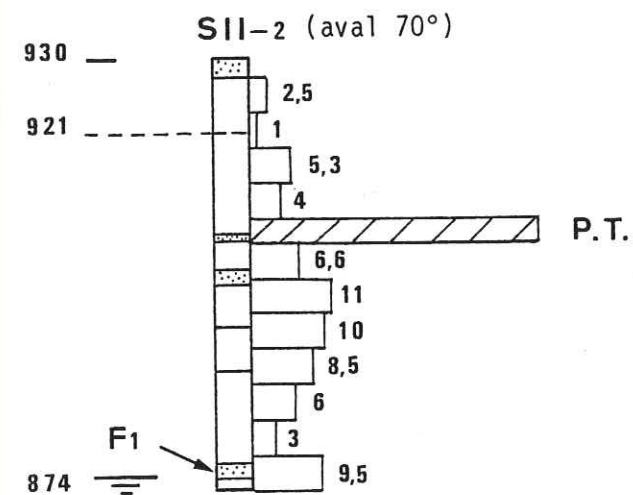
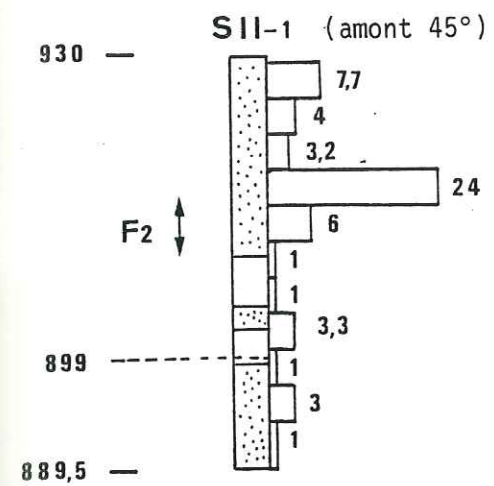
== :Position du Chassezac

929_ _ _ :Cote du toit du rocher sain ($V > 4800 \text{ m s}$)

4,7 : Absorption de 4,7 UL

 : Perte totale durant l'essai

Fig. 4-14. Diagrammes d'absorption des sondages S I-1 à S I-3



Légende

 : Niveau fracturé

F → :Trace de la fracturation d'ordre 3

== :Position du Chassezac

929_ _ _ :Cote du toit du rocher sain ($V > 4800$ m s)

4,7 : Absorption de 4,7 UL


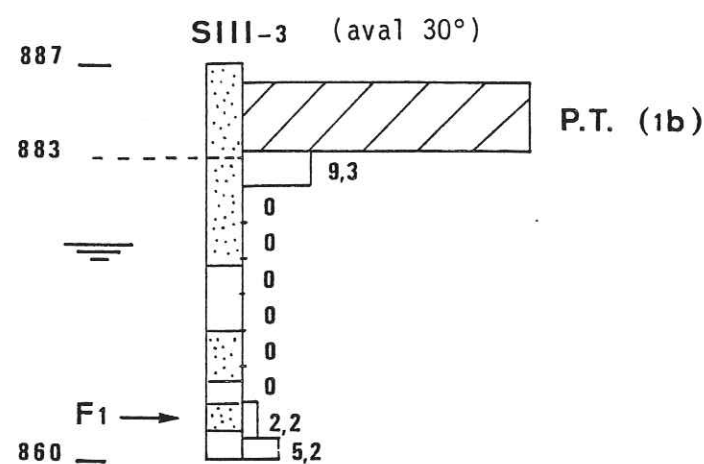
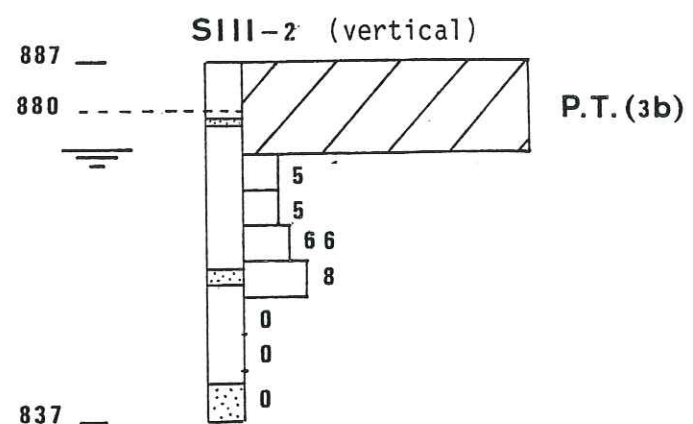
 : Perte totale durant l'essai

Fig. 4-15. Diagrammes d'absorption des sondages S II-1 à S II-3



Légende

: Niveau fracturé

F → : Trace de la fracturation d'ordre 3

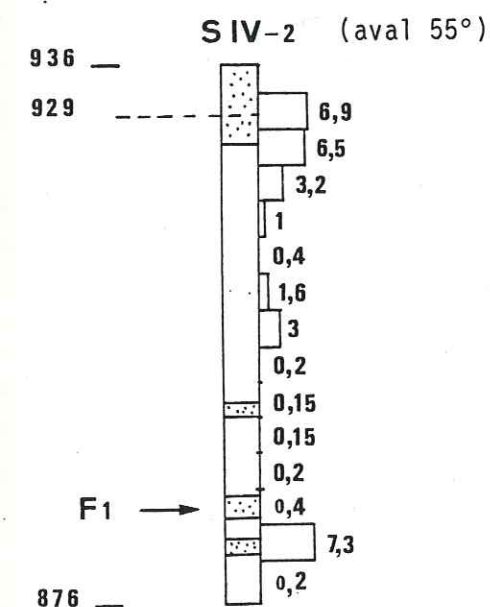
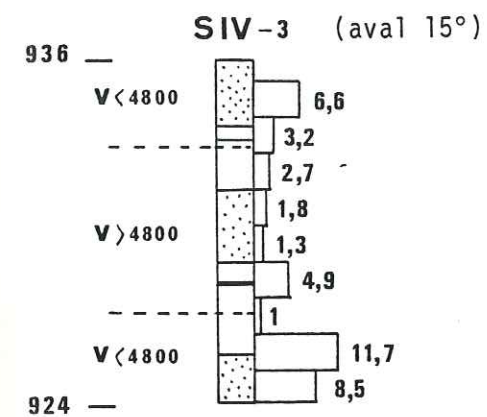
: Position du Chassezac

929 --- : Cote du toit du rocher sain ($V > 4800$ m/s)

: Absorption de 4,7 UL

: Perte totale durant l'essai

Fig. 4-16. Diagrammes d'absorption des sondages S III-1 et S III-3



Légende

: Niveau fracturé

F → : Trace de la fracturation d'ordre 3

: Position du Chassezac

929 --- : Cote du toit du rocher sain ($V > 4800$ m/s)

: Absorption de 4,7 UL

: Perte totale durant l'essai

Fig. 4-17. Diagrammes d'absorption des sondages S IV-1 et S IV-3

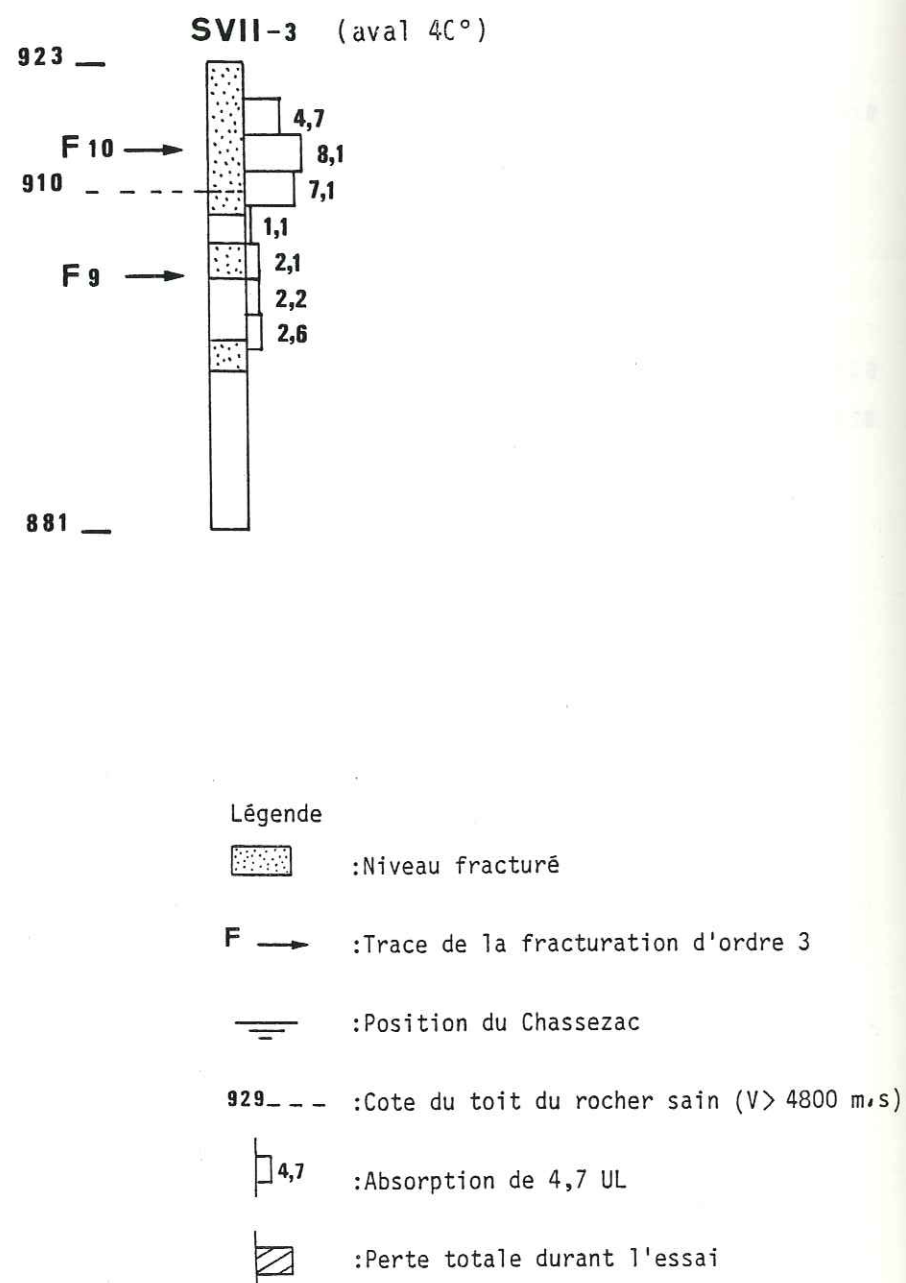


Fig. 4-18. Diagramme d'absorption du sondage S VII-3

b) Rive droite

Les sondages S III, forés à la même altitude que les sondages S I (altitude 887 m) de la rive gauche, montrent une étanchéité moins grande (fig. 4-16.). Sur le sondage vertical S III-2, c'est seulement à partir de 30 m de profondeur que l'on trouve des absorptions nulles.

Le sondage S III-3 montre une bonne correspondance entre la cote du rocher sain et l'apparition d'une perméabilité nulle. Au voisinage de l'accident F1, on constate une augmentation locale des absorptions.

Dans le versant droit de la vallée, trois sondages ont révélé, en moyenne, des absorptions relativement faibles (fig. 4-17 et 4-18.). Seule la traversée de certains accidents a provoqué de fortes absorptions. C'est le cas dans S IV-3 où, vers 40 m de profondeur, des cassures altérées "terreuses" ont donné 12 U.L.

De même dans S IV-2, une zone de faille caractérisée par une mylonite gravelo-sableuse, localisée à 68 m de profondeur et pouvant correspondre à F1, donne une perméabilité de 7,3 U.L.

Des deux sondages S VII, seul le numéro 3 a été testé, et ce jusqu'à 40 m de profondeur. Ce sondage présente une fracturation intense jusqu'à 30 m. Les perméabilités enregistrées sont fortes dans les 20 premiers mètres puis diminuent fortement. Cette limite correspond sensiblement au toit du rocher sain. Notons que ces sondages ont été effectués très haut dans le versant droit (cote 923).

2.2.3. Apports de ces résultats à la connaissance du comportement hydraulique du massif

a) Décompression du massif rocheux

Les essais Lugeon ont montré, dans les premiers mètres des sondages, l'existence de terrains décomprimés donnant des absorptions beaucoup plus fortes.

Cette tranche de rocher a été également mise en évidence par les profils sismiques exécutés en surface.

Une coupe réalisée dans chaque rive (fig. 4-19 et 4-20), passant par les sondages verticaux S II-2, S I-2 et S III-2, visualise l'épaisseur des différents terrains. Il apparaît, de haut en bas, trois niveaux dans le rocher :

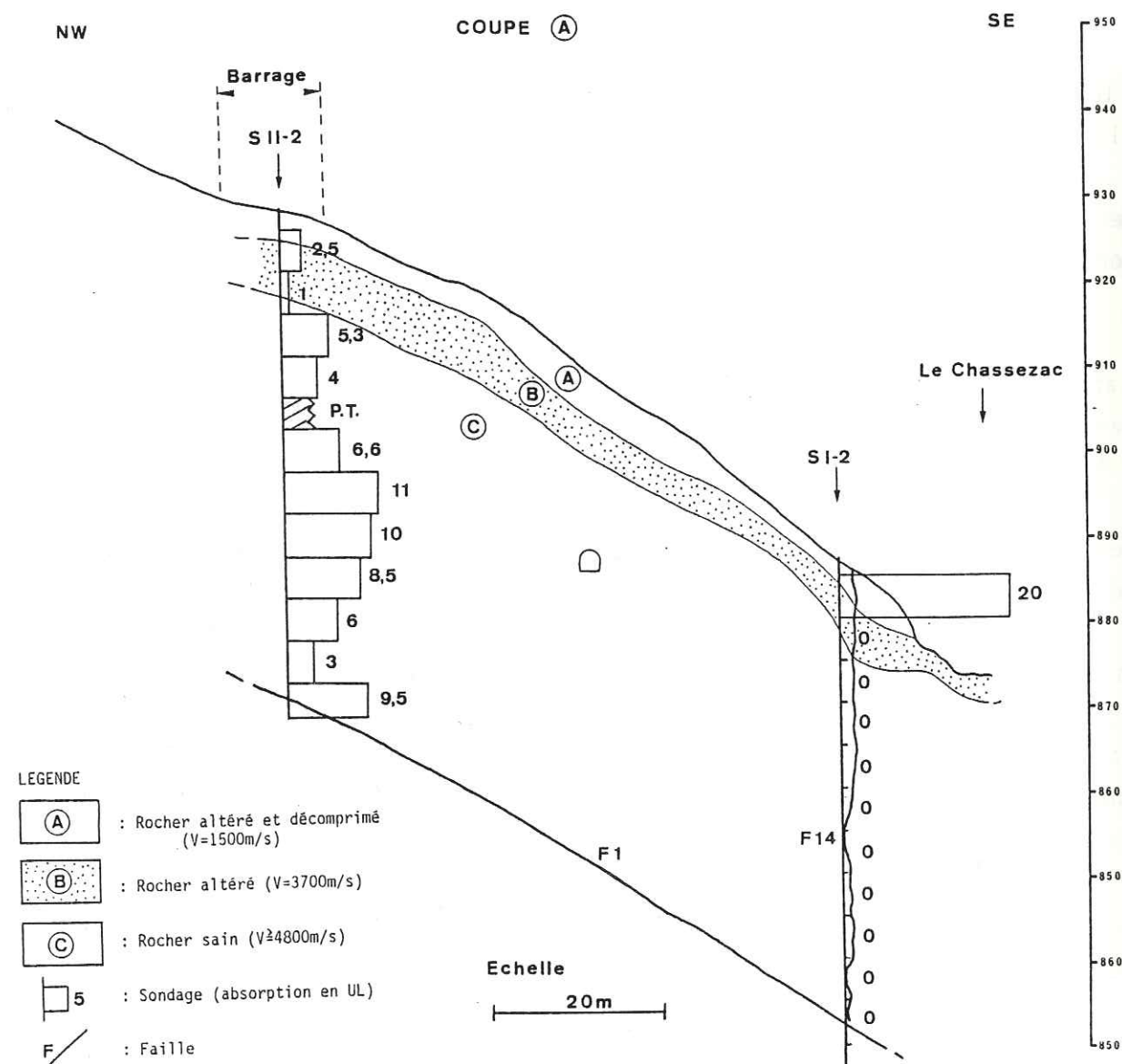


Fig. 4-19. Coupe de la rive gauche (tracé localisé sur la figure 4-10.)

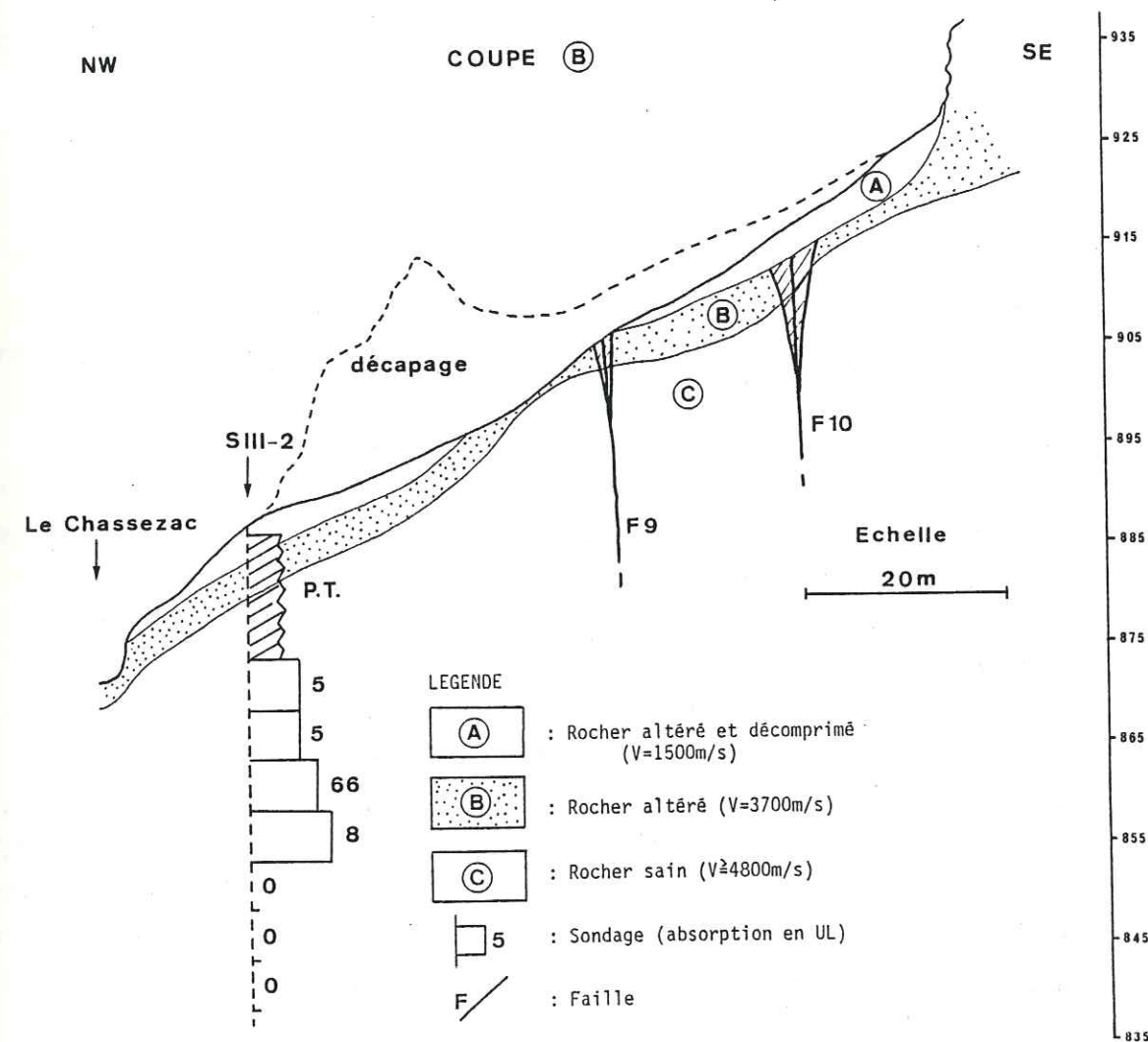


Fig. 4-20. Coupe de la rive droite (tracé localisé sur la figure 4-10.)

* un niveau altéré et décomprimé (V moyenne = 1000 à 2000 m/s), d'une épaisseur variant, selon les points, entre 5 et 15 m ;

* un niveau moyennement altéré (V = 3700 m/s), d'épaisseur un peu moins variable (5 à 10 m) ;

* un rocher "sain" ($V \geq 4800$ m/s).

Les essais d'eau réalisés dans le fond de la gorge du Chassezac (S I-2 et S III-2) montrent une bonne corrélation entre la cote du rocher sain (selon l'interprétation sismique) et l'apparition d'absorptions plus faibles. Nous ne prenons pas en compte les absorptions fortes du sondage S III-2, entre 20 et 35 m de profondeur, dues à des phénomènes de contournement.

Les résultats des essais réalisés dans le versant gauche (S II-2) semblent moins homogènes. Ce sondage montre en effet des absorptions moyennes plus importantes, et réparties sur toute la hauteur du sondage, donc peu influencées par la qualité mécanique variable du rocher.

Les essais d'eau réalisés dans le versant droit (sondages S IV-2 et S IV-3) montrent une forte augmentation des absorptions à proximité des versants, soulignant la désorganisation des tranches superficielles. Au-delà de cette zone, la perméabilité reste faible.

b) Comportement de la fracturation majeure à l'échelle du site

- Accident F2

Deux sondages (S I-1 et S II-1) ont recoupé l'accident F2. Celui-ci se présente sous l'aspect d'une brèche de faille, emballée dans une mylonite argileuse verte.

Les essais Lugeon du sondage S I-1, dans les passes 50-55 et 55-60 m, ont montré une perte totale à 2 bars de pression et un contournement de l'obturateur.

Cette zone se situe à 25 m sous le niveau du Chassezac, dans un rocher de qualité moyenne ($V < 4800$ m/s). Ces essais ont été réalisés sous une couverture de rocher de 25 m.

On retrouve dans S II-1, entre 20 et 28 m de profondeur, une mylonite argileuse verte avec de fins débris de gneiss, à laquelle correspond une forte absorption (24 l/m/mn à 5 bars de pression). Cet essai se situe au-dessus du toit du rocher sain, à la cote 910 et sous une dizaine de mètres de couverture.

- Accident F1

Sur les deux rives, cette importante faille a été retrouvée dans 5 sondages.

En rive gauche, les sondages S I-2 et S I-3 ont rencontré à respectivement 54 et 33 m de profondeur une mylonite grise argilo-sableuse, qui recoupe une ancienne brèche.

A ces zones peu épaisses correspondent, dans les deux sondages, des essais montrant des absorptions nulles.

Dans les deux cas, F1 a été recoupé à une cote très inférieure au niveau du Chassezac, à l'intérieur du rocher sain et à au moins 25 m sous la surface.

Dans le versant gauche, le sondage S II-2 recoupe, entre 56 et 58 m de profondeur, une zone similaire à celle décrite précédemment. L'essai Lugeon réalisé à cette profondeur (cote 875), c'est-à-dire sous le toit du rocher à forte vitesse et sous environ 60 m de couverture, a montré une perméabilité (9,5 U.L.) plus élevée.

En rive droite, S III-3 réalisé dans le fond de la gorge (887 m) recoupe F1 entre 47 et 51 m. Les essais d'eau réalisés dans ce sondage montrent, au-delà d'une zone étanche, une augmentation des absorptions (2,2 puis 5,2 U.L.) qui correspond à F1. Ces essais sont réalisés à l'intérieur du rocher à vitesse élevée, à une quinzaine de m sous le niveau du Chassezac et sous 30 m de couverture.

Le sondage S IV-2 traverse à 63 et 67 m des zones fracturées avec une mylonite sableuse pouvant correspondre à la faille F1 (cote 880). La perméabilité y est plus importante (7,3 U.L.) alors que l'on se trouve sous 40 m de couverture, au sein du rocher à forte vitesse.

Nous l'avons vu, la faille F1 devrait se trouver comprimée par les sollicitations tectoniques. Or on constate qu'elle montre sur son tracé de fortes absorptions, et ceci jusqu'à la cote 860 soit 15 m sous le Chassezac. Le sondage vertical

S I-2 montre qu'ensuite cet accident se ferme et devient étanche.

L'ouverture de F1 ne peut s'expliquer par un phénomène d'appel au vide, son orientation (N 120) étant sensiblement perpendiculaire à la direction des versants.

La variation verticale du comportement hydraulique de F1 est peut-être liée au mouvement normal né du gauchissement de son plan. Ce jeu a pu donner à la faille une composante d'extension "résiduelle", qu'elle a conservée dans cette partie de son tracé et qui s'exprime actuellement.

- Accident F14

Le sondage vertical S I-2 a été foré exactement à l'aplomb de cette faille. Il rencontre en effet, à diverses profondeurs, des discontinuités également verticales, soulignées par un remplissage argilo-sableux.

Les essais d'eau ont montré l'étanchéité de cet accident (fig. 4-19.).

- Failles F10 et F9

Seul le sondage S VII-3 a testé la conductivité de F9 et F10. Sa coupe montre, jusqu'à 30 m de profondeur, un rocher très fracturé. La traversée de ces deux accidents (à 10 et 30 m de profondeur) y est marquée par une zone de fractures à remplissage gravelo-sableux ainsi que par des passées mylonitiques gréso-argileuses vertes.

Les essais réalisés au niveau de F10 mettent en évidence l'ouverture de cet accident. Les absorptions relativement fortes (8 U.L.) s'expliquent bien du fait d'un rocher désorganisé ($V < 4800$ m/s), de la cote élevée de l'essai dans le versant (910 m) et de la faible couverture (7 m).

Par contre, les essais réalisés vers F9 ne montrent pas de très fortes absorptions, malgré des conditions de site peu différentes des précédentes.

c) Comportement de la fracturation interne des blocs définis au second chapitre

Les sondages réalisés sur le site du barrage ont permis de tester la perméabilité des fractures des blocs 1 et 3.

- Le bloc 3, délimité à l'aval par la faille F1, à l'amont par F2 et par l'accident F14, a été traversé par les six sondages de la rive gauche (groupes S I et S II).

Seul le sondage S II-2 présente, entre 22 et 45 m de profondeur, de fortes absorptions non liées à la présence d'accidents majeurs. Tous ces essais ont été réalisés dans un rocher de bonne qualité ($V > 4800$ m/s), sous 20 m de couverture. La conductivité semble alors relever de cassures relativement isolées, pouvant correspondre à celles que l'on observe en surface, entre 930 et 945 m d'altitude, orientées N 70 et subverticales.

Les essais qui ont donné les absorptions les plus fortes (perte totale entre 22 et 25 m et 11 U.L. entre 30 et 35 m) ont provoqué des résurgences au niveau du tracé de la faille F1, à quelques mètres au-dessus du lit du Chassezac (cotes 880 à 885).

Ces fuites montrent clairement qu'il faut admettre l'existence de fissures ouvertes dans ce versant entre la cote des essais (environ 910 m) et celle des résurgences (880 m).

- Le bloc 1

Ce bloc, limité par les failles F14, F9, F10 et F2, a été ausculté par cinq sondages.

Les sondages S III-3, S IV-2 et S VII-3 ne révèlent pas d'absorptions particulières.

Le sondage vertical S III-2 montre, nous l'avons vu, entre 10 et 35 m, de plus fortes perméabilités (5 à 8 U.L.) attribuables à des phénomènes de contournement.

Le sondage S IV-3 manifeste ponctuellement des absorptions plus importantes : ainsi, à 31 m de profondeur, une zone très fissurée de 50 cm d'épaisseur donne 4,8 U.L. Cette zone correspond à un accident repérable en surface, orienté N 60 et vertical.

Entre 40 et 47 m, un ensemble de cassures altérées, avec parfois un remplissage sableux, induisent une perméabilité forte. Ces essais sont réalisés sous une couverture faible (6 à 12 m), dans un rocher décomprimé et à la cote 920.

Il est difficile, de par le type même des essais réalisés, de conclure sur le comportement hydraulique des différentes familles de fractures présentes

dans les blocs. Ayant noté la bonne étanchéité des versants, excepté dans les premiers mètres (zone d'altération, de désorganisation), on peut cependant mettre en évidence dans ces deux blocs une certaine ouverture d'accidents d'orientation N 60 à N 70 verticaux.

3. CONCLUSIONS

L'utilisation du modèle de F. Arthaud et M. Mattauer (1969), précisant l'évolution de discontinuités préexistantes dans un champ actuel de contraintes, exige :

- que l'on situe exactement l'orientation de ce champ ;
- que l'on fasse l'hypothèse d'une coïncidence des directions principales de contrainte avec celles de la déformation.

S'il en a bien été ainsi sur le site de Puylaurent, il semble que la validité du modèle soit confirmée sur plusieurs points par les résultats des essais Lugeon. Ceux-ci révèlent en effet les comportements divers, en profondeur, des accidents majeurs du site.

- Dans le sondage S I-2, les essais d'eau confirment l'état comprimé de l'accident E-W F14 au-dessous du Chassezac. Si la faille F10, de même orientation, fournit des absorptions importantes, on doit noter que les essais y sont toujours situés à une cote élevée et que, dans des conditions semblables, F9 ne connaît que des débits minimes.

- La faille F1, dont le jeu devrait comporter une composante compressive, montre pourtant, le long de son tracé dans les versants, de fortes absorptions. Mais à partir de la cote 860, c'est-à-dire 15 m sous le niveau du Chassezac, cet accident tend bien à devenir étanche.

- A l'opposé, la faille F2, dont le comportement tendrait à l'ouverture, montre encore, dans le sondage S I-1, à 25 m sous le Chassezac, une perte totale sous seulement 2 bars de pression. Il est cependant difficile, en l'espèce, d'évoquer des phénomènes de décompression.

D'autres sondages plus profonds pourraient, le cas échéant, permettre de confirmer ou d'infirmer le comportement drainant de cette discontinuité.

Quant aux accidents d'ordre inférieur, le type même de l'essai, qui ne permet pas de dire quels sont ceux que l'on a réellement testés, rend malaisée la mise en évidence de leur comportement. Ils ont permis cependant de mettre en évidence l'ouverture d'accidents N 70 (résurgences superficielles constatées lors des essais réalisés dans le sondage SII-2). Cette ouverture ne s'intègre pas dans nos prévisions résultant de l'état de contrainte actuel présumé, cette direction étant plutôt sollicitée en compression. Néanmoins, l'origine de ces fractures peut permettre d'expliquer leur comportement hydraulique. Nous avons vu que, dans le cadre d'un cisaillement N 150 senestre, elles pouvaient correspondre à des fentes de traction localisées dans les pointes des amygdales découpées par la fracturation élémentaire de type D et R.

Il n'est probablement pas interdit de penser que ces fractures ouvertes le sont restées, car elles ne sont pas suffisamment sollicitées par les faibles contraintes actuelles pour se refermer.

L'examen de la fracturation du site a montré l'influence des phénomènes de décompression et d'appel au vide sur l'ouverture de certains accidents (plans subhorizontaux, discontinuités N 20, 60 E). Il nous semble possible de leur rattacher les circulations enregistrées dans le versant gauche (venues d'eau en surface) lors de certains essais, tels ceux du SII-2.

