

ACADEMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

T H E S E

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le grade de Docteur de 3ème Cycle de **TECTONOPHYSIQUE**

UN EXEMPLE DU ROLE DE LA TECTONIQUE
ET DE LA MICROTECTONIQUE DANS LA GEOMETRIE
DES ECOULEMENTS KARSTIQUES FOSSILES ET ACTUELS :
LE BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

par

Roland GUERIN

Soutenue le 1er Octobre 1973 devant la Commission d'Examen.

JURY : MM. M. MATTAUER Président
C. DROGUE
G. CASTANY
F. ARTHAUD

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

T H E S E

UN EXEMPLE DU ROLE DE LA TECTONIQUE
ET DE LA MICROTECTONIQUE DANS LA GEOMETRIE
DES ECOULEMENTS KARSTIQUES FOSSILES ET ACTUELS
LE BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

pu:

Roland GUERIN

Soutenue le 1er Octobre 1973 devant la Commission d'Examen.

JURY : MM. M. MATTAUER Président
C. DROGUE
G. CASTANY
F. ARTHAUD

A Sophie et Florent

AVANT - PROPOS

Avant d'exposer les résultats de mes recherches, je tiens à remercier ici les Professeurs DROGUE et MATTAUER ainsi que F. ARTHAUD pour l'aide et les conseils qu'ils m'ont prodigués tout au long de la préparation et de la rédaction de cette thèse.

Je tiens également à remercier le Professeur CASTANY pour ses encouragements qui m'ont été fort précieux.

Quant à Sophie, ma tendre épouse, il est possible de dire, sans exagérer, que sans elle ma thèse ne serait pas ce qu'elle est car elle n'a cessé de m'aider sur tous les plans. Qu'elle trouve donc ici une toute petite partie de ma gratitude pour les nombreux kilomètres parcourus en me conduisant sur le terrain, pour les jour-nées passées à taper à la machine à écrire, à dessiner, à coller des lettres, et surtout pour son soutien moral de chaque instant.

De la même façon, je remercie mon père, ma mère, et Manouche, ma chère belle-mère, pour les nombreux sacrifices qu'ils ont été obligés de faire pour la bonne poursuite de mes études.

Et je donne une grande tape affectueuse dans le dos de mon frère Armand qui m'a secondé lors de mon étude de terrain.

Je tiens à remercier également tout le personnel, enseignant ou non, des laboratoires de Géologie Structurale et d'Hydrogéologie, pour son aide et ses conseils, et en particulier Mme JULIAN qui a dû taper ma thèse. Et je pense également spécialement à J.C. GRILLOT avec qui j'ai eu de fort fructueuses discussions.

Quant à mes camarades de promotion (et les autres), je les ai suffisamment mis à contribution pour des conseils et des échanges de point de vue, pour les citer ici sur cette longue liste de remerciements.

A Tous, Merci.

R.G. Septembre 1973

S O M M A I R E

I.- INTRODUCTION

II.- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

I - Localisation géographique

II - Contexte géologique

III.- CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE

I - Introduction

II - Description sommaire des différents facies

II.-1. Le Crétacé inférieur

II.-1.1. Hautérivien

II.-1.2. Barrémien

II.-1.3. Aptien

II.-1.4. Albien

II.-2. Le Crétacé supérieur

II.-3. L'Eocène

II.-3.1. L'Eocène inférieur

II.-3.2. Le Lutétien

II.-4. L'Oligocène

II.-4.1. Sannoisien inférieur

II.-4.2. Sannoisien supérieur

II.-4.3. Stampien

II.-5. Le Miocène

II.-6. Le Pliocène

II.-7. Le Quaternaire

II.-7.1. Terrasses villafranchiennes

II.-7.2. Les autres terrasses quaternaires

II.-7.3. Les alluvions, les terrains récents.

IV.- ETUDE TECTONIQUE

I - Introduction

I.-1. Localisation structurale

I.-2. Méthodes d'étude

I.-2.1. Les documents

I.-2.2. Les méthodes de travail

I.-3. Les paramètres structuraux

II - Influence de la lithologie et de l'épaisseur des ensembles lithologiques sur le style tectonique

II.-1. Influence de la lithologie

II.-2. Influence de l'épaisseur des strates et de l'épaisseur des ensembles lithologiques

II.-2.1. Influence de l'épaisseur des strates

II.-2.2. Influence de l'épaisseur des ensembles lithologiques, influence du paléorelief.

III - Les phases tectoniques

III.-1. Les mouvements jurassiques et crétacés

III.-2. La phase fini-Crétacé

III.-3. La phase Pyrénéo-Provençale

III.-3.1. Contexte structural

III.-3.2. Les structures tectoniques pyrénéo-provençales

a) Les mégastructures

b) Les microstructures

III.-3.3. Datation

III.-4. La phase de distension oligo-miocène

III.-4.1. Contexte structural

III.-4.2. Les structures de distension oligo-miocène

a) Les mégastructures

b) Les microstructures

III.-4.3. Datation

III.-5. La Phase Alpine

III.-5.1. Contexte structural

III.-5.2. Les structures tectoniques alpines

- a) Les mégasstructures
- b) Les microstructures

III.-5.3. Datation

III.-6. La tectonique post-Alpine

V - Les fractures

IV.-1. Les différents types de fracture

IV.-2. Méthodes d'études des fractures

IV.-2.1. Méthodes microtectoniques

- a) Le relevé non ordonné, par stations
- b) Calcul de l'intensité de fracturation

IV.-2.2. Etude photogéologique

IV.-3. Les principales familles de fractures

IV.-4. Introduction aux zones structurales

- Les zones structurales

V.-1. Zone structurale 1

V.-1.1. Localisation

V.-1.2. Les directions de contrainte

V.-1.3. Les fractures

V.-1.4. Les autres structures : plis, fentes calcifiées et stylolites

V.-2. Zone structurale 2

V.-2.1. Localisation

V.-2.2. Les directions de contrainte

V.-2.3. Les fractures

V.-2.4. Les autres structures : plis, fentes calcifiées et stylolites

V.-3. Zone structurale 3

V.-3.1. Localisation

V.-3.2. Les directions de contrainte

V.-3.3. Les fractures

V.-3.4. Les autres structures : plis, fentes calcifiées et stylolites

I - Conclusion à l'étude tectonique

V - ETUDE STATISTIQUE DES DIRECTIONS DU KARST

I - Introduction.

II - Rappels sommaires sur l'hydrogéologie régionale.

III - Etude du karst et de ses directions privilégiées.

III.-1. La méthode d'étude

III.-1.1. Les documents de base

III.-1.2. Vérification des documents

III.-1.3. Les histogrammes

III.-1.4. Intérêt et limites de la méthode

III.-2. Etude du karst

III.-2.1. Le karst anté-pliocène

a) Description

b) Les directions préférentielles des principaux réseaux karstiques antépliocènes.

- Dans la zone structurale 1

- Dans la zone structurale 2

- Dans la zone structurale 3

III.-2.2. Le karst plio-quaternaire

a) Description

b) Les directions préférentielles du karst plio-quaternaire.

- Dans la zone structurale 1

- Dans la zone structurale 2

- Dans la zone structurale 3

IV - Conclusions à l'étude statistique des directions du karst.

VI.- ETUDE COMPAREE ENTRE LA TECTONIQUE ET LA KARSTIFICATION DANS LE BAS-VIVARAIS.

I - Introduction.

II - L'appréhension immédiate, par l'étude de terrain, du lien entre la tectonique et la karstification.

III - Etude comparée des histogrammes et diagrammes tectoniques et des histogrammes ayant trait au karst.

III.-1. Introduction.

III.-2. Influence de l'histoire et de la nature tectonique des fractures.

IV - Les deux principaux critères tectoniques jouant un rôle dans les directions de la karstification du Bas-Vivarais.

V - Evolution du karst du Bas-Vivarais sous l'influence des phases tectoniques qui ont affecté la région.

VI - Rôle des structures tectoniques dans l'hydrogéologie karstique du Bas-Vivarais.

VI.-1. Les structures tectoniques jouant un rôle dans le processus de la karstification.

VI.-1.1. Les fractures

- a) les failles normales
- b) les décrochements

VI.-1.2. Les ripages banc sur banc

VI.-1.3. Les joints de stratification

VI.-1.4. Les structures associées directement aux failles.

- a) Les filons de calcite
- b) Le feuilletage tectonique

VI.-2. Les structures tectoniques n'ayant que peu d'influence sur la karstification.

VI.-2.1. Les fractures peu favorables

VI.-2.2. Les fentes calcifiées

VI.-2.3. Les stylolites

VII - Essais d'interprétation des causes du rôle directeur de certaines fractures sur les directions de la karstification du Bas-Vivarais.

VII.-1. Influence de l'écartement des lèvres de la fracture soumise à un allongement principal perpendiculaire

VII.-2. Influence de la "mémoire" de la roche : microporosité et mise sous-contrainte

VII.-3. Influence du broyage de la roche autour de la fracture

VII.-4. Influence de la non interruption des fractures réactivées

VII.-5. Conclusion

VII - ESSAIS DE MISE EN EVIDENCE DE DIRECTIONS DE FRACTURES KARSTIFIEES PAR LA METHODE ELECTRIQUE (A. Lesquer).

I - Introduction

II - Principe très schématique de la méthode

III - Les principaux résultats

III.-1. Sondage électrique St Marceï 2

III.-2. Sondage électrique Le Paty n° 1.

IV - Conclusion

VIII - ETUDE STATISTIQUE DES DIRECTIONS PREFERENTIELLES DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE DE SURFACE DES GORGES DE L'ARDECHE. Comparaison avec les directions de fracture.

I - Introduction

II - Les directions préférentielles des gorges de l'Ardèche

IX - CONCLUSION GENERALE

Bibliographie

Annexe stéréographique



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

Actuellement, l'un des principaux problèmes de l'hydrogéologie des roches fissurées et notamment des roches calcaires, est la détermination de la géométrie de l'aquifère.

Cette notion, qui est indispensable à la compréhension de l'hydrodynamique souterraine, n'a fait l'objet jusqu'à présent que d'un nombre de travaux de recherches très réduits, les techniques habituelles d'investigation (géophysique, hydrométrie, etc..) n'ayant pas donné des résultats satisfaisants.

On sait que les circulations d'eau souterraine dans les calcaires se font à la faveur de certaines discontinuités de la roche.

Dans la présente thèse de 3ème cycle, il a été recherché si la nature spécifique d'une fracture avait une influence sur sa karstification, c'est à-dire sur son utilisation éventuelle par les circulations d'eau.

Cette approche du problème présente l'avantage de pouvoir être appliquée globalement à l'ensemble d'un massif par l'intermédiaire de paramètres géologiques rigoureusement définis.

Le Bas-Vivarais calcaire (Sud du département de l'Ardèche) a été choisi comme domaine d'approche de ce problème.

Cette étude ne pouvait être menée à bien qu'à l'aide d'une analyse tectonique et microtectonique de la matrice calcaire, analyse qui a été effectuée selon différentes méthodes se basant sur les relevés de terrain et sur l'étude photogéologique.

Cette analyse a apporté de nombreux renseignements qualitatifs et quantitatifs sur la fracturation du Bas-Vivarais.

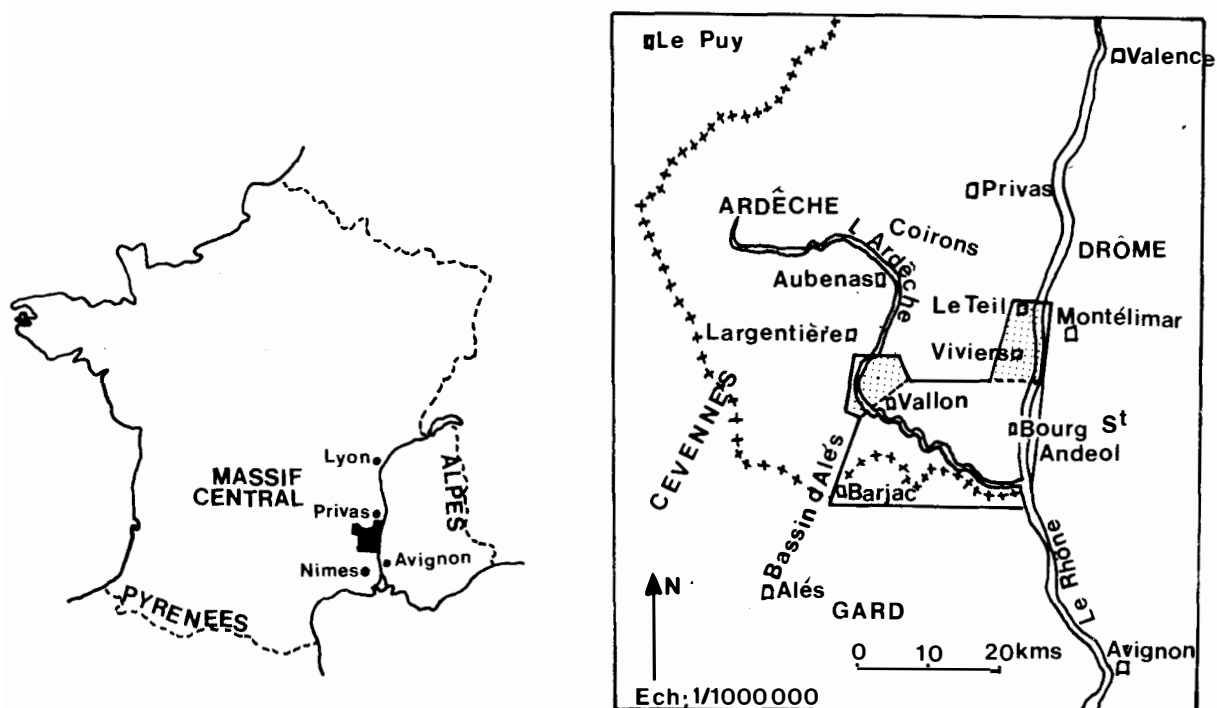
Les fractures de cette région étant ainsi bien connues du double point de vue géométrique et structural, il était possible de comparer leurs directions préférentielles aux directions utilisées par les écoulements

karstiques fossiles et actuels du même massif calcaire (analyse statistique de l'orientation du karst).

La comparaison de ces deux domaines d'analyse a fourni, par des résultats nouveaux, les éléments de base de la réalisation d'un modèle géométrique d'un aquifère en terrain fissuré.

Ce sont les résultats de ces recherches qui sont exposés dans la présente thèse de Doctorat de 3ème Cycle.

Fig. 1. - Localisation géographique du Bas-Vivarais calcaire.



Zone étudiée (terrain et photos aériennes)
et cartée (carte hors texte)

Zone de relevés rapides
(Complément à la première zone)
non cartée systématiquement

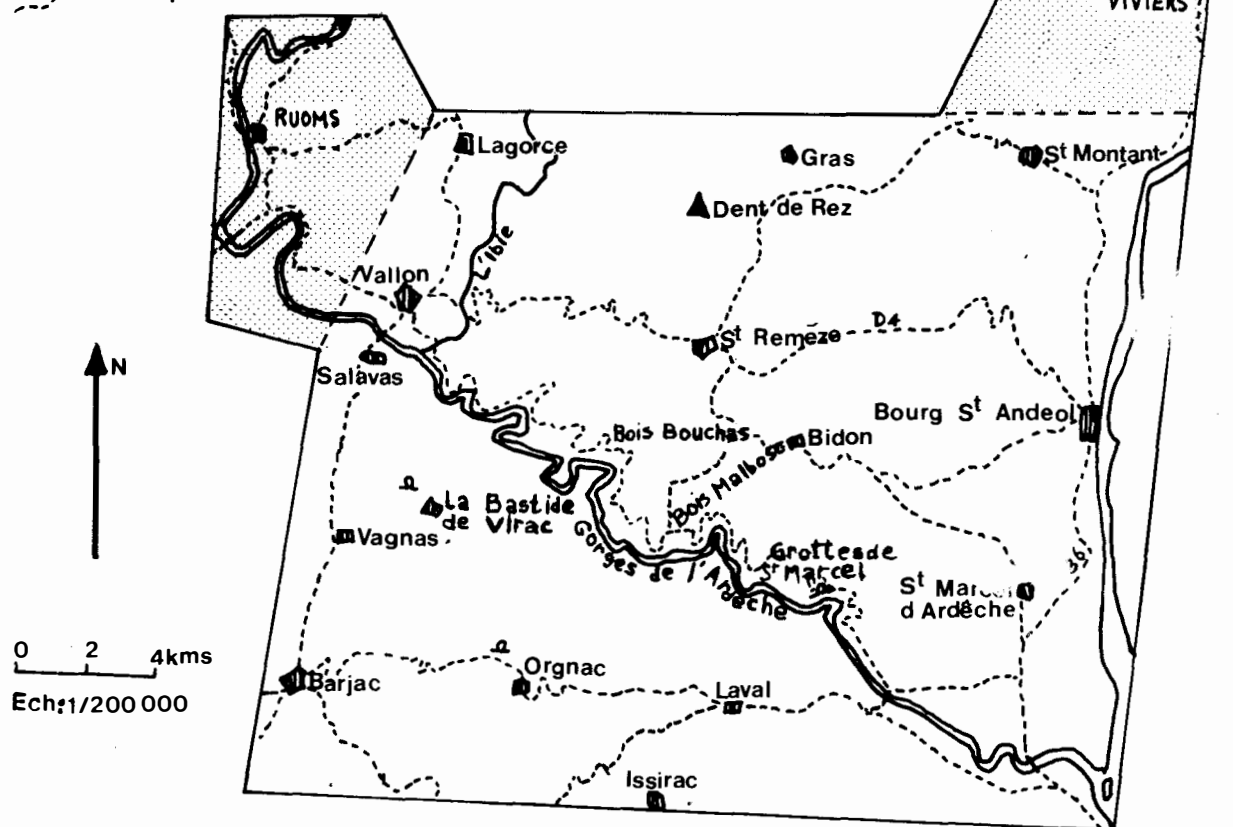


Agglomérations



Cours d'eau

Principales routes





CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

I - LOCALISATION GEOGRAPHIQUE (fig. 1).

Le Bas-Vivaraïs calcaire occupe la partie Sud-Est du département de l'Ardèche.

C'est le pays des garrigues (Les Gras) s'étendant entre la vallée du Rhône, à l'Est, et la vallée de l'Isère à l'Ouest, qui est traversé en diagonale NNW-SSE par les gorges surimposées de la rivière Ardèche.

Les agglomérations importantes, Viviers, Bourg St Andéol à l'Est, Vallon, Barjac à l'Ouest, Laval St Roman, Orgnac, Le Garn au Sud, se situent toutes en bordure des terrains calcaires et ceci pour deux raisons : l'aridité du sol sur toute l'étendue de la surface calcaire (roche à nue, très lapiazée et karstifiée le plus souvent, ou bien faible recouvrement de cailloutis cryoclastiques et d'argiles de décalcification) et les problèmes de l'alimentation en eau (absence totale de points d'eau sur la surface du "plateau" calcaire). En dehors du petit village de Bidon, vivant des cultures d'une doline, seule la partie centrale de la région, où affleurent les terrains plus marneux du Barrémien inférieur et de l'Hauteriviien (peu perméables, d'où la présence de rivières et de sources) est cultivée et voit donc une occupation humaine : c'est la région des villages de St Remèze, Rimouren et Gras.

Le secteur plus spécialement analysé dans cette étude correspond à toute la surface des calcaires massifs, très karstifiés, de faciès "Urgonien".

II - CONTEXTE GEOLOGIQUE (fig. 2).

Du point de vue géologique, le Bas-Vivaraïs se situe dans la bordure sous-cévenolle (Sud-Est du Massif Central).

La coupe schématisée de la fig. 2 montre la structure générale de toute la région cévenolle et sous-cévenolle, avec l'affleurement, d'Ouest en Est, du socle hercynien (Cévennes métamorphiques), du Carbonifère, du Trias, du Jurassique, du Crétacé (secteur étudié) et du Tertiaire.

D'une façon schématique, il s'agit d'une structure typique de bordure d'un bassin d'effondrement. Cet effondrement d'Ouest en Est se fait surtout par l'intermédiaire de toute une famille de failles NE-SW. Ces failles sont la manifestation dans la couverture de cassures du substratum hercynien. Ce sont pour la plupart d'anciennes failles normales synsédimentaires triasiques et jurassiques ayant contrôlé l'épaisseur de la sédimentation (Elmi S.) et qui ont joué en décrochement pyrénéens.

Le fossé d'Alès, dont l'extrémité nord vient se prolonger jusqu'en bordure ouest de la région étudiée, est un graben situé entre ces accidents cévennols.

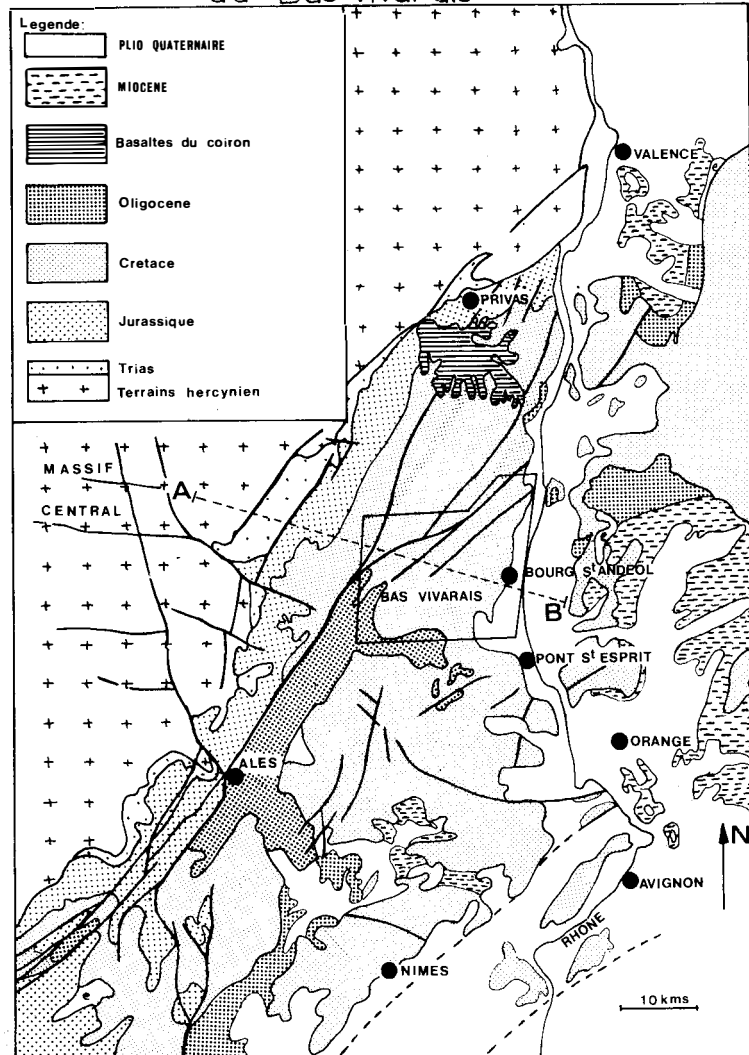
Les terrains oligocènes sont venus se sédimenter dans ces zones d'effondrement plus intense.

De la même façon, le Miocène (marin), le Pliocène (marin) et les terrains quaternaires, sont venus occuper les dépressions existantes : bassins d'effondrements, réseaux hydrographiques antérieurs de la zone rhodanienne. Ainsi la région étudiée se trouve bordée, à l'Est par de grosses épaisseurs de sédiments tertiaires et quaternaires.

A 10 km au Nord, les coulées basaltiques des Coirons (coulées miocènes, pliocènes et quaternaires) se sont placées selon d'anciennes vallées (ce qui a entraîné, par érosion, une inversion de relief).

Le Bas-Vivarais se trouve en bordure de la fosse vocontienne qui a comme conséquence principale un épaissement très net de tous les étages sédimentaires du Nord-Ouest vers le Sud-Est.

FIGURE 2: Contexte géologique et structural du Bas-Vivarais



COUPE TRES SCHEMATIQUE du MASSIF CENTRAL à la VALLEE du RHÔNE

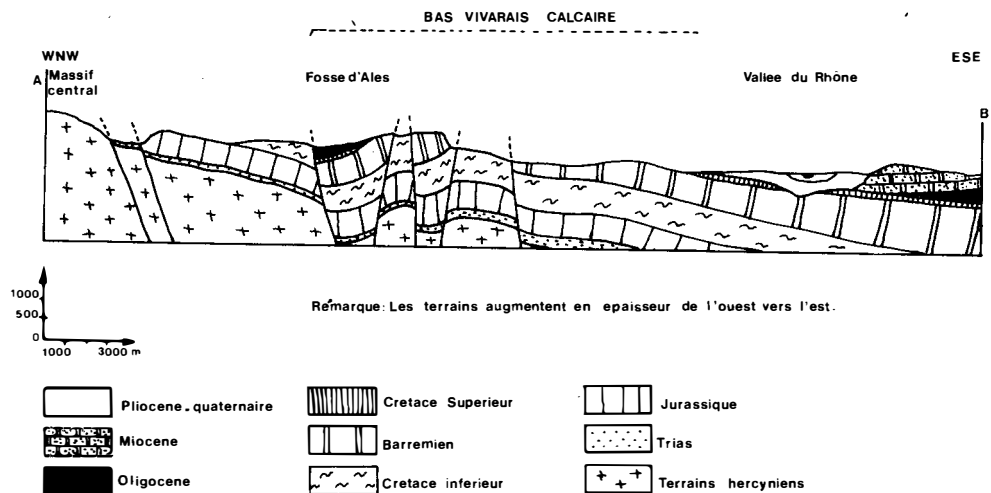
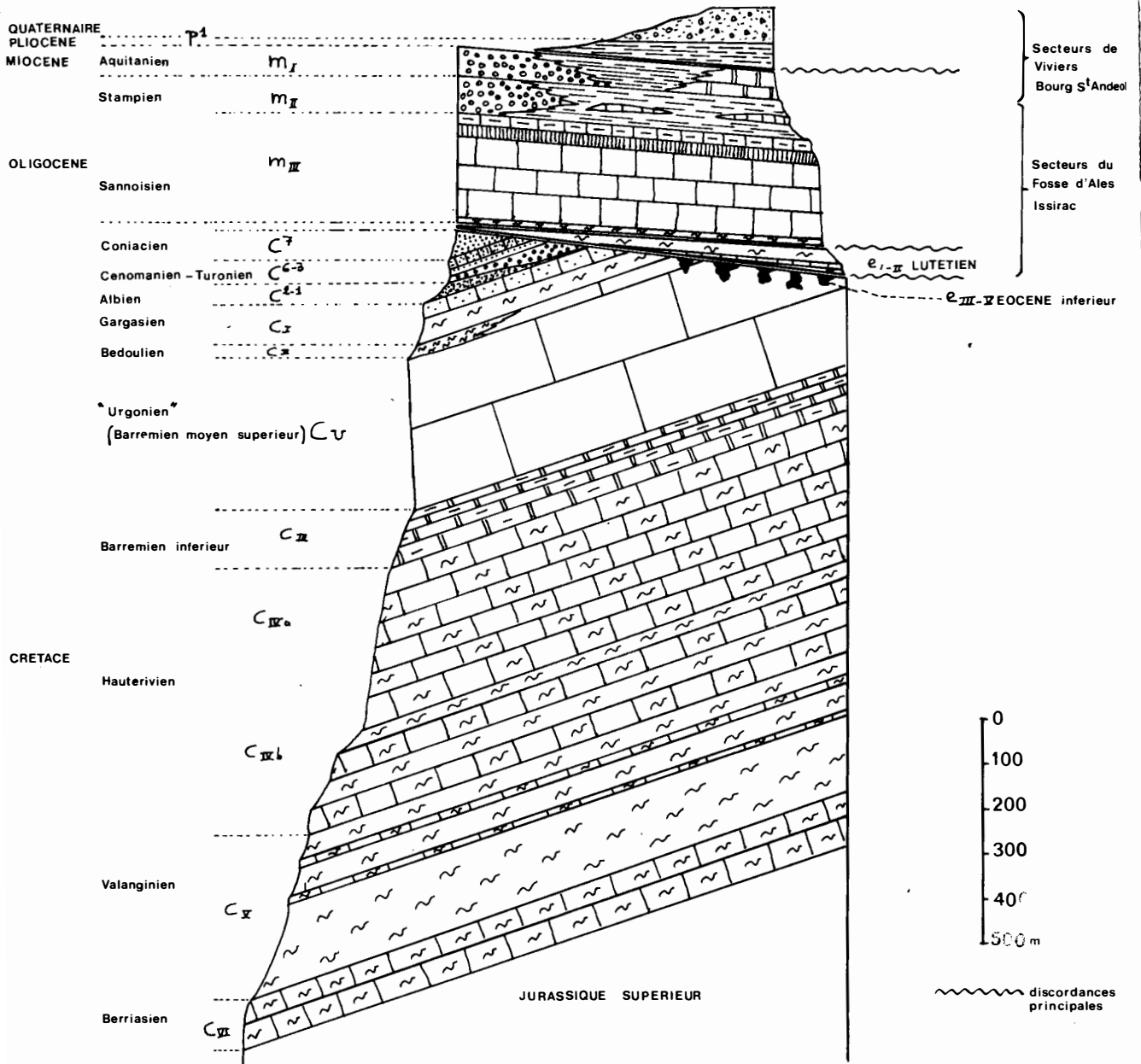


Fig. 3. - Série stratigraphique du Bas-Vivarais calcaire.





CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE

I - INTRODUCTION

Le Bas-Vivaraïs calcaire a fait l'objet de plusieurs études géologiques axées sur la stratigraphie.

Les principales furent entreprises par F. Roman, S. Elmi, les géologues de la S.N.P.A. et tout récemment par Mazellier R.

La région décrite dans cette étude est constituée uniquement de roches sédimentaires post-jurassiques.

Le facies dominant, par son étendue et par sa puissance, est constitué par les calcaires massifs, subrécifaux, du Barrémien supérieur ("Urgonien").

Les autres terrains ne se rencontrent (voir carte hors texte) que dans le centre, le Nord de la région (Hauterivien et Barrémien inférieur) et dans toute la bordure de celle-ci (Crétacé supérieur, Tertiaire, Quaternaire). Voir coupes des fig. 4 et 5.

II - DESCRIPTION SOMMAIRE DES DIFFERENTS FACIES (fig. 3).

II.-1. LE CRETACE INFERIEUR

Il est caractérisé par des facies de bordure de la fosse vocontienne d'où l'existence de variations d'épaisseur du NW vers le SE (comme la plupart des terrains à partir du Trias, dans la région).

II.-1.1. Hauterivien

L'Hauterivien est la plus ancienne formation affleurant dans la zone étudiée. Les cartes isopaques montrent un épaissement très net du NW vers le SE (700 m vers Vallon contre plus de 1100 m vers Pont St Esprit).

- Hauterivien inférieur C IVb

Sur le Vallanginien (marno-calcaires et marnes) l'Hauterivien inférieur forme une puissante série de marno-calcaires avec des intercalations de marnes. Sa limite inférieure n'est pas clairement établie.

- Hauterivien supérieur C IVa

Cette formation est caractérisée par des calcaires marneux (avec un débit en "miches") sans intercalations marneuses. Les bancs sont réguliers et ont tous une épaisseur de 20 à 30 cms.

II.-1.2. Barrémien

Le Barrémien, lui aussi, voit son épaisseur augmenter régulièrement vers le Sud-Est. Cet étage se subdivise en Barrémien inférieur et en Barrémien supérieur envahi, lui, par le faciès "Urgonien".

- Barrémien inférieur C III

Il se compose de calcaires marneux gris clair, fossilifères (grands crioceras).

- Barrémien supérieur : faciès "Urgonien" CV

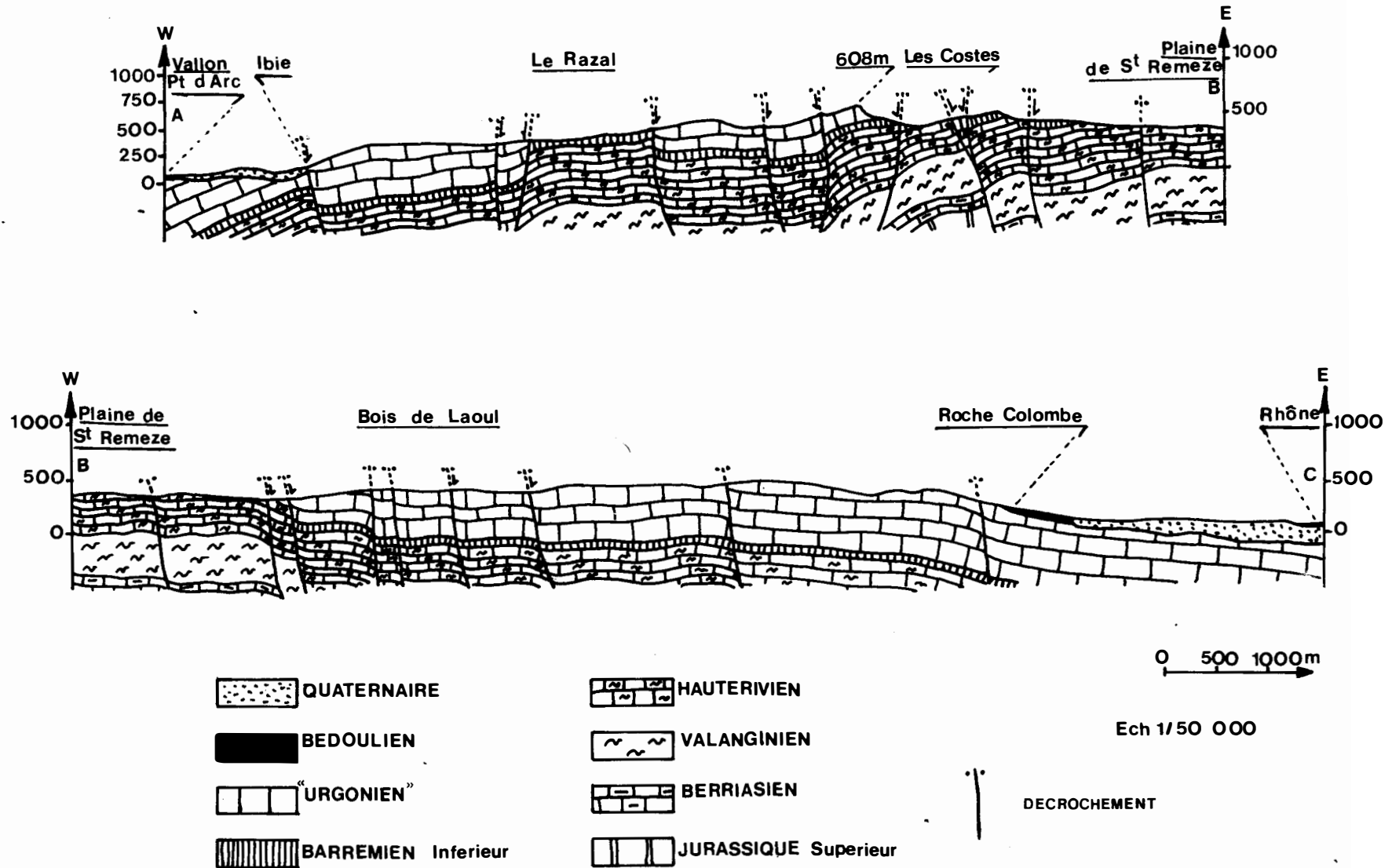
Le Barrémien supérieur est en grande partie envahi par le faciès subrécifal "Urgonien".

Il se présente donc comme une grande épaisseur (de 200 à 300 m) de calcaires massifs, zoogènes, à patine blanche, extrêmement durs et compacts, formés par accumulation de débris d'organismes (faciès de l'Urgonien de Provence).

Ces calcaires, qui affleurent sur de grandes étendues (plus de 400 km²) dans le Bas-Vivarais, présentent de nombreux microfaciès (très zoogène, grain très fin, patine blanche, patine grise, etc..) et leur lithologie peut être variable (bancs décamétriques à décimétriques, absence de stratification visible, présence de stratifications entrecroisées parfois de grandes dimensions etc..). En certains endroits (Rocher d'Autridge) on a même quelques intercalations marneuses à l'intérieur des calcaires massifs.

L'Urgonien du Bas-Vivarais contient des fossiles caractéristiques de ce faciès : *Toucasia carinata* et *Requenia Ammonia*.

Fig. 4. - Coupe géologique Est-Ouest à travers le Bas-Vivarais calcaire
(de Vallon P^t d'Arc à Bourg St Andéol).



II.-1.3. Aptien

Cet étage, qui a été souvent fortement érodé, est présent surtout en bordure de la vallée du Rhône et dans la région de la vallée de l'Ibie. Il présente un facies "argileux côtier".

Il se subdivise en Bedoulien et Gargasien.

- Bédoulien CII

Le Bedoulien est constitué de 20 à 30 m de calcaires marneux et de marnes verdâtres avec de nombreux fossiles (oursins, huîtres, gastéropodes ammonites).

- Gargasien CI

Le Gargasien, dans la région de Bourg St Andéol, Salazac, Laval St Roman, est constitué de marnes bleues (à *Oppelia nesus*) surmontées de calcaires (à *Orbitolines*) et de sables verts à glauconie.

II.-1.4. Albien C²⁻¹

Dans le Sud du Bas-Vivarais (région de St Julien de Peyrolas), l'Albien est bien représenté par des sables rutilants (épaisseur de 10 à 50 m) et par un cordon phosphaté très fossilifère (épaisseur de 0,5 à 2 m).

Mais cet étage diminue d'épaisseur vers le Nord, et dans la région de St Montant celle-ci n'est plus que de 10 à 20 m.

Dans la région de Viviers et du Teil, il est totalement absent ou bien représenté seulement par des fossiles remaniés à la base du Cénomanién transgressif (ce qui indique une instabilité de la région pendant cette période).

II.-2. LE CRETACE SUPERIEUR

Le Crétacé supérieur, représenté dans la région étudiée par des dépôts détritiques (grès, conglomérats) est surtout présent dans deux secteurs :

- entre Lagorce et Vagnas, où le Cénomanién et le Turonien sont représentés par des grès et des sables avec des intercalations ligniteuses et des calcaires gréseux et où le Coniacien, lui, est représenté par des grès grossiers et des calcaires à Rudistes. Le Santonien (argiles et lignites) ne se trouve, lui, que dans un seul affleurement au NW de Vagnas.

- dans le secteur de Larnas, Viviers et du Teil où le Cénomanién transgressif est constitué de calcaires gréseux, de calcaires à entroques de calcaires à grains de quartz et de grès verts phosphatés, et où le Turonien (présent seulement au Teil) est représenté par des calcaires gréseux et des grès.

II.-3. L'EOCENE

Il y a émergence de la région pendant le Crétacé supérieur et les terrains de l'Eocène seront continentaux. Ils sont de deux sortes:

II.-3.1. Eocène inférieur e III.V

Des argiles et des sables versicolores contenus dans des poches de paléokarst de la région de Lagorce, le Garn et Ornac, sont attribués à l'Eocène inférieur (par similitude avec des gisements, plus importants et datés, du Tricastin). Mais une partie de ces sédiments serait encore sénoniens si l'on se réfère à des analyses palynologiques effectuées sur des sédiments similaires du bassin de Dieulefit (J. Durand, J. Perrin, E. Porthault et J. Sornay, 1964).

II.-3.2. Lutétien e I.II

Le Lutétien, présent dans la région de Laval St Romans (voir fig. 5), est constitué de calcaires lacustres à Planorbis pseudoammonius et à Limnaea michelini, ainsi que de marnes roses et blanches.

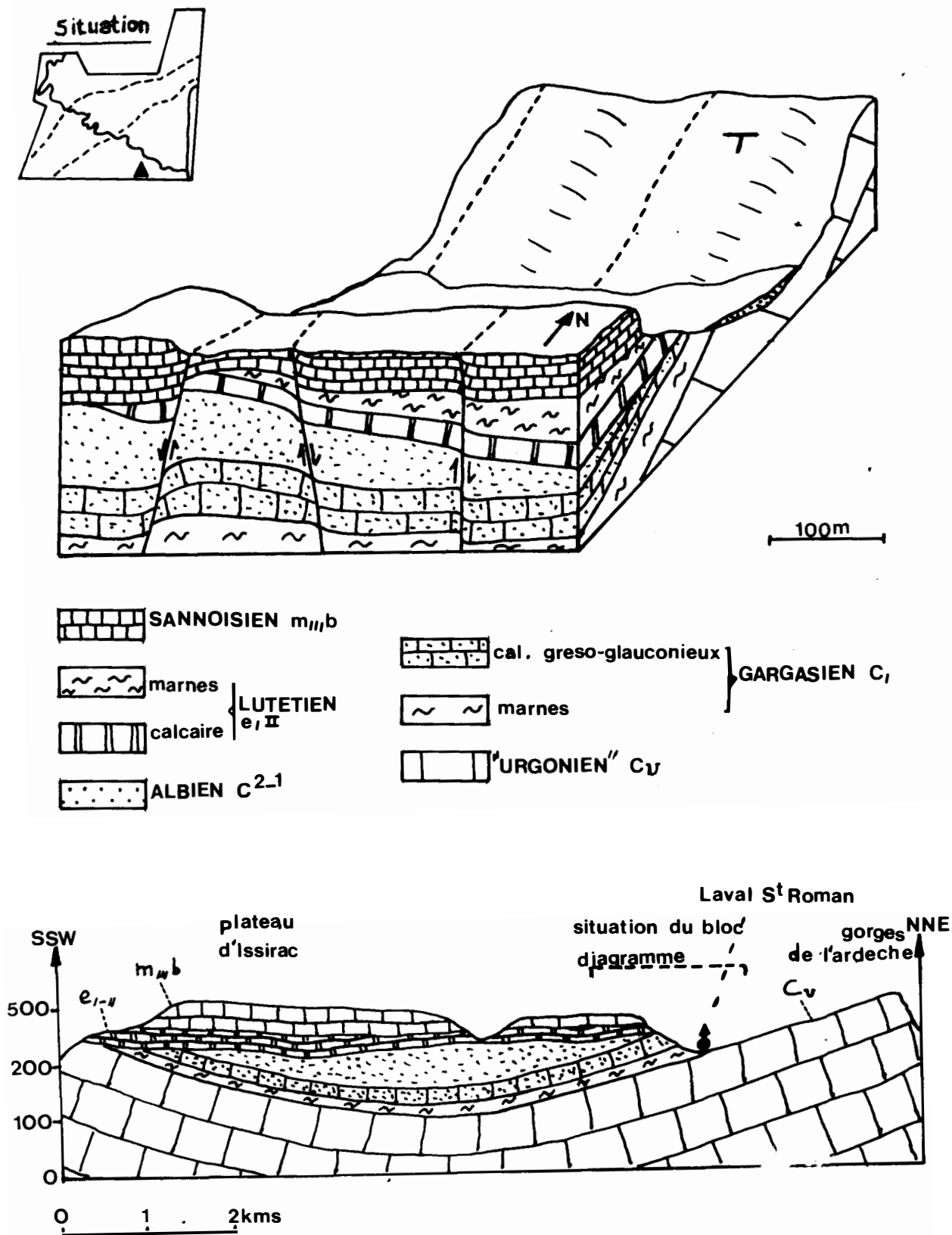
II.-4. L'OLIGOCENE

L'Oligocène n'est présent que dans le bassin d'Alès (terminaison nord) et dans la région située entre Barjac et Issirac (Sud de la région étudiée).

II.-4.1. Sannoisien inférieur m III b

Transgressif sur le Lutétien et sur le Crétacé (Urgonien à Albien), le Sannoisien inférieur se présente comme une puissante série (pouvant atteindre 500 m au centre du bassin d'Alès) de calcaires blancs en plaquettes surmontant des marnes (épaisseur de 10 à 20 m).

Fig. 5. - Représentation schématique de la région de Laval St Romans (Sud du Bas-Vivaraire calcaire).
Coupe schématique du synclinal d'Issirac.



II.-4.2. Sannoisien supérieur m III a

Cet étage se compose d'une série épaisse de calcaires marneux en petits bancs avec des intercalations ligniteuses.

II.-4.3. Stampien m II

Le Stampien, présent surtout dans le bassin d'Alès, est représenté par des poudingnes (galets jurassiques et Crétacés) passant latéralement à des grès, des argiles rouges et des marnes barriolées.

Ces sédiments se sont déposés selon le schéma "classique" d'une sédimentation au pied de failles normales vivantes (Sittler, 1965) avec dépôts des éléments grossiers en bordure de la fracture et transport des éléments plus fins vers le centre du bassin subsident (passages latéraux), chaque phase active de la faille entraînant un nouvel apport d'éléments grossiers.

Dans la terminaison nord du bassin d'Alès (région de Salavas) le Stampien n'est représenté que par des sables siliceux rouges avec de nombreux galets siliceux bien roulés et de rares galets calcaires plus gros et plus anguleux (Goguel, 1938).

II.-5. Le MIOCENE

Le Miocène n'est représenté, dans la région étudiée, que par l'Aquitanién lacustre. Mais dès le Burdigalien, tout le bassin rhodanien est envahi par la mer, et à l'Est de la vallée du Rhône (Tricastin), les terrains miocènes, marins, sont abondants et très complets (études par Demarcq, 1962).

Dans ces régions le Miocène terminal (dès le Tortonien moyen) est lui aussi continental (fluvio-lacustre et conglomératique).

- Aquitanién m I

L'Aquitanién est représenté par de nombreux lambeaux en bordure de la vallée du Rhône (secteurs de St Marcel, Viviers, le Teil). Il est constitué selon le même processus sédimentaire que le Stampien, par des poudingnes (avec des galets striés parfois) en bordure d'accidents pluri-kilométriques (secteur du Teil), passant latéralement à des marnes puis à des argiles et des calcaires lacustres (secteur de St Marcel).

II.-6. Le PLIOCENE

Le Pliocène n'est représenté, dans la région étudiée, que par des argiles très localisées, discordantes stratigraphiquement sur les terrains antérieurs, que la transgression pliocène, envahissant les dépressions du réseau hydrographique miocène terminal, a déposé tout au long de la vallée du Rhône.

Deux faciès peuvent se distinguer : des argiles à Congérie se trouvent en lambeaux peu étendus à Bourg St Andéol, et des argiles calcaires gris-bleu, plus ou moins micacées, sont disséminées en petits affleurements à St Martin d'Ardèche, à St Just, à St Montant et à Viviers.

Il faut noter que la présence de ces argiles marines pliocènes jusqu'à plus d'1 km en amont de la sortie des gorges de l'Ardèche (Sauze) est une preuve de l'existence de celles-ci, ou du moins d'un stade de creusement avancé de celles-ci, lors de la transgression pliocène. C'est donc une preuve du creusement anté-pliocène d'une partie des gorges de l'Ardèche et du réseau hydrographique d'une manière plus générale.

II.-7. Le QUATERNAIRE

Les dépôts quaternaires sont très abondants dans la vallée du Rhône et sa bordure immédiate.

II.-7.1. Terrasses villafranchiennes aV

Ces terrasses se présentent sous la forme de lambeaux résiduels couronnant des buttes dégagées par l'érosion quaternaire. La plus importante en superficie se trouvent près du village de St Marcel d'Ardèche (composée de galets de quartzites alpines).

II.-7.2. Les autres terrasses quaternaires

Ces terrasses (rissiennes, néorissiennes, wurmiennes), présentent tout le long de la vallée du Rhône (entre St Just et le Teïl pour la région étudiée), ont fait l'objet de nombreuses études spécialisées.

II.-7.3. Les alluvions, les terrains récents

Il existe, dans le Bas-Vivarais (en bordure de la vallée du Rhône surtout) toute une variété de terrains récents : alluvions anciennes indifférenciées, alluvions modernes, loess, limons, cailloutis cryoclastiques, éboulis.



ETUDE TECTONIQUE

I - INTRODUCTION

Aucune étude exhaustive de la tectonique et de la microtectonique du Bas-Vivarais n'avait été entreprise. Seules quelques publications, ayant traité à certains aspects de cette tectonique (études très locales ou au contraire très générales) étaient parus.

En particulier celles de Goguel (1938) et de Duée et Paquet (1960) qui ont étudié "la faille des Cévennes" à l'extrémité nord du bassin d'Alès (région de Vallon à Rochecolombe).

Mazellier (1971) a fait dans sa thèse de 3ème cycle, une étude tectonique très sommaire de l'ensemble du Bas-Vivarais calcaire.

Aussi cette étude est-elle la première à donner pour cette région, une représentation précise des structures tectoniques et des phases qui les ont créées.

I.-1. LOCALISATION STRUCTURALE (fig. 2 et 7)

Le Bas-Vivarais calcaire peut être localisé structuralement par rapport à trois régions.

- Tout d'abord, il se trouve dans l'avant pays cévenol, composé de terrains post-hercyniens et qui est traversé par un important faisceau faillé de direction générale NE-SW. Ce faisceau faillé, dit "Cévenol", de longueur plurikilométrique, affectant la couverture secondaire et tertiaire, correspond à la direction de fractures majeures du socle sous-jacent.

Ces accidents du socle et de la couverture, jouent un grand rôle dans la tectonique régionale par leur mobilité et par leur rôle de limite entre domaines structuraux différents.

Certains de ces accidents se suivent presque sans interruption sur des dizaines et parfois des centaines de kilomètres. Ainsi l'accident cévenol appelé "faille des Cévennes" peut se suivre dans le Languedoc [où il a fait l'objet de nombreuses études : Bergeron (1907), Goguel (1936), Seguret et Proust (1965), Dué et Paquet (1960), Ellenberger (1963), Goguel (1963), Arthaud et Mattauer (1969) (1972), Bail (1973)], dans le Bas-Vivarais, qu'il traverse du SW au NE, dans le Sud du Vercors (Arnaud, 1971) et il a été mis en évidence également dans le massif de Belledune (Carme, 1970). Bien entendu, il ne s'agit pas d'un accident unique mais d'un faisceau de failles parallèles, très proches les unes des autres, se développant dans une zone étroite (d'une largeur variable selon les secteurs), s'amortissant parfois pour être relayé par d'autres accidents de direction proche et se ramifiant dans certains secteurs (c'est le cas de l'accident majeur de bordure des massifs subalpins, visible sur la carte de la fig. 7, se "branchant" sur le grand faisceau cévenol au niveau de la vallée du Rhône).

L'hypothèse, émise en 1972 par F. Arthaud et M. Mattauer, sur la structure du Golfe du Lion et de la virgation pyrénéenne, mettant en relief le rôle fondamental de la "faille des Cévennes" (sens large) dans l'architecture de la chaîne pyrénéenne, donne une explication de la longueur et de l'importance de cette fracture.

La zone de la faille des Cévennes serait une zone de fracture du socle qui aurait joué le rôle d'une limite (faille transformante lors de la phase pyrénéo-provençale) entre deux domaines structuraux très différents lors des différentes phases tectoniques.

- Le deuxième fait, d'une grande importance, est que le Bas-Vivarais se trouve à peu près à égale distance des zones axiales des Pyrénées (au Sud) et des Alpes (à l'Est) aussi la région aura subi l'influence, à part égale, des mises sous contraintes pyrénéennes et alpines (qui auront des directions de raccourcissement le plus souvent perpendiculaires).

- Le troisième fait, important lui aussi, est que le Bas-Vivarais se trouve situé très près du bassin d'Alès, zone où la distension a été particulièrement intense à partir de l'Oligocène, aussi les structures de distension sont elles très nombreuses.

I.-2. METHODES D'ETUDE

I.-2.1. Les documents

Les documents exploitables existant, jusqu'à présent (1973), sur le Bas-Vivarais sont les suivants :

- Ce sont tout d'abord les cartes géologiques au 1/80.000 (cartes d'Orange, de Privas et d'Alès) dont, pour la zone étudiée, la précision des contours est parfois discutable et sur lesquelles seuls les accidents tectoniques majeurs sont indiqués.

- Mazellier, en 1971, a dressé deux cartes du Bas-Vivarais calcaire l'une hydrogéologique, l'autre géologique ; la seconde, bien que meilleure du point de vue structural, que les cartes géologiques antérieures, ne tient pas compte, sans doute délibérément, d'un grand nombre d'accidents tectoniques.

- Les documents les plus utiles sont les photographies aériennes de l'I.G.N. Ces photographies ont été utilisées à différentes échelles (1/14000 et 1/5000) et à différentes émulsions (émulsions Noires et Infra-Rouges).

I.-2.2. Les méthodes de travail

Le premier travail a consisté en l'examen stéréographique des photographies aériennes. Il a été suivi d'une étude de terrain.

- L'exploitation des photographies aériennes :

Les photographies aériennes (couverture IGN du 1/50.000 de Bourg St Andéol, campagne de 1969) ont permis l'élaboration d'une carte structurale (au 1/50.000) sur laquelle figure les principales fractures plurikilométriques de la couverture (voir carte hors texte) et d'une carte à plus grande échelle (1/14000) de toute la fracturation visible dans le secteur des grottes de St Marcel (voir carte hors texte et photographies de la fig. 81).

- L'étude de terrain :

L'étude de terrain se subdivise en deux parties :

- l'étude des macrostructures par observation et mesure directe du tracé et du pendage des fractures plurikilométriques et du pendage de la stratification.

- l'étude des microstructures par la microtectonique. Les méthodes utilisées sont l'observation et le relevé dans l'espace de toutes les microstructures (pendage, direction, pitch et nature tectonique des failles, pendage et direction des fentes calcifiées, direction et plongement de l'axe des microplis, direction et plongement des pics stylolitiques) d'une station donnée, l'observation des rapports entre ces microstructures (antériorité, contemporanéité) et l'étude soit statistique (construction d'histogrammes) soit à la fois statistique et géométrique (construction de diagrammes) de celles-ci.

Les méthodes d'études géométriques et statistiques, par diagrammes stéréographiques, sont exposées dans un annexe à cette étude. Ces méthodes permettent, en particulier, de définir les directions principales de la déformation dues à une phase tectonique.

I.-3. LES PARAMETRES STRUCTURAUX

Le style tectonique du Bas-Vivarais est lié à quatre paramètres : la lithologie (et l'épaisseur des ensembles lithologiques), les phases tectoniques, les fractures et les zones structurales.

Chacun de ces paramètres est lié au précédent car c'est l'action de phases tectoniques, sur des terrains d'une certaine lithologie et d'une certaine épaisseur, qui a provoqué des familles de fracture qui, par leurs directions (et leur intensité) ont permis de subdiviser la région en plusieurs zones structurales.

II - INFLUENCE DE LA LITHOLOGIE ET DE L'EPAISSEUR DES ENSEMBLES

LITHOLOGIQUES SUR LE STYLE TECTONIQUE

II.-1. INFLUENCE DE LA LITHOLOGIE

La lithologie a joué, dans le Bas-Vivarais calcaire, un grand rôle dans le style tectonique que prendra la déformation des terrains sous l'effet des phases tectoniques.

En effet, l'Urgonien massif constitue une ossature rigide qui réagira de manière globalement cassante aux mises sous contraintes tandis que les terrains du Crétacé supérieur (grès, calcaires gréseux) réagiront d'une manière plus souple (tout en se fracturant également) comme le montre le pli de Salavas (pli d'entraînement le long d'un grand décrochement. Voir fig.73).

De même, le Barrémien inférieur (calcaires marneux) et l'Hauterivien (marno-calcaires) réagiront beaucoup plus souplement que l'Urgonien.

Autre constatation, la fracturation n'a pas le même caractère dans l'Urgonien et dans les terrains moins massifs (Barrémien inférieur, Crétacé supérieur). C'est ainsi que, comme cela sera montré plus loin, une fracture plurikilométrique, unique dans l'Urgonien aura tendance à se diviser en de multiples fractures dans le Crétacé supérieur ou dans le Barrémien inférieur (région de St Remèze).

II.-2. INFLUENCE DE L'EPAISSEUR DES STRATES ET DE L'EPAISSEUR DES ENSEMBLES LITHOLOGIQUES

II.-2.1. Influence de l'épaisseur des strates

Le style tectonique des terrains du Bas-Vivarais sera différent selon l'épaisseur des strates et ceci pour plusieurs raisons, tout d'abord, un terrain composé de strates décimétriques (ex : le Barrémien inférieur) sera

fracturé d'une manière différente en intensité qu'un terrain massif composé de quelques strates de calcaire de 30 à 40 mètres d'épaisseur chacune (ex : l'Urgonien).

Il en est de même entre l'Urgonien et le Kimméridgien (calcaire massif à bancs métriques) de la région de Ruoms : l'intensité de la fracturation est différente dans les deux étages ainsi que le nombre de familles de fractures et ceci dans une même région.

De plus, les joints de strates étant le siège de ripages banc sur banc (mouvement relatif d'une strate par rapport à une autre), la fracturation d'un terrain en strates minces (décimétriques par exemple) sera cisailée horizontalement par ces ripages et pourra également se développer indépendamment à l'intérieur de chaque strate (exemple : décrochements interbancs) ce qui n'est pas le cas du calcaire massif (ou s'il y a des ripages banc sur banc, ils se font à une échelle beaucoup plus grande, décamétrique au minimum).

Autre influence de l'épaisseur des strates, c'est la plus grande facilité à se plisser des terrains à strates minces (décimétriques). Par exemple; l'Urgonien lorsqu'il est très massif, ne formera que des plis de longueur d'onde décamétrique, tandis que l'Hautérivien pourra se plisser avec des longueurs d'ondes parfois métriques.

II.-2.2. Influence de l'épaisseur des ensembles lithologiques, influence du paléo-relief

Il semble qu'il y ait eu, dans certains secteurs du Bas-Vivaraïs calcaire, une influence du paléorelief sur les structures tectoniques. En effet, dans la région située entre St Remèze et Gras, et dans celle de la Dent de Rez, zones très érodées (érosion qui a débuté dès le Crétacé supérieur) où affleurent le Barrémien inférieur et l'Hautérivien et où l'Urgonien, lorsqu'il est présent, n'a plus qu'une épaisseur réduite, les accidents cévenols de direction 050 à 060 (qui seront étudiés plus en détail dans un chapitre ultérieur) ont souvent joué en faille inverse à la phase pyrénéenne ou à la phase alpine (malgré leur direction très oblique par rapport à l'une et à l'autre des directions de raccourcissement de ces deux phases). Or, ce jeu inverse s'est produit avec une fréquence nettement supérieure dans cette région, par rapport aux accidents de la même direction se trouvant dans les mêmes ensemble lithologiques mais dans d'autres zones géographiques moins érodées (par exemple dans la région du Pont d'Arc ou de St Montant).

Deux phénomènes ont du jouer dans ce cas. Tout d'abord il y a eu une influence de l'épaisseur globale de l'ensemble lithologique érodé (donc amincie et ceci parfois considérablement) sur l'angle de rupture donc sur le pendage des failles d'une direction donnée. Par exemple, une même contrainte qui aurait provoqué un décrochement dans un étage "Urgonien" épais de 200 à 300 mètres de calcaire massif, provoquera une faille inverse dans ce même

étage réduit par l'érosion à une épaisseur de 30 à 40 mètres. Ce phénomène sera favorisé par l'influence des paléo-reliefs dues à l'érosion qui a débuté dès l'émersion de la région (et ceci surtout pour les rejeux lors de la phase alpine qui, tardive puisque fini-miocène, affectera une région déjà très érodée). En particulier, les failles normales mettant en contact de l'Urgonien et du Barrémien inférieur (exemple : dans la région de St Remèze) ont facilité des inversions de relief et, lors de la phase alpine, il semble qu'un certain nombre de ces failles normales aient rejoué en failles inverses en faisant chevaucher (avec un rejet assez faible, métrique au plus) le relief "Urgonien" sur le Barrémien inférieur (voir la fig. 6). Dans ce cas, l'ancienne faille normale sera "tordue" vers la surface par le jeu inverse et son pendage augmentera rapidement avec la profondeur.

Conclusion : D'une manière générale, cette étude ayant trait plus particulièrement aux calcaires massifs "Urgoniens" (les seuls à être intensément karstifiés et les seuls à occuper presque la totalité de la surface de la région), seule l'influence de la lithologie et de l'épaisseur de l'ensemble lithologique de ce faciès auront une grande influence sur le style tectonique de la zone d'étude.

III - LES PHASES TECTONIQUES

Dans le Bas-Vivaraïs calcaire, plusieurs phases tectoniques ayant affecté la région, ont pu être mise en évidence.

III.-1. LES MOUVEMENTS JURASSIQUES ET CRETACES

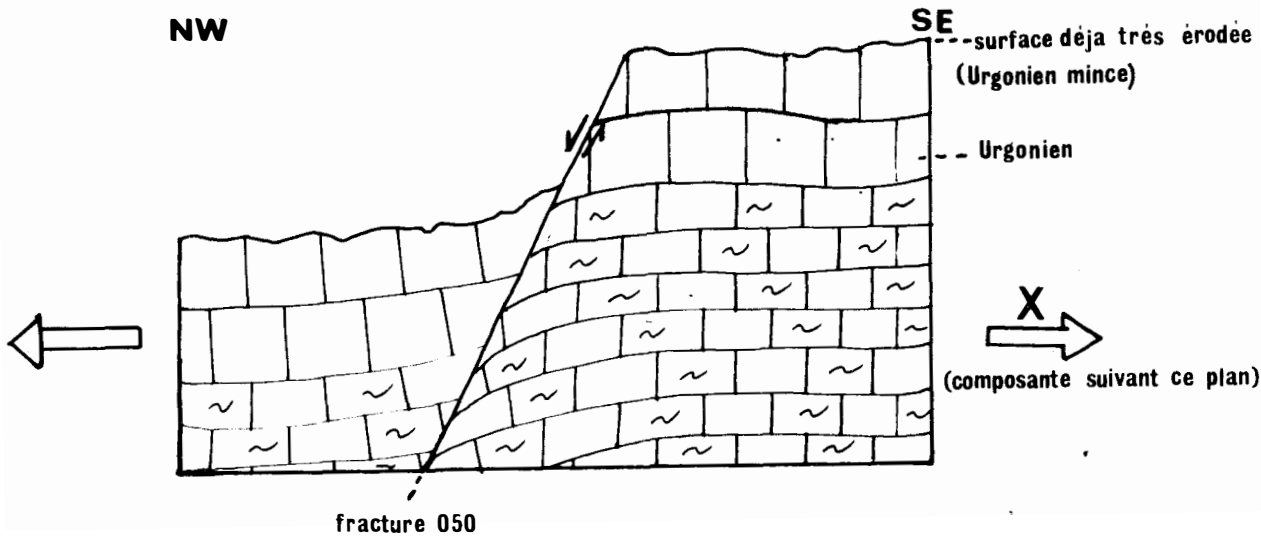
Le terrain le plus ancien, dans la région étudiée, étant l'Hautérivien, il est impossible de connaître les éventuels mouvements tectoniques anté-crétacé par l'étude du seul Bas-Vivaraïs calcaire. Mais l'on sait, par les études entreprises sur la bordure Sous-Cevenolle et en particulier par l'étude du Lias supérieur et du Jurassique moyen de l'Ardèche par S. Elmi, que le Jurassique a été le siège d'une distension importante (failles normales synsédimentaires au Lias et au Dogger en particulier) distension ayant eut des influences sur la sédimentation (variations d'épaisseur de part et d'autre des failles normales et limites de bassins par failles). Cette distension a été particulièrement importante au Lias et au Bathonien.

Elle a eut comme principale conséquence un jeu en faille normale d'accidents de direction cévenolle, (exemple : failles normales antécalloviennes dans la région de Privas) cette direction étant celle d'accidents tardi-hercyniens affectant le socle.

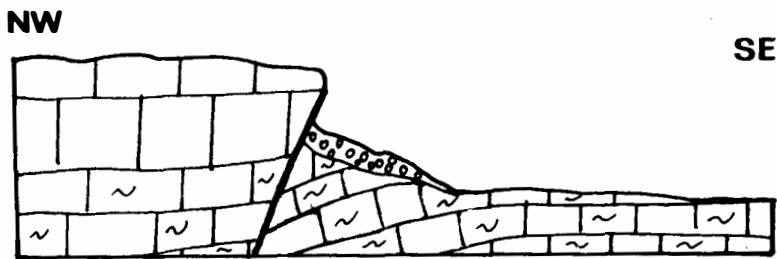
En Ardèche, d'après S. Elmi, cette distension ne s'est que très peu poursuivie postérieurement au Bathonien (en dehors de quelques failles normales à "rejeu négligeable").

Fig. 6.- Failles inverses de la région de St Remèze (influence du paléorelief).

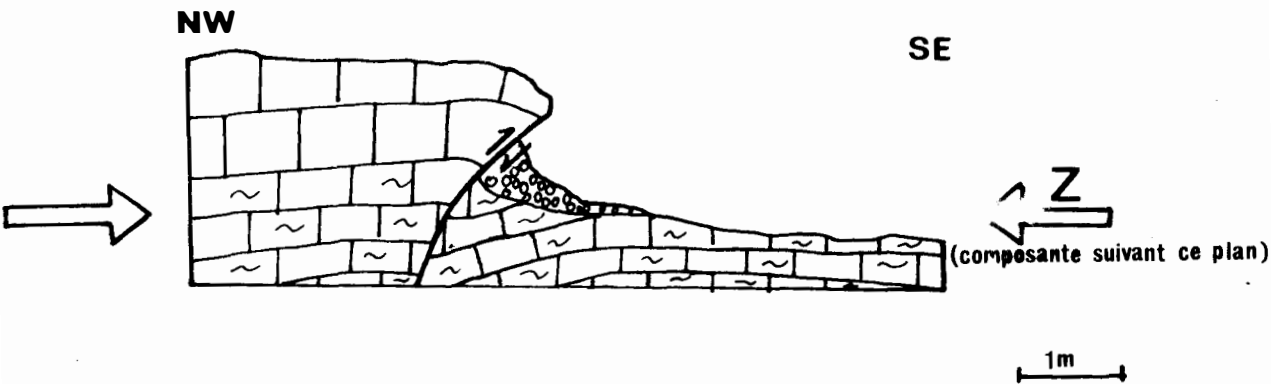
1) DISTENTION



2) EROSION



3) PHASE ALPINE



Le Crétacé, lui, n'est apparemment pas affecté de failles normales synsédimentaires (dans la zone étudiée) mais il faut noter la présence de mouvements verticaux importants puisque la subsidence de la fosse Vocon-tienne entraîne un épaississement considérable des sédiments crétacés du NW vers le SE.

Sur la carte géologique au 1/80.000 de Privas, dans la région située entre St Montant et Viviers, une discordance du Cénomanién qui repose soit sur l'Aptien supérieur, soit sur l'Urgonien (avec absence de l'Albien) est visible. L'étude de terrain montre que le contact se fait, dans tous les cas observés, par failles et qu'il est difficile de parler de phase tectonique anté-cénomaniénne. Mais l'absence de l'Albien, sa présence sous forme de fossiles remaniés (région du Teil) ainsi que ses grandes variations d'épaisseur lorsqu'il est présent, permettent de mettre en évidence une grande instabilité de la région avant ce que les stratigraphes appellent la transgression cénomaniénne. Cette instabilité serait due à des mouvements verticaux.

Or, les régions où l'Albien est totalement absent (secteur de St Montant et Viviers) se situent justement dans la zone de passage des fractures plurikilométriques cévenolles.

Il s'agit sans doute là d'une influence sur la sédimentation, à l'Albien, de l'instabilité de cette zone sous l'influence de mouvements verticaux.

Mais aucune faille résultant de ces mouvements n'a été observée ce qui peut s'expliquer par l'influence de plusieurs phases tectoniques qui, affectant la région par la suite, ont pu masquer ces éventuelles failles crétacées.

III.-2. PHASE FINI-CRETACE

On peut supposer l'existence, dans le Bas-Vivaraïs, d'une phase fini-crétacée sans qu'il soit possible de savoir s'il s'agit de simples mouvements isostatiques (ou épirogéniques) à dominante verticale, ou bien d'une véritable phase tectonique avec compression à composante horizontale. Il s'agit sans doute, dans le Bas-Vivaraïs, de la même phase tectonique fini-crétacée qui a affecté fortement le Sud du domaine Pyrénéo Provençal (Denizot, 1935, Mattauer, Proust, 1967) ou des répercussions de la phase (antérieure) qui a provoqué des plissements Est-Ouest et une discordance dans le Crétacé supérieur du Devoluy.

En effet, il y a eu émergence de la région dès le Crétacé supérieur. Une tendance à l'émergence s'était déjà manifestée à partir du début du Néo Crétacé ce qui est montré par une sédimentation très littorale, essentiellement gréseuse ou calcaro-gréseuse (Cénomanién, Turonien et Coniacien). Le dernier étage marin du Crétacé, de la région étudiée, est le Coniacien (région de Salavas, Vagnas).

Mais cette émergence ne s'est pas faite d'une manière homogène et au début de l'Eocène, les terrains du Crétacé possédaient parfois un pendage non négligeable (au moins 20° dans la région de Laval St Romans - voir fig. 5). Ce qui pourrait permettre d'envisager la présence de véritables plis dus à cette phase fini-crétacée, plis d'axes Est-Ouest semblables à ceux du Devoluy).

L'érosion s'exerçant sur cette région non tabulaire (gauchie, gondolée par une remontée différentielle associée peut être à des plis) a eu à ce moment là un rôle considérable dans la morphologie. Les terrains du Crétacé supérieur, plus tendres, furent alors érodés fortement et on peut supposer que dans une bonne partie de la région étudiée, l'Urgonien se trouva être complètement débarrassé de sa couverture crétacée supérieur (Bédoulien à Coniacien). C'est à cette époque, semble-t-il que s'ébaucha la structure antiforme de la région (bombement axé sur la zone de St Remèze qui a du être déjà fortement érodée dès le début de l'Eocène).