C O N C L U S I O N S G E N E R A L E S

Notre approche méthodologique du site de fondation du barrage de Puylaurent (Massif Central) a tenté :

- 1- de faire un inventaire des caractéristiques structurales régionales
- 2- d'établir une corrélation entre les particularités du site et le schéma précédent
- 3- de déceler l'existence d'efforts tectoniques actuels
- 4- d'établir les effets de ces derniers sur le comportement mécanique et hydraulique du massif de fondation.

Cette étude, s'est volontairement limitée à un secteur de socle cristallophyllien ayant connu une histoire géologique complexe.

a) La confrontation des résultats de diverses études structurales récentes, menées dans des zones qui cernent largement le site, permet d'établir un tableau chronologique assez sûr des diverses phases de déformation de la région, et de constater un accord satisfaisant entre les auteurs pour ce qui touche à l'orientation successive des contraintes. Nous avons pu vérifier que les études structurales détaillées menées sur le site étaient en bon accord avec ces résultats, et noter l'importance de la première phase cassante, tardi-hercynienne, dont les accidents ont gouverné les déplacements ultérieurs, induits par la sollicitation pyrénéenne N-S puis par l'extension oligocène E-W. Pour le Néogène, les effets géodynamiques sur le socle n'ont pu être mis en évidence, bien que l'on ait un témoignage, par le volcanisme présent dans le SE du Massif Central, de sollicitations encore actives au Plio-quaternaire.

b) Nous avons intégré la fracturation du massif de fondation du barrage au schéma régional précédent. Dans cette optique, nous nous sommes attaché à établir une hiérarchie continue et décroissante entre ces deux échelles extrêmes d'investigation :

- fracturation d'ordre 1 hectokilométrique (accidents de Villefort et du Goulet) ;
- fracturation d'ordre 2, kilométrique à décakilométrique ;
- fracturation d'ordre 3, hectométrique, visible sur le site et qui y délimite trois blocs rocheux ;
- fracturation d'ordre 4, décamétrique, qui affecte le site et règle la majorité de ses caractéristiques géotechniques.

Parallèlement, l'analyse structurale menée sur le site a permis, par l'examen individuel des mouvements sur chaque discontinuité d'ordre 3 ou 4, de corrélérer ceux-ci à un ou plusieurs épisodes tectoniques datés. Cet examen a montré, de façon nette pour les accidents importants, moins nette en ce qui concerne les plus petits, que l'on peut relier les accidents décrochants, qui sont nombreux, à la phase tardi-hercynienne et même, dans certains cas, à l'épisode pyrénéen. L'extension oligocène, connue régionalement, a également marqué le site et semble être responsable des nombreux jeux à composante verticale.

Nous espérons aussi détecter des déformations plus récentes, mais nous n'y sommes pas parvenu.

c) En dépit du faible niveau régional de la sismicité, l'utilisation des mécanismes au foyer tirés de séismes plus lointains de valeur régionale, complétée par quelques mesures de contraintes in situ (vérin plat), a permis de déceler une sollicitation actuelle dont la composante principale serait orientée N-S et qui serait le prolongement de l'état de contrainte tectonique plio-quaternaire. Nous avons tenté de confirmer ce résultat à l'aide de 28 profils de sismique réfraction, diversement orientés, sur un affleurement granitique proche du barrage de Puylaurent. La moitié de ces essais a effectivement révélé une anisotropie franche, concordant assez bien avec les constatations précédentes.

d) Enfin, sur le site lui-même, à défaut de pouvoir procéder à des essais sismiques, nous avons tenté de vérifier l'effet de la contrainte régionale supposée sur le comportement du massif, dont le schéma de fracturation était parfaitement défini. Pour cela, partant du modèle établi par F. Arthaud et M. Mattauer (1969), nous avons déterminé quelles directions de discontinuité devaient normalement se trouver ouvertes ou au moins desserrées en fonction du champ de contrainte, et confronté cette hypothèse aux résultats enregistrés lors des essais d'eau exécutés durant la reconnaissance. Ici encore, en plusieurs points, et

notamment au niveau des accidents principaux du site, des absorptions importantes sont venues confirmer nos prévisions.

En conclusion, notre examen approfondi du site de Puylaurent et de son contexte montre que, malgré les effets parasites tels que décompression et poussée au vide des versants, l'influence de sollicitations - que nous supposons d'origine tectonique - sur les caractéristiques géotechniques principales, peut être mise en évidence. Cette méthode, qui resterait donc valable lorsque l'histoire géologique est relativement complexe, n'exige que la confrontation des résultats de techniques d'investigation peu coûteuses.

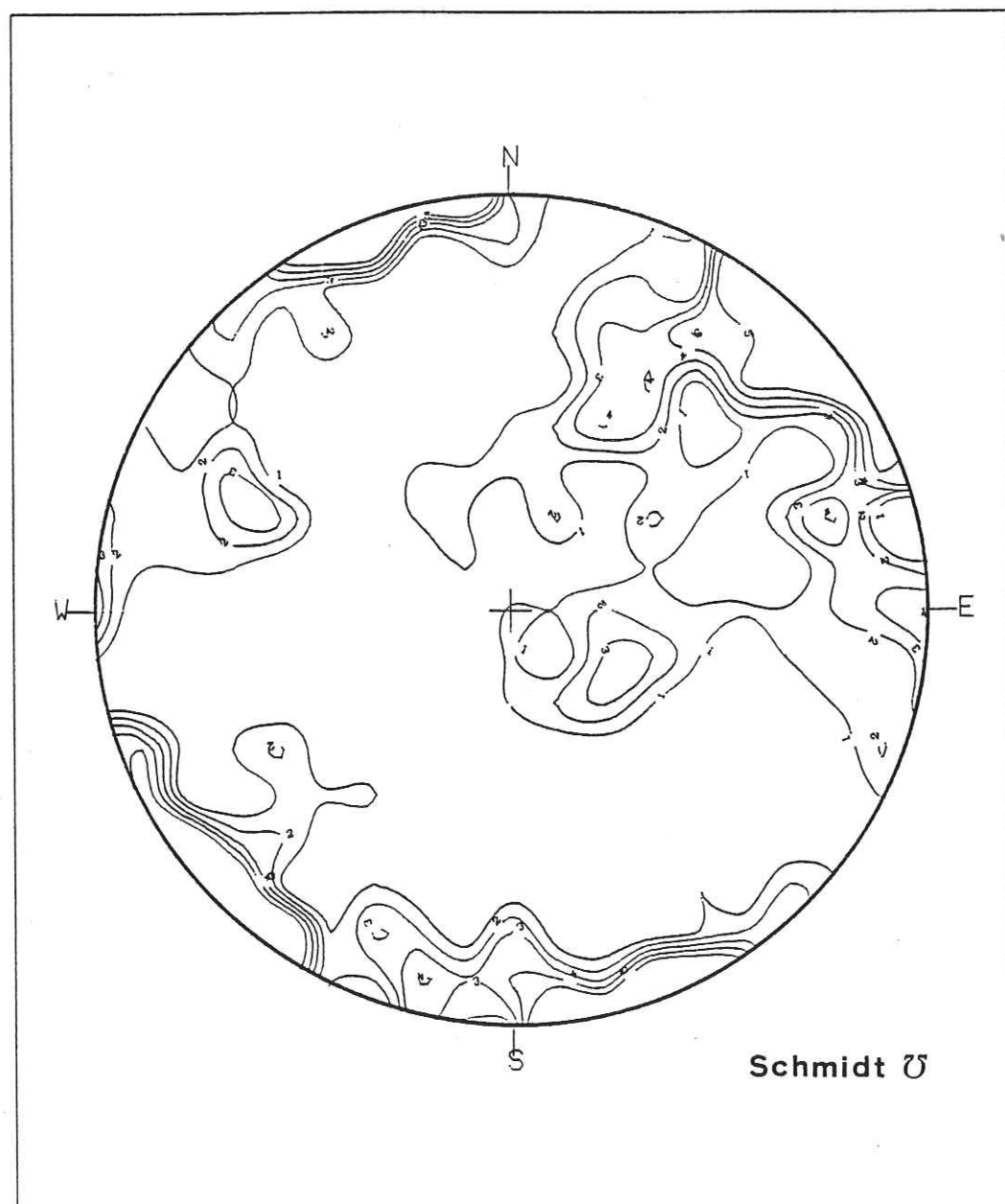
Selon les pays, cette approche sismotectonique revêt un intérêt différent. En effet, dans les contrées où les données géologiques sont abondantes, elle peut aisément être conduite en même temps que les reconnaissances. Elle contribue alors simplement à une meilleure interprétation de leurs résultats. Mais c'est dans des régions où la couverture géologique est moins dense, et dans le cas où l'on doit faire un choix entre plusieurs sites potentiels que cette démarche prend toute sa valeur. Elle permet en effet de disposer très tôt de données qualitatives permettant d'orienter ce choix.

ANNEXES

Annexe 1 : Diagrammes stéréographiques de la fracturation

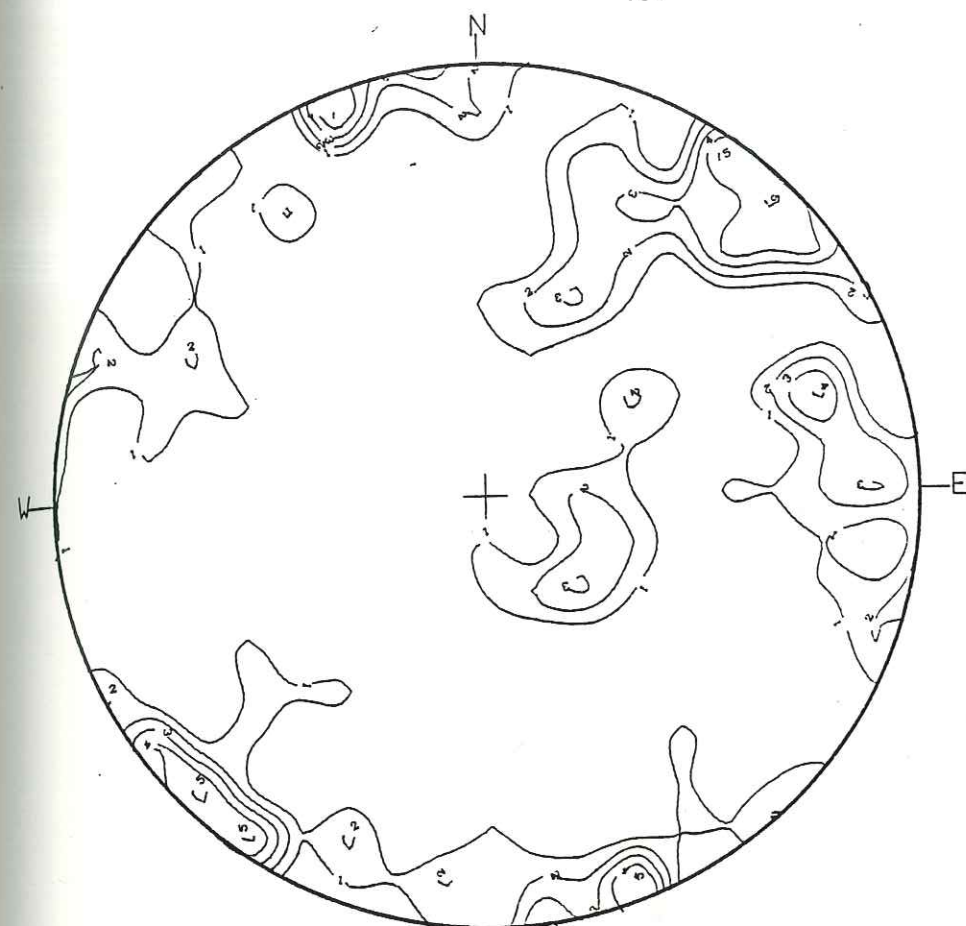
Annexe 2 : Dromochroniques et courbes des gains

Annexe 1

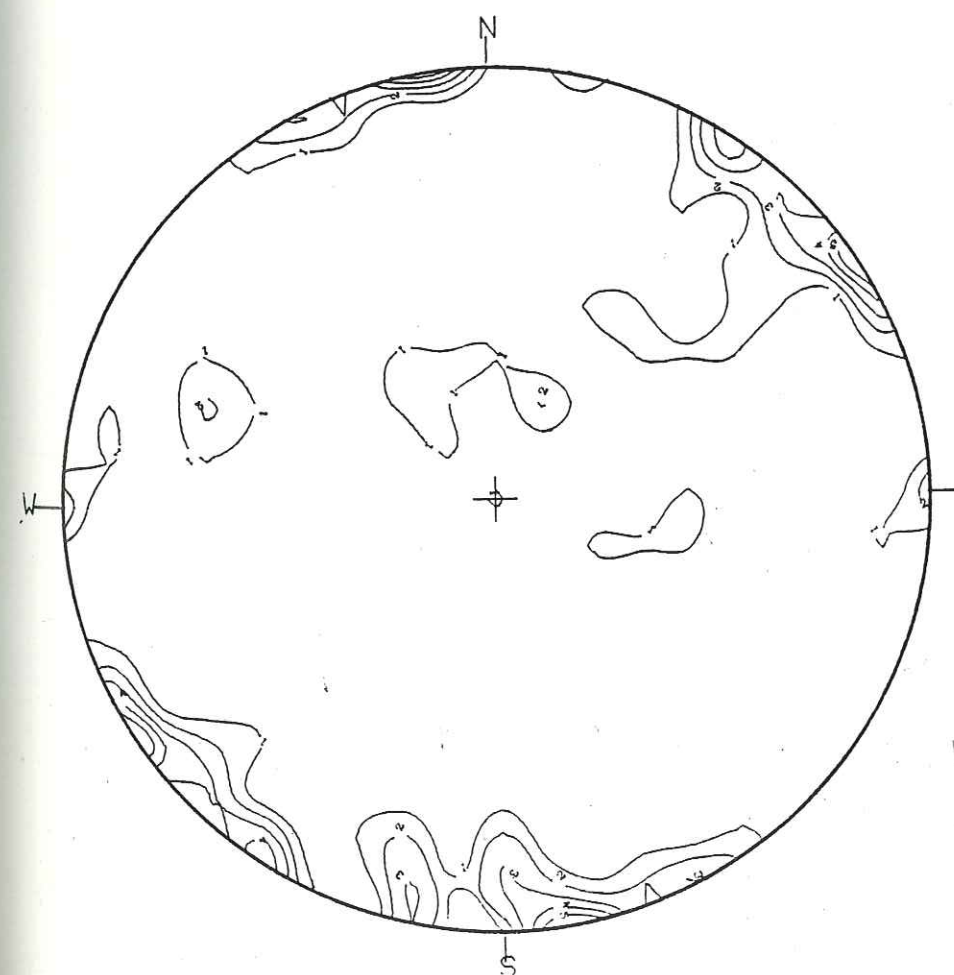


Ensemble des mesures

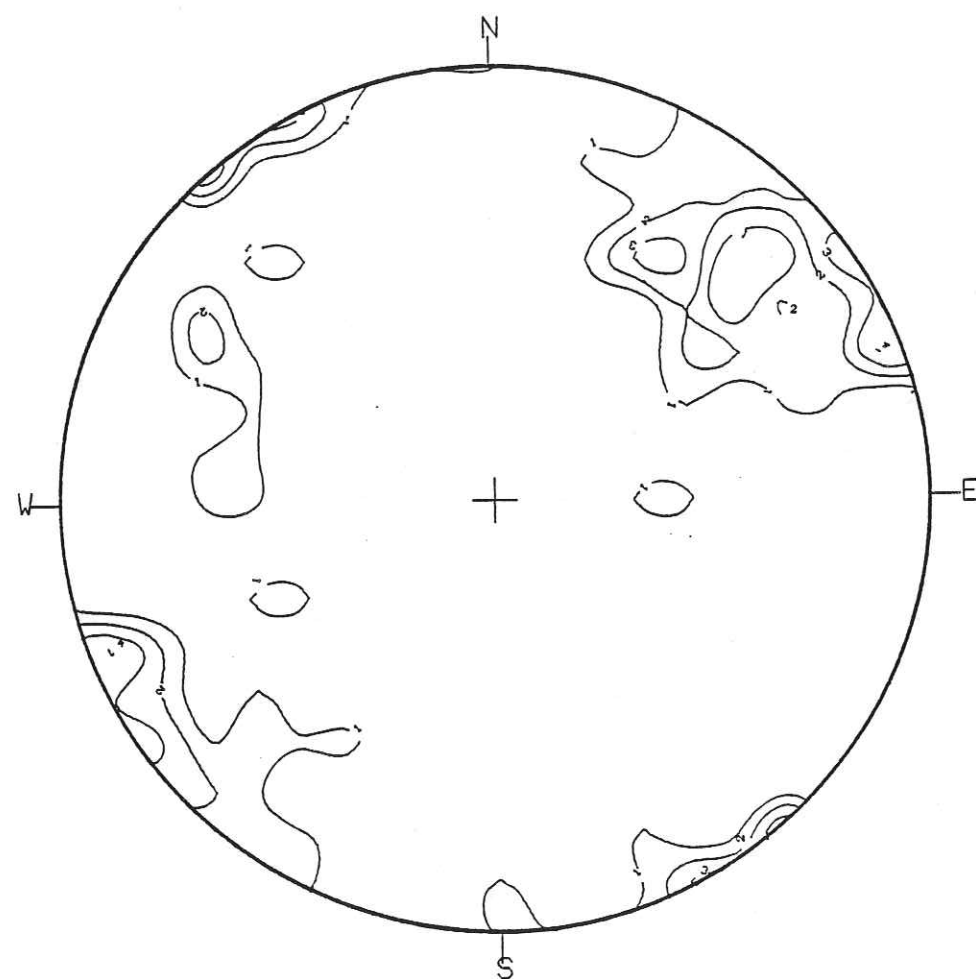
Schmidt U

Fracturation
de la
rive droite

Schmidt U

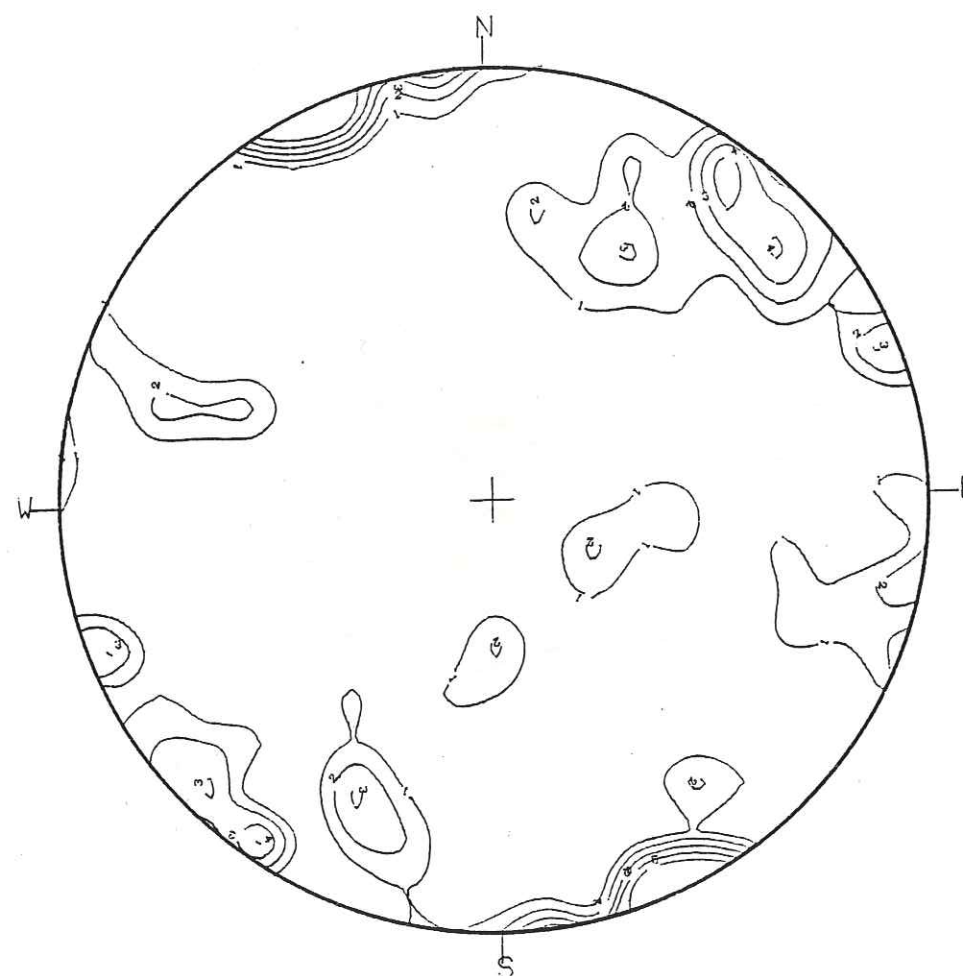
Fracturation
de la
rive gauche

19 AOÛT 2003
 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: platoun@ujf-grenoble.fr



Schmidt U

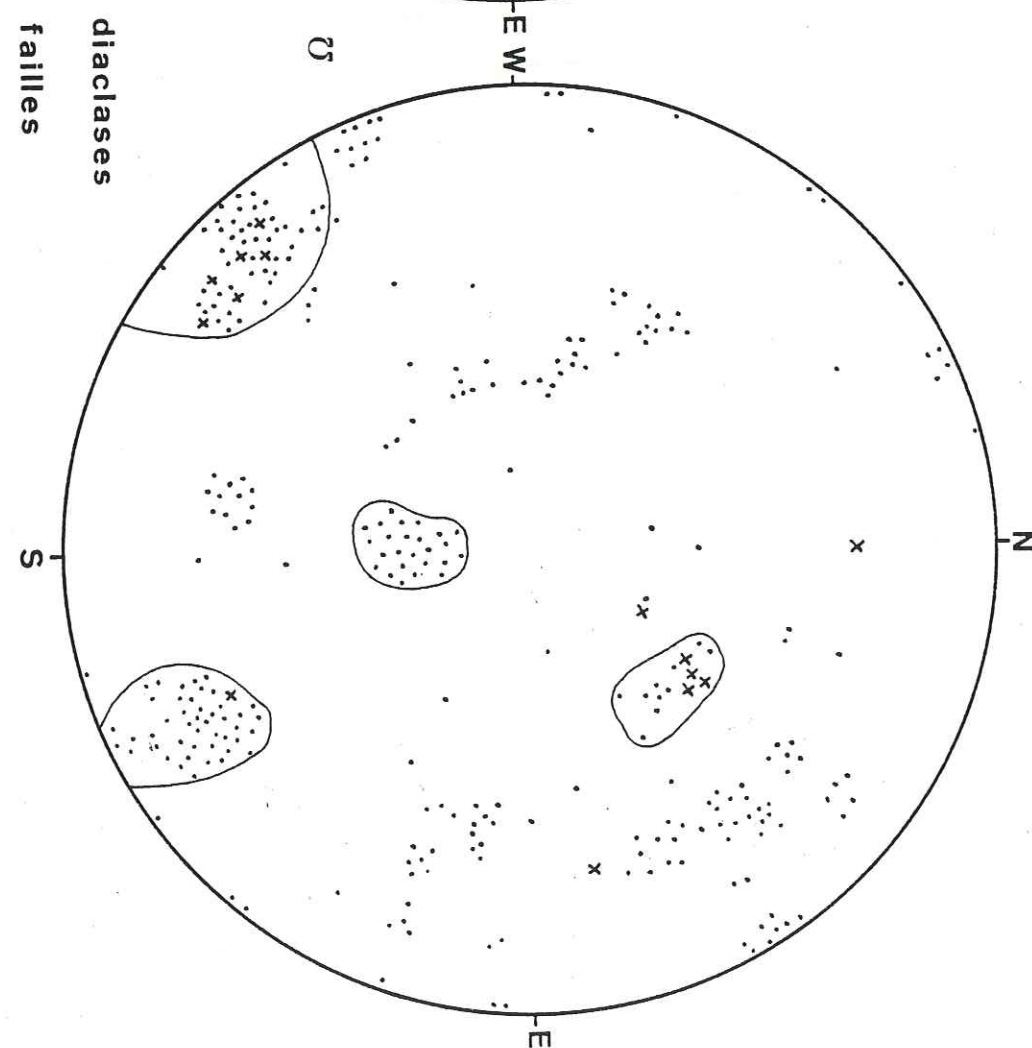
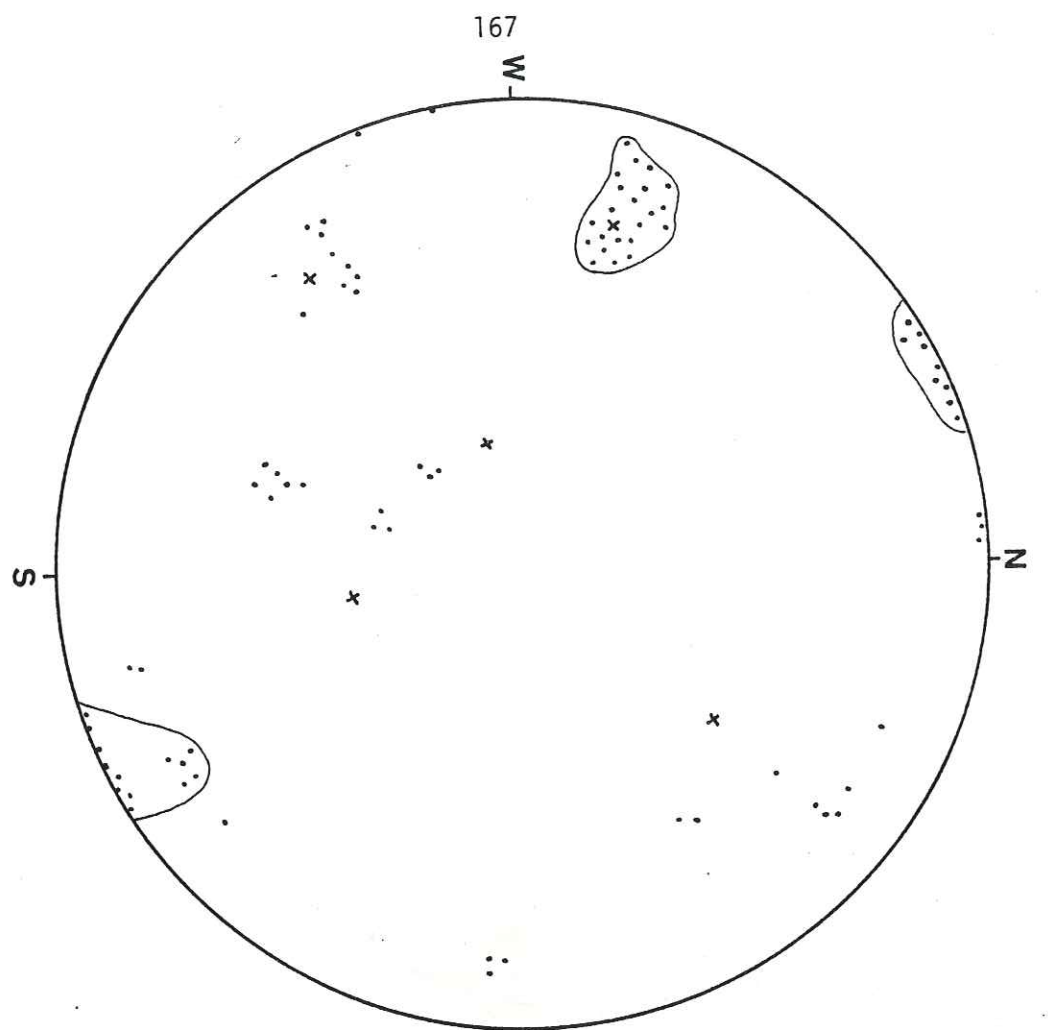
Fracturation de la piste



Schmidt U

Fracturation du bloc 1

FRACTURATION DES GALERIES DE LA RIVE DROITE (E.D.F.)



Galerie inf.