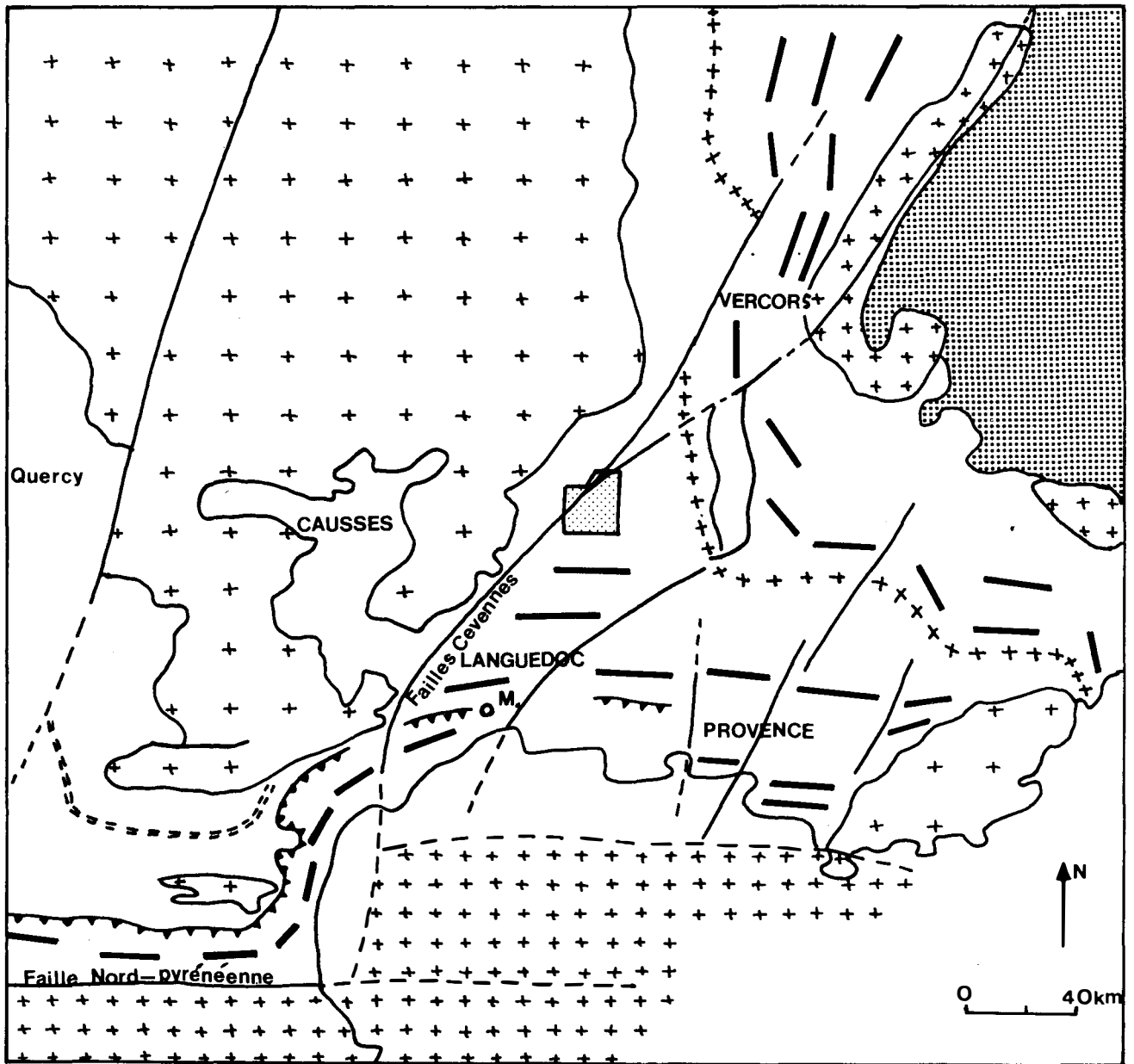
Deux faits montrent l'intensité qu'a pris l'érosion à cette époque: en plusieurs endroits de la région (le Garn, Ornac, Lagorce) existe un paléokarst, creusé dans l'Urgonien, à remplissage d'argiles versicolores qui ont été attribués (voir contexte stratigraphique) au Sénonien et à l'Eocène inférieur. Donc, dès le Sénonien l'érosion avait été suffisante pour que l'Urgonien soit karstifié et pour permettre à ce karst de subir un remplissage d'argiles (sénoniennes). De plus, le Lutétien (calcaires lacustres) dans la région de Laval St Romans, repose en discordance angulaire, tantôt sur l'Urgonien, tantôt sur le Gargasien et même parfois sur l'Albien. Cette discordance cartographique (voir carte hors texte) montre, et l'existence d'une émergence différentielle accompagnée de flexures, des terrains du Crétacé, ou l'existence de véritables plis, et elle montre également l'intensité de l'érosion avant le dépôt de ces terrains lacustres.

Cette phase tectonique (à composante verticale ou horizontale) a été sans doute à l'origine d'une grande partie des fractures qui affectent la région, car les trois phases tectoniques principales ultérieures utiliseront ces fractures selon leurs orientations par rapport à leurs directions de déformation, mais sans beaucoup en créer de nouvelles semble-t-il.

Mais le jeu multiple de ces fractures masque toute trace du premier sens de déplacement le long de celles-ci. Il est possible d'ailleurs que la phase fini-crétacée, dans le cas de mouvements à dominante verticale, n'ait créé que des diaclases ou des fractures à très faible rejet.

Cette phase n'a apparemment pas créé de fentes calcifiées et de stylolites, si l'on fait exception de quelques fentes vers St Remèze (de direction cévenole 060 et de pendage vertical) et de quelques stylolites tectoniques (à pics verticaux) qui ont été observés parfois comme antérieurs aux microstructures pyrénéennes. Mais les observations de ce type sont très rares (et pas toujours nettes).

Fig. 7. - Situation structurale schématique du Bas-Vivarais par rapport aux grandes structures créées par la phase tectonique pyrénéo-provençale (en particulier dans le Languedoc) et par la phase alpine.



Légende

- contact anormal important
- Principales fractures
- Direction moyenne des plis

Bas Vivarais calcaire :
region étudiée

Socle

- Socle non repris
- Socle repris

Domaine alpin

- Limite (en surface)
du domaine externe
(couverture autochtone
plissée)
- Domaine interne

Domaine pyrénéen

- Limite Nord de
l'influence pyrénéenne
au sud du MC

Il est possible également que la phase fini-crétacé ait provoqué des microstructures de dissolution et de recristallisation de direction très proche (dans le cas d'une phase à raccourcissement Nord Sud par exemple) de celle des microstructures similaires pyrénéennes ce qui interdirait toute différenciation (des microstructures semblables de direction très proche ayant pu être provoquées soit par deux phases différentes dans le temps, soit par deux stades différents de la même phase).

III.-3. LA PHASE PYRENEO-PROVENCALE*

III.-3.1. Contexte structural

La première phase importante (par l'importance des structures visibles encore de nos jours), a avoir affecté le Bas-Vivarais calcaire, est la phase tectonique Pyrénéo-Provençale.

La direction principale moyenne de raccourcissement de cette phase tectonique est Nord-Sud, proche de l'horizontale, il s'agit donc d'une phase "de compression".

Cet état de contrainte est la conséquence, dans la région étudiée de la phase tectonique Eocène qui a provoqué la formation de la chaîne Pyrénéo-Provençale, 150 km au Sud, par rapprochement de la plaque ibérique et de la plaque européenne.

Dans le Golfe du Lion, l'axe de la chaîne se compose semble-t-il (d'après trois sondages) de socle hercynien repris (zone axiale). Les contraintes horizontales se sont transmises vers le Nord par le coulissage du compartiment oriental (Languedoc, Ardèche) le long des grands accidents tardi-hercyniens cévenols (qui jouent alors en décrochements sénestres), par rapport au compartiment occidental (Causses, Massif-Central) qui, lui, a été très peu affecté (voir fig. 7). Le mouvement de glissement vers le Nord (par l'intermédiaire du Trias) de la couverture, accompagné sans doute de mouvements et d'écaillages du socle, a affecté les terrains secondaires d'une manière de moins en moins intense en s'éloignant de la zone axiale de la chaîne. Dans la région de Montpellier, on trouve des chevauchements ("plis" de Montpellier), des plis assez intenses (exemple : plis du Pic St Loup) et de nombreuses fractures. Plus vers le Nord (région d'Uzès) la couverture est affectée encore de nombreux plis à axes Est-Ouest, mais le Bas-Vivarais, encore plus septentrional, est très peu plissé. Le dernier plis important est le synclinal d'Issirac, au Sud de la région étudiée, qui, déjà nettement ébauché avant la phase Pyrénéo-Provençale, a été accentué lors de celle-ci.

* Dans cette étude on désignera indistinctement cette phase par l'appellation Pyrénéo-Provençale ou Pyrénéenne.

Les structures majeures dues à cette phase sont de très nombreuses fractures (mégastructures) ainsi que de nombreuses microstructures : microfractures, fentes et stylolites.

III.-3.2. Les structures tectoniques pyrénéo-provençales

Cette phase tectonique se manifeste, dans la région étudiée, par des mégastructures et par des microstructures.

a) Les mégastructures dues à la phase pyrénéo-provençale sont des plis et des failles.

La direction principale de raccourcissement (Z) étant, en moyenne, Nord-Sud, les plis pyrénéo-provençaux sont d'axe moyen Est-Ouest. Les plis dus à cette phase sont, dans l'Urgonien, de grande longueur d'onde comme les plis plurikilométriques (5 km) d'Issirac (voir la coupe de la fig. 5) et comme les plis de longueur d'onde kilométrique que l'on rencontre dans différents secteurs (région des gorges de l'Ardèche, de Viviers). Leur amplitude varie de 10 à 150 mètres. Mais il faut revenir sur le plis d'Issirac pour souligner un phénomène particulier : l'étude du Lutétien de la région de Laval St Romans montre que celui-ci, bien qu'affecté de failles (décrochements) pyrénéo-provençales, présente surtout des pendages de stratification de directions subméridiennes liés à des failles normales de la même direction (fréquentes dans ce secteur) et à des plis alpins de faible amplitude (voir fig. 5). Il semble donc que les pendages vers le Sud (de l'ordre de 30 à 35°), du Crétacé supérieur de la région de Laval St Romans, soient antérieurs en grande partie, au dépôt du Lutétien et soient dus à la phase fini-crétacée. Lors de la phase Pyrénéo-Provençale, ces pendages n'ont été accentués, dans ce secteur, que de 5 à 10° au maximum. Mais il est évident qu'il n'en est peut être pas de même dans les autres secteurs de ce synclinal.

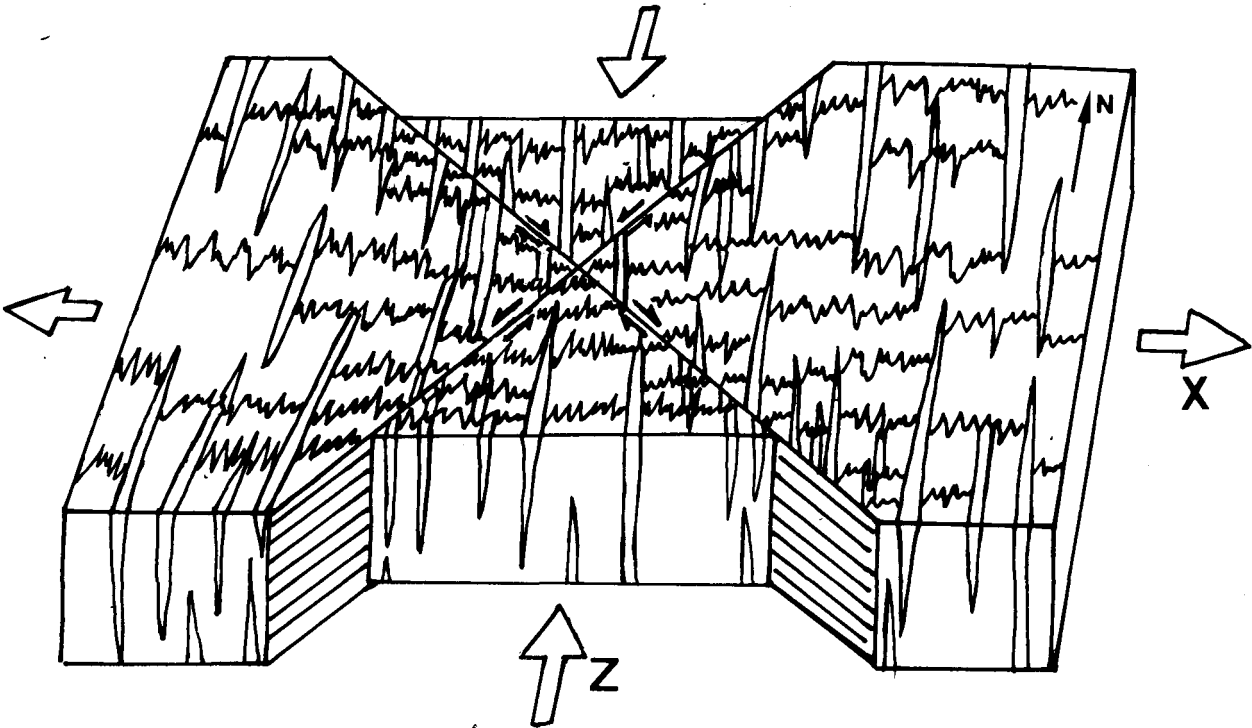
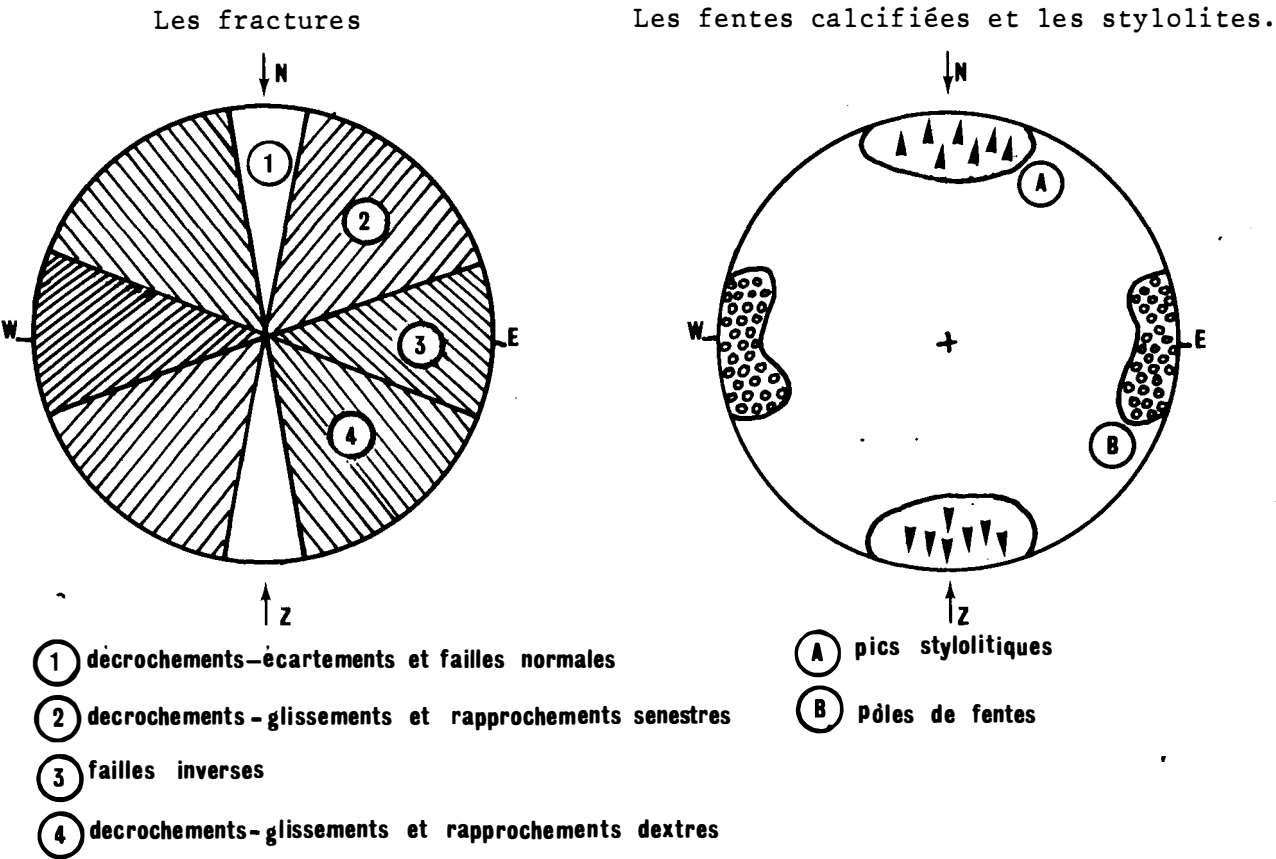
Dans les terrains moins massifs (Hauteriviien, Barrémien inférieur, Crétacé supérieur) existent des plis de plus petite longueur d'onde. Ce sont souvent des plis d'entraînement liés à des décrochements (exemple du pli de Salavas, déjà cité, dans le Crétacé supérieur) et leurs axes s'éloignent alors sensiblement de la direction Est-Ouest.

Mais d'une manière générale, l'Urgonien ne s'est que très peu plissé et a plutôt réagi à la mise sous contrainte pyrénéo-provençale par le rejeu des fractures qu'il contenait (et par la création de nouvelles fractures dans une proportion non appréciable).

Les fractures, qui ont joué un rôle lors de cette phase tectonique peuvent se subdiviser en plusieurs familles selon leur nature, leur direction et leur pendage (ces fractures seront analysées plus en détail dans la suite de cette étude, voir fig. 8).

- des failles inverses de direction moyenne Est-Ouest.
- des décrochements rapprochements et glissements sénestres NE-SW.
- des décrochements rapprochements et glissements dextres NW-SE.
- des décrochements écartements (et des failles normales) N-S.

Fig. 8. - Direction schématique des principales structures et microstructures créées lors de la phase pyrénéo-provençale.



NB: Stylolites et fentes sont plus nombreuses vers les accidents

Fig. 9. - Décrochements potentiels pyrénéo-provençaux
(au plafond de l'aven d'Orgnac).

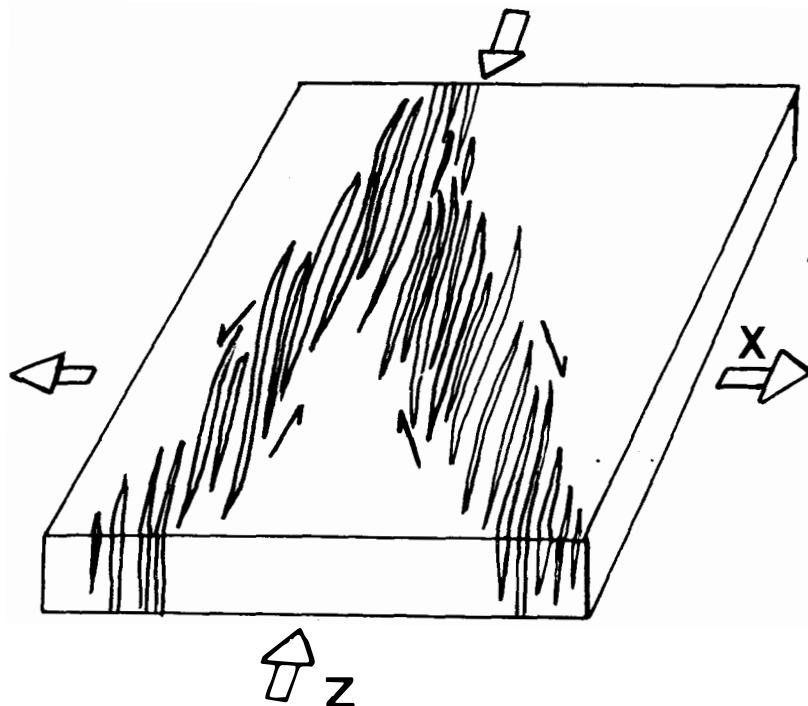


Fig. 10. - Décrochement écartement (à remplissage de calcite) et décrochement non rectiligne (créant des filons de calcite) pyrénéo-provençaux.

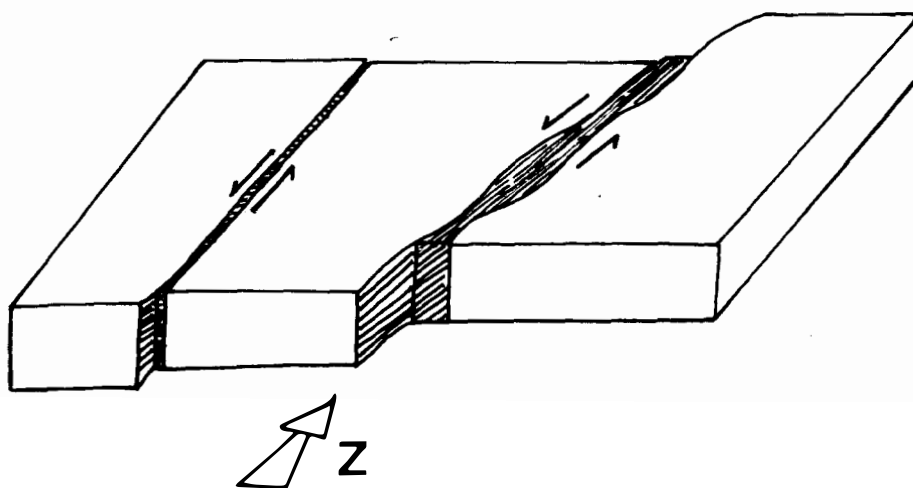
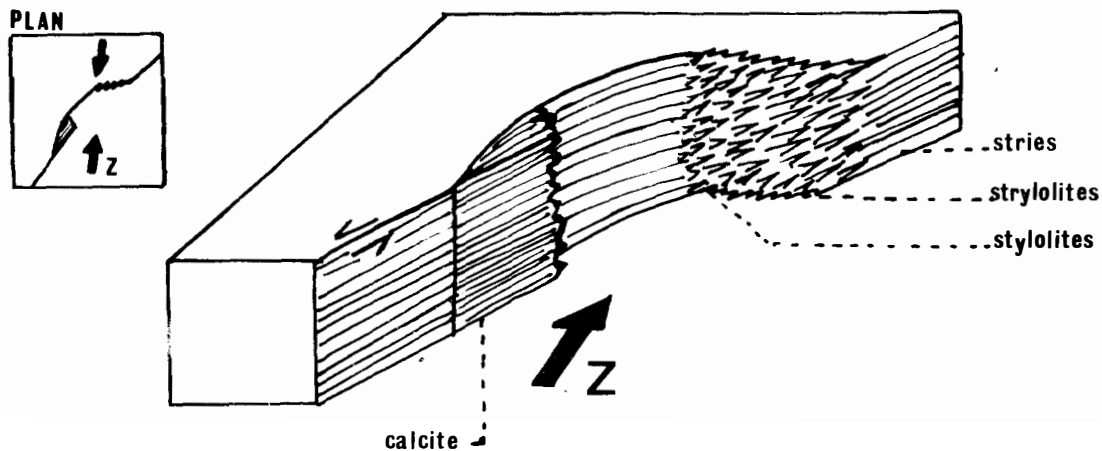


Fig. 11. - Rapports entre stries, stylolites, stylolites et placages de calcite, sur un miroir de décrochement sénestre.



Ces fractures sont parfois accompagnées (cas des décrochements plurikilométriques de la zone "faille des Cévennes" dans le secteur de St Remèze) d'"écaillés" (ou "copeaux" tectoniques). Par exemple, il existe un "copeau" d'Urgonien dans le Barrémien inférieur à l'Ouest de St Remèze. Ces "écaillés" seront étudiés plus en détail dans un chapitre ultérieur (sur la zone structurale 2).

b) Les microstructures dues à la phase Pyrénéo-provençale sont des microplis et des crochons de strates associés à des fractures, des microfractures, des fentes et des stylolites. Une autre microstructure, un feuilletage (sorte de schistosité de fracture) associé aux décrochements plurikilométriques, sera décrit dans le chapitre sur la zone structurale 2.

Les microplis sont souvent associés à des fractures ainsi que les crochons de strates (exemple : crochon anticlinal dans la partie chevauchante le long d'une faille inverse). Mais il est évident que dans l'Urgonien massif, ces microplis seront très rares.

Les microfractures Pyrénéo-provençales sont semblables en direction, en pendage et en type structural, aux mégafractures de la même zone, et toute fracture importante en longueur et en intensité de rejeu (mégafracture) se trouve accompagnée, le plus souvent, de nombreuses microfractures parallèles. C'est sur cette constatation qu'est basée l'analyse microtectonique d'une région par l'étude des microfractures. De nombreux ripages banc sur banc inverses dont les plans ont une direction générale Est-Ouest, sont attribuables également à cette phase de compression.

Les fentes calcifiées (structures de recristallisation) Pyrénéo-provençales sont très nombreuses dans le Bas-Vivarais. De direction parallèle à celle du raccourcissement principal (c'est-à-dire en moyenne Nord-Sud), ces fentes calcifiées subverticales sont associées à des stylolites Pyrénéo-provençaux (voir fig. 8) qu'elles recoupent ou qui les recoupent ce qui permet de les différencier des fentes dues à des phases postérieures. Ces fentes sont de largeur variable (millimétriques à centimétriques) et leur remplissage de calcite est parfois formé de plusieurs couches de cristaux (rubanement) qui, par leurs couleurs différentes, montrent une cristallisation en plusieurs temps. Le centre de la fente est souvent occupé par une géode.

Ces fentes sont discontinues et sont d'échelle plurimétrique au maximum.

L'analyse plus précise des pôles de fente sur diagramme (voir fig. 8) montre souvent deux maxima. Ce phénomène est du à la présence de nombreux décrochements potentiels (voir fig. 9) qui créent deux familles de fentes subverticales. Cette formation de fentes précédant la cassure explique la plus grande fréquence de fentes calcifiées à l'approche des décrochements.

Il existe également des failles inverses potentielles créant quelques fentes (assez rares) Est-Ouest pyrénéennes (à pendage souvent faible : de 0 à 45°).

D'autres structures, plus rares s'observent, ce sont des filons de calcites pyrénéo-provençaux, épais parfois de plusieurs mètres (avec des stries en décrochement à l'intérieur de la calcite) qui sont dues soit à des décrochements-écartements qui, ne s'étant pas karstifiées, se sont remplis de calcite (voir fig. 10), soit à des décrochements non rectilignes ayant créé des vides (voir fig. 10).

Les placages de calcite (d'épaisseur millimétrique à centimétrique) des miroirs de faille Pyrénéo-provençaux sont eux aussi très fréquents. Ils correspondent à un remplissage des vides créés par les inégalités d'un miroir de faille (voir fig. 11). Le même phénomène de comblement des vides explique la présence de filons de calcite subhorizontaux (ou à pendages faibles) le long de failles inverses peu pentues ou de ripages banc sur banc.

Les stylolites (structures de dissolution) pyrénéo-provençaux, dus à la dissolution, sous l'effet de la contrainte, d'une partie de la roche, sont également très fréquents dans les terrains calcaires et marno-calcaires du Bas-Vivarais.

Ces stylolites sont de deux types : ce sont d'abord des stylolites à plans subverticaux et à pics subhorizontaux se trouvant dans la masse de la roche (voir fig. 8). Ces pics se trouvent dans un cône formant un angle d'ouverture maximum de 30° autour de la direction du raccourcissement principal (Arthaud, Mattauer). La direction moyenne de ces pics est donc subméridienne. Ces stylolites augmentent nettement en fréquence à l'approche d'une fracture (voir fig. 8).

Le deuxième type de stylolite se trouve sur des plans préexistants tels que des fractures lorsque celles-ci ne sont pas parfaitement rectilignes, présentant des anfractuosités ou dans le cas des décrochements-rapprochements. Ce sont alors des "stylolites", intermédiaires entre la strie et le stylolite (voir fig. 11). Comme dans le premier cas de stylolite, leurs pics sont proches de la direction de raccourcissement maximum.

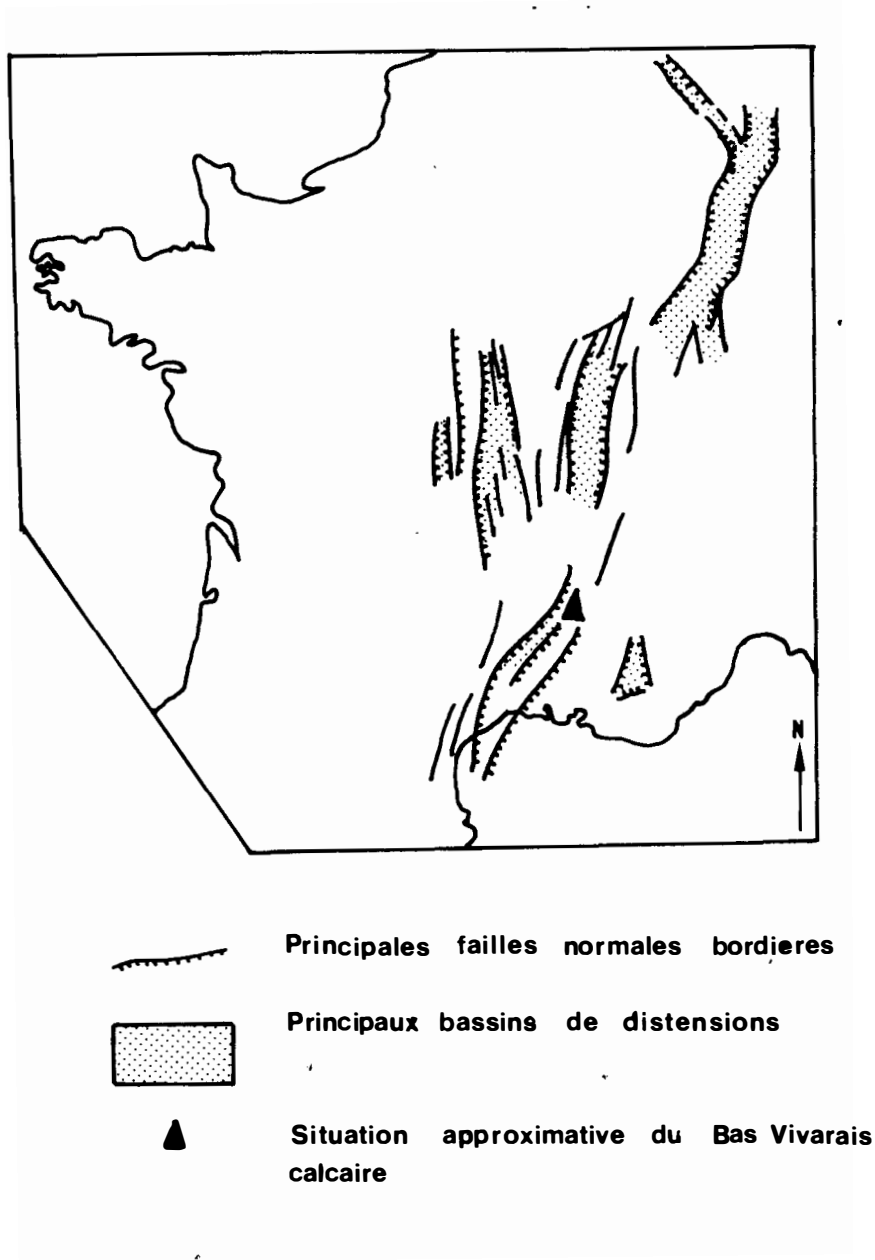
Les stylolites pyrénéo-provençaux sont contemporains des fentes calcifiées décrites précédemment.

III.-3.3. Datation

La phase de compression pyrénéo-provençale peut être datée comme post-lutétienne et anté-sannosienne dans le Bas-Vivarais.

En effet, le Lutétien de la région de Laval St Romans, bien qu'apparemment peu déformé par la phase pyrénéo-provençale, est affecté par des failles dues à cette phase tectonique tandis que le Sannoisien, du bassin d'Alès, qui le recouvre en discordance (voir fig. 5) est totalement dépourvu de structures tectoniques ou microtectoniques attribuables à cette phase de compression.

Fig. 12. - Situation des principaux bassins de distension oligocène de l'Est et du Sud-Est de la France.



Cette phase tectonique se serait donc produite pendant le Bartonien, ce qui est confirmé, dans le contexte régional, par les résultats des études de l'Eocène de la région de Montpellier (discordance intra-bartonienne).

III.-4. LA PHASE DE DISTENSION OLIGO-MIOCENE

III.-4.1. Contexte structural

La phase de compression Pyrénéo-Provençale a été suivie, dans le Bas-Vivarais, par une longue phase de distension qui occupa l'Oligocène et une partie du Miocène.

Cette distension, par sa durée et son intensité, a joué un grand rôle dans la morphologie et dans la karstification de la région.

La direction moyenne d'allongement de cette phase tectonique a été NW-SE avec des variations selon les zones. Cet allongement moyen s'est en général produit perpendiculairement aux principaux accidents de direction cévenolle : lorsque ceux-ci sont de direction 020 à 030, l'allongement (X) est 110 à 120, lorsque ceux-ci sont 060 (passage des grands accidents plurikilométriques dans le centre du secteur étudié) l'allongement est 140 à 150. Il est intéressant de noter que dans cette région, la direction majeure de la fracturation a peut être induit la direction moyenne de l'allongement.

Cette distension est assez généralisée à l'Oligocène dans tout l'Est et le Sud-Est de la France (domaine périalpin) : elle est responsable de la création de nombreux fossés d'effondrements limités par des failles normales qui se relaient du SW au NE à travers toute la France, dans lesquels se sont déposés le plus souvent les sédiments oligocène (voir plan schématique de la fig. 12).

Les principaux fossés d'effondrements datant de cette époque sont le fossé d'Alès (qui vient s'achever dans la région de Vallon Pont d'Arc, à l'Ouest de la zone étudiée), le fossé de la Limagne, du Forez, ainsi que de nombreux autres bassins d'effondrement dans le Massif Central, la Provence, la vallée du Rhône et le Languedoc. De même, le fossé de Bresse et le fossé Rhénan se sont formés à la même époque. Toute la sédimentation des terrains oligocènes (et parfois miocènes) a été guidé, modelé par cette distension. Celle-ci n'a pas été une phase tectonique bien définie dans le temps (comme une phase de compression) mais plutôt un long épisode, avec des maxima (surtout à l'Oligocène) et des rémissions, pendant lequel la région (et une grande partie de la France) a été soumise à une distension.

Cette distension a provoqué l'effondrement en escalier de la région, à partir des accidents cévenols ce qui, sous l'influence de l'érosion, a amené l'affleurement de terrains de plus en plus ancien du SE vers le NW (voir contexte géologique dans le chapitre de localisation).

III.-4.2. Les structures de distension oligo-miocène

La phase de distension qui a suivi la phase de compression Pyrénéo-provençale, a surtout provoqué la réutilisation en jeu normal des structures cassantes antérieures (à toutes échelles) sans apparemment créer de nouvelles familles de fractures (les nouvelles fractures, créées par la distension, étant le plus souvent parallèles à la direction de familles de fractures antérieures et utilisant sans doute, de ce fait, des microfractures ou des fractures potentielles se trouvant dans la masse calcaire).

Les microstructures de distension sont, éparses, nombreuses et présentes dans toute la région : microfailles normales, fentes, stylolites.

a) Les mégastructures sont surtout des fractures qui ont joué ou rejoué lors de la distension et l'ont fait avec un rejet normal et peut être, pour certains, un rejet en décrochement lorsqu'elles sont associées à des rîpages banc sur banc provoqués par le jeu normal d'une fracture (selon le processus démontré par Ball, en 1973, dans le Languedoc). Mais ces décrochements (à pitch souvent assez fort) dus à la distension, sont difficiles à différencier des décrochements dues aux phases de compression. L'Urgonien, qui forme la majeure partie des affleurements du Bas-Vivaraïs calcaire, étant le plus souvent très massif et de ce fait, ne facilitant pas l'apparition de rîpages banc sur banc, la présence de décrochements liés à la distension sera considérée comme rare et ils ne seront pas différenciés, dans cette étude, des décrochements de compression pyrénéo-provençale et alpine. Mais leur présence explique certaines anomalies dans les diagrammes stéréographiques ayant trait aux décrochements et en particulier dans l'étude des plans de mouvements.

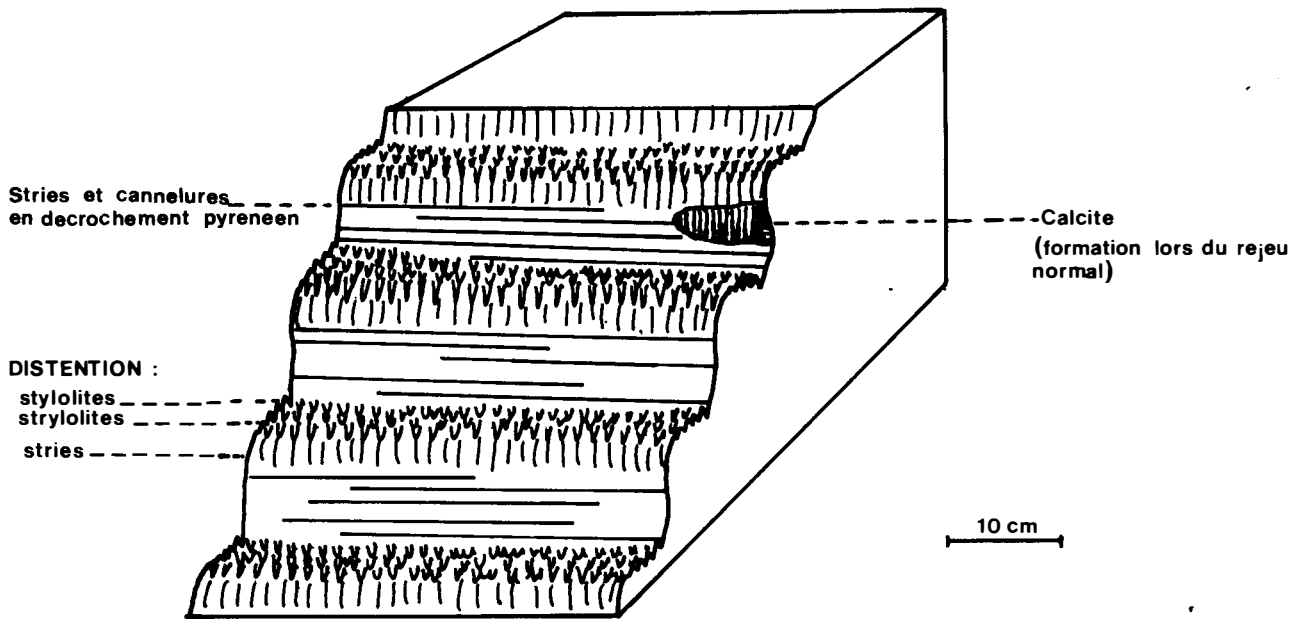
Les mégastructures de distension sont donc surtout des failles normales et un très grand pourcentage de ces failles normales sont des accidents pyrénéo-provençaux ayant un ou plusieurs rejeux normaux (car fréquemment il y a plusieurs familles de stries normales) sous l'influence de la distension, et avec un pitch plus ou moins fort selon leur direction par rapport à la direction principale d'allongement. Les exemples sont innombrables, dans le Bas-Vivaraïs, de miroirs de décrochements ou de failles inverses pyrénéo-provençales striées postérieurement en faille normale avec des pitches différents selon leurs directions par rapport à l'allongement (voir les principaux cas qui peuvent se présenter sur la fig. 13).

La postériorité du rejeu normal par rapport aux mouvements pyrénéens est prouvée dans de nombreux cas d'accidents (stries normales recoupant des stries en décrochement, stries ou stylolites normales affectant des cannelures horizontales, placages de calcite indiquant un rejeu normal et recouvrant des stries horizontales, etc...).

Cette réutilisation d'accidents antérieurs est également prouvée par l'étude statistique des directions de fracture selon leur nature, ceci sur histogrammes et diagrammes : les maxima directionnels de décrochements pyrénéo-provençaux correspondent le plus souvent à ceux des failles normales. (l'analyse détaillée, zone par zone, est exposée ultérieurement dans cette étude). Mais il faut noter que certaines familles de fractures qui, par leur direction défavorable n'avaient pas été utilisées par la compression pyrénéenne, l'ont été par la distension. Il faut remarquer que les accidents de direction cévenolle (030 à

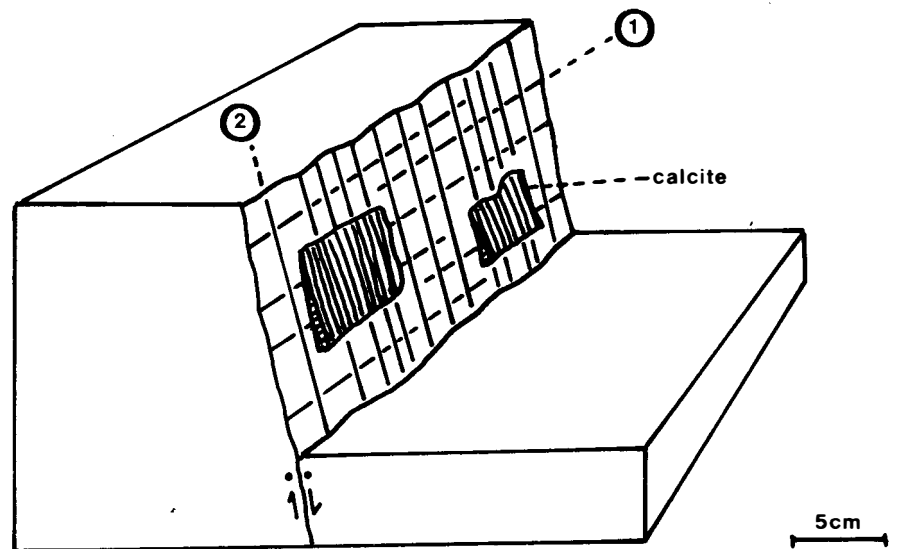
Figure 13

- Exemples de superposition de la phase pyrénéo-provençale et de la phase de distension sur une même structure (fracture).



Cannelures en décrochement striées par un rejeu normal.

Miroir en décrochement affecté par un rejeu normal.



- ① Stries en décrochement pyreneen
- ② Stries et calcite indiquant un rejeu posterieur normal

Fig. 14. - Structure générale schématique du Bas-Vivaraïs calcaire (avec la représentation de l'intensité relative des mouvements verticaux lors de la distension).

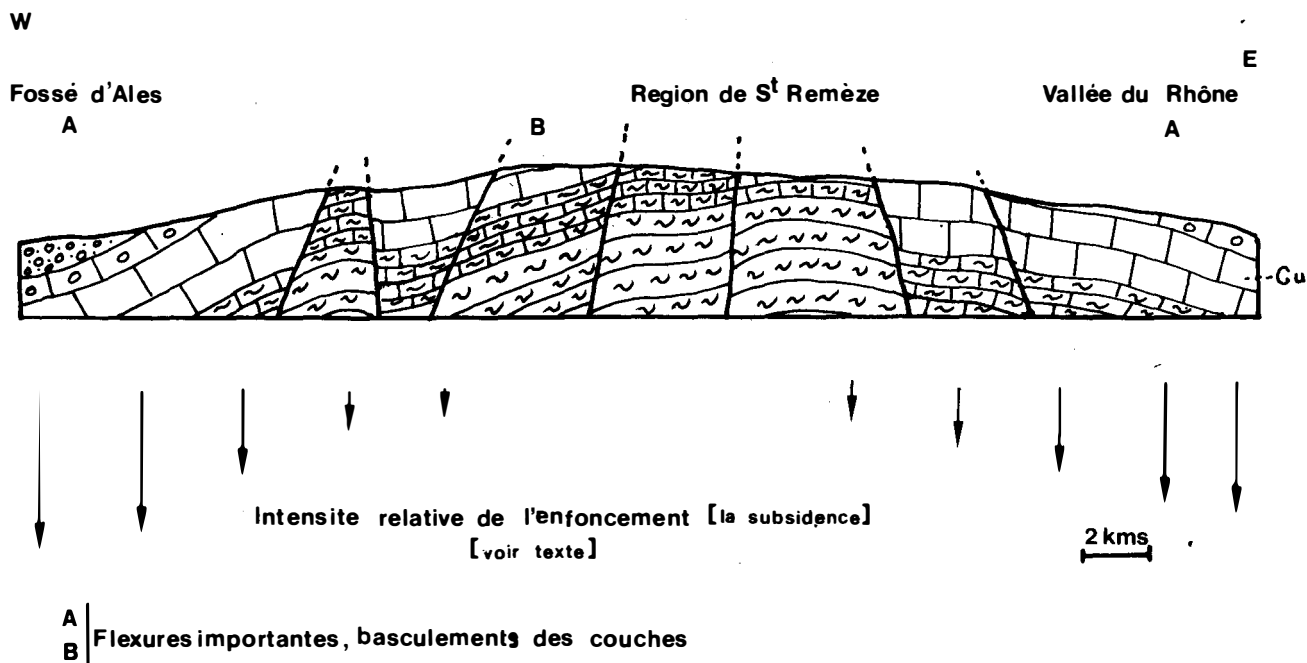
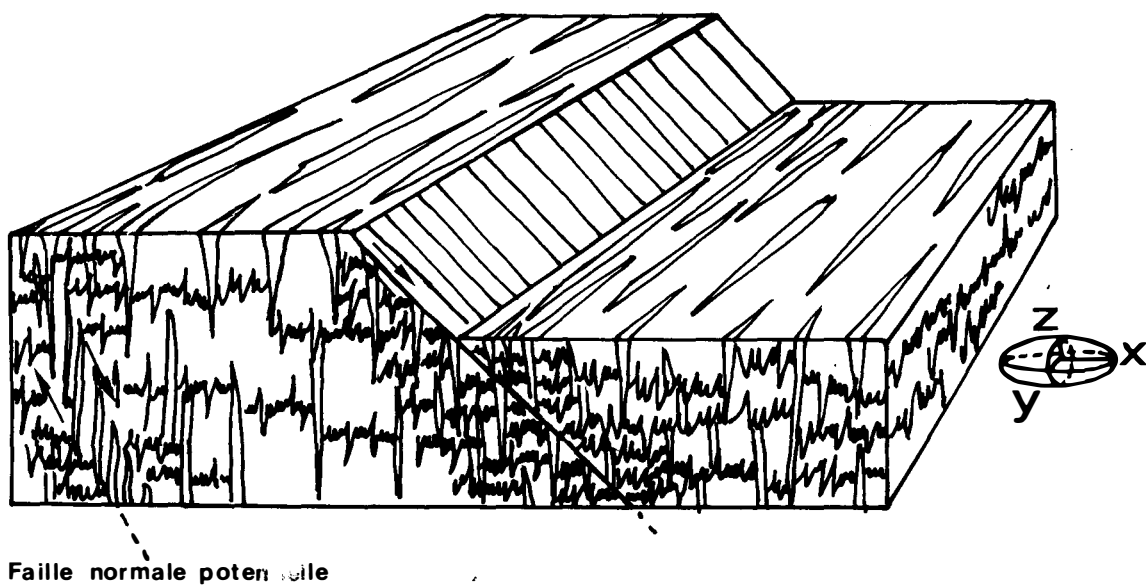


Fig. 15. - Fentes calcifiées et stylolites associés à une faille normale.

Fig. 16. - Faille normale potentielle.



070), décrochements ou failles inverses Pyrénéo-provençales, ont presque tous rejoué en faille normale à l'Oligocène. La fréquence et l'intensité du jeu (ou du rejeu) des failles en distension croît lorsqu'on se rapproche du fossé d'Alès (donc croît d'Est en Ouest) et c'est dans la région située entre St Remèze et Vallon Pont d'Arc, que les failles normales sont le plus nombreuses et où elles ont un rejeu le plus important. Dans ce secteur, ces failles normales de direction cévenolle ont découpé la région en horst et grabben, avec des rejeux verticaux qui peuvent dépasser parfois la centaine de mètre (voir coupe de la fig. 4).

Parmi les mégastructures de distension, il faut citer également les flexures et basculements de couches de bordure du massif urgonien.

Les flexures (voir fig. 14) sont parfois d'échelles kilométriques et sont accompagnées le plus souvent de failles normales parallèles à la structure. Elles sont parfois difficile à différencier des basculements de couche. Lorsque la flexure est liée à une grosse faille normale, il s'agit alors plutôt d'un crochon de grande échelle (parfois kilométrique). L'Urgonien disparaît sous le bassin d'Alès (région de Vallon) et sous la vallée du Rhône, par une flexure. La flexure du Vallon Pont d'Arc (entrée des gorges de l'Ardèche) induit un pendage assez fort (40°) de l'Urgonien vers le NW (voir coupe générale sur la fig. 4) et semble nettement liée à la subsidence du bassin d'Alès. La flexure de bordure de la vallée du Rhône est, elle, plus faible en général, mais peut être également assez forte (45° à St Montant) lorsqu'elle est liée à un accident normal plurikilométrique.

Les basculements de couches sont, eux, surtout nombreux dans l'Ouest du Bas-Vivarais calcaire (région au Sud de la Dent de Rez). Ils sont liés également à la subsidence plus intense de la région de Vallon Pont d'Arc. Ce sont des basculements de l'ensemble de blocs limités par des accidents cévennois normaux. Entre ces accidents, le pendage est alors régulier vers le NW (exception faite de la zone des crochons de strates en bordure même des accidents).

Ces flexure et ces basculements de couche bordant la région à l'Ouest et à l'Est, ont joué un grand rôle dans la structure générale de celle-ci. En effet, une partie du bombement du massif Urgonien du Bas-Vivarais (amorcée dès le Crétacé supérieur) serait causée par cette subsidence différentielle (nettement plus forte dans le bassin d'Alès et dans la vallée du Rhône).

Par l'intermédiaire de ces flexures et de ces basculements de bordure, elle aurait induit par relativité d'intensité de mouvement vertical, la plus grande altitude des terrains crétacé inférieur de la région centrale (secteur de St Remèze). Cette structure générale est schématisée sur la fig. 14.

Il existe une autre mégastructure qui sera étudiée plus en détail dans le paragraphe sur les fentes ; il s'agit d'une partie des filons de calcites d'une épaisseur parfois supérieure à dix mètres, qui se trouvent parallèlement et contre certains accidents plurikilométriques.

b) Les microstructures de distension sont de plusieurs types : crochons de strates associés aux failles normales, microfailles normales, fentes et stylolites. Un feuilletage tectonique de la roche, accompagnant les grands accidents normaux, sera décrit ultérieurement dans cette étude.

Les crochons de strates accompagnent presque toutes les failles normales et ceci à toute échelle.

Les microfailles normales sont elles aussi très nombreuses et ont sensiblement la direction des familles d'accidents normaux plurikilométriques. Dans cette catégorie, il faut classer également les ripages banc sur banc normaux et inverses (selon le pendage des strates et de la faille) associés à des failles normales.

Les fentes calcifiées de distension oligo-miocène sont fréquentes dans toute la région. Elles sont le plus souvent perpendiculaires à la direction principale d'allongement (X). De ce fait, elles sont fréquemment associées à des failles normales à pitch fort (70 à 90°). Dans ce cas, elles sont subparallèles à ces accidents, et sont de plus en plus fréquentes à l'approche de ceux-ci (voir fig. 15).

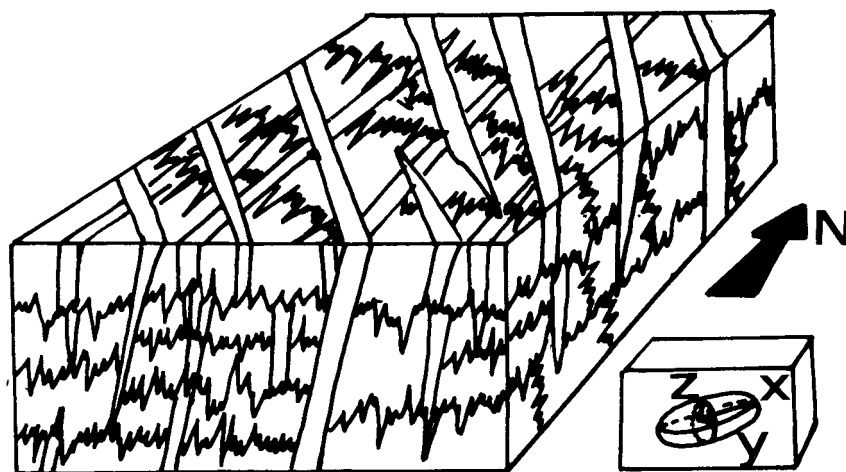
Mais ces fentes peuvent se trouver éloignées de toute faille. Elles sont le plus souvent la manifestation de failles normales potentielles (voir fig. 16).

Les fentes calcifiées provoquées par la phase de distension sont discernables des fentes pyrénéo-provençales, car les premières recoupent systématiquement les secondes ainsi que les stylolites de la même phase pyrénéenne (voir fig. 17). Parfois même, elles recoupent des microfailles de cette phase antérieure.

Dans ces fentes calcifiées peuvent se classer également certains filons de calcite de grande épaisseur longeant parfois les failles normales et dont il a été question plus haut. Ces filons, qui atteignent et dépassent parfois dix mètres d'épaisseur, sont, lorsqu'ils sont oligo-miocènes, causés par le jeu de failles normales à pendage variable avec la profondeur. Le vide créé par le mouvement de la faille, est comblé par de la calcite (voir fig. 18). Mais il est difficile de différencier ces filons dus à un rejeu normal des filons dus à un jeu en décrochement (plus fréquents) dont il a été question lors de l'étude de la phase Pyrénéo-provençale (et ceci par absence de stries dans la calcite le plus souvent).

La présence de ces filons et surtout l'abondance des fentes de calcite dans la zone bordant les accidents plurikilométriques explique sans doute le phénomène très généralisé de mise en relief par l'érosion de certaines failles (décrochements ou failles normales) et ceci en dehors de tout phénomène de dolomitisation. De véritables "dykes" sont créés, formant des "clochetons" dans les falaises urgoniennes (voir fig. 19). Ce phénomène doit être facilité, par le remplissage par la calcite de tous les interstices de la brèche de faille se créant au contact même de la fracture. Or, il semble que le plus souvent, la calcite

Fig. 17. - Fentes calcifiées et stylolites de distension recoupant fentes calcifiées et stylolites pyrénéo-provençaux, dans le Bas-Vivarais.



Non loin d'une grosse faille normale 150 (plurikilométrique)
 ($\Rightarrow X \approx 080$)

Fig. 18. - Filon de calcite associé à une faille normale (représentation schématique).

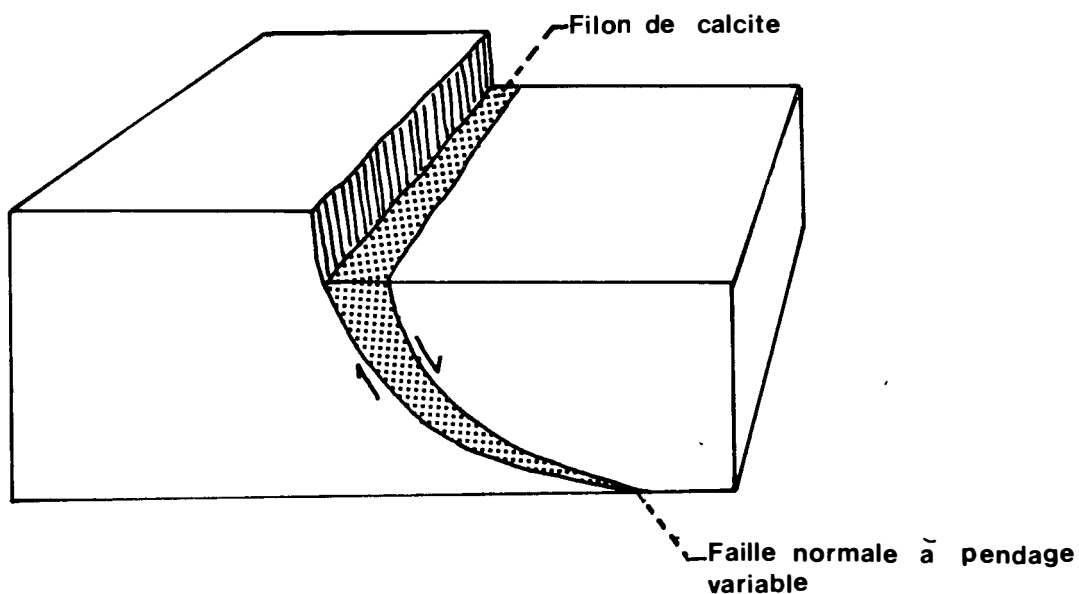


Fig. 19. - Mise en relief par l'érosion d'une zone de fracture ("dyke" de calcite) au Cirque de la Madeleine.

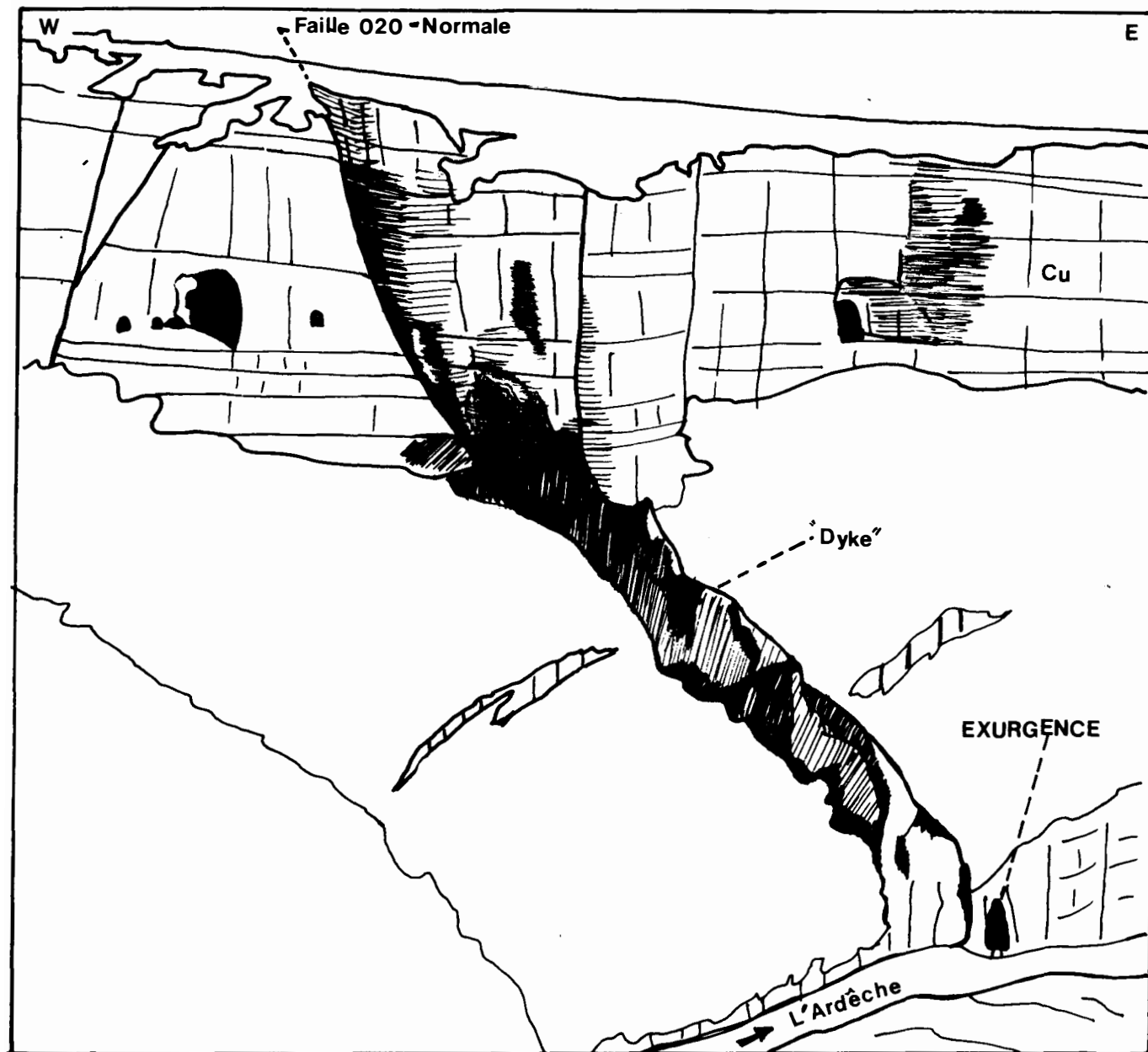


Fig. 20. - Faille inverse pyrénéo-provençale stylolitisée lors de la distension Oligo-miocène.

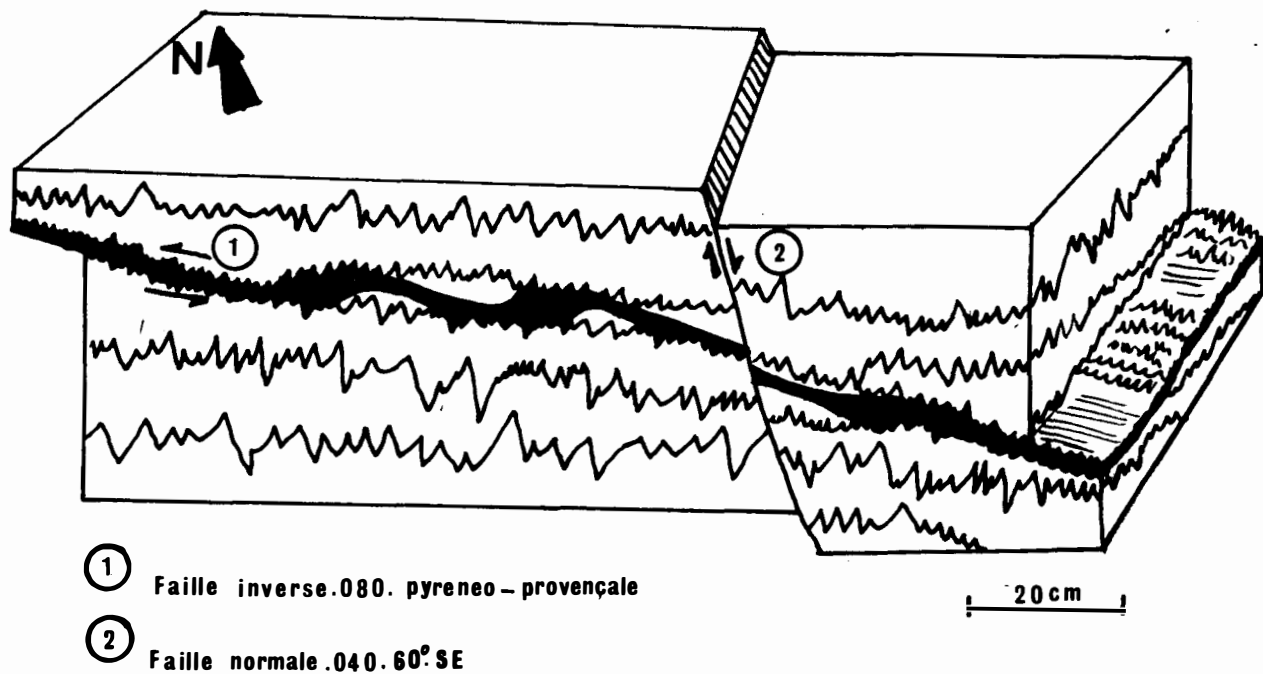
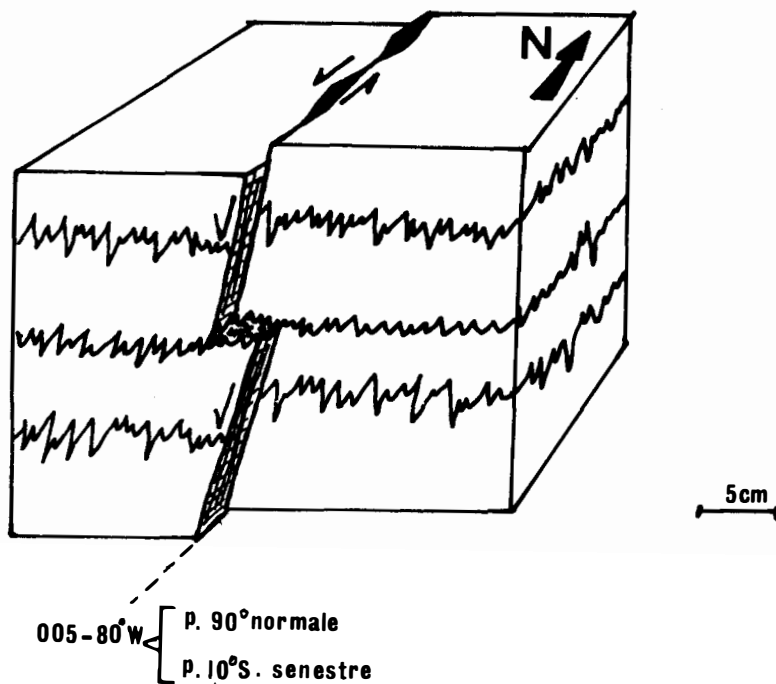


Fig. 21. - Microdécrochement pyrénéo-provençal affecté par des stylolites lors de la distension.



cristallisée soit plus résistante à l'érosion et à la corrosion que le calcaire lui même (de nombreux exemples existent de fentes calcifiées en relief, sur les parois d'une grotte ou d'une falaise) ce qui aurait pour conséquence la plus grande résistance des tracés de failles le long desquelles se trouve beaucoup de calcite. Mais il faut noter que dans certains rares cas observés (par exemple le long d'un accident 150 du secteur des grottes de St Marcel, voir fig. 39) le filon de calcite le long de l'accident forme au contraire une zone de moindre résistance à l'érosion (ce qui a entraîné la formation d'une combe dans la calcite). Ceci pourrait s'expliquer par un broyage de la calcite par un rejeu de la faille postérieur à son dépôt (le broyage entraînant une moindre résistance à l'érosion).

Comme sur les miroirs de failles pyrénéo-provençaux, les failles normales montrent fréquemment des placages de calcite dues au comblement des vides du plan de faille (voir fig. 13).

Autres microstructures importantes, les stylolites de distension à plans subhorizontaux et à pics subverticaux (voir fig. 15) sont présents dans toute la région et se différencient des stylolites diagénétiques par plusieurs caractères : ces stylolites de distension, provoqués par la direction principale de raccourcissement (Z) qui, dans ce cas, est subverticale, sont premièrement, contemporains des fentes de distension (de la même phase oligo-miocène) et par conséquent, tantôt ils recoupent et tantôt ils sont recoupés par ces mêmes fentes (voir fig. 15 et 17). Par contre, ces stylolites recoupent et décalent systématiquement les fentes et les stylolites pyrénéo-provençaux, ce qui n'est pas le cas des stylolites diagénétiques. Deuxièmement, les stylolites de distension, par leur fréquence augmentant à l'approche des failles normales (voir fig. 15) sont indéniablement liés au fonctionnement de celles-ci.

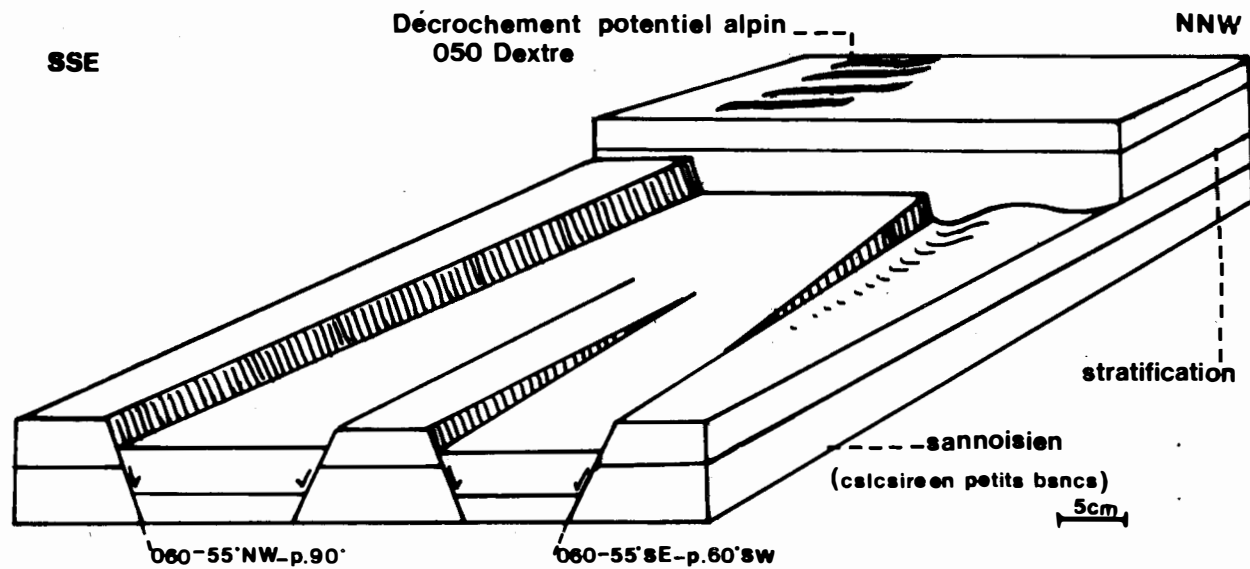
Il existe même, dans le Bas-Vivarais, des failles inverses Pyrénéo-provençales avec placages de calcite comblant les vides, qui ont été stylolitisées lors de la distension oligo-miocène (voir fig. 20) et des stylolites à pics verticaux qui décalent des microaccidents pyrénéens (voir fig. 21).

De nombreux autres exemples, dans les affleurements, montrent qu'il existe bien dans le Bas-Vivarais, des stylolites à pics subverticaux d'origine tectonique.

III.-4.3. Datation

La phase de distension post-pyrénéenne a débuté dès le Sannoisien dans le Bas-Vivarais. En effet, les calcaires en petits bancs qui forment une partie de la base de cet étage sont affectés, en particulier dans la région de Barjac, de failles normales synsédimentaires (voir fig. 22). La direction de ces failles normales synsédimentaires (direction cévenolles 050 à 060) montre que la distension avait déjà sans doute la même direction d'allongement principal (X) que par la suite.

Figure 22 - Failles normales synsédimentaires dans le Sannoisien
(Est de Barjac).



Le Stampien lui, comme il l'a été montré dans le contexte stratigraphique, a, dans le fossé d'Alès, un caractère très net de sédimentation accompagnant une subsidence importante : le long de la faille bordière ouest, les sédiments sont grossiers et leur granulométrie va en diminuant vers le centre du bassin. Il s'agit d'une sédimentation au pied du relief d'une faille active. Dans la région nord du bassin d'Alès (secteur de Salavas) la sédimentation, plus fine et plus homogène, semble indiquer une subsidence moins forte et surtout plus progressive.

Cette distension s'est poursuivie ensuite au Miocène. En effet, l'Aquitaniens est lui aussi affecté de failles normales (voir fig. 23) et son dépôt est nettement lié à une tectonique de distension.

Dans les zones de passage de grands accidents (St Montant, Viviers, Le Teil), il s'est déposé au pied des reliefs de faille (même processus que pour le Stampien, voir fig. 50) et ses dépôts sont affectés par les jeux postérieurs (normaux et en décrochements) de ces mêmes accidents : des galets aquitaniens, de bordure des failles, sont striés et les sédiments de cet âge se trouvent souvent coincés en lambeaux tectoniques le long des gros accidents de la zone "faille des Cévennes" (NE de Larnas, Nord de Montant). Il faut noter, de plus, que l'Aquitaniens, en dehors de l'affleurement de surface réduite de St Marcel d'Ardèche (à caractère de sédimentation lacustre, sans perturbation synsédimentaire importante) ne se trouve que dans la zone de passage des grands accidents cévennois et seulement en bordure de ceux-ci.

Dépourvu de sédiments miocènes post-aquitaniens, l'étude du Bas-Vivarais calcaire ne permet pas de connaître l'évolution de la distension post-aquitaniennne. Mais les sédiments de cet étage étant affectés de failles normales, il est certain que cette distension a continué durant le Miocène ; mais pour en avoir des preuves, il faut sortir du cadre de la région étudiée. En effet, le Burdigalien (molasses calcaires) de St Restitut (à l'Est de St Paul Trois Châteaux, sur la rive gauche du Rhône) est affecté de quelques failles normales à rejet faible (centimétrique). A Chateauneuf du Rhône (extrême limite NE de la région étudiée) des sédiments Helvétien (grès calcaires, conglomérats, "safres", argiles) sont affectés par des failles normales : ainsi au Burdigalien et à l'Helvétien, la distension s'est poursuivie bien que perdant très nettement de son intensité. Elle a dû décroître régulièrement pendant le Miocène supérieur jusqu'à ce que les premiers prémices de la phase Alpine (fin du Miocène) viennent changer les conditions de contrainte.

La durée importante de cette distension explique les différents (jamais plus de deux ou trois) rejeux normaux, à pitch distincts, d'un certain nombre de failles normales du Bas-Vivarais. En effet, pendant les vingt millions d'années environ qu'a duré la distension, la direction d'allongement a parfois varié localement ce qui explique les rejeux différents (en valeur du pitch) des failles normales (qui ont dû jouer très souvent durant cette période).

Figure 23 - Faille normale dans l'Aquitanien de St Marcel d'Ardèche.

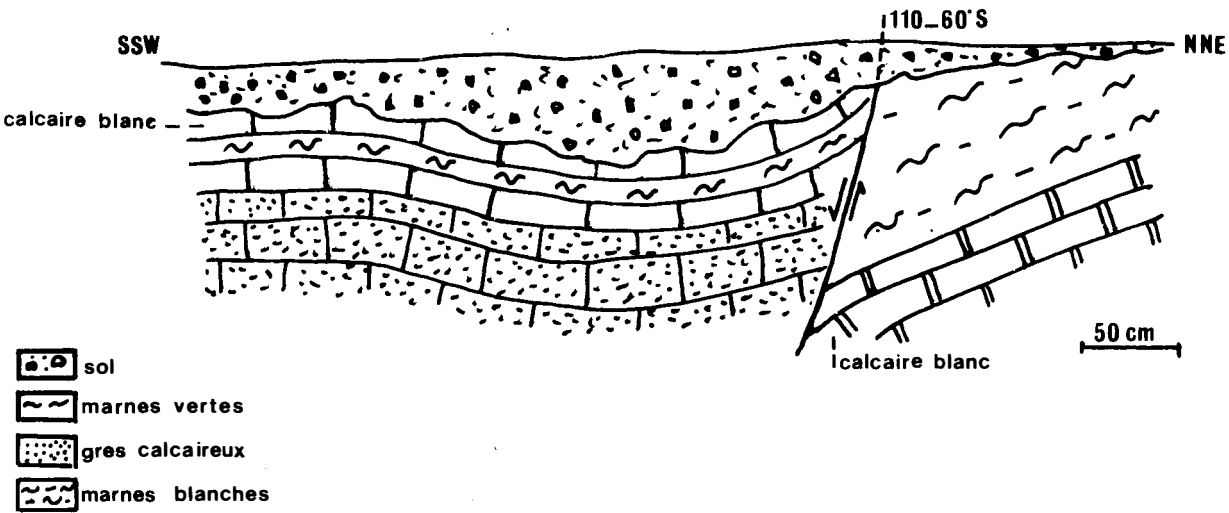
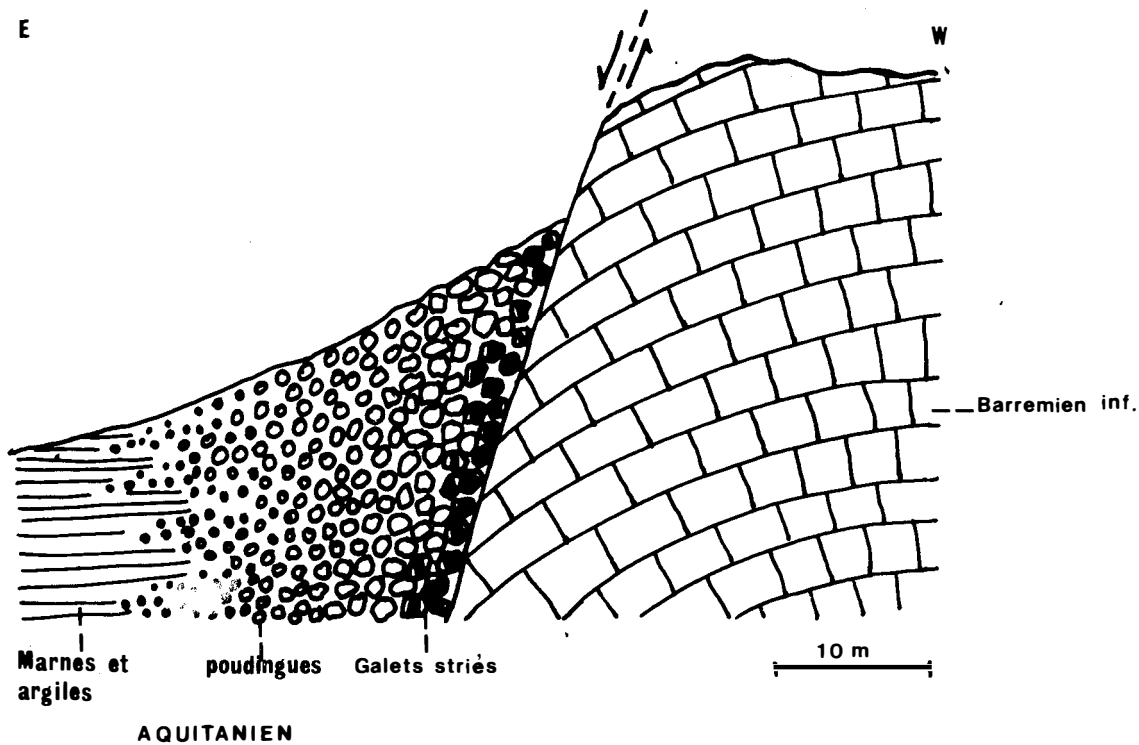


Fig. 24. - Faille normale dans le secteur du Teil avec des sédiments Aquitaniens associés (sédiments formés le long du relief de faille). Des galets aquitaniens striés prouvent un rejeu Intra ou post-aquitaniens.



III.-5. LA PHASE ALPINE

III.-5.1. Contexte structural (voir fig. 7)

La phase de distension oligo-miocène a été suivie, dans le Bas-Vivaraïs, par une phase de compression à raccourcissement principal Est-Ouest (080 à 120 suivant les zones) proche de l'horizontale.

Cet état de contrainte est la manifestation, dans le Bas-Vivaraïs de la phase rhodanienne (qui a provoqué les principales déformations des chaînes subalpines) de l'orogénèse alpine, provoquée par des mouvements relatifs des plaques européennes et africaines.

La couverture Secondaire et Tertiaire, sous l'effet du raccourcissement, s'est alors déplacée par glissement sur le Trias, provoquant une tectonique de moins en moins intense et de moins en moins souple au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'axe de la chaîne : à l'Ouest de celui-ci se trouvent des plis, des nappes et des chevauchements, puis seulement des plis et des fractures dans les chaînes subalpines et des fractures (accompagnés de quelques plis) dans le Bas-Vivaraïs.

Les grands accidents, affectant le socle et la couverture, ont joué alors sous l'effet de cette contrainte, et en particulier ceux de direction cévenolles 030 à 060 qui ont joué alors en décrochements dextres. Il faut noter que la contrainte alpine ayant un raccourcissement maximum à peu près perpendiculaire à celui de la contrainte pyrénéo-provençale, les décrochements sénestres lors de la première phase auront un rejeu dextre lors de la seconde phase et vice-versa (inversion du sens du jeu des décrochements).

III.-5.2. Les structures tectoniques alpines

La phase tectonique alpine se manifeste dans la région étudiée par des mégastructures et des microstructures. Il faut noter que d'une manière générale, les structures alpines diminuent en intensité et en fréquence de l'Est vers l'Ouest.

a) Les mégastructures dues à la phase alpine sont des plis et des failles.

Les plis alpins, assez difficiles à voir dans le Bas-Vivaraïs car affectant des terrains déjà plissés (au Pyrénéen) et gauchies (à la phase fini-crétacé et lors de la distension), sont, semble-t-il, peu fréquents.

En effet, sous l'effet des phases tectoniques successives qui l'ont affecté, l'Urgonien se présente actuellement comme une surface gondolée (à toutes échelles) avec de vastes bombements résultant en particulier de la combinaison de deux plissements perpendiculaires à laquelle il faut ajouter les flexures et

les basculements de couches dues à la distension et ceci en faisant abstraction des structures (parfois assez importantes comme à Laval St Romans) créées par la phase fini-crétacé (voir fig. 25).

Mais dans cet ensemble on peut individualiser en certains endroits des structures plissées nettement Pyrénéo-provençales et d'autres qui ne peuvent être attribuées qu'à la phase alpine et ceci pour plusieurs raisons.

Tout d'abord ce sont des plis cylindriques, d'axe Nord-Sud (de longueur d'onde variant entre 100 et 1000 mètres et d'amplitude décamétrique). Ces plis déforment parfois des structures pyrénéennes ou de distension. Par exemple, au Nord du Pont d'Arc, se voit un synclinal d'axe subméridien, d'une longueur d'onde de 300 à 500 mètres, basculant des failles normales (voir fig. 26).

Dans les terrains plus souples (Hauterivien, Crétacé supérieur, Lutétien, Sannoisien) ces plis d'axe Nord-Sud, de plus petite longueur d'onde, eux aussi alpins, sont plus fréquents mais ce sont le plus souvent de simples ondulations. Autre type de plis, ce sont les plis d'entraînement coniques le plus souvent associés à des décrochements alpins et dont l'axe s'éloigne alors sensiblement de la direction Nord-Sud.

Il existe donc, dans le Bas-Vivarais, des plis alpins, mais comme sous l'effet de l'état de contrainte pyrénéo-provençal, l'Urgonien a réagi essentiellement d'une manière cassante à l'état de contraintes alpin.

Les fractures qui ont eu un jeu alpin sont pour la plupart des fractures antérieures ayant eu des rejeux lors de la phase Pyrénéo-provençale et lors de la phase de distension. Apparemment aucune famille de fracture nouvelle ne s'est créée mais il est évident que, comme lors des autres phases, certaines fractures nouvelles sont apparues, ayant une direction parallèle à celle de familles antérieures (par jeu de microfractures ou par individualisation de fractures potentielles).

Certaines familles de fractures qui, par leur direction n'avaient pas ou peu joué lors des phases précédentes, ont pu jouer lors de la phase alpine. C'est le cas des fractures ("diaclasses") verticales 080 à 110 du secteur des grottes de St Marcel, qui, perpendiculaires au raccourcissement, n'avaient pas joué lors de la phase Pyrénéenne (leur pendage leur interdisant le jeu inverse), qui, presque parallèles à l'allongement dans ce secteur, n'avaient que peu joué lors de la distension et qui, lors de la phase alpine, ont joué très fréquemment en décrochement-écartement (voir fig. 27).

Mais d'une manière générale, il y a eu inversion du sens des décrochements (voir fig. 27).

- les décrochements sénestres NE-SW pyrénéens rejouent en décrochements dextres.

- les décrochements dextres NW-SE pyrénéens rejouent en décrochements sénestres.

Fig. 25. - Structure schématique actuelle de l'Urgonien (sans tenir compte de l'érosion) dans le Bas-Vivaraïs calcaire.

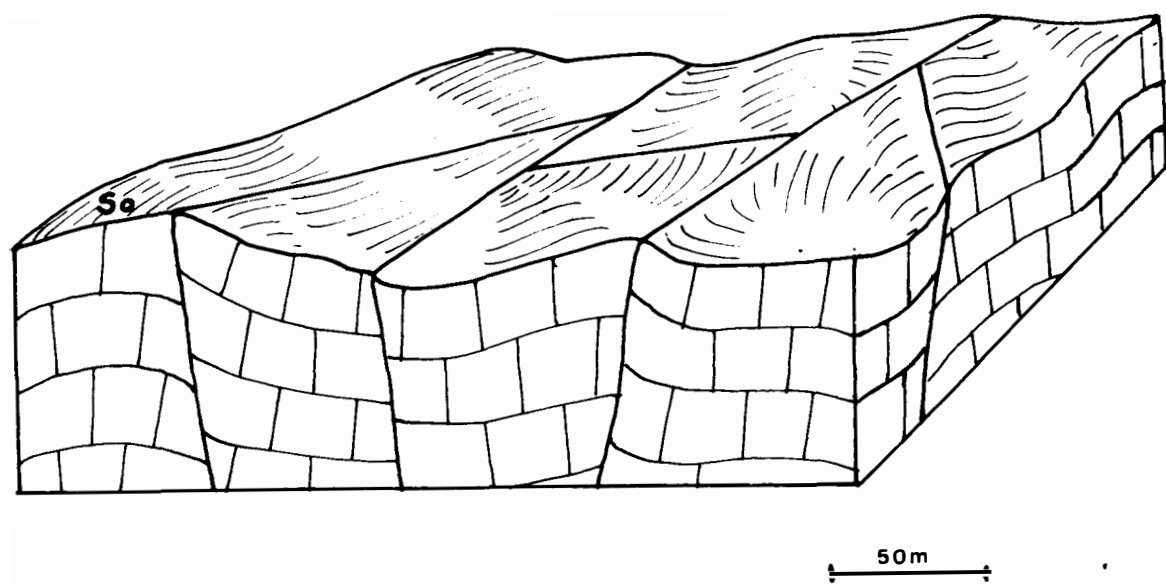


Fig. 26. - Synclinal alpin (d'axe Nord-Sud) basculant des failles normales (Cirque d'Estre, secteur du Pont d'Arc).

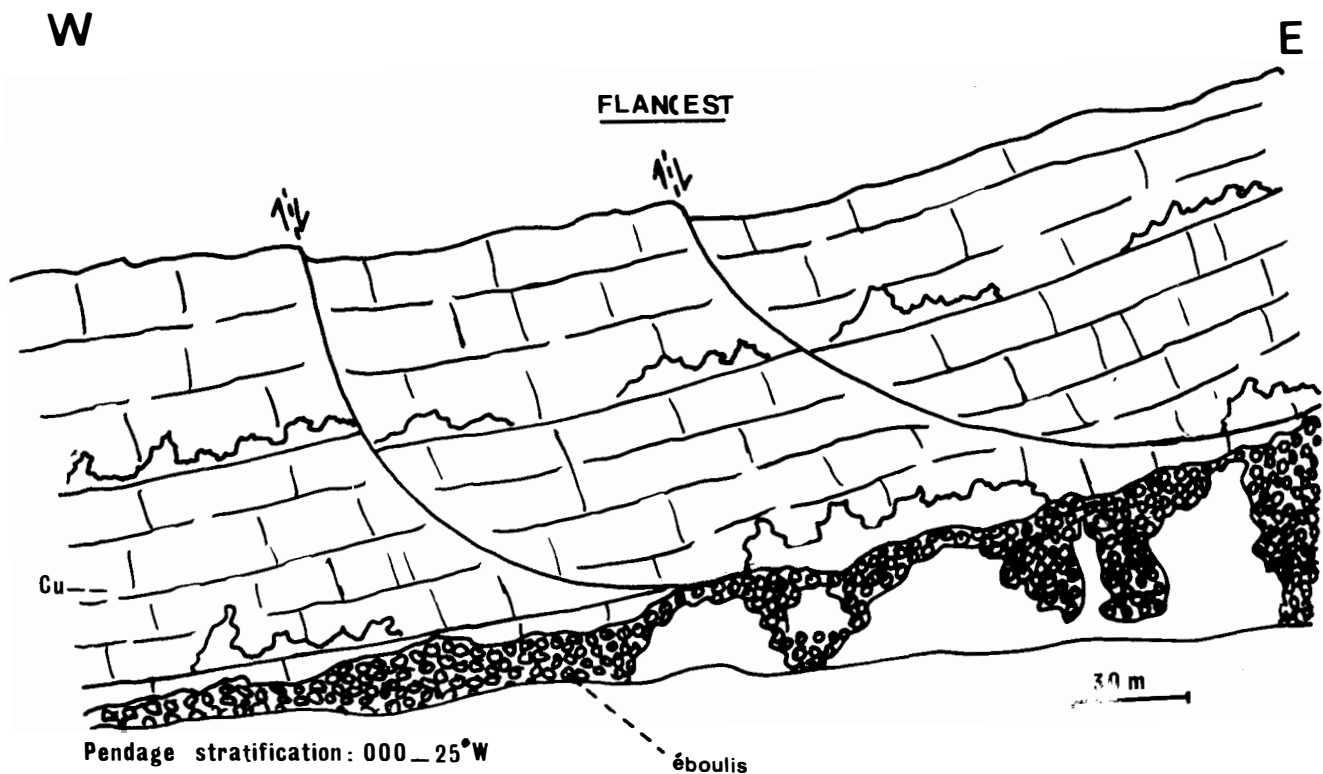
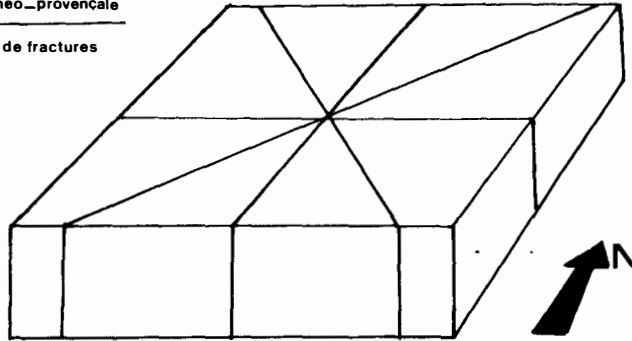


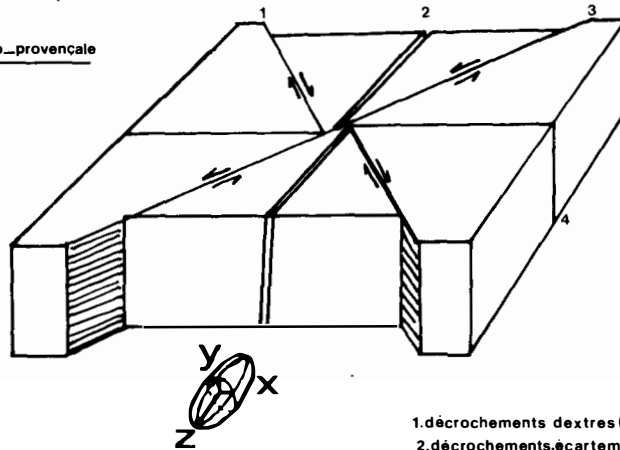
Fig. 27. - Représentation schématique de l'évolution de la fracturation du Bas-Vivarais lors des diverses phases tectoniques.

Etat avant la phase pyrénéo-provençale

Les principales familles de fractures

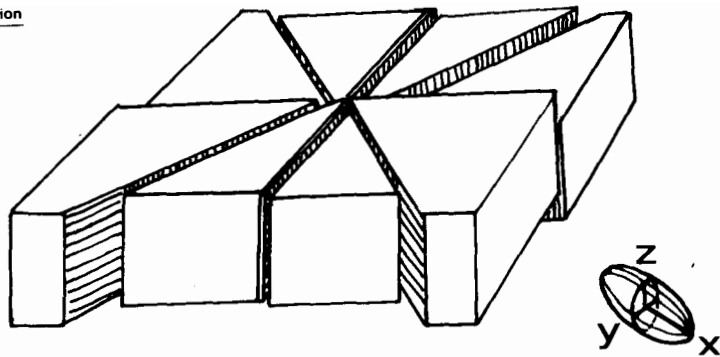


1 Phase pyrénéo-provençale



- 1. décrochements dextres (glissement)
- 2. décrochements, écartements (calcite ou vide karstifié)
- 3. décrochements senestres (glissement)
- 4. failles inverses ou fractures stylolitisées ou (selon pendage) sans rejou

2 phase de distention



3 phase alpine

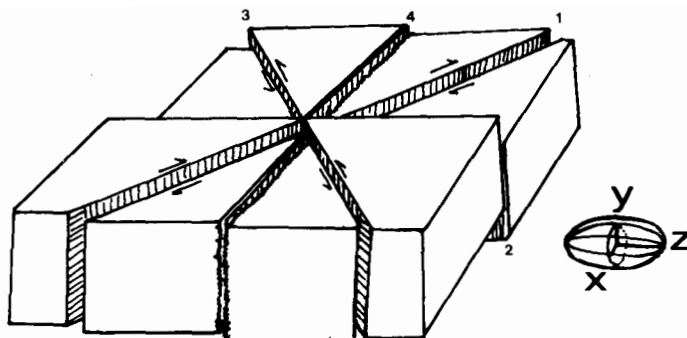
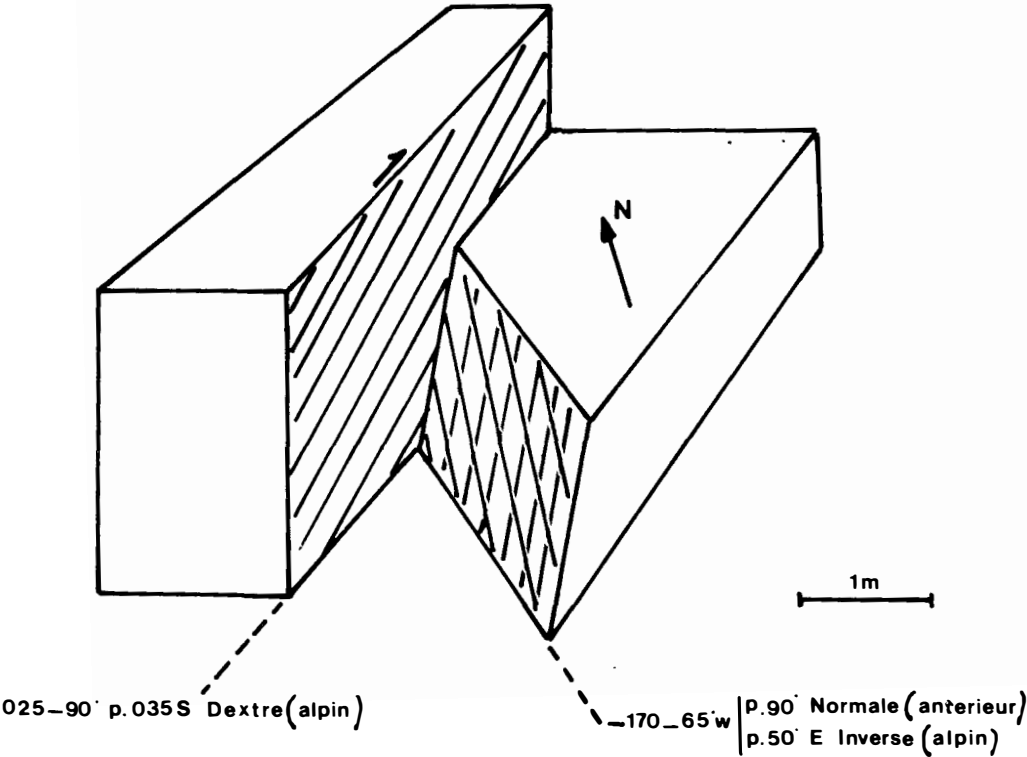
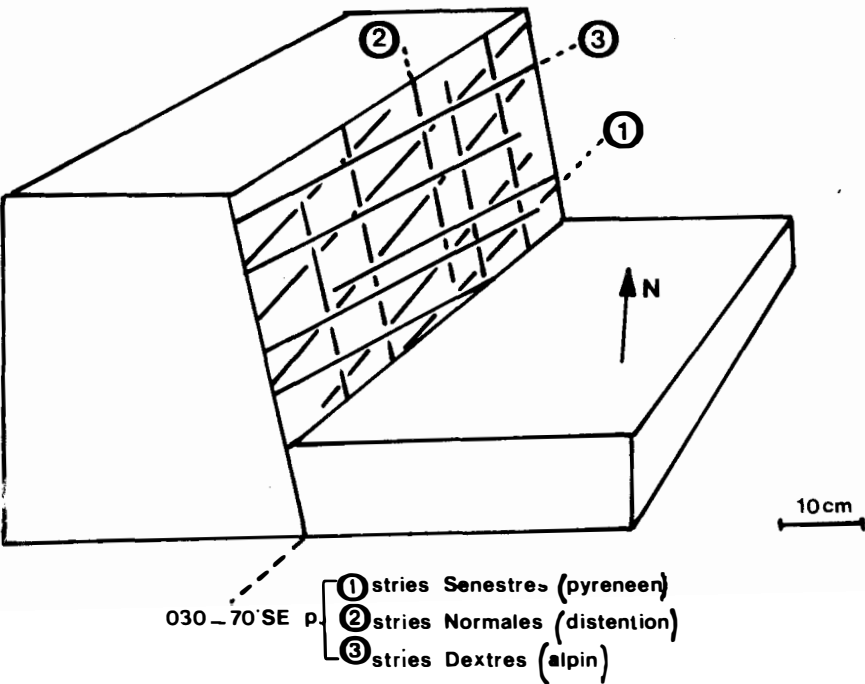


Figure 28 - Exemples de l'influence de la phase alpine sur des structures (fractures) antérieures.

Miroir en faille normale strie en rejeu inverse alpin (Combe de Pouzat).



MIROIR A TROIS REJEUX VISIBLES



Décrochement pyrénéen avec rejeu normal strie en décrochement alpin.

Les fractures Est-Ouest jouent en décrochements et les fractures antérieures Nord-Sud réagissent selon leur pendage : si leur pendage est fort (subvertical) ces fractures ne jouent pas et sont, dans l'Est de la région étudiée surtout, là où l'état de contrainte est le plus fort, stylolitisées (exemple : à l'Ouest de Bourg St Andéol, dans la carrière de "Font de Beaume"), si leur pendage est plus faible, ces fractures jouent en failles inverses (voir fig. 27).

Toutes ces fractures seront étudiées plus en détail, zone par zone, dans la suite de l'étude (chapitre : zones structurales).

Il existe de nombreuses preuves de cette réutilisation par la phase Alpine de fractures antérieures : stries alpines sur stries en faille normale, calcite alpine en décrochement sur stries en décrochement pyrénéen, etc.. Il y a même de nombreux exemples de miroirs de fracture sur lesquels se voient les trois familles de stries : décrochement pyrénéen, faille normale puis décrochement alpin (voir fig. 28) et où il est possible de voir leur relativité dans le temps. Il arrive aussi fréquemment que le jeu alpin efface les traces des jeux antérieurs (qui ne se retrouvent parfois qu'à l'aide de bouts de miroirs épargnés ou à l'aide de fentes, ou autres microstructures, associées à la faille; voir fig. 29).

Les fractures réutilisées par la phase alpine ont souvent de beaux miroirs, très nets, rectilignes, traversant toute la paroi des carrières, tandis que les fractures antérieures non réutilisées ont des miroirs souvent déformés ("gondolés") et décalés par d'autres failles.

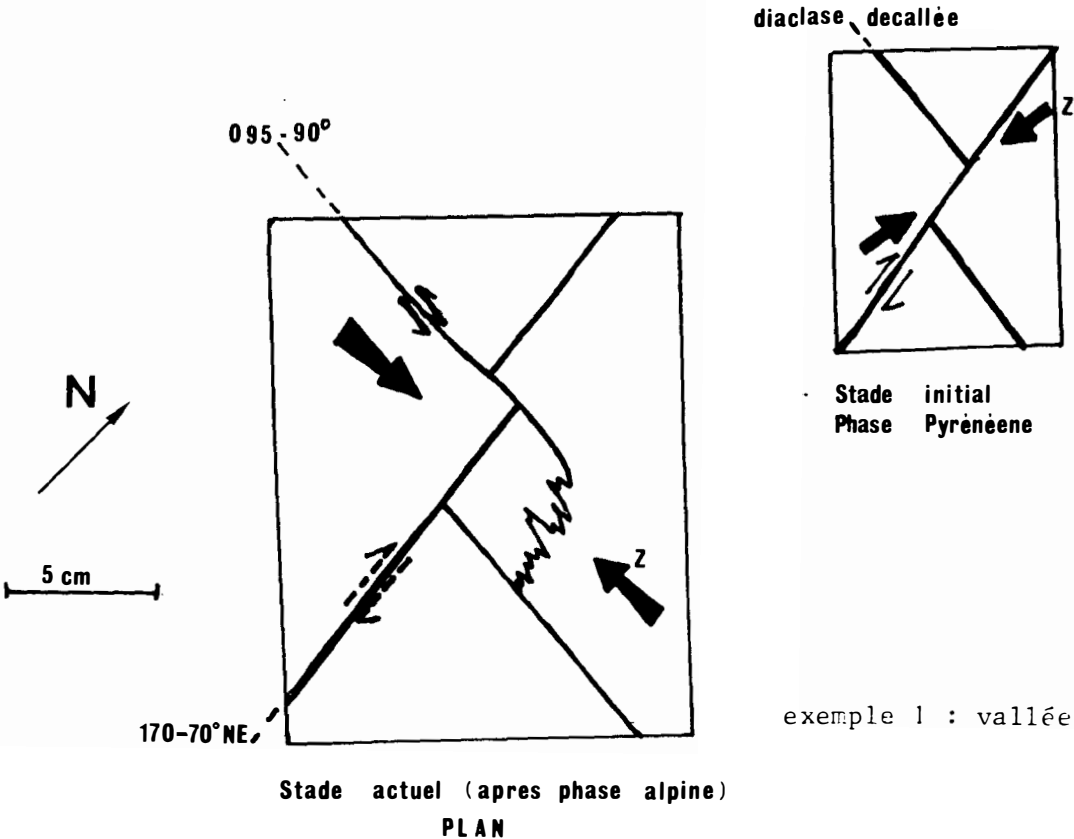
Ces fractures à jeu alpin décalent systématiquement toutes les structures antérieures (pyrénéennes et de distension oligo-miocène). Certaines fractures, décalées lors des phases antérieures et jouant à l'Alpin créent des microstructures caractéristiques, stylolites, dédoublement de fracture, etc. (voir fig. 29), prouvant ce jeu.

De nombreux ripages banc sur banc, à jeu inverse le plus souvent peuvent être également attribués à la phase Alpine. Ils fractionnent les fractures antérieures ne jouant pas et créent de nombreux décrochements inter-bancs.

Dans les ensembles lithologiques à bancs plus mince (strates métriques dans le Barrémien inférieur par exemple) ces ripages bancs sur bancs arrivent même à fractionner des accidents plurikilométriques antérieurs. Ainsi à St Alban (Ouest de Viviers) des ripages alpins fractionnent un décrochement pyrénéen sénestre (de longueur plurikilométrique) tout en faisant jouer chaque partie fractionnée en décrochement dextre (voir fig. 30).

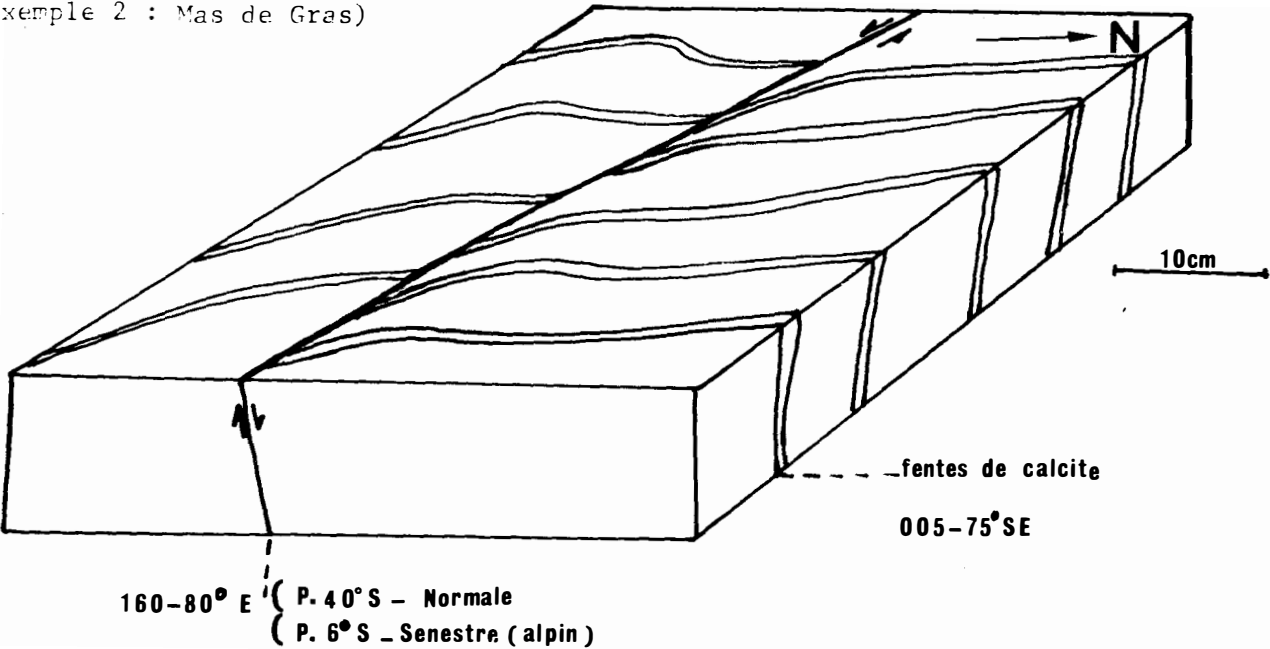
Dans l'Hautérivien (dans la vallée de l'Ibie) des décrochements pyrénéens sont tordus par des ripages inverses alpins (voir fig. 31).

Fig. 29. - Décrochements pyrénéens affectés par des rejeux alpins



exemple 1 : vallée de l'Ibie

exemple 2 : Mas de Gras)



les fentes ne sont compatibles qu'avec un rejeu antérieur dextre (pyreneo-provençal)

Fig. 30. - Ripages banc sur banc alpins affectant un décrochement pyrénéen plurikilométrique (St Alban, au Nord de Vivier).

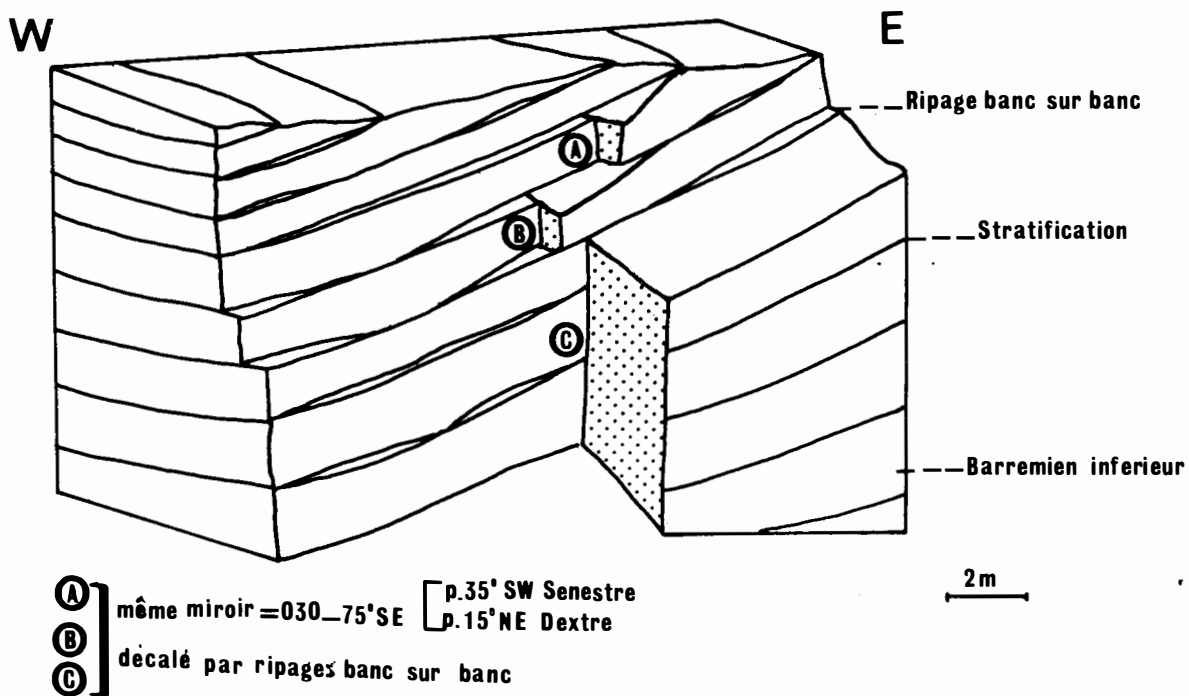
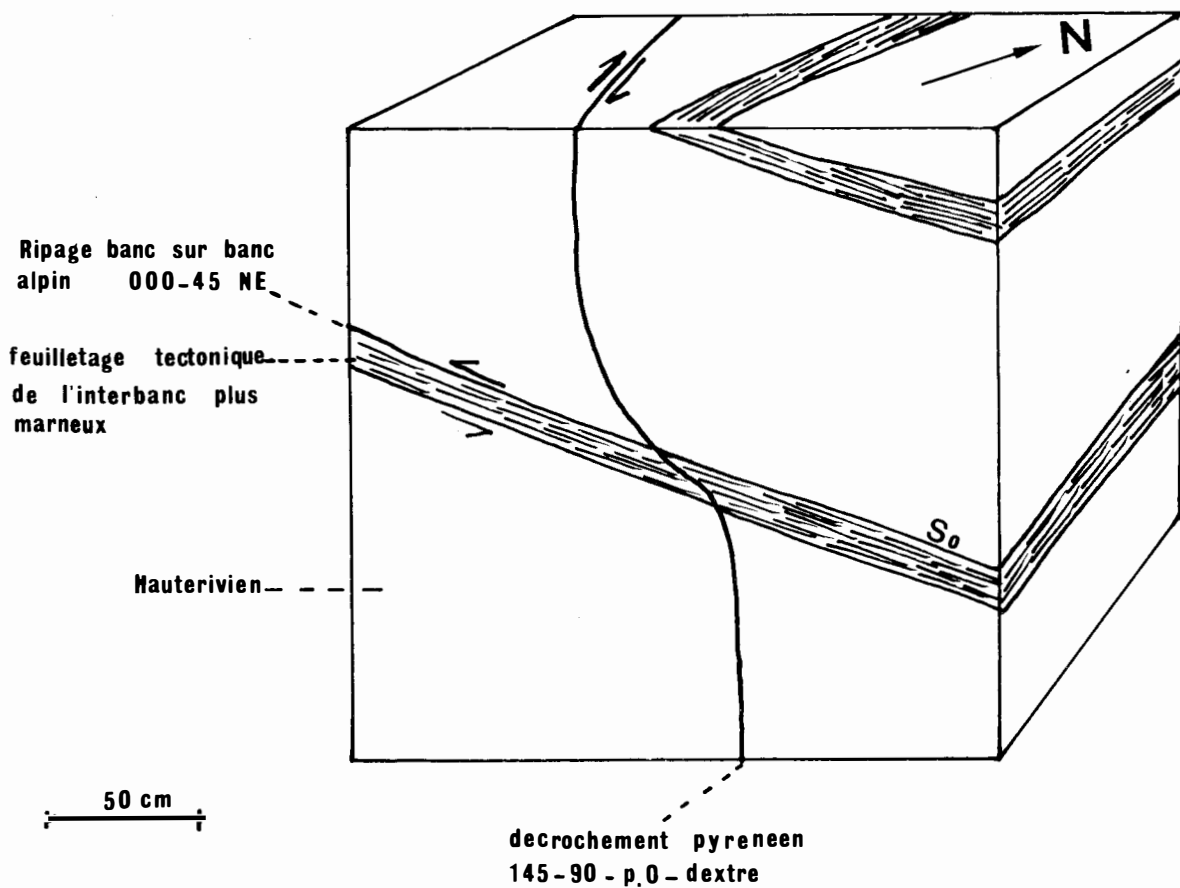


Fig. 31. - Ripage banc sur banc alpin dans la vallée de l'Ibie.



Les accidents plurikilométriques 050 à 060, qui traversent la région obliquement, ont joué eux aussi fréquemment à l'Alpin et les lambeaux d'Aquitainien coincés le long de ceux-ci, dans la région située entre Larnas et Viviers, apportent la preuve de ces mouvements (en faille normale lors de la distension et en décrochement à l'Alpin).

b) Les microstructures dues à la phase Alpine sont des microplis et des crochons de strates associés à des fractures, des microfractures, des fentes et des stylolites.

Les microplis et les crochons de strates alpins se trouvent le long des fractures ayant joué lors de cette phase.

Les microfractures alpines ont le plus souvent la même direction, le même pendage et la même nature que les mégafractures de la même famille directionnelle (voir mégafractures).

Les fentes calcifiées alpines sont nombreuses dans le Bas-Vivarais, surtout dans l'Est de cette région. Leur direction est parallèle à celle du raccourcissement principal, c'est-à-dire en moyenne Est-Ouest (mais ces fentes suivent les variations directionnelles du raccourcissement, en cas de réfraction à l'approche d'un accident par exemple) et leur pendage est le plus souvent subvertical. Ces fentes calcifiées sont associées à des stylolites alpins (voir fig. 32) qu'elles recoupent et qui les recoupent.

Certains des filons de calcite, d'épaisseur plurimétrique, bordant parfois les accidents 150 de la zone structurale 3 dans le secteur des grottes de St Marcel (voir fig. 10 et 39) ont peut être une origine alpine en relation avec le changement de direction des accidents 150 à l'approche du secteur de Bidon (ils tournent pour devenir 160). Le rejeu sénestre de ces fractures pouvant créer des vides importants le long des portions de miroir de direction 150.

Les fentes alpines recoupent toutes les microstructures des phases antérieures. Par exemple, elles recoupent des microdécrochements pyrénéens (voir fig. 33), des fentes et des stylolites de la même phase pyrénéenne (voir fig. 32) ainsi que de distension oligo-miocène.

Ces fentes, étant également souvent l'indice de décrochements potentiels, forment deux maxima de pôles sur les diagrammes. Ces décrochements potentiels sont fréquents dans le Bas-Vivarais (voir fig. 34).

Un caractère particulier de certaines de ces fentes alpines est l'utilisation par elles de microfractures antérieures. Ce phénomène crée de longues fentes, parfois rectilignes, d'un caractère moins discontinu que les fentes pyrénéennes ou oligo-miocènes. Ces fentes ont alors une épaisseur à peu près constante et peuvent se suivre sur des dizaines de mètres. De plus elles ont la direction de familles de mégafractures existantes dans le même secteur. Cette utilisation de fractures antérieures est parfois très nette (voir fig. 35) mais d'autres fentes alpines, associées aux précédentes, sont au contraire très sinueuses (voir sur la même fig. 35).

Fig. 32. - Stylolites et fentes calcifiées alpines affectant des stylolites
et des fentes calcifiées pyrénéo-provençale (carrière de Trescou-
vieux, à l'Est de Laval St Roman).

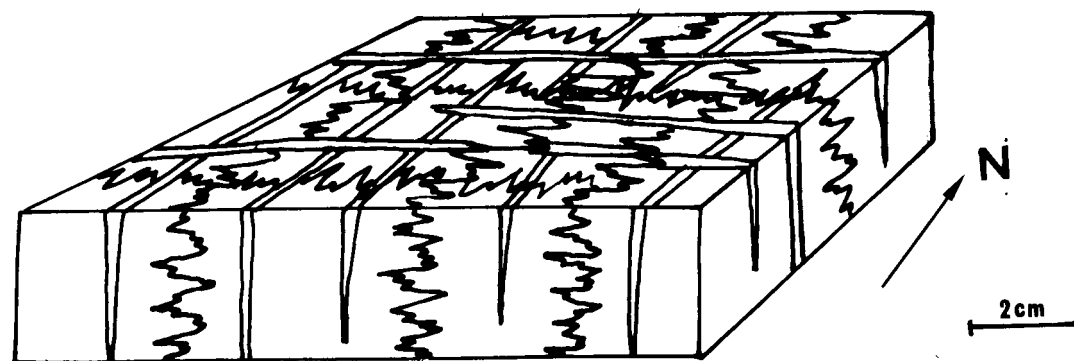


Fig. 33. - Fente calcifiée alpine recoupant un microdécrochement pyrénéo-provençal.

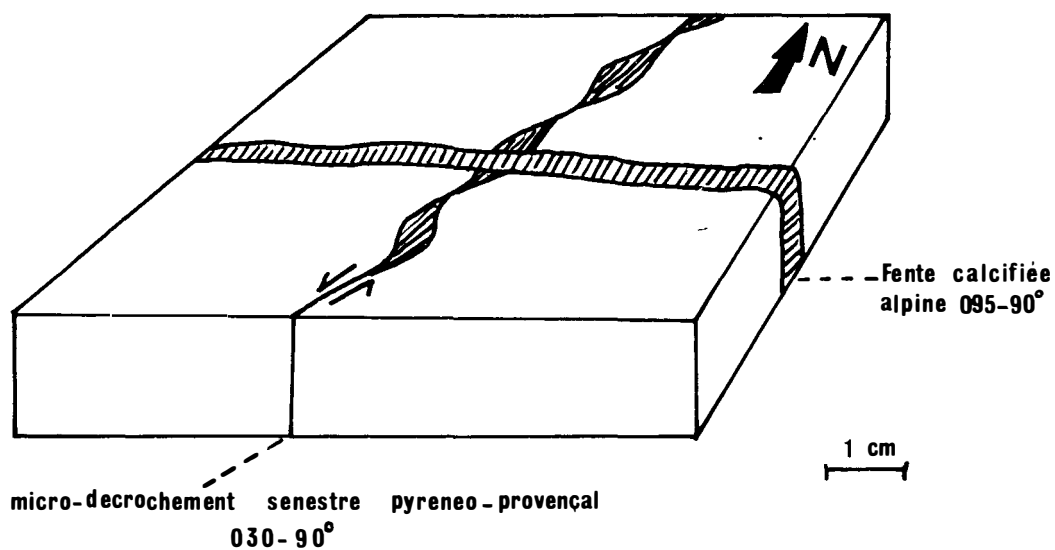
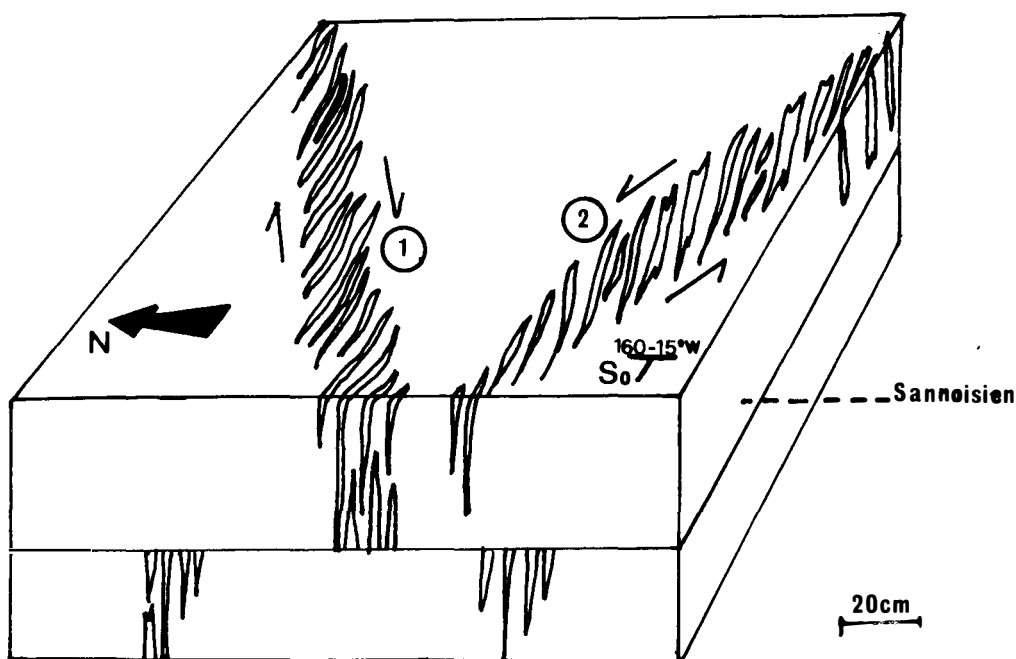


Fig. 34. - Décrochements potentiels alpins dans le Sannoisien (à l'Est de Barjac).



- ① 050 potentiel dextre
- ② 105 potentiel senestre

Figure 35 - Fentes alpines à Laval St Roman (réutilisation de discontinuités antérieures).

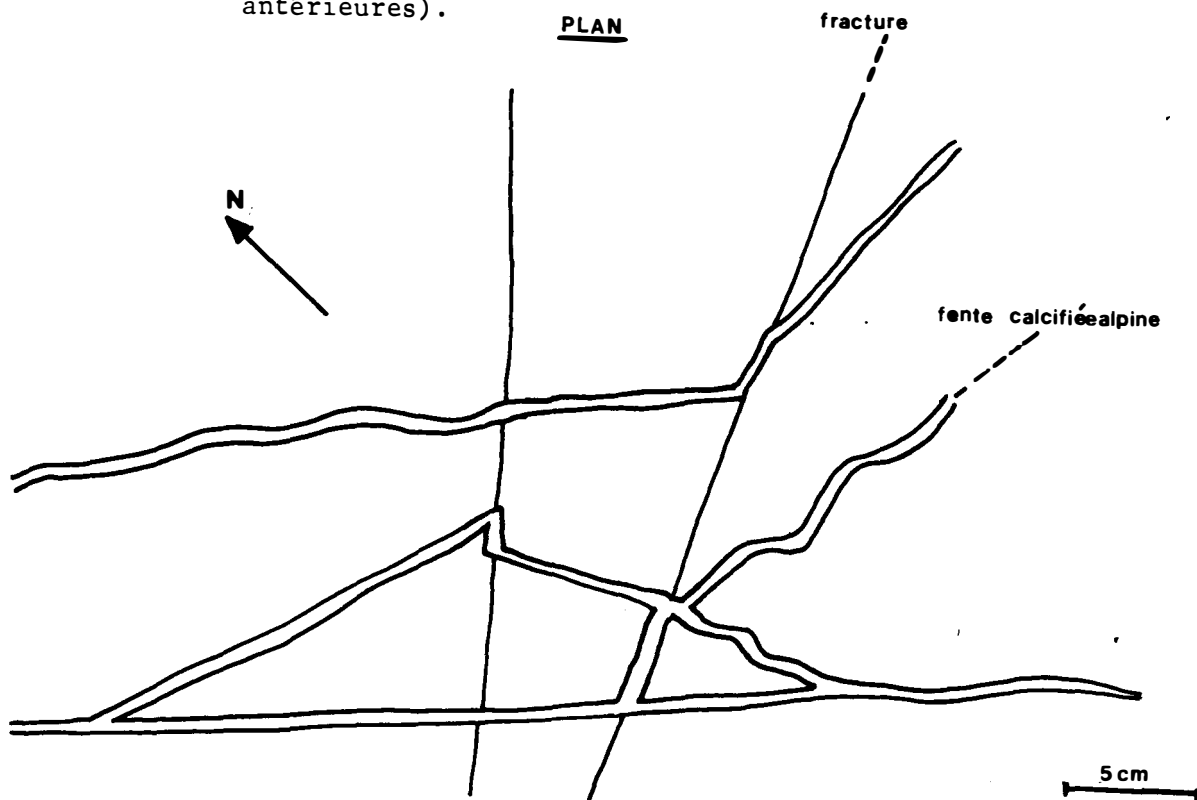
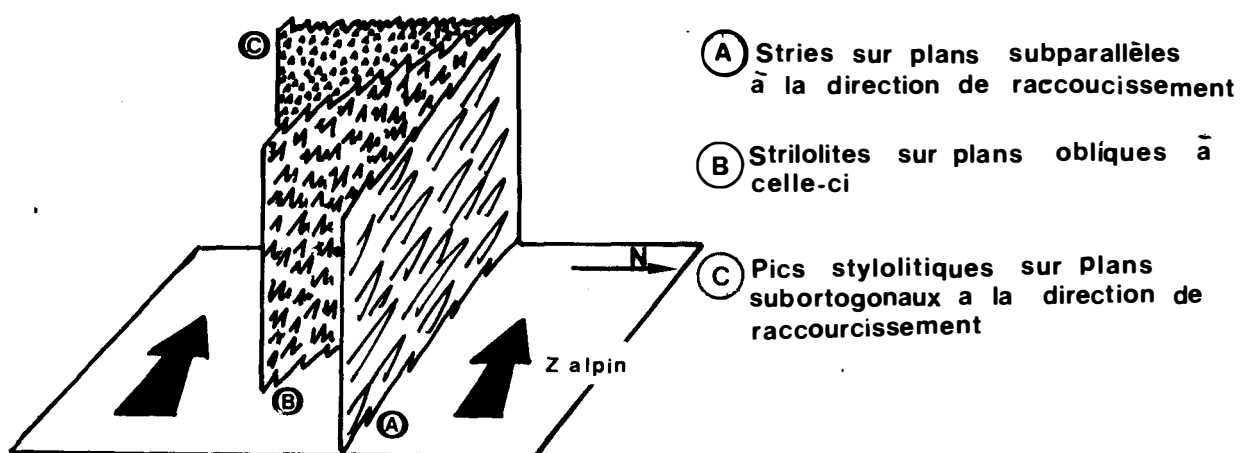


Figure 36 - Fractures stylolitisées par la phase alpine (Font de Beaume, Ouest de Bourg St Andéol).



Remarque : Parmi les fentes alpines, il semble que l'on puisse classer certains dykes basaltiques (de direction 100 à 110) des Coirons (au Nord de la zone étudiée) qui, d'après des observations récentes (mais non systématiques) et inédites, seraient des mégafentes en échelons (formant des décrochements potentiels sénestres de direction 120 à 130, donc Alpines). Ces dykes seraient mio-pliocènes (Grangeon) et seraient donc contemporains de la phase rhodanienne de l'orogénèse alpine.

Les stylolites alpins, à pics subhorizontaux et à plans subverticaux, sont très fréquents surtout dans l'Est du Bas-Vivaraïs où les contraintes ont été les plus fortes. La direction moyenne des pics est Est-Ouest mais ceux-ci, comme les fentes, suivent les variations directionnelles du raccourcissement (réfractions, changement de zone structurale).

Ces stylolites alpins sont reconnaissables à plusieurs caractères. Tout d'abord ils affectent les fentes alpines ou sont recoupés par elles, ce qui a été vu précédemment (voir fig. 32). Ces stylolites (comme les fentes contemporaines) affectent également toutes les microstructures antérieures : stylolites et fentes pyrénéennes (voir fig. 32), stylolites et fentes de distension, microfailles antérieures.

Dans certains secteurs (où l'état de contrainte alpin est particulièrement fort et où les microfaciès de l'Urgonien sont favorables à la stylolitisation), les stylolites alpins ont affectés tous les plans de fracture et cela d'une façon différente selon leurs directions par rapport au raccourcissement. C'est le cas des fractures stylolitisées dans la carrière "Font de Beaume", à l'Ouest de Bourg St Andéol : les fractures antérieures proches de Nord-Sud (perpendiculaires au raccourcissement) servent de plans de stylolite (le miroir est percé par les pics), les fractures plus obliques sont "stylolitisées" puis striées lorsqu'elles se rapprochent de la direction du raccourcissement (voir fig. 36).

III.-5.3. Datation

Les relations entre les structures et microstructures alpines, de distension et pyrénéo-provençales, qui viennent d'être étudiées dans le paragraphe précédent, montre que la phase Alpine est postérieure à la phase de distension Oligo-Miocène (et donc postérieure à la phase Pyrénéenne) et qu'elle est donc Miocène terminal ou Pliocène (le Quaternaire n'étant pas affecté par elle).

Mais des arguments stratigraphiques viennent affiner cette analyse.

Tout d'abord les terrains Oligocène sont affectés par cette phase tectonique. Par exemple, des décrochements potentiels alpins affectent le Sannoisien de la région de Barjac (voir fig. 34).

L'Aquitaniien (début du Miocène) est lui aussi affecté d'ondulations de direction alpine (région de St Marcel d'Ardèche) et il semble que dans la région de Larnas-Viviers, il ait été repris, le long d'accidents cévenols plurikilométriques, par le rejeu alpin de ceux-ci (lambeaux tectoniques).

Les autres terrains du Miocène étant absents de la région étudiée, il faut faire appel à d'autres études pour connaître les éventuelles structures alpines contenues dans le Miocène. En effet, Demarcq, dans son étude du Miocène Rhodanien (en particulier celui du Tricastin, à 10 kilomètre à l'Est du Bas-Vivarais), décrit plusieurs structures de compression dans différents étages de celui-ci : il décrit des plis failles dans le Burdigalien, des plis et des failles de compression dans l'Helvétien et des structures synclinales d'axe Nord-Sud affectant l'Helvétien et le Tortonien. De plus, cet auteur décrit l'émersion de la région au Tortonien supérieur (lacustre), suivie d'une période d'intense érosion hydrographique (donnant un "Pontien" conglomératique) due, selon lui, à la phase tectonique dite "Rhodanienne".

Il semble en effet que cela soit à cette époque (Pontien ou Pliocène inférieur) que se soit produit le maximum de la mise sous contrainte due à la phase rhodanienne de l'orogénèse alpine.

Les dykes basaltiques des Coirons, Mio-pliocènes, et qui seraient des manifestations (voir "les fentes alpines") de la contrainte alpine, ne contredisent pas cette hypothèse.

Autre argument stratigraphique, le Pliocène (région de St Martin, St Just, Viviers) marin et transgressif, n'est pas affecté par la phase Alpine. Il repose en discordance (cartographique) sur les terrains antérieurs. Demarcq, lui aussi, décrit le Plaisancien marin comme transgressif et discordant sur le Miocène supérieur.

III.-6. LA TECTONIQUE POST-ALPINE

Après la phase tectonique Alpine, aucune phase importante n'est venue marquer le Plio-quaternaire dans le Bas-Vivarais.

Les structures et les microstructures alpines ne sont jamais obliérées par des structures postérieures et en particulier, aucune fracture ne semble avoir eut de rejeu après cette dernière phase. De plus, les terrains pliocènes et les terrasses villafranchiennes (St Marcel d'Ardèche) ne sont affectés ni de failles, ni de plis. Il est de même des autres terrasses quaternaires.

Pourtant, de nombreux secteurs du Sud-Est de la France ont été soumis, durant le Quaternaire, à une distension. C'est le cas du Languedoc et de la Camargue où la distension quaternaire a été importante (rejeux de failles normales, bassins subsidents avec de très fortes épaisseurs de terrains), c'est le cas également du massif basaltique des Coirons (au Nord du Bas-Vivarais) où des basaltes quaternaires (datés du Villafranchien par des sédiments à l'intérieur des coulées) sont affectés de failles normales (Grillot 1971) et où les dykes Mio-pliocènes (décrit dans le paragraphe sur les fentes alpines) sont affectés de failles normales potentielles (observations récentes inédites).

De plus, Demarcq décrit une flexure du Villafranchien près de St Paul Trois Châteaux.

De même Gabert décrit des manifestations d'une tectonique post-villafranchienne affectant les terrains du Bas-Rhône (région d'Avignon).

Fig. 37. - Influence de l'accentuation Quaternaire de la flexure de bordure de la vallée du Rhône sur le plongement du raccourcissement pyrénéen et alpin. Représentation schématique.

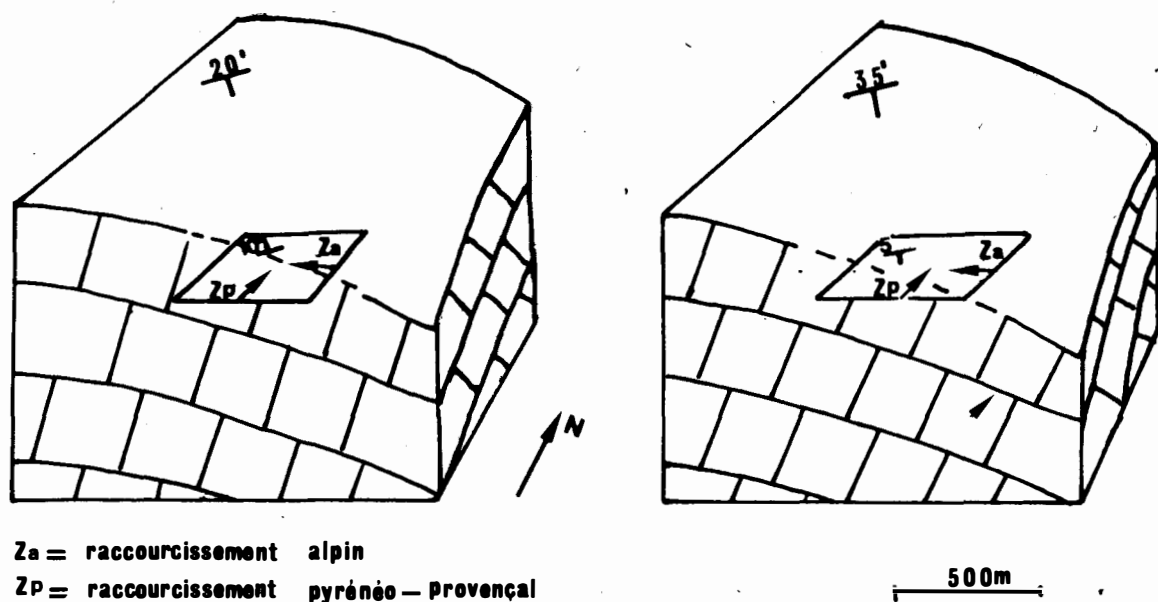
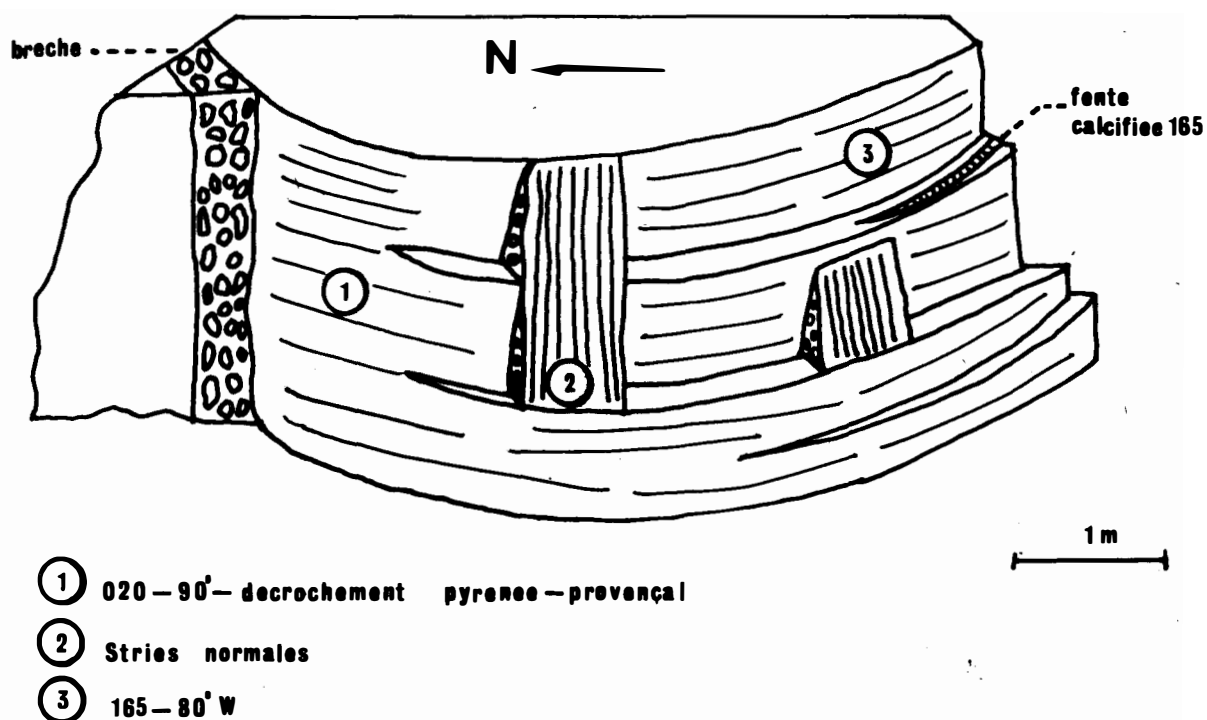


Fig. 38. - Faille courbe (en "pelure d'oignon") pyrénéenne au Nord de Larnas.



Il semble donc que, durant le Quaternaire, certains secteurs voisins du Bas-Vivarais (au Nord, à l'Est et au Sud) aient été soumis à une faible distension.

Un seul argument peut faire penser que cette distension ait pu avoir une certaine influence sur le Bas-Vivarais, influence très faible, très localisée, sans création ni rejou de structure mais influence provoquant un léger (de l'ordre de 10 à 20°) basculement (ou flexure) des terrains crétacés de bordure de la vallée du Rhône entre Bourg St Andéol et Viviers (aucune observation systématique n'a été faite, dans le cadre de cette étude, au Nord de cette dernière ville). Ce basculement (vers l'Est) accentua la flexure qui existait déjà sans doute depuis la distension oligo-miocène. Cet argument résulte de l'étude du plongement de la direction principale de raccourcissement (Z) des deux phases de compression. Dans tout le Bas-Vivarais ce plongement de Z est de l'ordre de 10° (pour les deux phases) vers le Massif-Central (socle remontant vers cette direction). Mais en bordure de la vallée du Rhône (et seulement dans ce secteur), en particulier dans la zone de passage des accidents cévenols O60 (St Montant, Viviers), ce plongement s'inverse et se fait vers la vallée du Rhône (de l'ordre de 10°) ce qui peut s'expliquer par une rotation des strates de l'ordre de 20° vers l'Est (et ceci postérieurement aux contraintes alpines), voir fig. 37.

Cette distension quaternaire, minime dans le Bas-Vivarais mais intense dans d'autres régions du Sud-Est de la France a deux origines : tout d'abord la décompression des terrains après la disparition de l'état de contrainte alpin et ensuite la reprise de la distension de la zone méditerranéenne, se manifestant plus particulièrement en Camargue.

IV - LES FRACTURES

Les contraintes, exercées par les phases tectoniques qui viennent d'être étudiées, ont surtout fracturé la région.

Les fractures seront ainsi, à toute échelle, les principales structures (et les seules importantes en fréquence et en intensité) qui affectent le Bas-Vivarais calcaire.

IV.-1. LES DIFFERENTS TYPES DE FRACTURE

IV.-1.1. Les différentes échelles

Les fractures dans le Bas-Vivarais existent à toutes échelles, depuis les grands accidents de plusieurs dizaines de kilomètres de longueur comme par exemple les accidents cévenols qui traversent la région entre Barjac et Viviers, jusqu'aux microfractures centimétriques.

Point important, il faut noter que l'étude microtectonique a montré que les microfractures, dans le Bas-Vivarais, sont en moyenne semblables, en direction et en nature, aux mégafractures du même secteur géographique (et affectant le même faciès). La microfracturation est donc en général le reflet de la mégafracturation. Mais certains accidents plurikilométriques ne sont bordés que d'une frange relativement étroite (décamétrique) de microfractures parallèles. Passée cette zone, ces accidents ne sont plus que peu représentés, en direction et en nature, parmi les microfractures (ceci sera analysé plus en détail dans "les zones structurales").

Ces fractures à toutes échelles sont de différents types selon la géométrie de leur miroir (allure, forme, pendage) et selon les traces mécaniques résultant de leur jeu.

IV.-1.2. Géométrie des miroirs

Dans le Bas-Vivarais, il y a de nombreuses fractures rectilignes, bien nettes, et d'autres au contraire qui sont gauchies, ondulées. Ces fractures non rectilignes sont de deux types :

a) Les fractures qui, très nettement, étaient rectilignes lors de leur formation et qui ont été, sous l'effet de contraintes postérieures, déformées et gauchies, forment le premier type. Ces fractures sont également très fréquemment fractionnées par d'autres failles. C'est le cas notamment des miroirs de faille Nord-Sud qui, de grande dimension dans les affleurements, sont fréquemment gauchies, parfois intensément.

b) Les fractures dont la déformation du miroir est contemporaine de leur jeu ou rejeu. C'est le cas, par exemple, des fractures en "pelures d'oignons" ou en "écailles" (exemple dans la région au Nord de Larnas, voir fig. 38), associées à de grands décrochements.

Certaines fractures, ondulées régulièrement par des plissements de leur miroir (plissements à axes parallèles au pendage, d'amplitude faible, de l'ordre de 40 à 50 centimètres, et de longueur d'onde décimétrique, voir fig. 39) comme certains rares accidents 150 du secteur de St Marcel, bordés de gros filons de calcite, sont moins faciles à expliquer. Mais il est possible que dans ce cas, les deux phénomènes (contrainte postérieure et déformation contemporaine du jeu) aient eu une influence sur l'allure de leurs miroirs.

Ces fractures non rectilignes jouent un grand rôle, en cas de rejeu en décrochement, dans la formation de filons associés à celles-ci (voir, fig. 10).

Le pendage des fractures est également variable. Il y a, dans le Bas-Vivarais, des failles à pendage régulier, constant et d'autres à pendage variable (c'est le cas surtout des failles normales et inverses).

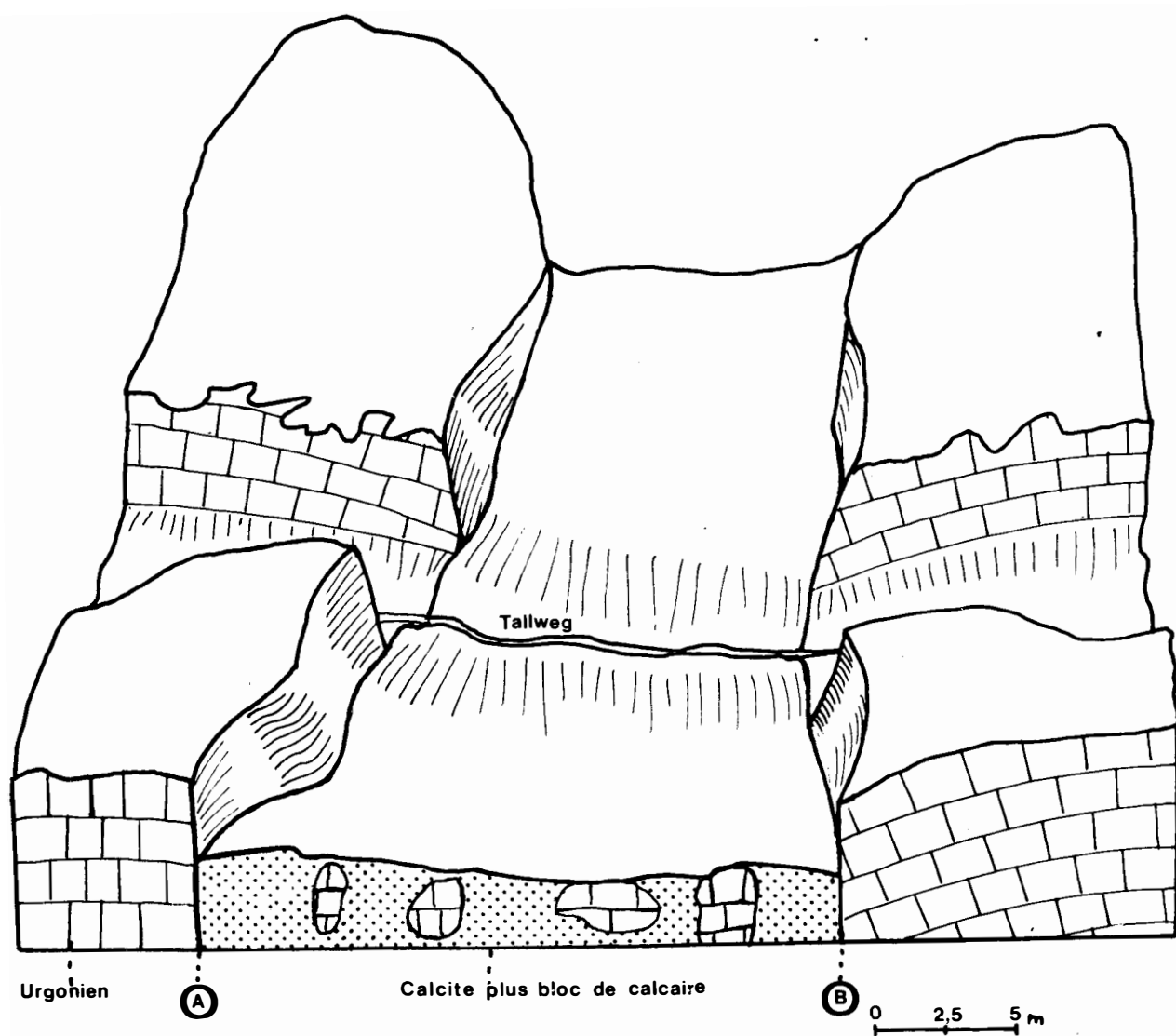
Ce pendage peut croître ou décroître avec la profondeur et ceci assez brusquement ou bien régulièrement.