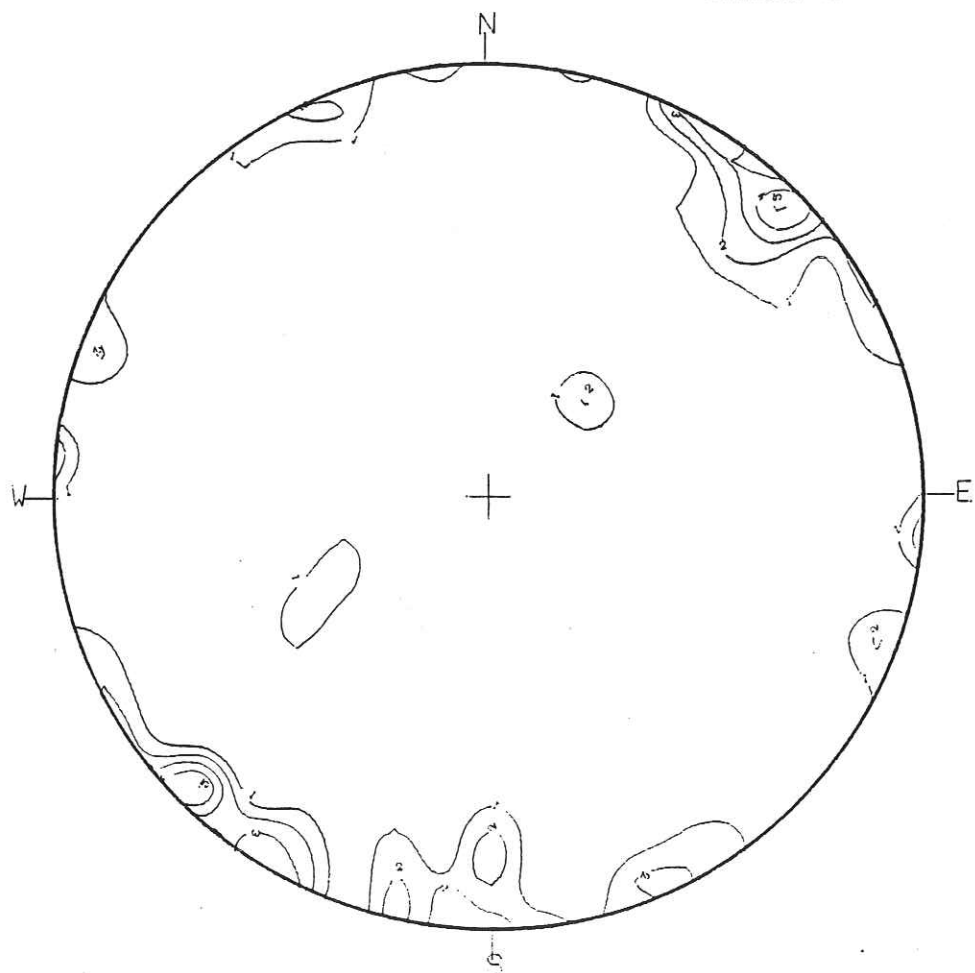
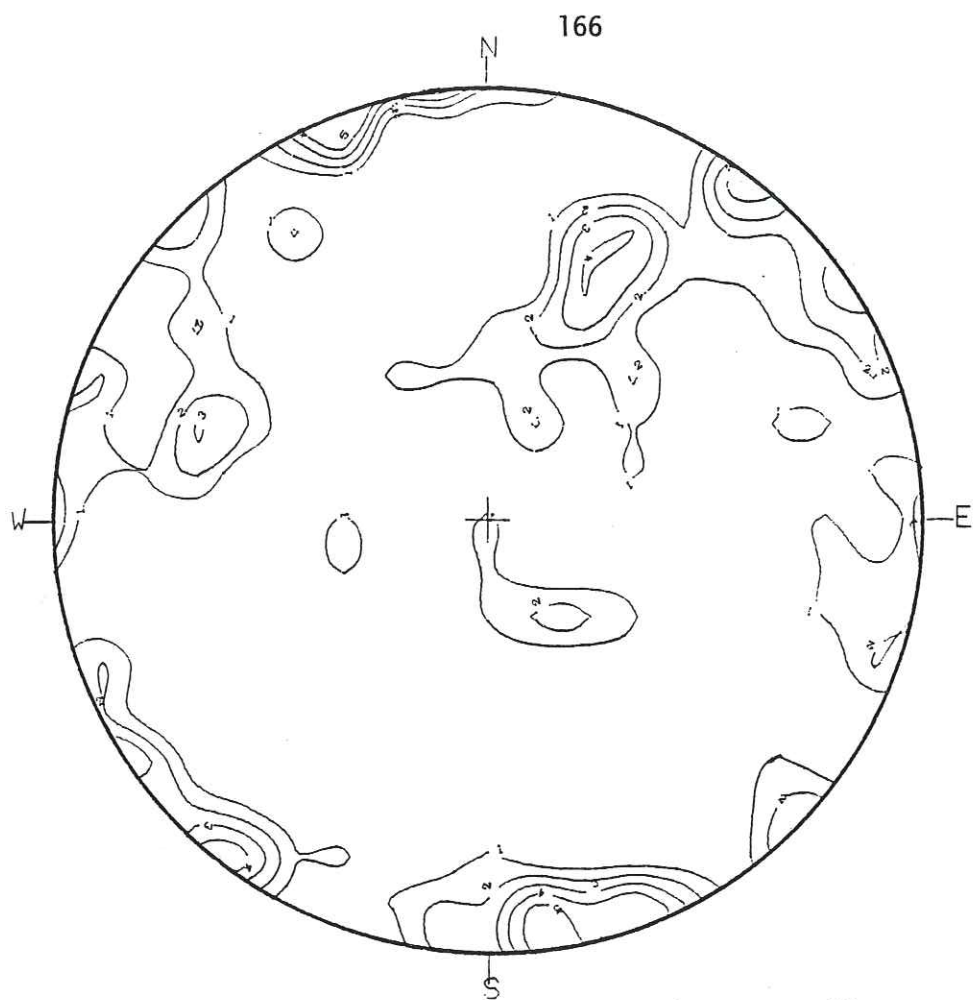
Galerie sup.

diaclasses
failles

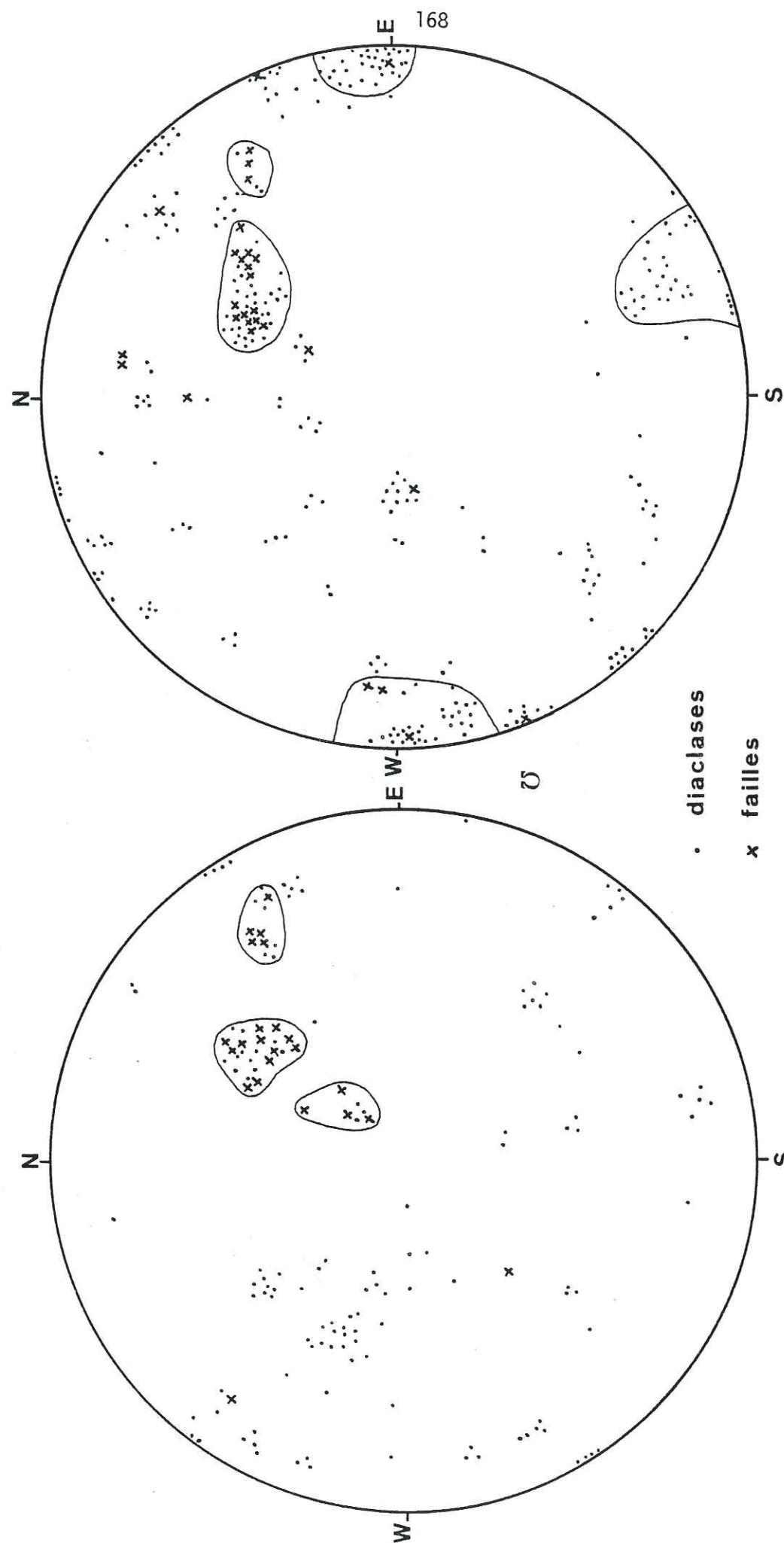
Fracturation
du
bloc 2

Fracturation
du
bloc 3

Schmidt U



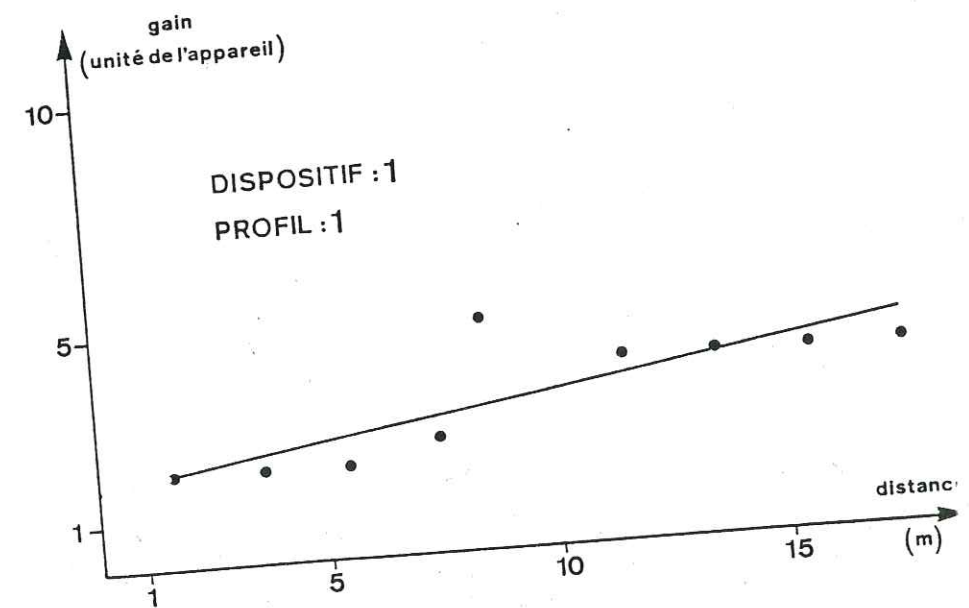
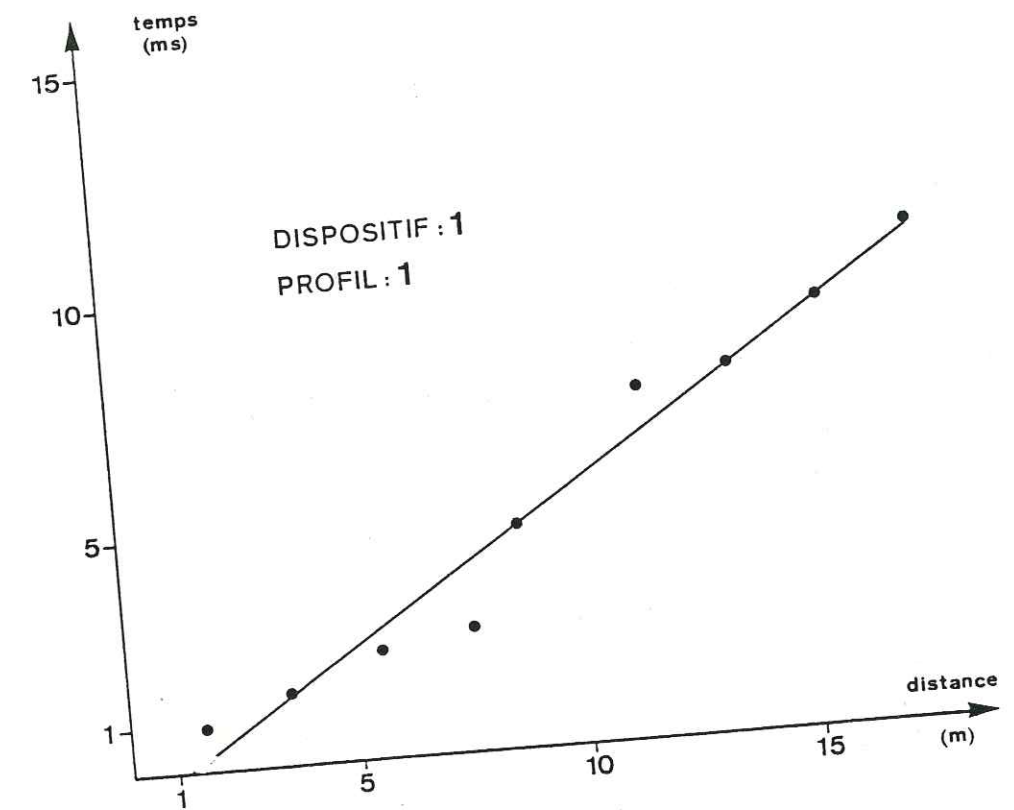
FRACTURATION DES GALERIES DE LA RIVE GAUCHE (E.D.F.)

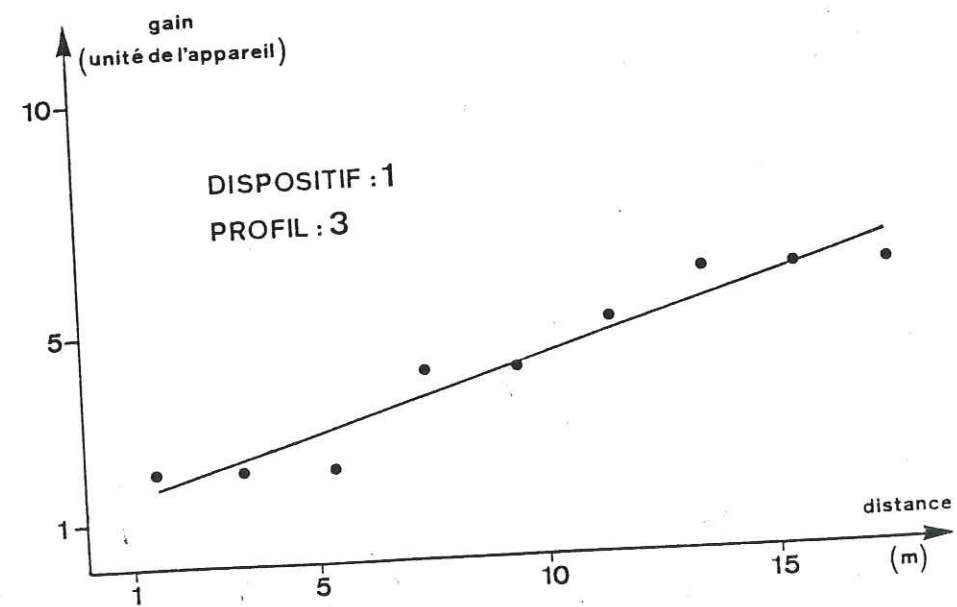
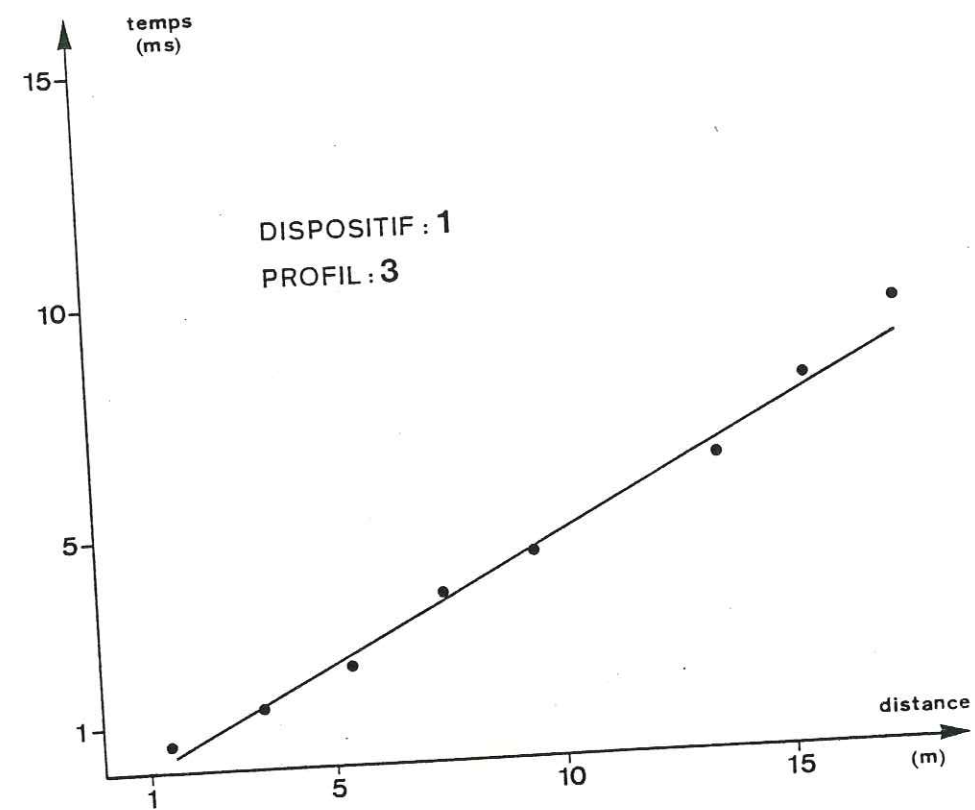
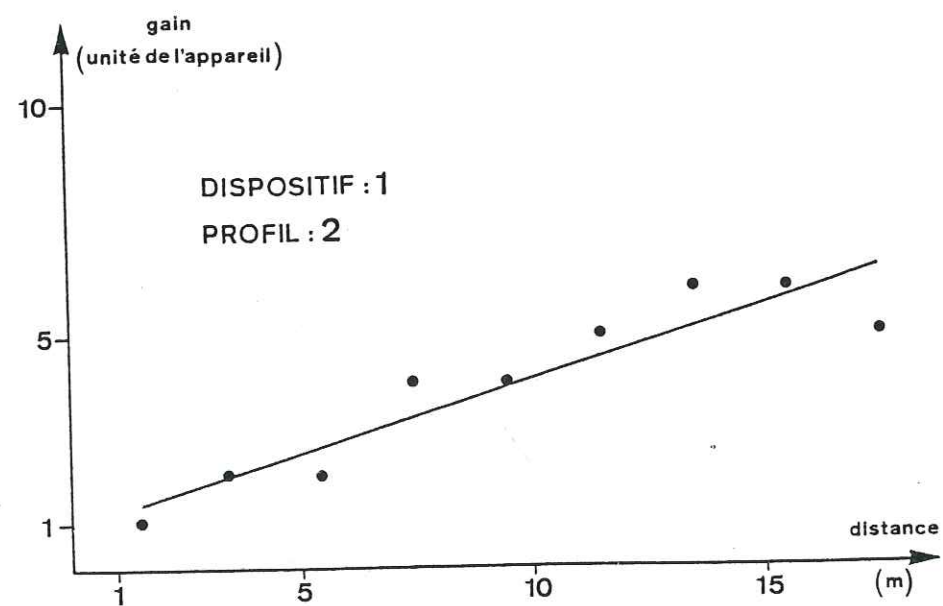
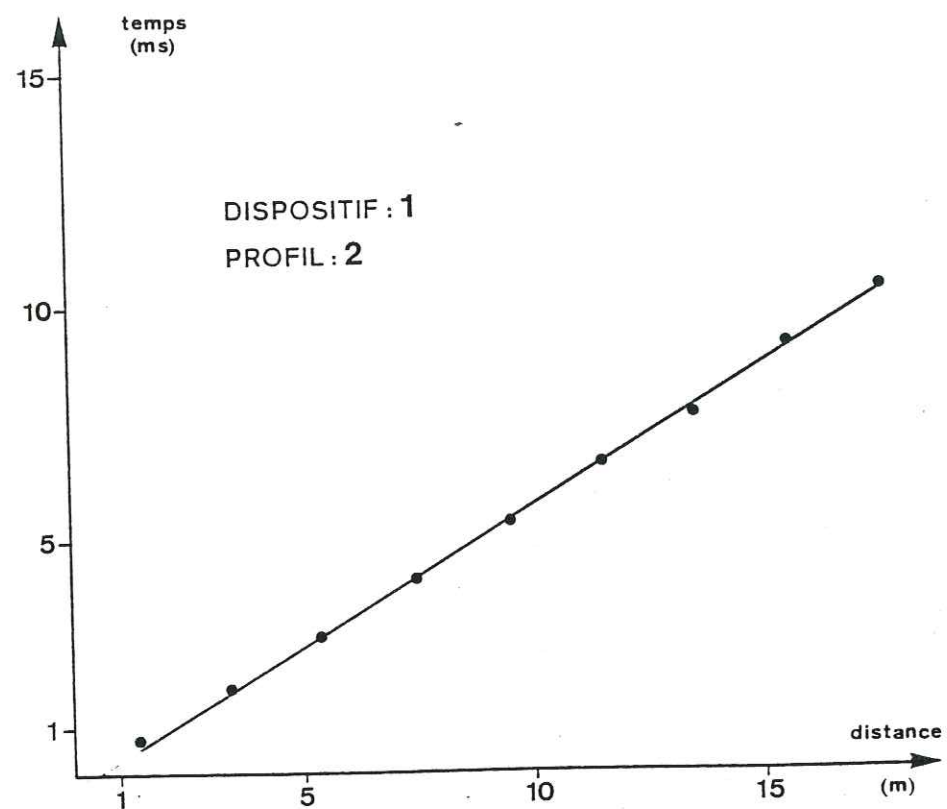


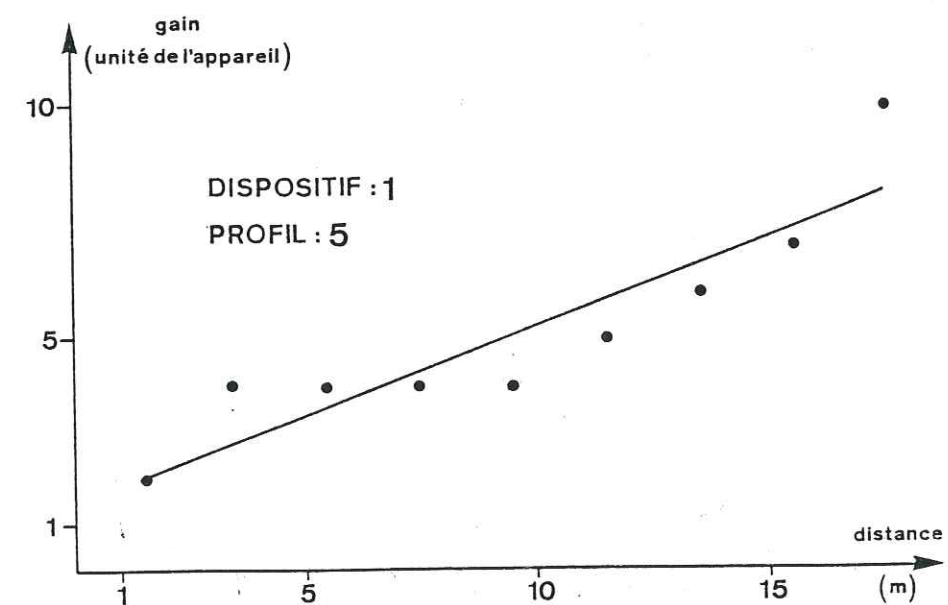
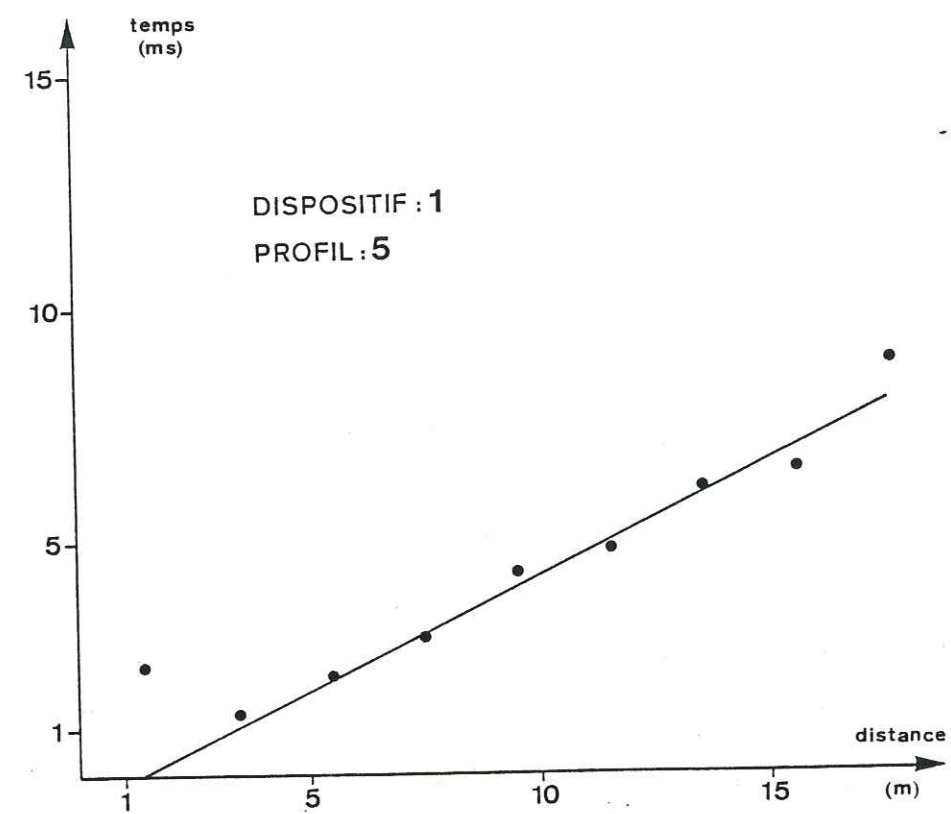
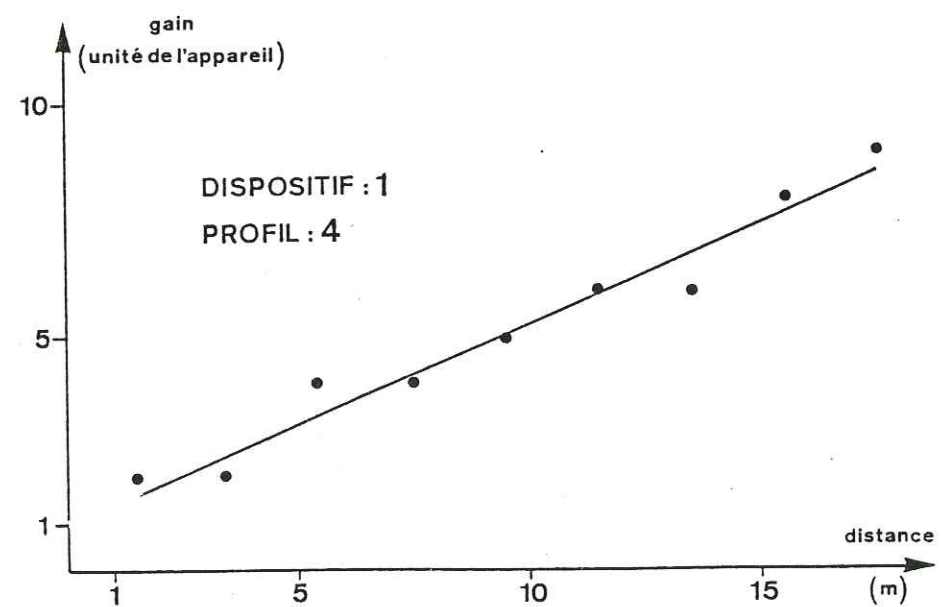
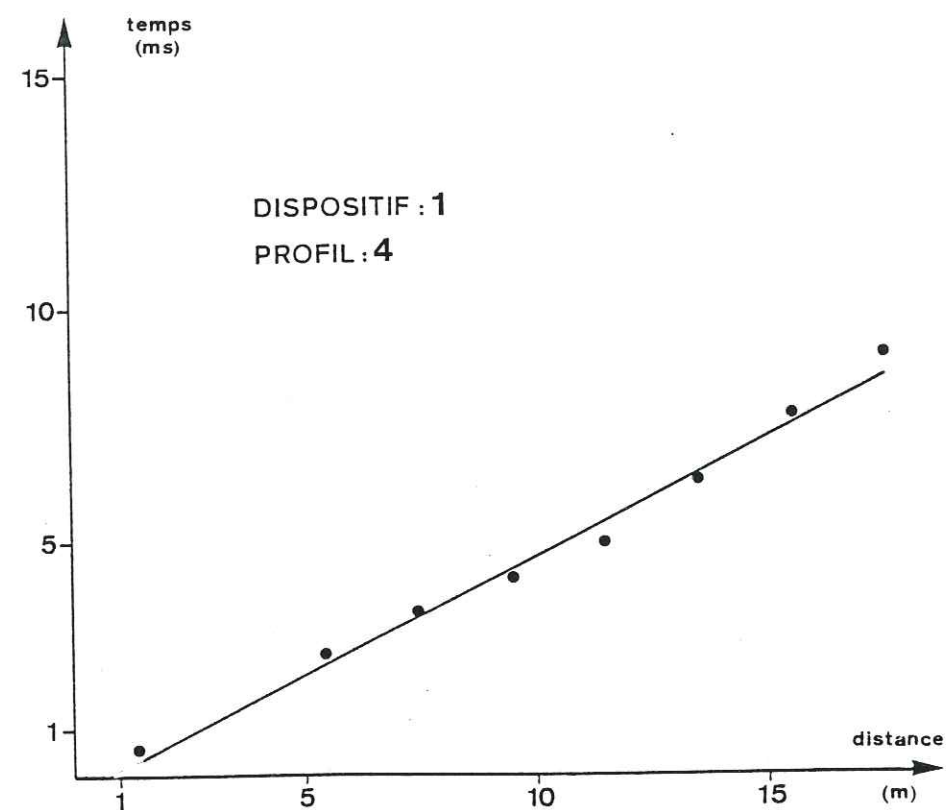
Galerie sup.