Dans l'étude des filons de calcite provoqués par la phase de distension, il a été vu l'importance de ces pendages variables. Ceux-ci ont également une grande influence sur la formation et le sens de ripages banc sur banc et de décrochements liés à la distension (Ball, 1973).

IV.-1.3. Les traces mécaniques

Différents types de fracture peuvent être également différenciés selon la nature des traces mécaniques (résultant du jeu de la faille) se trouvant sur le miroir. Certaines failles ont leur miroir labouré par de profondes cannelures, aux formes molles (voir fig. 13) tandis que d'autres sont parfaitement planes et ne montrent que des stries de profondeur millimétrique. Il semble que fréquemment le premier jeu de la faille crée des cannelures (lorsque le déplacement relatif des deux compartiments est important) et que les rejeux postérieurs ne créent plus que des stries (voir fig. 13).

Fig. 39. - Failles ondulées de direction 145, bordant un filon de calcite d'épaisseur plurimétrique, dans le secteur à l'Ouest de St Marcel (ruisseau de Louby).



- (A) (B) Failles ondulées 145 à 170, pendage variable (70° NE à 75° SW)
- [Decrochement dextre pyreneen
 - Faïlle normale
 - [Decrochement senestre alpin

IV.-2. METHODES D'ETUDE DES FRACTURES

Les fractures ont été étudiées à l'aide de deux méthodes principales : l'étude microtectonique et l'étude photogéologique.

IV.-2.1. Les méthodes microtectoniques

Deux procédés ont été employés pour cette étude microtectonique : le relevé des fractures et des microfractures sur toute la superficie des affleurements (le long des routes, dans les carrières, etc..) ce qui donne des résultats par station (qui seront groupés par secteurs géographiques) et le calcul d'une intensité de fracturation (qui donne une image statistique de celle-ci) par relevé systématique des fractures et microfractures sur une distance donnée (ex. : 100 mètres) d'une direction donnée, en un lieu précis.

a) Le relevé sur toute la superficie d'une station est la méthode la plus souvent appliquée, jusqu'à maintenant, dans les études microtectoniques régionales ne demandant pas une très grande précision et, dans le Bas-Vivarais, elle a été appliquée en de nombreuses stations. La route des Gorges de l'Ardèche, par exemple, a fait l'objet de relevés de fractures sur toute sa longueur (30 kilomètres). Le but de cette méthode est de relever le maximum de fractures sur le minimum de surface. Les données sont ensuite analysées de deux manières différentes :

1 - par analyse statistique à l'aide d'histogrammes rectangulaires ou circulaires : on ne tient compte, alors, que de la direction de toutes les fractures, c'est la "fracturation globale", ou bien d'un seul type de fracture, par exemple les failles normales.

2 - par analyse géométrique et statistique à l'aide des méthodes stéréographiques qui sont exposées en annexe à cette étude : on tient compte alors en plus du pendage et du pitch des fractures.

b) Calcul de l'intensité de fracturation

1 - Principe de la méthode :

Le principe de cette méthode est le relevé systématique de toutes les fractures sur une distance donnée (en général 100 mètres*) dont on connaît la direction. On calcule ensuite l'écart moyen de relevé pour chaque famille de fracture (pour cela il faut faire deux relevés selon

*C'est cette distance qui a été adoptée pour toutes les mesures dont il sera question dans cette étude.

des directions différentes, si possible perpendiculaires, pour inclure toutes les familles de fracture), et par projection sur la direction perpendiculaire à chaque famille, on calcule l'écart moyen vrai (voir fig. 40) sur la même distance. Ceci permet d'avoir, pour un lieu donné, un nombre de fracture global comprenant toutes les fractures contenues dans une surface circulaire de diamètre donné, 100 mètres pour cette présente étude (voir fig. 40).

2 - Les résultats obtenus sont de quatre ordres :

- Calcul d'un paramètre appelé intensité de fracturation qui est représenté par le nombre de fracture qui vient d'être défini. Ce paramètre, étant calculé statistiquement à partir de populations de fractures d'échelles et de types parfois très différents, n'est pas représentatif d'un nombre réel de fractures. Aussi il lui est attribué une unité, l'unité de fracturation (U. F.).

- Construction de blocs diagrammes donnant une représentation schématique et statistique de la fracturation en un lieu donné (plusieurs blocs diagrammes de ce type sont donnés dans la suite de cette étude, par exemple à la fig. 43).

Ces blocs diagrammes sont des polyèdres élémentaires de la fracturation dans lesquels chaque plan est représentatif d'une fracture (il est tenu compte, dans la construction, du pendage de celle-ci). Les plans horizontaux sont représentatifs de la stratification dans le cas où celle-ci est d'échelle représentable.

- Connaissance des variations de la fracturation sur une distance donnée, dans le cas, par exemple, où l'on s'éloigne perpendiculairement à un gros accident. Pour cela, il suffit de faire des relevés de toutes les fractures sur des distances courtes, par exemple cinq mètres par cinq mètres, ce qui permet d'avoir des courbes de variation de l'intensité de fracturation (voir fig. 83), ou des courbes de variation du nombre de fracture d'une famille directionnelle donnée et ceci sur une longueur donnée.

- Construction à l'aide de ces mesures, pour un lieu donné d'histogrammes de fracturation (exemple : voir fig. 89 pour la sortie des gorges de l'Ardèche). Ils auront des différences de pourcentage avec les autres histogrammes calculés par d'autres méthodes (sur photographies aériennes ou sur surfaces plus importantes), leur caractère ponctuel les rendant plus sensibles aux variations très localisées de la fracturation.

3 - Critiques de la méthode :

— Les inconvenients de la représentation par blocs diagrammes sont de deux ordres. Tout d'abord la représentation obtenue est schématique, statistique, non réelle car elle ne tient pas compte (dans les blocs diagrammes) de la distribution véritable des fractures. Seul le relevé sur des courtes distances (5 m par 5 m par exemple) permet de connaître plus précisément cette distribution.

A horizontal scale bar with three segments. The first segment is labeled '0', the second '10', and the third '20m'. The bar is a simple line with vertical tick marks at each label.

Diagram illustrating the method of leveling (relevé) on a real terrain. It shows a triangle ABC with sides labeled 'a' and 'b'. A right angle is marked at vertex A. Several parallel lines represent contour lines or level lines. A north arrow labeled 'N' is in the upper right corner.

0 10 20 m

Ensuite, dans cette intensité de fracturation et dans ces blocs diagrammes, il n'est pas tenu compte (pour des raisons de rapidité de mesure), de la nature des fractures (et d'autres paramètres : écartement, grosseur, longueur, etc..). L'unité de fracturation (U.F.) est donc représentative d'une fracture moyenne type, le terme de fracture étant pris ici dans son sens large.

- Les avantages de cette méthode sont, eux aussi, de deux ordres : l'intensité de fracturation donne une valeur absolue, comparable entre plusieurs secteurs structuraux ou géographiques, ce qui permet même, par le relevé de nombreuses stations, la construction de zones d'isofracturation (cartes d'intensités de fracturation) ce qui n'a pu être entrepris dans la région étudiée par manque de temps (le Bas-Vivarais calcaire étant très vaste).

Autre avantage, c'est la possibilité de représenter la fracturation, représentation statistique mais image proche de la réalité (seul le rapport topographique ou photographique permettant de représenter la distribution réelle des fractures).

Conclusion : Cette méthode, bien qu'imparfaite, est intéressante, surtout pour de petits secteurs où l'on peut faire de nombreuses stations très complètes. Mais il faut noter que chaque station ne donne la fracturation que d'une petite surface et seule la moyenne entre plusieurs stations peut donner une fracturation plus générale.

Cette méthode serait donc à développer et à approfondir par séparation de différents types tectoniques ou géométriques de fracture par exemple.

Mais il s'agit là d'un domaine de recherche faisant typiquement appel aux méthodes de traitement mathématique. Kiraly, en 1969, a déjà obtenu des résultats intéressants dans ce sens.

Seul un mathématicien pourrait poursuivre, avec des résultats intéressants, ce type de recherche, en faisant appel, en particulier, aux traitements par ordinateurs.

IV.-2.2. L'étude photogéologique

L'étude photogéologique, entreprise sur les photographies aériennes I.G.N., émulsions normales et infrarouge, échelles 1/15.000 et agrandissements au 1/5.000, a donné deux sortes de résultats : l'établissement d'une carte structurale au 1/25.000 réduite au 1/50.000 (carte jointe hors texte) représentant les fractures les plus importantes (d'échelle kilométrique) et la construction, pour la zone privilégiée (végétation rare) des grottes de St Marcel, d'une carte de la fracturation par relevé sur rhodoïd de toutes les fractures visibles d'échelle décamétrique (carte jointe à cette étude ainsi que certaines des photographies ayant servi à l'établir, voir fig. 81).

Cette carte a permis ensuite la construction d'histogrammes circulaires précis de la fracturation par mesure de la longueur et de la direction des fractures et représentation des résultats sous forme de pourcentages par rapport à la longueur totale des fractures (voir fig. 80). Ces histogrammes ont trois avantages :

a) ils sont précis puisque tenant compte de toutes les fractures importantes (même de petite échelle).

b) ils permettent la connaissance de la fracturation pour des secteurs précis (par exemple le "secteur - enveloppe" des grottes de St Marcel voir histogramme 2 de la fig. 80).

c) ils permettent une meilleure comparaison entre fractures et galeries karstiques puisque étant calculés tous les deux en pourcentages par rapport à des longueurs.

L'étude photogéologique présente deux inconvénients :

a) nécessité, pour le relevé de cartes de la fracturation, d'avoir des zones favorables (sans trop de végétation, ni de recouvrements : sols, pierriers, etc..) ce qui n'est pas très fréquent.

b) non connaissance de la nature des fractures relevées. L'étude photogéologique doit donc être complétée par une étude microtectonique (et c'est ce qui a été fait dans le Bas-Vivarais).

V.-3. LES PRINCIPALES FAMILLES DE FRACTURES

L'application des méthodes d'études qui viennent d'être exposées a permis de mettre en évidence plusieurs familles de fracture qui se retrouvent avec une fréquence plus ou moins élevée dans tout le Bas-Vivarais (et même parfois dans d'autres régions).

a) Les trois principales familles sont celles de direction 020 à 030, 140 à 150 et 090 à 110. Elles existent toujours avec une fréquence appréciable (mais variable selon les secteurs) dans toute l'étendue du Bas-Vivarais. Il faut noter que les familles de fractures 020 et 110 en particulier, existent également dans de nombreuses régions du Sud de la France : Quercy (Arthaud-Choukroune), Languedoc, Causses, Montagne-Noire (Arthaud-Fornari), Vercors (Arnaud) et cela sans qu'il soit possible de trouver une explication vraiment plausible à ce phénomène. Ces fractures sont pour la plupart post-hercyniennes puisqu'affectant des structures hercynienne et anté-pyrénéenne.

b) Il faut noter à part une famille de fractures particulières, les 050 à 070 qui sont très fréquentes dans la zone de passage des accidents cévenols mais assez rares ailleurs. Elles correspondent à des accidents du socle.

c) La famille de fracture de direction Nord-Sud se trouve elle dans toute la région mais avec une fréquence moyenne, qui ne semble pas varier dans tout le Bas-Vivaraïs. Les fractures de cette famille sont toujours de grande dimension (miroirs énormes, bien individualisés) et, le plus souvent, leur pendage est vertical tandis que les pendages des autres familles, qui viennent d'être énoncés, sont le plus souvent variables selon les secteurs.

Comme il l'a été dit dans l'étude des différentes phases tectoniques, ces familles de fracture sont apparues très tôt, sans doute dès le Crétacé supérieur, provoquées probablement par les mouvements tectoniques fini-crétacés. A l'origine, il s'agissait sans doute de diaclases et certaines fractures, en particulier les 090 à 110, sont restées, du fait de leur direction et de leur pendage, très longtemps sans jeu véritable. En effet, de nombreuses fractures 090 à 110 sont encore des diaclases sans la moindre trace de mouvement relatif des deux compartiments.

Il faut noter que toutes ces fractures (000, 030, 090, à 120, 150), en dehors de la famille des 060 qui est très localisée, correspondent parfaitement, en direction, aux familles de failles que J.P. Sopena et J. P. Soulas (1973) ont mis en évidence dans le Jura comme étant la première manifestation d'une compression à raccourcissement Nord-Sud.

IV.-4. GENERALITES SUR LES ZONES STRUCTURALES

Parmi les différentes familles qui viennent d'être décrites, les fractures 050 à 070 ont la particularité de ne se trouver que dans un seul secteur géographique : une zone d'une largeur variable (2,5 à 7,5 km) traversant la région du SW vers le NE (de Barjac à Viviers). Les deux parties restantes de la région, non affectées par ces accidents 050 à 070 (région de Lagorce au NW et de Bourg St Andéol au SE) présentent une fracturation proche par les directions des familles qui la composent, mais différente par l'allure, la fréquence et la nature des différents rejeux de celles-ci : le caractère le plus spectaculaire est que la zone NW présente surtout de très longs accidents 020 à 030 tandis que la zone SE a, elle, de très longs accidents 140 à 150. Ceci est nettement visible sur les photographies aériennes.

Ces différences dans la direction et l'allure de la fracturation, étayées par d'autres paramètres : directions de contraintes, nature des différents rejeux, etc..., permettent de subdiviser le Bas-Vivaraïs calcaire en trois zones structurales qui seront numérotées respectivement du NW vers le SE /

- a) Zone 1.
- b) Zone 2 (secteur de passage des accidents cévenols 050 à 070).
- c) Zone 3 .

Le chapitre suivant va analyser en détail chacune de ces zones.

V - LES ZONES STRUCTURALES

V.-1. LA ZONE STRUCTURALE 1

V.-1.1. Localisation

La zone structurale 1 est la zone se trouvant au NW du Bas-Vivaraïs calcaire. Elle se trouve limitée vers le SE par les accidents 050 à 070 de la zone structurale 2 (voir fig. de localisation 41). Cette zone n'a pas été étudiée très en détail pour deux raisons :

Cette étude porte principalement sur l'Urgonien et ce facies n'est que peu représenté dans cette zone structurale. En effet, l'Urgonien n'est présent qu'entre la Dent de Rez et Rochecolombe, selon une bande allant en s'amenuisant, et dans ces secteurs là, le manque d'affleurement (et de voies de communication) ne permet pas une étude approfondie et généralisée.

L'analyse microtectonique ne portera donc que sur quatre secteurs : Le Sud de la vallée de l'Ibie (massif Urgonien à l'Est de Lagorce), l'Est de la vallée de l'Escoutay (affleurement de Barrémien inférieur de la Roche Condrerie et de St Alban, au NW de Viviers), le secteur de Bayne (affleurement de Barrémien inférieur à l'W de Viviers) et le secteur de Chauzon (pour un exemple de fracturation dans le Kimmerigdien, au Nord de Ruoms).

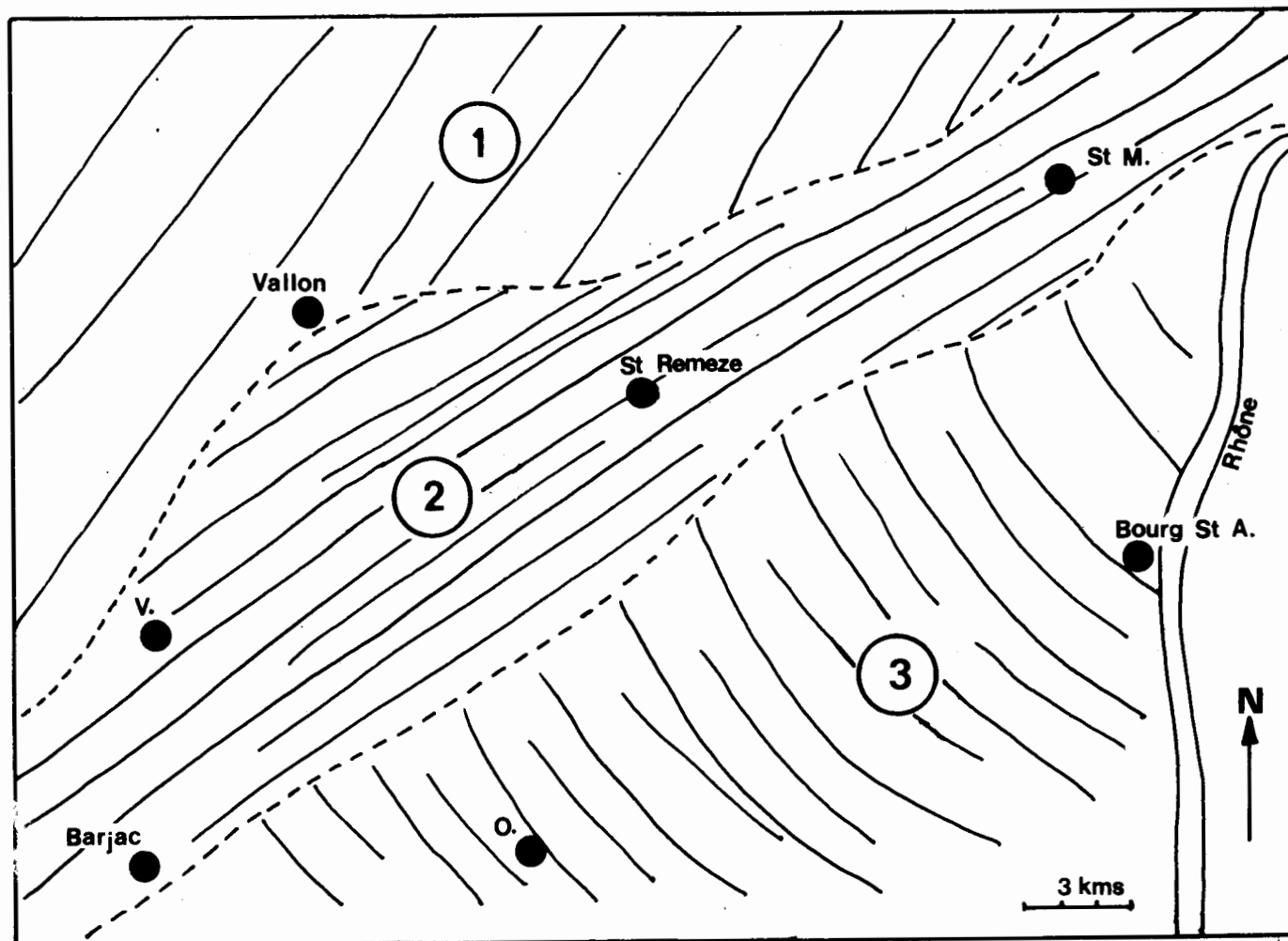
L'étude photogéologique, elle, donne une carte assez complète des grandes fractures du massif urgonien (voir carte hors texte au 1/50.000 et photographies aériennes de la fig. 49).

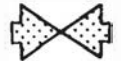
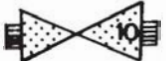
Il faut noter que le secteur étudié n'est qu'une petite partie de cette zone structurale 1 qui semble s'étendre, en gardant ses caractéristiques, au Nord, au NW et à l'Ouest, (d'après les fractures des cartes géologiques et d'après de rapides reconnaissances microtectoniques), avec des variations de direction et d'intensité de fracturation dues à des facies différents du Jurassique et du Crétacé inférieur, jusqu'à la bordure du Massif Central.

V.-1.2. La direction des contraintes (fig. 42)

Les déformations ont été moins intenses dans cette zone structurale que dans les deux autres. Ceci s'explique par la mobilité de la zone structurale 2 (accidents plurikilométriques 050 à 070) qui a "absorbé" une grande partie des différentes contraintes par le jeu de ses accidents. Schématiquement, la zone structurale 1 aurait donc été "protégée" en partie par la zone structurale 2.

Fig. 41. - Représentation schématique des grandes zones structurales
du Bas-Vivaraïs calcaire.



LEGENDE :
 PYRENEEN (données de terrain)
 PYRENEEN (sur diagrammes) plongement en degrés
 ALPIN (données de terrain)
 ALPIN (sur diagrammes) plongement en degrés

RACCOURCISSEMENT :

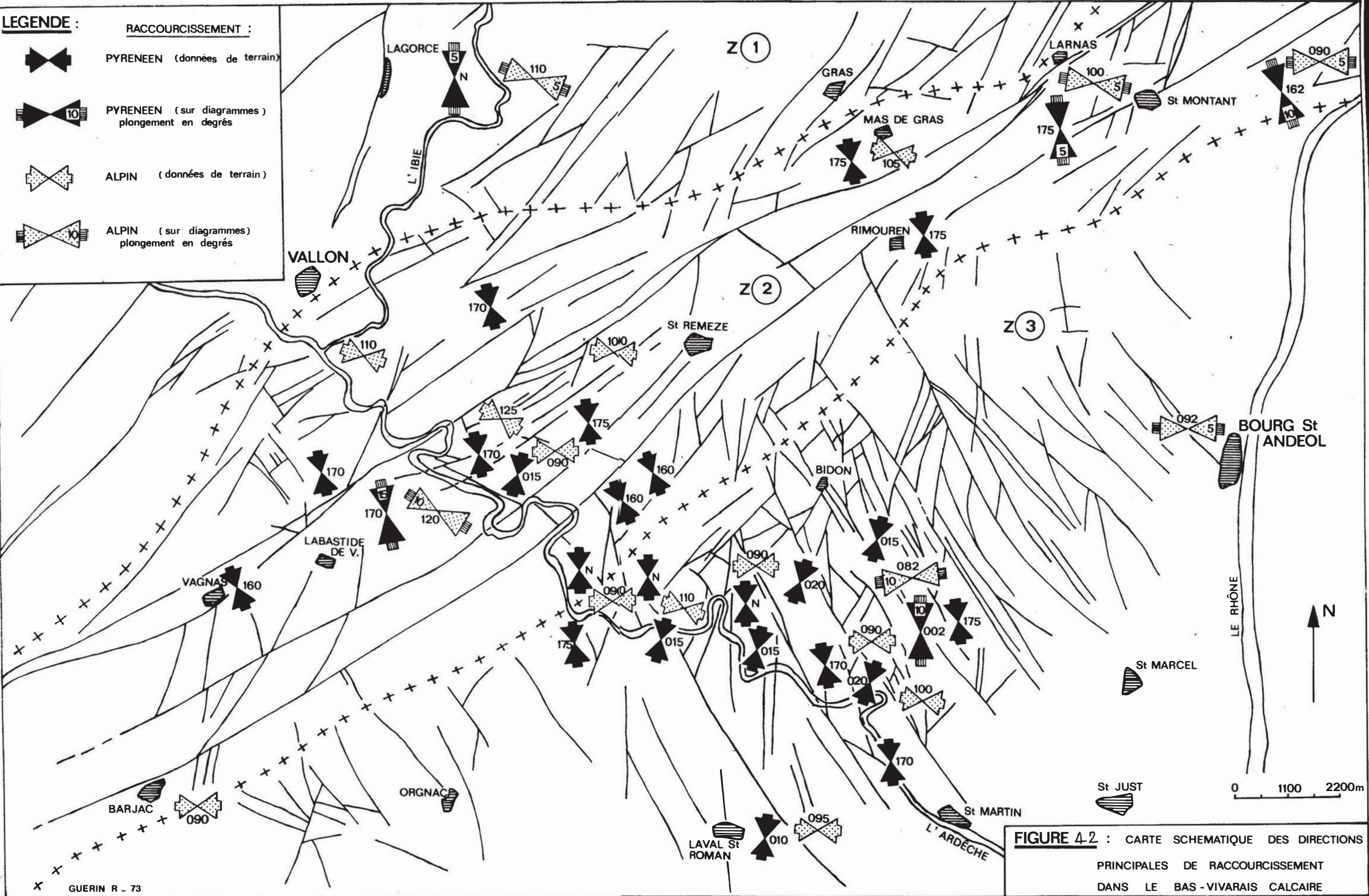
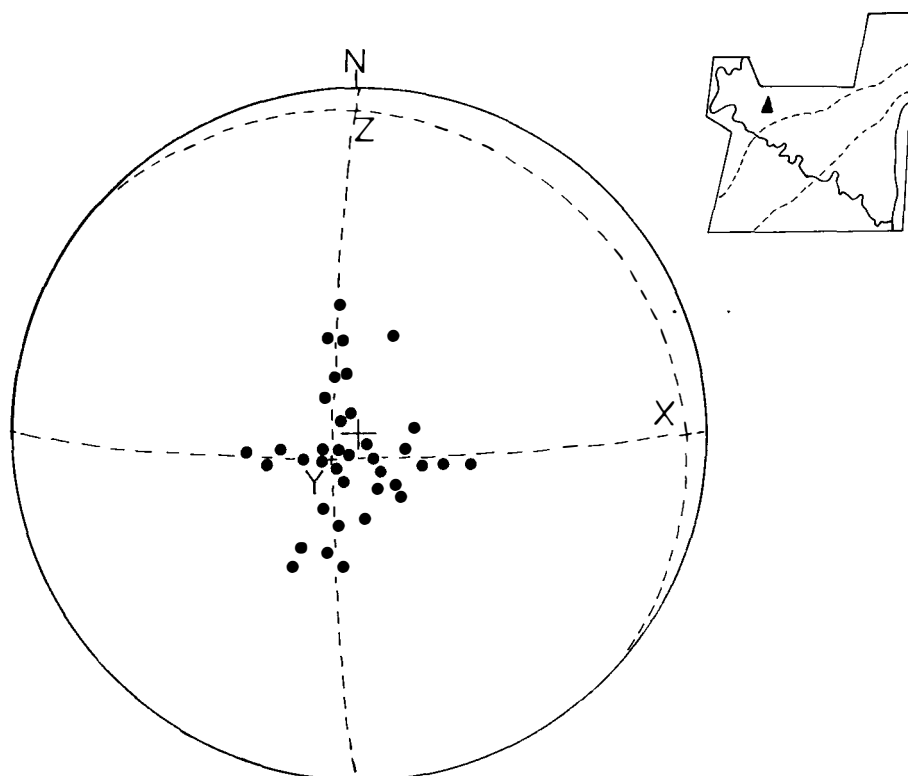
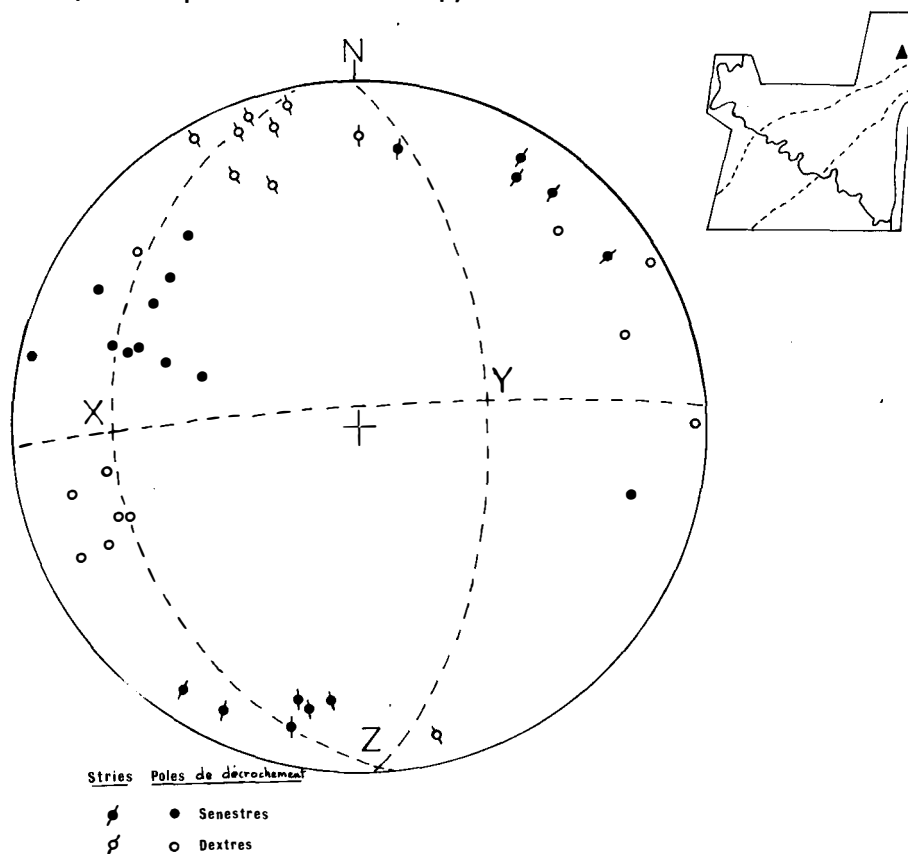


FIGURE 4.2 : CARTE SCHEMATIQUE DES DIRECTIONS PRINCIPALES DE RACCOURCISSEMENT DANS LE BAS - VIVARAIS CALCAIRE

Fig 43: Les directions de raccourcissement pyrénéen dans la zone structurale 1



Secteur du Sud de la vallée de l'Ibie
37 pôles de plans de mouvement pyrénéens



a) La direction du raccourcissement pyrénéen dans cette zone est, selon les secteurs, de Nord-Sud (Lagorce, Roche Condrie) à O10 (Bayne, Chauzon). Son plongement, là où il peut être calculé (voir diagrammes de la fig. 43) est d'une dizaine de degrés soit vers le Nord (Lagorce), soit vers le Sud (Roche Condrie). Le plongement vers le Sud du secteur de bordure de la vallée du Rhône (Viviers) serait du à la flexure quaternaire dont il a été question antérieurement (dans le chapitre : phases tectoniques).

b) La direction de l'allongement du à la distension Oligo-Miocène n'a pu être calculé avec précision (par manque de données) mais il semble qu'il soit compris généralement entre 120 et 140.

Il serait donc, schématiquement, perpendiculaire aux grandes failles normales kilométriques O20 à O50 qui caractérisent ce secteur et qui sont nettement visibles sur les photographies aériennes.

c) Le raccourcissement alpin n'a été important que dans l'Est de cette zone structurale (bordure de la vallée du Rhône). Là, il a pu être calculé de direction O90 et de plongement vers l'Est (même explication, pour le plongement alpin que pour celui pyrénéen). Mais il est de direction 110 et de plongement également vers l'Est (d'après l'étude des stylolites - voir fig. 51) dans la vallée de l'Ibie (région de Lagorce).

V.-1.3. LES FRACTURES

1°) L'étude photogéologique montre que les principales fractures qui marquent la géomorphologie de cette zone structurale, sont les accidents O20 à O30 qui se suivent, le plus souvent sur des kilomètres (exemple : faille de Lagorce - Rochecolombe, voir photographies de la fig. 49) et qui ne sont pas affectés par les autres familles de fracture.

Lorsqu'on s'approche de la zone structurale 2, ces accidents sont remplacés le plus souvent par des fractures O40 à O50 (exemple : dans le massif urgonien à l'Est de la Dent de Rez).

2°) L'étude microtectonique donne une idée plus précise de la fracturation de cette zone structurale. Tout d'abord l'étude de l'intensité de fracturation montre une très rapide diminution de celle-ci lorsqu'on va vers le NW, c'est-à-dire lorsqu'on s'éloigne de la zone structurale "faille des Cévennes" (zone 2).

Mais deux séries de mesures seulement ont été faites et ceci dans des faciès différents. Dans le Sud de la vallée de l'Ibie (Urgonien), cette intensité de fracturation est de 800 unités et le polyèdre élémentaire a été représenté sur la fig. 43'. Les fractures les plus fréquentes sont donc celles de direction O76 à 115, suivies de près par les O16 à O25.

Fig. 43! - Représentation schématique (construite à l'aide de l'intensité de fracturation) de la fracturation (maille élémentaire) dans le Sud de la vallée de l'Ibie.

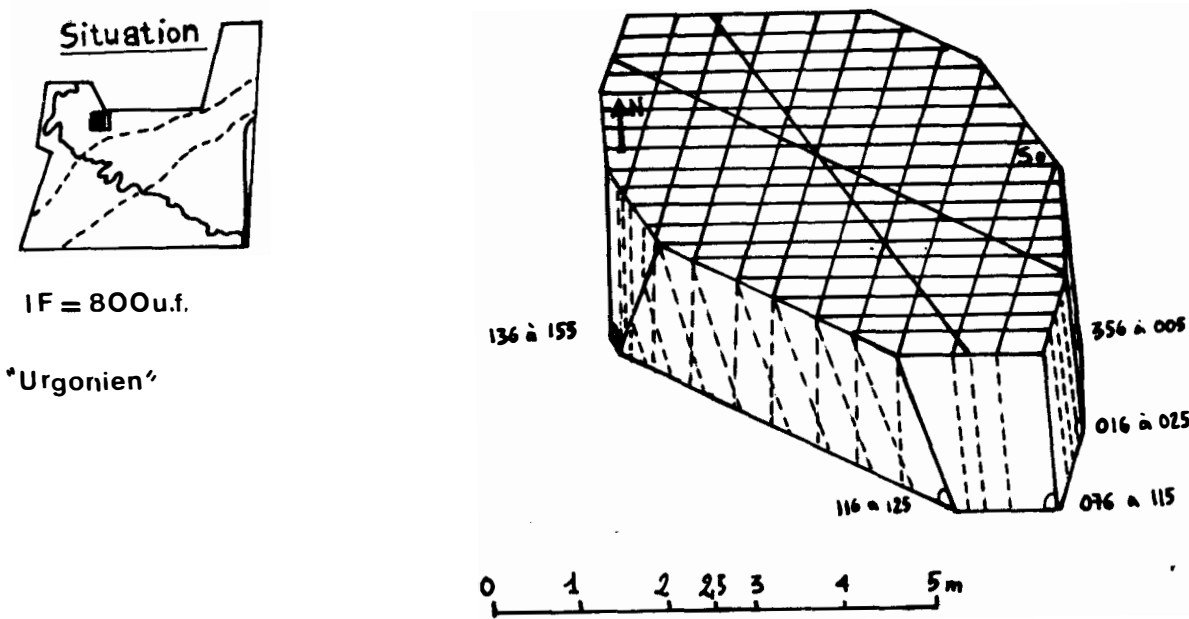


Fig. 44. - Représentation schématique (construite avec l'intensité de fracturation) de la fracturation (maille élémentaire) du secteur de Chanzon (Nord de Ruoms).

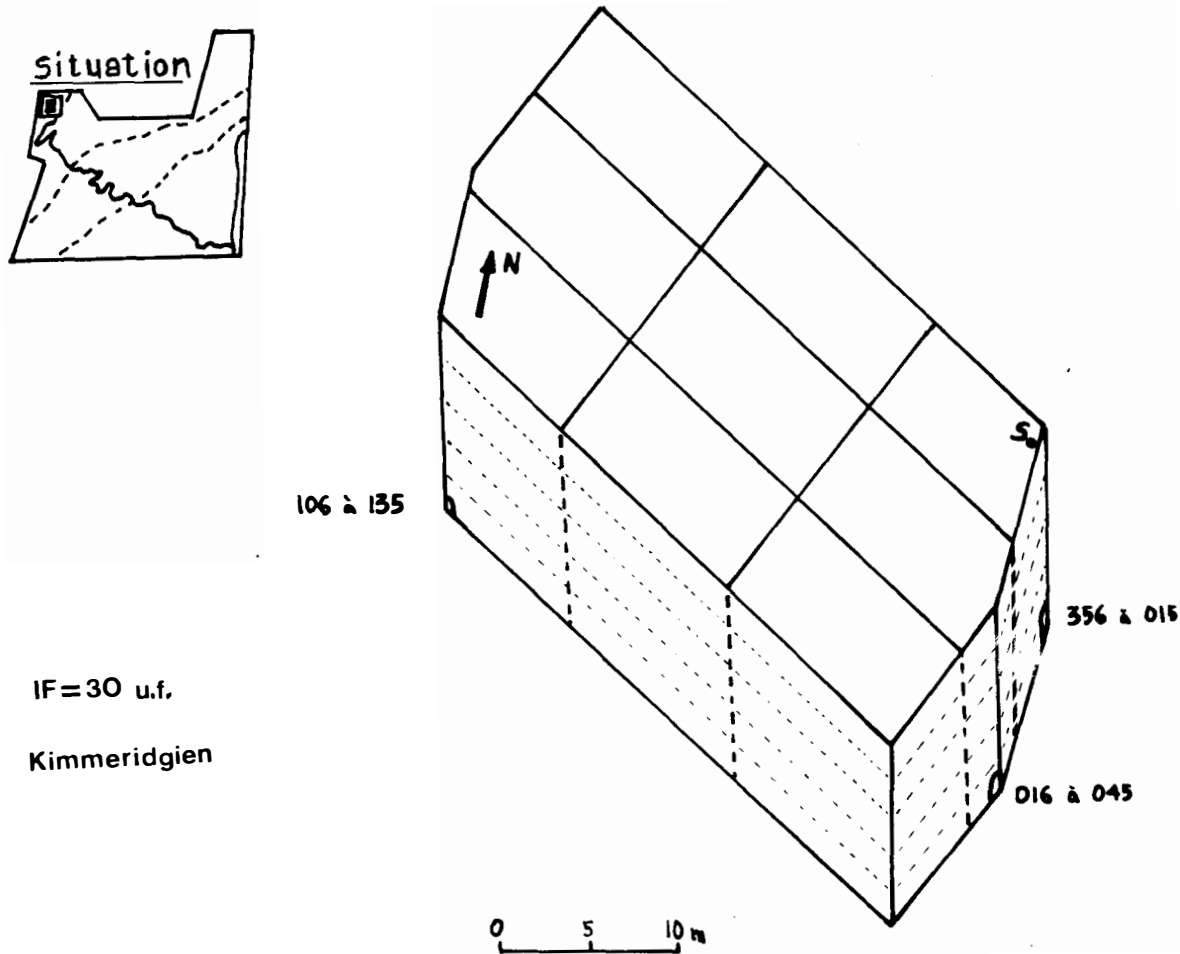
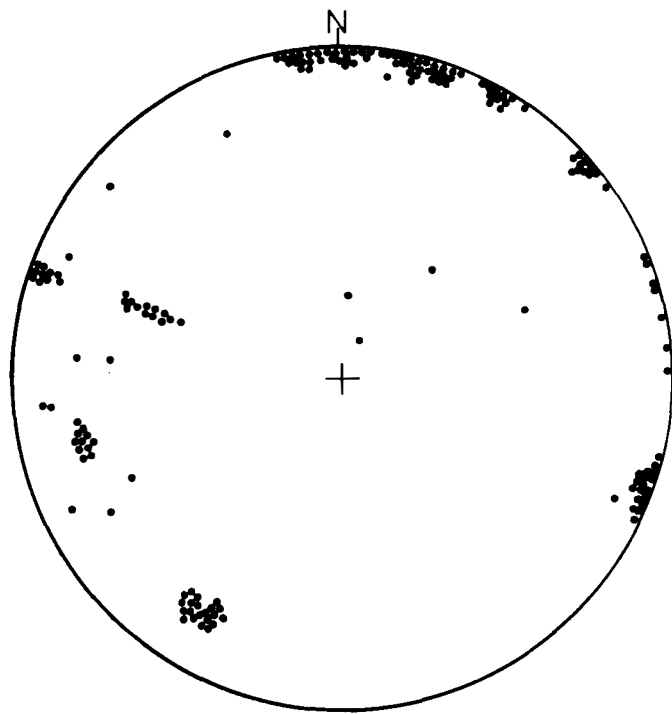
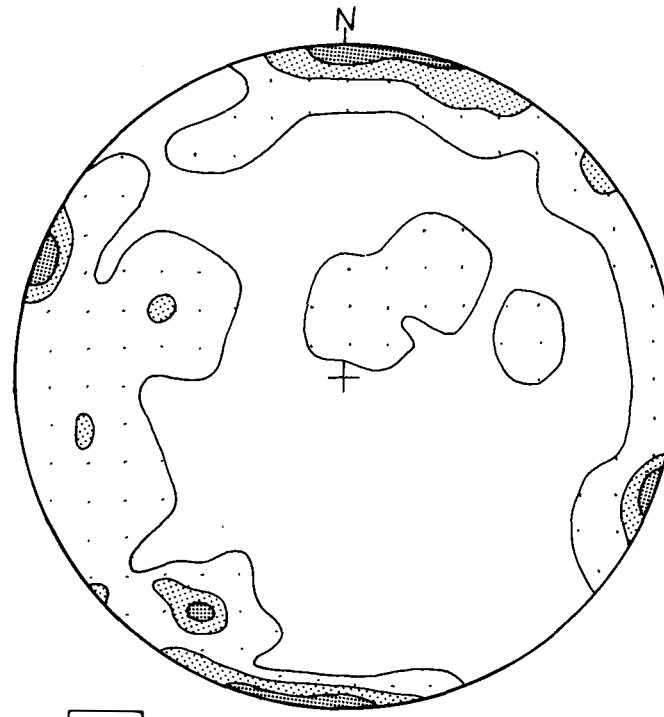


Fig 45: Fracturation globale (Urgonien)
Secteur vallée de l'Ibie 296 failles



• pote de faille



□ 0 - 3,4

▨ 3,4 - 6,8

▩ > 6,8 %

pour 1% de surface

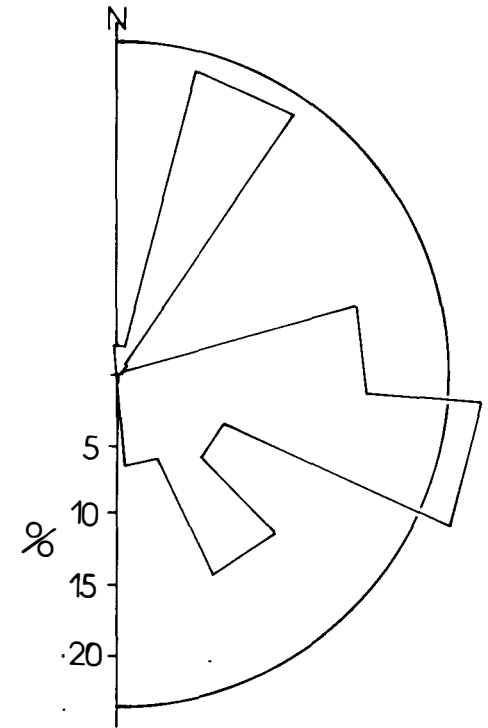
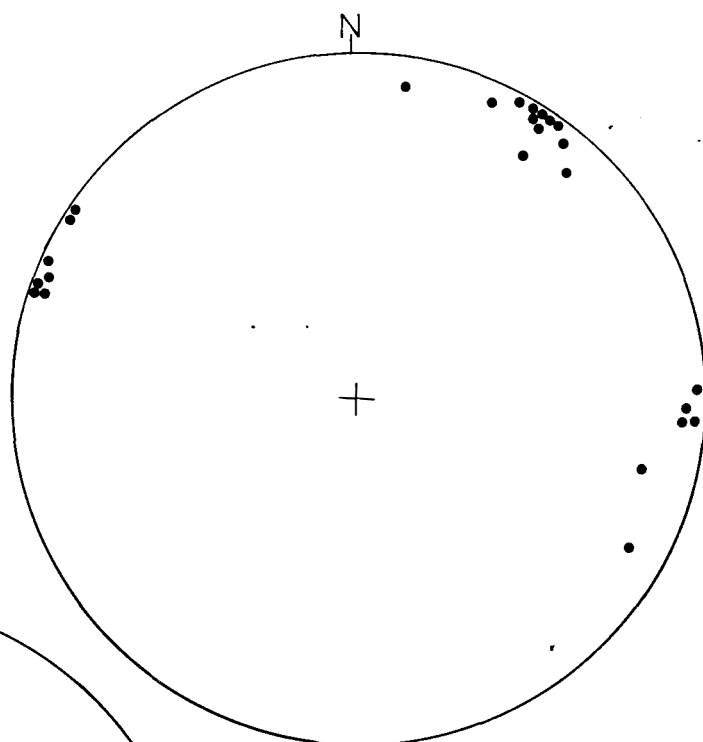
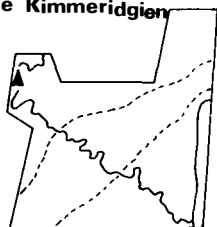
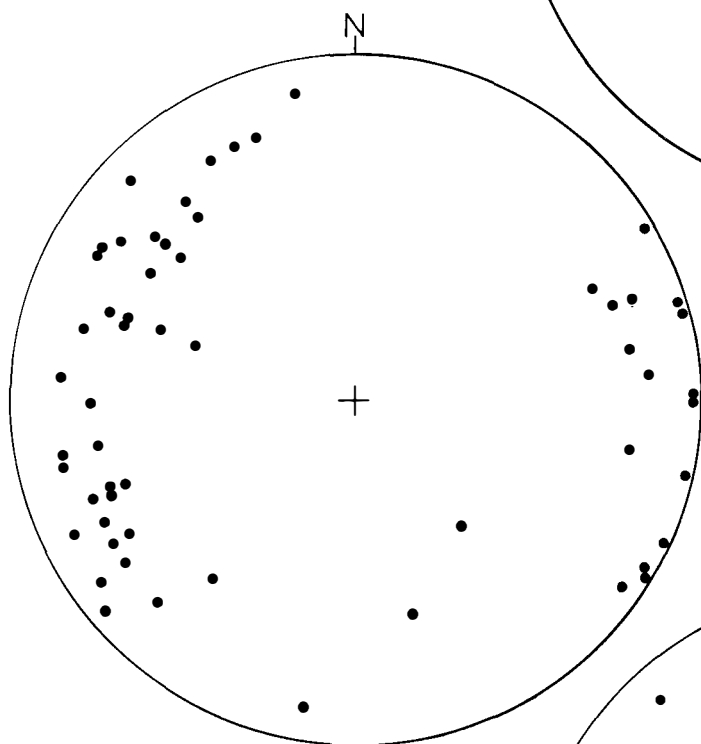
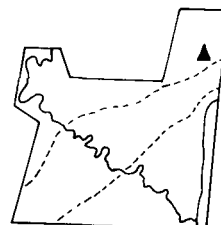


Fig 46: Fracturation globale dans la zone structurale 1

Secteur de Chauzon (N de Ruoms)
26 fractures calcaire Kimmeridgien



Secteur de la Roche Condrie (NW de Vivier)
57 fractures



Secteur de Bayne (NE de Larnas)
50 fractures

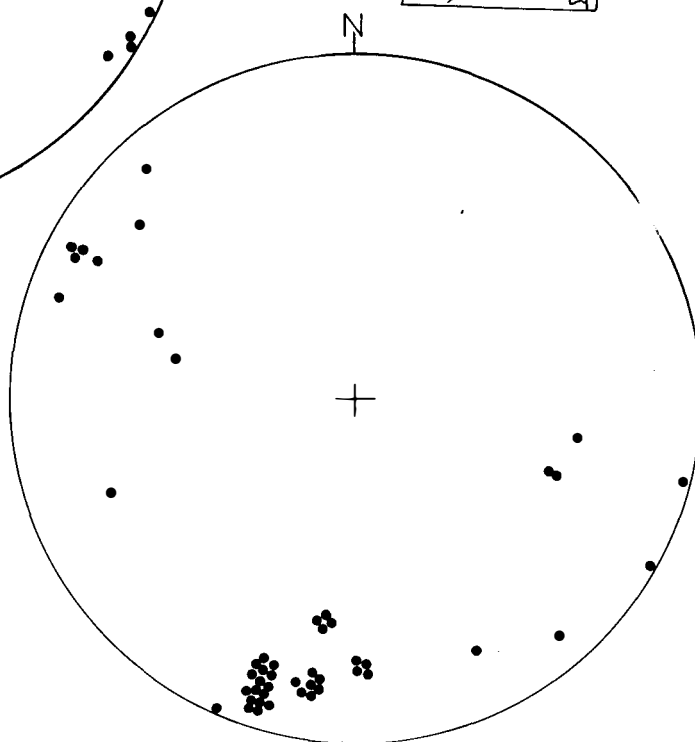
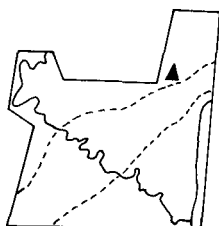
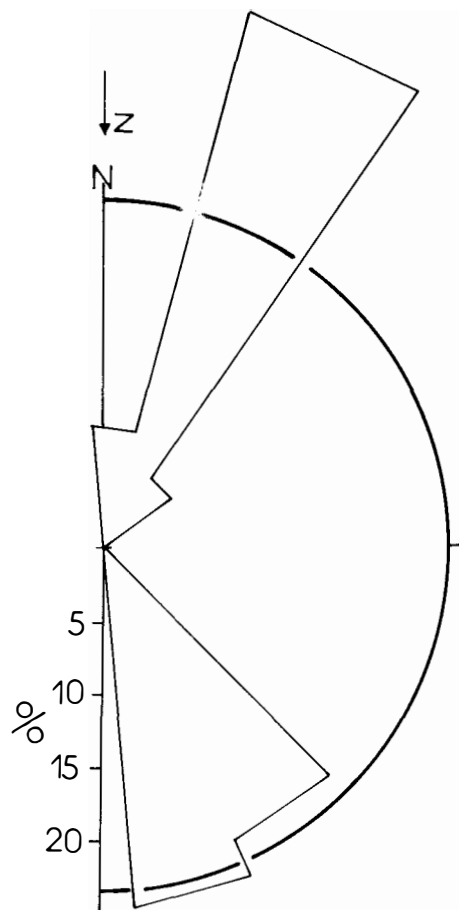
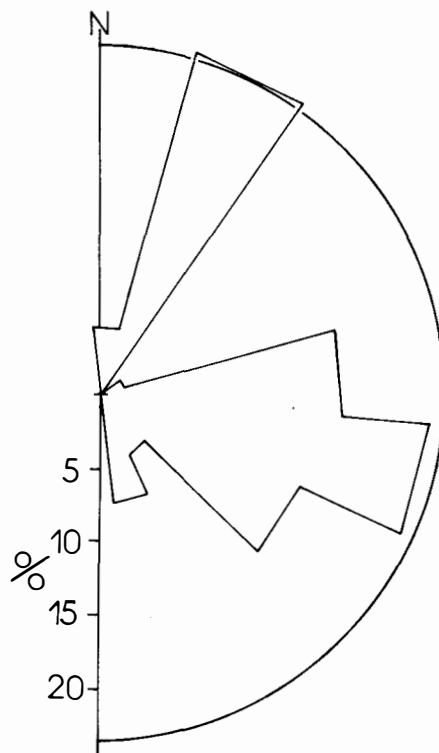


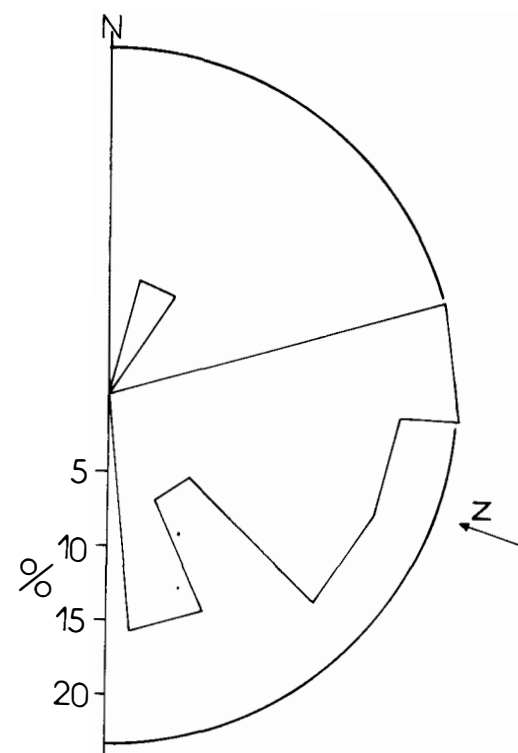
Fig 47: Evolution de la fracturation lors des diverses phases tectoniques dans le secteur de la vallée de l'Ibie.



Décrochements pyrénéens (37 fractures)



Failles normales (64 fractures)



Décrochements alpins (24 fractures)

Dans le Kimmeridgien de Chauzon (au Nord de Ruoms) cette intensité de fracturation n'atteint plus que 30 unités (pour la même surface). Le polyèdre élémentaire de celle-ci est représenté sur la fig. 44.

Dans l'Hautérivien, lorsqu'on s'éloigne de la zone structurale 2, l'intensité de fracturation semble être très faible (inférieure à 20 unités) ce qui s'explique par la plus grande souplesse des facies de cet étage.

On voit donc l'importance du facies et de l'éloignement de la zone 2 dans l'intensité de la fracturation de cette zone structurale.

Les autres méthodes de relevés micro-tectoniques apportent une vue plus générale (moins localisée) de cette fracturation mais donne aussi la nature tectonique de celle-ci, ainsi que les pendages (voir les diagrammes et histogrammes des figures 45, 46, 47) tout en montrant le phénomène de réutilisation des mêmes familles de fracture lors des trois principales phases tectoniques.

L'étude de la fracturation globale montre que les principales familles de fracture de cette zone structurale sont les 020 à 040 (pendage variable selon les secteurs) ainsi que celles de direction 095 à 120. A ces deux familles, présentes partout, il faut ajouter, selon les endroits, les fractures 135 à 155 (vallée de l'Ibie) ou 155 à 175 (Nord de Viviers).

Dans toute la zone structurale 1, les décrochements pyrénéo-provençaux ont utilisé de préférence les accidents 020 à 040 (décrochements secondaires par rapport aux accidents 060 de la zone 2, sénestres) et 135 à 175 (dextres) comme on le voit sur l'histogramme de la fig. 47 (vallée de l'Ibie). Les fractures Est-Ouest n'ont alors pas joué (direction et pendage défavorables). Les failles inverses pyrénéennes sont très rares dans cette zone.

Lors de la phase de distension, deux familles de fractures ont eu un maximum de jeu normal : les fractures 020 à 040 qui ont donné les longues failles normales marquant fortement la morphologie et dont un bon exemple est donné par la faille de Lagorce (voir fig. 48) ainsi que par la faille bordière du fossé d'Alès.

- Les fractures Est Ouest (maximum pour les fractures 095 à 115).

Les failles normales 020 à 040 sont accompagnées en bordure du fossé d'Alès, par des blocs Urgoniens coincés le long des accidents (exemple : blocs à l'Ouest de Salavas visibles sur les photographies aériennes de la fig. 49). L'origine de ces blocs doit être double : le premier jeu des accidents en décrochement donnant des écaillles allongées, le second jeu en faille normale effondrant ces blocs (voir fig. 50).

Lors de la phase Alpine, les accidents favorables par leur direction ont rejoué en décrochements : ce sont surtout les fractures de direction 075 à 135 (maximum de décrochements-écartements pour les 075 à 095. Voir histogrammes de la fig. 47). D'autres familles ont rejoué dans une proportion plus faible, ce sont les 155 à 175 (décrochements sénestres) et les 015 à 035 (décrochements dextres).

Fig. 48. - Faille de Lagorce, (extrémité Nord du Bassin d'Alès).
Inversion de relief.

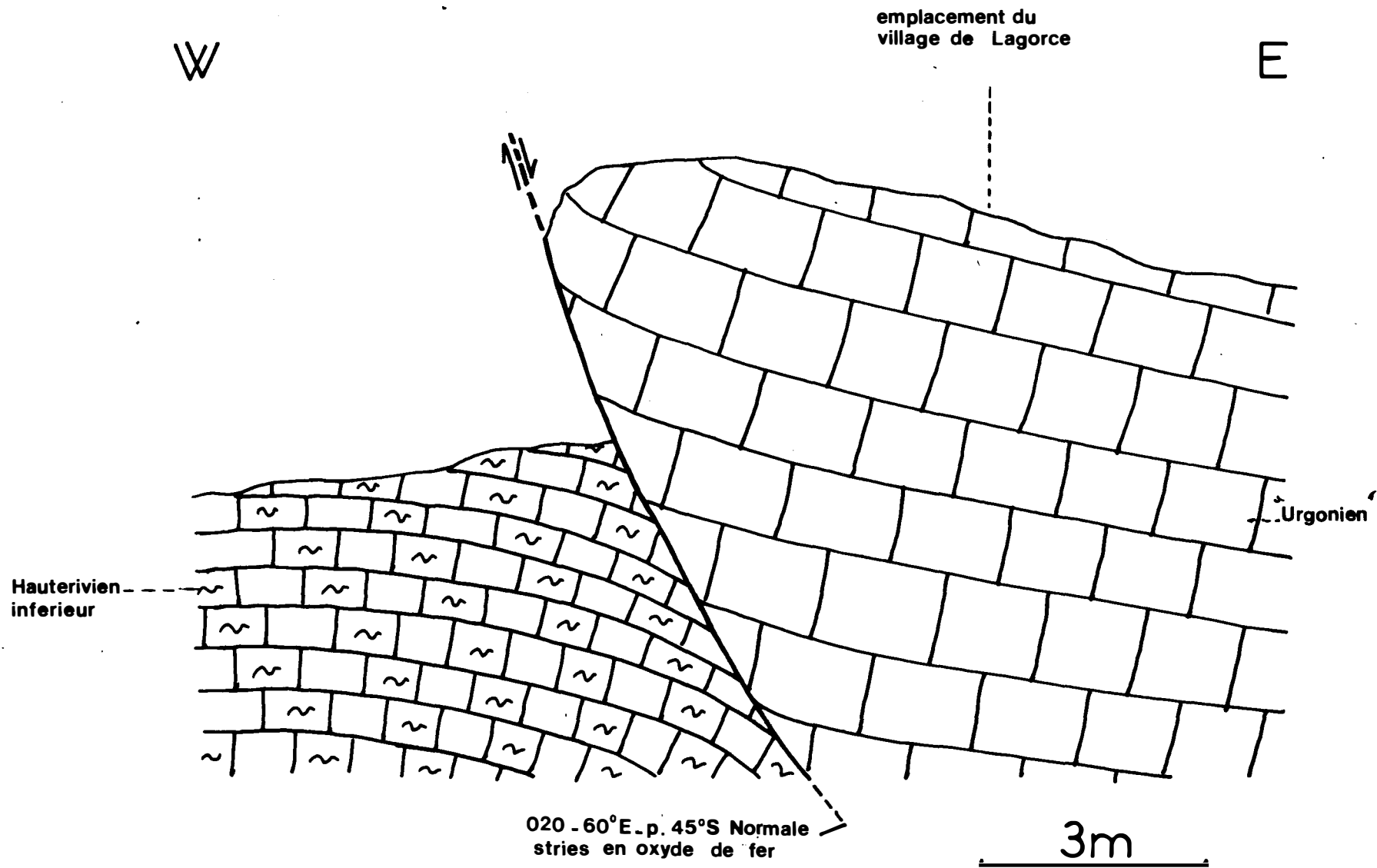


FIGURE 49: La faille bordière du fossé d'Alès dans la zone structurale 1 (photos I.G.N)

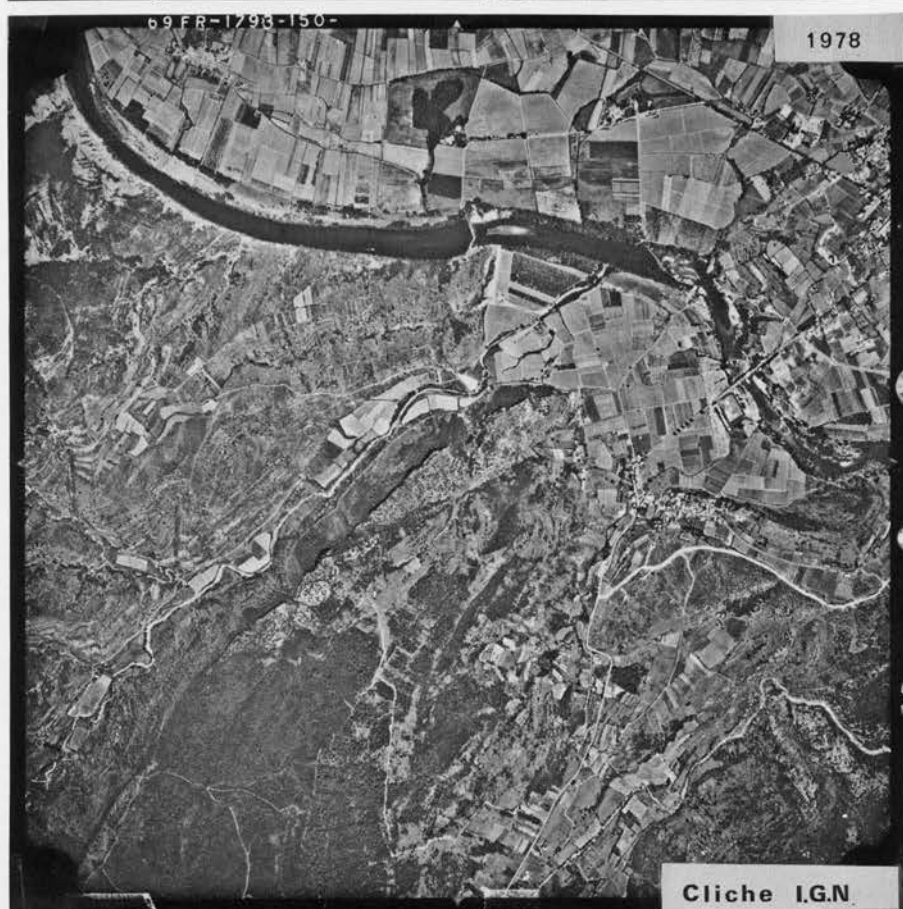
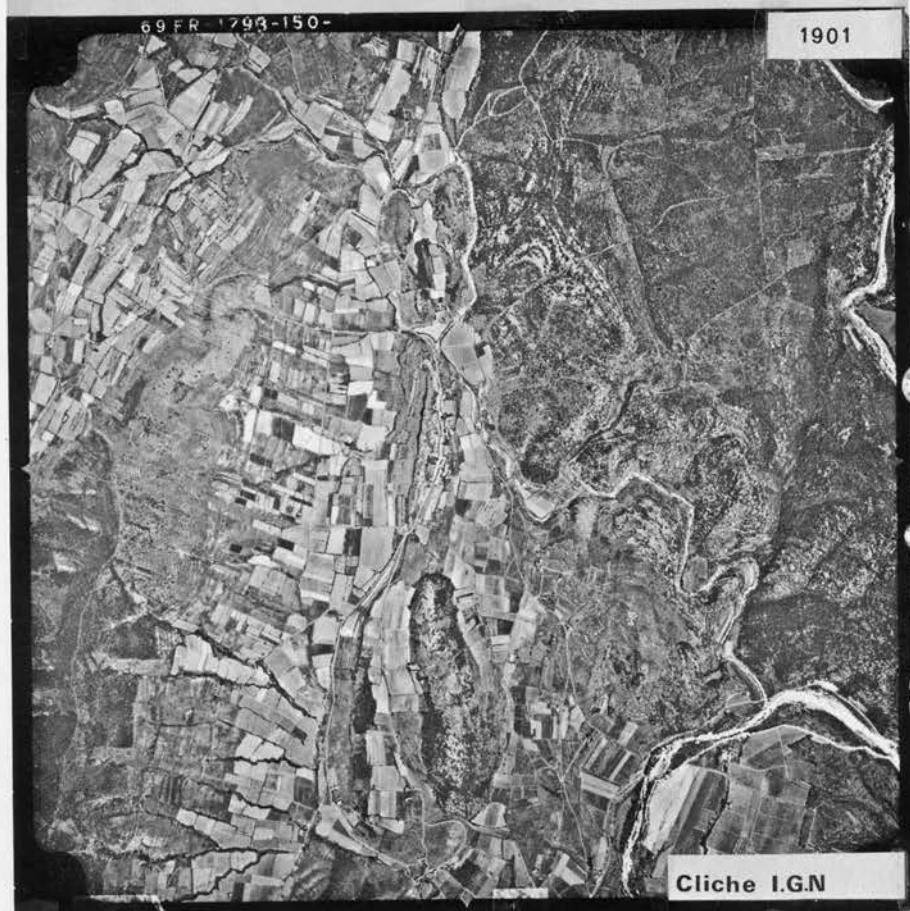


Fig 49': Représentation schématique des photos
de la figure 49

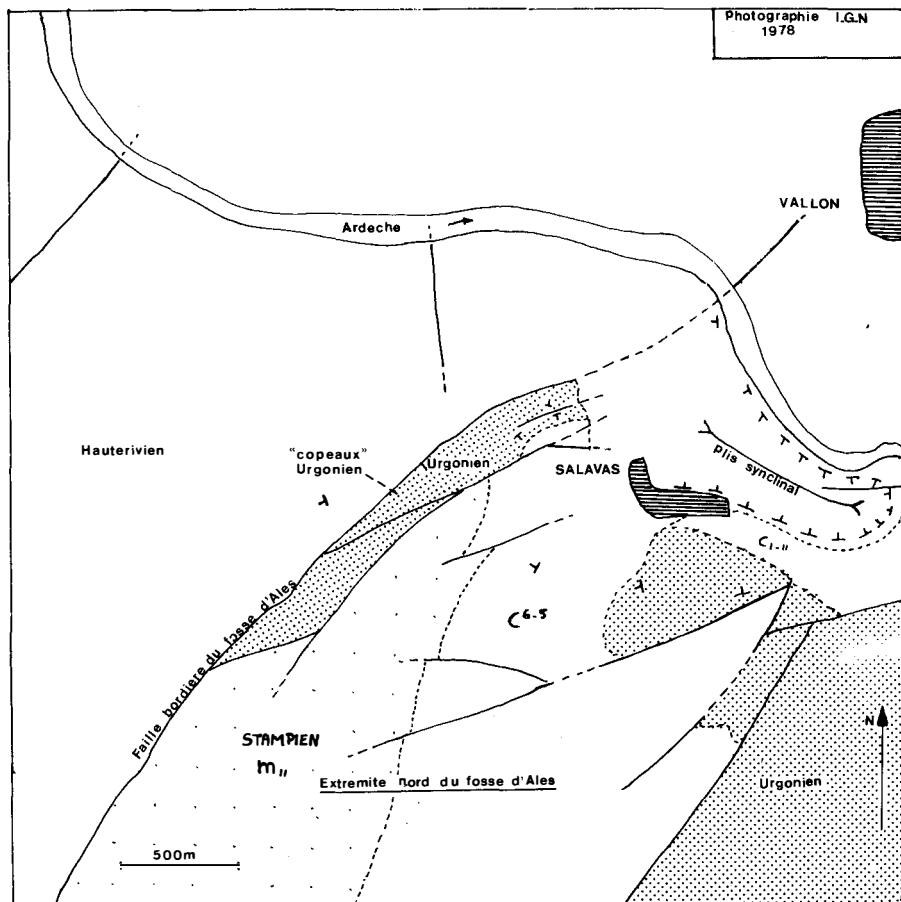
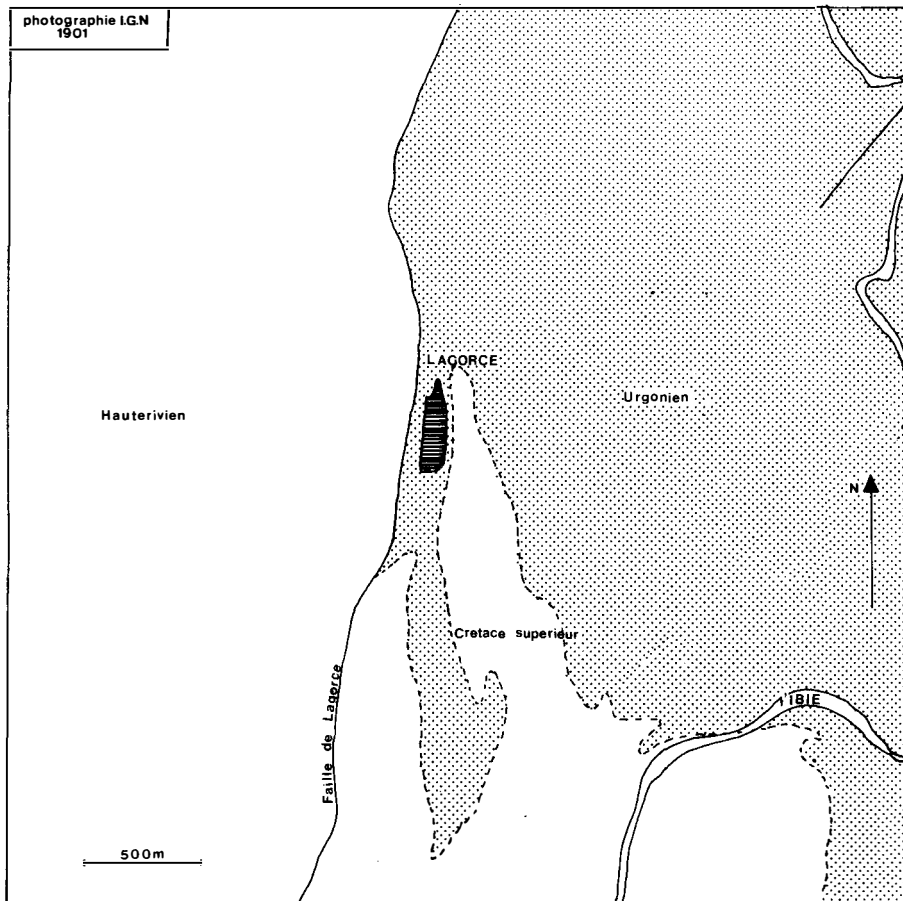
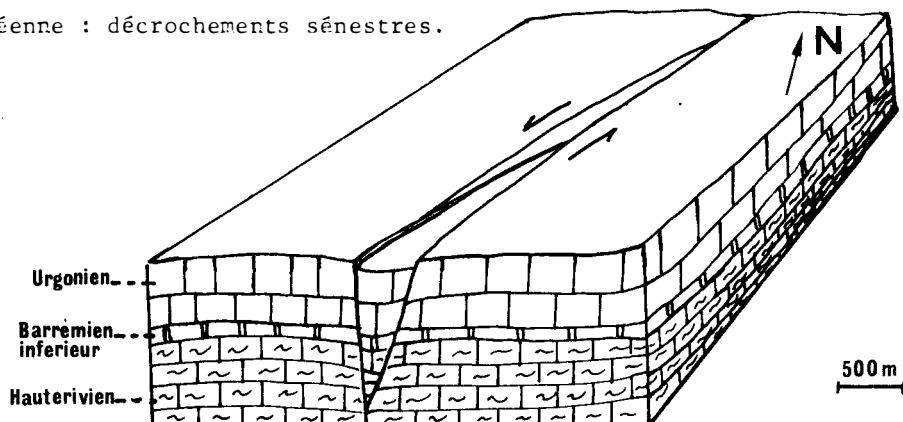
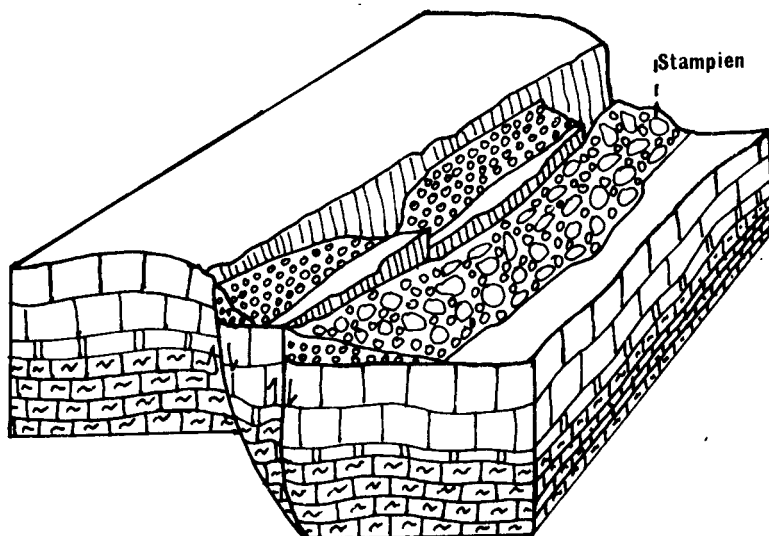


Fig. 50. - Représentation schématique du processus de formation des "copeaux" urgoniens le long des accidents de la région de Salavas (Sud de Vallon Pont d'Arc) en bordure du fossé d'Alès.