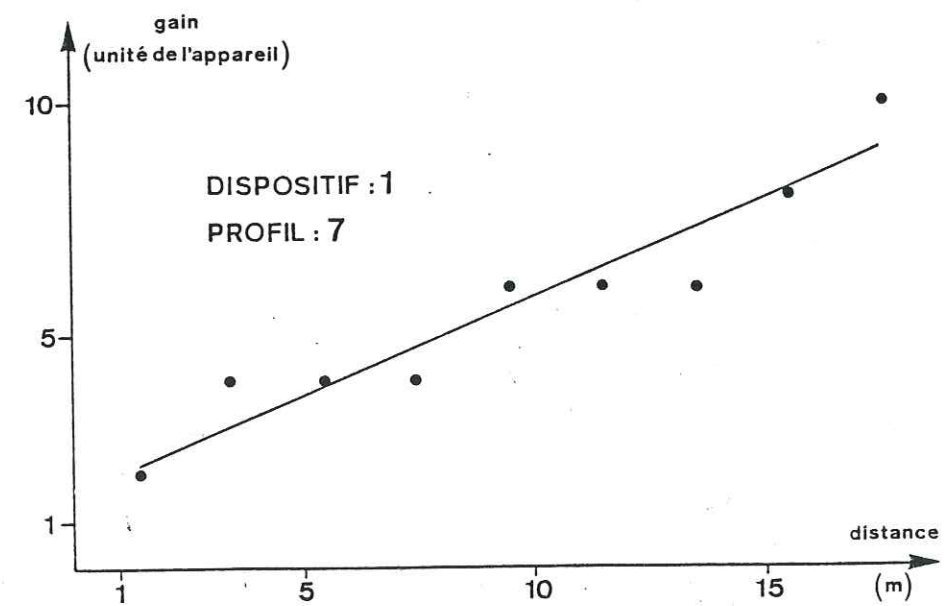
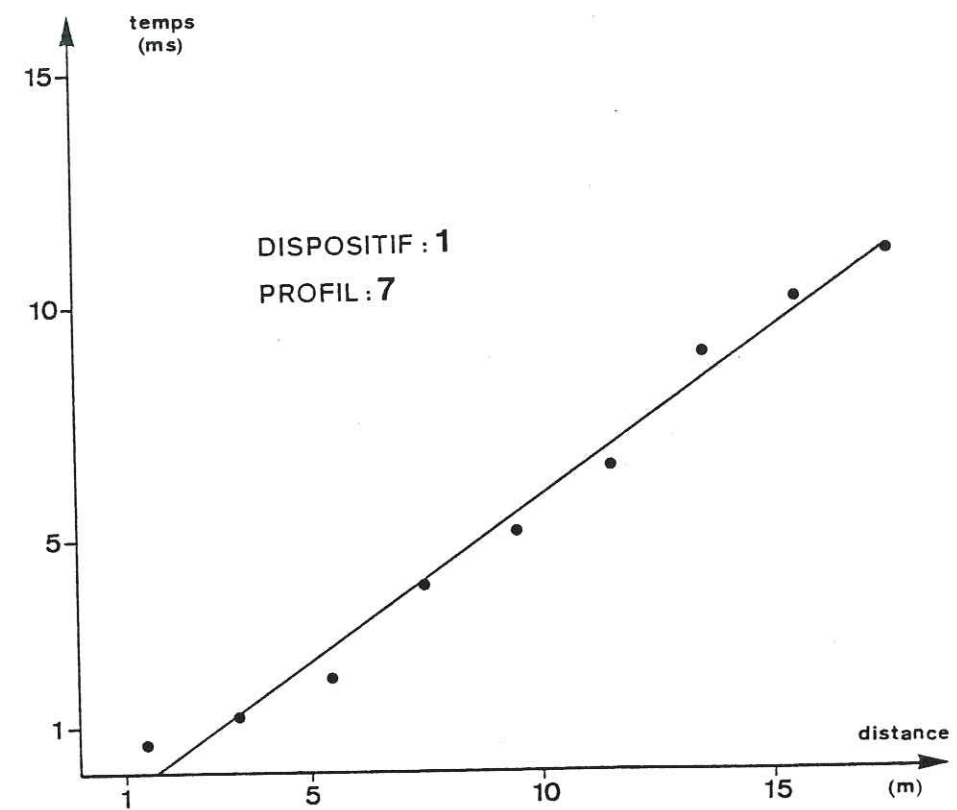
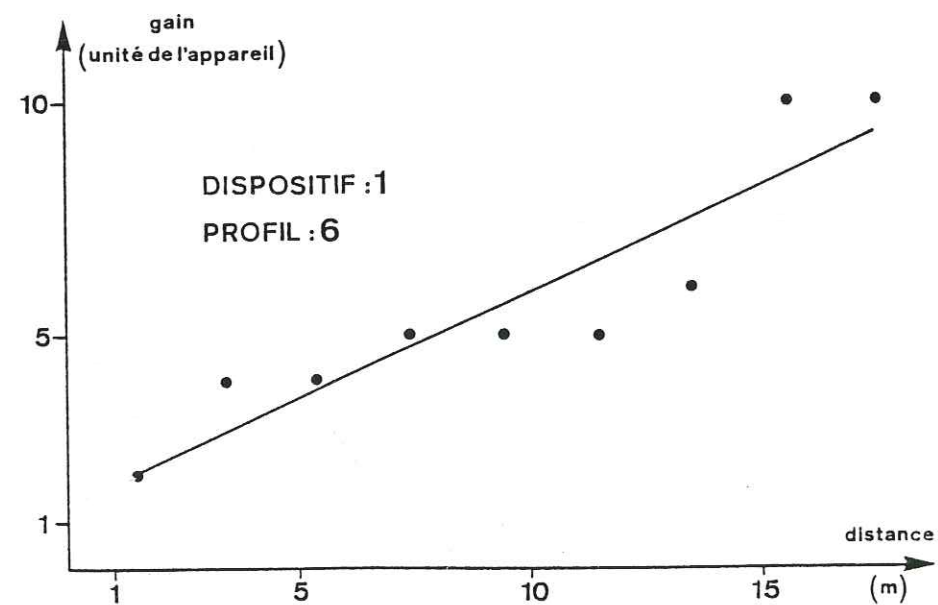
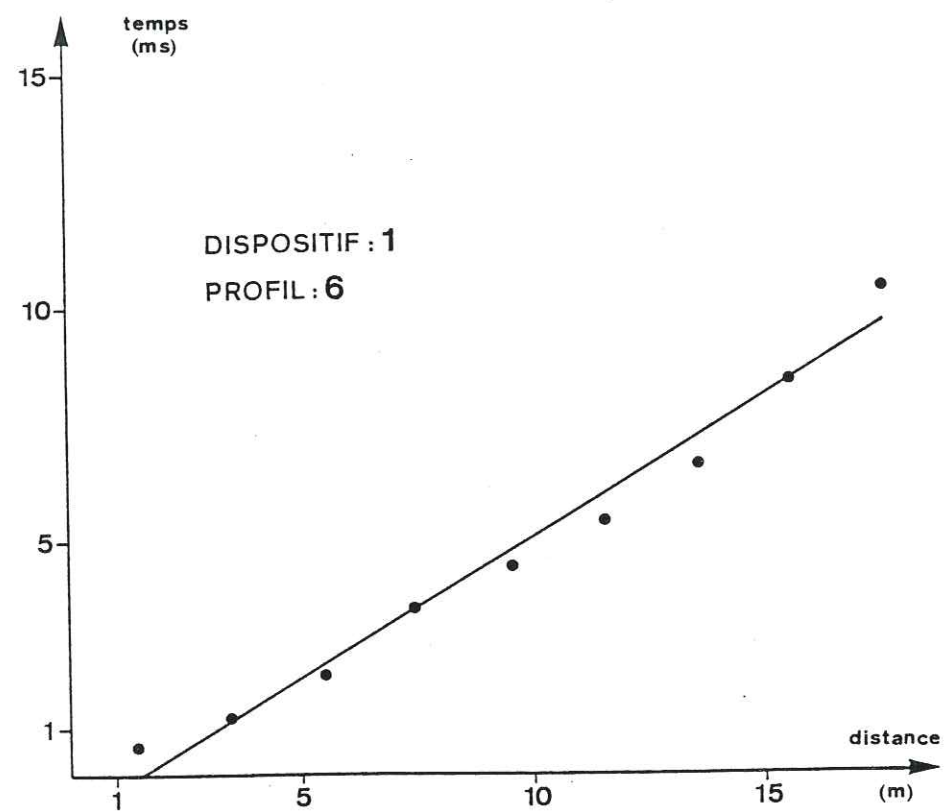
Galerie inf.

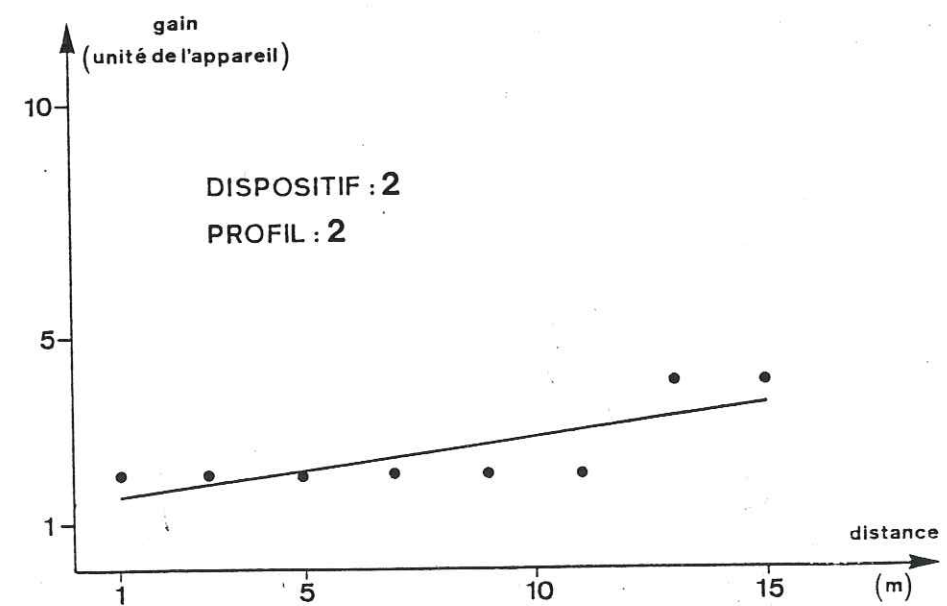
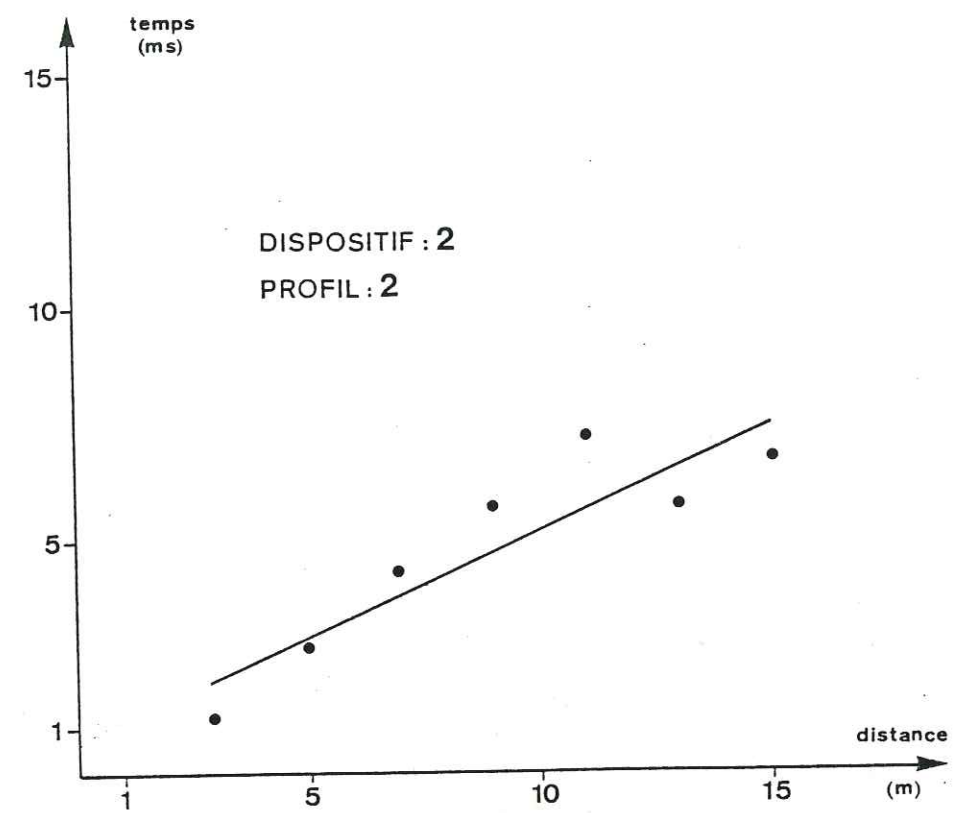
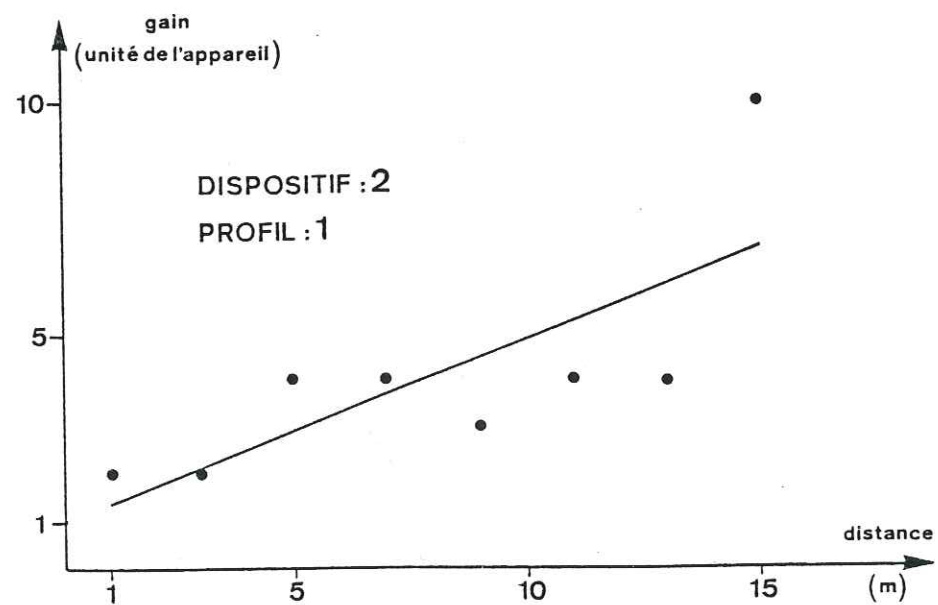
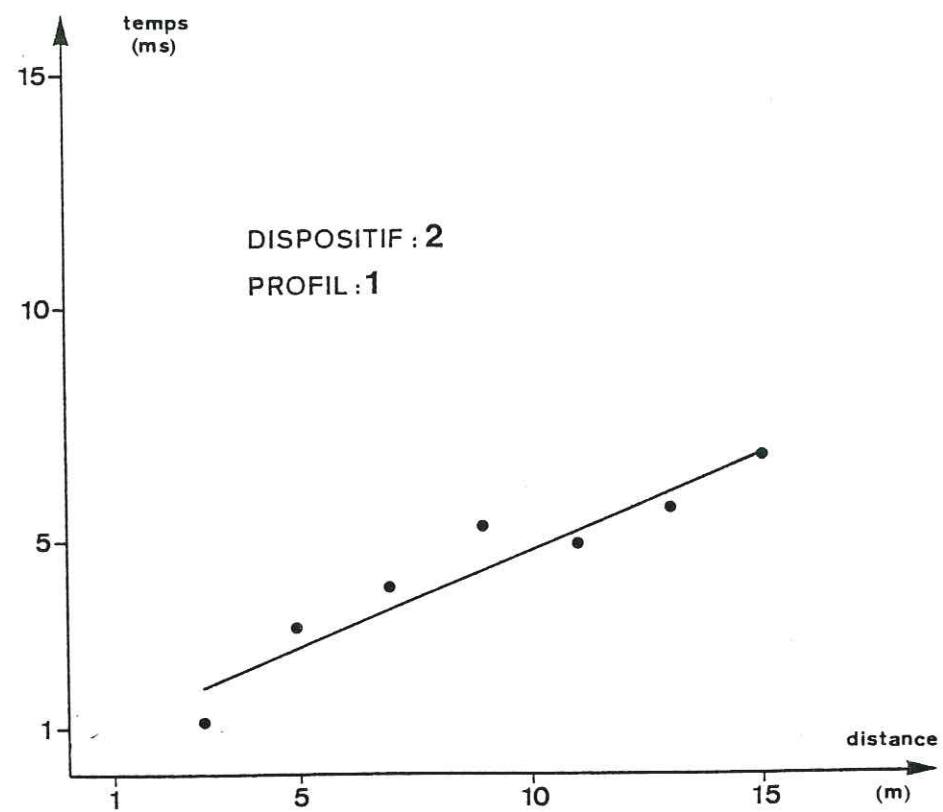
Annexe 2 ESSAIS SISMQUES

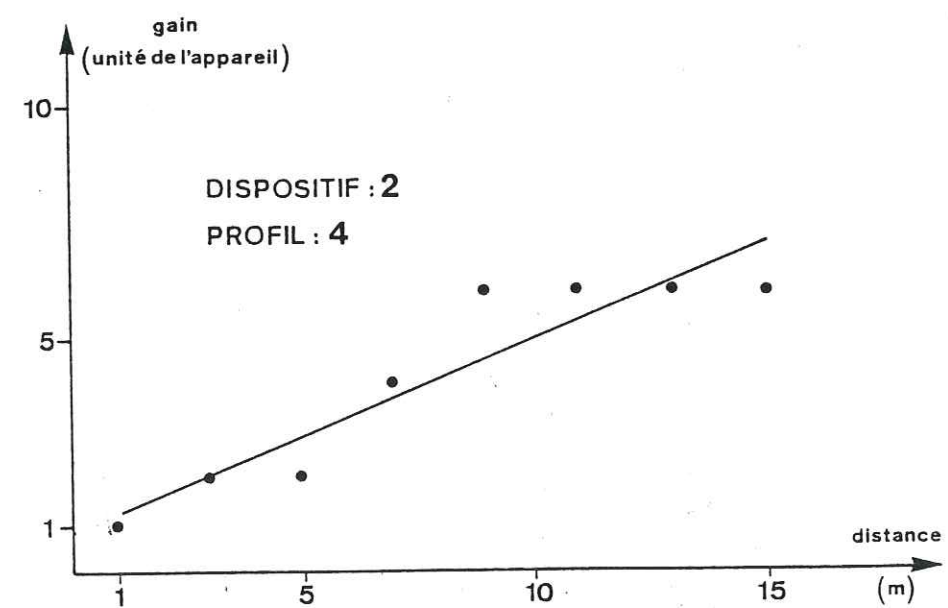
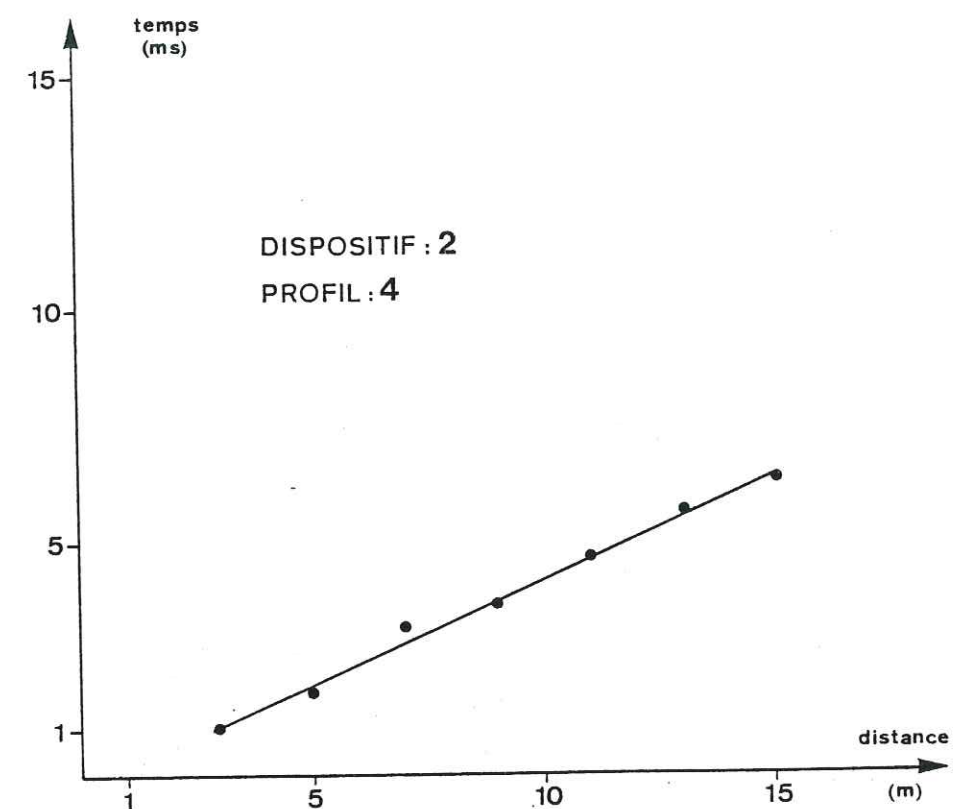
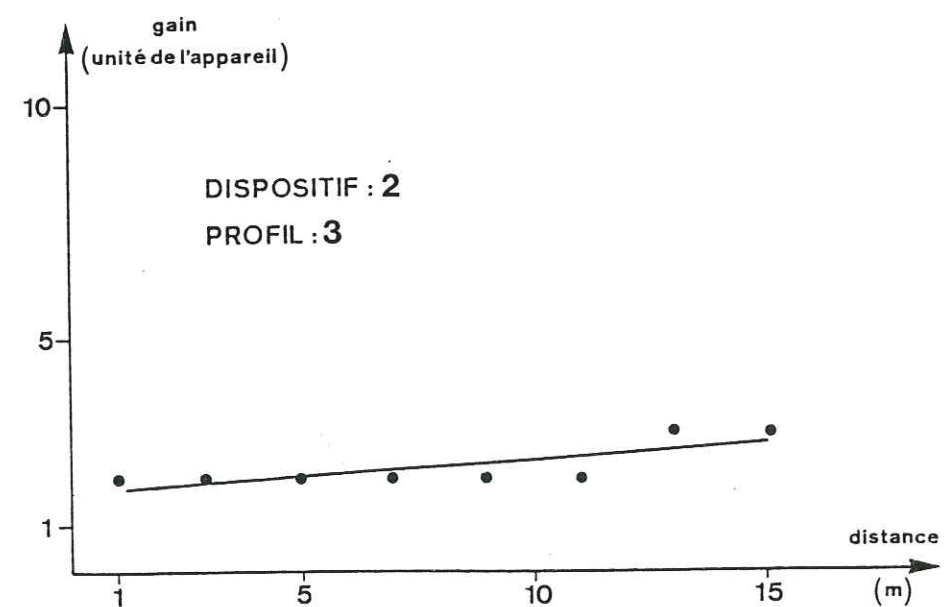
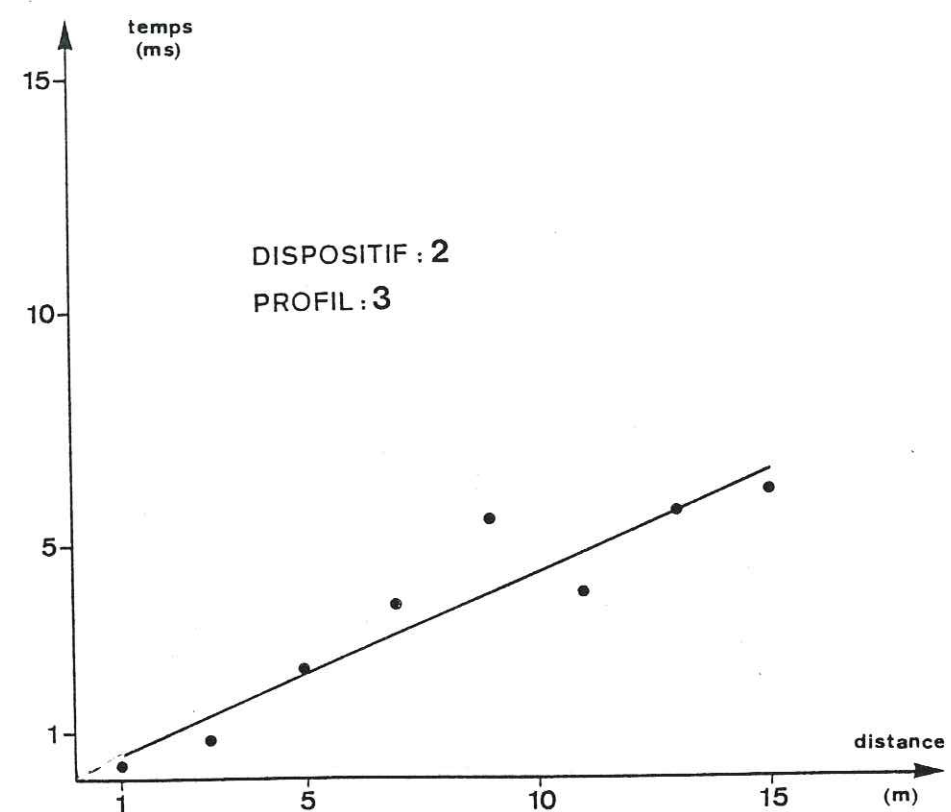


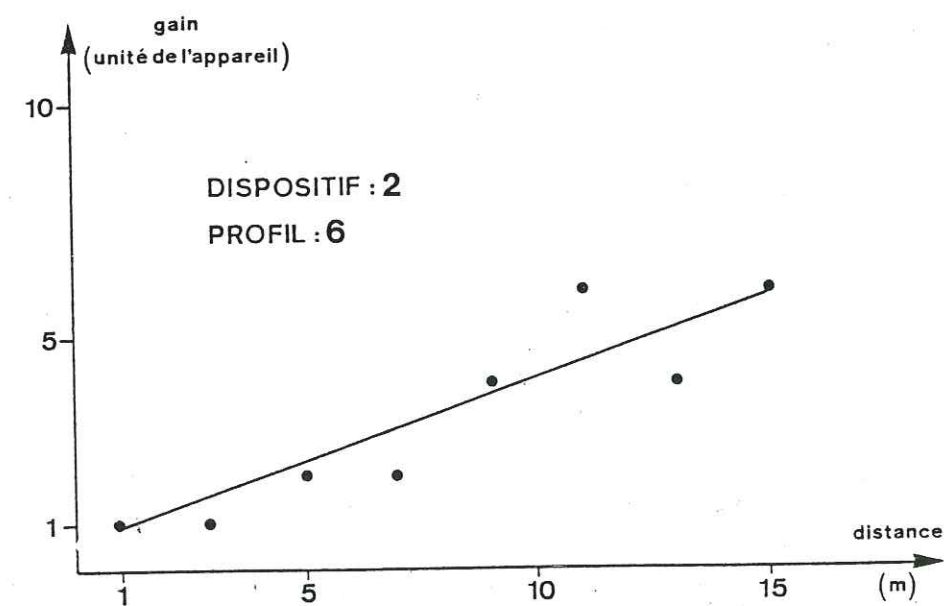
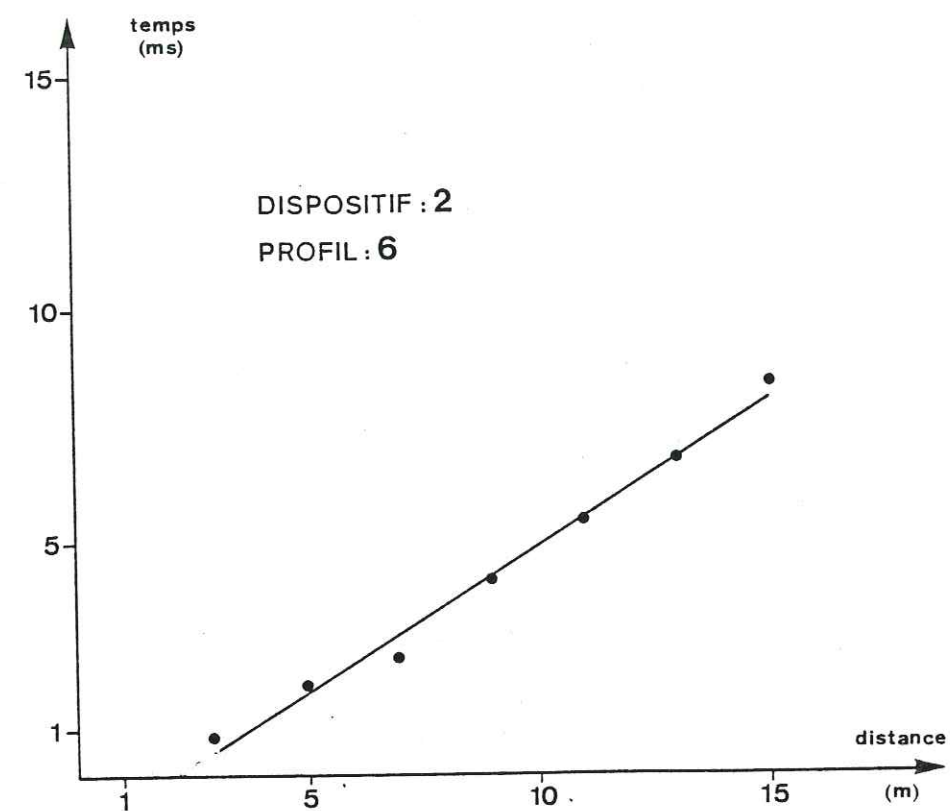
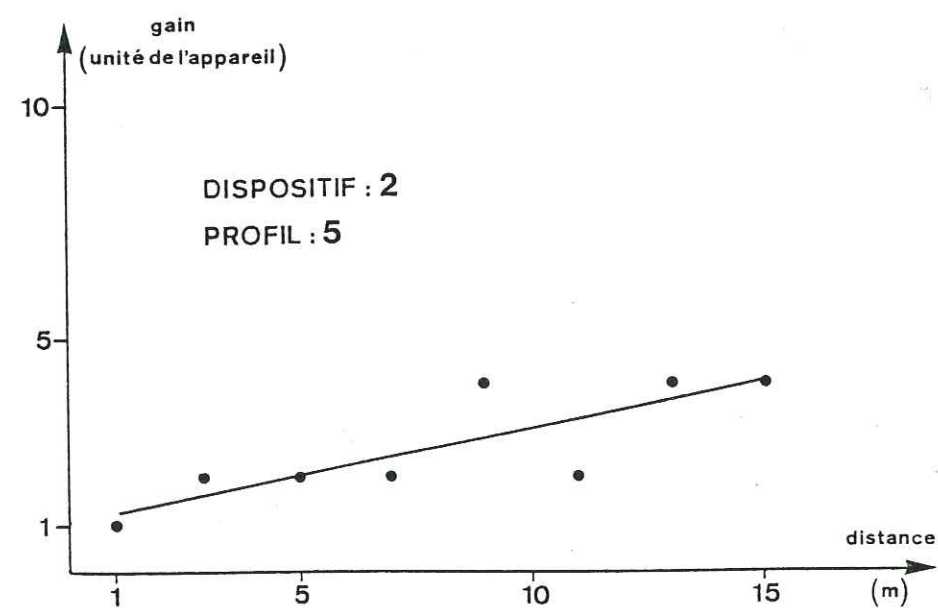
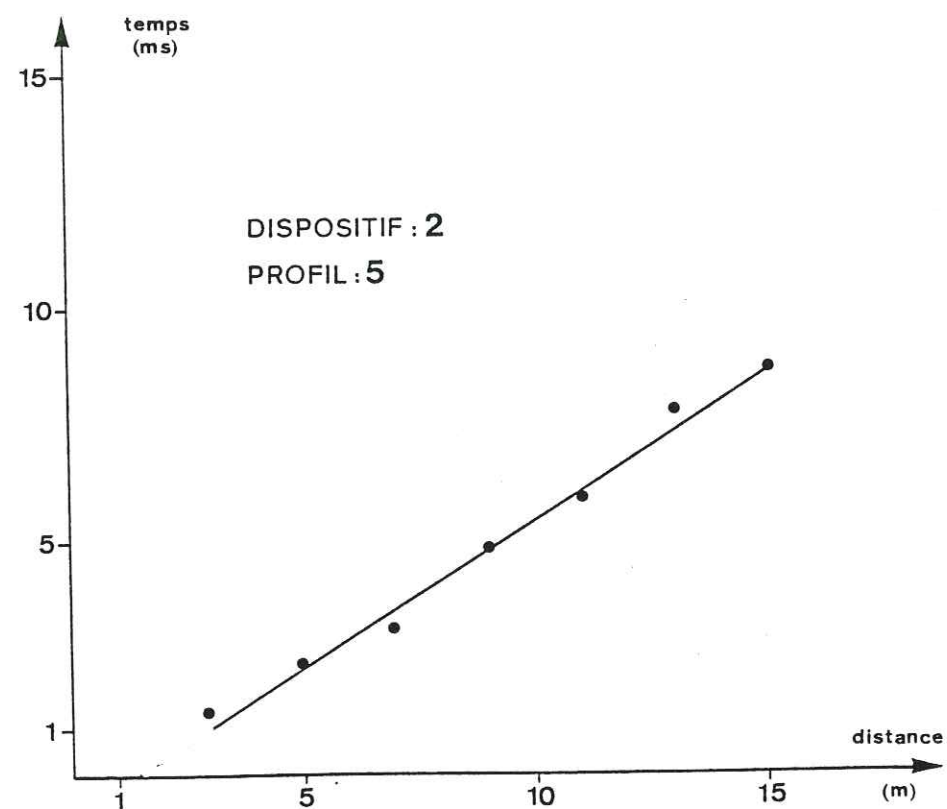


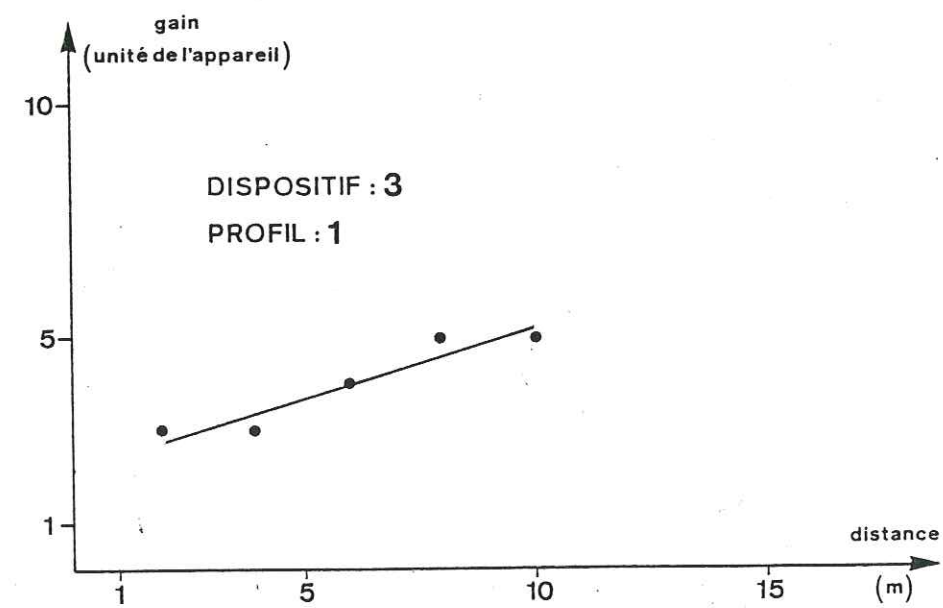
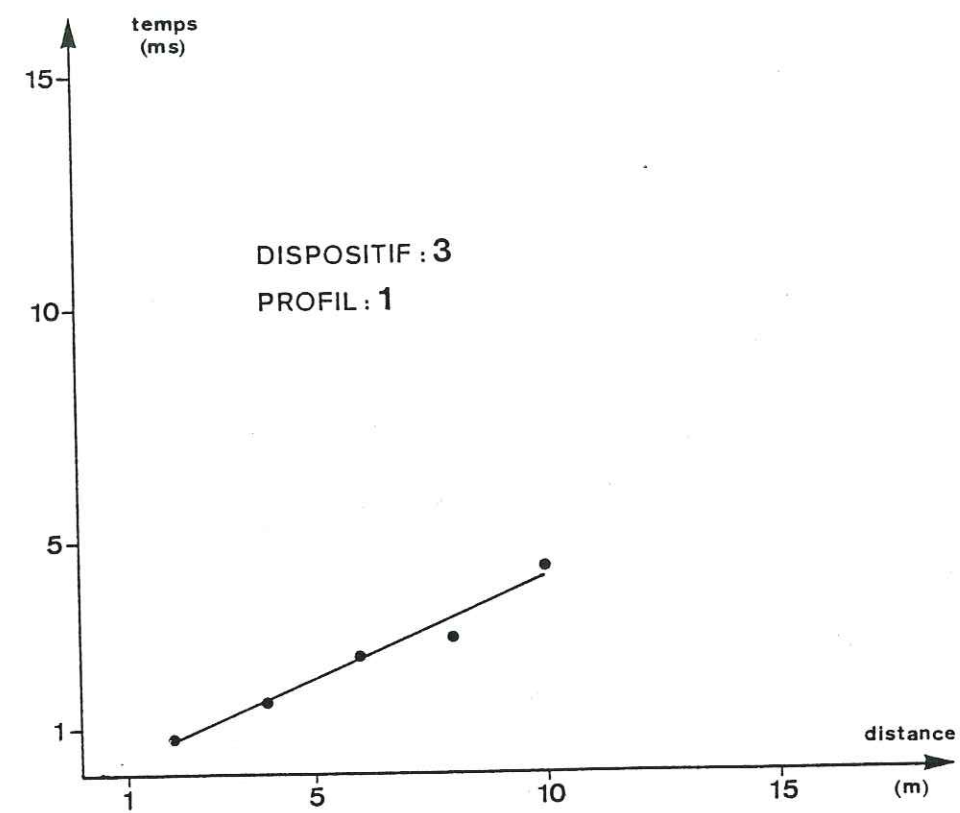
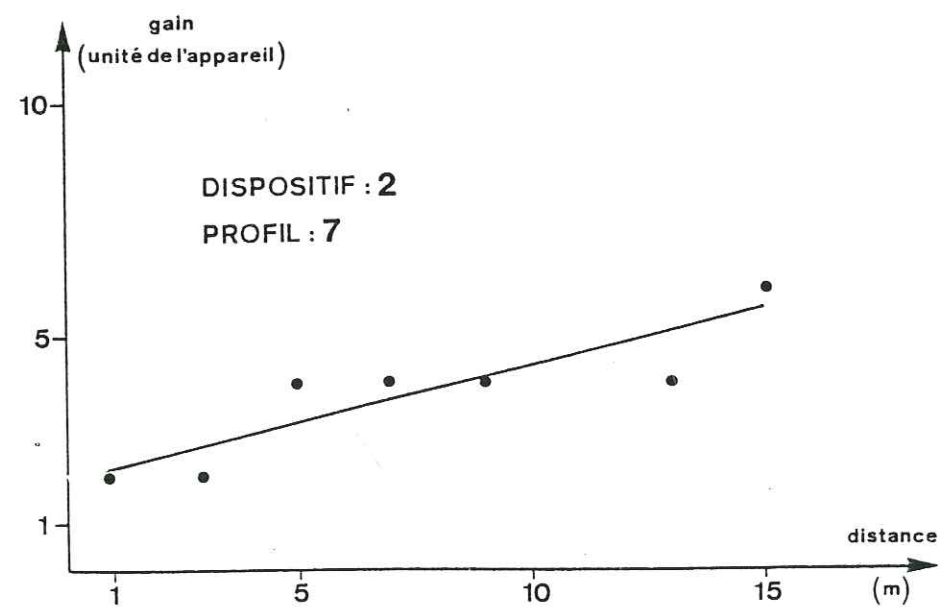
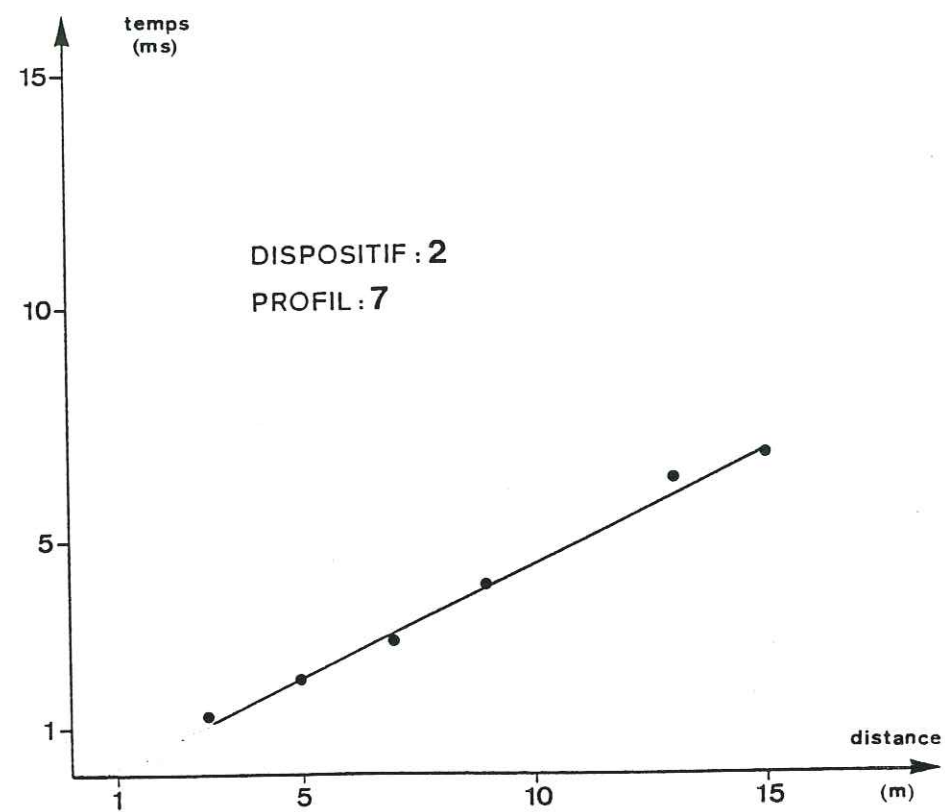


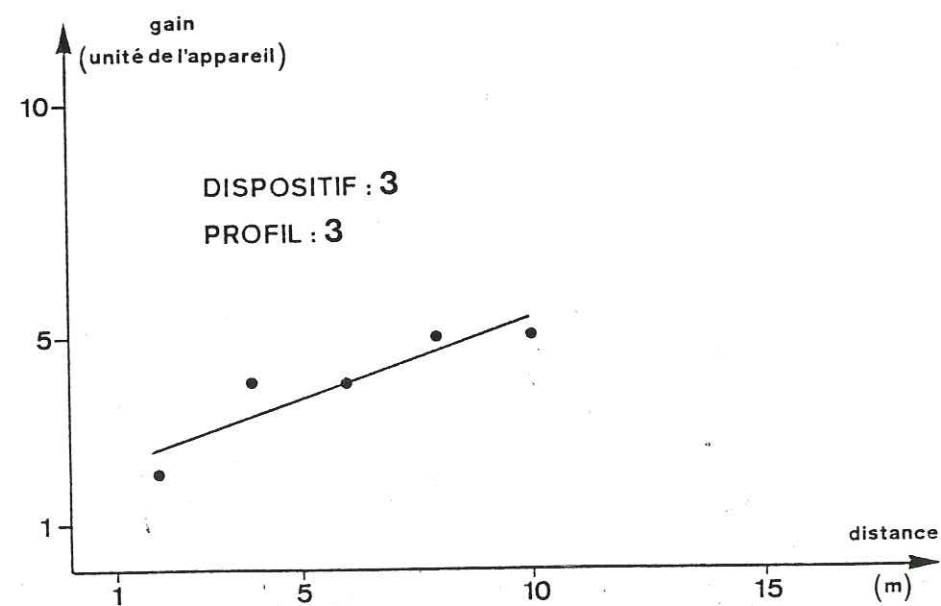
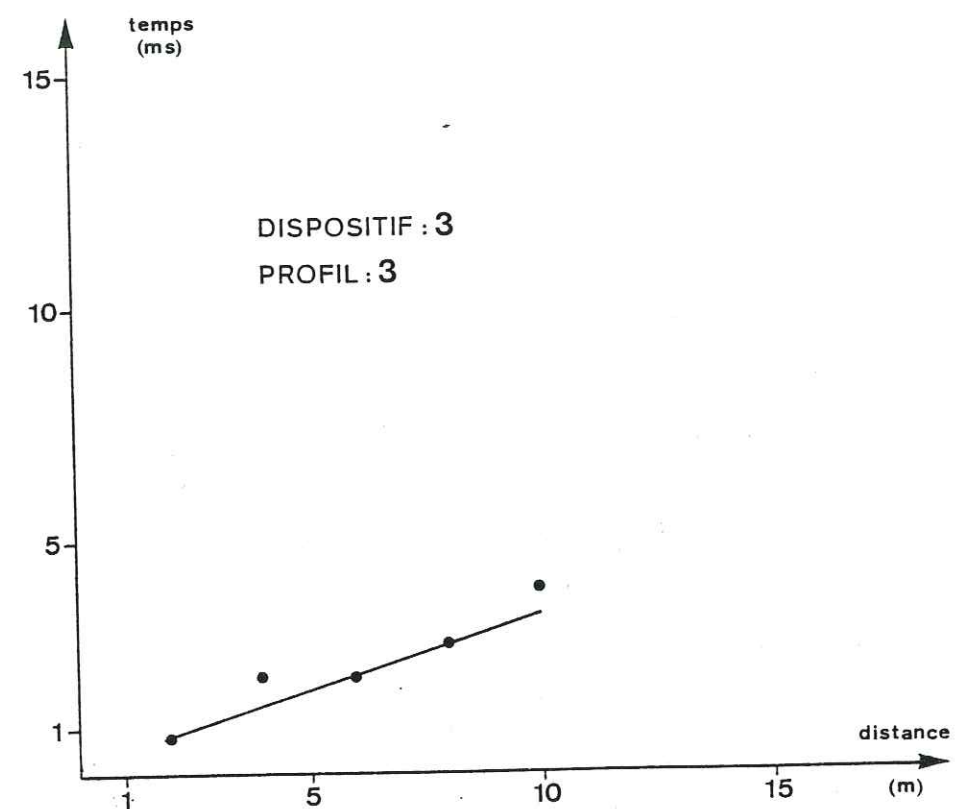
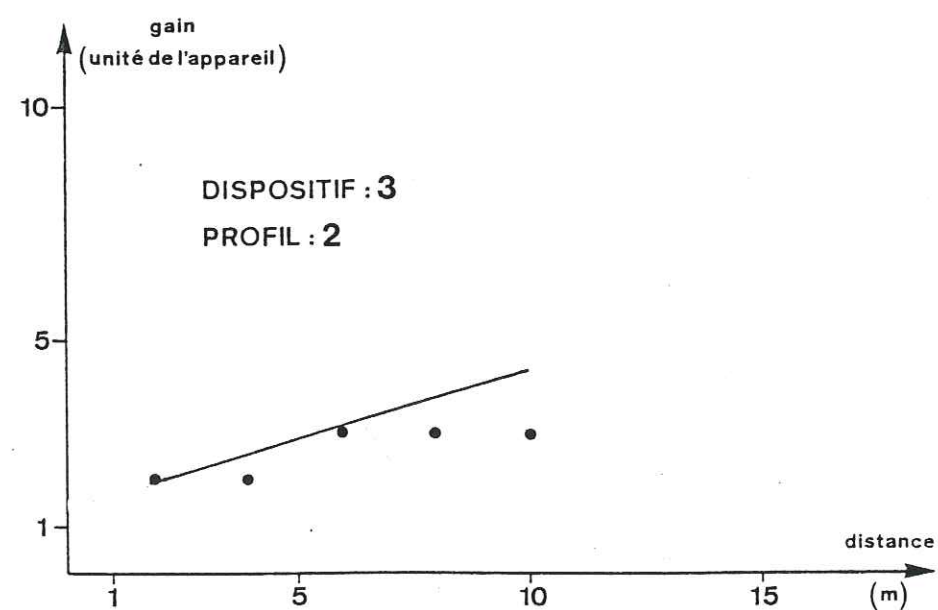
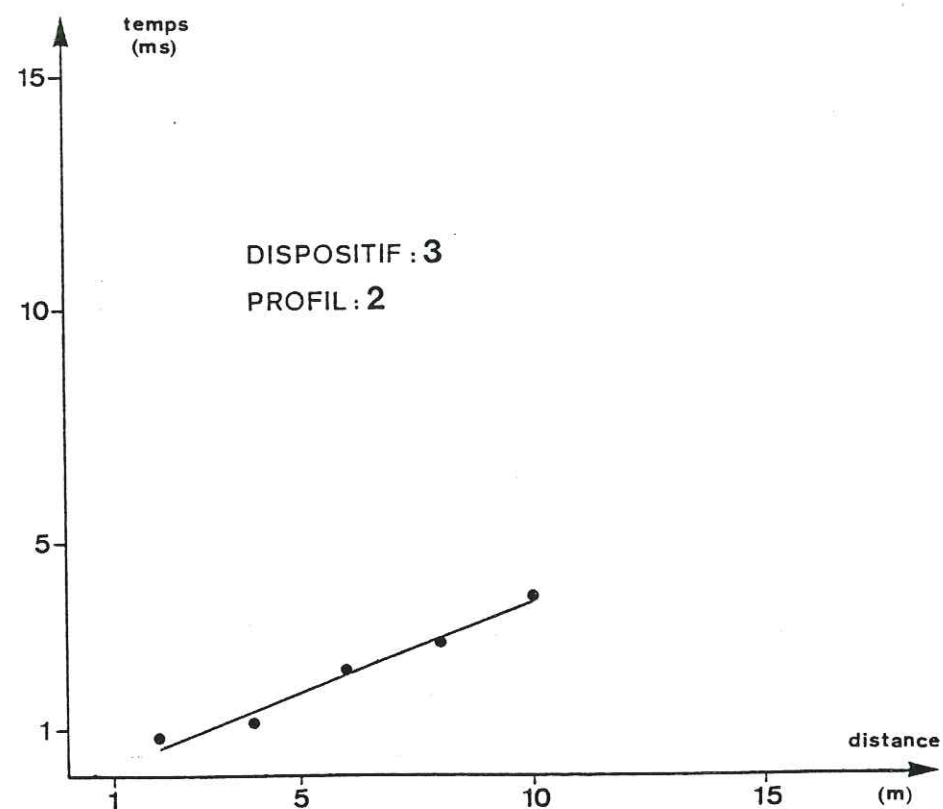


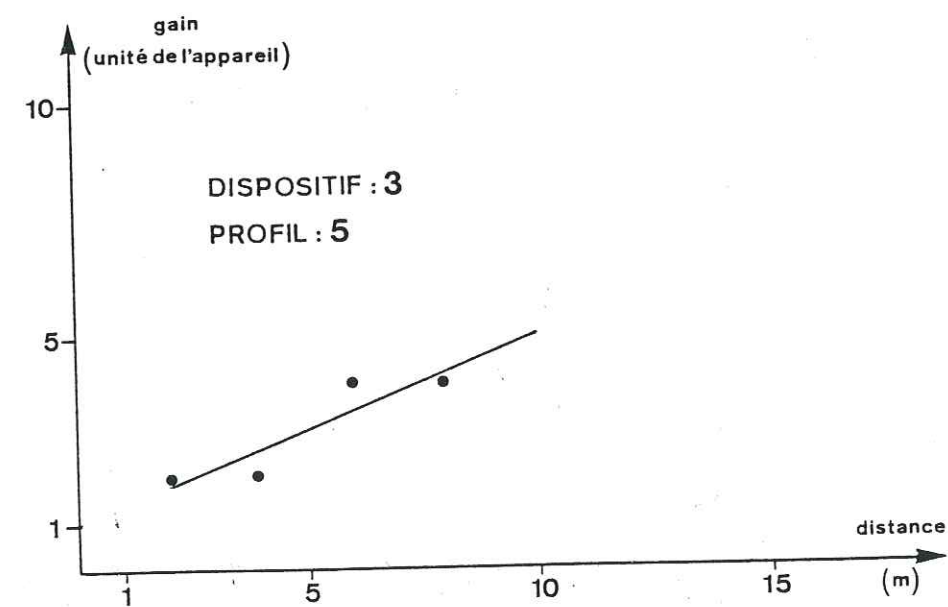
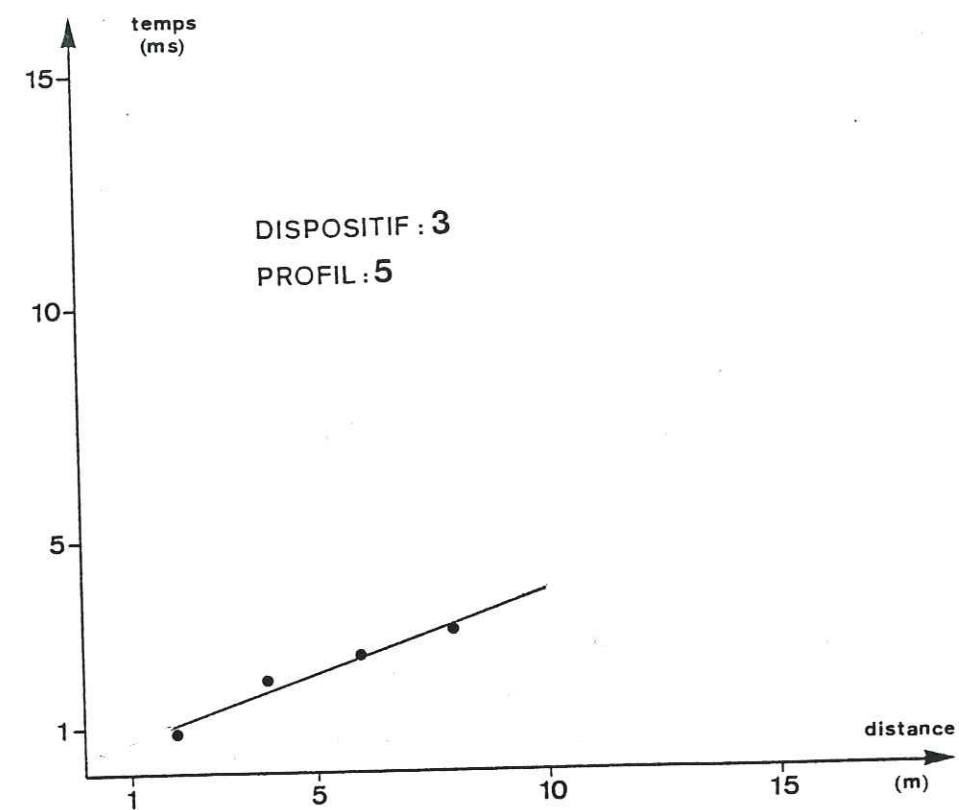
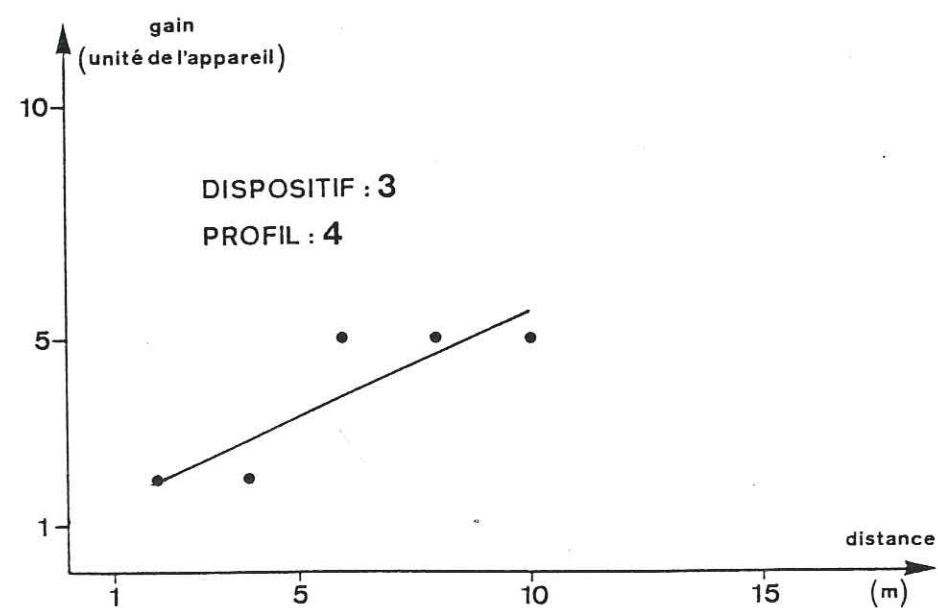
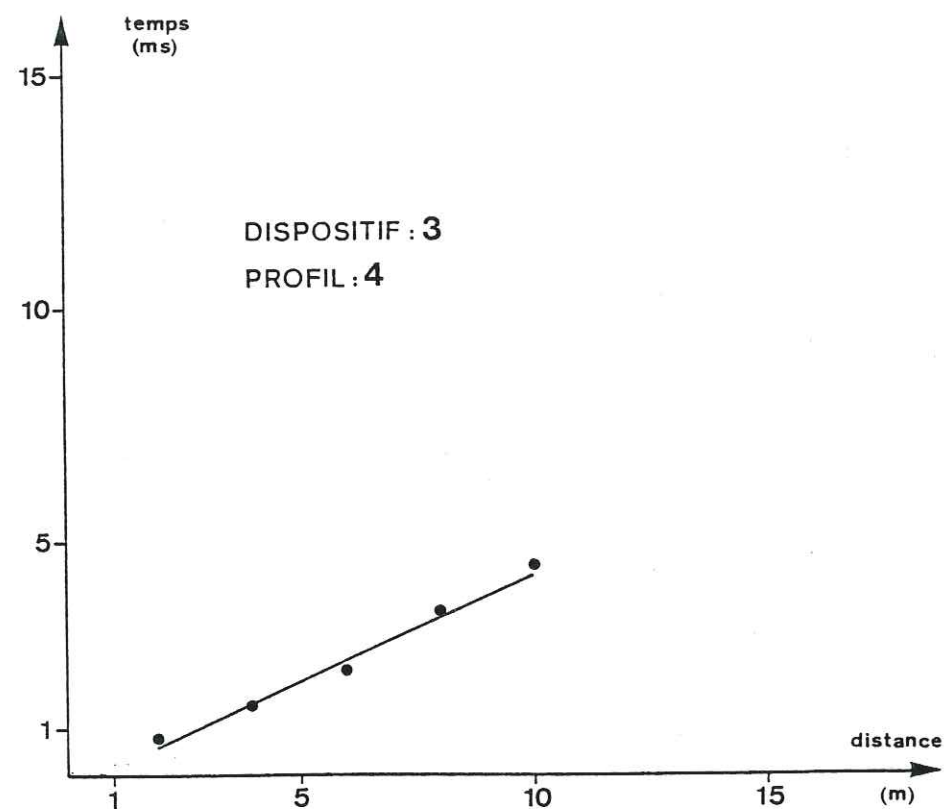


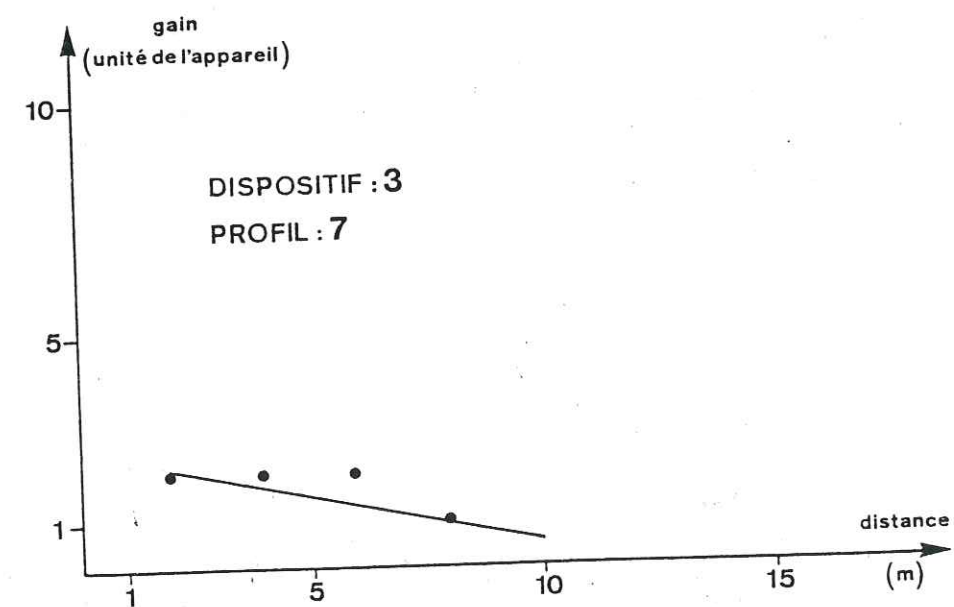
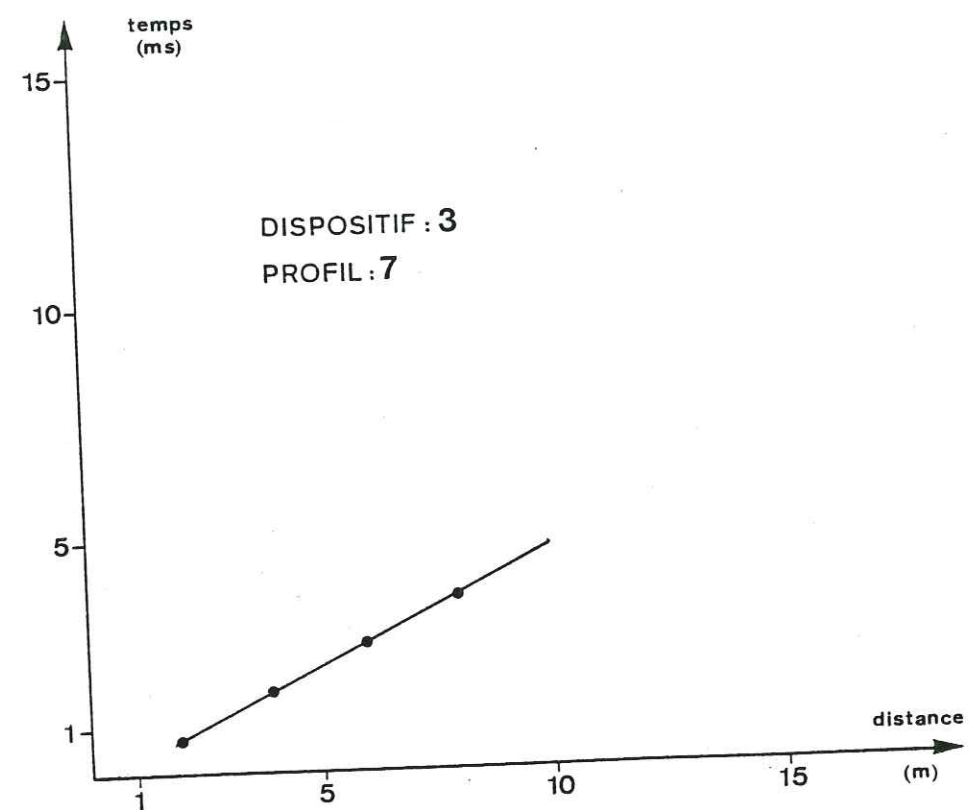
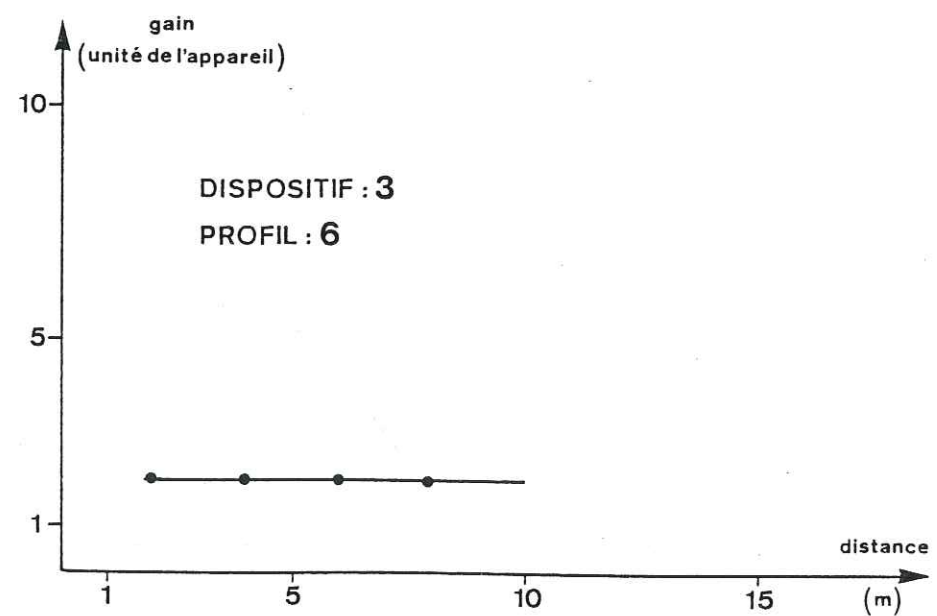
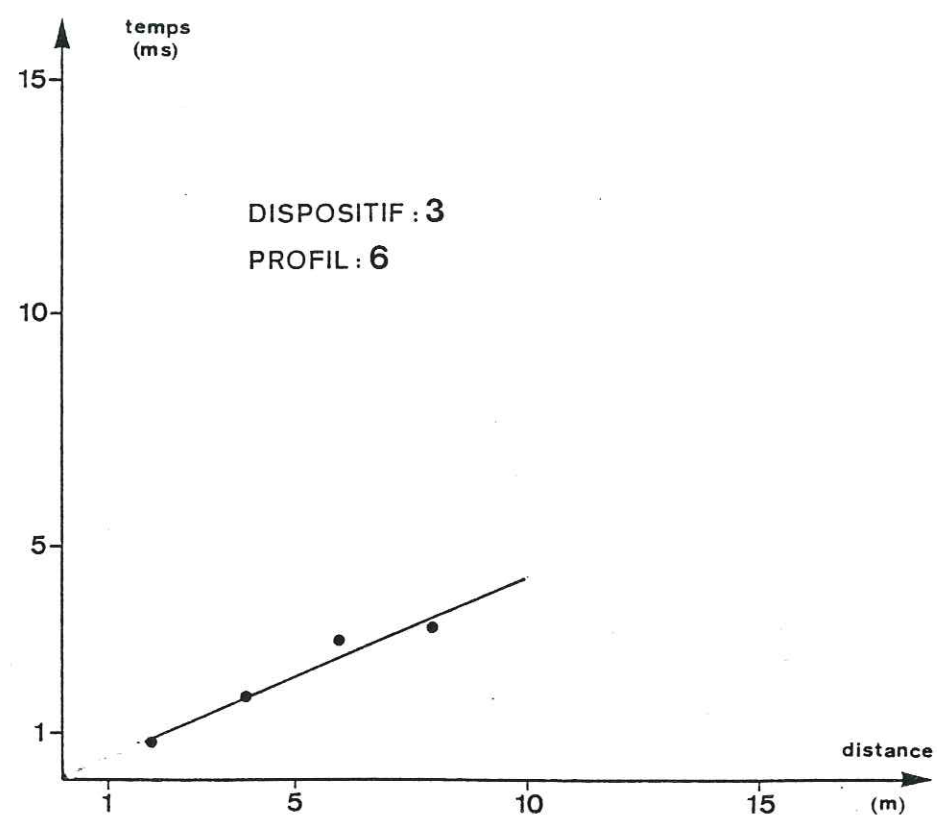