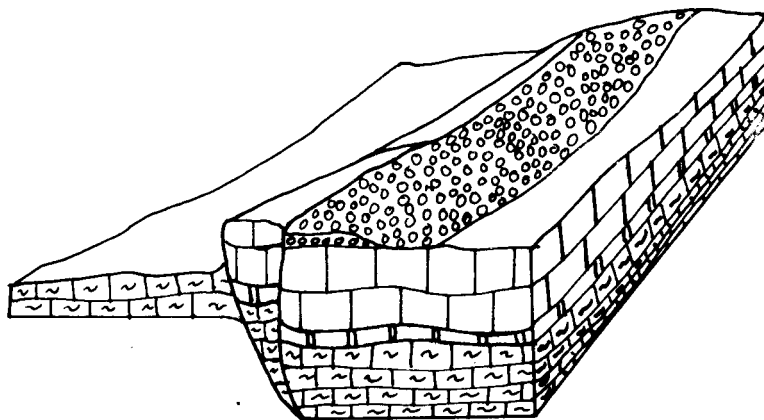
Phase pyrénéenne : décrochements sénestres.



Phase de distension : failles normales.



Erosion : état actuel.



NB: Il n'est pas tenu compte sur ce schéma théorique de l'influence postérieure des contraintes alpines.

Les failles inverses alpines sont, comme les pyrénéennes, assez rares dans cette zone structurale.

Les ripages banc sur banc y sont par contre assez fréquents, car cette zone est riche en affleurements de faciès à bancs minces : Barrémien inférieur et Hautérivien. Ils décalent et tordent les accidents antérieurs qui n'ont que peu ou pas rejoués. L'exemple des ripages banc sur banc alpins dans le Barrémien inférieur de St Alban (NW de Viviers) a déjà été donné dans le chapitre sur la phase Alpine (voir fig. 30). L'Hautérivien présente, lui aussi de nombreux ripages (voir fig. 31 sur un ripage alpin dans le Nord de la vallée de l'Ibie).

V.-1.4. Les autres structures tectoniques : plis, fentes calcifiées et stylolites

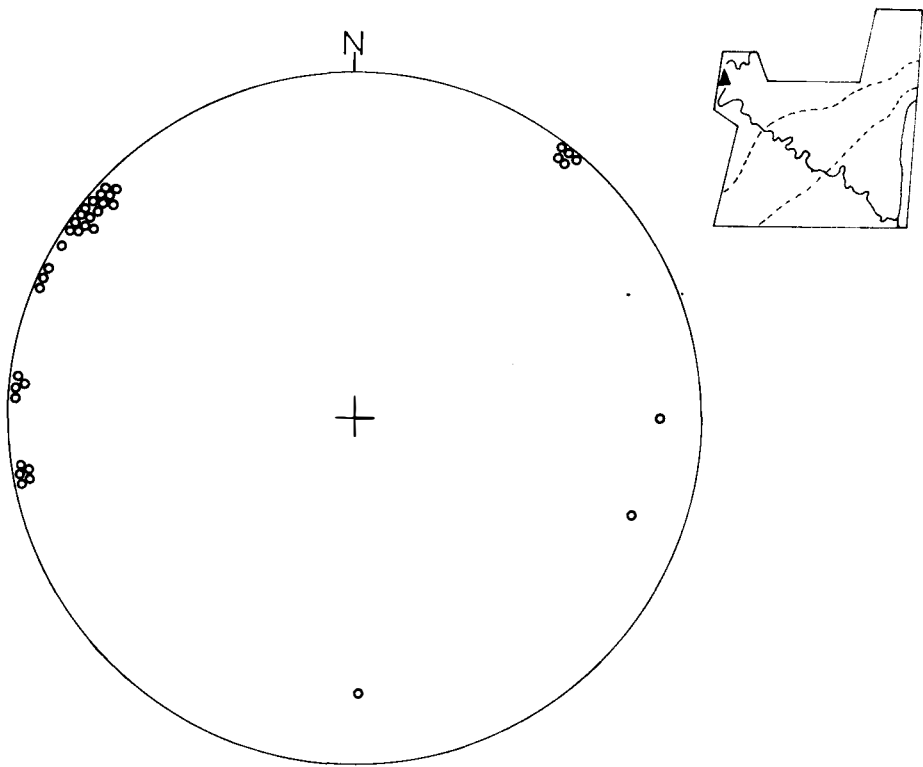
a) Des plis pyrénéens et alpins existent dans toute cette zone mais ce sont, pour la plupart, de vastes ondulations, à l'exception de plis plus marqués associés à des fractures (crochons, plis, failles) et ceci en particulier dans l'Hautérivien, qui a réagi aux contraintes d'une manière moins cassante que l'Urgonien.

b) Les fentes calcifiées existent partout dans la zone structurale 1 (voir fig. 51). Elles ont trois origines : fentes pyrénéennes (055 à 035), fentes dues à la distension (parallèles aux principales familles de failles normales) et très rares fentes alpines (076 à 095).

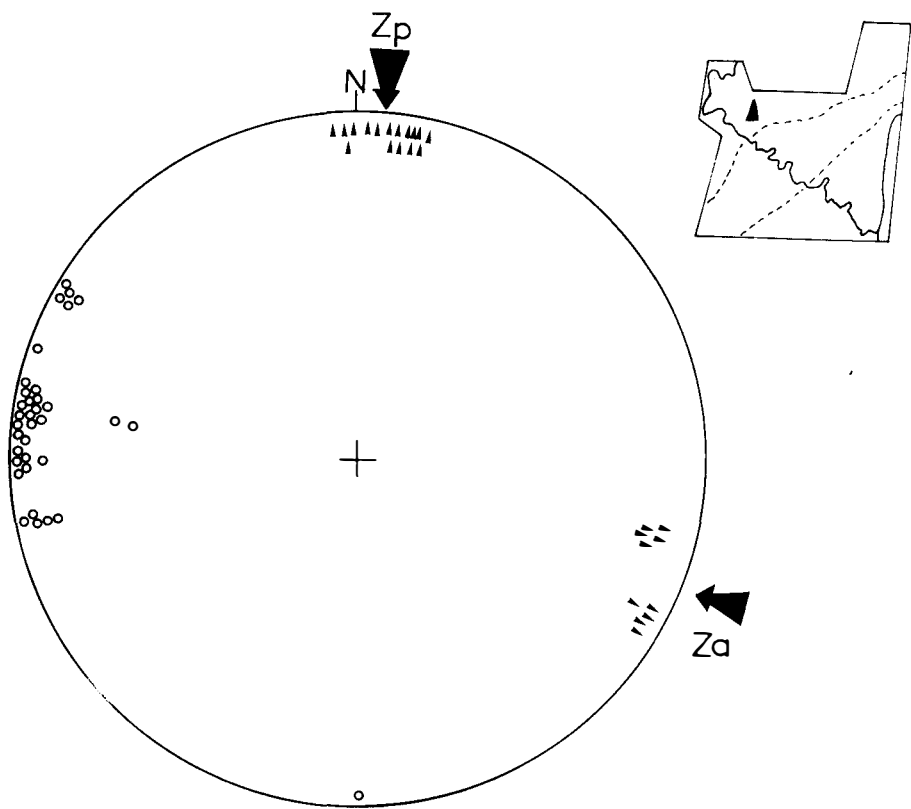
c) Les stylolites sont de deux types : à pics subverticaux (distension oligo-miocène), ils se trouvent partout, recoupant des microstructures pyrénéennes ; à pics subhorizontaux, ils sont, pour la plupart subméridiens (pyrénéens) et Est-Ouest (alpins), seulement dans le centre et l'Est de cette zone structurale (voir fig. 51).

Remarque : Les stylolites à pics horizontaux (de raccourcissement subhorizontal) et les fentes liées aux phases de compression, sont beaucoup plus rares dans cette zone structurale que dans les deux autres (zone "protégée" comme il l'a été dit précédemment).

FIGURE 51: Fentes calcifiées et stylolites dans la zone structurale 1



Secteur de Chauzon



▲ Pic stylolitique
○ Pôle de fente

Secteur de la vallee de l'Ibie

V.-2. ZONE STRUCTURALE 2

V.-2.1. Localisation

La zone structurale 2 est traversée par les accidents cévenols plurikilométriques 050 à 070. Elle s'étend entre la région de Barjac et Vallon Pont d'Arc (à l'Ouest), traverse tout le Bas-Vivarois calcaire en diagonale et rejoint la vallée du Rhône à Viviers (voir plan de situation sur la fig. 41). Sa largeur varie de 2500 mètres dans le secteur au SW de St Montant, à 7500 m dans le secteur de St Remèze.

V.-2.2. Les directions de contrainte (fig. 42).

Les directions de contrainte à raccourcissement horizontal dans cette zone structurale ont subi un changement de direction, assimilable à un phénomène de réfraction, due au passage des accidents plurikilométriques cévenols. De même, l'allongement de la distension oligo-miocène s'est placé perpendiculairement à ceux-ci.

En effet, le raccourcissement pyrénéo-provençal a été le plus souvent de direction 170 à 175 (voir fig. 42) dans les zones de passage des accidents cévenols, et Nord Sud dans les secteurs situés entre ceux-ci, lorsqu'ils sont assez éloignés les uns des autres (type 4 de fracturation qui sera défini plus loin) et même parfois rarement 015 à 020 à l'approche de fractures NW-SE.

De la même façon, le raccourcissement alpin change de direction (il devient 095 à 130) à l'approche des accidents 060.

Il faut noter que les trajectoires des axes de contraintes pyrénéennes et alpines ne sont pas rectilignes, et ceci par suite des changements de directions nombreux (réfractions ?) dont il vient d'être question.

Le plongement des raccourcissement (voir fig. 42,52,53), là où il a pu être mesuré, se fait vers le Nord (de 10° en moyenne) pour la phase Pyrénéo-Provençale et vers l'Ouest (de 10° également) pour la phase Alpine.

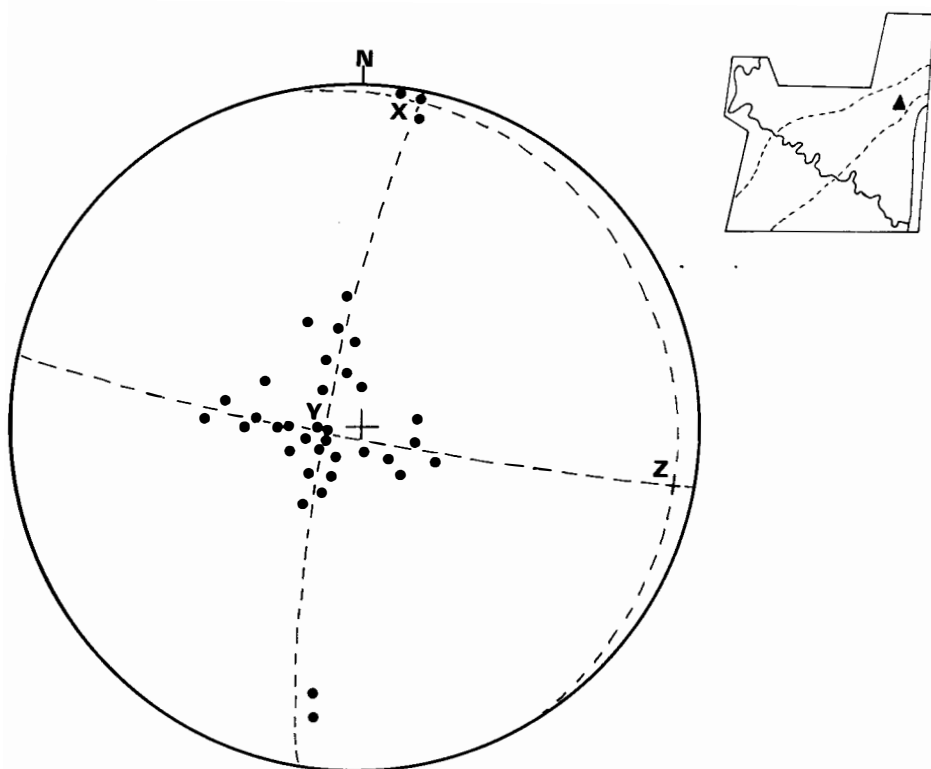
Ce plongement s'inverse en bordure de la vallée du Rhône (St Montant, Viviers) et l'explication est la même que pour les autres zones structurales : existence d'un léger basculement post-alpin.

La direction de l'allongement principal du à la distension oligo-miocène est perpendiculaire aux accidents 060, elle est donc en moyenne 140 à 150 (voir fig. 54).

En général, les états de contraintes et la déformation ont été très intense dans cette zone structurale (beaucoup plus intense que dans les deux autres zones) et l'intensité de la fracturation donne une idée de la tectonisation de celle-ci.

Fig 52: Les directions de raccourcissement dans la zone structurale 2

Secteur S^t Montant . Pôles de plans de mouvement alpin



**Secteur carrière Mazoyer (Est de S^t Montant)
Décrochements conjugués (et stylolites) pyrénéens**

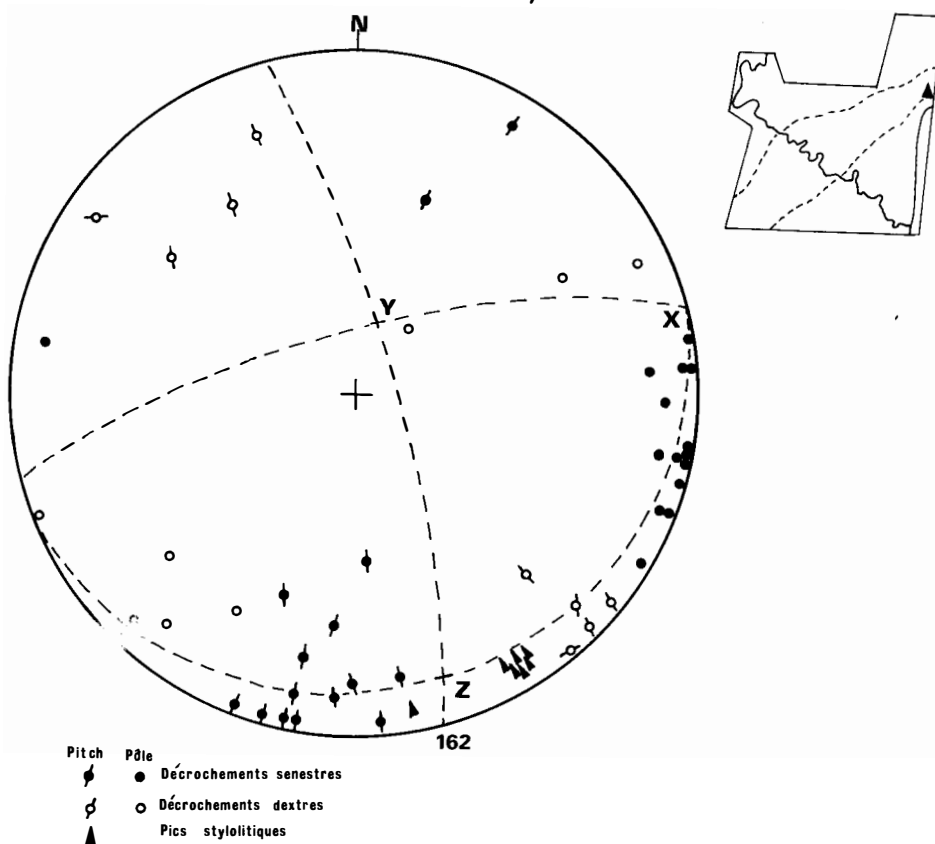
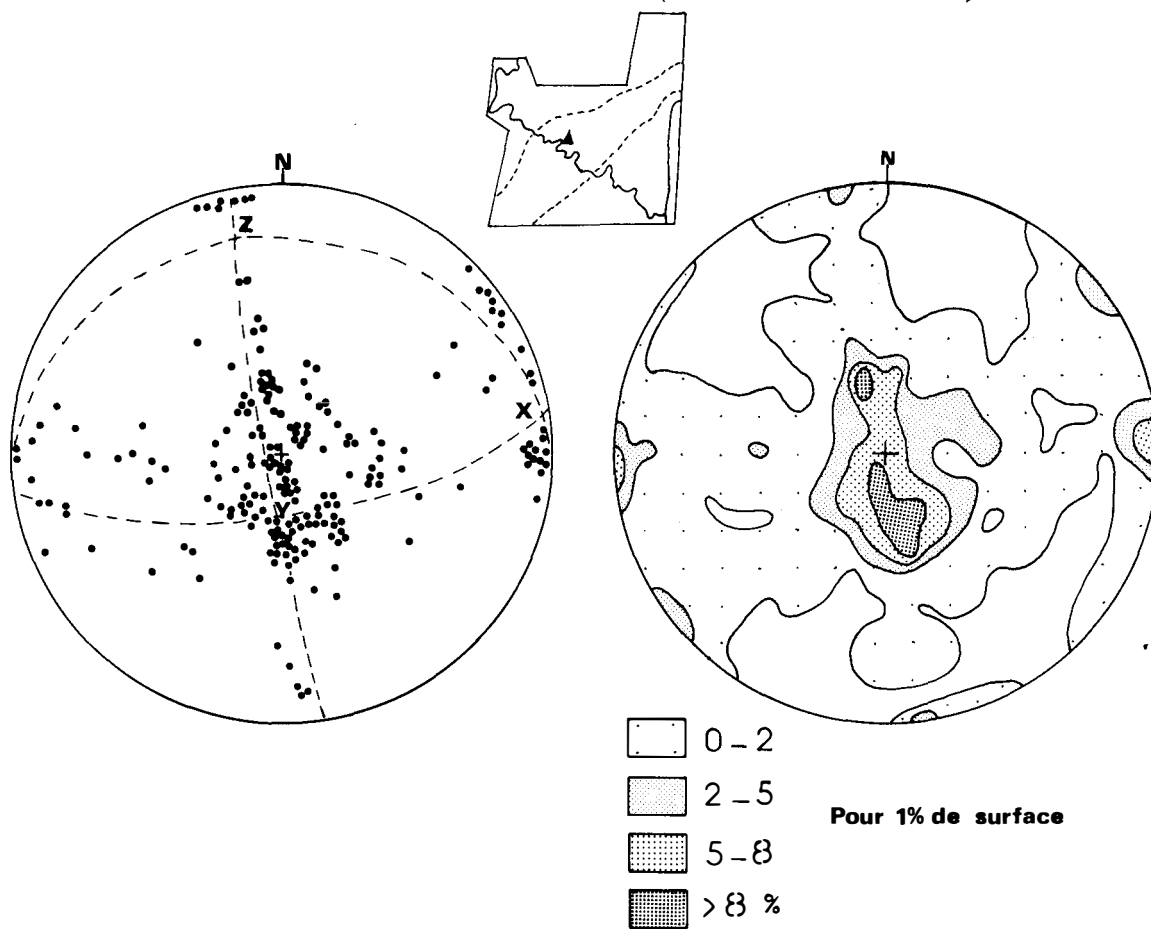
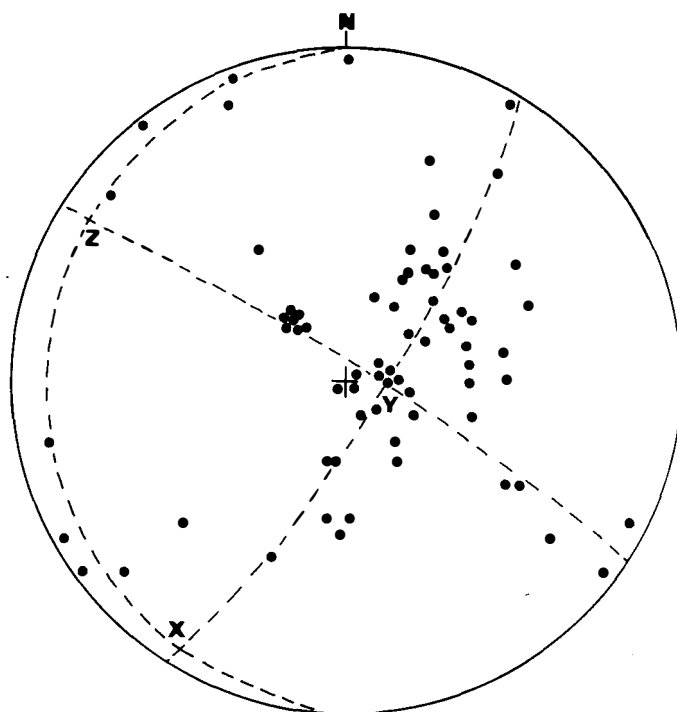


Fig 53: Plans de mouvement du secteur Est
du Pont d'Arc (zone structurale 2)

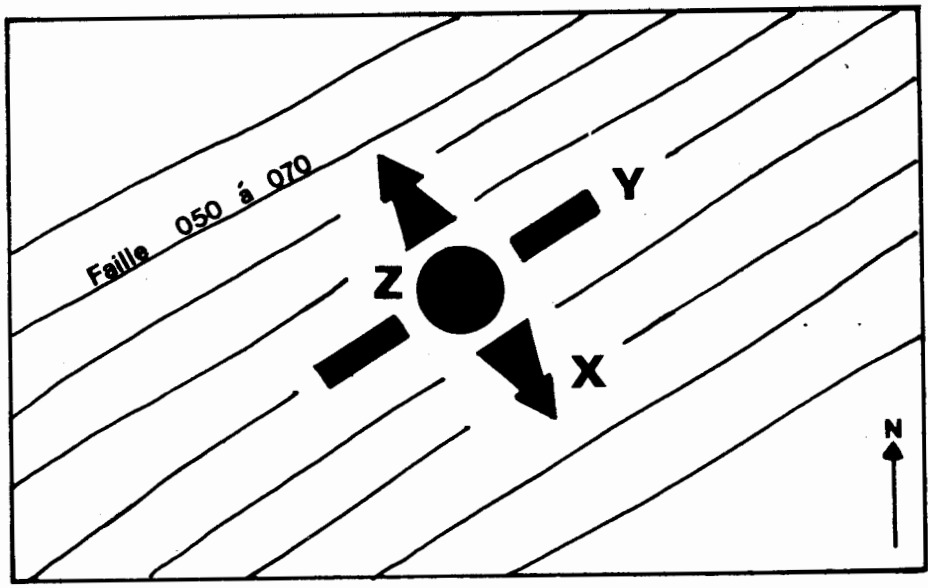


Plans de mouvement pyrénéen (212 pôles)



Plans de mouvement alpin (75 pôles)

Fig. 54. - Les directions de contrainte lors de la distension dans le Bas-Vivarais.
Représentation générale schématique



Plans de Mouvements des failles normales du secteur du Pont d'Arc.

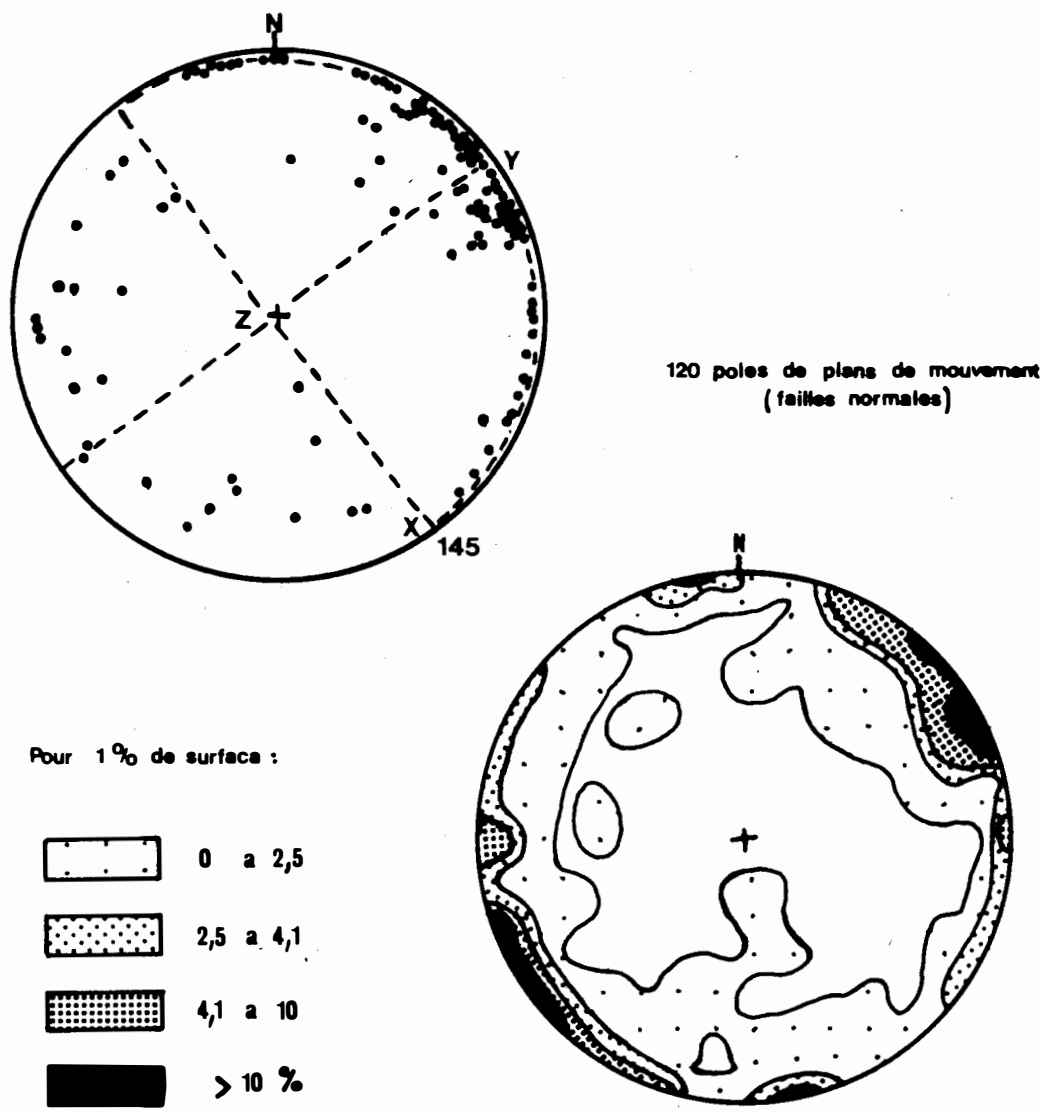


Fig 54¹ : SITUATION DES PHOTOGRAPHIES AERIENNES DES FIG:49, 55, 80

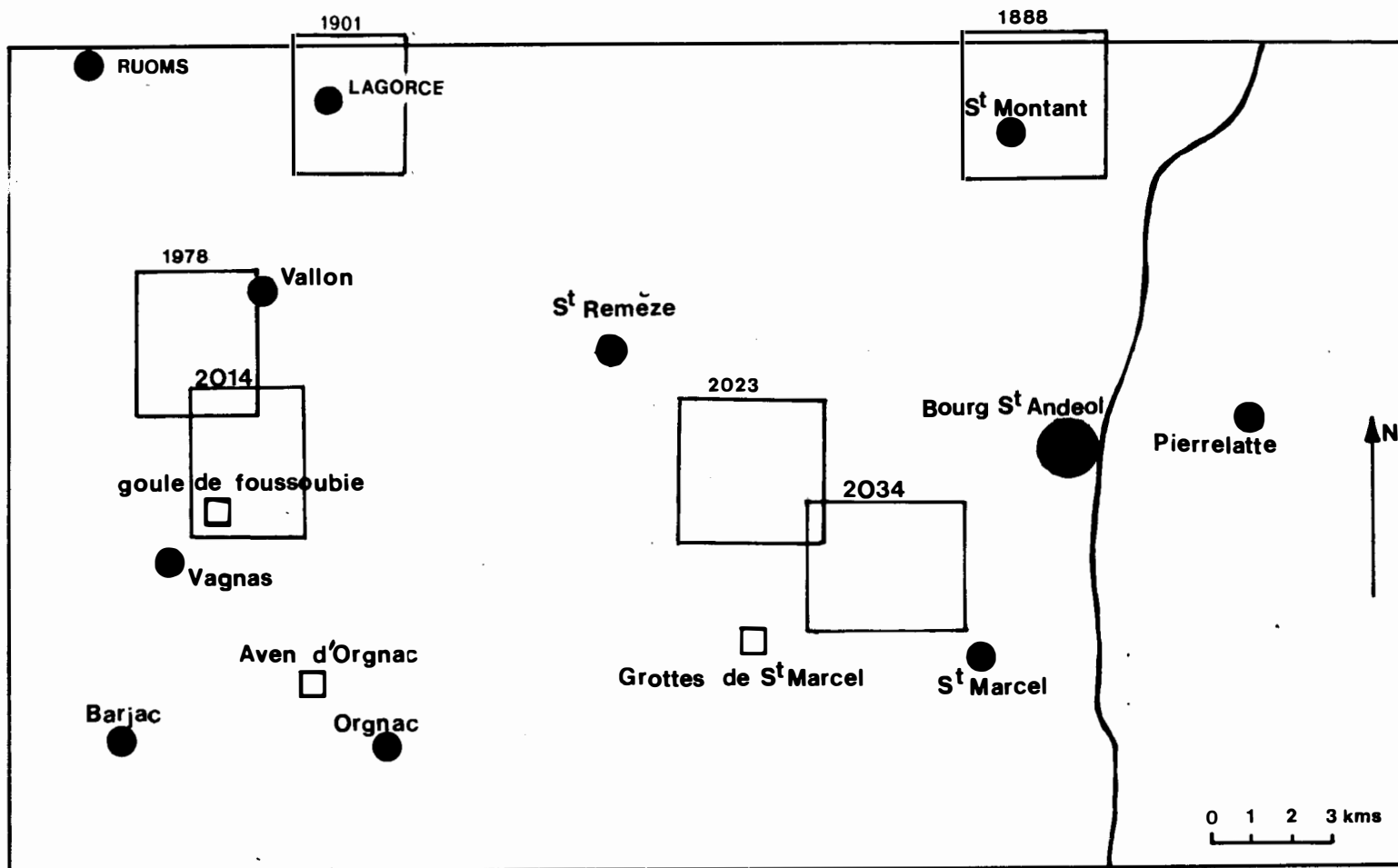


Fig 55: Les accidents plurikilométriques 060 de la zone structurale 2 (photos I.G.N)

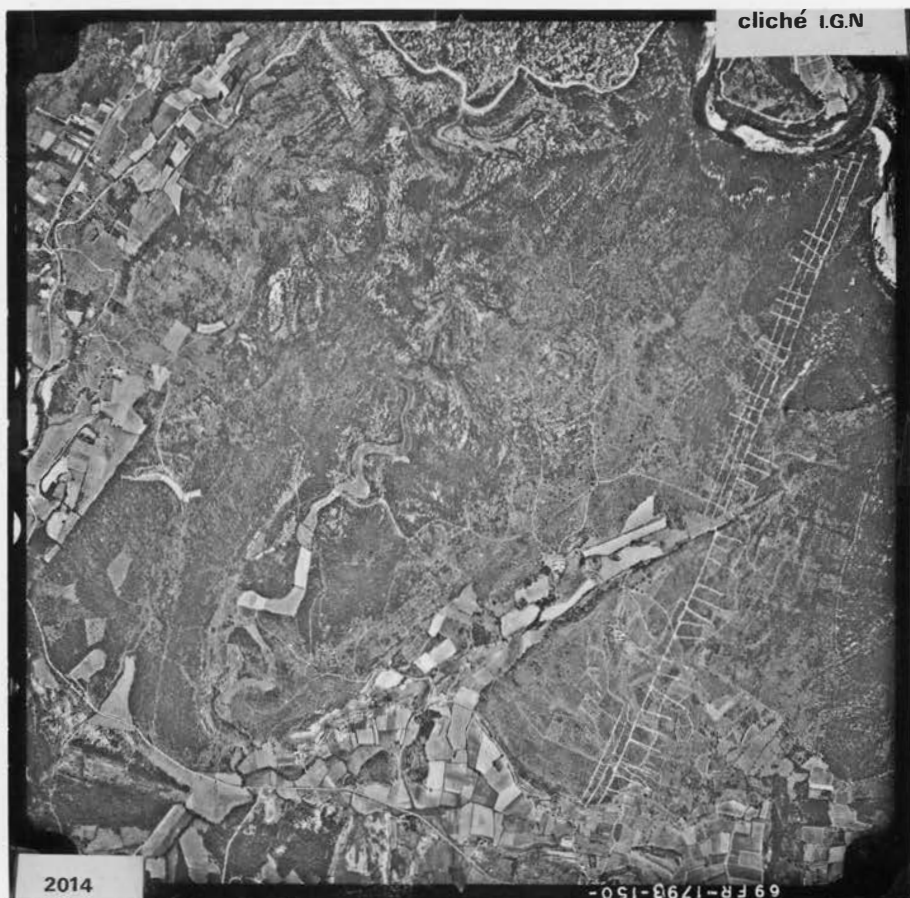
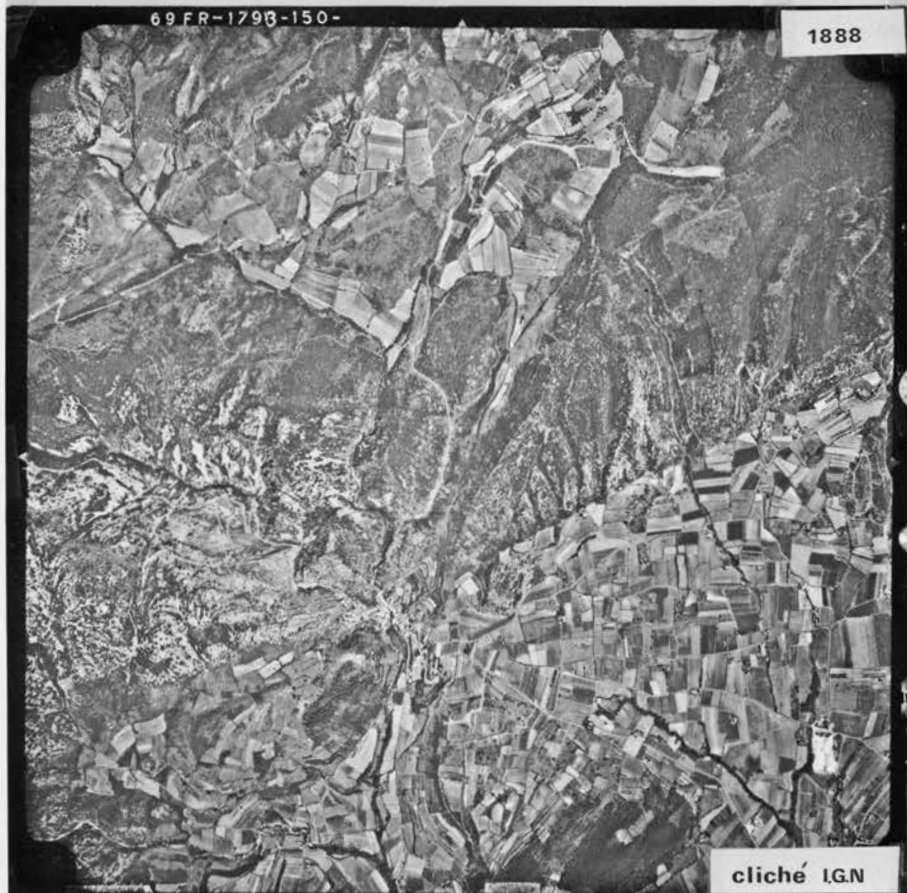
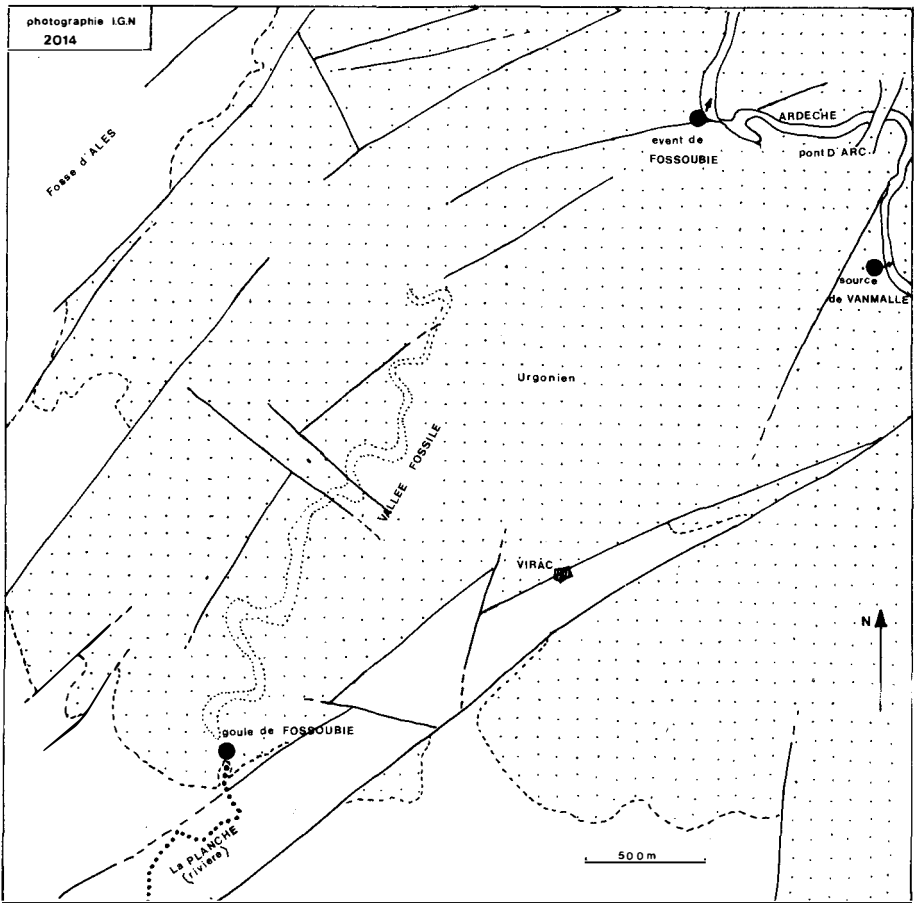
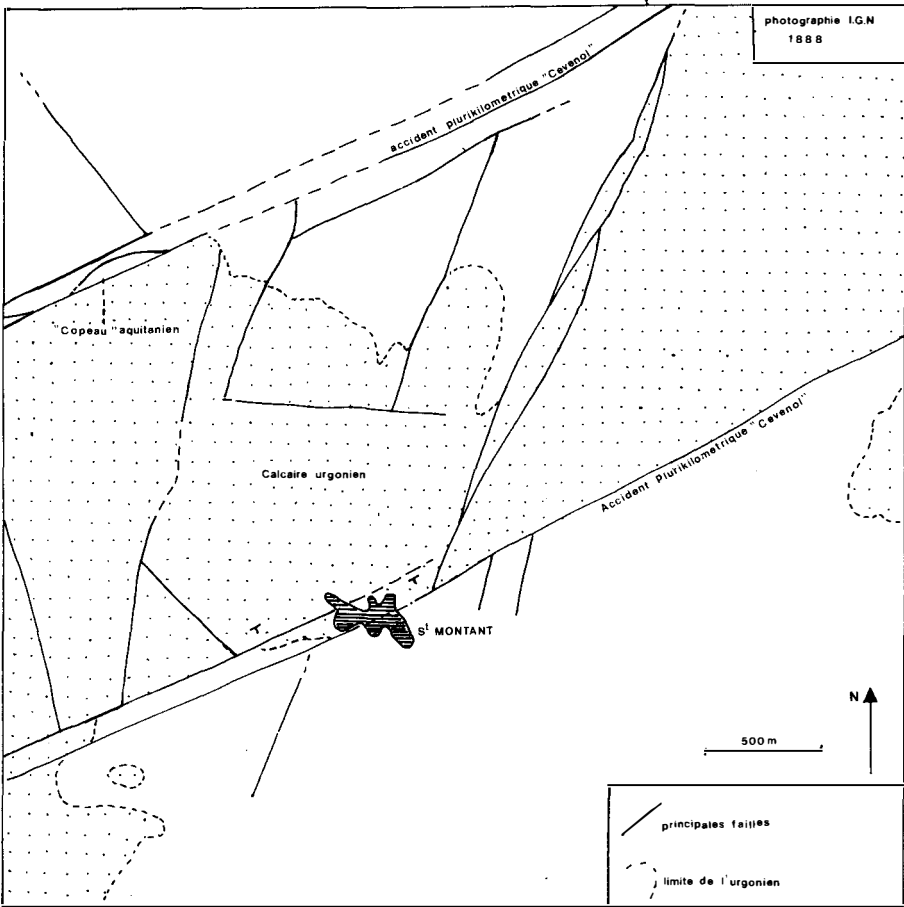
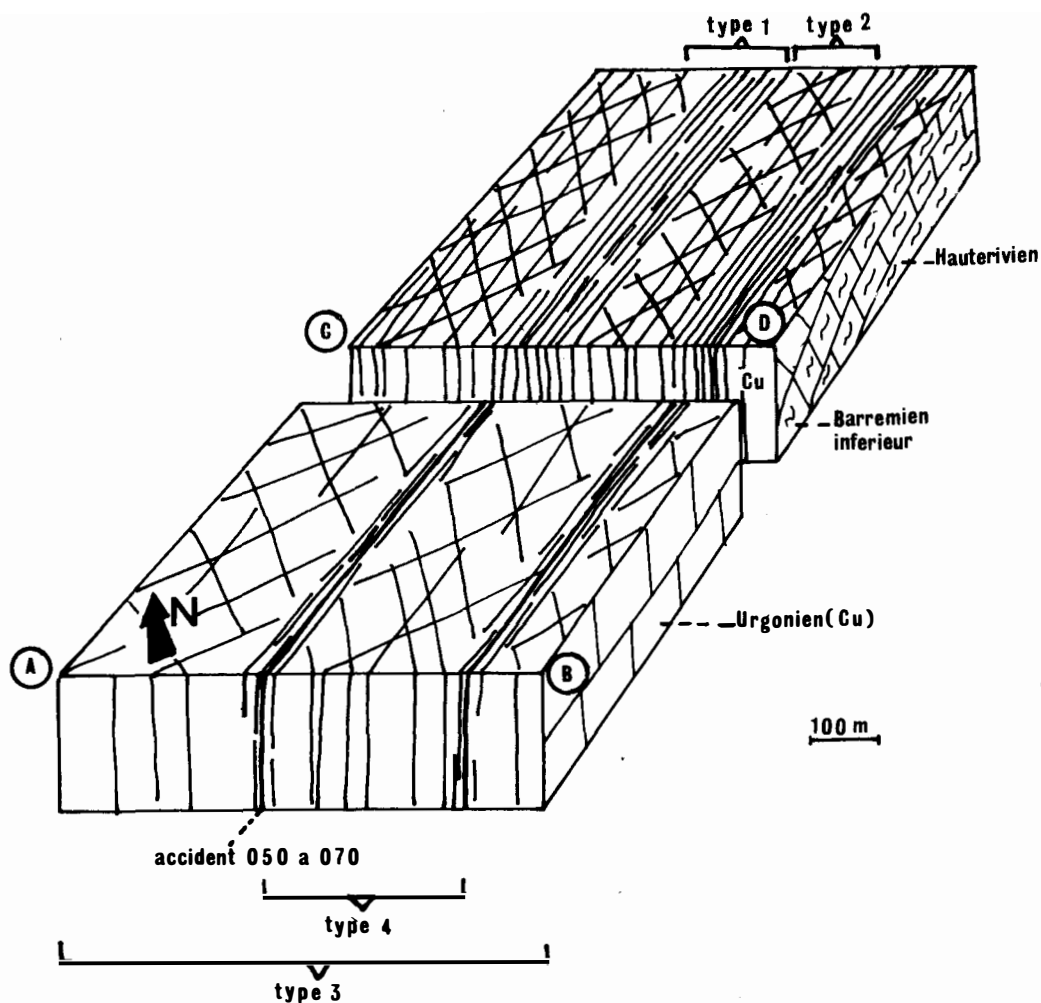
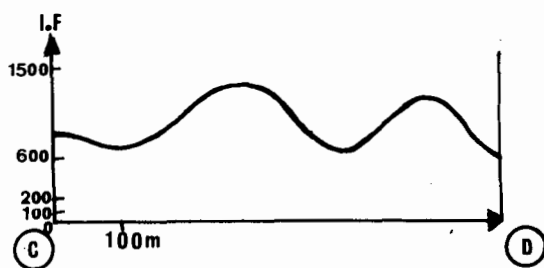


Fig 55: REPRESENTATION SCHEMATIQUE
DES PHOTOS DE LA FIGURE 55





Courbes de l'intensité de fracturation



Courbes de fréquence des accidents 050 à 070

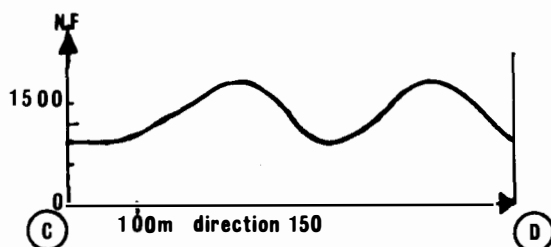
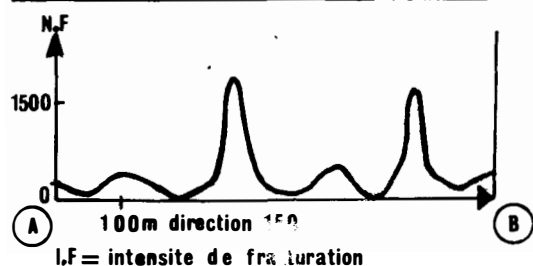


Fig. 56. - Représentation schématique des divers types de fracturation de la zone structurale 2 dans le Bas-Vivaraïs calcaire (les pendages sont tous supposés verticaux).

V.-2.3. Les fractures

1°) L'étude photogéologique met en évidence le principal caractère de cette zone structurale : la prépondérance très nette des fractures 050 à 070 qui traversent tout le Bas-Vivarais calcaire sur parfois plus de 35 kilomètres sans être, ni interrompues, ni décalées (voir carte jointe et photographies de la fig. 55). Ceci est visible en particulier sur les photographies aériennes prises à haute altitude.

Entre ces longues fractures, l'étude photogéologique permet de relever des accidents 015 à 035, 135 à 155 et subméridiens.

2°) L'étude microtectonique va préciser cette fracturation.

a) L'analyse de l'intensité de fracturation en plusieurs stations permet de construire un schéma de la fracturation dans cette zone (voir fig. 56). Cette fracturation est fonction des accidents 050 à 070. On peut ainsi distinguer quatre types de fracturation dans cette zone structurale :

- Le premier type (type 1) se trouve dans les secteurs où l'Urgonien est plus mince, ou lorsqu'affleure le Barrémien inférieur plus marneux et l'Hautérien (région de St Remèze). Les fractures plurikilométriques 050 à 070 sont alors très nombreuses et très rapprochées (jusqu'à 1500 fractures 060 sur 100 mètres de direction 150) et ceci selon une courbe en cloche (voir fig. 56), d'une largeur de 10 à 50 mètres. L'intensité de fracturation atteint alors de 800 à 1500 unités.

Ces fractures 060 décalent toutes les autres fractures (et parfois masquent toute autre direction de fracture par leur intensité). Ces autres familles de fracture sont alors de directions parallèles aux fractures des autres zones structurales (type 4 qui sera défini plus loin) ce qui sera confirmé par l'étude des diagrammes et des histogrammes.

Les fractures conjuguées aux 060, celles de direction 145 à 165, sont parfois très nombreuses (jusqu'à 500 fractures pour 100 mètres de direction 060) mais cette fracturation intense n'est que localisée, liée aux zones de maxima de la fracturation 060.

Deux polyèdres élémentaires de cette fracturation de type 1 sont schématisés à la fig. 58 (Aiguille de Marsanne) et à la fig. 57 (Cros de l'Aiguizier).

- Le second type (type 2) se trouve dans les mêmes secteurs à Urgonien aminci ou à facies plus marneux (voir fig. 56). Ce type de fracturation correspond à un intermédiaire entre deux zones de type 1. C'est, pourrait-on dire, la fracturation moyenne de la zone structurale 2 en dehors du lieu de passage des accidents 060.

REPRESENTATION SCHEMATIQUE (CONSTRUITE A L'AIDE DE L'INTENSITE
DE FRACTURATION) DE LA FRACTURATION (MAILLE ELEMENTAIRE DE
DIVERS SECTEURS DE LA ZONE STRUCTURALE 2.

Fig. 57.- SECTEUR DU CROS DE L'AIGUIZIER (GORGES DE L'ARDECHE).

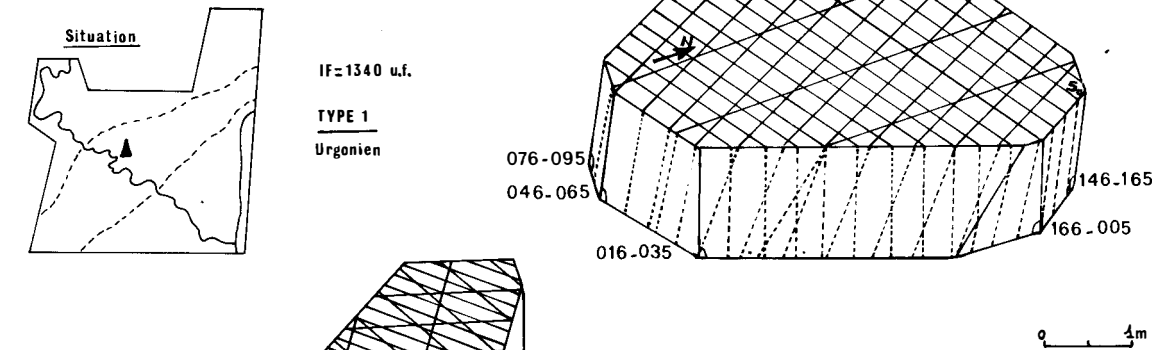


Fig. 58.- SECTEUR DE L'AIGUILLE DE MARSANNE (GORGES DE L'ARDECHE).

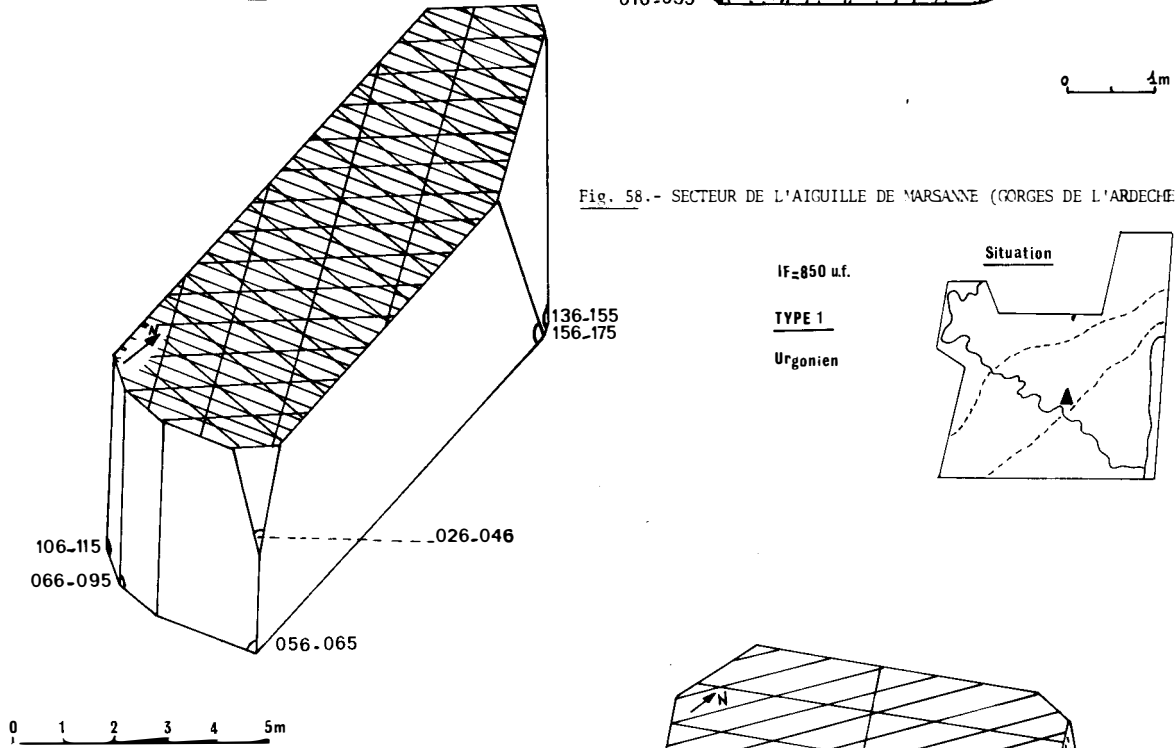


Fig. 59.- SECTEUR DU CIRQUE DE GAUD (GORGES DE L'ARDECHE).

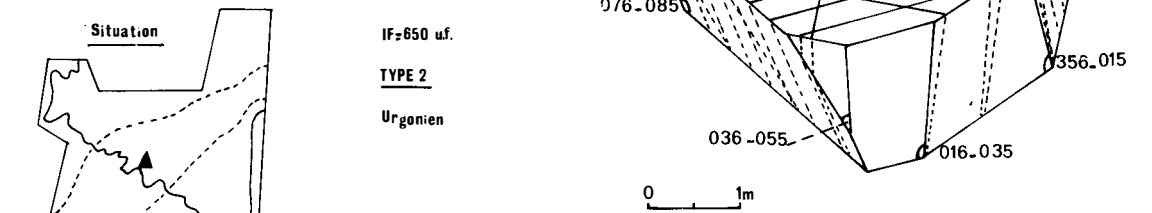


Fig. 60.- SECTEUR DE L'ENTREE DES GORGES DE L'ARDECHE.

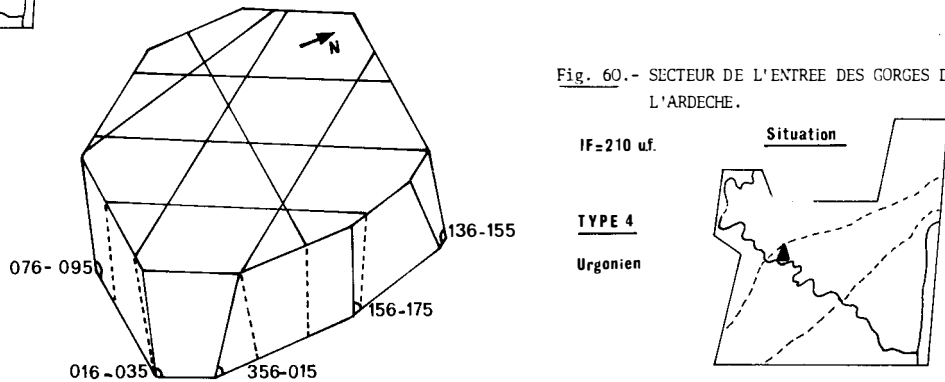
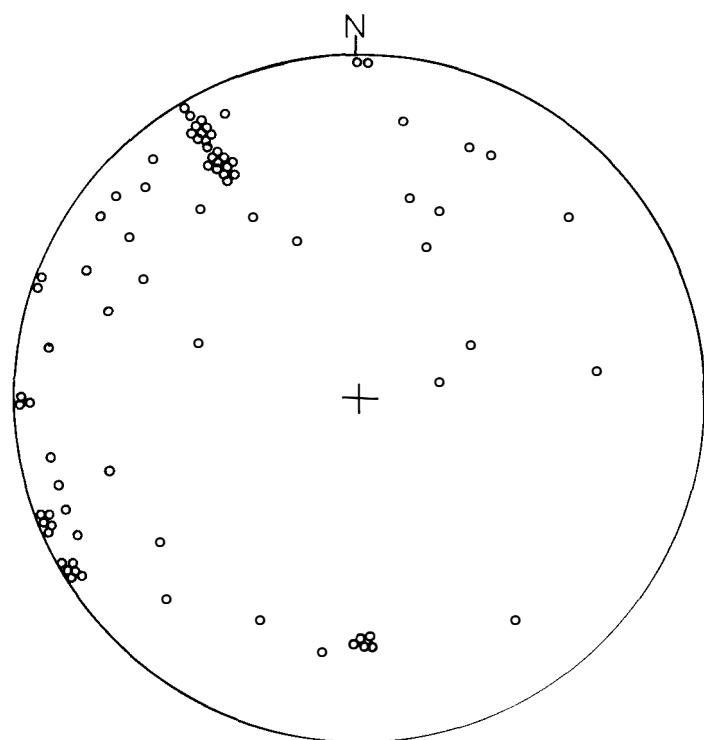
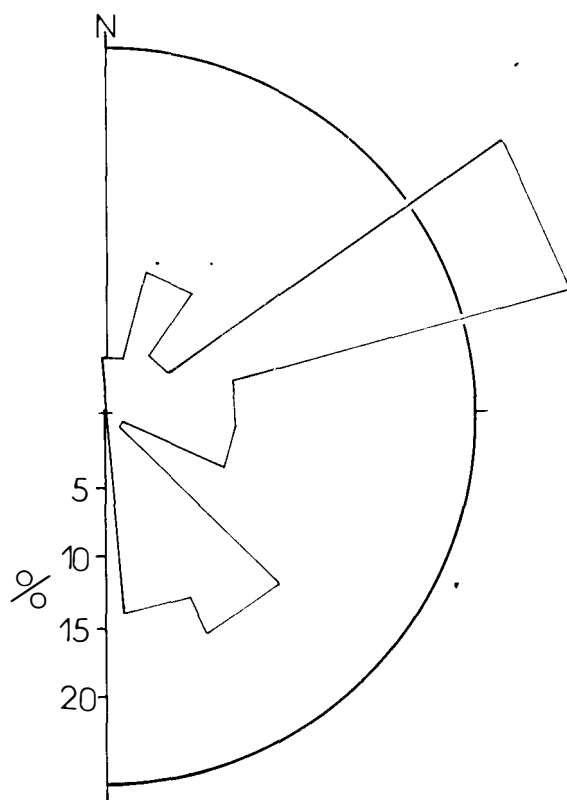


Fig 61: Fracturation globale- Zone structurale 1.

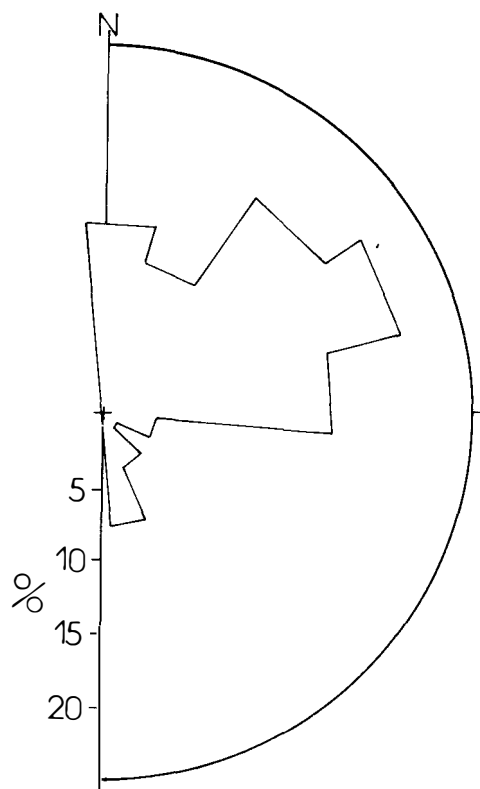
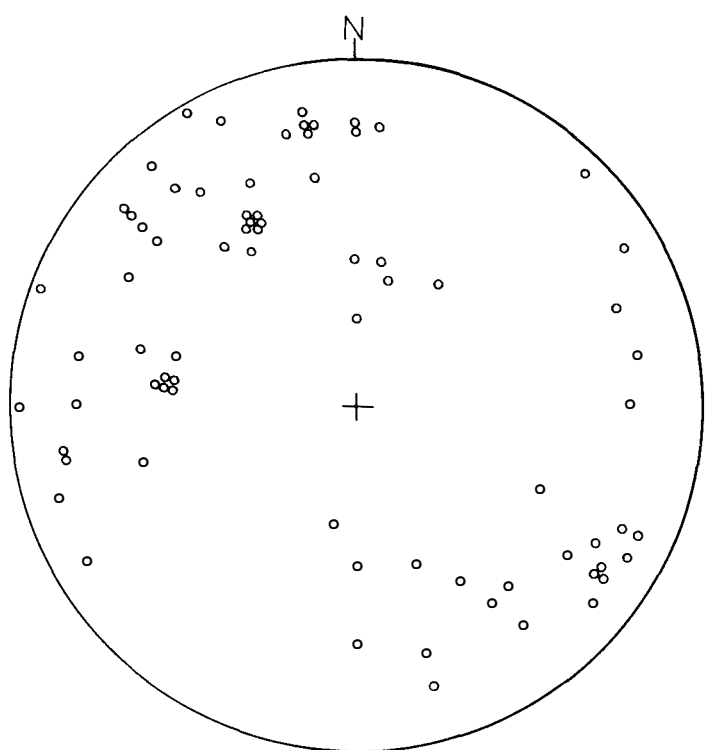
Secteur de Rimouren (80 fractures)



○ pôle de fracture



Secteur du Mas de Gras (73 fractures)



Mais ces fractures 060 sont toujours nombreuses, elles sont seulement plus espacées, recoupant les autres familles mais leur laissant la place pour se développer.

Ces autres fractures sont celles que l'on rencontre partout dans la région et en particulier dans les autres zones structurales (type 4). L'intensité de la fracturation est alors de 600 à 800 unités (pour un secteur circulaire de 100 mètres de diamètre toujours). Un polyèdre élémentaire de ce type de fracturation est représenté à la fig. 59 (cirque de Gaud). Au Sud de Gras et à Rimouren s'observe également une fracturation de ce type (voir histogrammes de la fig. 61).

- Le troisième type de fracturation, lui, ne se rencontre que dans les secteurs de la zone structurale 2 où l'Urgonien est épais et très massif (région des gorges de l'Ardèche et du Sud de celle-ci, région de St Montant). Les fractures 050 à 070, plurikilométriques, sont alors très espacées (300 à 1500 mètres) mais très grosses et avec des rejeux importants (voir fig. 56). Ce sont des fractures très nettes, presque uniques (la déformation et la fracturation parallèle sont limitées dans l'espace à quelques mètres seulement).
- Entre ces grosses fractures, la fracturation ne comprend que relativement peu d'accidents de la même direction que celles-ci. Elle est semblable à la fracturation des zones structurales 1 ou 3. C'est la fracturation de type 4 (schématisée dans un bloc diagramme pour le secteur de l'entrée des gorges de l'Ardèche, à la fig. 60). L'intensité de la fracturation dans ces secteurs est de l'ordre de 200 à 400 unités.

Remarque : Il semble, pour schématiser assez fortement les choses, que la fracturation soit semblable, en direction de familles, dans tout le Bas-Vivarais calcaire de facies Urgonien, mais que la zone structurale 2 soit affectée, en surimposition de sa fracturation normale, par de longs accidents 050 à 070.

b) Les autres méthodes de relevés microtectoniques permettent d'étudier la nature et le pendage des familles qui composent cette fracturation.

Les histogrammes et diagrammes de fracturation globale (voir fig. 61, 62, 63) montrent, eux aussi, la prépondérance des fractures 055 à 075 : par exemple, dans le secteur Est du Pont d'Arc, 21,5 % de 1136 fractures sont de cette direction. Le maximum de la fracturation est partout, dans tous le secteur, composé des fractures 060 ayant un pendage de 70 à 80° vers le Sud-Est le plus souvent (voir diagrammes de la fig. 62) mais qui est aussi assez fréquemment subvertical.

Les autres familles de fracture que l'on voit sur les histogrammes et les diagrammes (voir fig. 61, 62, 63) sont celles que l'on trouve dans les autres zones structurales. Par exemple, dans le secteur du Pont d'Arc (voir

Fig 62: Fracturation globale. Secteur Est du Pont d'Arc

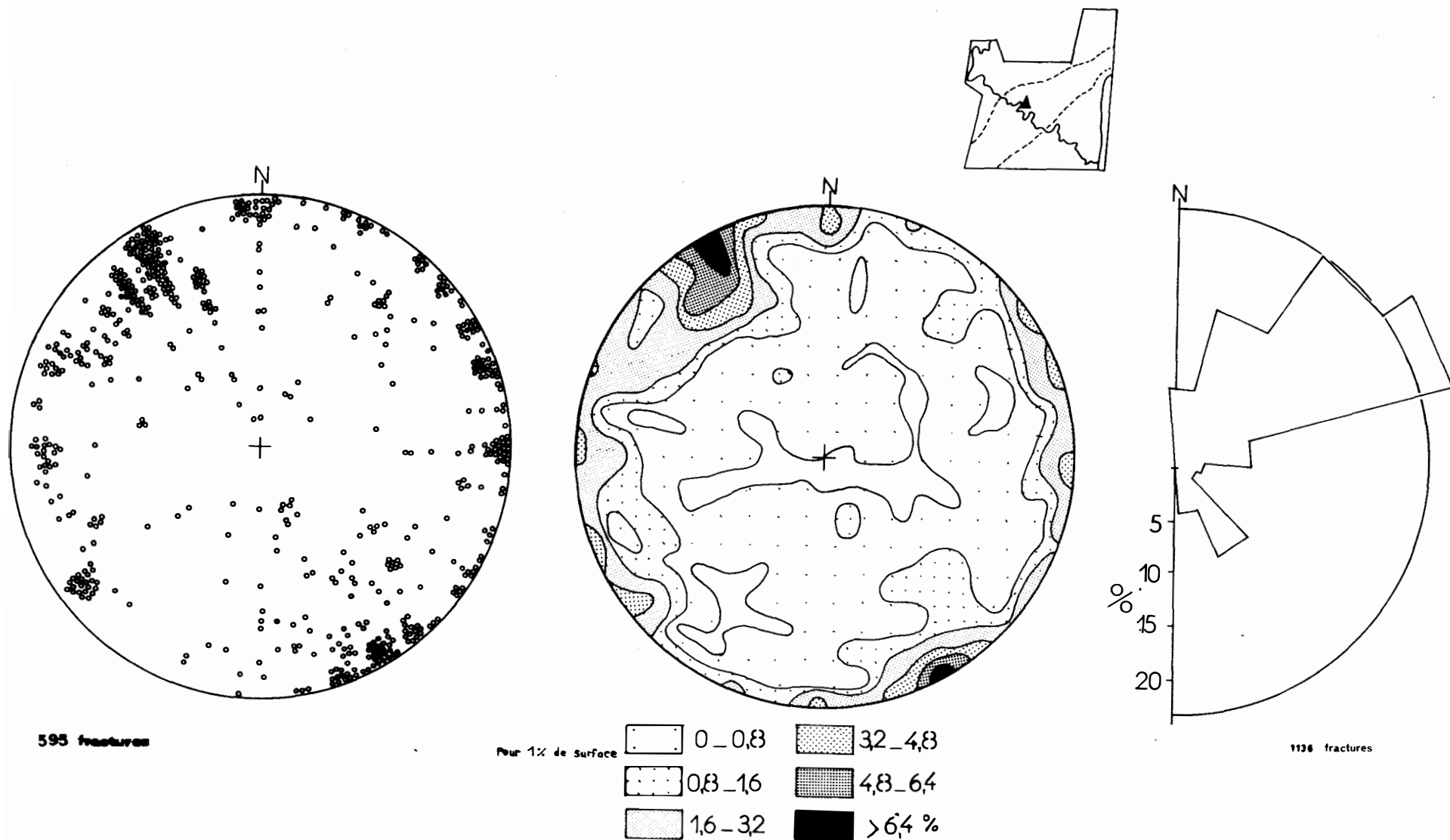
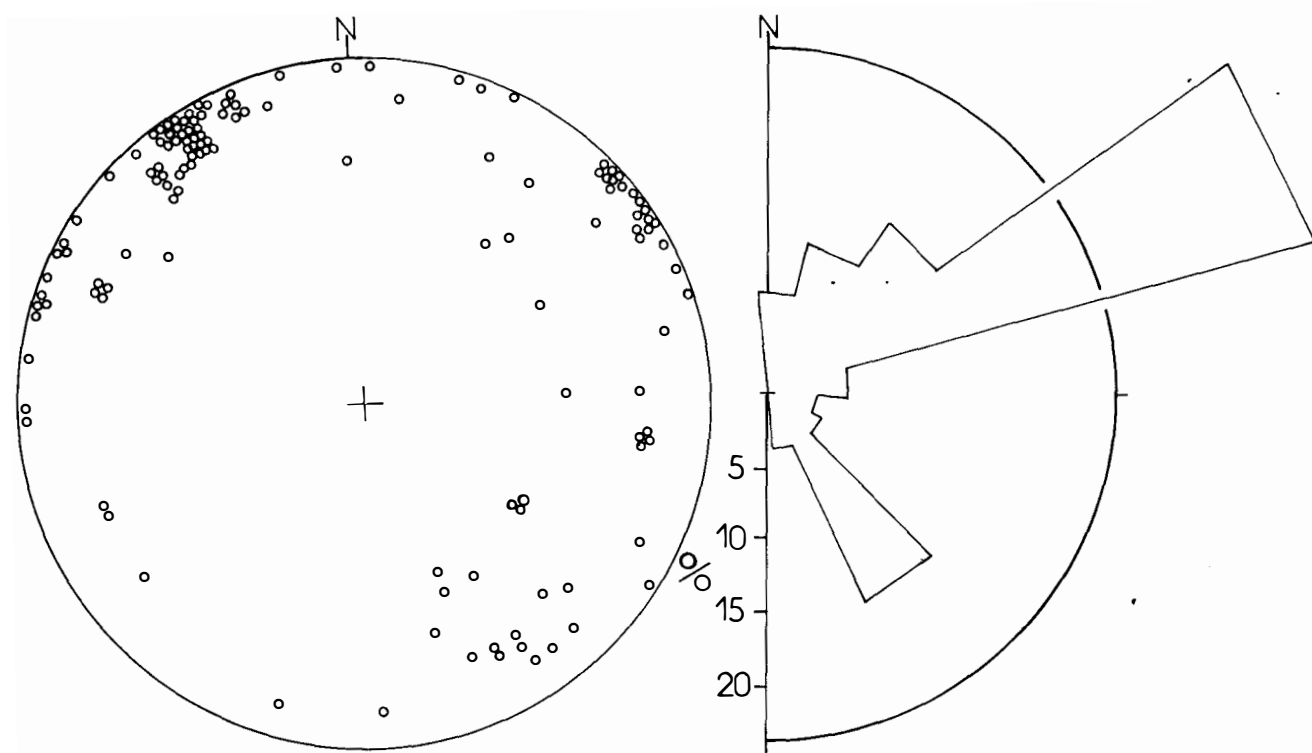
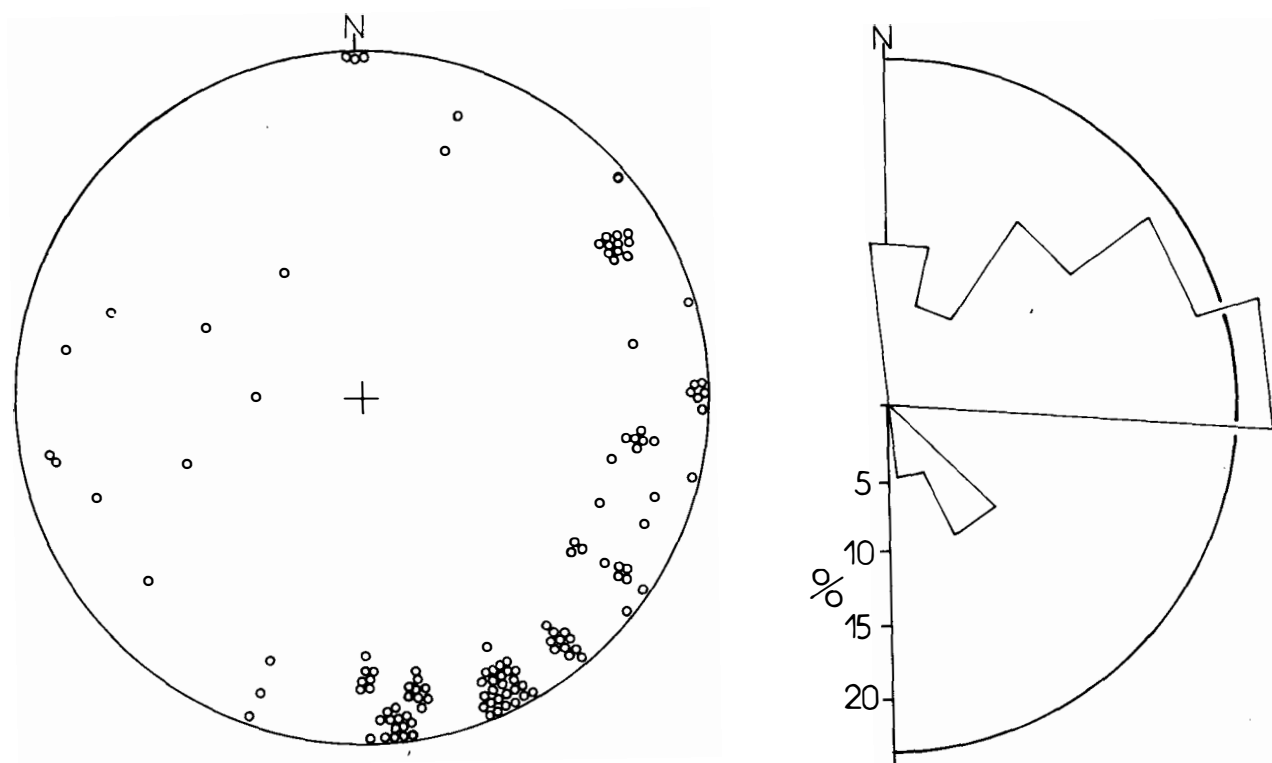


Fig 63: Fracturation globale (zone structurale 2)



secteur de la Bastide de Virac (132 fractures)



secteur de St Montant (125 fractures)

Fig 64A: Secteur du Pont d'Arc (zone structurale 2)
 Décrochements pyrénéens et failles normales.