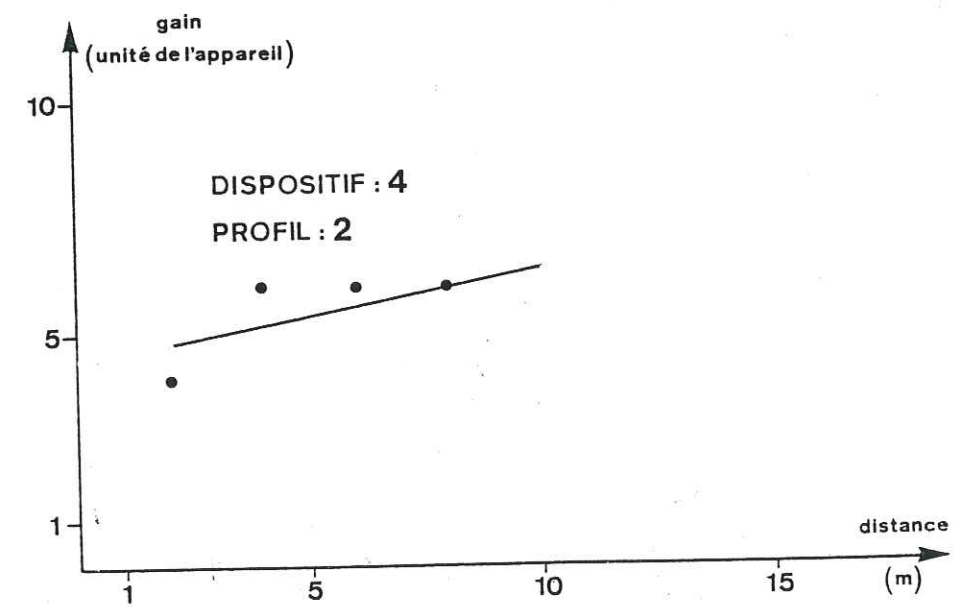
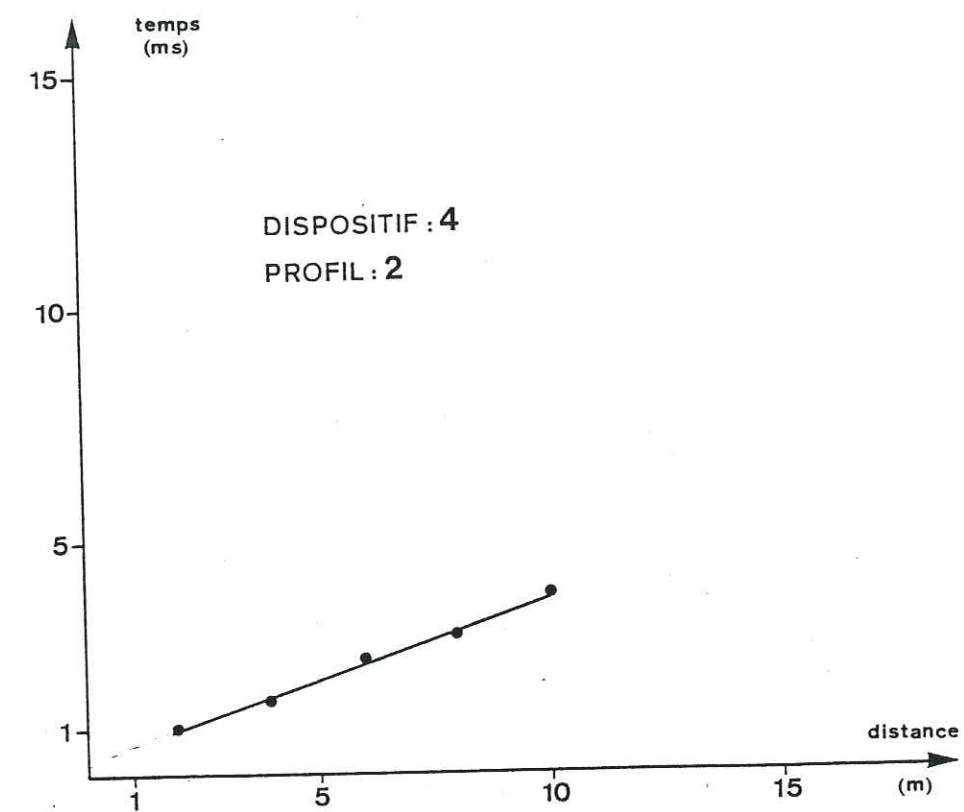
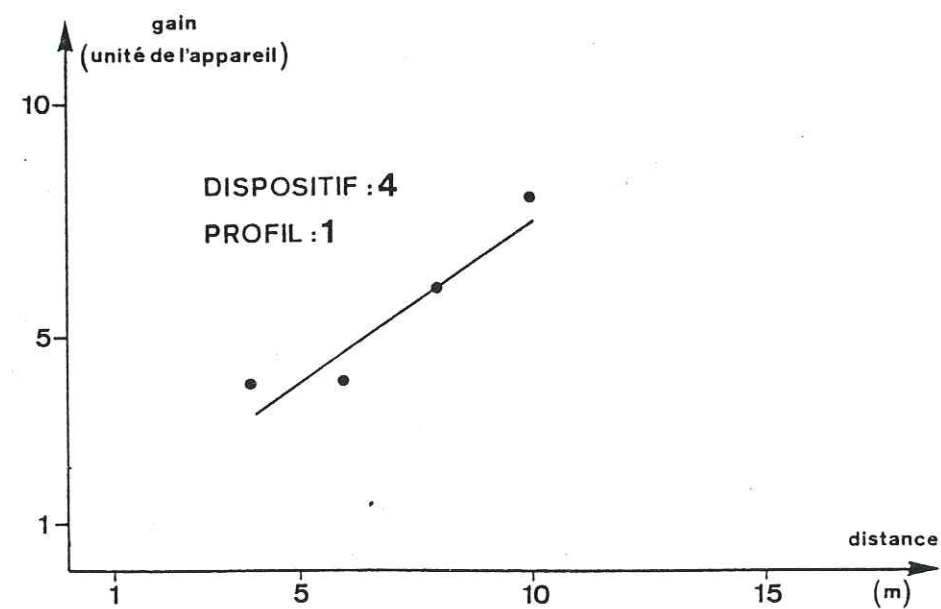
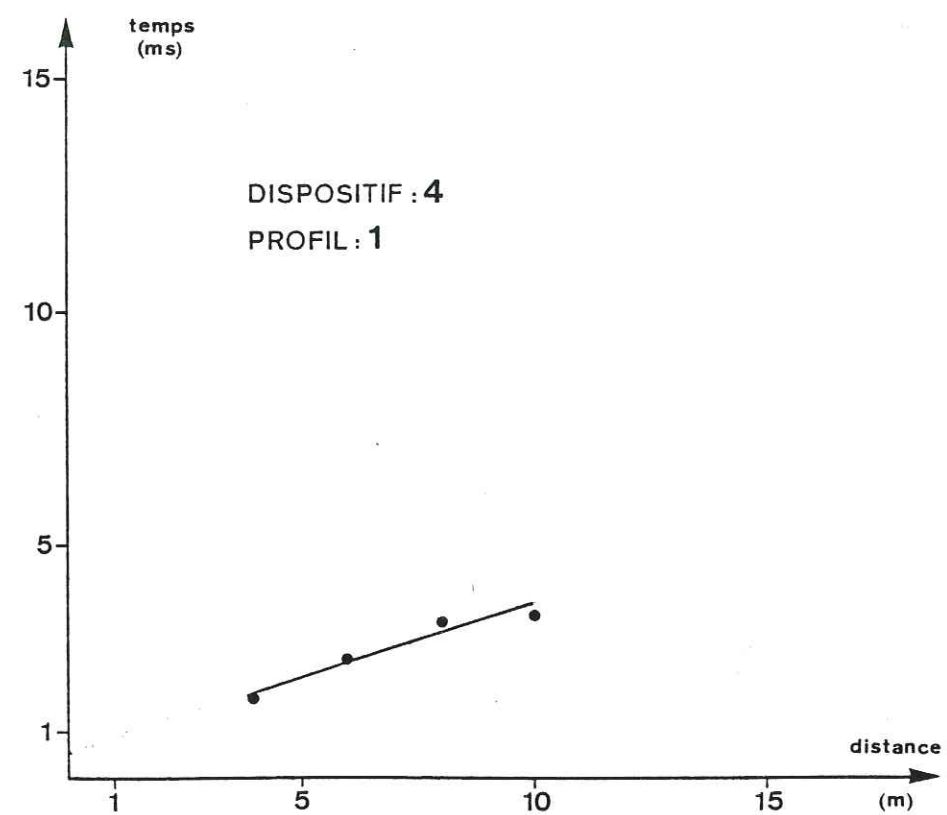


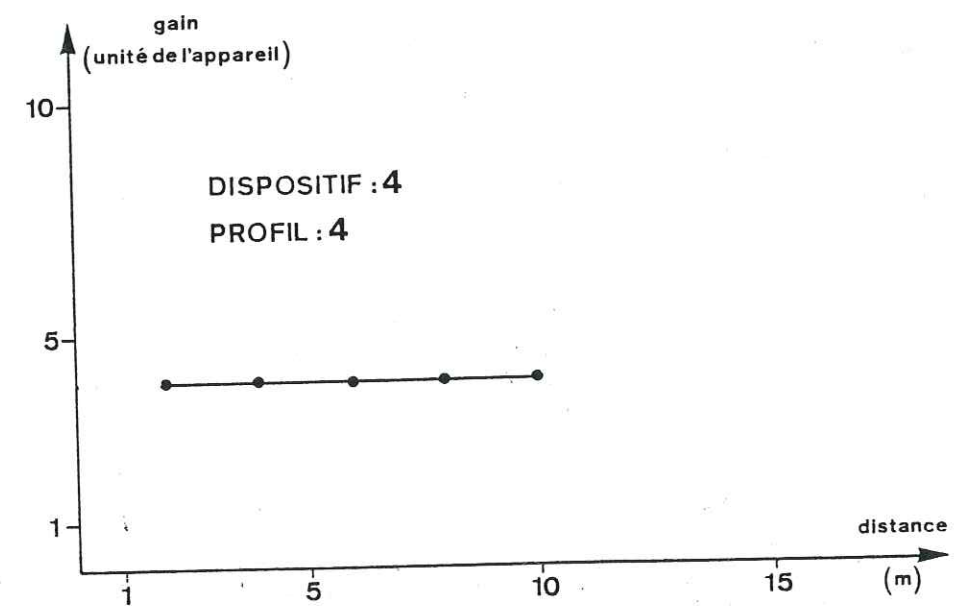
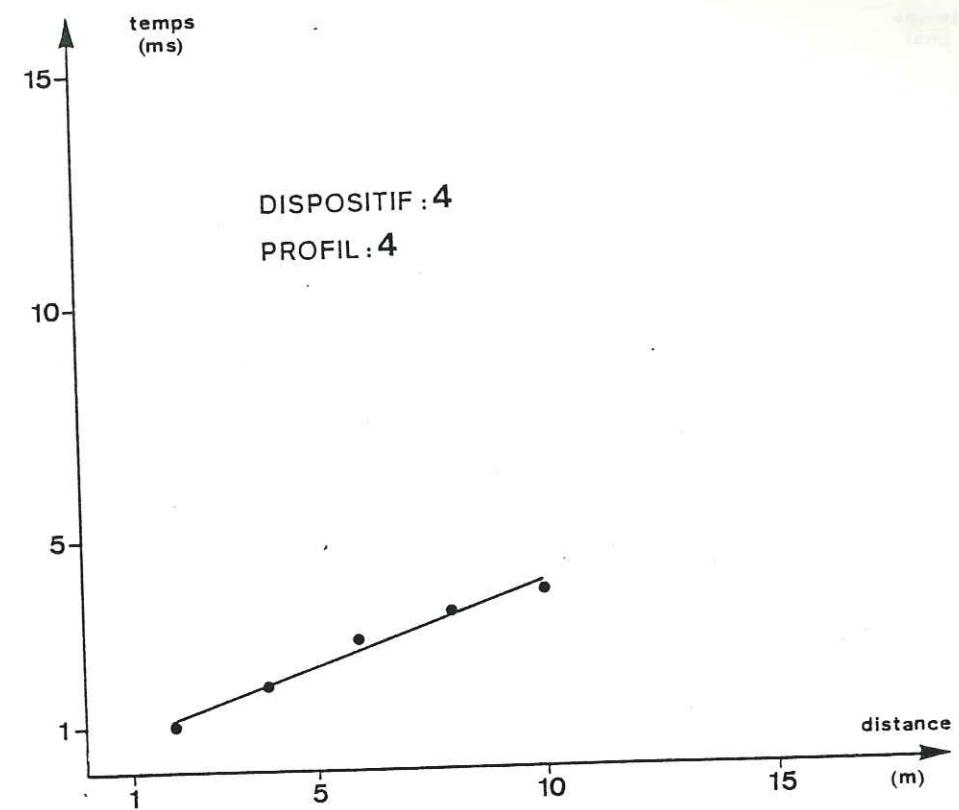
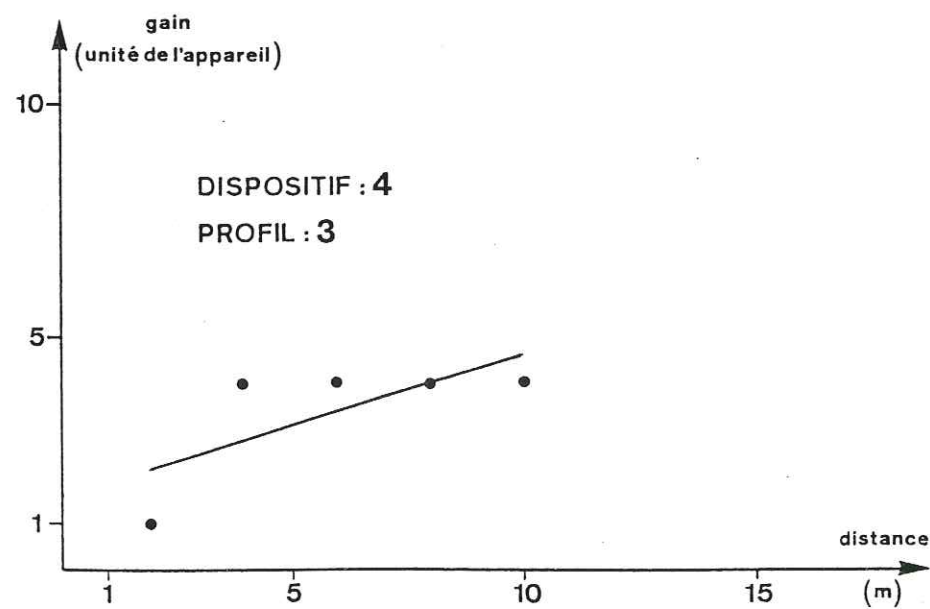
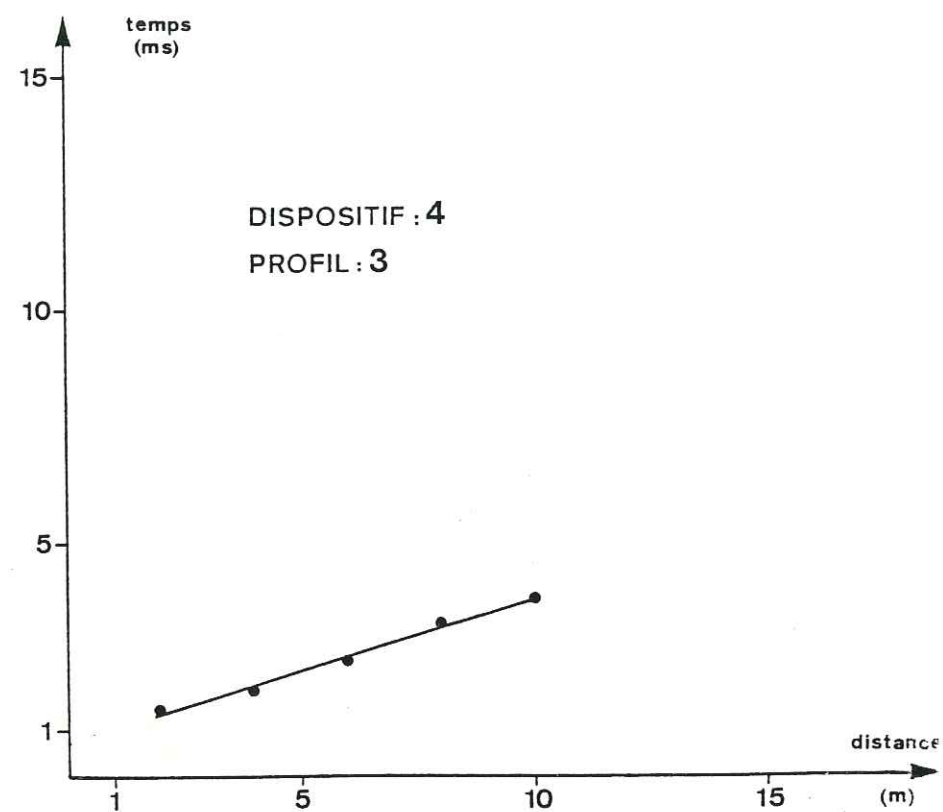


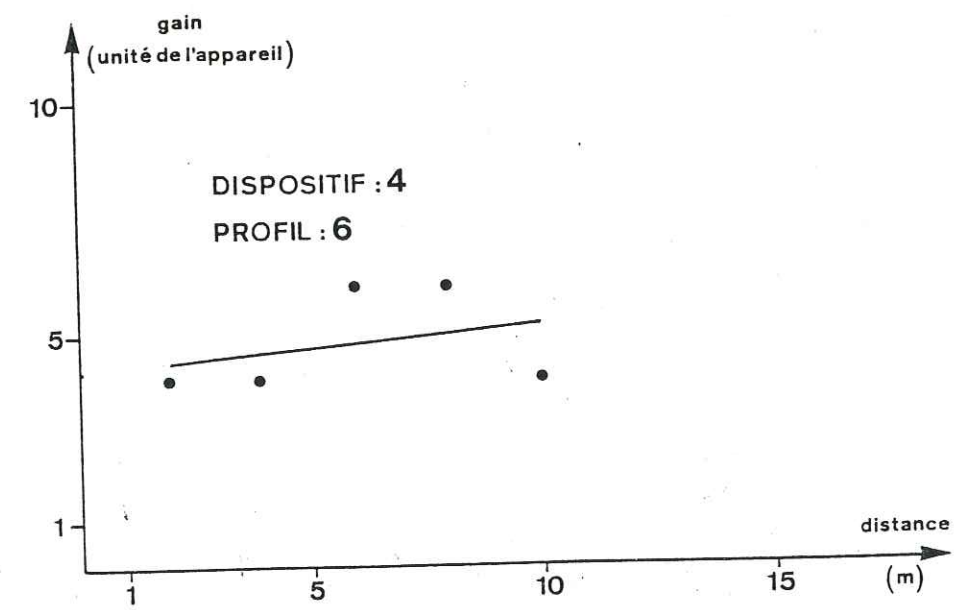
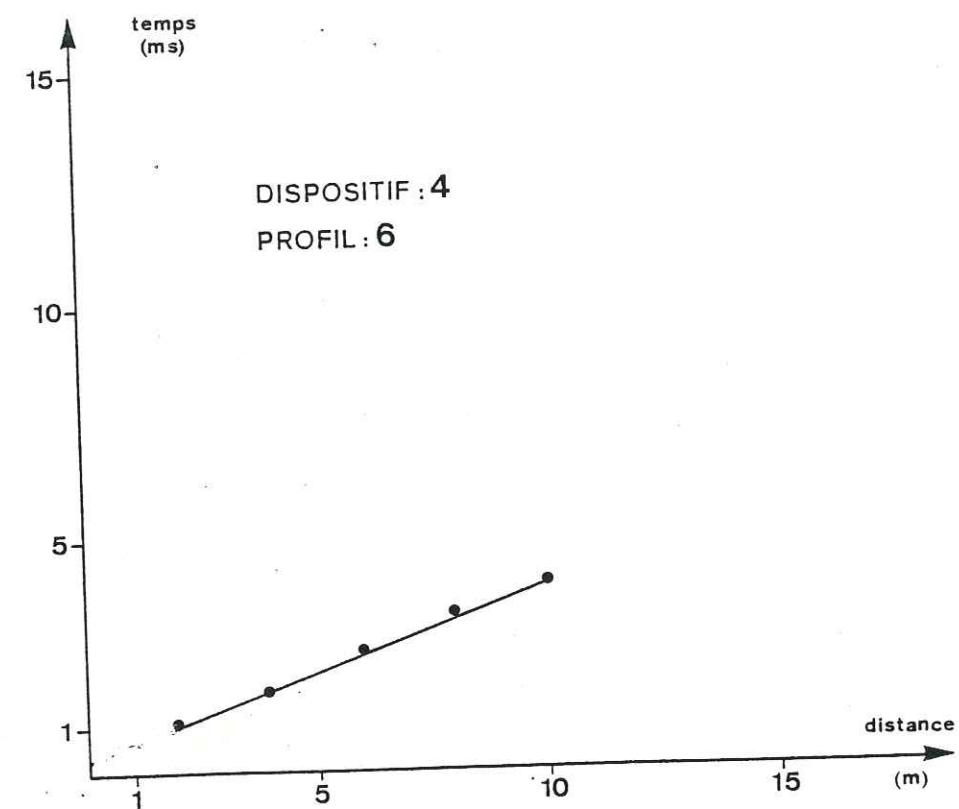
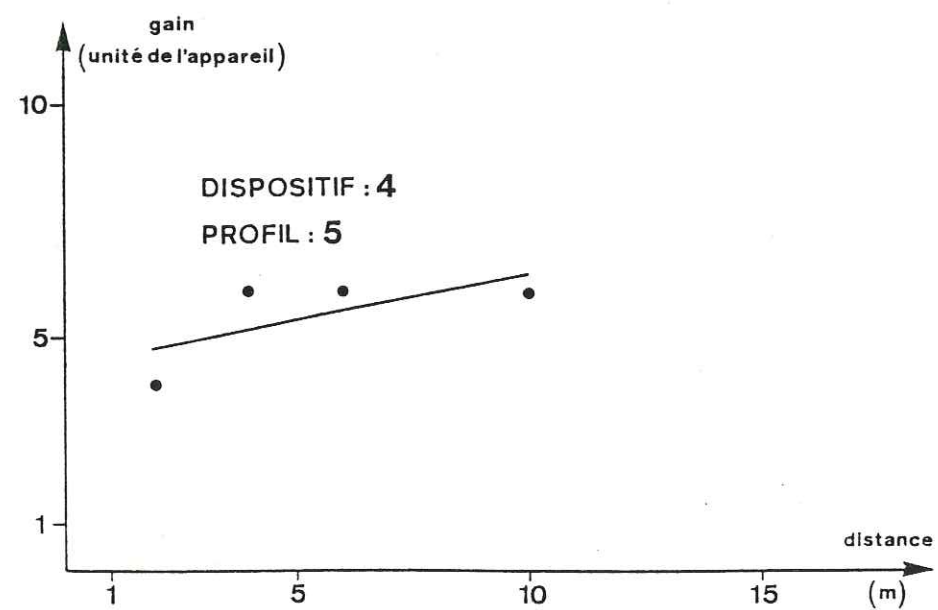
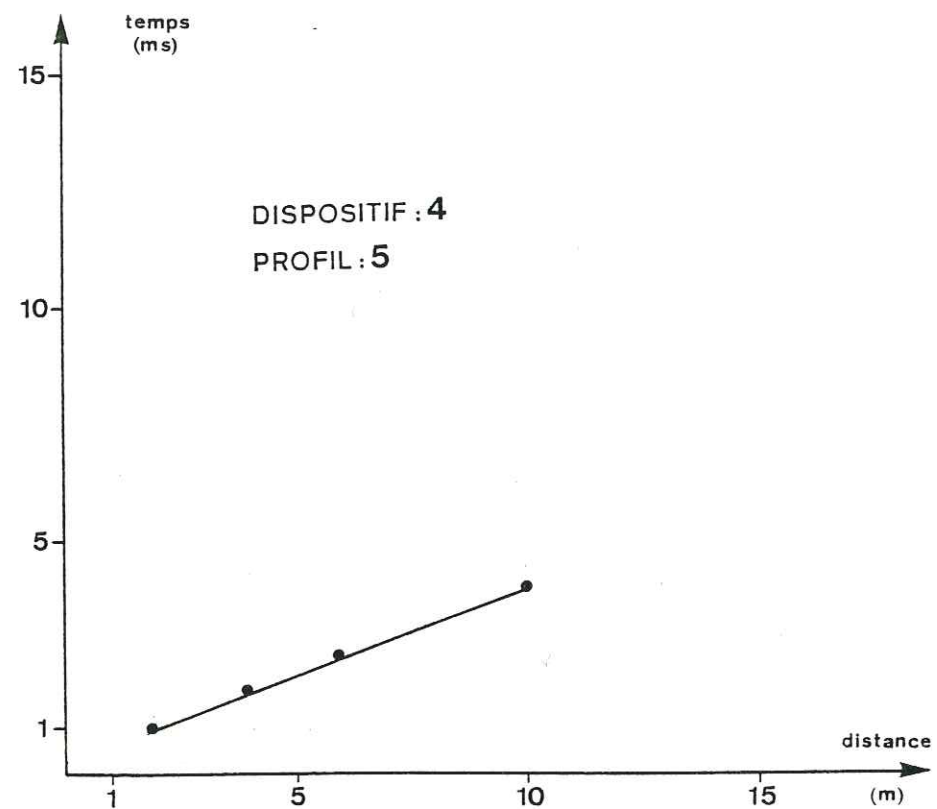


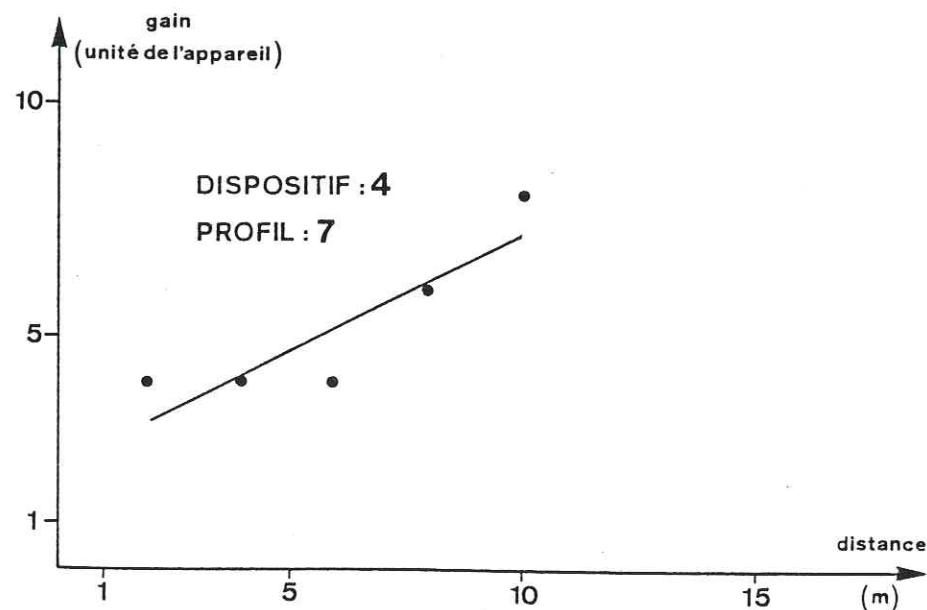
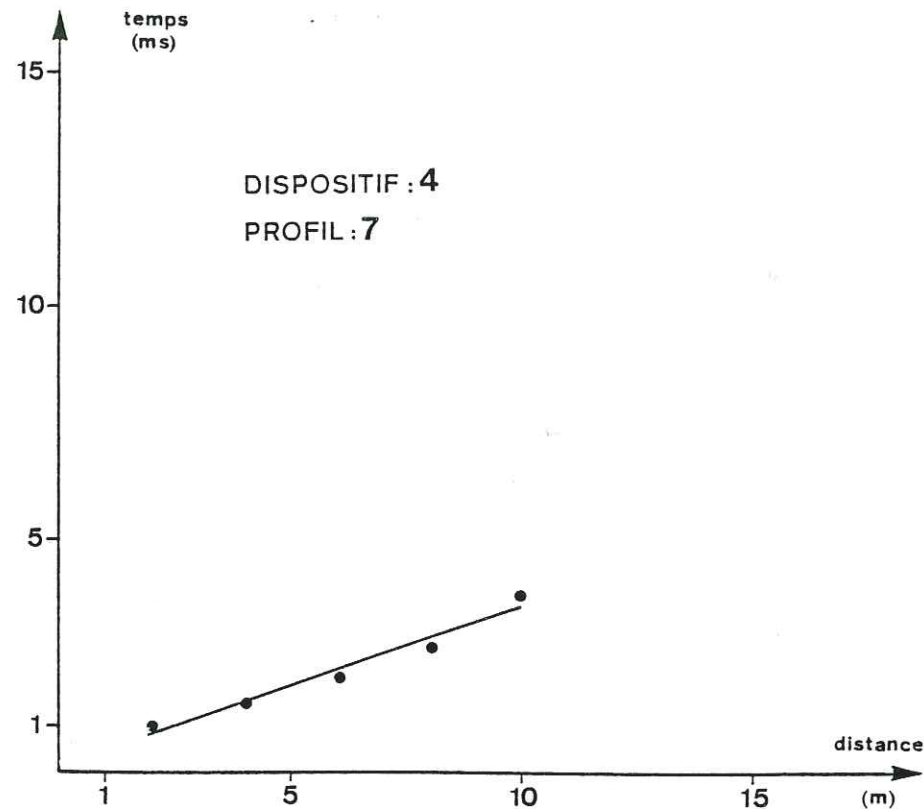












LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

Fig. 0-1 . - Région intéressée par l'étude

CHAPITRE I

- Fig. 1-1 . - Orientation régionale des plis P2 et P3
 Fig. 1-2 . - Les décrochements tardi-hercyniens (d'après Arthaud et Matte, 1975)
 Fig. 1-3 . - Schéma de la dislocation régordane (d'après Pellet, 1972)
 Fig. 1-4 . - Schéma structural régional (d'après Arthaud et Matte, 1975)
 Fig. 1-5 . - Décrochements senestres "transformant" le rejet d'un décrochement plus grand
 Fig. 1-6 . - L'accident de Villefort, essai de raccordement (d'après Pellet, 1972)
 Fig. 1-7 . - Schéma structural régional de l'effet de la phase pyrénéenne
 Fig. 1-8 . - Schéma structural régional de l'effet de la phase oligocène
 Fig. 1-9 . - Carte des réseaux des dykes tertiaires et quaternaires de la plate-forme péréalpine en France et en Sardaigne (d'après Feraud et Campredon, 1983)

CHAPITRE II

- Fig. 2-1 . - Site du barrage de Puylaurent
 Fig. 2-2 . - Gneiss ocellés
 Fig. 2-3 . - "Ecorce biotitique" des massifs vagnérétiques
 Fig. 2-4 . - Ruptures par cisaillement (d'après Bles et Feuga, 1981)
 Fig. 2-5 . - Attitudes respectives des différents types classiques de fractures élémentaires reconnues dans les zones de discontinuité (d'après Vialon et al., 1976)
 Fig. 2-6 . - Schéma de la structure de la zone de déplacement maximal dans un décrochement (d'après Gamond, 1985)
 Fig. 2-7 . - Coupe géologique passant par Puylaurent
 Fig. 2-8 . - Schéma du découpage en blocs par la fracturation d'ordre 3, fracturation majeure à l'échelle du site

- Fig. 2-9 . - Aspect de la faille F2, au dessus de la cote 900
- Fig. 2-10 . - Schéma de l'éponte aval (NE) de la faille F2
- Fig. 2-11 . - Construction du tracé rive droite, par projection du tracé rive gauche
- Fig. 2-12 . - Construction de la surface F1 en profondeur
- Fig. 2-13 . - Coupe géologique dans l'axe du talweg
- Fig. 2-14 . - Coupe visible dans le talus de la plate-forme de la galerie inférieure rive droite
- Fig. 2-15 . - Modèle structural expliquant le dispositif en "lentilles de cisaillement" des failles F2, F4 et F1 et la composante verticale du jeu de F1
- Fig. 2-16 . - Tracé de F4 en rive droite
- Fig. 2-17 . - Mise en évidence statistique des directions de fracturation
- Fig. 2-18 . - Schéma de la zone de cisaillement créée par les failles F2 et F4 et son interprétation
- Fig. 2-19 . - Instabilité, en rive gauche, liée à la fracturation d'ordre 4
- Fig. 2-20 . - Aspect stratifié de l'appui rive gauche
- Fig. 2-21 . - Morphologie de la partie aval de la zone d'appui rive droite
- Fig. 2-22 . - Ecroulement visible à l'aval du site, en rive gauche

CHAPITRE III

- Fig. 3-1 . - Environnement sismique (doc. E.D.F.)
- Fig. 3-2 . - Carte des mécanismes au foyer des séismes français et frontaliers (d'après Godefroy, 1980)
- Fig. 3-3 . - Solution focale du schéma du séisme n° 48 (calculée par A. Delhay, in Godefroy, 1980)
- Fig. 3-4 . - Localisation du séisme n° 48 sur la carte géologique Valence 1/250 000
- Fig. 3-5 . - Rosaces de distribution des axes P et T du Massif Central (d'après Godefroy, 1980)
- Fig. 3-6 . - Application de la méthode des dièdres droits aux solutions focales du Massif Central (d'après Godefroy, 1980)
- Fig. 3-7 . - Directions de la contrainte principale maximale en France (Godefroy, 1980)
- Fig. 3-8 . - Mesure de contrainte in situ réalisée par C. Paquin (1981) sur les calcaires de Labeaume (Ardèche)
- Fig. 3-9 . - Schéma structural du site du barrage de Wadi Buwwah (Arabie Séoudite). (d'après Giraud, 1986)

- Fig. 3-10 . - Vue du site de mesure (granite de la Borne)
- Fig. 3-11 . - Aspect du granite
- Fig. 3-12 . - Rosace des directions de fracturation de la dalle
- Fig. 3-13 . - Matériel utilisé pour les mesures
- Fig. 3-14 . - Dispositif de mesure sismique en arc
- Fig. 3-15 . - Exemple de la courbe des gains utilisés sur le profil 5 (N 70) du dispositif 1
- Fig. 3-16 . - Rosaces des valeurs des vitesses sismiques mesurées sur les dispositifs et leur ajustement par des ellipses des moindres carrés

CHAPITRE IV

- Fig. 4-1 . - Fractures de mise en place d'un pluton (in Sherbon-Hills, 1966)
- Fig. 4-2 . - Profil en travers de la gorge sur le site du barrage de Turkwel (Kenya) (d'après P. Antoine)
- Fig. 4-3 . - Contraintes géostatiques avant érosion
- Fig. 4-4 . - Contraintes géostatiques après érosion
- Fig. 4-5 . - Contraintes géostatiques après érosion dans le cas d'une élasticité non instantanée du massif
- Fig. 4-6 . - Contraintes géostatiques sous une vallée jeune (d'après Brunel, 1979)
- Fig. 4-7 . - Orientation filonienne des différentes phases du volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc (d'après Gastaud et al. 1983)
- Fig. 4-8 . - Schéma de la répartition des fractures suivant leur orientation par rapport aux trois directions principales de la déformation globale discontinue.
- Fig. 4-9 . - Comportement des discontinuités du site suivant leur orientation par rapport aux trois directions principales de sollicitation
- Fig. 4-10 . - Localisation des reconnaissances géotechniques
- Fig. 4-11 . - Lever de la galerie haute de la rive droite (doc. E.D.F.)
- Fig. 4-12 . - Lever de la galerie basse de la rive droite (doc. E.D.F.)
- Fig. 4-13 . - Lever de la galerie basse de la rive gauche (doc. E.D.F.)
- Fig. 4-14 . - Diagrammes d'absorption des sondages S I-1 à S I-3
- Fig. 4-15 . - Diagrammes d'absorption des sondages S II-1 à S II-3
- Fig. 4-16 . - Diagrammes d'absorption des sondages S III-1 et S III-3
- Fig. 4-17 . - Diagrammes d'absorption des sondages S IV-1 et S IV-3

Fig. 4-18 . - Diagramme d'absorption du sondage S VII-3

Fig. 4-19 . - Coupe de la rive gauche

Fig. 4-20 . - Coupe de la rive droite

T A B L E A U X

CHAPITRE I

Tabl. 1-1 . - Modèles chono-structuraux proposés pour des régions voisines

CHAPITRE II

Tabl. 2-1 . - Tableau synthétique de la répartition des différentes familles de discontinuités sur le site

Tabl. 2-2 . - Tableau synthétique de la direction de la fracturation dans les différents blocs

Tabl. 2-3 . - Proposition d'une chronologie pour les diverses familles d'accidents

CHAPITRE III

Tabl. 3-1 . - Résultats de l'ensemble des mesures

Tabl. 3-2 . - Résultats du dispositif I

Tabl. 3-3 . - Résultats du dispositif II

Tabl. 3-4 . - Résultats du dispositif III

Tabl. 3-5 . - Résultats du dispositif IV

P L A N C H E S H O R S T E X T E

Pl. I . - Carte interprétative du Bleymard (1/50 000) (d'après Négron, 1979)

Pl. II . - Lever géologique de la retenue du barrage de Puylaurent au 1/10 000 (doc. E.D.F.)

Pl. III . - Carte de fracturation. Site de Puylaurent (1/500)

Pl. IV . - Lever schématique au 1/200 de la surface rocheuse utilisée pour les mesures sismiques

- B I B L I O G R A P H I E -

- ANDERSON E.M., 1981. The dynamics of faulting. Edimbourg, Oliver et Boyd, 2e éd., 206 p.
- ANGELIER J., 1975a. Sur un apport de l'informatique à l'analyse structurale : exemple de la tectonique cassante. Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys., (2), vol XVII, fasc. 2, pp. 137-146.
- ANGELIER J., 1975b. Sur l'analyse des phases superposées de la tectonique cassante : la néotectonique et les failles du massif de l'Ida (Crète, Grèce). Ann. Soc. géol. Nord, vol. XLV, fasc. 3, pp. 183-200.
- ANGELIER J., 1975c. Sur l'analyse des mesures recueillies dans des sites faillés : l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 281, série D, pp. 1805-1808. (Erratum in C.R.A.S. Paris, t. 285, Série D, pp. 637-640).
- ANGELIER J., 1977. La reconstitution dynamique et géométrique de la tectonique de failles à partir de mesures locales (plans de faille, stries, sens de jeu, rejets) : quelques précisions. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 285, série D, pp. 637-640.
- ANGELIER J. et MECHLER P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. géol. France, (7), t. 19, n° 6, pp. 1309-1318.
- ANGELIER J. et MANOUSSIS S., 1980. Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de failles. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 290, série D, pp. 651-654.
- ANTOINE P., BARBIER R., 1973. Géologie des barrages de faible hauteur et de leurs retenues. Annales I.T.B.T.P. Suppl. au n° 312, pp. 27-46.
- ANTOINE P., FABRE D., 1979. Réflexions sur le rôle et l'orientation des études de fracturation pour la fondation d'un barrage en béton (site de Vinça, Sud de la France). Bull. A.I.G.I., n° 20, pp. 40-44.
- ANTOINE P., GIRAUD A., 1982. Mise en évidence de structures tangentielles en Arabie Séoudite et conséquences pour les caractéristiques géotechniques d'un site de barrage. Bull. A.I.G.I., n° 25, pp. 25-31.
- ARTHAUD F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull. Soc. géol. France, (7), t. 11, pp. 729-737.
- ARTHAUD F., MATTAUER M., 1969. Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. Bull. Soc. géol. France, (7), t. 11, pp. 738-744.
- ARTHAUD F., MATTE Ph., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics, 25, pp. 139-171.

- ARTHAUD F., SEGURET M., 1981. Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). Bull. Soc. géol. France, (7), t. 23, n° 1, pp. 51-63.
- ARTHAUD F., VERNAY P., 1981. Les principales phases tectoniques de fracturation dans le Paléozoïque du Languedoc méditerranéen, Aperçu sur leur rôle dans la localisation de gîtes minéraux. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 298, série II, pp. 921-924.
- AUDE J.-L., 1983. Projet d'accumulation souterraine d'eau en massif granitique (Oued Ifni Maroc). Application de l'analyse structurale. Thèse 3e cycle. Grenoble.
- AVIAS J., 1967. Observations sur une nappe de fissures dans les gneiss cévenols à l'occasion des études de reconnaissances du site du barrage de Saint-Jean-du-Gard (France). La Houille Blanche, n° 1, pp. 47-60.
- BAM FORD D., CRAMPIN S., 1977. Seismic anisotropy. The state of art. Geophys. J.R. astr. Soc., n° 49, pp. 1-8.
- BARBIER R., 1974. La géologie au service des grands travaux. Centen. Soc. géol. de Belgique, colloque Géol. Ing., Liège, pp. 77-111.
- BENZAIM A., 1984. Etude expérimentale de la rupture des roches en mode II : émission acoustique, analyse du signal et application à l'étude de la sismogenèse. Thèse Doct.-Ing. Grenoble.
- BERGERAT F., GEYSSANT J., 1980. La fracturation tertiaire de l'Europe du Nord : résultat de la collision Afrique-Europe. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 290, série D, pp. 1521-1524.
- BERGERAT F., 1981a. Dynamique des accidents cévenols au cours du Tertiaire. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 292, série II, pp. 1049-1052.
- BERGERAT F., 1981b. Etats de contrainte tertiaires liés à la tectonique cassante dans le Sud de la vallée du Rhône. Dynamique des failles gardoises de direction varisque. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 293, série II, pp. 925-928.
- BERGERAT F., 1982. Le couloir rhodanien au Paléogène : analyse de la fracturation et interprétation cinématique régionale. Rev. de Géol. dyn. et Géogr. phys., vol. 23, fasc. 5, pp. 329-343.
- BERGERAT F., 1983. Failles et champs de contrainte successifs en bordure de la plaine du Forez (Massif Central français). Bull. B.R.G.M., (2), série I, 1-2, pp. 143-148.
- BERGERAT F., 1985. Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse de Doctorat d'Etat. Paris VI.
- BERTRAND L., BEUCHER H., CREUTIN D., FEUGA B., LANDRY J., THIERY D., 1982. Essai de détermination de la distribution régionale du tenseur de perméabilité du "milieu poreux équivalent". Colloque sur l'hydrogéologie des roches fissurées. B.R.G.M. Orléans.

- BERTRAND L., DURAND E., FEUGA B., 1982. Détermination en sondages de la perméabilité d'un milieu rocheux fracturé : aspects théoriques et pratiques. Rev. fr. de Géotechn., n° 20, pp. 39-54.
- BLES J.-L., FEUGA B., 1981. La fracturation des roches. Manuels et Méthodes, n° 1, B.R.G.M., 118 p.
- BONIJOLY D., DELPONT G., 1982. Etude du bassin des Causses et de la bordure cévenole par la télédétection et la géologie structurale. Document du B.R.G.M., n° 46, 60 p.
- BORDET C., 1971. L'eau dans les massifs rocheux fissurés. Observations dans les travaux souterrains. Mémoires du C.E.R.E.S., n° 36, Université de Liège.
- BOUDON J., GAMOND J.-F., GRATIER J.-P., ROBERT J.-P., DEPARDON J.-P., GAY M., RUHLAND M. et VIALON P., 1976. L'arc alpin occidental : Réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S. Eclogae Geol. Helv., Vol. 69/2, pp. 509-519, 6 fig.
- BOURASSET J.-P., 1979. Propagation des ondes et étude des milieux rocheux. Travail de fin d'études de l'E.N.T.P.E.
- BOZONNET J.-P., COMES G., DELETIE P., FOURMAINTRAUX D., PRAT D., 1983. Barrage de Puylaurent. Rapport E.D.F. inédit, 47 p.
- BROQUET P., FORESTIER G., VEREZ C., 1978. Essai d'analyse en sismique réfraction de la fracturation d'un massif rocheux calcaire en Franche-Comté. Ann. Sci. Univ. Besançon. Géologie, fasc. 29, 3e série, pp. 37-45, 3 fig.
- BRUNEL P., 1979. Quelques problèmes posés par les barrages en terrains granitiques. Mém. de D.E.A., Institut Dolomieu, U.S.M. Grenoble.
- BURG J.-P., ETCHECOPAR A., 1980. Détermination des systèmes de contraintes liés à la tectonique cassante au coeur du Massif Central français : la région de Brioude (Haut-Allier). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 290, série D, pp. 397-400.
- BURG J.-P., TEYSSIER C., LESPINASSE M. et ETCHECOPAR A., 1982. Direction de contraintes et dynamique du bassin de Saint-Flour - Saint-Alban (Massif Central français) à l'Oligocène. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 294, série II, pp. 1021-1024.
- CAREY E., BRUNIER B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 279, série D, pp. 891-894.
- CARLSON A., OLSSON T., 1983. Rock stress influence on water flow in fractures. Congrès S.I.M.R., Melbourne.

- CHARPAL O. de, TREMOLIERES P., JEAN F., MASSE P., 1974. Un exemple de tectonique de plate-forme : les Causses Majeurs (Sud du Massif Central français). *Rev. Inst. fr. Pétrole*, vol. XXIX, pp. 641-659.
- CHENEVOY M., 1958. Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie NW du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 428 p.
- COUTURIE J.-P., 1977. Le massif granitique de la Margeride (Massif Central français). Thèse d'Etat. Clermont-Fd, 319 p.
- CROCHET Ph., 1983. Fracturation profonde en milieu cristallin : analyse à partir de travaux souterrains. Thèse 3e cycle. Montpellier.
- DAGNAUX J.-P., 1968. Contribution à l'étude de la propagation des ondes dans le sol. Thèse 3e cycle. Grenoble.
- DEMAY A., 1931. Sur la tectonique hercynienne des Cévennes méridionales et du Rouergue. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 293, pp. 944-946.
- DESTOMBES J.-P., 1958. Sur les directions de la fracturation thermique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 246, pp. 288-290.
- DUEE G., PAQUET J., 1960. Observations sur le complexe faillé des Cévennes et autres accidents (Ardèche et Gard). Essai d'interprétation profonde du sillon d'Alès. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 80, pp. 169-175.
- FABRE D., GAMOND J.-F., GIRAUD A., THOUVENOT F., 1983. L'anisotropie des vitesses sismiques dans les massifs rocheux. *Bull. A.I.G.I.*, n° 26-27, pp. 235-241.
- FABRE G., 1889. Le Permien dans l'Aveyron, la Lozère, le Gard et l'Ardèche. *Bull. Soc. Géol. France*, (3e sér.), t. 18, pp. 18-27.
- FERAUD G., CAMPREDON R., 1983. Geochronological and structural study of tertiary and quaternary dikes in southern France and Sardinia : an example of the utilization of dike swarms as paleostress indicators. *Tectonophysics*, 98, pp. 297-325.
- FERNANDEZ A., 1977. Sur la structure et la mise en place du granite porphyroïde du Pont-de-Montvert (Mont Lozère, Massif Central français). *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 3, pp. 137-140.
- FEUGA B., 1981. Détermination des directions principales et de l'anisotropie de perméabilité d'un milieu rocheux fracturé à l'aide de levés de fracturation. Rapport du B.R.G.M., 81 SGN 497 GEG, 23 p.
- FORESTIER F.-H., 1964. Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif Central français). *Bull. Serv. Carte. géol. France*, t. LIX, n° 271.
- FRANCK P., WAGNER J.-J., ESCHER A. et PAVONI N., 1984. Evolution des contraintes tectoniques et sismicité dans la région du col du Sanetsch, Alpes valaisannes helvétiques. *Eclogae Geol. Helv.*, Vol. 77, n° 2, pp. 383-393.

- GAMOND J.-F., GIRAUD A., 1982. Identification des zones de failles à l'aide des associations de fractures de second ordre. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. 24, n° 4, pp. 755-762.
- GAMOND J.-F., 1983. Displacement fractures associated with fault zones : a comparison between observed examples and experimental models. *Journal of Structural Geology*, vol. 5, n° 1, pp. 33-45.
- GAMOND J.-F., 1985. Conditions de formation des zones de discontinuités cinématiques dans la croûte supérieure. Aspects expérimentaux et naturels. Thèse de doctorat d'Etat. Grenoble.
- GASTAUD J., CAMPREDON R., FERAUD G., 1983. Les systèmes filoniens des Causses et du Bas-Languedoc (Sud de la France) : géochronologie, relations avec les paléocontraintes. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. 25, n° 5, pp. 737-746.
- GEVIN P., 1979. La sismicité induite par les lacs réservoirs dans son contexte géologique. *Rev. fr. de géotech.*, n° 7, pp. 23-28.
- GIBERT J.-P., SOREL D., VERGELY P., 1975. Tectonique cassante polyphasée et émergences d'eaux hyperthermales : le site de Chaudes-Aigues (Cantal). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. 17, n° 4, pp. 629-636.
- GIRAUD A., BARBIER R., 1982. Réflexions sur le rôle de la géologie structurale dans l'étude des fondations d'un barrage en béton : exemple du barrage de Mudhiq (Arabie Séoudite). *Bull. A.I.G.I.*, n° 25, pp. 39-43.
- GIRAUD A., 1986. Caractérisation géotechnique des massifs rocheux par étude structurale et essais in situ. Applications aux sites de barrages. Thèse doctorat d'Etat, Grenoble, 104 p.
- GODEFROY P., 1980. Apport des mécanismes au foyer de l'étude sismotectonique de la France. Un exemple de distribution des contraintes en domaine intraplaque. Rapport du B.R.G.M., 80 SGN 032 GEG.
- GOURGAND B., 1983. Hydrogéologie des roches fissurées. Etude du massif cristallin du Rissiou et de sa couverture sédimentaire (Aménagement E.D.F. de Grand-Maison, Isère). Thèse de 3e cycle. Grenoble.
- GRANDPRAT M., 1978. Les gîtes fluorés des confins de la Lozère et de la Haute-Loire (Massif Central français). Recherche de guides pétrographiques et structuraux. Thèse de 3e cycle. Clermont II.
- GRANIER T., 1986. Initiation, évolution et amortissement des failles en domaine fragile. Thèse 3e cycle. Montpellier.
- GROS Y., 1982. Distribution de la fracturation d'un massif granitique sur 1 000 m de profondeur (Auriat-Creuse). Document B.R.G.M., n° 45.
- HADJI ZADEH-KABIR, 1983. Etude tectonique d'une partie du Languedoc septentrional entre Alès et Largentière (France). Analyse de la fracturation par télédétection et par étude microtectonique. Thèse 3e cycle. Univ. Paris-Sud (Orsay).
- JACKSON E.O., SHAW H.R., 1975. Stress fields in central portion of the Pacific plate : delimited in time by linear volcanic chains. *J. Geophys. Res.*, 80, pp. 1861-1874.

- JEANTIN M., 1982. Les sources minérales carbogazeuses de la Haute-Ardèche. Liaison entre la tectonique, le magmatisme et les phénomènes hydrothermaux. Apport des analyses isotopiques et chimiques à la connaissance de l'origine des eaux souterraines et des gaz. *Géol. alpine*, t. 58, pp. 73-84.
- LAPADU-HARGUES P., 1947a. Une grande région de faible résistance dans la partie médiane du Massif Central français. *Bull. Soc. géol. France*, (5e série), t. XVII, pp. 55-59.
- LAPADU-HARGUES P., 1947b. Les massifs de la Margeride et du Mont Lozère et leurs bordures. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XLVI, n° 222.
- LAPADU-HARGUES P., 1948. La faille de la Borne et sa minéralisation. *Bull. Soc. géol. France*, (5e série), t. XVIII, pp. 37-50.
- LETOURNEUR J., MICHEL R., 1971. *Géologie du Génie Civil*. Paris, A. Colin éd., 728 p.
- LETOURNEUR J., DAYRE M., 1981. Aspects physico-mécaniques et incidences géotechniques de la décompression. *Bull. Assoc. Géogr. franç.*, Paris, n° 478, pp. 133-138.
- LONDE P., SABARLY F., 1966. La distribution des perméabilités dans la fondation des barrages voûtes en fonction du champ de contrainte. *C.R. 1er Cong. int. Méc. Roches*, Lisbonne, pp. 517-521.
- LONDE P., 1973. La Mécanique des Roches et les fondations des grands barrages. *Commission Internationale des Grands Barrages*, 101 p.
- LONGCHAMBON H., 1937. Structure des Cévennes au niveau de Largentière et sa représentation cartographique. *Métamorphisme syntectonique*. *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. VII, p. 169.
- LOUIS C., 1974. Introduction à l'hydraulique des roches. *Bull. B.R.G.M.*, série III, n° 4, pp. 283-357.
- MACQUAR J.-C., 1973. Evolution tectonique post-hercynienne du domaine péri-cévenol. Incidences sur les filons de couverture. Exemples des bordures ouest et sud des Cévennes. *Bull. B.R.G.M.*, série I, n° 1, pp. 45-68.
- MARRE J., 1982. Méthodes d'analyse structurale des granitoïdes. *Manuels et Méthodes*, B.R.G.M.
- MATTAUER M., PROUST F., 1963. Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc. *Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys.*, (2), vol. 5, pp. 5-11.
- MIALHE J., 1980. Le massif granitique de la Borne (Cévennes). Etude pétrographique, géochimique, géochronologique et structurale. Thèse 3e cycle. Clermont II.
- MORA S., 1982. La fatigue cyclique des roches. Thèse 3e cycle. Institut National Polytechnique de Lorraine (Nancy).

- NAKAMURA K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientations. Principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, pp. 1-16.
- NEGRON J., 1979. Pétrologie et géochimie des formations quartzofeldspathiques de la série métamorphique mésozonale du Chassezac (Lozère, Massif Central français). Thèse 3e cycle. Lyon I.
- ODONNE F., 1981. Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle. Aspects expérimentaux et naturels d'une relation socle-couverture. Thèse 3e cycle. Grenoble.
- PAQUET J., 1960. Observations sur la partie septentrionale de la faille des Cévennes (Ardèche). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 80, pp. 81-85.
- PAQUIN C., FROIDEVAUX C. et SOURIAU M., 1978. Mesures directes des contraintes tectoniques en France septentrionale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. 20, n° 5, pp. 727-731.
- PAQUIN C., 1981. In-situ stress measurements in southern France. *Terra Cognita*, Vol. A, n° 82, p. 145.
- PELLET J., 1972. Données lithologiques et structurales sur les terrains cristallins cévenols affectés par l'accident de Villefort. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 282, t. LXI, 238 p.
- PHILIP H., 1983. La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité. Thèse 3e cycle. Montpellier.
- RAGUIN E., 1957. *Géologie du granite*. Paris, Masson, 2e éd.
- RAYNAUD S., 1979. La rupture fragile du granite de la Borne (Cévennes) de l'échelle du massif à l'échelle du minéral. Thèse 3e cycle. Montpellier.
- ROBERT J.-P., 1976. Les décrochements, fracturations et mouvements de blocs associés. Exemples des massifs subalpins dauphinois. Thèse 3e cycle. Grenoble.
- ROBERT J.-P., VIALON P., 1976. Déformation interne et déformation aux limites dans un assemblage de blocs découpés par un cisaillement. Le clivage schisteux des niveaux structuraux supérieurs. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. 18, n° 6, pp. 1599-1604.
- ROGER G., 1969. Etude géologique de la Cézarenque et du SE du Mont Lozère. *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 66, 88 p.
- RUHLAND M., 1973. Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux. *Sci. géol. Bull.*, 26, fasc. 2-3, pp. 91-113. Strasbourg.
- SABARLY F., 1968. Les injections et les drainages de fondation de barrages en roches peu perméables. *Géotechnique*, vol. 18, pp. 229-249.

- SALA Ph., 1982. Etude expérimentale de la fissuration et de la rupture des roches par émission acoustique (Application à l'étude de la sismogénèse). Thèse Doct. Ing. Grenoble.
- SCHNEIDER B., 1967. Contribution à l'étude de massifs de fondations de barrages. Trav. Lab. Géol. Grenoble, mém. 7, 242 p.
- SEGURET M., PROUST F., 1965. L'évolution tectonique post-hercynienne de la bordure mésozoïque des Cévennes méridionales entre Alès et Ganges. Bull. Soc. géol. France, (7), t. 7, pp. 85-92.
- SHERBON-HILLS E., 1970. Elements of structural geology. London, Chapman and Hall Ltd and Science Paperbacks.
- SIRNA C., 1980. Tectonique cassante des granites de Grandrieu, Margeride : Recherches appliquées aux gisements d'uranium de Langogne (Lozère, Massif Central français). Thèse 3e cycle. Strasbourg.
- TERRASSA M., DUFFAUT P., GARNIER J.-C. et BOLLO M.-F. 1966. Auscultation sismique du rocher de fondation du barrage de Roujanel. C.R. 1er Cong. Intern. Méc. Roches. Lisbonne.
- TRICART P., CARON J.-M., GAY M., VIALON P., 1977. Relais de schistosités, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales). Bull. Soc. géol. France, (7), t. 19, n° 4, pp. 873-881.
- VAN MOORT J.-C., 1966. Les roches cristallophylliennes des Cévennes et les roches plutoniques du Mont Lozère. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, n° 31, 278 p.
- VERGELY P., BLANC J.-L., 1981. Champ de contraintes des événements tectoniques "tardi-hercyniens", "pyrénéens" et plus récents dans le Sud-Est du Massif Central français (région du Sud-Est de la Margeride). C.R. somm. Soc. géol. France, fasc. 5-6, pp. 167-170.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J., 1976. Eléments de tectonique analytique. Paris, Masson.
- VIARD M., 1981. Lithostratigraphie et pétrologie des formations métamorphiques du versant nord du Mont Lozère, Massif Central français. Thèse 3e cycle. Lyon I.
- WEISBROD A., 1967. Explication sommaire de la carte géologique des Cévennes Médiannes. Sci. de la Terre, Nancy, t. XII, n° 4.
- WEISBROD A., 1970. Pétrographie du socle métamorphique des Cévennes Médiannes. Thèse d'Etat. Nancy.

AUTORISATION DE SOUTENANCE

DOCTORAT 3ème CYCLE, DOCTORAT-INGENIEUR, DOCTORAT USTMG

Vu les dispositions de l'Arrêté du 16 avril 1974,

Vu les dispositions de l'Arrêté du 5 juillet 1984,

Vu les rapports de M.P. SIRIEYS, Professeur INPG.....

M.A. GIRAUD, Assistant USTMG.....

M..... Michel GUBIAN..... est autorisé
à présenter une thèse en vue de l'obtention du ..Doctorat de l'Université
Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble.....

02 FEB 1987

Grenoble, le.....