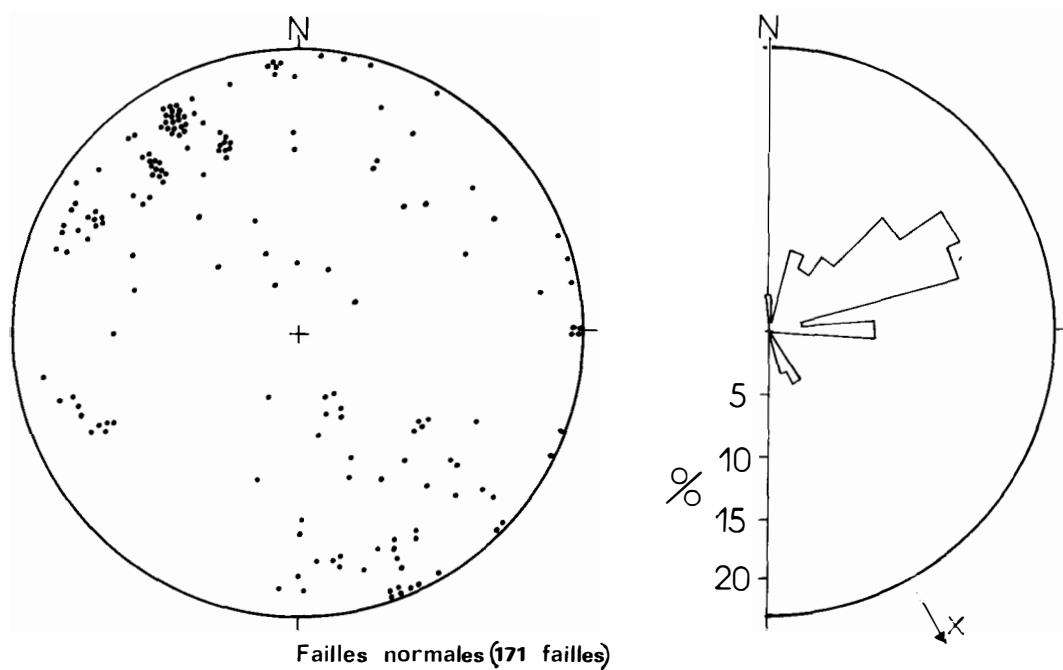
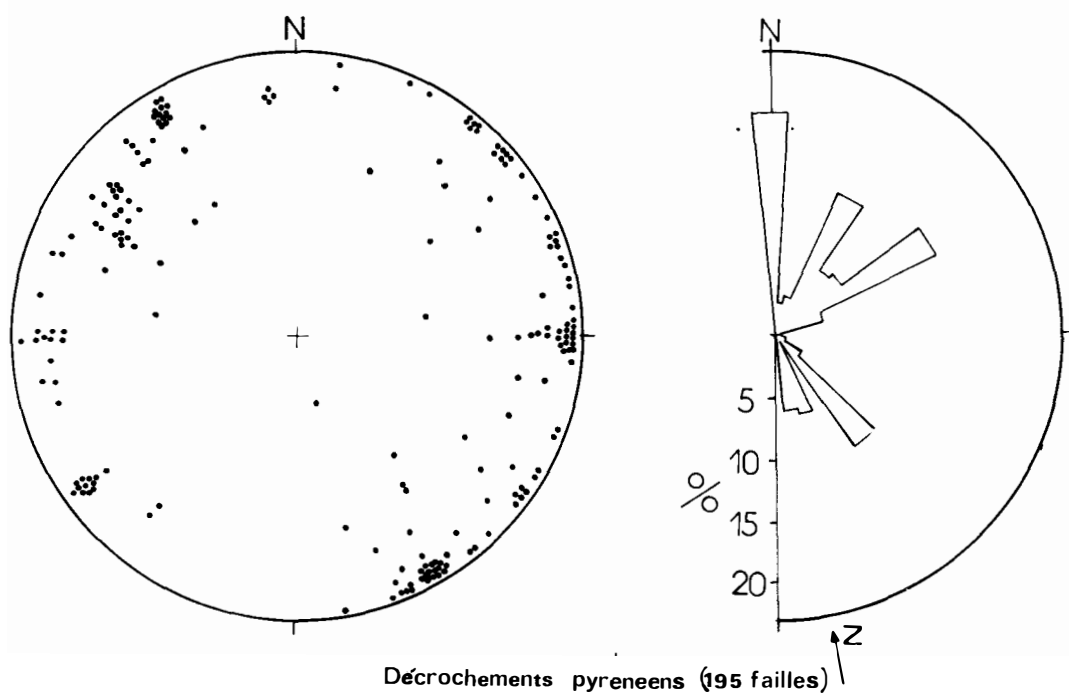


Fig 64 B: Secteur du Pont d'Arc (zone structurale 2)
 Décrochements alpins et failles inverses

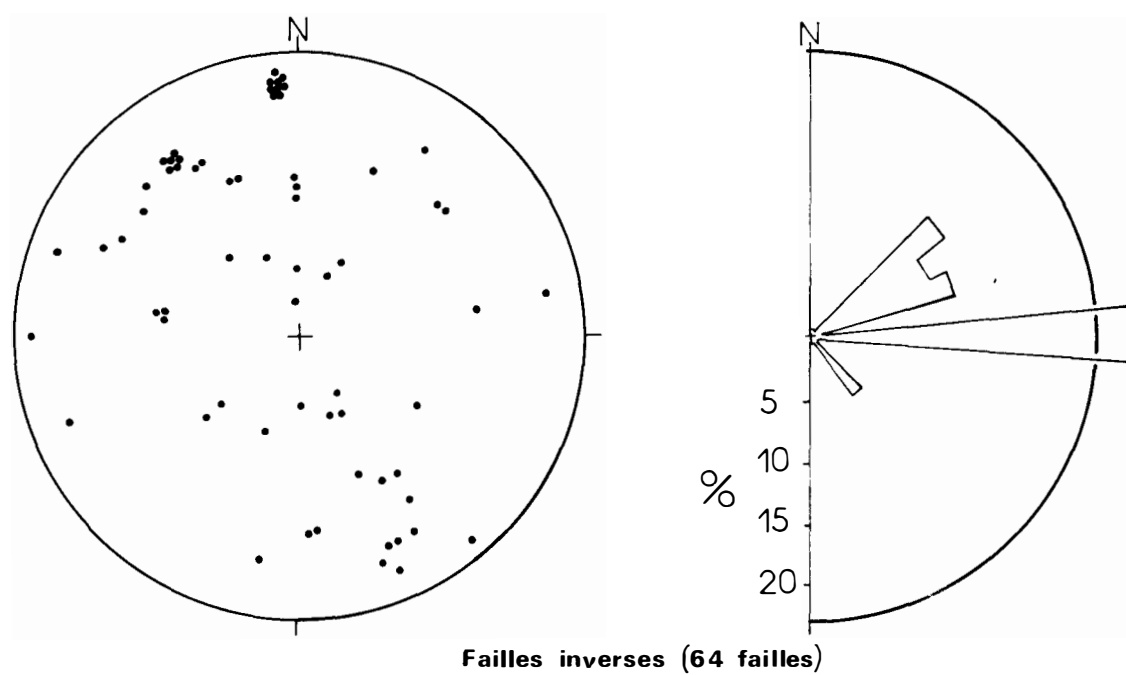
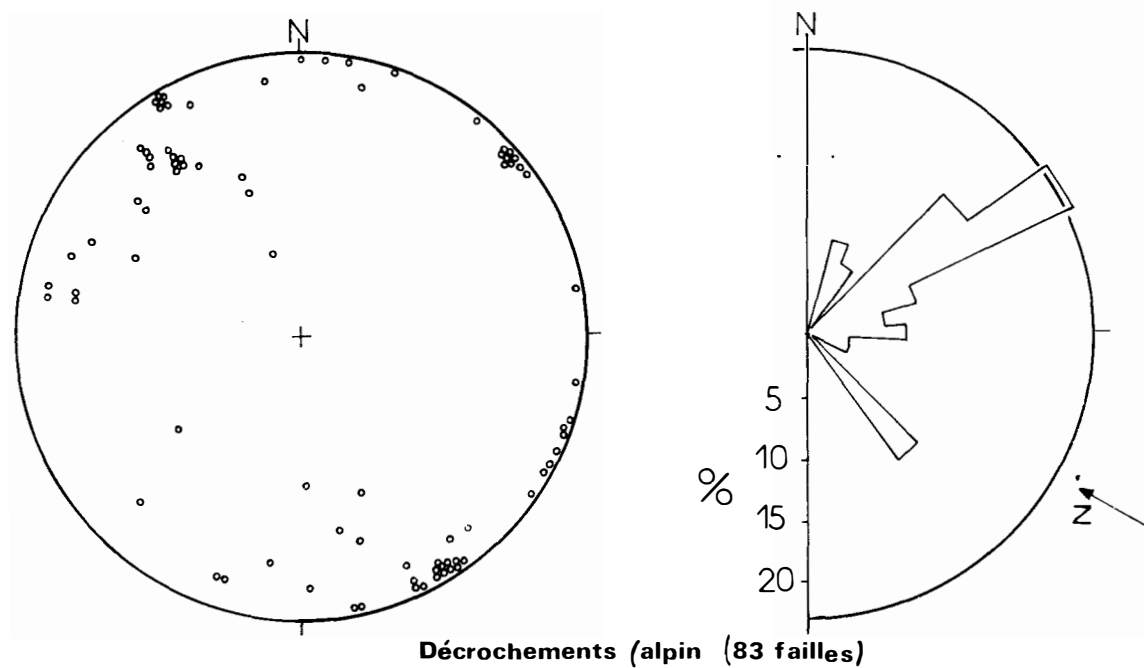
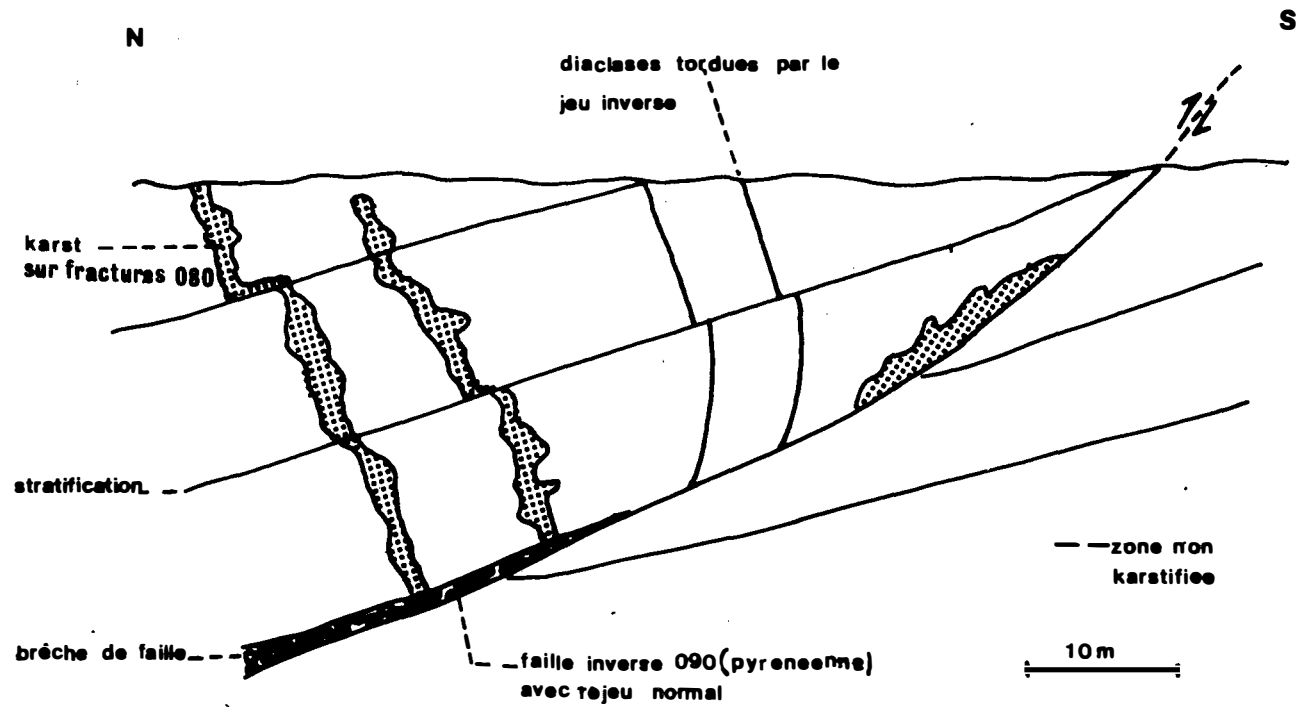


Figure 65

- Exemple de faille inverse pyrénéenne au Sud de Viviers.
(Karst associé)



histogramme de la fig. 62), les fractures 045 à 065 sont accompagnées de 025 à 035, 085 à 095, 135 à 145 et Nord-Sud ce qui correspond à la fracturation typique de la zone structurale 3 (qui sera étudiée ultérieurement) et à une fracturation proche de celle de nombreux secteurs de la zone structurale 1.

L'histoire tectonique des fractures

Comment ces familles de fractures ont-elles réagi aux différentes contraintes tectoniques ?

L'étude du secteur type de l'Est du Pont d'Arc (plusieurs histogrammes cumulés) va apporter une réponse à cette question (voir fig. 64A, 64B).

*.- Lors de la phase Pyrénéo-provençale, les fractures Nord-Sud à 075 jouent en décrochements sénestres avec trois maxima directionnels : Nord-Sud (décrochements-écartements), 030, et 060. Il faut noter que les accidents 060 ne forment pas un gros maximum de décrochements pyrénéens. A ceci, deux raisons :

- l'intensité des rejeux postérieurs a pu masquer le jeu pyrénéen sur de nombreuses fractures.
- un pourcentage assez important de ces accidents 060 ont joué en faille inverse lors de la phase pyrénéenne (ceci sera étudié plus en détail dans une analyse des accidents 060).

Pendant la même phase, les fractures 135 à 170 vont jouer en décrochements dextres.

Les failles inverses pyrénéennes sont fréquentes dans la zone structurale 2 : elles sont principalement Est-Ouest (gros maximum) mais il y a également deux autres maxima, 045 à 075 et 135 à 145. Une très belle faille inverse pyrénéenne se voit dans une carrière du Sud de Viviers (voir fig. 65).

*.- Lors de la distension Oligo-miocène, l'allongement 130 à 150 a provoqué le rejeu normal de nombreuses familles de fracture. Celles qui ont le plus rejoué sont les 045 à 075 (maximum pour les 060, avec un pendage de 70 à 80° vers le Sud-Est) ainsi que les 090. Deux autres familles ont eu un rejeu normal mais dans une proportion plus faible : les 020 et les 150. Certaines fractures Nord-Sud ont également rejoué en faille normale.

*.- Les décrochements alpins eux aussi, ont utilisé de préférence les fractures 060 (décrochements dextres) mais également celles de direction 090 (décrochements-écartements), 020 (dextres) et 140 (sénestres).

Les failles inverses alpines ne sont fréquentes que dans l'Est de la zone structurale 2 (St Montant) où elles réutilisent le plus souvent des failles normales de direction favorable 160 à 130 (voir sur la fig. 66 un exemple à St Montant), mais, dans toute cette zone structurale, certains accidents 060 ont rejoué en faille inverse lors de la phase alpine.

Fig. 66. - Exemple de faille inverse alpine au NW de St Montant (ancienne faille normale d'après le crochon).

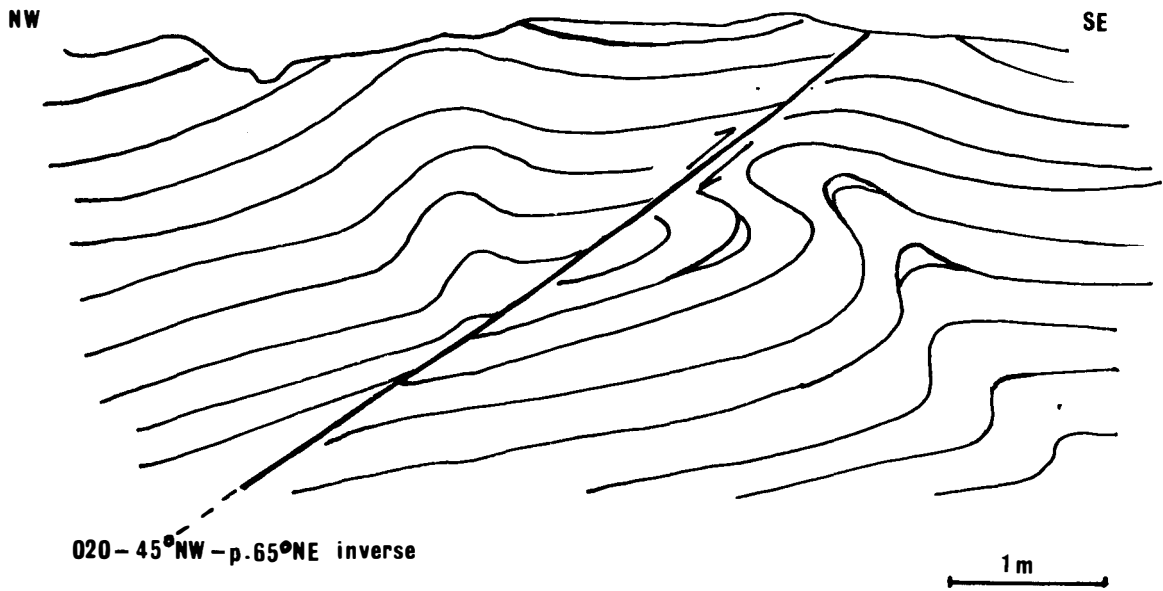
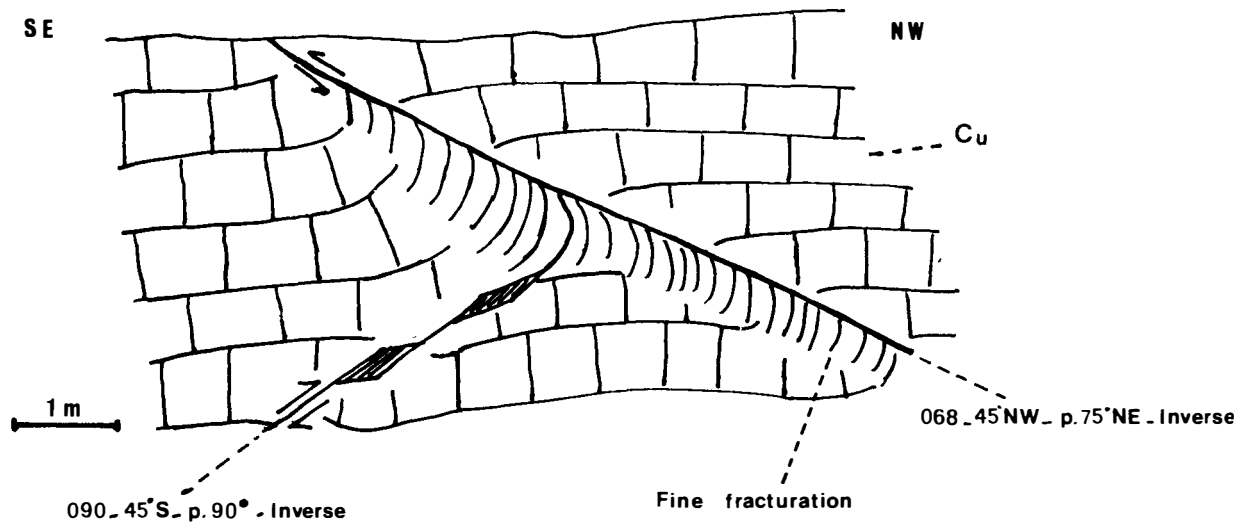


Fig. 68. - Faille inverse alpine affectant une faille inverse pyrénéenne (grotte de la Pécoulette, à l'W de St Remèze).



L'évolution de la fracturation a été schématiquement (en dehors des exceptions dues à des réfractions locales de direction d'axes de contraintes) la même que celle qui vient d'être décrite dans toute la zone structurale 2, ce qui a été montré par des observations plus rapides en divers secteurs de cette zone.

Les accidents 050 à 070

Mais il faut revenir sur les fractures cévenolles 050 à 070 qui sont importantes par leur fréquence, leur intensité, leur longueur et leur caractère particulier. (ce qui a déjà été montré plus haut). Il est nécessaire d'analyser plus précisément la nature de celles-ci. En effet, il vient d'être dit que ces accidents 050 à 070 avaient joués, lors des deux phases à raccourcissement horizontal, soit en décrochement, soit en faille inverse. L'étude précise de l'échantillonnage d'une station du secteur de l'Est du Pont d'Arc, va apporter quelques éclaircissements sur les raisons de ce phénomène (voir fig. 67).

L'étude de cet échantillonnage conduit à plusieurs constatations :

a) Les failles inverses ont utilisé des fractures 050 à 070 à pendage moyen (45° à 70°). Une grosse proportion de ces failles inverses sont pyrénéo-provençales (les preuves sont d'ordre microtectonique : stries normales postérieures aux stries inverses par exemple), mais certaines sont indubitablement alpines (voir sur la fig. 68 une faille inverse 060 alpine à l'Ouest de St Remèze) tordant et recoupant par exemple des failles inverses pyrénéennes.

b) Les décrochements, tant alpins (dextres) que pyrénéens (sénestres) ont utilisés de préférence les fractures subverticales.

c) Les failles normales ont utilisé de préférence les anciennes failles inverses pyrénéo-provençales de cette direction (et ceci à cause de leur pendage favorable voisin de 45°).

La conséquence est que lorsque la contrainte alpine s'exerçait sur un accident 060 à pendage moyen (45°) celui-ci jouait parfois en faille inverse si les conditions locales le permettaient et ceci en particulier lorsque l'érosion rendait ce jeu inverse plus favorable (ce qui a déjà été décrit dans cette étude, voir fig. 6). Si le pendage de cet accident était fort, celui-ci jouait en décrochement dextre (voir fig. 69). Mais ceci dépendait beaucoup de la direction locale du raccourcissement et d'autres paramètres qui sont difficiles à mettre en évidence.

Fig. 67. - Etude des fractures de direction 050 à 070 (évolution lors des diverses phases tectoniques selon leur direction et leur pendage) dans la zone structurale 2 (secteur réduit de l'Est du Pont d'Arc).

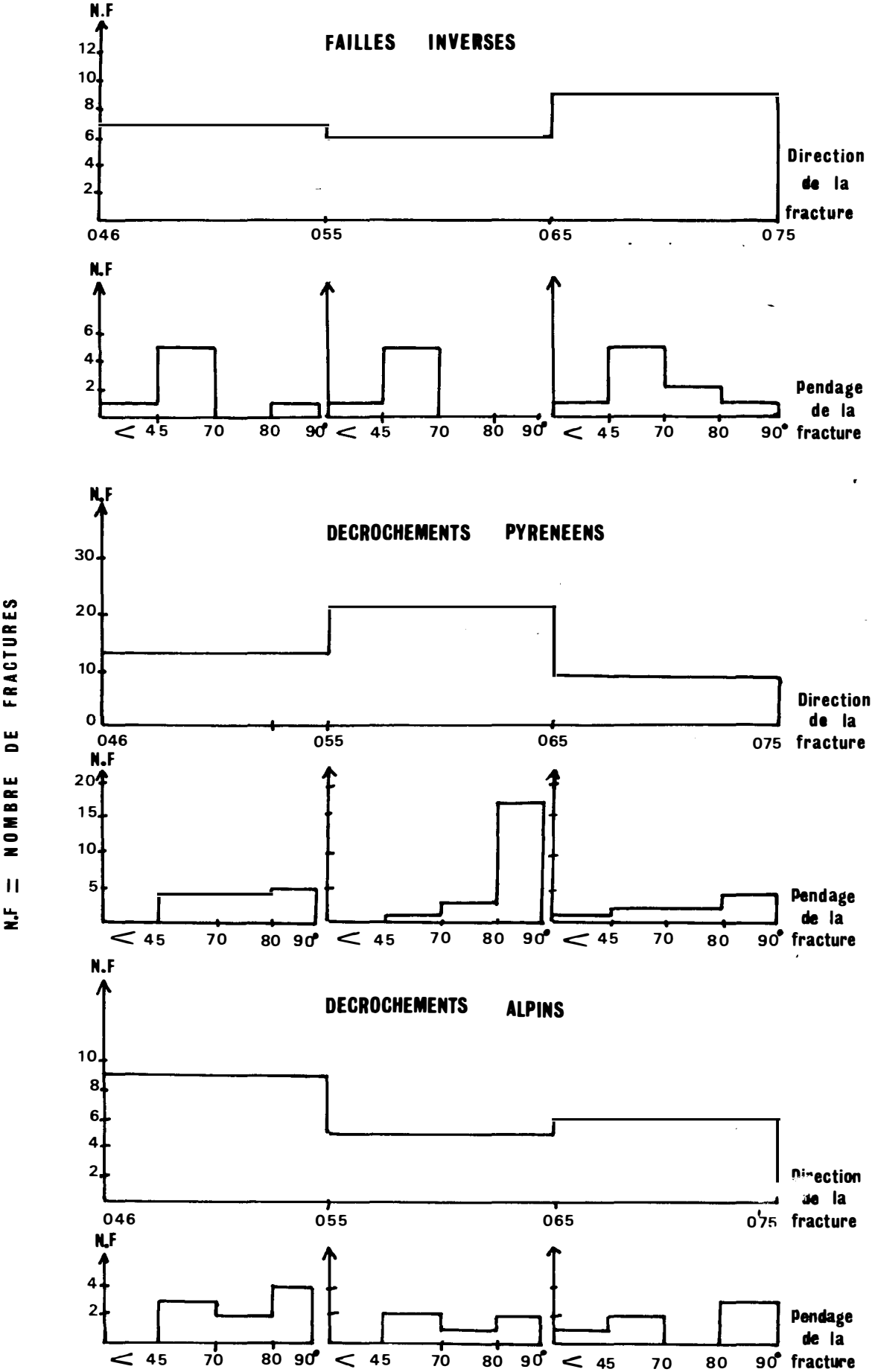


Fig. 69. - Evolution des fractures 060, selon leur pendage, lors de la phase alpine (zone structurale 2).

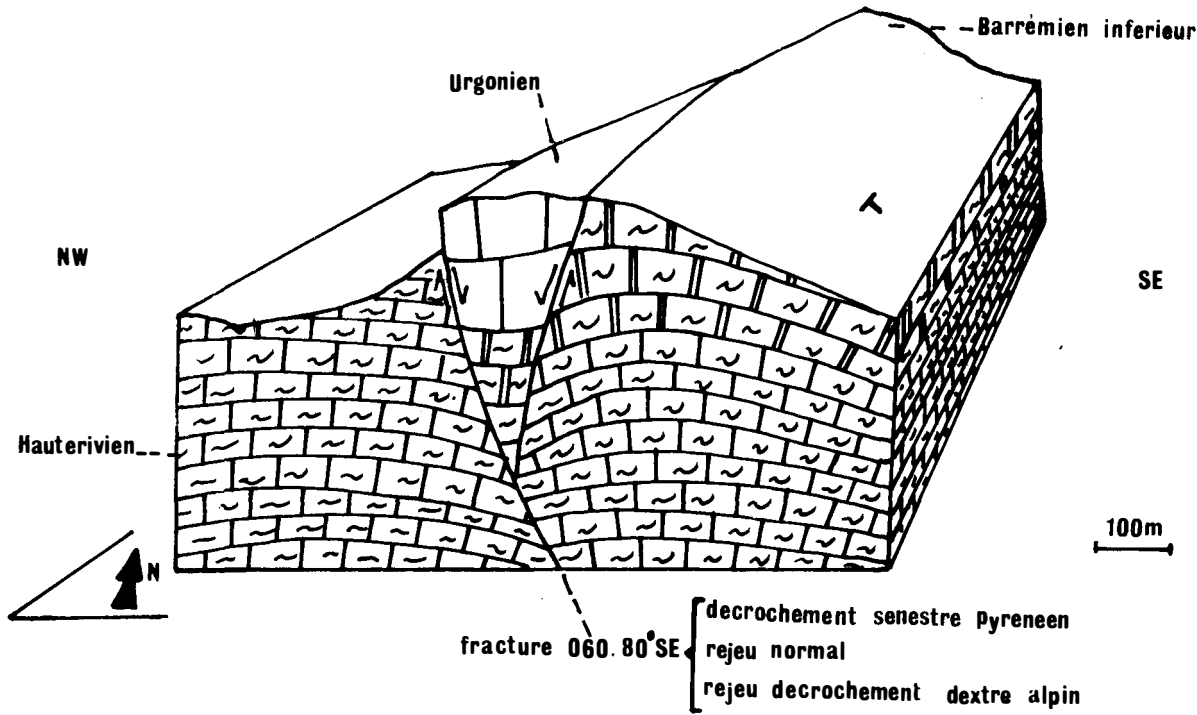
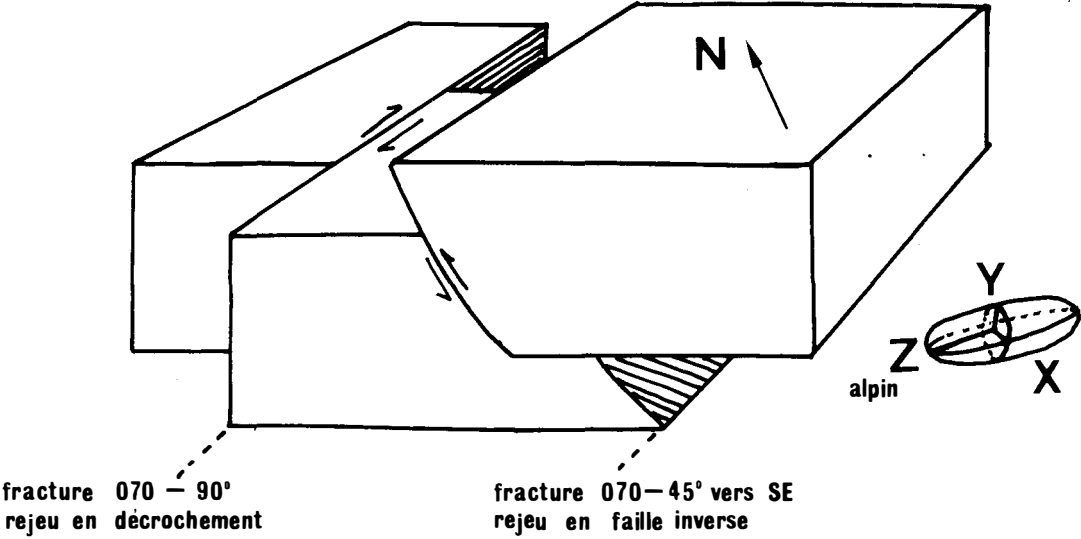
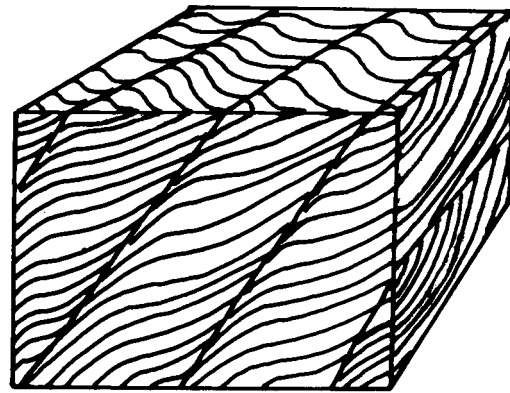


Fig 69. copeau tectonique à l'ouest de St Remèze

Fig 70 : Feuilletage tectonique à Rimouren



fracture 060— 50° SE
p. 60° NE. Normale
anciennement décrochement senestre

- ① phase pyreneene .décrochement senestre
 - ② phase de distension .faille normale
- F= surface d'un feuillet

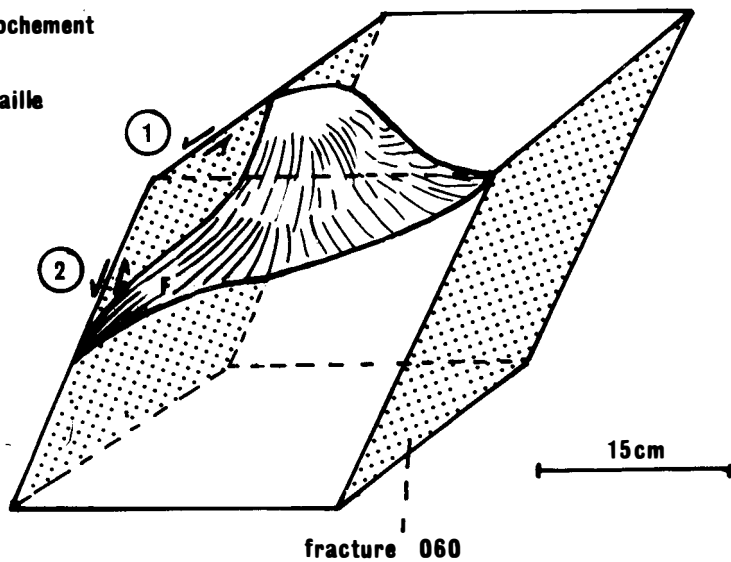


Fig. 71. - Feuilletage tectonique associé à un décrochement alpin (secteur à l'Est de St Remèze, route des Pastroux).

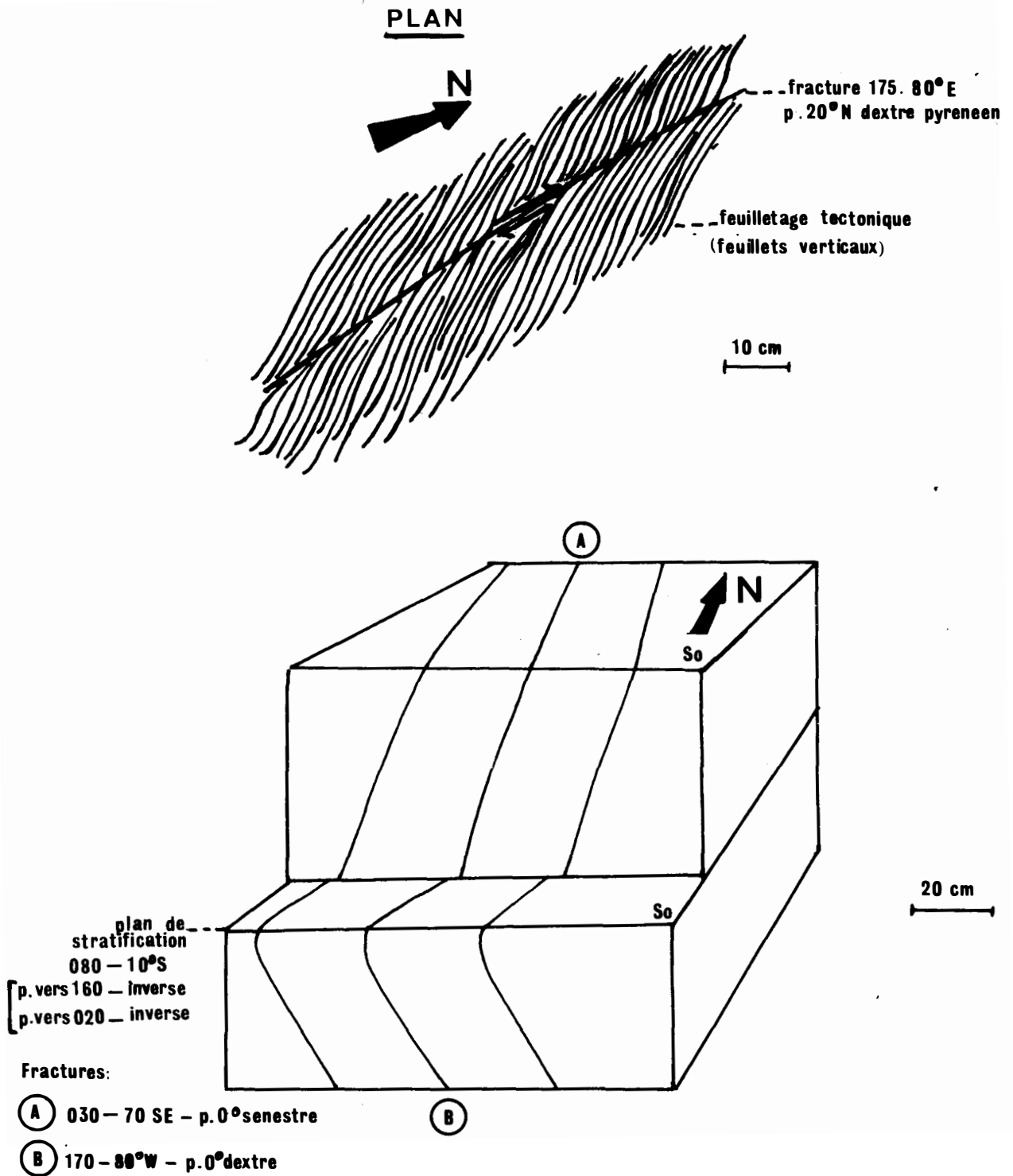


Fig. 72. - Décrochements interbanes de direction différent, de part et d'autre de la stratification (Secteur du bois Malbos).

Les structures tectoniques accompagnant les accidents 050 à 070

A propos de ces accidents 050 à 070, il est nécessaire de parler de deux phénomènes qui les accompagnent : les "copeaux" (ou écaillés) qui se trouvent coincés le long de ceux-ci et le "feuilletage tectonique" qui borde souvent ces fractures.

- Les écaillés coincés le long de ces accidents ont la même origine que les écaillés de la zone structurale 1 (voir fig. 69'). Les plus visibles sont : l'écaillé urgonienne à l'Ouest de St Remèze (visible sur la carte hors texte) et celles cénomaniennes et aquitaniennes de la région au Nord-Est de Larnas.

Il en existe sans doute de nombreuses que l'on ne peut voir car se trouvant dans la masse même de l'Urgonien ou du Barrémien inférieur.

- Le "feuilletage tectonique" est abondant, sur une largeur de deux à trois mètres, dans certains secteurs le long des grandes fractures 060 (Rimouren, NE de Larnas). Le plus souvent, on peut distinguer un feuilletage lié au jeu en décrochement pyrénéen qui a été déformé par le rejeu en faille normale (voir fig. 70).

Ce feuilletage est parfois aussi lié à des accidents d'autres directions (exemple : le long d'accidents normaux 090 au NE de Larnas) et l'on en trouve également dus à un rejeu alpin : par exemple à l'Est de St Remèze, existe un feuilletage dû à un jeu alpin (dextre) d'un accident 010 (voir fig. 71).

Pour compléter cette étude des fractures de la zone structurale 2, il faut parler des nombreux ripages banc sur banc que l'on y trouve d'une manière généralisée. Ceux-ci sont parfois intenses tout particulièrement dans le Barrémien inférieur (voir fig. 30). Ces ripages sont liés aux trois phases tectoniques principales et ils ont des pitchs de toutes directions (en failles inverses ou normales). Ils sont souvent liés à des fractures.

Ces ripages décalent les fractures (et les microstructures) qui ne jouent pas en même temps qu'eux et créent souvent des décrochements interbancs (qui ont la direction des autres familles de fracture).

Parfois, ces décrochements intérieurs aux bancs n'ont pas la même direction de chaque côté du ripage (voir fig. 72), ceci étant lié, soit à des états de contrainte différents dans chaque banc, soit à un déplacement important d'un banc par rapport à l'autre.

V.-2.4. Les autres structures tectoniques : plis, fentes calcaifiées et stylolites

a) Il a déjà été question dans cette étude des plis que l'on peut trouver dans cette zone structurale car, les contraintes ayant été les plus fortes dans celle-ci, c'est là que l'on a les principales structures plissées pyrénéennes et alpines du Bas-Vivaraïs calcaire.

Les plis sont de deux types : les plis d'entraînement le long des gros accidents (et ceci en particulier dans les faciès moins massifs du Crétacé supérieur ou inférieur. Exemple : plis coniques pyrénéens de Salavas, voir fig. 73 et 49), et les plis synclinaux et anticlinaux simples. Un exemple de plis alpin a été décrit dans le secteur du Pont d'Arc (voir fig. 26). Un pli pyrénéen (de longueur d'onde kilométrique) de cette zone structurale existe au Sud de Viviers (anticlinal à coeur de Barrémien inférieur).

Si l'on analyse le diagramme de relevé des pendages de la stratification dans le secteur type du Pont d'Arc (voir fig. 74), on s'aperçoit que les pendages sont pour la plupart de direction cévenole 060, donc parallèles aux grands accidents, ce qui montre que ces pendages sont dus soit à des plissements, soit à des flexures (ou crochons), soit à des basculements de couche liés à ces accidents cévenols. Mais l'on a également un certain nombre de pendages Est-Ouest liés à des plis pyrénéens simples. Par contre, les pendages de direction Nord-Sud sont moins fréquents, ce qui confirme la rareté des plis alpins dans cette zone structurale.

b) Les fentes calcifiées sont nombreuses dans la zone structurale 2. Elles ont trois origines (voir fig. 75) : fentes pyrénéennes subméridiennes, fentes liées à la distension oligo-miocène (parallèles aux grandes failles normales : par exemple 060) et fentes alpines (Est-Ouest) assez rares dans cette zone structurale.

Il existe un autre type de fentes calcifiées, ce sont celles à pendages très faibles liées à des ripages banc sur banc.

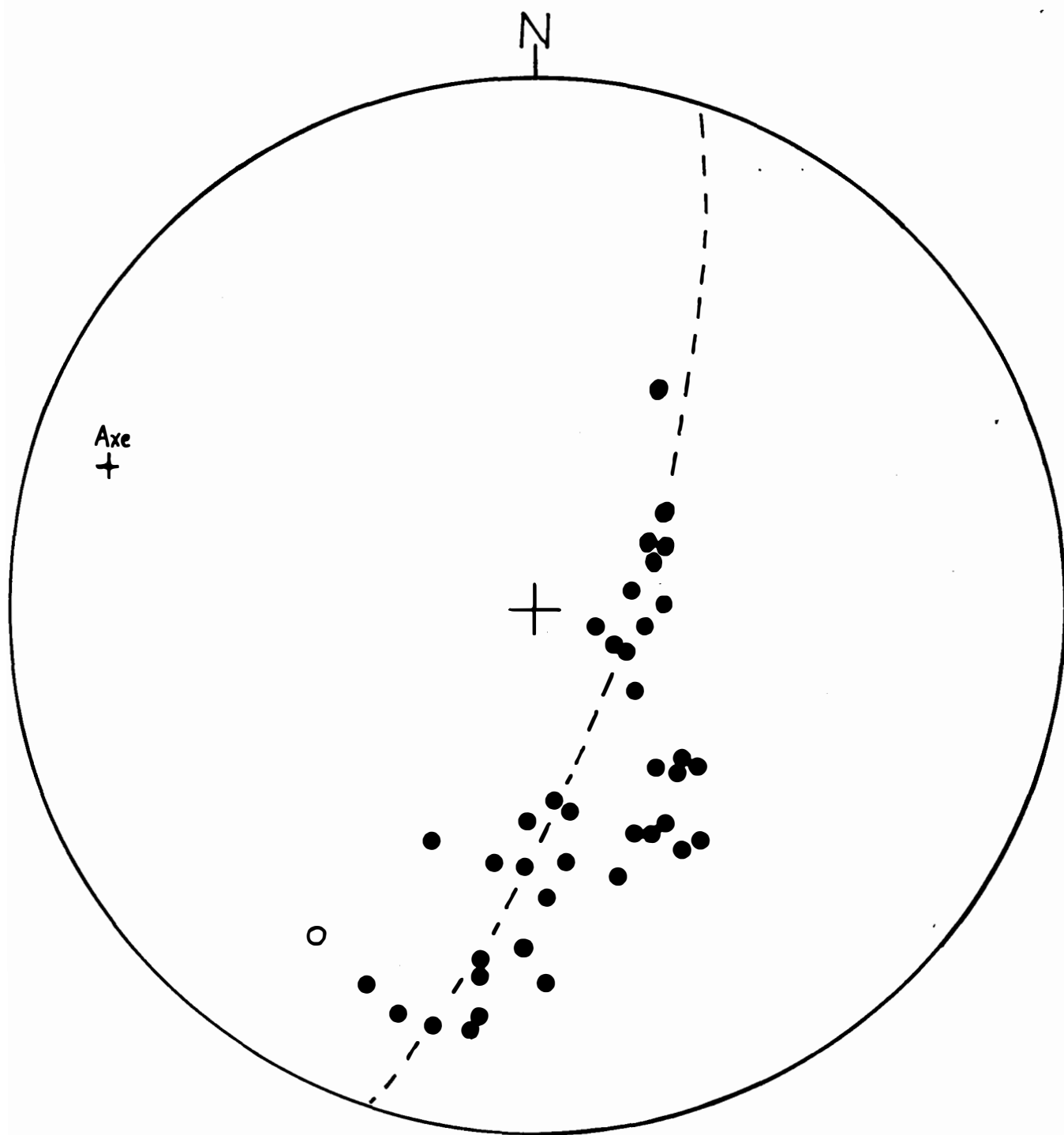
c) Les stylolites de cette zone structurale (voir fig. 75) sont de deux types : à pics subverticaux (de distension oligo-miocène), généralisés, et à pics subhorizontaux, subméridiens le plus souvent (pyrénéens) mais parfois Est-Ouest (alpins) plus spécialement dans l'Est, comme à St Montant par exemple. Il faut remarquer que le cône de dispersion des stylolites à pics subhorizontaux a un angle d'ouverture assez grand (70° parfois).

V.-3. ZONE STRUCTURALE 3

V.-3.1. Localisation

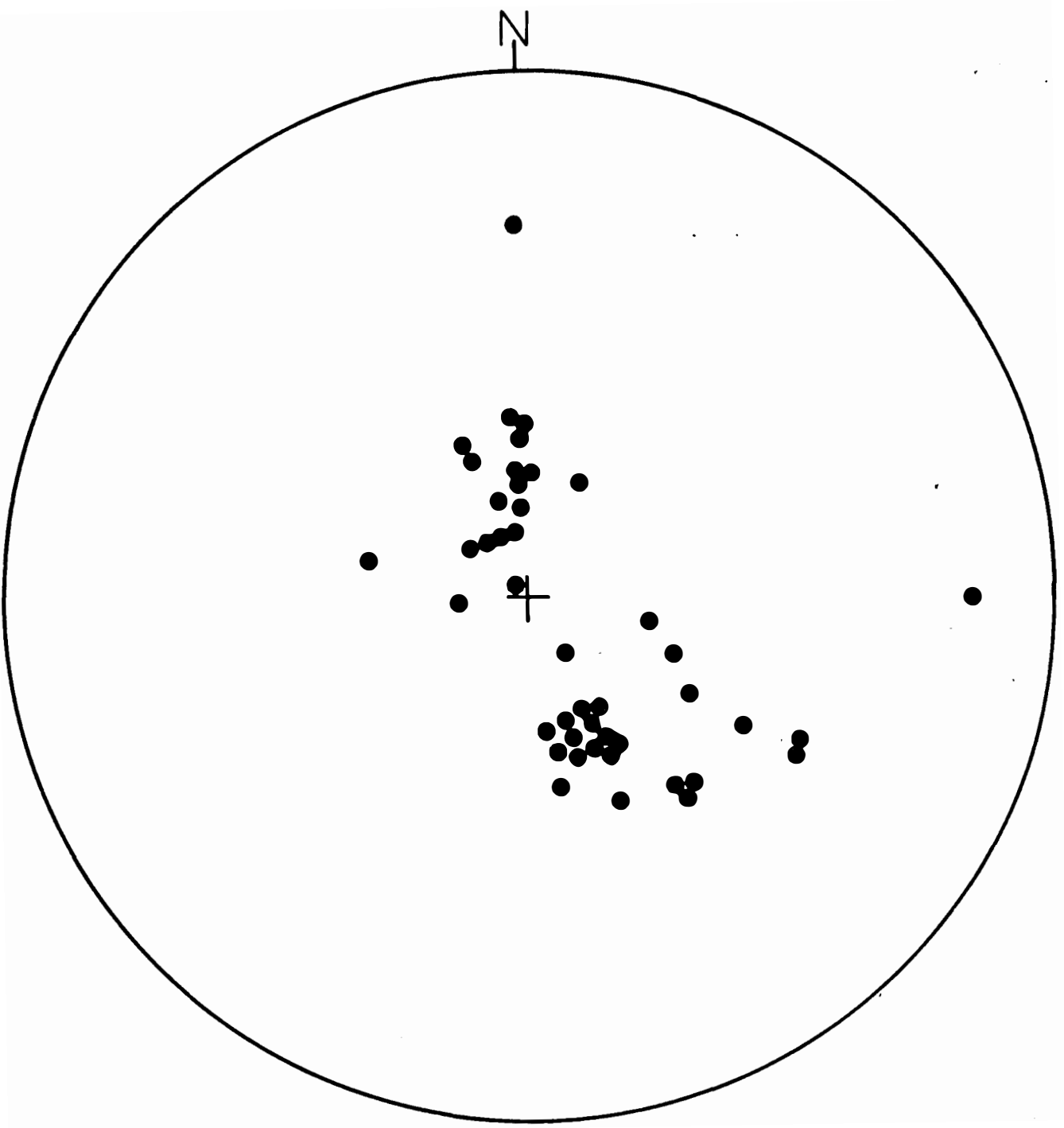
La zone structurale 3 occupe le secteur Sud-Est du Bas-Vivarais calcaire (voir fig. 41). Son étude porte principalement sur le secteur de faciès urgonien limité à l'Est, par les terrasses quaternaires de la vallée du Rhône, au Sud par le synclinal à coeur Oligocène d'Issirac et au NW par les premiers grands accidents 060 de la zone structurale 2. La seule localité importante, située dans cette zone structurale, est Bourg St Andéol.

Fig. 73. - Plis de Salavas (d'entrainement le long d'un décrochement pluri-kilométrique).



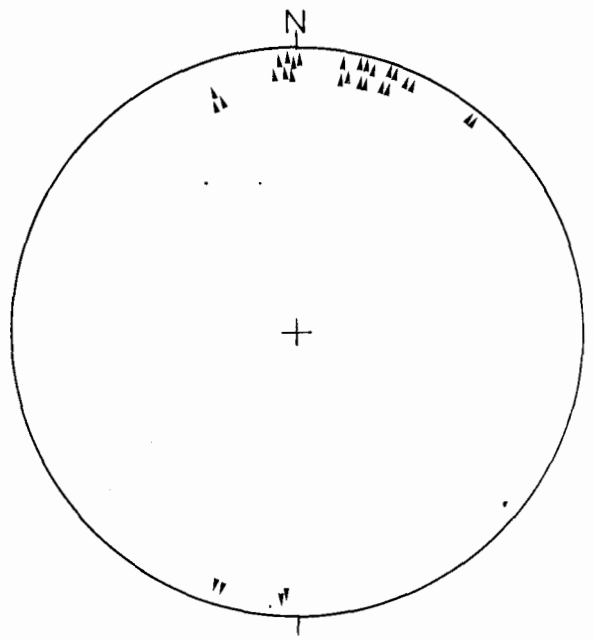
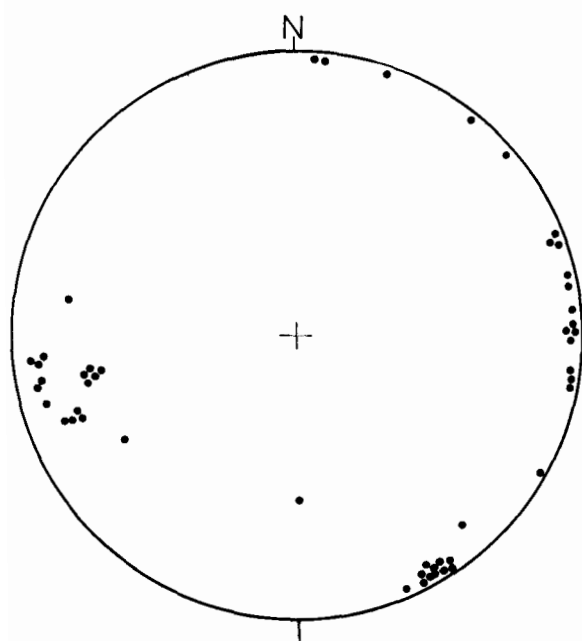
● Pôle de stratification

Fig. 74. - Pendages de la stratification dans la zone structurale 2
(secteur du Pont d'Arc).



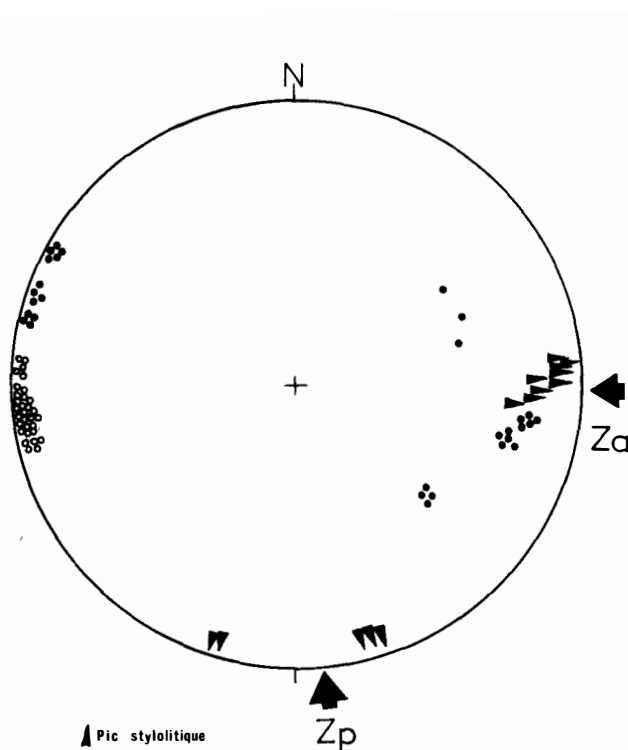
● Pôle de stratification 44 pôles

Fig 75: Les fentes calcifiées et les stylolites dans la zone structurale 2



▲ PIC STYLOLITIQUE

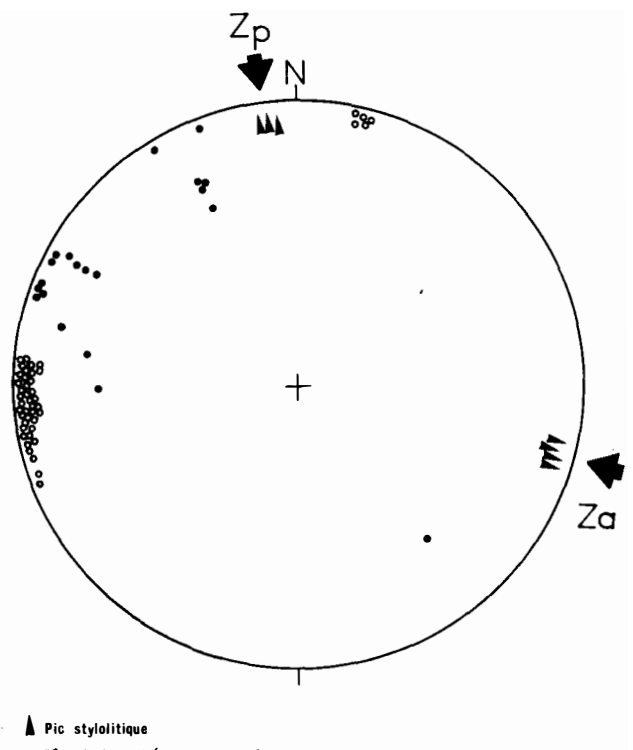
Secteur Pont d'Arc [Fentes calcifiées (50 fentes)
stylolites pyrénéens (30 pics)]



▲ Pic stylolitique

○ Pôle de fente lié aux phases de compression
● Pôle de fente lié à la phase de distention

Secteur St Montant



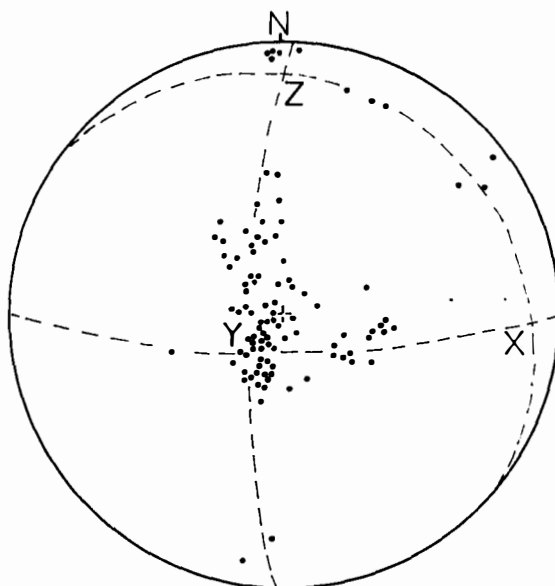
▲ Pic stylolitique

○ Pôle de fente lié aux Phases de compression
● Pôle de fente lié à la phase de distention

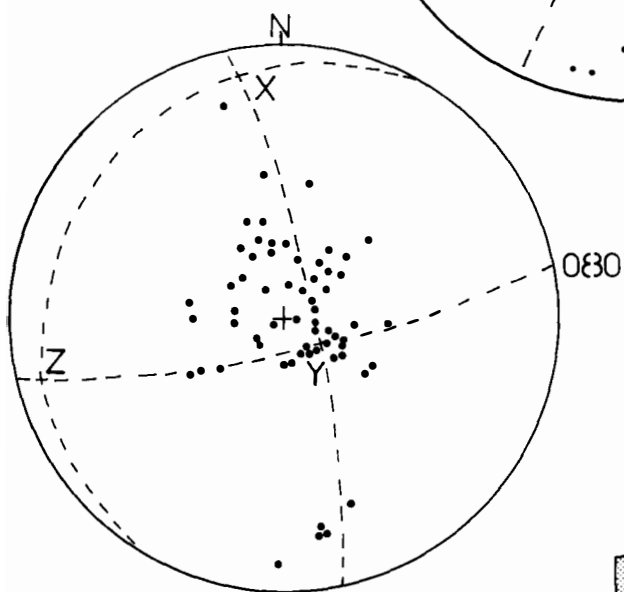
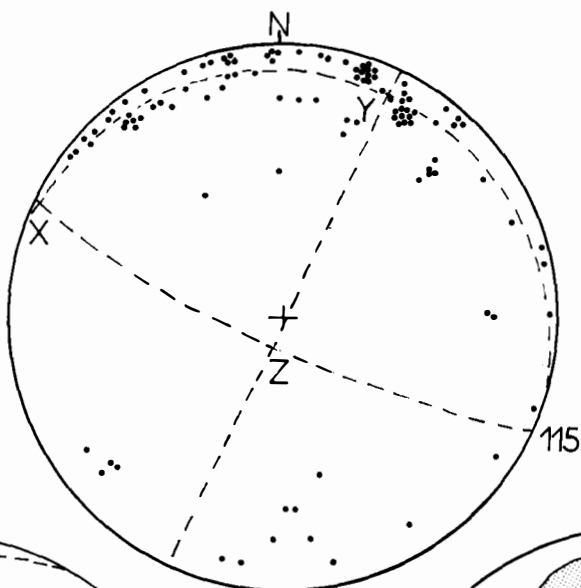
Secteur Mas de Gràs

Fig 76: Plans de mouvement . Secteur des grottes de
St Marcel. (zone structurale 3)

Pôles de plans de
mouvement pyreneens



Pôle de plans de
mouvement des failles
normales (distention oligo-miocene)



Pôles de plans de mouvement alpins
(69 pôles)

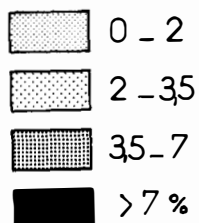
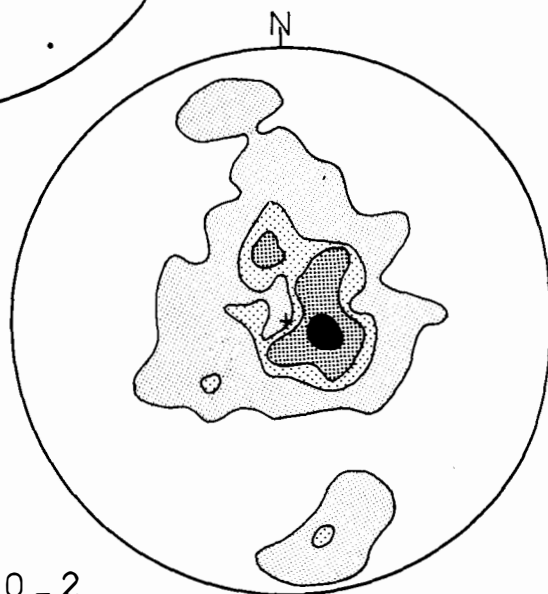
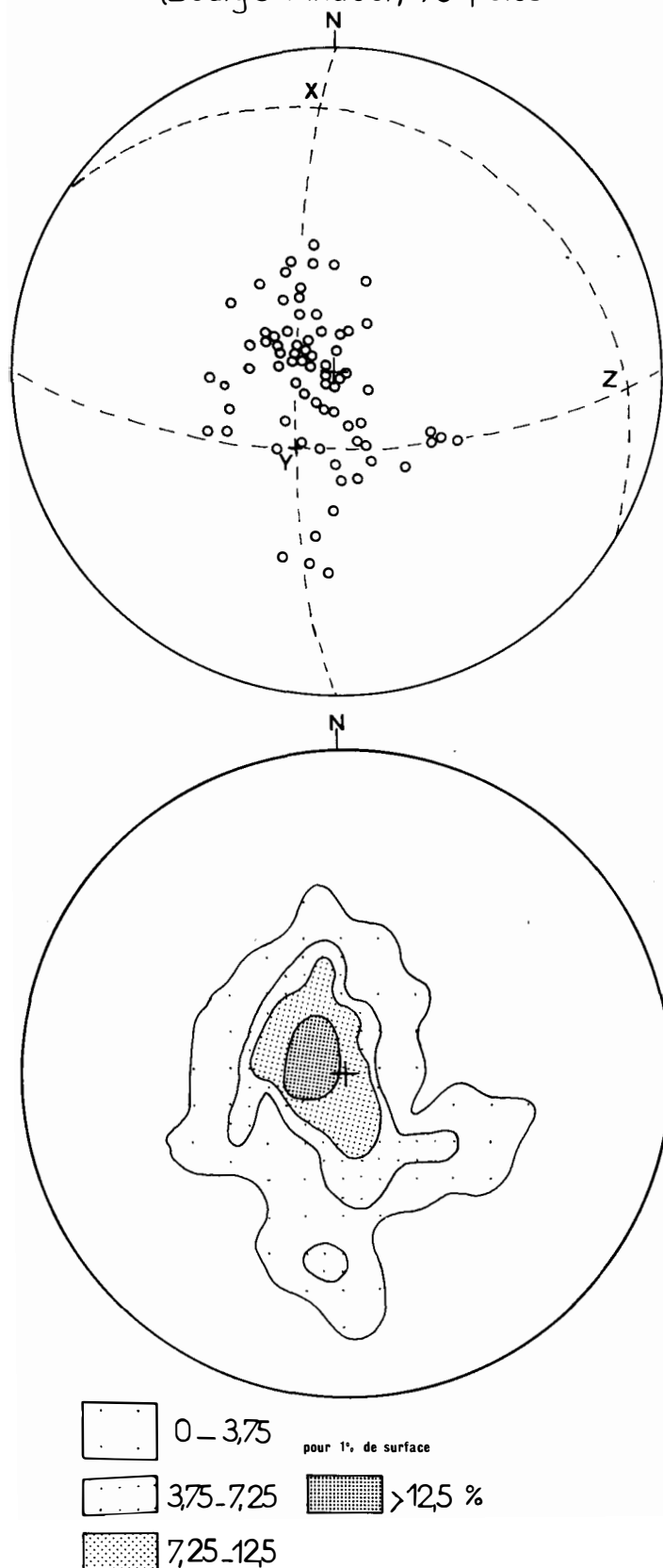


Fig 77: plans de mouvement alpins -
Secteur Font de Beaume
(Bourg St Andeol) 75 pôles



V.-3.2. Les directions de contraintes (fig. 42)

Plusieurs constatations peuvent être faites :

a) Il y a, comme dans les deux autres zones structurales un indice d'accentuation quaternaire de la flexure de bordure de la vallée du Rhône : à Bourg St Andéol, le plongement du raccourcissement alpin (le seul qui ait pu être calculé précisément dans ce secteur) est vers l'Est tandis qu'il est vers l'Ouest (et vers le Nord pour le raccourcissement pyrénéen) dans les autres stations, plus éloignées de la vallée du Rhône, de cette zone structurale.

b) Le raccourcissement moyen pyrénéen est proche de Nord Sud dans cette zone, mais subit des changements de direction, assimilables à des réfractions particulièrement à l'approche des accidents 150 plurikilométriques : il est alors de direction 010 à 020 (ce qui est visible sur la fig. 42).

c) L'allongement, du à la distension oligo-miocène, est lui en moyenne perpendiculaire aux accidents les plus fréquents, c'est-à-dire à ceux de direction 020 à 030. Il est donc le plus souvent de 105 à 120.

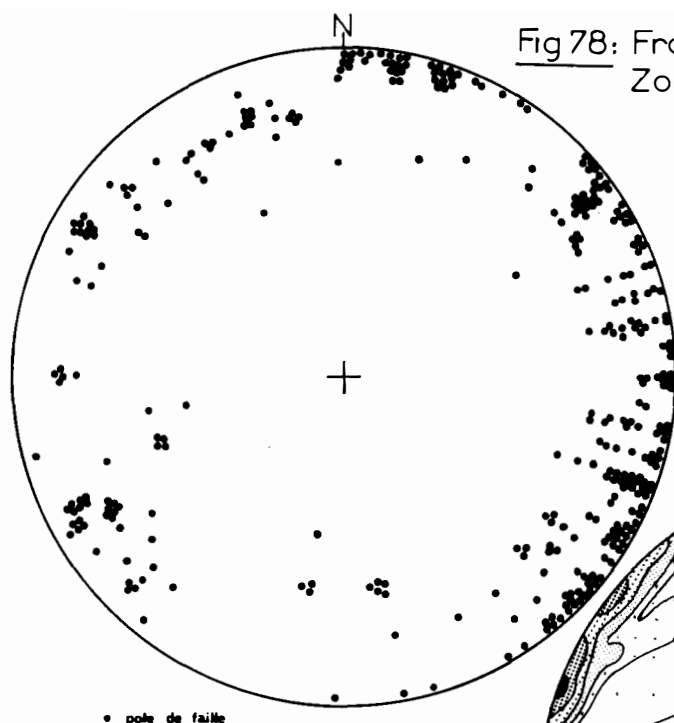
d) Le raccourcissement moyen alpin est à peu près constant en direction : il est 090 à Bourg St Andéol et dans le centre des gorges de l'Ardèche, et 080 dans la région des grottes de St Marcel.