Le Président de l'Université Scientifique
Technologique et Médicale



M. Tanche
M. TANCHE

CARTE INTERPRETATIVE

DU BLEYMARD (1/50 000)

Portion de la moitié est

d'après Negron ,1979

LEGENDE
















-  Couverture sédimentaire
-  Schistes des Cévennes
-  Gneiss et micaschistes à andalousite - cordiérite
-  Leptynites
-  Gneiss ocellés
-  Gneiss ocellés grossiers et métagranite
-  Gneiss à sillimanite
-  Gneiss leptyniques rubanés
-  Gneiss grossiers porphyroblastiques
-  Granite de la Margeride
-  Failles 1=observées 2=supposées
-  Axe de l'anticlinal de La Bastide - Prévencières
-  Pendage de la foliation
-  Barrage de Puylaurent
-  Coupe géologique (fig.2-7)



Planche I

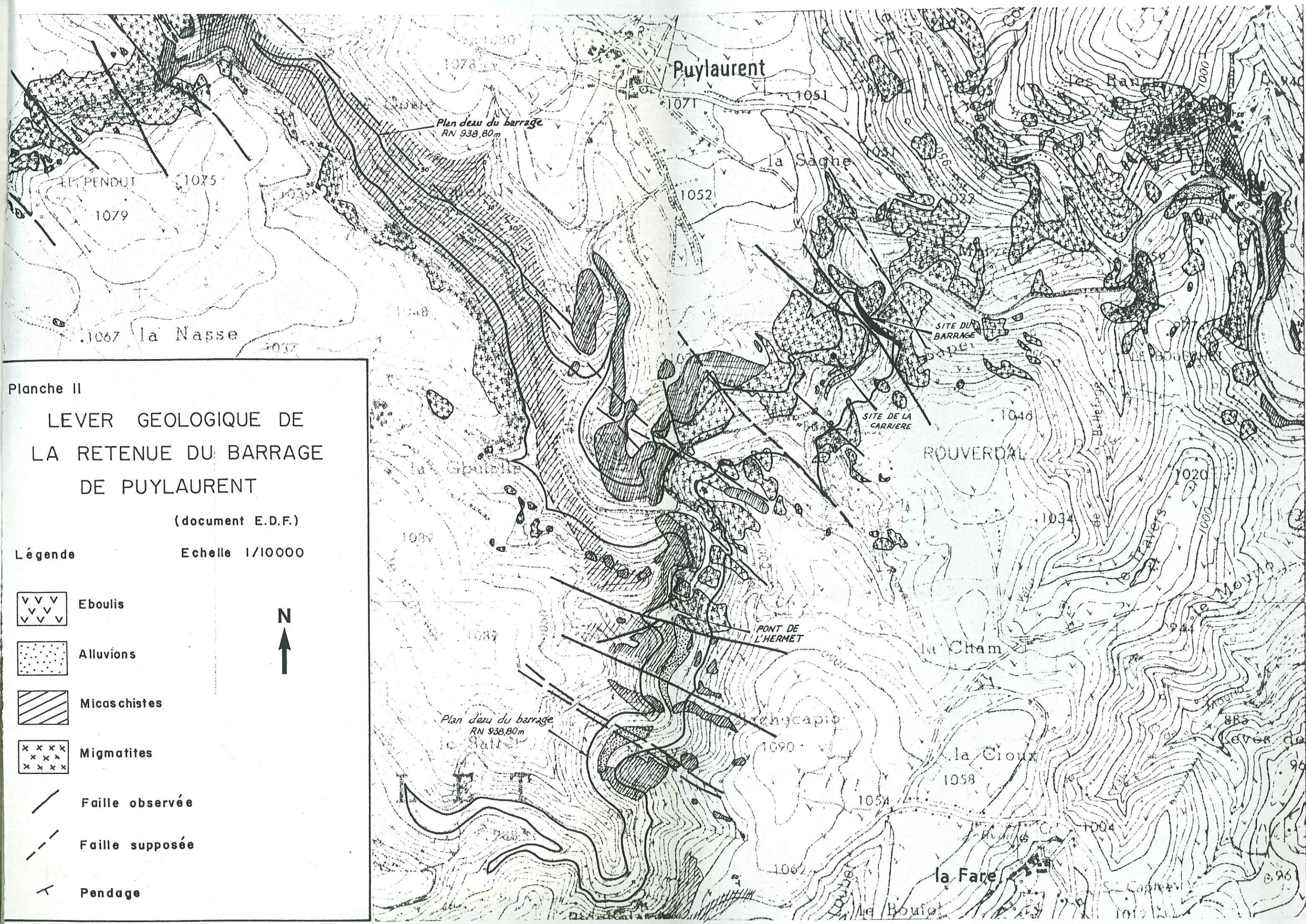


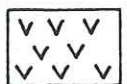
Planche II

LEVER GEOLOGIQUE DE LA RETENUE DU BARRAGE DE PUYLAURENT

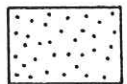
(document E.D.F.)

Légende

Echelle 1/10000



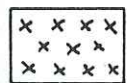
Ecoulements



Alluvions



Micaschistes



Migmatites



Faille observée



Faille supposée



Pendage

GUBIAN (M.)

PLANCHE III


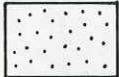
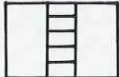
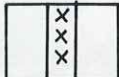

CARTE DE LA FRACTURATION

SITE DE PUYLAURENT







Echelle 0 5 10m

LEGENDE

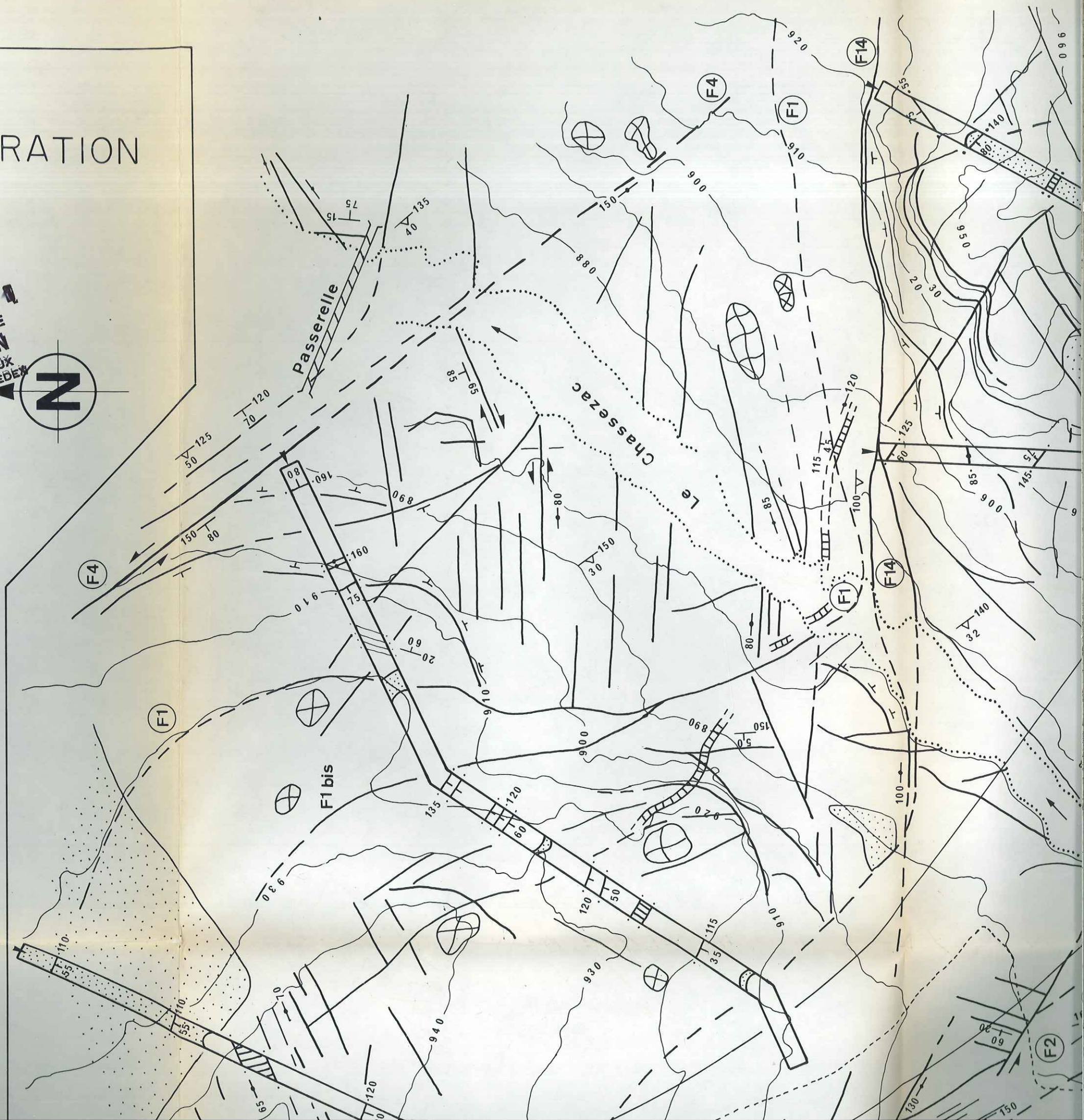
Géologie

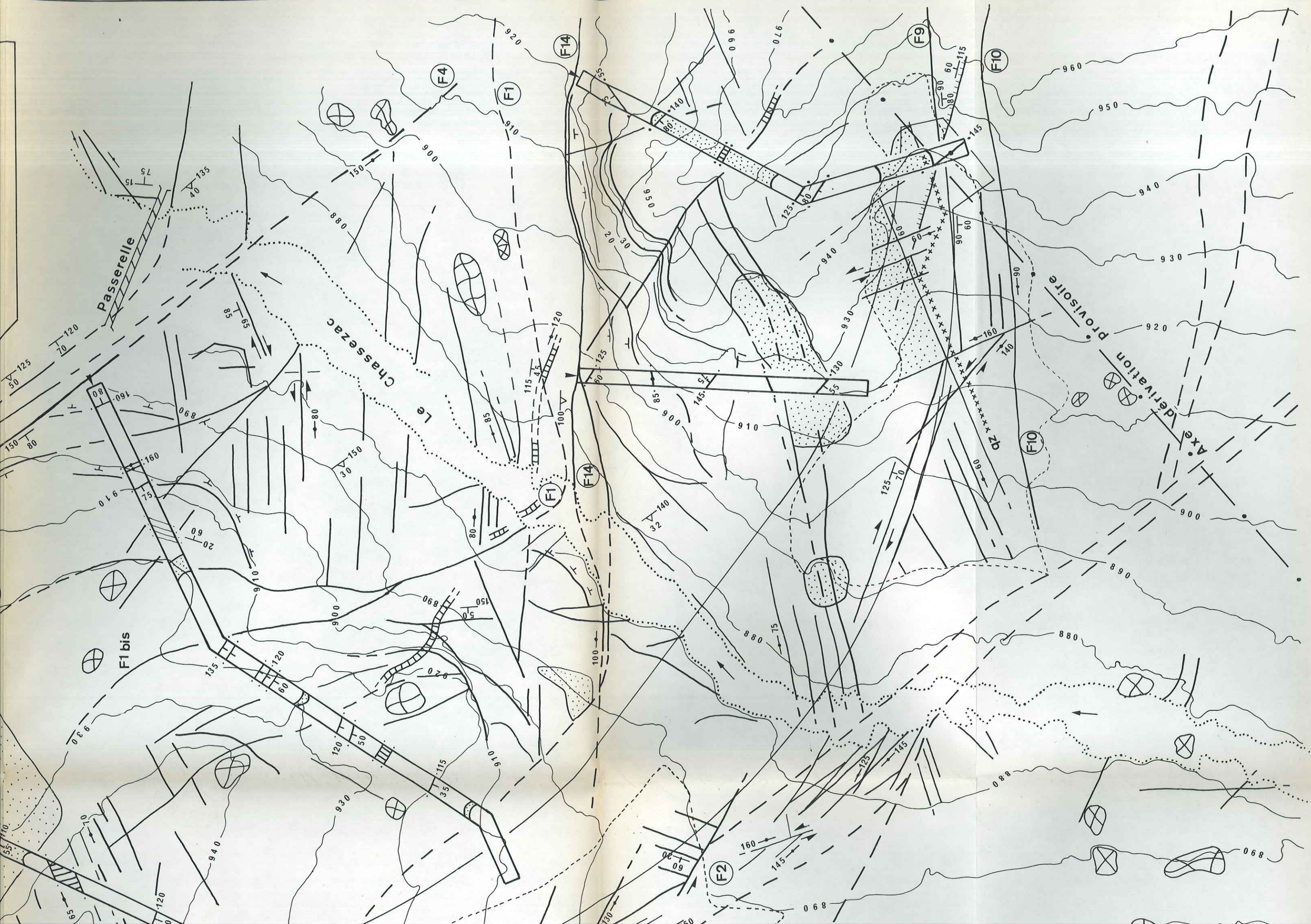
-  Gneiss
-  Vaugnérites
-  Filon de rhyolite
-  Filon de quartz
-  Zone mylonitique

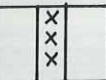
Indications structurales

-  Faille exprimée
-  Faille supposée
-  Sens d'un mouvement décrochant
-  Jeu normal
-  Azimut et pendage des fractures
-  Pendage et azimut de la foliation







UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
1 RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.48.4








-  Vaugnerites
-  Filon de rhyolite
-  Filon de quartz
-  Zone mylonitique

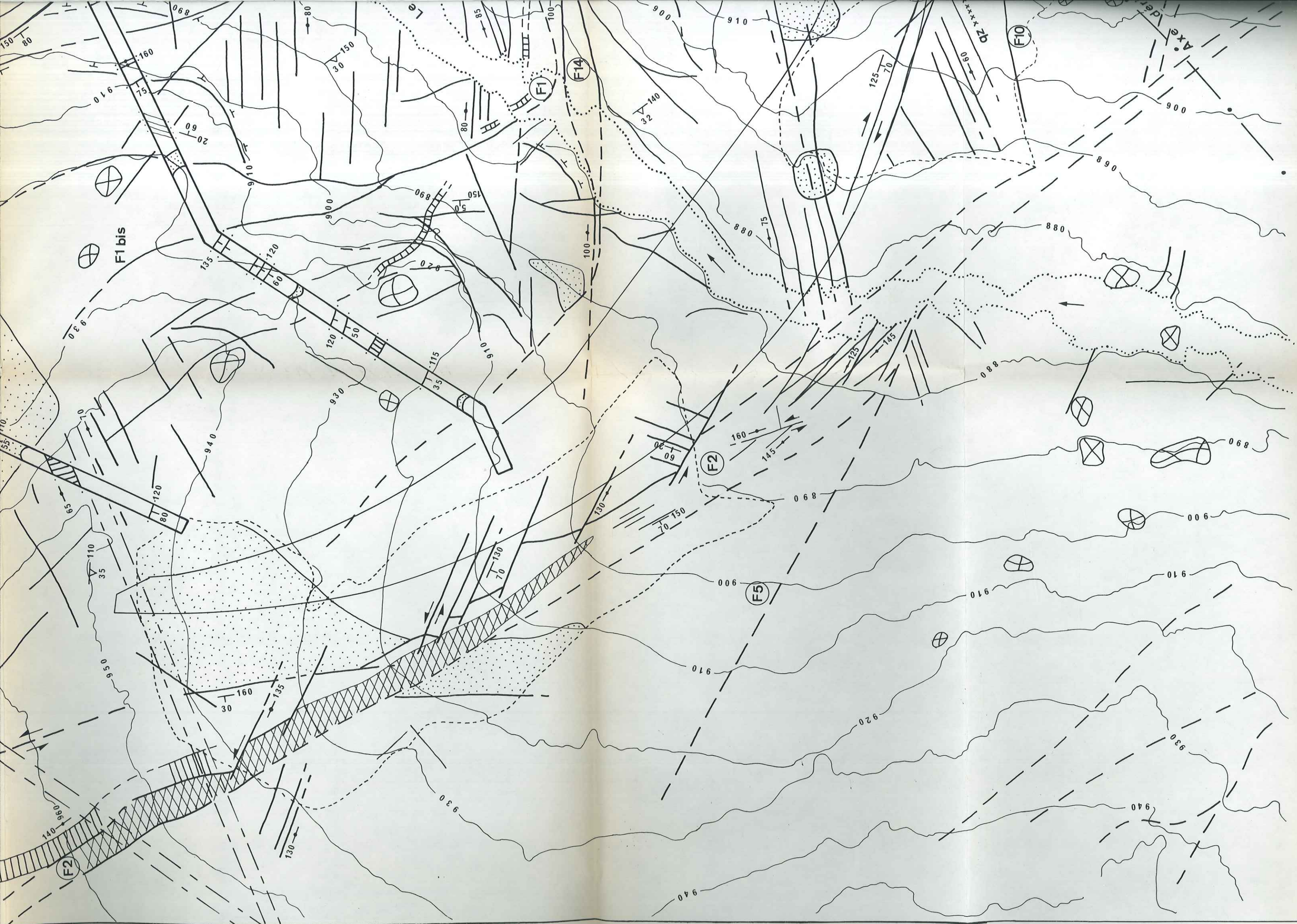
Indications structurales

-  Faille exprimée
-  Faille supposée
-  Sens d'un mouvement décrochant
-  Jeu normal
-  Azimut et pendage des fractures
-  Pendage et azimut de la foliation

Autres indications

-  Blocs
-  Tracé du barrage
-  Tracé de la dérivation
-  Limite de la surface décapée
-  Piste d'accès au site
-  Rivière
-  Tracé des galeries

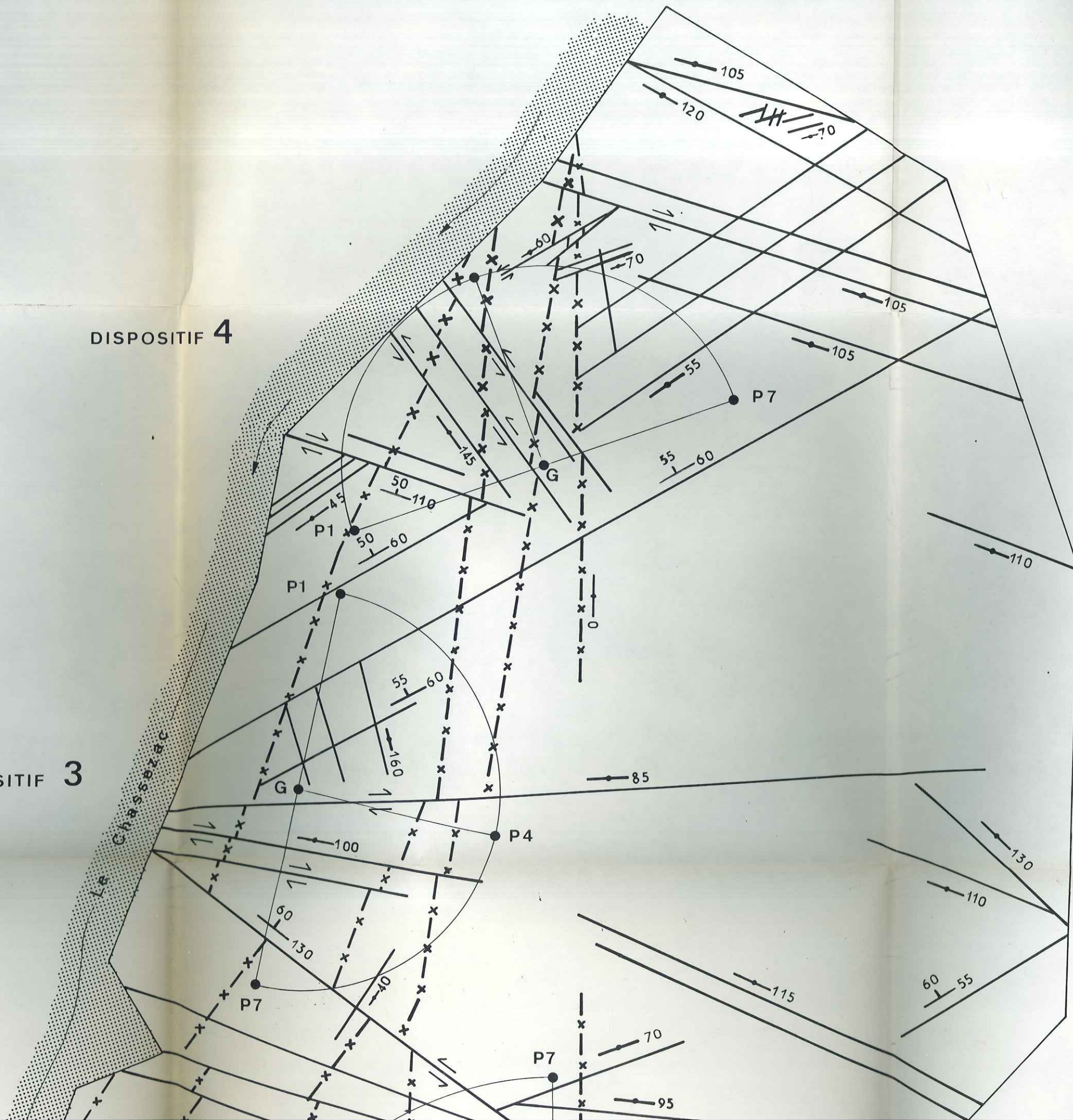


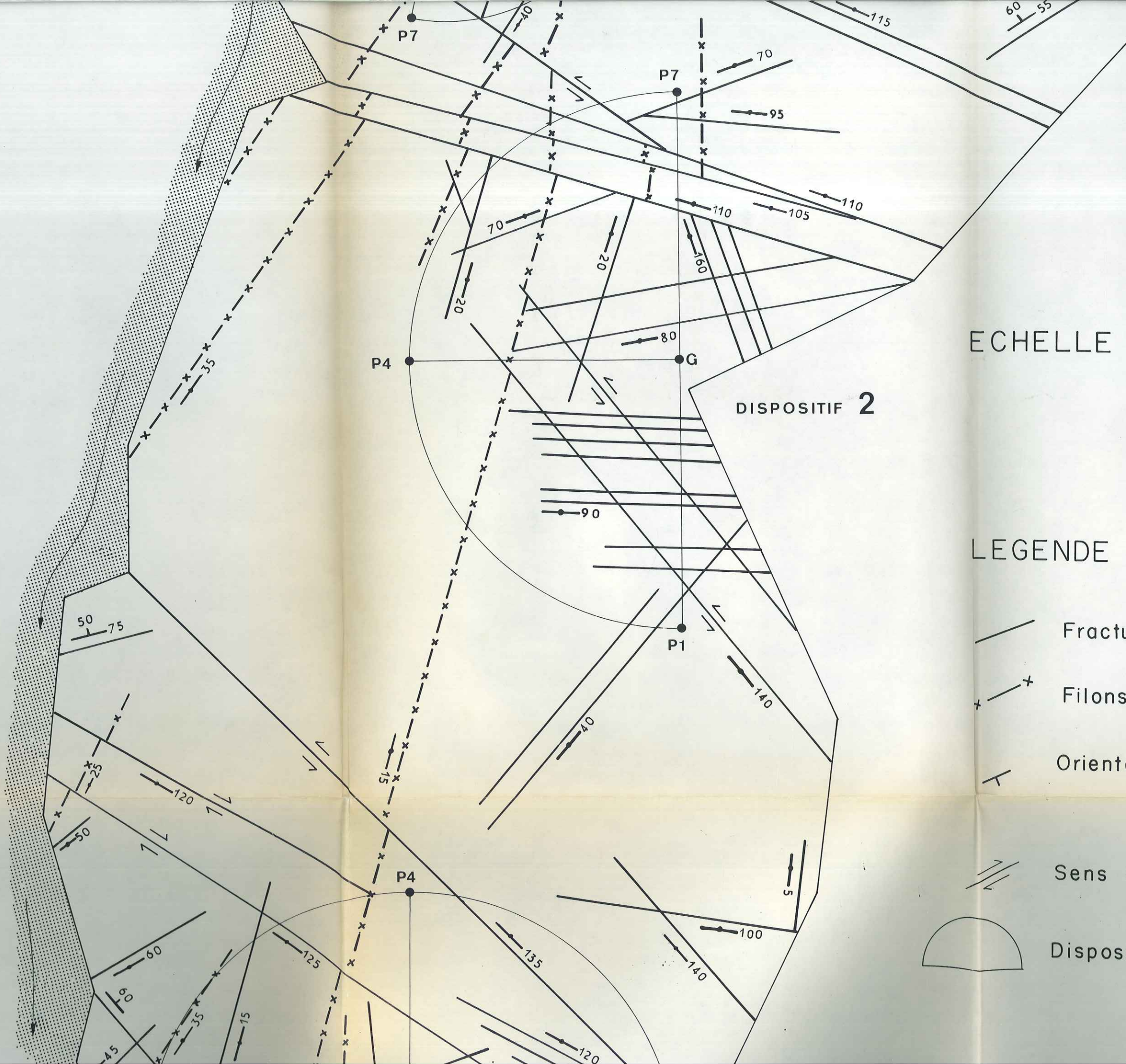


N
N5
AXE VALLEE

DISPOSITIF 4

DISPOSITIF 3





ECHELLE

10 m

DISPOSITIF 2

LEGENDE

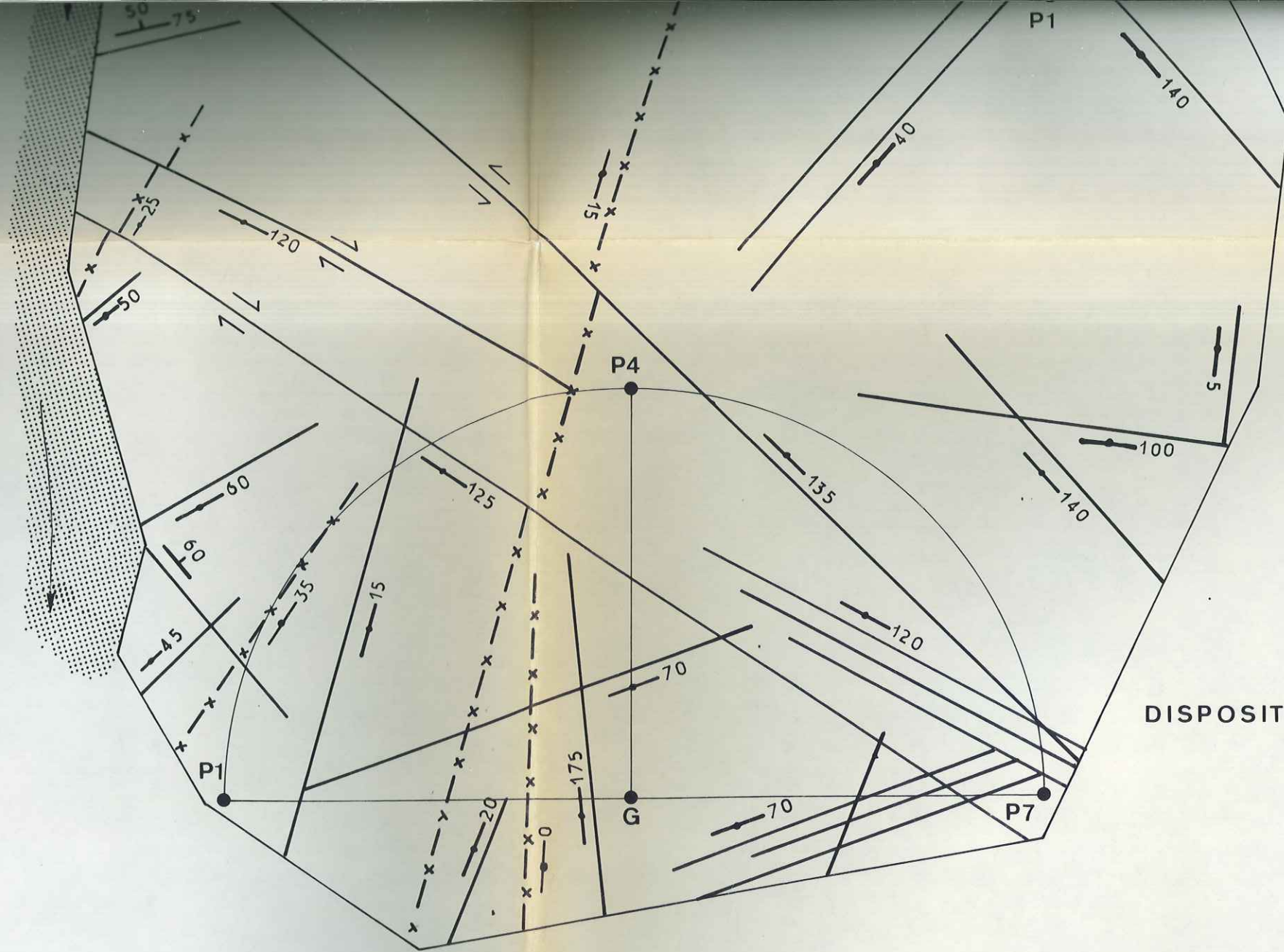
Fractures

Filons d'Aplite

Orientation et pendage
des fractures

Sens du mouvement décrochant

Dispositifs de mesures



Fractures
 Filons d'Aplite
 Orientation et pend
 des frac
 Sens du mouvement
 Dispositifs de mesu

DISPOSITIF 1

PL. IV. CARTE SCHEMATIQUE DE LA SURFACE DE MESURES D'ANISOTROPIE SISMIQUE

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
 INSTITUT DE GEOLOGIE
 DOCUMENTATION
 1 RUE MAURICE GIGNOUX
 38031 GRENOBLE CEDEX
 TEL: (76) 87.46.43

UBIAN (M.)

Titre de l'ouvrage :

**HÉRITAGE STRUCTURAL ET CARACTÉRISTIQUES
GÉOTECHNIQUES D'UN SITE**

Application à un barrage cévenol

Nom de l'auteur : Michel GUBIAN

Établissement : Institut de Recherches Interdisciplinaires
de Géologie et de Mécanique

RÉSUMÉ

L'étude géologique du massif de fondation du futur barrage de Puylaurent (Massif Central français) a été menée en considérant que la connaissance de l'organisation structurale régionale est fondamentale pour l'interprétation des caractéristiques géotechniques du massif rocheux.

Pour cela, les épisodes tectoniques qui ont façonné la région ont été analysés ; ainsi ont été établis la genèse, la géométrie et les jeux des accidents résultants.

Une étude structurale fine du massif rocheux cristallophyllien qui constitue la fondation du barrage a permis d'établir, outre la géométrie des déformations qu'il a subies, une filiation hiérarchique et chronologique avec les discontinuités régionales.

L'existence éventuelle d'anisotropie de contraintes actuelles a été recherchée au moyen de mécanisme au foyer de séismes, de mesures de contraintes in situ et de mesures de vitesses sismiques. Celles-ci ont réussi à mettre en évidence une direction de sollicitation actuelle N-S à NNE-SSW.

La confrontation des données géologiques et des résultats de travaux de reconnaissance (sondages, essais Lugeon, galeries) montre divers cas où une perméabilité élevée du massif de fondation est liée à l'orientation des sollicitations actuelles.

MOTS-CLÉS

Massif Central français ; Barrage ; Terrains cristallophylliens ; Tectonique polyphasée ; Schéma de fracturation ; Hiérarchie et chronologie des fractures ; Sollicitations tectoniques actuelles ; Anisotropie sismique et hydraulique.

Title of the work :

**STRUCTURAL HERITAGE AND GEOTECHNICAL
CHARACTERISTICS OF A SITE**

An application to a « cévenol » dam

Name of the author : Michel GUBIAN

ABSTRACT

This is a geological study of the type of rock mass at the foundation of the future Puylaurent dam (Massif Central français) which was carried out considering that the knowledge of the regional structural organisation is fundamental for the interpretation of the geotechnical characteristics of the rock mass.

For this reason, the different tectonic phases which have transformed the region have been analysed. Thus, the creation, geometry and the resulting interplay of the faults have been established.

A precise structural study of the metamorphic rock which makes up the foundation of the dam have made it possible to establish, in addition to the geometrical strains that it underwent a hierarchical and chronological relation with the regional faults.

The existence of the eventual anisotropy of the actual stresses have been examined using earthquake mechanisms, in-situ stress measurements and seismic velocity measurements. These measurements have been successful in making clear the actual stress direction N-S to NNE-SSW.

The comparison of the geological data and the results of the reconnaissance work (borings, Lugeon tests, exploratory drifts) shows some cases where a high permeability of the foundation is linked to the actual stress orientation.

KEY WORDS

Massif Central français ; Dam ; Metamorphic rocks ; Faulting pattern ; Hierarchy and chronology of faulting ; Present tectonic stresses ; Seismic and hydraulic anisotropy.