Mais ces chiffres sont des valeurs moyennes, calculées à partir d'un certain nombre d'accidents (voir méthodes de calcul dans l'annexe à cette étude) et les valeurs plus ponctuelles (calculées à partir d'éléments microtectoniques) montrent des réfractions locales (de l'ordre de 5 à 10°) dues à la présence d'accidents plurikilométriques.

V.-3.3. Les fractures

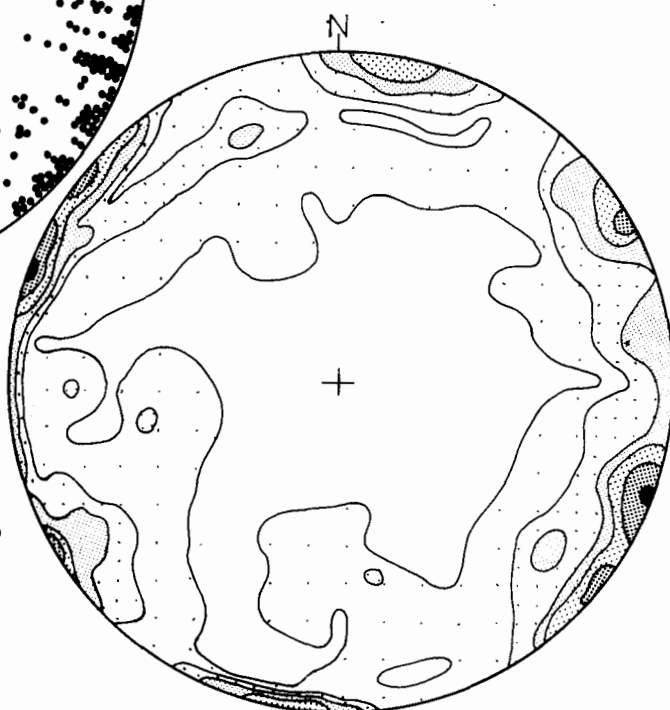
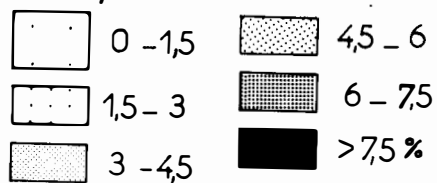
1°) L'étude photogéologique a pu être faite d'une manière très approfondie pour certains secteurs de cette zone structurale. En effet, si dans toute l'étendue de celle-ci, l'étude des photographies aériennes a permis de dresser la carte des principales fractures (voir carte structurale hors texte), une certaine superficie de l'Urgonien a pu être analysée d'une manière plus approfondie. Il s'agit de la région comprise entre le village de Bidon et la vallée du Rhône (Nord des gorges de l'Ardèche) qui, par d'excellentes conditions d'affleurement de la dalle calcaire (végétation rare, calcaire très massif, pendages faibles, recouvrements quasi inexistants), a permis une analyse très précise et complète de la fracturation (voir pho-

Fig 78: Fracturation globale
Zone structurale 3

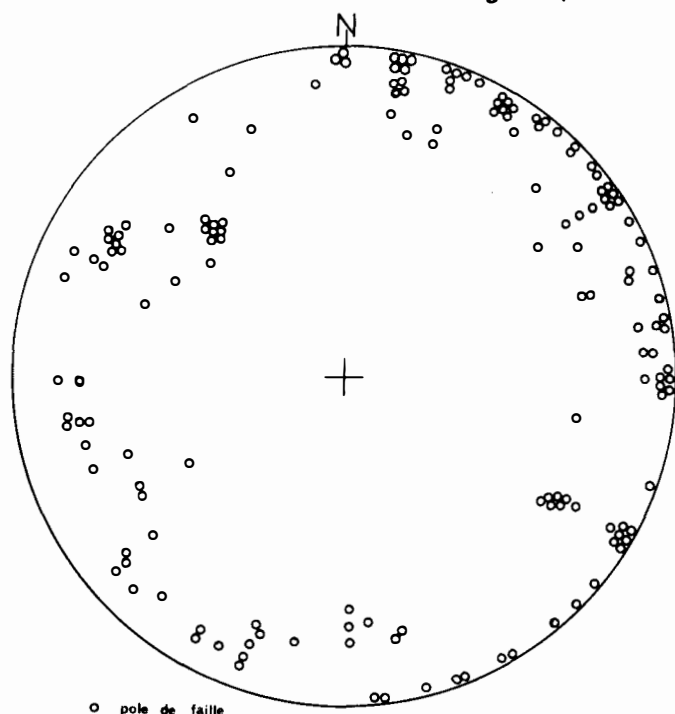


• pole de faille

**Secteur grottes de S^t Marcel
(346 fractures)**



Secteur Orgnac (158 fractures)



○ pole de faille

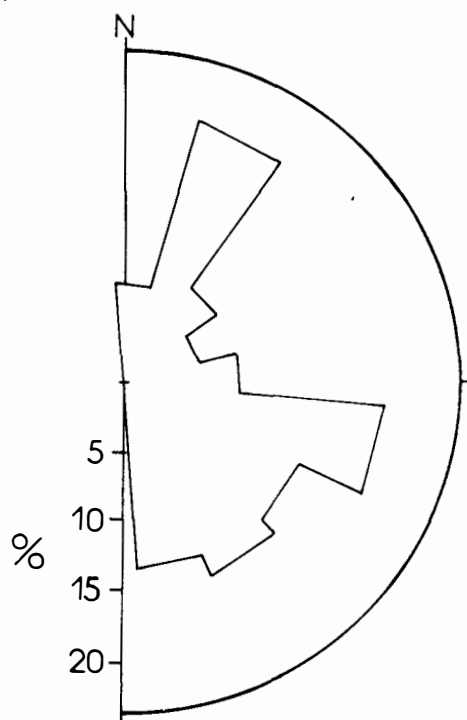


Fig 79: Fracturation globale de la zone structurale 3

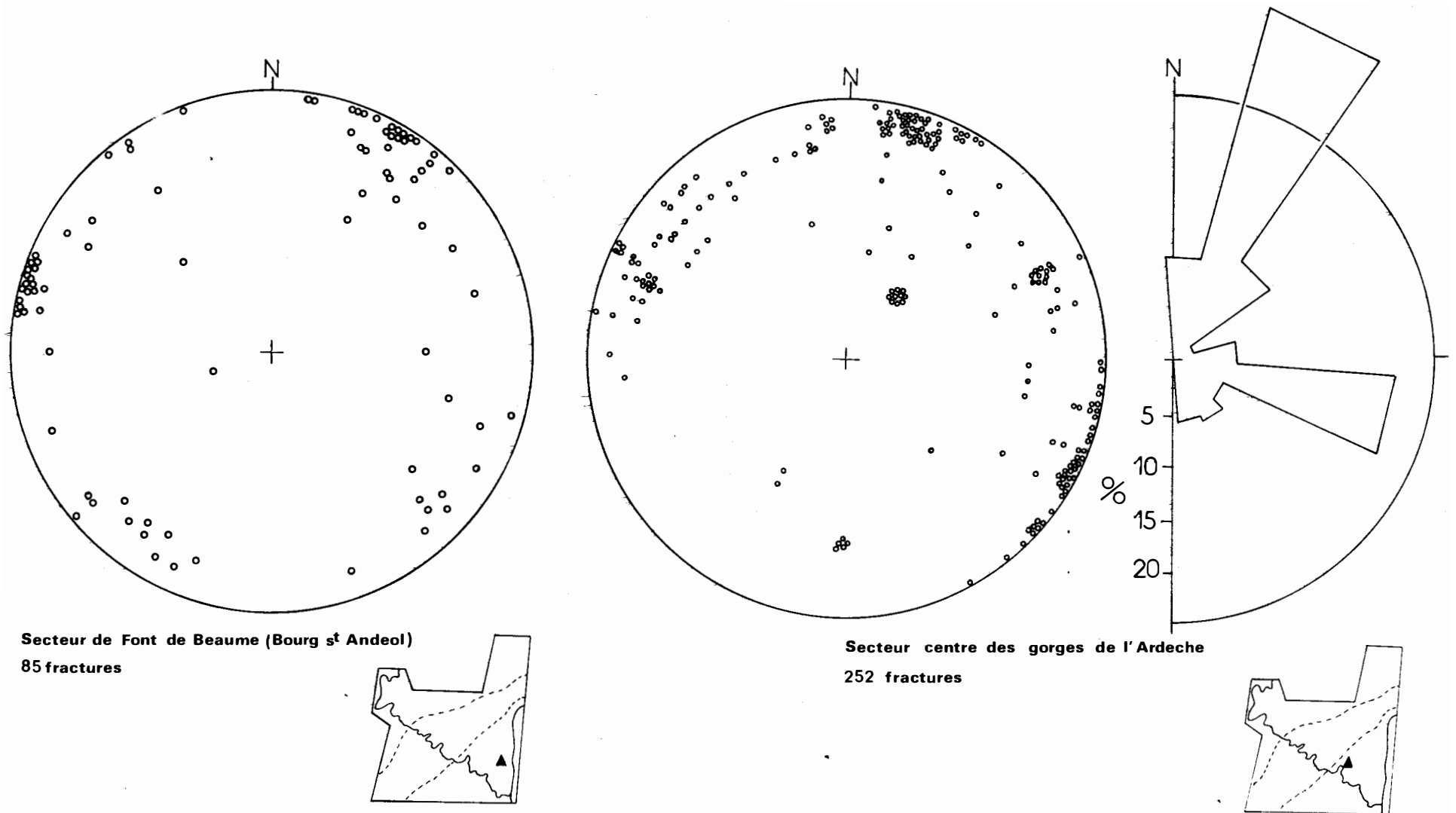
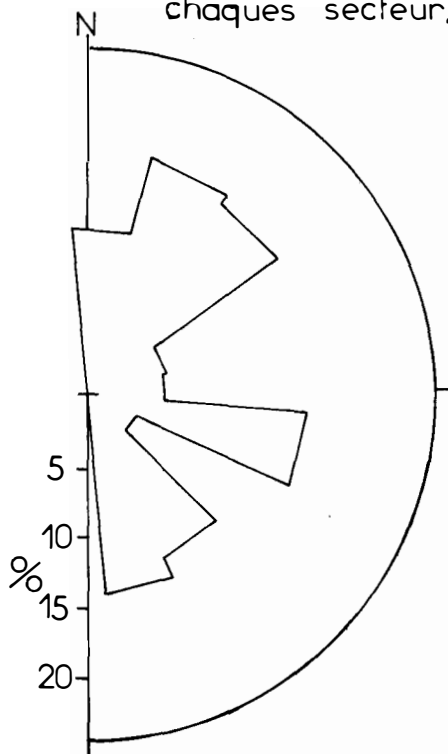
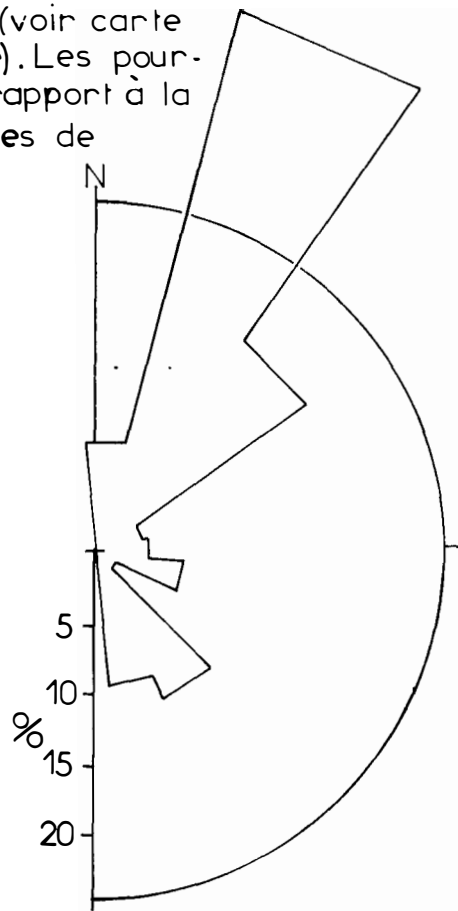


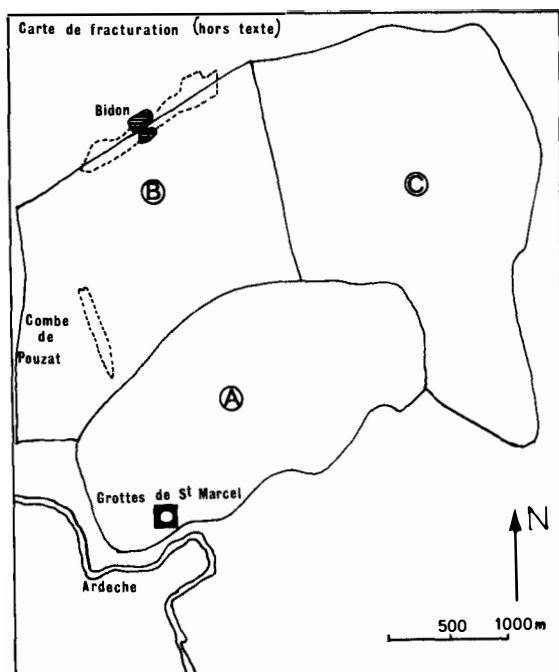
Fig 80: Fracturation mesurée sur photographies aériennes (I.G.N) dans la région comprise entre Bidon et St Marcel (voir carte de fracturation hors texte). Les pourcentages sont calculés par rapport à la longueur totale des fractures de chaque secteur.



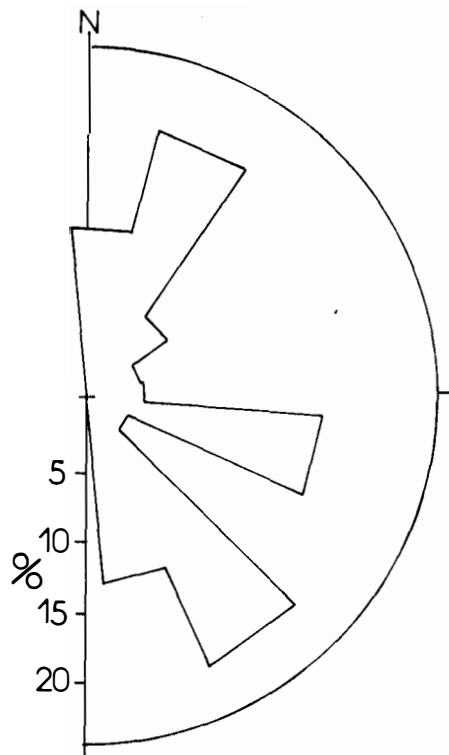
Secteur A secteur enveloppe du réseau karstique des grottes de St Marcel. 130 kms de longueur de fracture.



secteur B - 137 kms (L.def.)



Plan de situation des divers secteurs de la région Bidon - St Marcel



secteur C - 242 kms (L.def.)

Fig 81: Fracturation de la zone structurale 3
(photos I.G.N)

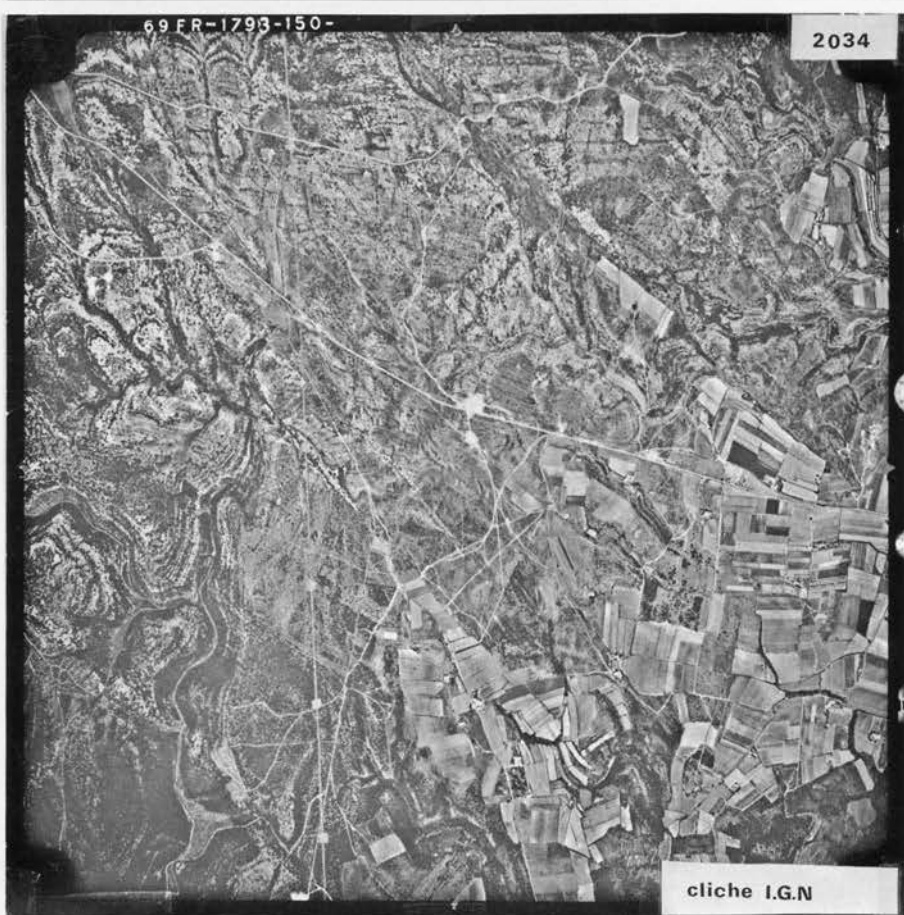
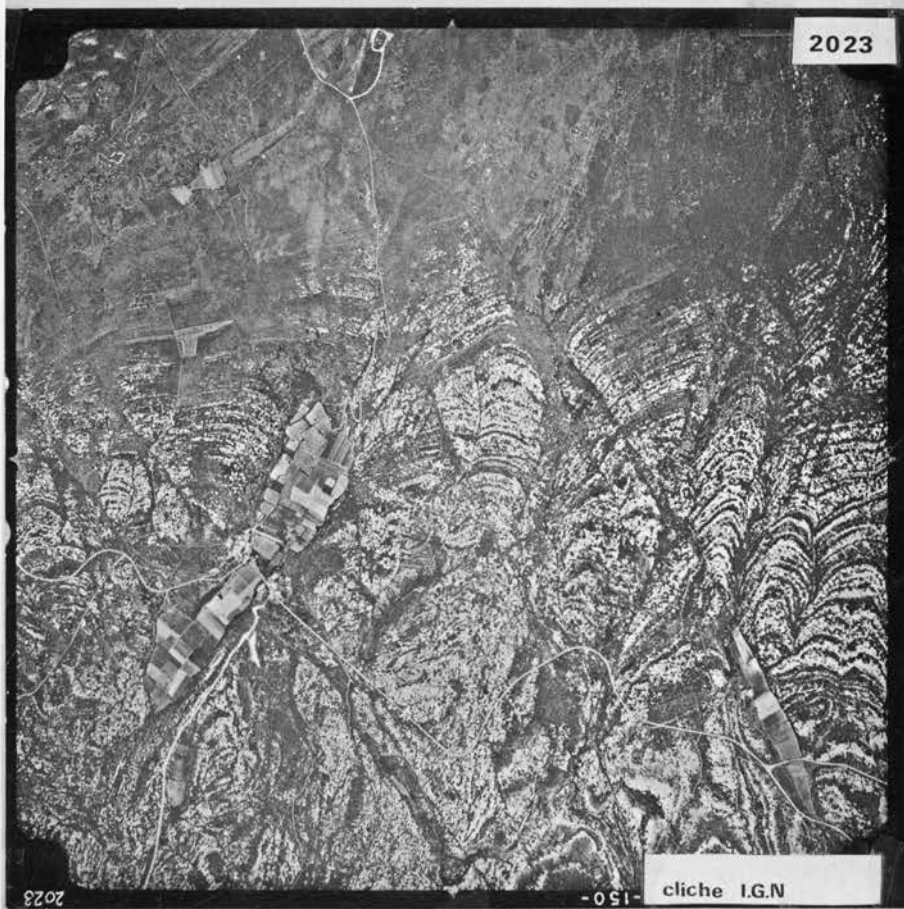
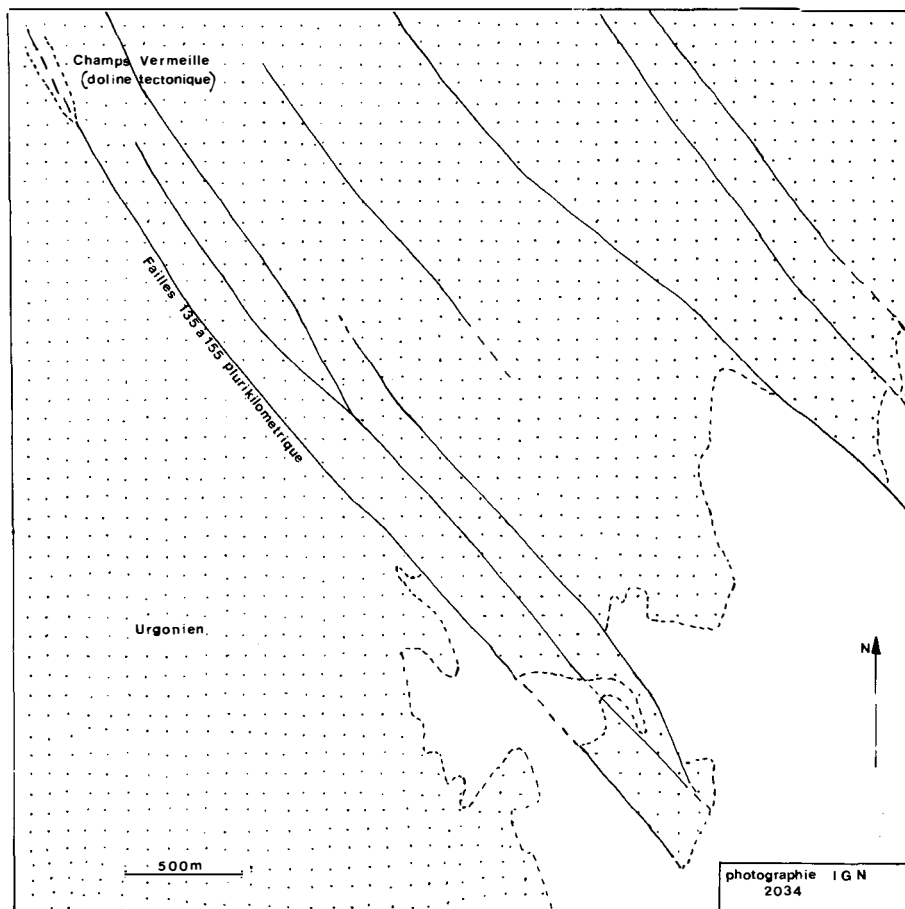
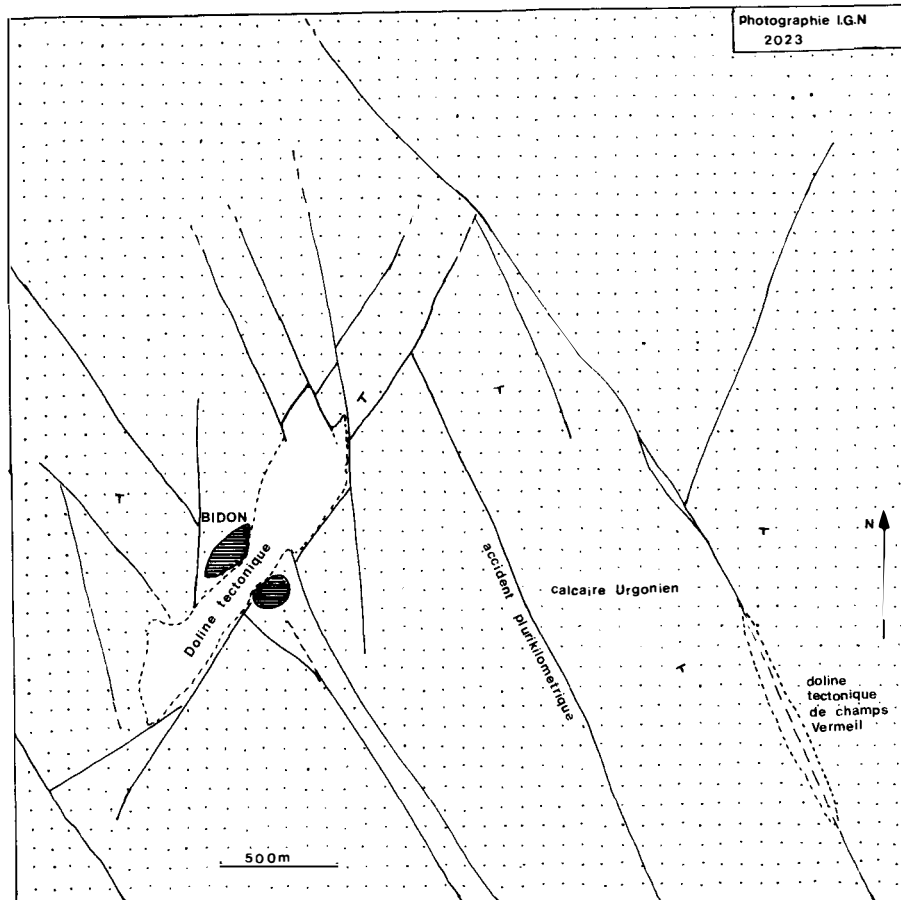


Fig 81: Représentation schématique des photos
de la figure 81



tographies de la fig. 81). Une carte de celle-ci a pu être dressée (voir carte hors texte) par relevé sur rhodoïd de toutes les fractures visibles. L'analyse statistique de la direction et de la longueur des fractures de cette carte abouti à la construction d'histogrammes circulaires (voir le chapitre sur les méthodes d'étude de la fracturation) correspondant à la fracturation de secteurs donnés. En particulier, la zone enveloppe des parties topographiées du réseau karstique des grottes de St Marcel, a été analysé de cette manière.

Ces histogrammes construits d'après les photographies aériennes se trouvent sur la fig. 80.

L'étude de ceux-ci fait ressortir les différentes familles de fracture se trouvant dans cette zone structurale. Il y a un maximum pour les fractures 015 à 035, allant en s'accroissant de l'Est vers l'Ouest (développement des décrochements secondaires, allant jusqu'à 39% de la longueur des fractures, à l'approche des accidents 060 de la zone structurale 2). Dans le secteur des grottes de St Marcel, ces fractures sont nettement moins nombreuses puisque la seconde famille, celle de direction 035 à 055 a un même pourcentage de longueur de fracture (de l'ordre de 16 %). Cette seconde famille est distinguée de la première pour deux raisons : l'étude des diagrammes montre qu'il y a deux familles distinctes, ensuite, sur les photographies (et sur le terrain), on observe ces deux familles cohabitant dans une même surface.

Les autres familles de fracture ont des fréquences moins fortes le plus souvent et variables selon les secteurs : ce sont celles de direction 090 à 115, 135 à 175 et subméridiennes (familles que l'on retrouve, avec celles de direction 015 à 035, dans les deux autres zones structurales).

La principale caractéristique de la zone structurale 3, c'est la longueur des fractures SSE-NNW (135 à 175) : ce sont toujours de grosses fractures, plurikilométriques, décalant toutes les autres (voir carte hors texte et photographies aériennes de la fig. 81). Il faut noter que ces fractures subissent nettement un changement de direction (réfraction ?) à l'approche de la zone structurale 2 : de 140 à 150, elles tournent, toutes parallèlement et prennent une direction 160. Mais ceci n'empêche pas les fractures 135 à 155 de former encore un maximum net dans le secteur au Sud de Bidon où, pourtant, toutes les longues fractures sont déjà 160 (voir histogrammes de la fig. 80).

L'étude photogéologique met en évidence également plusieurs dolines graben (étroites zones affaissées bordées de failles normales) situées sur des accidents 150 (combe de Pouzat, Champs Vermeil) et 050 (doline de Bidon avec affleurement de Bedoulien affaissé au milieu de l'Urgonien) visibles sur les photographies aériennes de la fig. 81.

Fig. 82. - Représentation schématique de la fracturation de la zone structurale 3.

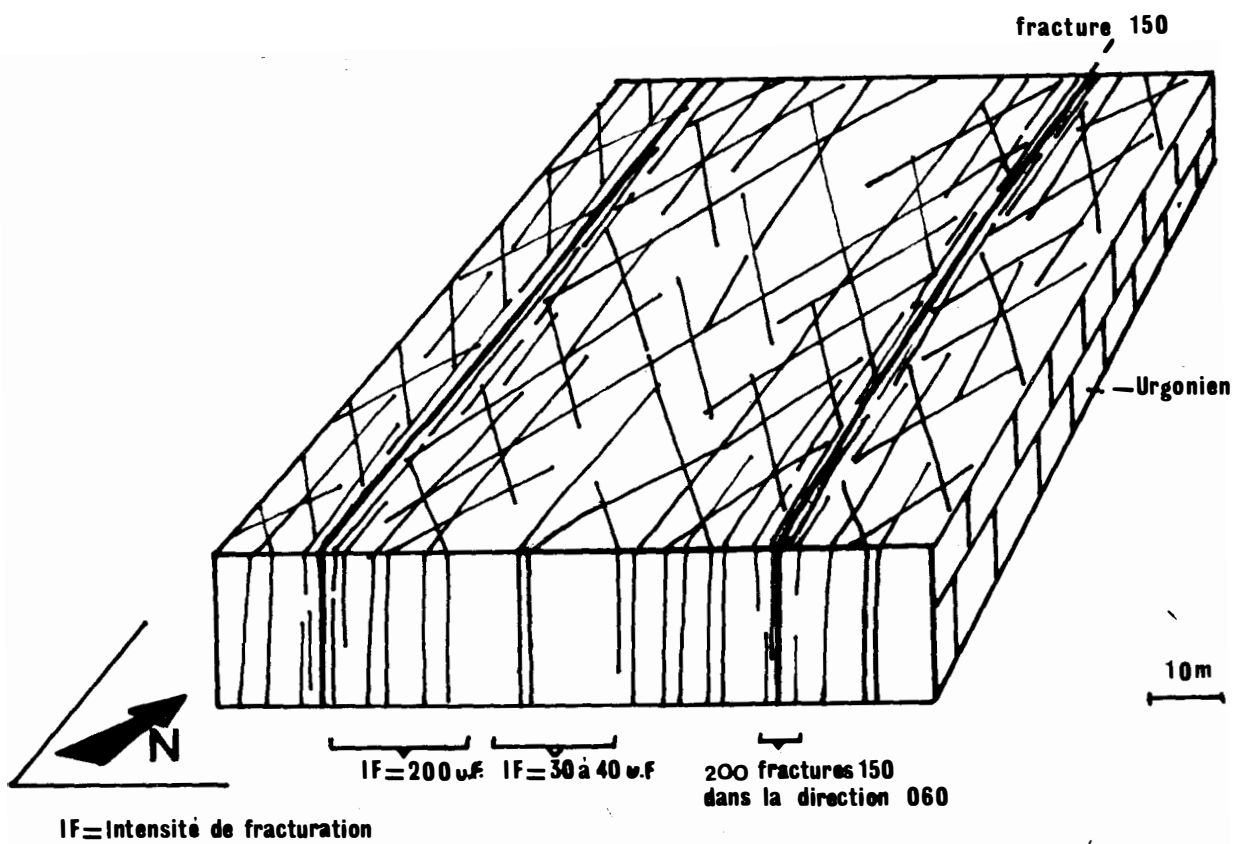


Fig. 83. - Courbe de décroissance de l'intensité de fracturation dans une direction perpendiculaire à un accident plurikilométrique (faille de la grotte de la Vache).

INTENSITE DE FRACTURATION
U.F.

27

25

20

10

0

ACCIDENT 165

0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 m

de direction
075

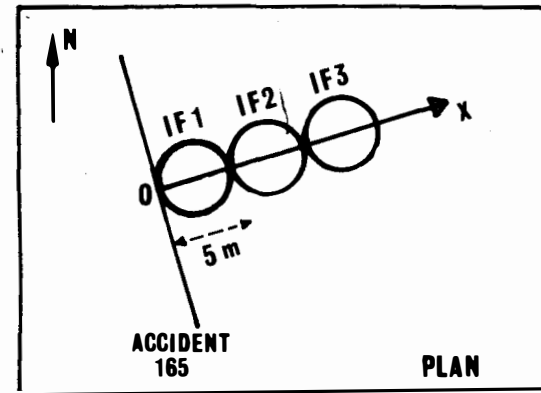
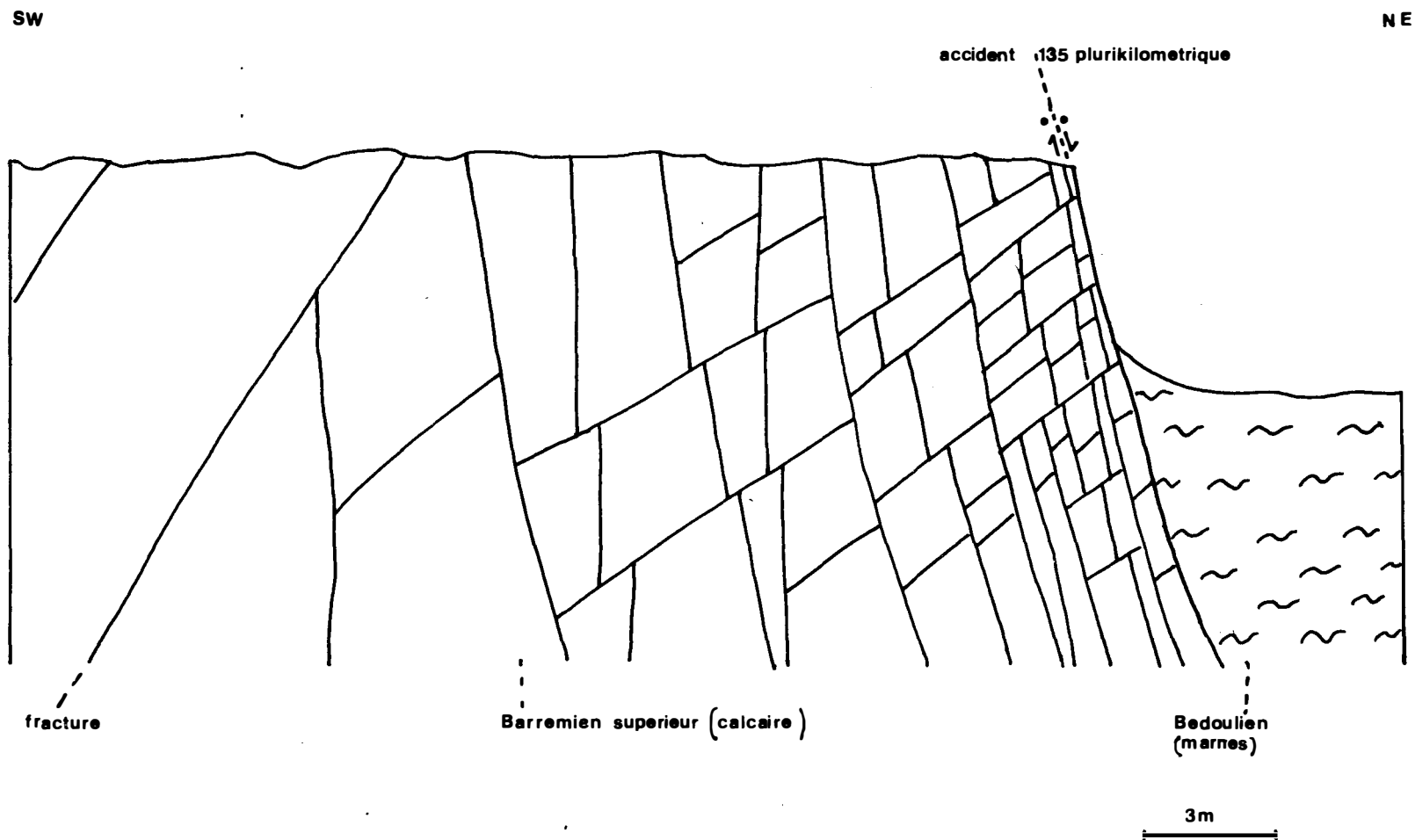


Fig. 84. - Décroissance de la fracturation (visible dans une carrière)
avec l'éloignement d'un accident plurikilométrique de direction 150
(secteur de Bourg St Andéol).



REPRESENTATION SCHEMATIQUE (CONSTRuite A L'AIDE DE L'INTENSITE
DE FRACTURATION) DE LA MAILLE ELEMENTAIRE DE LA FRACTURATION
DANS DIFFERENTS SECTEURS DE LA ZONE STRUCTURALE 3.

Fig. 85.- SECTEUR DE LA COMBE DE MOUNNIER (CENTRE DES GORGES).

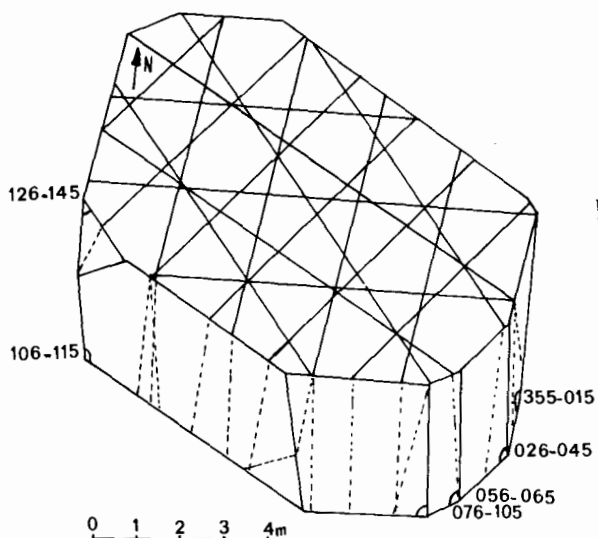
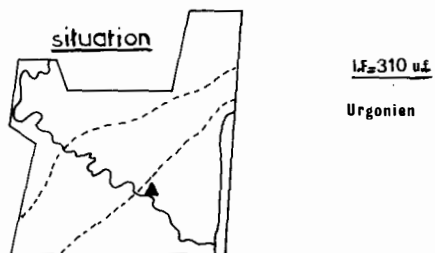


Fig. 87.- SECTEUR DE L'AVEN D'ORGNAC (MESURE DANS LE TUNNEL D'ENTREE).

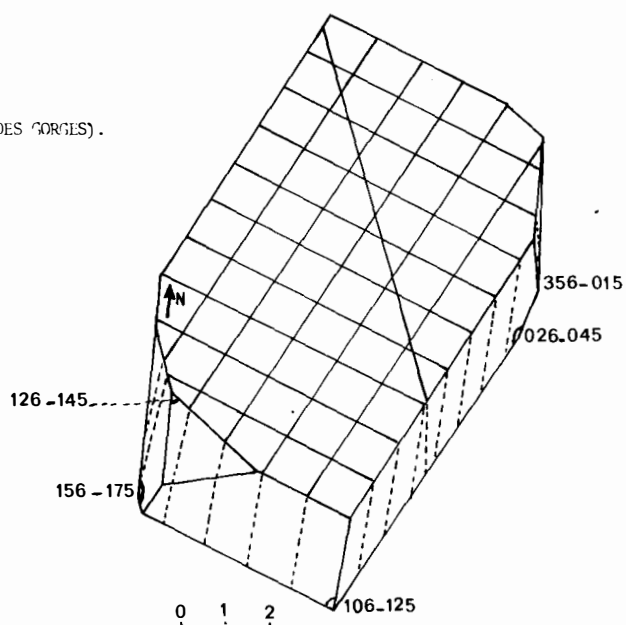
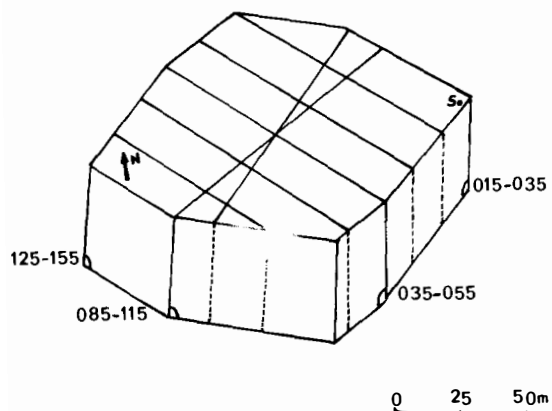
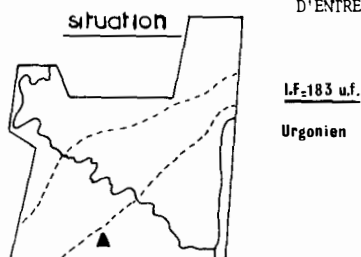


Fig. 86.- SECTEUR DE FONT DE BEAUME (OUEST DE BOURG STANDEOL).

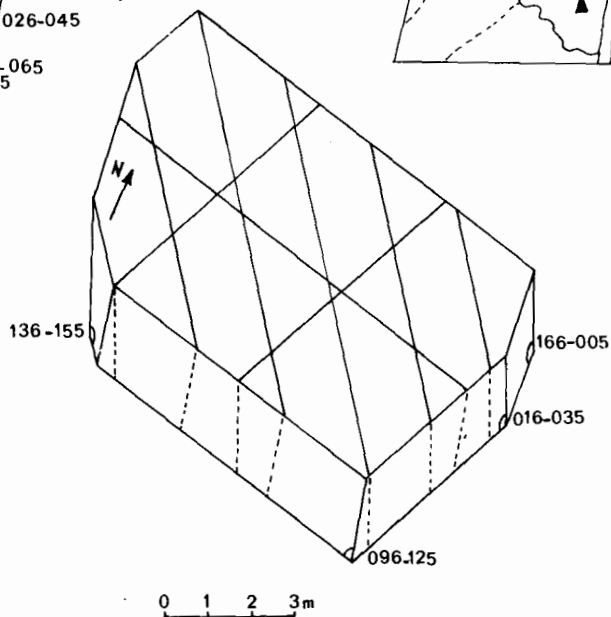
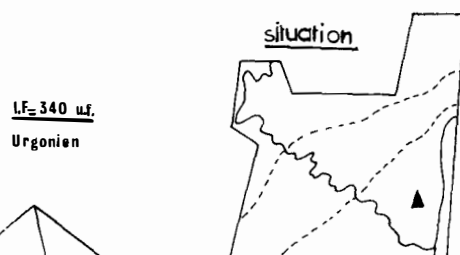
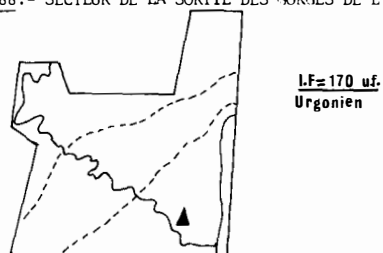


Fig. 88.- SECTEUR DE LA SORTIE DES GORGES DE L'ARDECHE (SAUZE).



2°) Mais cette étude doit être complétée par une étude microtectonique.

L'analyse des intensités de fracturation tout d'abord (calculées toutes dans l'Urgonien) donne une idée de la répartition de celle-ci dans la zone structurale 3.

Il faut noter, en premier, que cette fracturation est bien moins intense que celle de la zone structurale 2 et même que celle de la zone structurale 1 dans son secteur SE de bordure de la précédente (vallée de l'Ibie). En effet, cette intensité de fracturation varie de 30 à 40 unités (pour une surface circulaire de 100 mètres de diamètre comme toujours) dans les secteurs les moins tectonisés, ce qui est comparable aux chiffres de la zone structurale 1 dans les régions non limitrophes des accidents cévenols C60, à 300 unités dans les secteurs proches de la zone structurale 2 (Centr. des gorges, Bourg St Andéol). Mais le chiffre moyen, celui des secteurs des grottes de St Marcel et d'Orgnac, est de l'ordre de 200 unités de fracturation.

Les zones de passage des gros accidents 150 sont particulières : sur une largeur n'excédant pas 10 à 15 mètres, la fracturation est intense (les accidents 150 sont alors espacés de 50 centimètres au maximum) mais celle-ci décroît très rapidement pour atteindre le chiffre moyen de 200 U.F. et si les grands accidents sont suffisamment éloignés les uns des autres, l'intensité de fracturation peut atteindre alors son minimum : 30 à 40 unités (voir fig. 82).

On retrouve là le schéma de la fracturation de type 3 dans la zone structurale 2 avec la différence que, dans cette dernière, entre les accidents 060, jamais l'intensité de fracturation ne descend en dessous de 200 U.F.

Cette décroissance de la fracturation, avec l'éloignement par rapport aux grands accidents 150, se voit également de deux façons : par l'étude des courbes de l'intensité de fracturation sur des petites surfaces selon une direction générale orthogonale à la direction des accidents (voir fig. 83), ces courbes montrant une décroissance rapide, et ensuite par l'observation directe des fractures dans des carrières traversées par de tels accidents (voir fig. 84).

Autre résultat de cette analyse est la construction de blocs diagrammes visualisant cette fracturation dans les principaux secteurs étudiés (voir fig. 85, 86, 87 et 88).

Un autre résultat apporté par cette méthode est la possibilité d'analyser l'influence de la proximité des accidents 150 sur la fracturation globale : l'histogramme de la fig. 89, calculé d'après quatre stations où l'on a mesuré l'intensité de fracturation, montre que pour le secteur de la sortie des gorges, lieu de passage d'un grand accident 150, cette direction de fracture est nettement dominante et "fausse", très localement, la fracturation moyenne.

Les autres méthodes de relevés microtectoniques permettent d'analyser la fracturation de secteurs ou les photographies aériennes ne permettent pas le relevé précis de celle-ci. Et il est intéressant de noter que les histogrammes de fracturation globale obtenus par pourcentage par rapport à un nombre total de fracture sont proches de ceux calculés par rapport à une longueur totale de fracture (relevée sur photographie aérienne). Les mêmes familles de fractures apparaissent et seule la valeur du pourcentage varie mais parfois assez peu (comparer les fig. 80 et 119). Cette constatation permet de comparer les histogrammes calculés d'après ces différentes méthodes. C'est ainsi que le secteur de l'aven d'Orgnac, où la végétation trop abondante interdisait l'étude précise sur photographies aériennes a été étudié par relevé des fractures du tunnel d'accès et de la première salle de la cavité (voir histogramme de la fig. 78).

Les relevés microtectoniques ont donné également les pendages et la nature des familles de fracture lors des diverses phases tectoniques.

L'analyse des histogrammes et diagrammes du secteur des grottes de St Marcel, là où le maximum de mesures a été fait, montre que ces fractures sont statistiquement subverticales et permet de connaître la façon, dont les familles de fracture, qui ont été définies, ont réagi sous les différentes contraintes :

a) Lors de la phase pyrénéo-provençale (voir fig. 90, 91 et 92), le raccourcissement étant en moyenne Nord-Sud, les fractures de cette direction ont joué en décrochement - écartement (pendage de 90°), celles 015 à 035 ont donné un maximum de décrochements-glissements sénestres (70° vers le NW) et celles 135 à 165 des décrochements - glissements dextres subverticaux conjugués aux précédents. Ceci est confirmé par d'autres observations en de nombreux secteurs et particulièrement dans le centre des Gorges de l'Ardèche (voir fig. 93). Mais dans ce dernier secteur, les accidents 150 sont plus rares et leur jeu pyrénéen n'est pas souvent visible tandis que les accidents 020 ont, eux, un gros pourcentage de jeu pyrénéen.

b) Les failles normales, elles, ont utilisé de préférence des fractures à pendage plus faible (voir fig. 91). Le maximum des failles normales à une direction 015 à 035 et deux maxima de pendages : 80° SE et 70° NE. Ensuite il y a un jeu en faille normale des fractures 135 à 155 (70° NE et 80° SW) et de celles subméridiennes. Dans la zone structurale 3, les accidents Est-Ouest ont très peu joué lors de la distension oligomiocène car leur direction était proche de l'allongement principal.

Ces observations peuvent être généralisées à toute cette zone structurale 3 (ce qui est confirmé par les relevés en divers secteurs et par la fig. 93).

c) Lors de la phase alpine, les mêmes familles de fracture ont joué en décrochement (voir fig. 92) : les 135 à 155 (subverticales), les 015 à 055 (subverticales) en décrochements - glissements et rapprochements (respectivement sénestres et dextres), les 075 à 115 (subver-

Fig. 89. - Histogramme de la fracturation du secteur de la sortie des Gorges de l'Ardèche (compris entre l'entrée des Grottes de St Marcel et Sauze) construit d'après l'intensité de fracturation calculée en quatre stations.

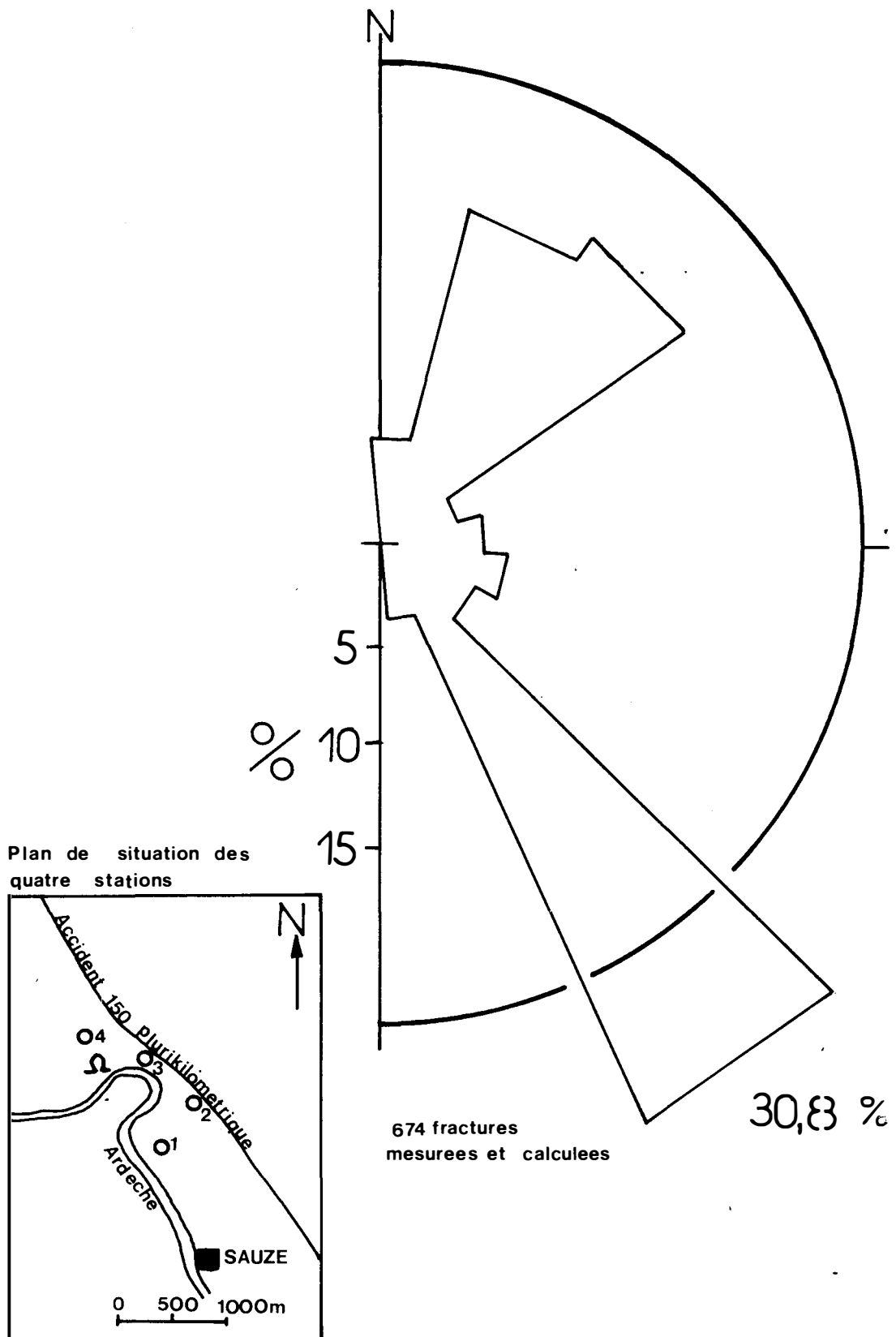


Fig 90: Décrochements pyrénéens. Secteur des grottes
de S^tMarcel (110 failles)

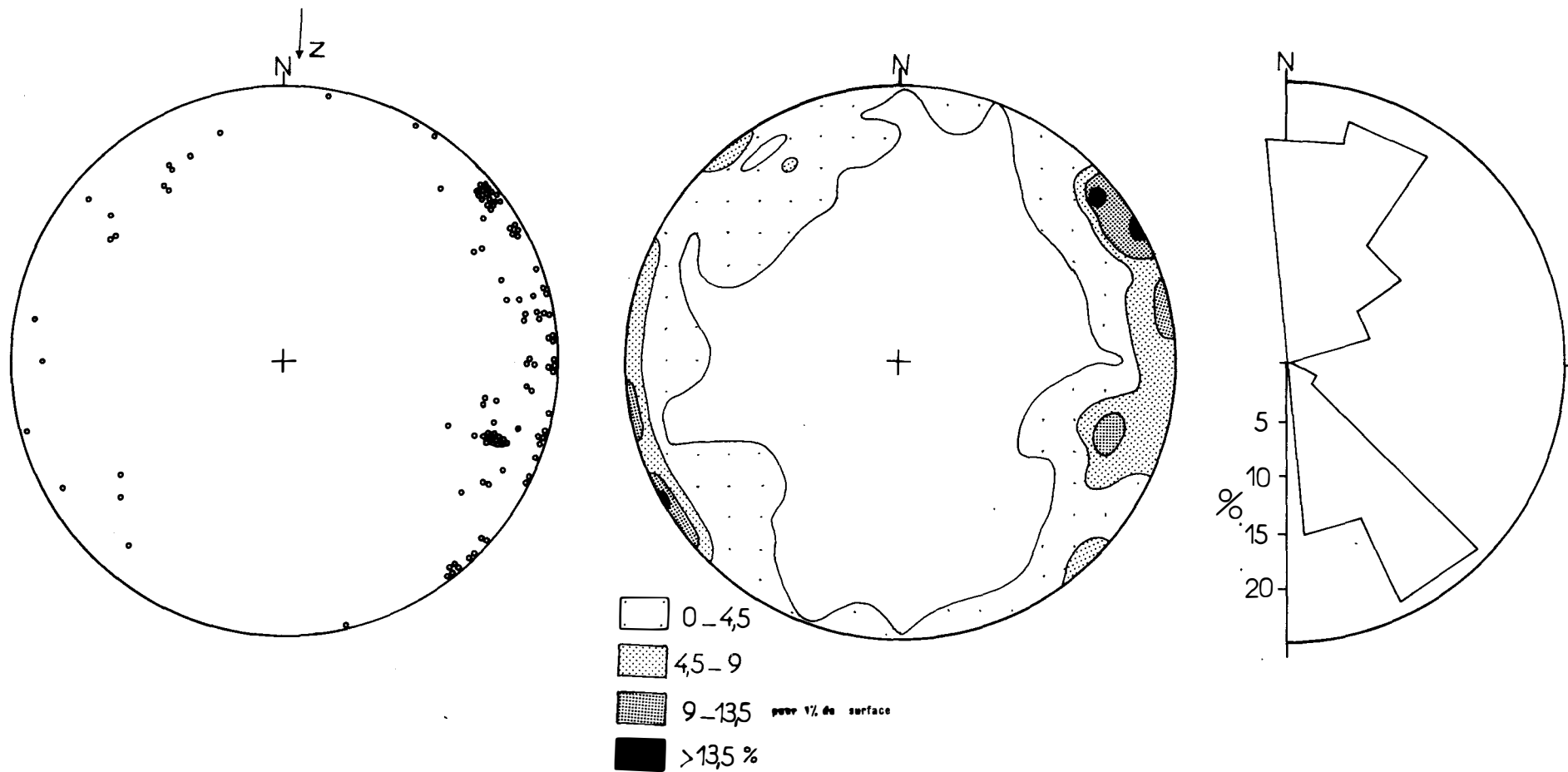


Fig 91: Failles normales
Secteur grottes de St Marcel 107 failles

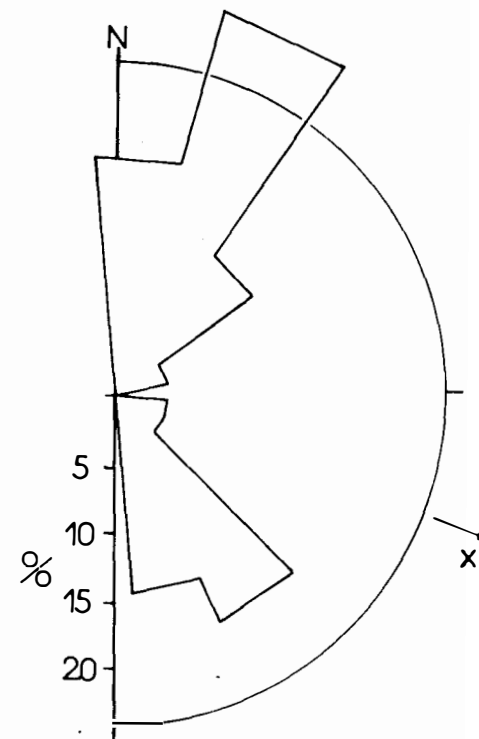
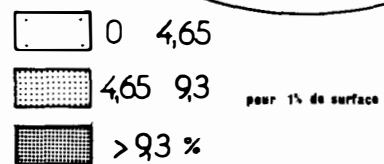
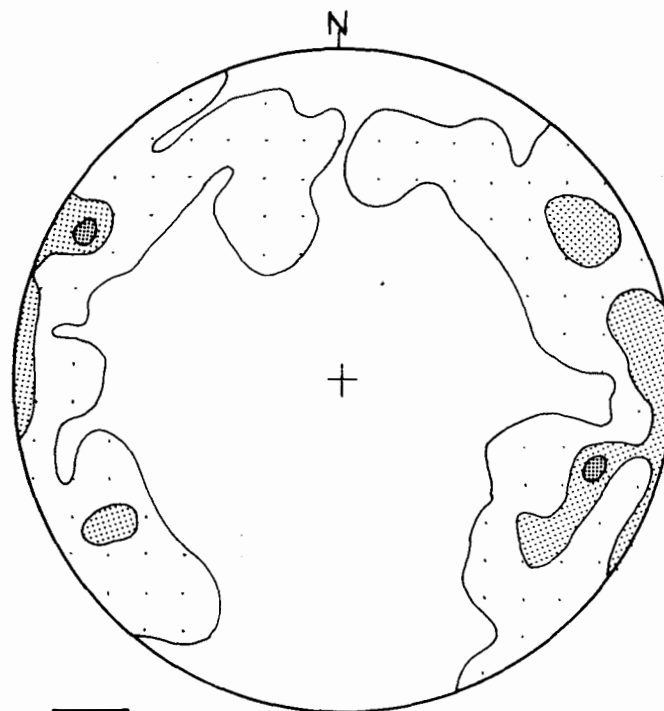
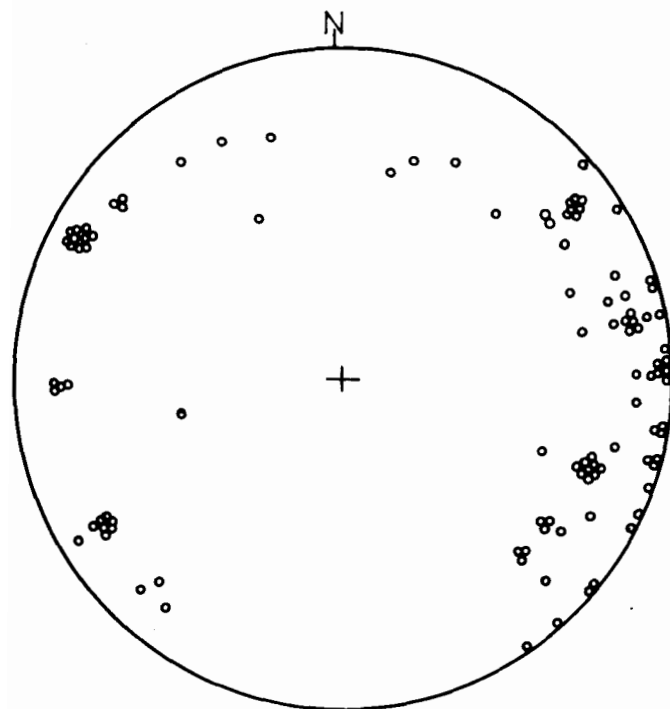


Fig 92: Décrochements alpins. Secteur des grottes de St Marcel (79 failles)

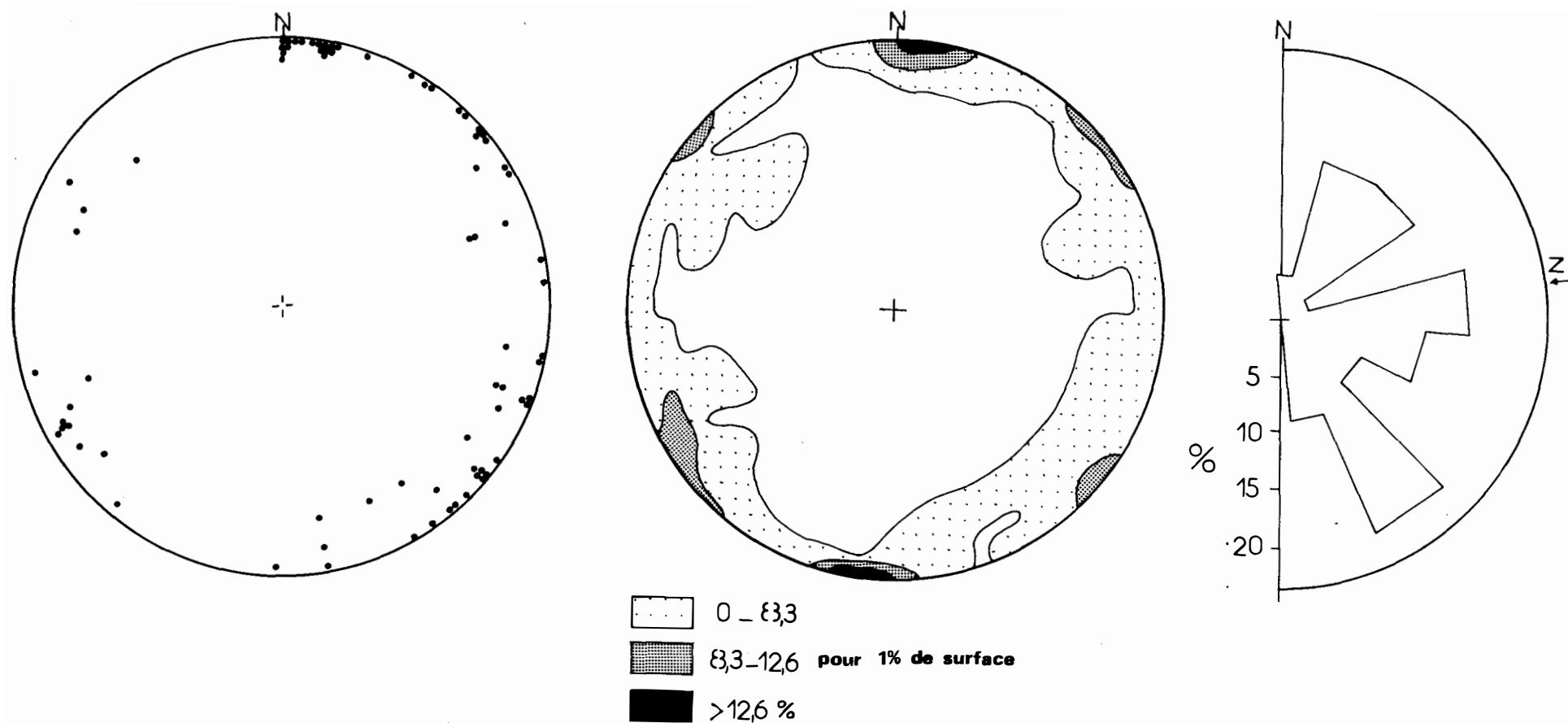
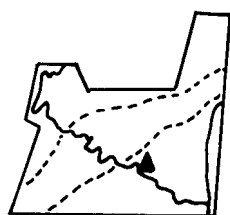
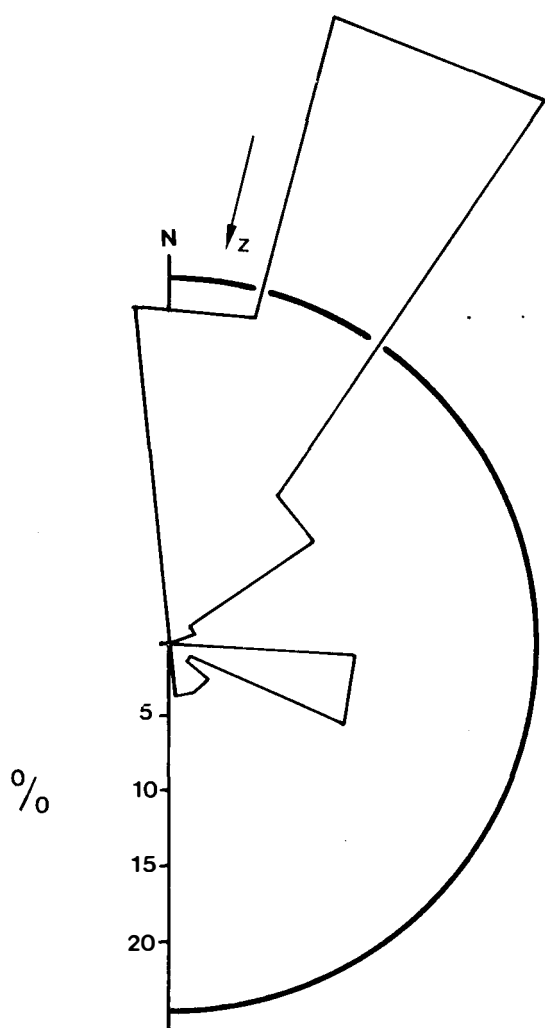


Fig. 93. - Histogrammes représentant l'évolution de la fracturation dans le secteur du Centre des Gorges de l'Ardèche (zone structurale 3) lors des diverses phases tectoniques (les décrochements alpins n'ont pas été représentés par manque de mesures).



**DECROCHEMENTS
PYRENEENS**
71 failles



FAILLES NORMALES
40 failles

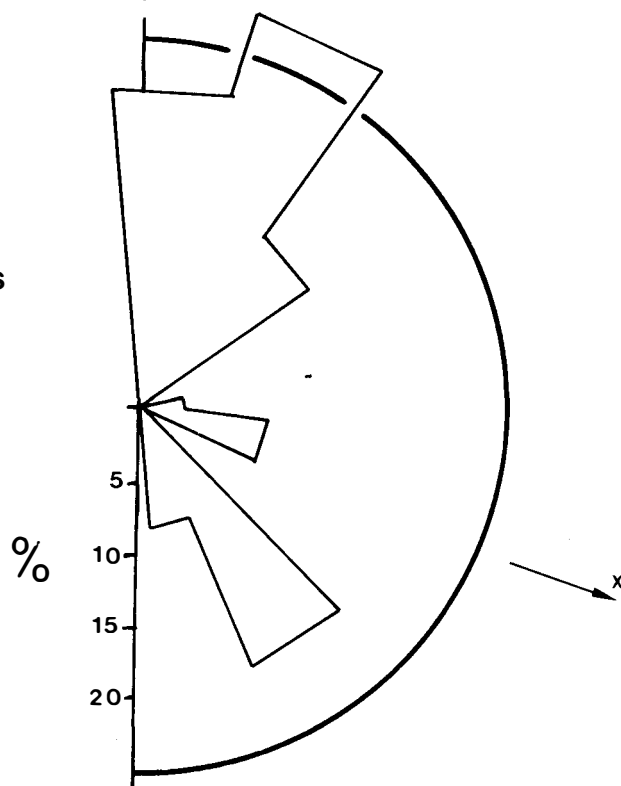
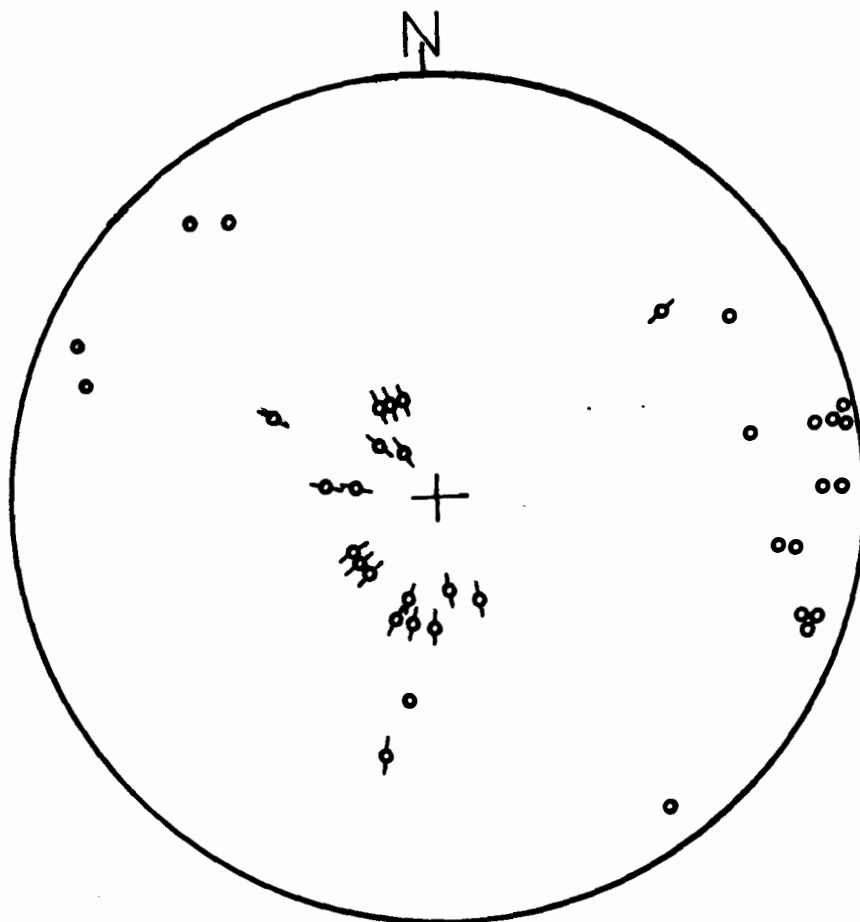
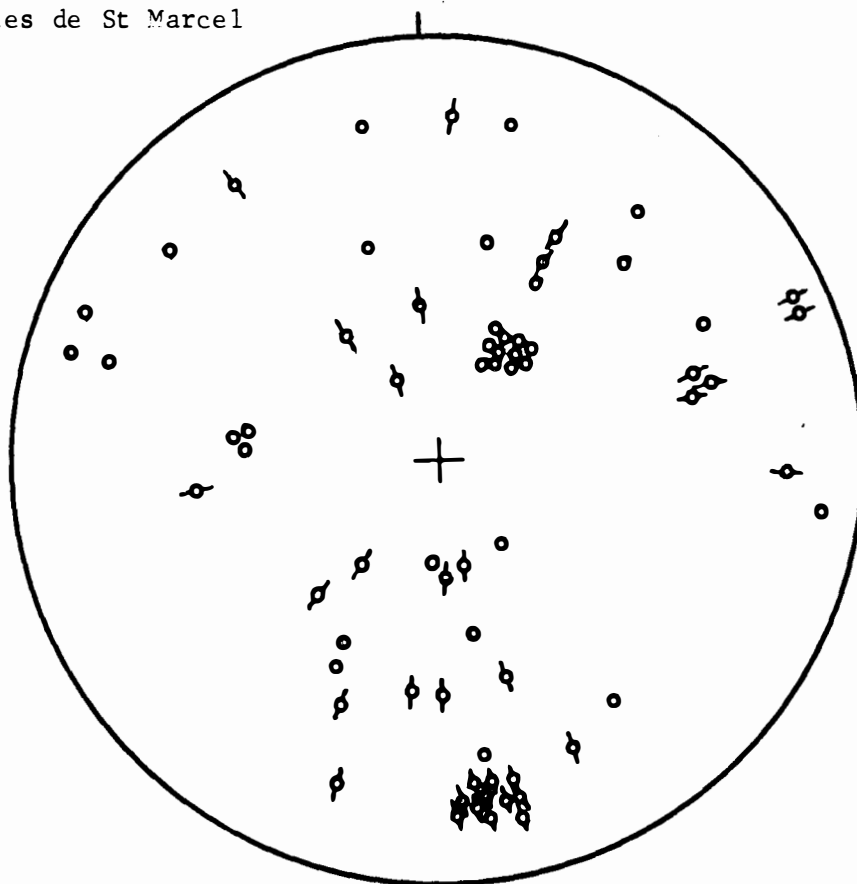


Fig. 94. - Failles inverses dans la zone structurale 3.



Secteur des Grottes de St Marcel



Secteur du Centre des Gorges de l'Ardèche.

ticales) en décrochements - écartements (écartement maximum pour la direction 075 à 095, celle du raccourcissement moyen pour cette zone structurale).

Là aussi, on peut étendre ces observations à la quasi totalité de la zone structurale 3.

Dans le centre des gorges de l'Ardèche, le maximum de décrochements alpins est de direction 096 à 115, mais le manque de données ne permet pas de construction d'un histogramme.

Les failles inverses pyrénéo-provençales (voir fig. 94) et alpines sont assez fréquentes dans cette zone structurale (mais bien moins que dans la zone 2).

Un exemple a été vu (à la fig. 28) de réutilisation en faille inverse alpine d'une ancienne faille normale 165. Et c'est ce qui se passe le plus souvent : les failles normales de direction favorable (160 à 030) sont réutilisées en failles inverses (leur pendage, plus faible, facilitant ce phénomène sous l'effet de la contrainte alpine).

Les failles inverses pyrénéo-provençales, plus rares, sont, elles le plus souvent Est Ouest.

Les ripages banc sur banc, eux, affectent de nombreux plans de stratification mais ils sont légèrement moins fréquents que dans les autres zones structurales.

V.-3.4. Les autres structures tectoniques : plis, fentes calcifiées et stylolites

a) En dehors du synclinal pyrénéo-provençal (du moins en partie) de longueur d'onde plurikilométrique d'Issirac, au Sud de la région, la zone structurale 3 ne contient que très peu de plis. La région est ici ondulée et gauchie comme dans les autres zones structurales, mais les pendages de stratification sont rarement forts (maximum de 30°). On peut dire, qu'en dehors de la flexure de bordure de la vallée du Rhône et d'une flexure à l'Est de Bidon, la zone structurale 3 est tabulaire à échelle kilométrique.

Il arrive quand même que, à l'approche de la zone structurale 2, des plis associés à des accidents (crochons ou plis d'entraînement) induisent de plus forts pendages et à des échelles plus réduites mais ces structures sont très localisées et se trouvent surtout au SW du village de Bidon. Or il s'agit d'un secteur où les bancs urgoniens sont plus minces et où le même faciès n'est plus très épais (le Barrémien inférieur affleure à

seulement 2 kilomètres au NW). C'est dans le même secteur (NE de Bidon) que s'observent des pendages de stratification assez forts (060 - 30 à 35° SE) entre des accidents 050 mais il s'agit de la limite extrême entre les zones 2 et 3. Ceci est confirmé par la direction cévenolle 060 et 050 de ces pendages de stratification et de ces accidents.

b) Les fentes calcifiées (voir fig. 95) ont trois origines comme dans les deux autres zones structurales :

- Fentes pyrénéo-provençales, subverticales, formant un maximum sub-méridien, assez étalé par les fentes de décrochements potentiels.

- Fentes attribuées à la distension oligo-miocène, subverticales parfois mais ayant souvent un pendage plus faible qui est celui des principales familles de failles normales auxquelles elles sont liées, formant les mêmes maxima que ceux des failles normales. Mais il faut noter qu'il est difficile souvent de différencier ces fentes de celles dues aux compressions pyrénéennes et alpines, lorsqu'elles ont la même direction.

- Fentes subverticales provoquées par la phase alpine, formant deux maxima (fentes de décrochements potentiels) assez étalées 080 et 120.

Ces fentes alpines ont souvent un caractère assez particulier qui a été analysé dans le chapitre sur les phases tectoniques (ainsi que les filons de calcite parallèles aux accidents 150 plurikilométriques).

Les filons de calcite subhorizontaux, liés à des ripages banc sur banc, sont également présents dans la zone structurale 3.

c) Les stylolites tectoniques (voir fig. 95) sont fréquents dans cette zone structurale. Ils ont trois origines, comme les fentes calcifiées auxquels ils sont associés.

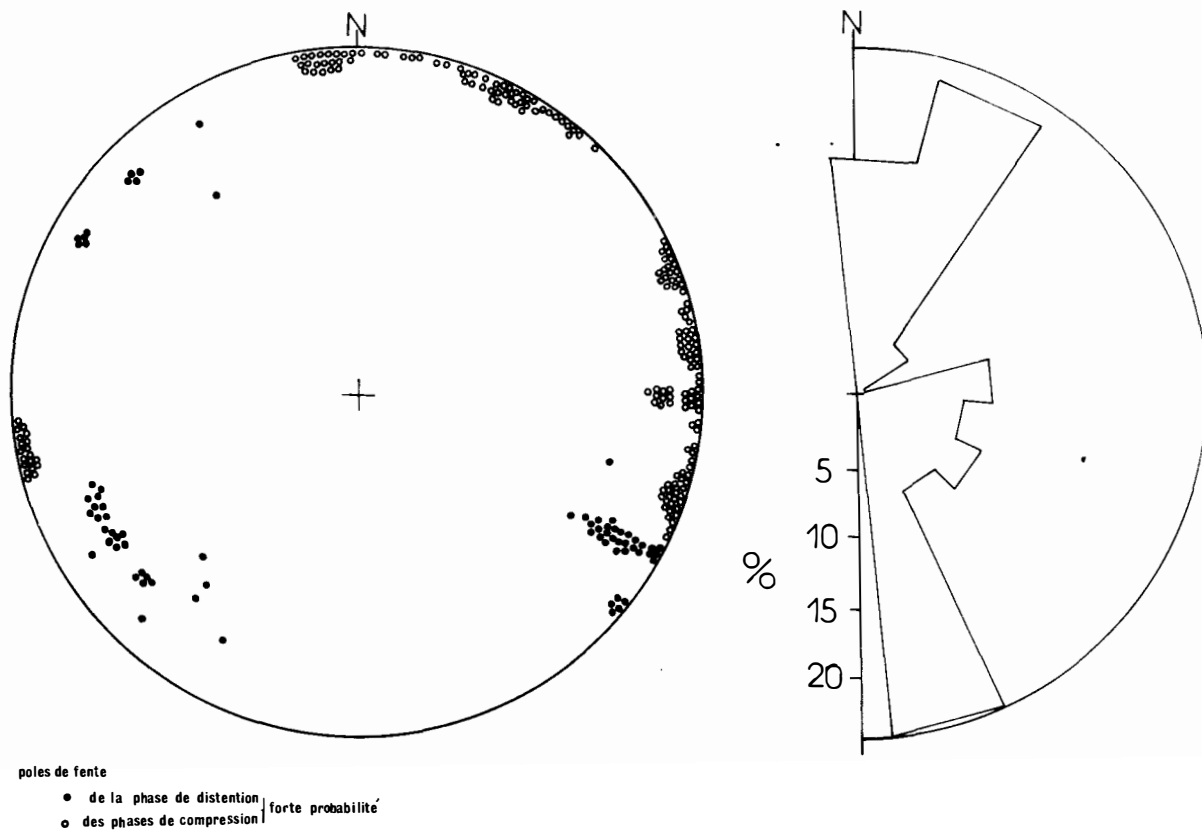
- stylolites pyrénéo-provençaux

Les stylolites à pics subhorizontaux de direction moyenne subméridienne sont généralisés. Leur direction réelle se situe dans un cône d'angle d'ouverture maximum de 60° autour de Z et si le diagramme de la fig. 95 montre un angle d'ouverture plus grand, c'est que ce diagramme concerne un secteur assez vaste et intègre donc des zones de réfraction d'axes de déformation.

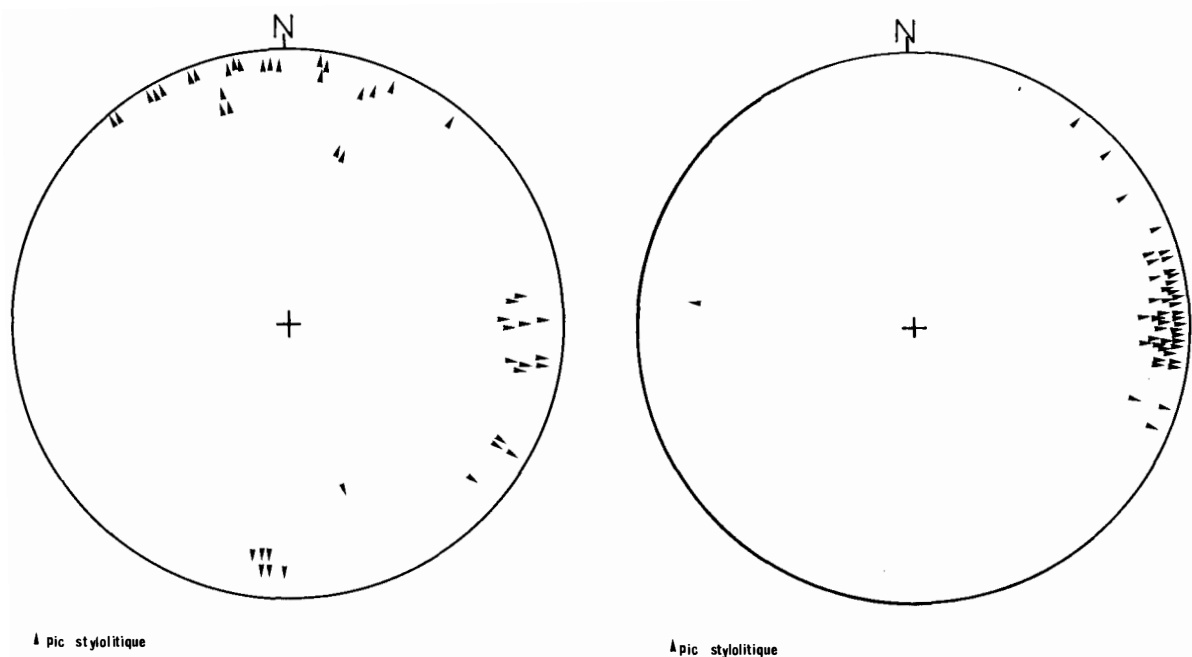
- stylolites de distension oligo-miocène

Ces stylolites, à pics subverticaux sont également généralisés dans toute cette zone structurale.

Fig:95 - Les fentes calcifiées et les stylolites
dans la zone structurale 3.



Les fentes calcifiées des secteurs des grottes de S^t Marcel et centre est des gorges
249 fentes



Les stylolites des secteurs grottes de S^t Marcel
-centre des gorges

Les stylolites du secteur Font de Beaume

- stylolites alpins

Possédant des pics subhorizontaux de direction moyenne Est-Ouest, ils sont plus spécialement fréquents dans l'Est de la zone structurale 3 et particulièrement dans la région de Bourg St Andéol (voir diagramme de la fig. 95) où le microfaciès local de l'Urgonien leur est favorable (calcaire très détritique).

Ces stylolites alpins utilisent très fréquemment (voir chapitre sur les phases tectoniques), comme plans de formation, les discontinuités formées par des fractures antérieures (voir fig. 264).

VI - CONCLUSION A L'ETUDE TECTONIQUE

L'étude tectonique, qui précède, a rassemblé et analysé toutes les données tectoniques et microtectoniques relevées sur l'ensemble du Bas-Vivarais calcaire. Certaines de ces données, ayant trait à des surfaces parfois assez grandes, ont été groupées sur un même diagramme ou histogramme dans un but de simplification et surtout pour éviter la multiplication de ceux-ci. D'autres données, trop fragmentaires (reconnaisances rapides, affleurements peu riches), n'ont pas été utilisés dans cette étude en tant que données numériques mais l'ont été en tant qu'indications qualitatives permettant la généralisation de certains résultats à des secteurs plus vastes.

Le résultat principal de cette étude est une connaissance assez précise de la fracturation et des directions de déformation qui ont affecté le Bas-Vivarais calcaire dans ses principales zones structurales.

Ces résultats vont permettre maintenant d'entreprendre une étude détaillée des directions de la karstification par rapport à ces directions de fractures et d'axes de déformation.



ETUDE STATISTIQUE DES DIRECTIONS DU KARST

I - INTRODUCTION

Dans le but de comparer la tectonique et la karstification, une étude statistique sur la direction des galeries des principaux réseaux karstiques a été entreprise. En effet, les seuls paramètres comparables, entre ces deux domaines d'étude, sont la longueur et la direction respectivement des fractures et des galeries karstiques. Les fractures ayant été étudiées statistiquement, les réseaux karstiques sont donc étudiés selon les mêmes méthodes.

Les études statistiques, sur les directions de galeries karstiques, sont encore peu nombreuses actuellement ; Trombe F. signale des histogrammes à ce propos dans son livre "les eaux souterraines" et des revues spéléologiques commencent à signaler des études de réseaux par histogrammes, mais seuls trois auteurs ; Kiraly (1968), Ek (1970) et Barbier J.L. (1971) se sont penchés d'une manière plus approfondie sur ce problème.

Mais il faut signaler que des travaux préliminaires, encore inédits sur le karst de la région Nord-Languedocienne par Grillot, employant les méthodes exposées dans cette thèse, sont entrain de confirmer les observations faites dans le Bas-Vivarais.

II - RAPPELS SOMMAIRES SUR L'HYDROGEOLOGIE REGIONALE

L'étude hydrogéologique du Bas-Vivarais calcaire a été entreprise par Thomas (1969) et par Mazellier (1971 - thèse 3ème cycle) qui en ont donné les grandes lignes.

Le réseau hydrographique de surface est caractérisé surtout par les gorges que la rivière Ardèche a créées en traversant, par surimposition, tout le massif "Urgonien" d'WNW en ESE (voir carte de situation). Ce phénomène a été provoqué par les fluctuations du niveau de base marin et par les mouvements verticaux qui ont affecté les terrains du Bas-Vivarais.

Le principal affluent de l'Ardèche est l'Ibie.

Le creusement des gorges de l'Ardèche est difficile à dater mais semble être en partie Oligo-Miocène. En effet, comme il l'a été dit, des dépôts marins pliocènes se trouvent jusque dans la région de Sauze, à 20 m au-dessus du niveau actuel de l'Ardèche. Des gorges, à un stade de creusement important, existaient donc déjà avant le Pliocène. Le creusement quaternaire doit être de l'ordre de quelques dizaines de mètres (20 à 30 m). Mais les mouvements verticaux plio-quaternaires ayant pu avoir des intensités et des valeurs relatives différentes selon les secteurs, en particulier entre la bordure de la vallée du Rhône (où il y a eu, comme il l'a été dit plus haut, une accentuation de la flexure quaternaire) et le centre de la région, l'enfoncement des gorges pendant la même époque a pu être différent en valeur absolue selon les secteurs.

En dehors de ce réseau hydrographique de surface assez peu important, les auteurs, qui ont étudié le Bas-Vivarais, ont décrit un karst classique : grands réseaux subhorizontaux, avens, pertes, résurgences et exurgences

Mazellier, se basant sur les conditions paléogéographiques et paléoclimatiques, décrit l'évolution de ce karst de l'Eocène au Quaternaire, en situant le maximum du phénomène au Miocène.

Selon lui, l'Eocène a vu le début de la karstification attesté par les dépôts karstiques Eocène inférieur puis, à la suite de la phase cassante oligocène, la karstification a pris de l'ampleur provoquant le début de l'individualisation de grands réseaux qui, au Miocène, atteindront leur développement actuel avant d'être fossilisés au plio-quaternaire par l'enfoncement du karst.

L'étude statistique qui suit permet, elle, par comparaison avec la tectonique, de dater plus rationnellement ces phénomènes karstiques.

III - ETUDE DU KARST ET DE SES DIRECTIONS PRIVILEGIEES

III.-1. LA METHODE D'ETUDE

L'étude du karst bas-vivarais, axée sur l'analyse des directions de celui-ci, sera menée selon les méthodes statistiques.

III.-1.1. Les documents de base

Les données, servant de base à cette étude statistique, sont de deux ordres : plans topographiques des réseaux karstiques pour le karst suffisamment évolué pour être pénétrable, relevés des directions de fractures karstifiées pour le karst peu évolué (et donc non pénétrable le plus souvent).

Les relevés des fractures karstifiées, effectué par l'auteur en même temps que les relevés microtectoniques, seront analysés directement sous forme d'histogrammes circulaires.

Les plans topographiques des cavités karstiques ont été relevés par différentes sociétés spéléologiques françaises et étrangères et ont été communiqués à l'auteur, soit directement par celles-ci, soit par l'intermédiaire de J.C. Trebuchon du Centre Spéléologique des gorges de l'Ardèche*.

III.-1.2. Vérification des documents

Ces plans topographiques n'ayant pas été relevés par l'auteur, ayant parfois plusieurs co-auteurs et une origine ancienne, le premier travail a consisté en la vérification de leur degré d'exactitude.

Pour cela, lorsque cela a été possible, une vérification directe, sur place, a été entreprise (St Marcel, Orgnac) pour les directions de certaines parties de ces réseaux, ce qui a permis certaines corrections.

Une autre méthode a été employée également qui est la comparaison sur plan topographique de réseau karstique et sur carte I.G.N., de la direction et de la longueur de la droite de jonction de deux points de positions bien déterminées : par exemple, pour le réseau de Foussoubie, les deux points choisis ont été tout naturellement la perte de la rivière à Labastide de Virac et la résurgence dans les gorges de l'Ardèche. Dans ce cas, la différence a été de 6° en direction et de 200 m en distance.

Un autre exemple est celui des grottes de St Marcel où les deux points choisis ont été l'entrée naturelle dans les gorges de l'Ardèche et l'entrée artificielle, creusée par le groupe spéléologique du Forez à 2,5 kilomètres à vol d'oiseau de la première.

La précision du plan topographique a été démontrée ici comme excellente puisqu'une différence de seulement 140 m en distance a été trouvée, la direction étant semblable.

*Je tiens à remercier ici tous ceux qui m'ont aidé pour cette étude, en me communiquant des topographies et me faisant visiter les réseaux karstiques, et tout particulièrement Maillot et les membres du Groupe Spéléologique du Forez ainsi que J. C. Trebuchon.

FIG.96; MESURE D'UNE GALERIE KARSTIQUE

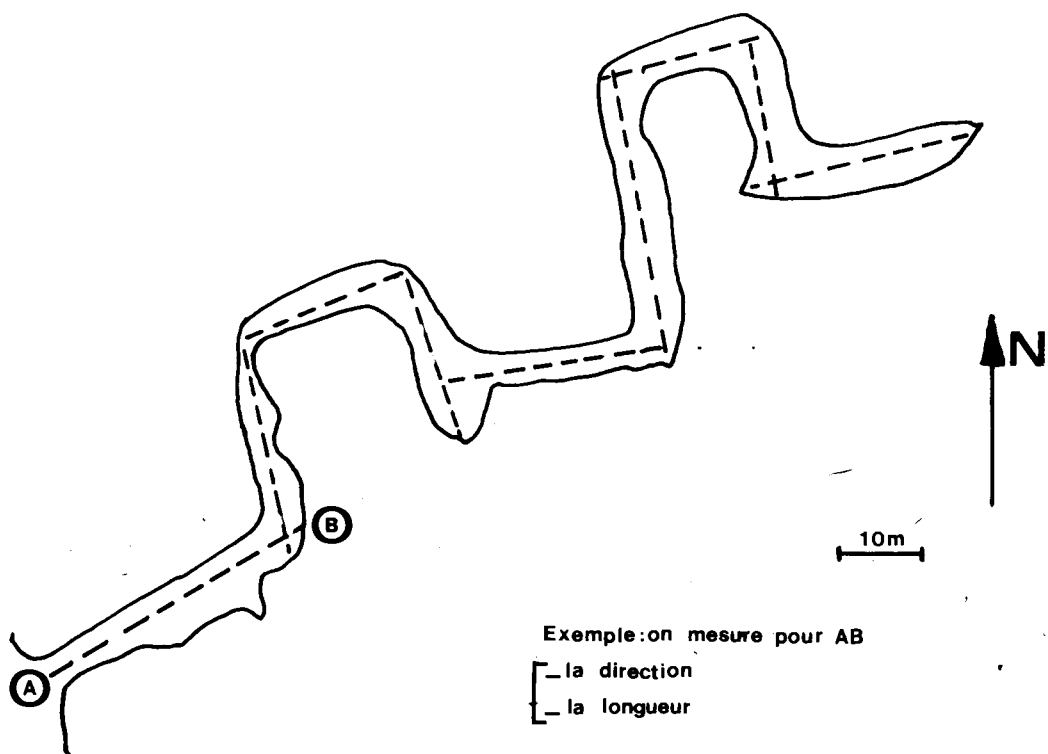
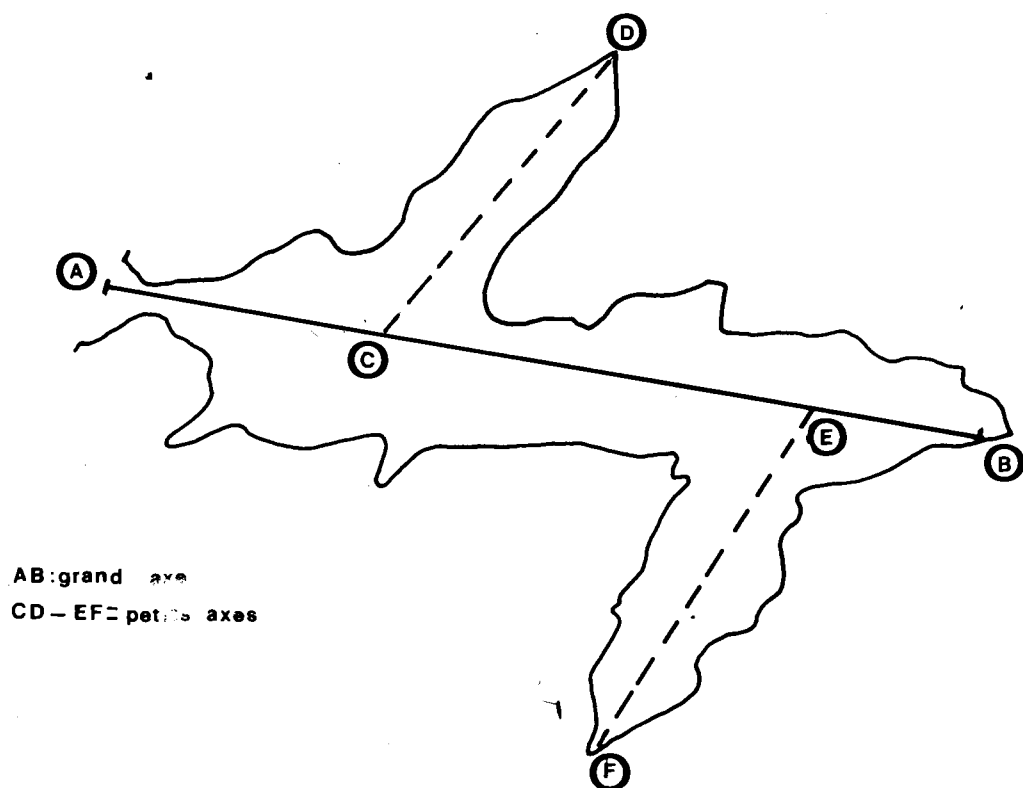


FIG.97; GRANDS AXES ET PETITS AXES D'UNE GALERIE KARSTIQUE



En général, pour les quatres réseaux étudiés d'une manière plus approfondie, la précision des deux paramètres directions et longueur a été trouvé comme bonne.

Mais pour corriger et amortir au maximum le manque de précision possible des visées topographiques, les histogrammes circulaires ont été construit avec des fourchettes directionnelles de 20°.

Une autre correction nécessaire a été faite de la déclinaison magnétique pour les plans anciens.

III.-1.3. Les histogrammes

Les plans topographiques vérifiés ont été analysés statistiquement par mesure de la longueur et de la direction de chaque segment rectiligne de galerie karstique (voir fig. 96).

Sur les plans à petite échelle (exemple : plan de l'aven d'Ornac) ou dans le cas de galeries de vastes dimensions ou de salles, il a été nécessaire de définir de grands axes et de petits axes (voir fig. 97). Les premiers correspondent aux axes principaux (allongement principal de la galerie ou de la salle), les seconds correspondants aux "digitations" de celle-ci, digitations causées par le passage de fractures le plus souvent comme il est possible de l'observer "in situ" ou comme les alignements stalagmitiques, reportés parfois sur les plans, le démontrent. Par convention, un petit axe ne sera mesuré que si sa longueur est supérieure à deux fois la largeur moyenne de la galerie (ou salle). Les petits axes et les grands axes d'un réseau karstique donnent des histogrammes assez proches en direction, les petits axes jouant un rôle minime en longueur par rapport aux grands axes.

Les alignements stalagmitiques, dont il vient d'être question, permettent parfois également, lorsqu'ils ont été reportés sur les plans, de préciser les axes de galeries lorsque les véritables axes de creusement, qui sont ceux de directions de fractures, sont recherchés, ou bien de les trouver dans le cas de vastes salles creusées par la jonction de plusieurs fractures karstifiées (noeuds de fractures).

Les données statistiques (de chaque réseau) intégrant les paramètres directions et longueurs, sont ensuite mis sous forme d'histogrammes circulaires comprenant des fourchettes directionnelles de 20 en 20°. La longueur de chaque fourchette est fonction du pourcentage de la longueur cumulée des galeries de cette direction par rapport au développement total du réseau karstique.

III.-1.4. Intérêt et limites de la méthode

L'intérêt de cette méthode statistique, appliquée à l'étude du karst, réside dans la nature des paramètres analysés qui permet la comparaison avec les études microtectoniques et photogéologiques.

Les limites de cette méthode sont dans son application aux seules parties pénétrables et explorées des réseaux karstiques. Mais le caractère généralisable, comme il le sera démontré plus loin, d'un seul histogramme à tous les réseaux karstiques d'une même zone structurale, permet l'analyse, avec un pourcentage important de représentabilité des données, d'histogrammes calculés d'après les mesures de réseaux partiellement explorés.

Mais il est évident qu'un réseau karstique devra avoir une longueur minimum pour pouvoir être représentatif du point de vue directionnel. Ce minimum semble être de l'ordre de 500 à 800 m de développement, dans le Bas-Vivarais. En dessous de ces chiffres, les réseaux se développeront le plus souvent dans une surface inférieure à la maille élémentaire de la fracturation et n'auront pas utilisé alors toutes les familles directionnelles de fractures favorables.

Par conséquent, plus un réseau sera étendu, plus l'histogramme qu'il sera possible d'en tirer sera représentatif du karst d'un secteur donné.

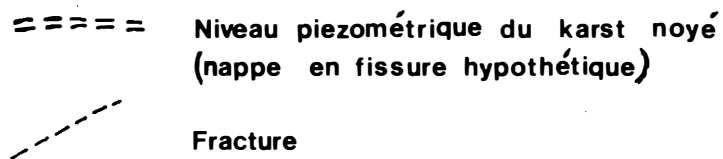
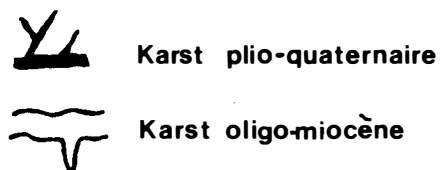
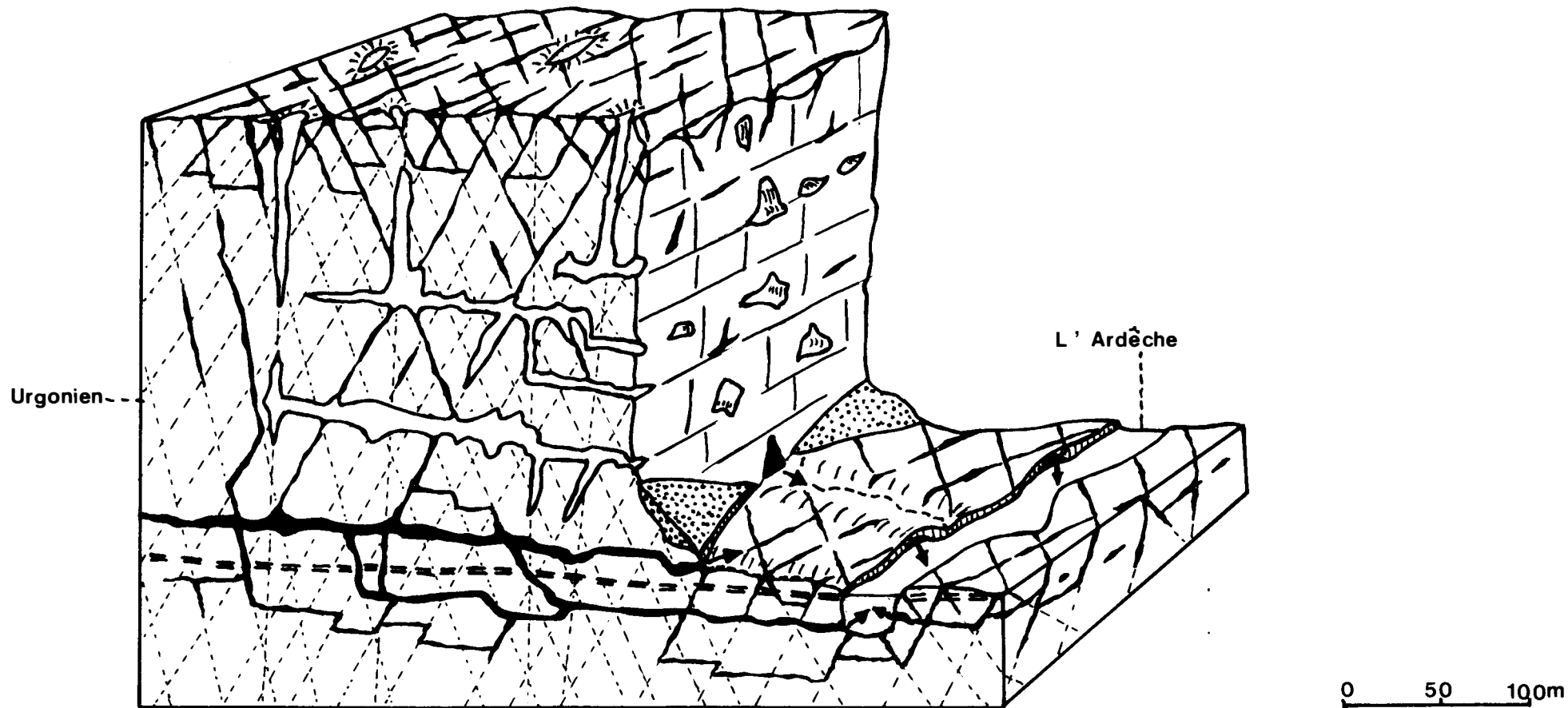
III.-2. ETUDE DU KARST

Le karst du Bas-Vivarais se présente selon le schéma classique (voir fig. 98) : les eaux de précipitation sont collectées en surface par les fractures ce qui produit une karstification superficielle par agrandissement de celles-ci (corrosion et érosion). Ce karst superficiel se développe au maximum dans les trentes premiers mètres du calcaire (son épaisseur, de 5 à 30 m, est variable selon l'intensité de la fracturation et selon le volume d'eau qui transite par son intermédiaire). Ce karst évolue dans le temps en s'approfondissant tandis que la tranche supérieure disparaît par érosion : ceci lui permet de garder toujours approximativement la même épaisseur (sauf lors des variations climatiques). A la base de cette tranche calcaire très karstifiée, les eaux sont collectées par quelques fractures qui les drainent vers des réseaux collecteurs (drains actifs) situés près du niveau de base de l'Ardèche, niveau sous lequel se trouve sans doute un karst noyé (nappe en fissure parcourue par quelques grands drains selon le schéma décrit par C. Droge dans le Languedoc).

Ces eaux sortent ensuite à la base du massif calcaire (souvent dans les gorges de l'Ardèche et, fréquemment même, au fond du lit de la rivière) par des exurgences ou des résurgences.

Le karst superficiel et les réseaux actifs sont donc du même âge.

FIG.98: REPRESENTATION SCHEMATIQUE DE DIFFERENTS TYPES DE KARST DANS LE BAS VIVARAIS



C'est un karst peu évolué, récent, dont le creusement s'est effectué entre le début du Pliocène et l'époque actuelle (pour les formes les plus actives et les moins évoluées). Ceci sera démontré par l'étude statistique des directions de ce karst (chapitre ultérieur).

Dans l'épaisseur du calcaire situé entre le karst superficiel et les réseaux actifs, **se développent de nombreux réseaux karstiques fossiles bien hiérarchisés**, très évolués, ayant subi un concrétionnement intense et correspondant aux différents stades de l'enfouissement des drains actifs. Les baisses successives du niveau de base, suivant sans doute l'enfoncement de l'Ardèche par surimposition au massif calcaire, ont entraîné l'abandon des galeries actives qui se sont fossilisées donnant de vastes réseaux karstiques horizontaux.

Ce karst évolué et fossile s'est creusé en grande partie antérieurement au Pliocène inférieur, entre le Crétacé supérieur et le Miocène supérieur comme cela sera démontré par l'étude statistique de ses directions (qui sont différentes de celles du karst récent). Le maximum de creusement karstique semble s'être produit durant l'Oligo-miocène.

Il est évident que les eaux karstiques recoupent ou utilisent encore parfois, dans leur descente vers le niveau de base actuel, certaines parties du karst ancien, ce qui entraîne des modifications dans les directions préférentielles et dans la morphologie de celui-ci.

Dans certains cas, la séparation n'est pas nette entre les deux types de karst, ceci pour plusieurs raisons :

- a) phénomènes de réutilisations et de recoupements.
- b) progressivité du passage dans le temps des directions préférentielles d'un type de karst à un autre (phénomène très progressif).
- c) existence de directions communes aux deux types de karst (exemple : goule de Foussoubie qui sera analysée plus loin).

Le karst du Bas-Vivarais peut donc se subdiviser schématiquement en deux types différents caractérisés chacun par plusieurs paramètres qui sont l'âge de creusement, les directions préférentielles et la morphologie :

1°) Un karst très évolué, en voie de comblement, souvent, par le concrétionnement, anté-pliocène, comprenant en particulier de grands réseaux karstiques subhorizontaux (fossiles) et des puits verticaux (avens lorsqu'ils débouchent à la surface).

2°) Un karst peu évolué, plio-quaternaire, encore en voie de creusement, comprenant des fissures peu élargies, en surface surtout, et des résurgences et exurgences (exutoires des drains actifs) situés non loin du niveau de base de l'Ardèche.

III.-2.1. Le karst anté-pliocène

a) Description

Le karst ancien qui, comme il le sera démontré plus loin, s'est creusé entre la fin du Crétacé et la fin du Miocène, est un karst évolué, comprenant souvent des galeries de grand diamètre qui se développent parfois en réseaux pénétrables plurikilométriques.

Ce karst se développe préférentiellement autour d'un niveau de base fossile, correspondant sans doute au niveau de base de l'Ardèche à l'époque du maximum de creusement karstique, qui se situe actuellement à une altitude comprise entre 80 mètres (dans la zone de l'entrée des gorges de l'Ardèche vers le Pont d'Arc) et 250 mètres (dans le centre des gorges).

Les variations en altitude, parfois importantes, de ce niveau de base préférentiel fossile sont explicable par les mouvements verticaux (en particulier subsidence de la région de Vallon) qui ont affecté le Bas-Vivaraïs durant l'Oligo-Miocène.

Les plus anciennes galeries de ce karst sont sans doute les réseaux Nord-Sud de la région de l'entrée des gorges de l'Ardèche : grotte des Chataigniers, grotte d'Ebbo, grotte de la Vacheresse, etc.. (voir plans sur la fig. 99). Ces réseaux ont pu être protégés de l'érosion dans ce secteur par la subsidence du bassin d'Alès tout proche qui les a conservé à un niveau très proche de celui de l'Ardèche actuelle (les mouvements descendants de la subsidence compensant les mouvements ascendants régionaux ayant provoqué la surimposition de la rivière). Ces réseaux sont très concrétionnés et de longueur réduite, sans doute du fait d'un concrétionnement intense qui a comblé ou obturé de nombreuses galeries.

Ce karst ancien comprend également des réseaux de grandes dimensions dont les principaux ayant été étudiés sont : la goulle de Foussoubie dans la zone structurale 2, les grottes de St Marcel, l'aven d'Orgnac et le réseau Midroi-Rochas dans la zone structurale 3.

Ceux-ci seront décrits plus loin.

Tous ces réseaux sont d'anciens drains, fossiles (sauf pour certains réseaux encore en partie actifs comme la goulle de Foussoubie par exemple) correspondant à différents stades de l'enfouissement du karst.

L'érosion post-Miocène a détruite les manifestations superficielles de ce karst (fissures peu élargies collectant les eaux de précipitation) ainsi que certains réseaux déjà évolués et hiérarchisés dans les secteurs où elle a été plus intense.

C'est ainsi que, dans la région au NW d'Orgnac, des fouilles préhistoriques à Orgnac 3 (J. Combier) ont permis de mettre en évidence la présence d'une ancienne galerie karstique (du type de l'aven d'Orgnac) dans laquelle, la voute s'étant effondrée avant la fin du Pleistocène moyen, se sont accumulés des éboulis et des sédiments glaciaires et interglaciaires du Pleistocène moyen et qui a été habitée par l'homme dès cette époque (industrie acheuleenne).

FIG.99: Les reseaux Nord Sud antépliocene
du secteur du Pont d'Arc

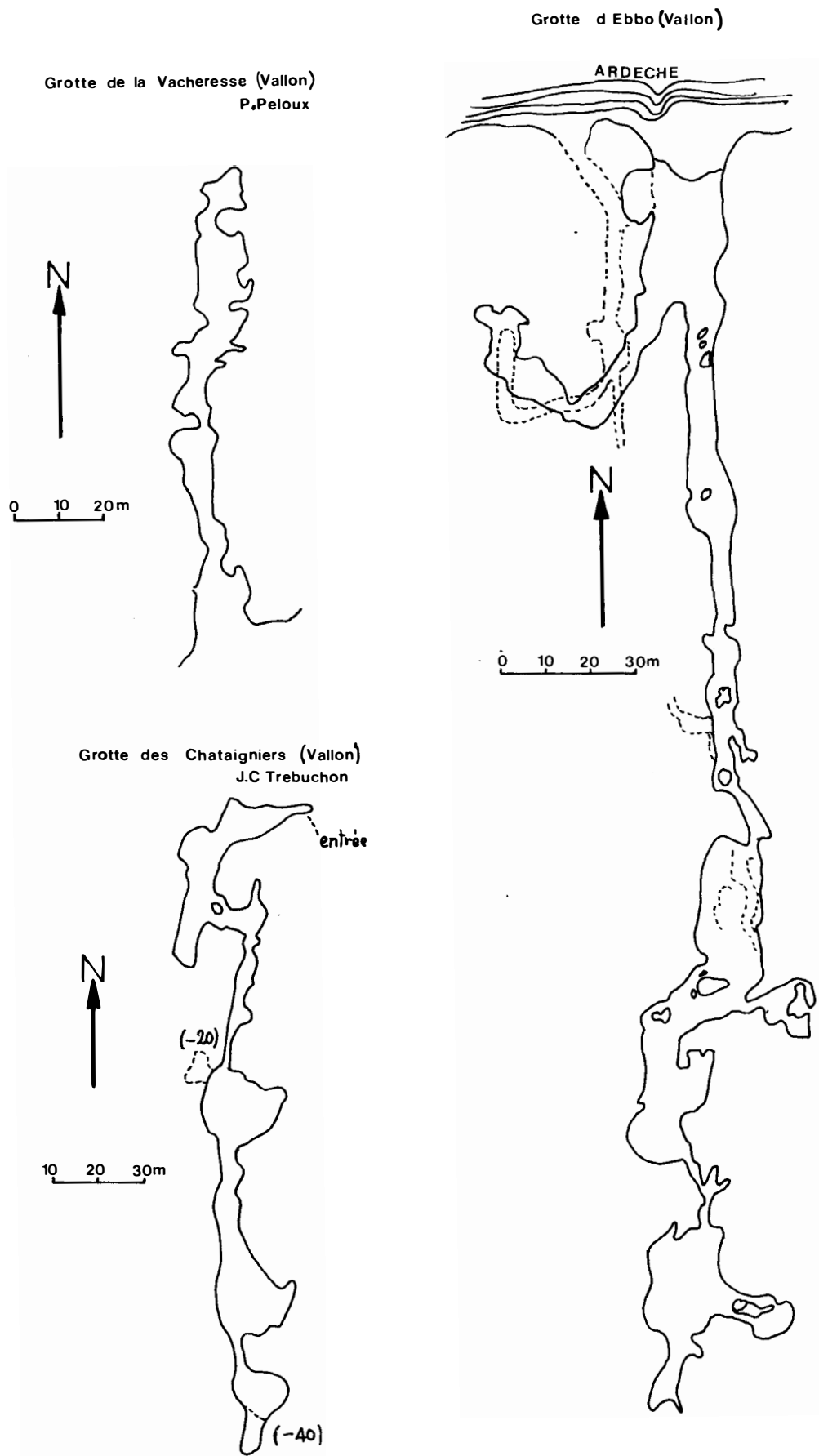
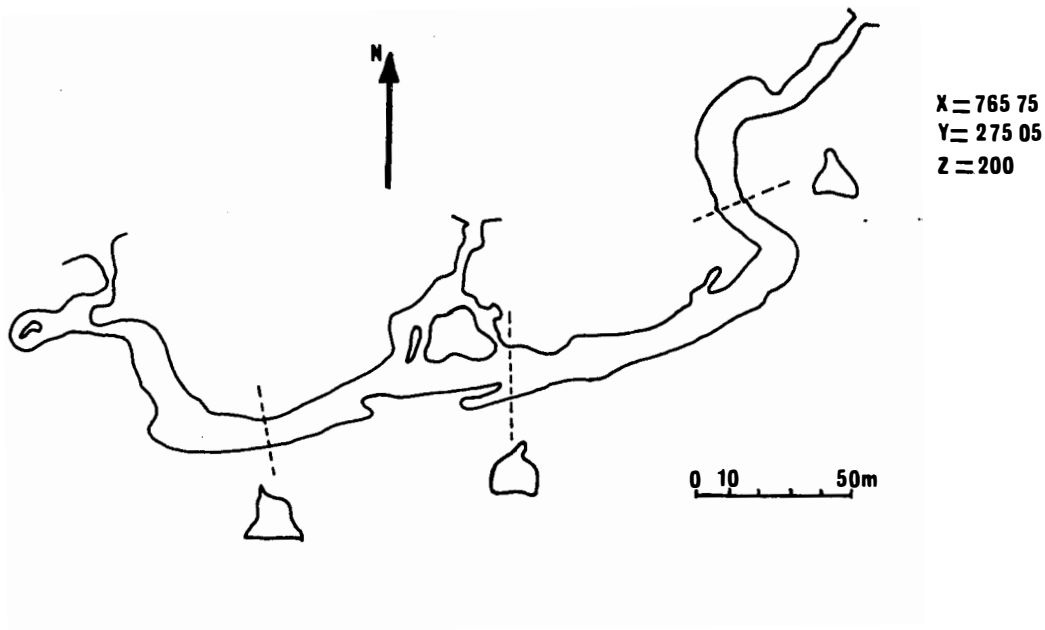
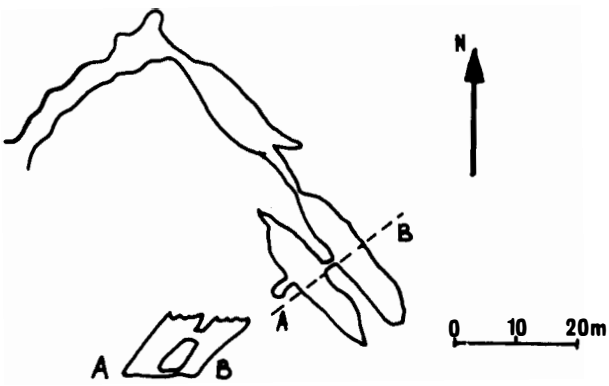


Fig:100 Plans de quelques réseaux karstiques antepliocènes de la zone structurale 2 (suite)

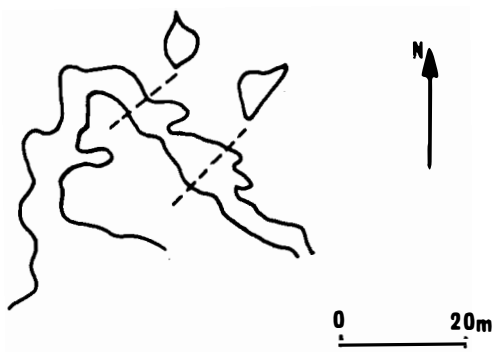
Grotte du Derocs (VALLON)
(J.C Trabuchon)



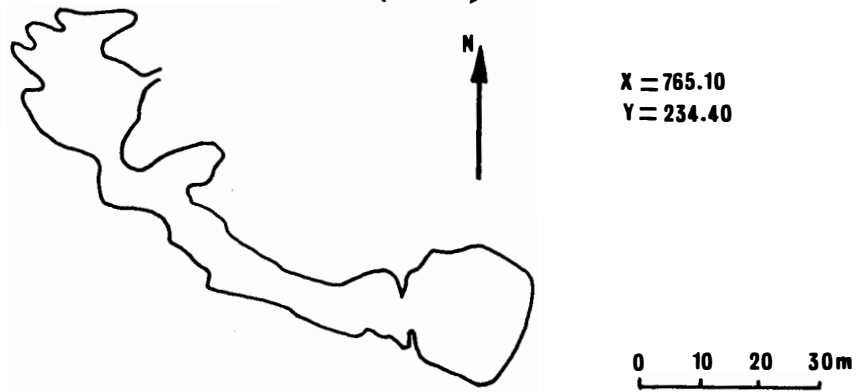
Grotte de Fabrege (Gras)



Grotte de la Bergerie du Planchard (VALLON)
(P. Peloux)



Aven de la plaine de Gras (VALLON)
(P. Peloux)



De cet aven d'effondrement, il ne reste à l'heure actuelle qu'un vague dépression comblée d'éboulis et de terre. Dans le même secteur, une énorme galerie dont le plafond s'est effondré, forme un vaste aven (Beaume de Ronze). Les galeries de l'aven d'Orgnac lui même se trouvent en certains endroits très près de la surface topographique actuelle, ce qui est la cause de l'effondrement formant l'entrée naturelle.

Il est ainsi possible de se rendre compte de l'importance qu'a pu prendre l'érosion superficielle durant le Quaternaire seulement, ainsi que la vitesse d'évolution d'une cavité karstique attaquée par celle-ci. Cet exemple confirme également l'ancienneté de certaines formes du karst du Bas-Vivaraïs, ancienneté confirmée par la présence d'une cavité karstique à remplissage pliocène (P. Georges), l'aven de Mélias, a une quinzaine de kilomètres de la région étudiée.

Le problème des grands avens du secteur à l'Ouest de Bidon est un peu particulier. Presque toujours verticaux, ils rejoignent par des puits (parfois d'un seul jet) le niveau de base préférentiel fossile Oligo-miocène : Faux Marzal (profondeur 230 m), Vigne Close (prof. 200 m), Marzal, Font Longue etc.. Ce sont apparemment des structures du karst ancien (puits d'anciens réseaux dont les galeries supérieures ont été détruites par l'érosion). Ceci est net par exemple pour l'aven Marzal qui, morphologiquement, peut se rapprocher de l'aven d'Orgnac et dont la direction Nord-Sud des galeries permet, comme il le sera démontré plus loin, de le rattacher au karst oligo-miocène.

La région de Bidon, proche du coeur du "bombement" Urgonien, a subi une érosion intense depuis le Miocène. Les avens comme Vigne Close et Faux Marzal peuvent donc se comparer aux grands puits s'ouvrant dans les galeries de l'aven d'Orgnac (voir coupe de la fig. 108) : l'érosion, plus forte vers Bidon que vers Orgnac, ayant enlevé complètement la masse calcaire contenant les galeries subhorizontales, seuls les puits y sont encore visibles.

Mais il est possible qu'il y ait eu parfois une reprise du processus de la karstification durant le Plio-Quaternaire par réutilisation de ces conduits anciens, ce qui est montré par la présence d'un réseau actif, non pénétrable, au fond de l'aven de Vigne Close.

Il faut noter que ces grands avens se situent en général à la limite entre les zones structurales 2 et 3 (secteur de Bidon).

b) Les directions préférentielles des principaux réseaux karstiques anté-pliocènes

L'étude des directions préférentielles du karst ancien conduit à séparer les réseaux de chaque zone structurale.

- La zone structurale 1 ne possède pas de réseau karstiques important, les facies calcaires y étant peu développés dans le secteur étudié.

- Dans la zone structurale 2 se trouvent de nombreux réseaux karstiques anciens qui, en dehors de la Goulle de Foussoubie, sont de longueur pé- nétrable réduite. Ces courts réseaux, composés de galeries parfois de grand diamètre, montrent une orientation préférentielle (voir fig. 102) suivant surtout quatre directions :

- Nord-Sud (ex. : grotte d'Ebbo et les réseaux dont il a été question plus haut. voir fig. 99).
- Est-Ouest (ex. : Aven de la plaine de Gras, Grotte du Derocs, voir fig. 100).
- 035 à 075 avec un maximum pour 055 à 075.
- 140 à 150 (ex. : Grotte de Fabrège, grotte de la Bergerie de Planchard, voir fig. 100).

Mais il faut noter que trois de ces directions préférentielles du Karst ancien, 035 à 075, 140 à 150 et surtout Est-Ouest, sont communes avec le karst récent dans cette zone structurale 2, ce qui rend parfois difficile la différenciation entre les structures karstiques dues à l'une ou l'autre période de creusement. A ceci vient s'ajouter les phénomènes déjà cités de réutilisation récente et de recouplement de certaines parties du karst ancien par le karst récent.

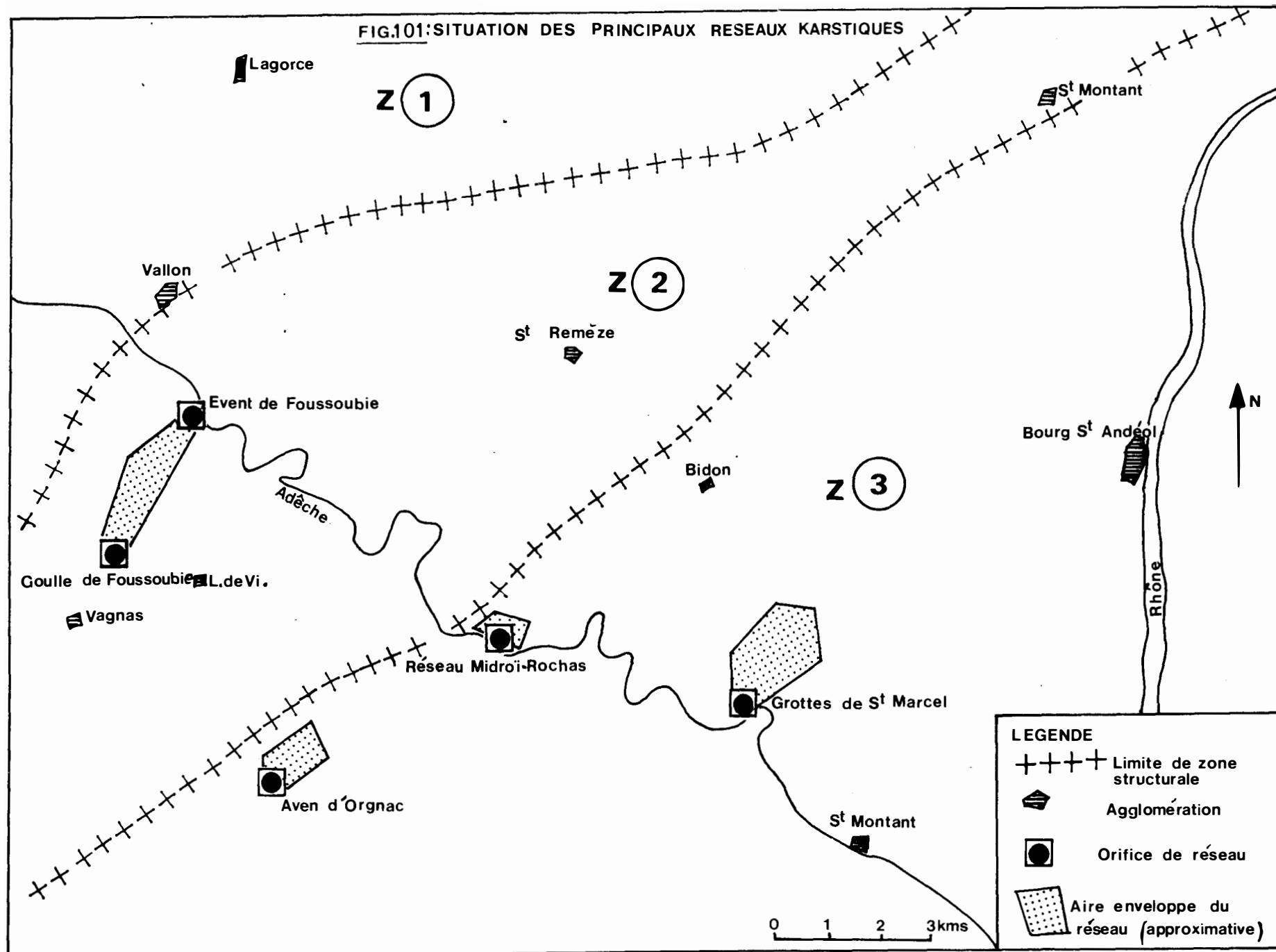
Les seules méthodes de différenciations possibles seront donc basées sur l'altitude des réseaux se développant suivant ces directions non spécifiques, sur leur morphologie et sur leur degré d'activité comme drains karstiques.

Un seul grand réseau, par son développement important (12 kilomètres) dépasse la maille élémentaire de la fracturation et permet de connaître ainsi l'histogramme directionnel caractéristique de la zone structurale 2. Il s'agit de la Goulle de Foussoubie* (voir plan de situation sur la fig. 101).

Ce réseau karstique a été creusé essentiellement par la perte d'une rivière, la Planche, en bordure de la dépression de Labastide de Virac, qui s'est écoulé par un parcours souterrain vers les gorges de l'Ardèche dans lesquelles elle se déverse par une grosse résurgence : l'évent de Foussoubie.

*La Goulle de Foussoubie a été explorée et topographiée par de nombreux spéléologues français et étrangers qu'il n'est pas possible de citer ici par manque de place.

FIG.101: SITUATION DES PRINCIPAUX RESEAUX KARSTIQUES



**ORIENTATION PREFERENTIELLE (schematique)
DU KARST ANTEPLIOCENE.**

FIG.102: DANS LA ZONE STRUCTURALE 2

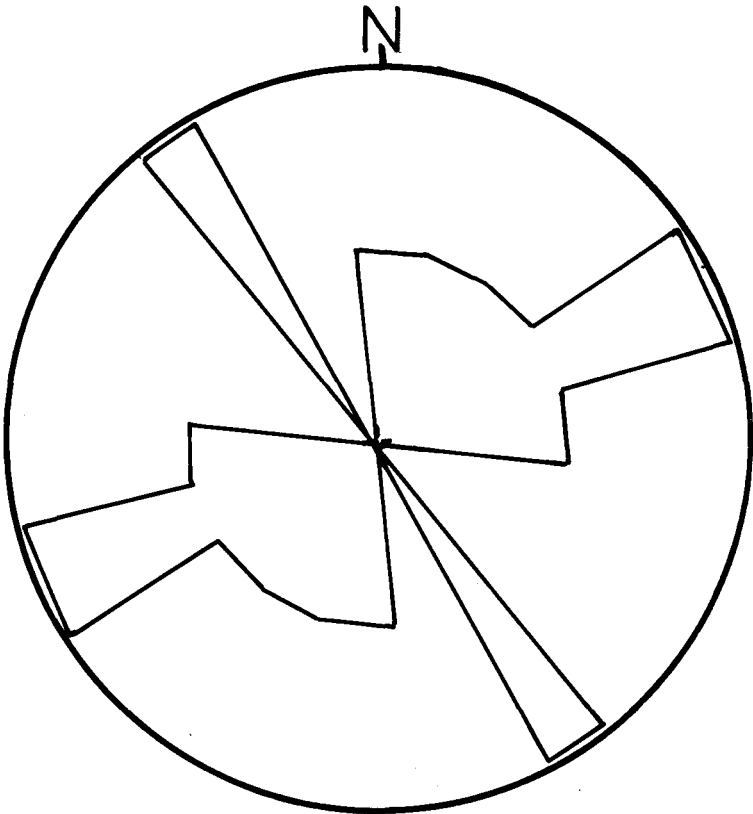
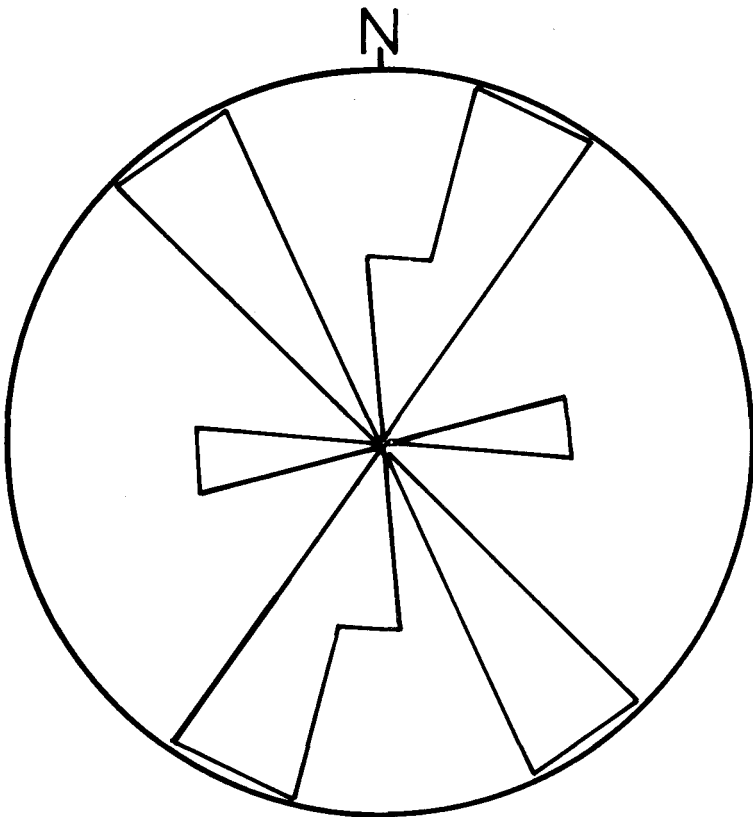
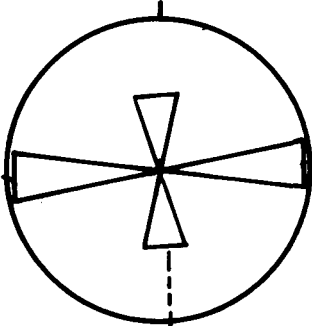


FIG.103:DANS LA ZONE STRUCTURALE 3



LEGENDE



maximum
principal

Maximum secondaire

FIG.104: GOULLE DE FOUSSOUBIE

PLAN

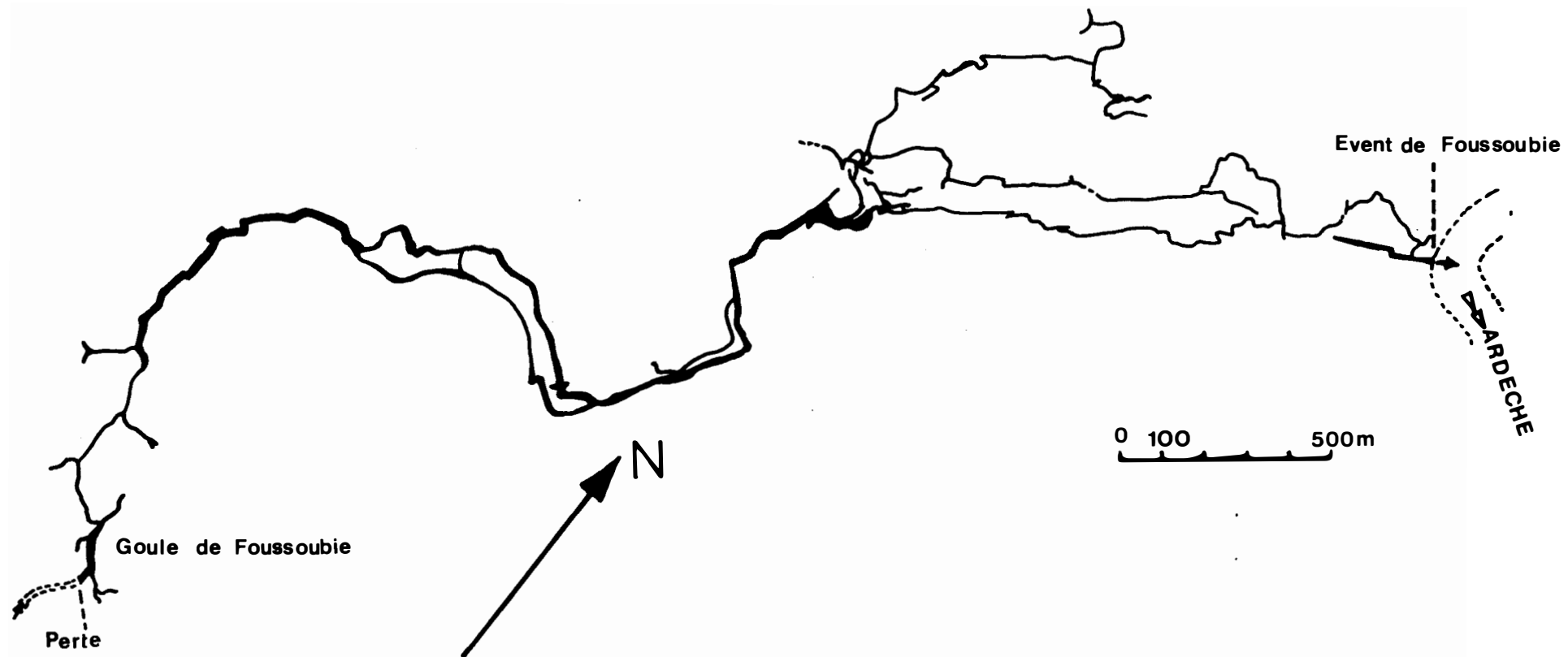
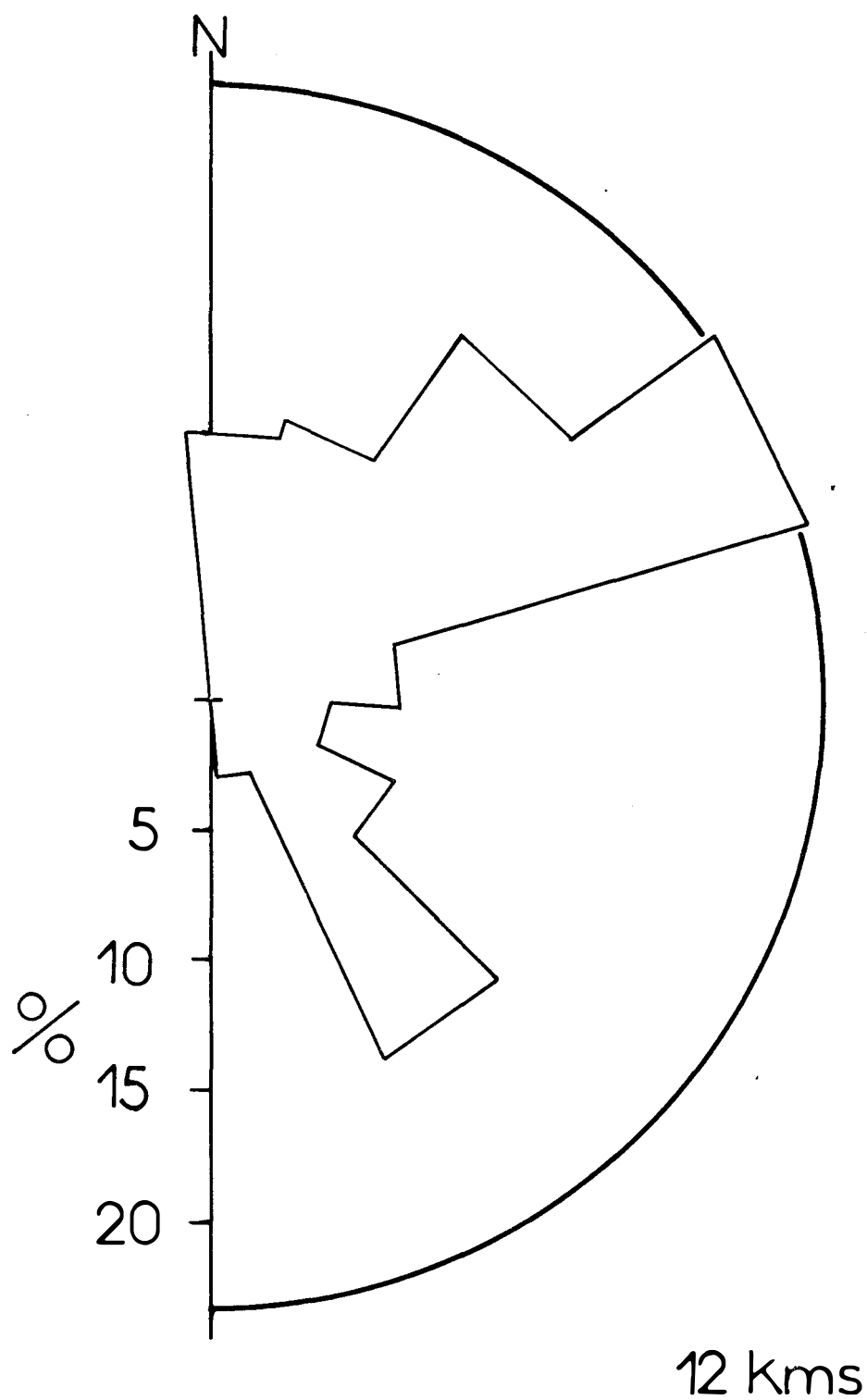


FIG. 105 : GOULLE DE FOUSSOUBIE (HISTOGRAMME)



La rivière suivait auparavant un parcours aérien dont on voit encore le tracé sur les photographies aériennes et, par pertes successives et recul de celles-ci dans le temps, cette rivière a pris un cours souterrain.

Des réseaux fossiles témoignent de cet enfoncement progressif. Des affluents actifs se déversent en certains points de la rivière souterraine (voir plan sur la fig. 104).

Il faut noter également des pertes de celle-ci vers l'Est, sur des fractures conduisant une partie des eaux plus en aval dans les gorges de l'Ardèche (résurgence de la source de Valmalle).

Il est très délicat de classer la Goulle de Foussoubie entièrement dans le karst ancien car une partie importante du réseau est encore active. Mais il est certain qu'une certaine proportion des galeries (fossiles surtout) du réseau est anté-pliocène car, si sur l'histogramme global (voir fig. 105) de la Goulle, on retrouve les directions préférentielles communes aux deux types de karst de cette zone structurale : 035 à 075 (maximum pour 055 à 075), 075 à 095 et 140 à 150, on voit également apparaître les directions subméridiennes 355 à 025 qui sont statistiquement caractéristiques du karst ancien.

- Dans la zone structurale 3, se trouvent les principaux réseaux karstiques anté-pliocènes, verticaux (il s'agit de grands avens qui ont déjà été décrits) et horizontaux.

Leurs directions préférentielles caractéristiques sont (voir fig. 103) 355 à 035 (maximum net pour 015 à 035) et 135 à 175 (maximum pour 135 à 155).

Le maximum directionnel Est-Ouest (surtout 075 à 095); qui se retrouvera sur tous les histogrammes des réseaux karstiques anté-pliocènes de la zone structurale 3, est due à l'influence de la karstification plio-quaternaire (phénomène de réutilisation, de recouplement, de réseaux actifs) et peut être en partie à l'influence du rejeu alpin de fractures coupant les réseaux anciens (ce qui sera étudié plus loin).

Le premier grand réseau de cette zone structurale est celui des grottes de St Marcel* (X : 775,7, Y : 227,6, Z : 100). Elles développent, sous le plateau se trouvant entre St Marcel et Bidon, un complexe de galeries actives et fossiles dépassant les 20 kilomètres de longueur mais dont 14,2 km seulement ont été topographiés (en 1972).

* Les grottes de St Marcel ont été explorées tout d'abord par Martel, puis par de nombreux groupes spéléologiques ou spéléologues isolés dont les principaux sont : le groupe spéléologique du Forez, le groupe spéléo. de St Marcel et R. Courbis.

FIG.106 \GROTTE DE S^tMARCEL (PLAN)

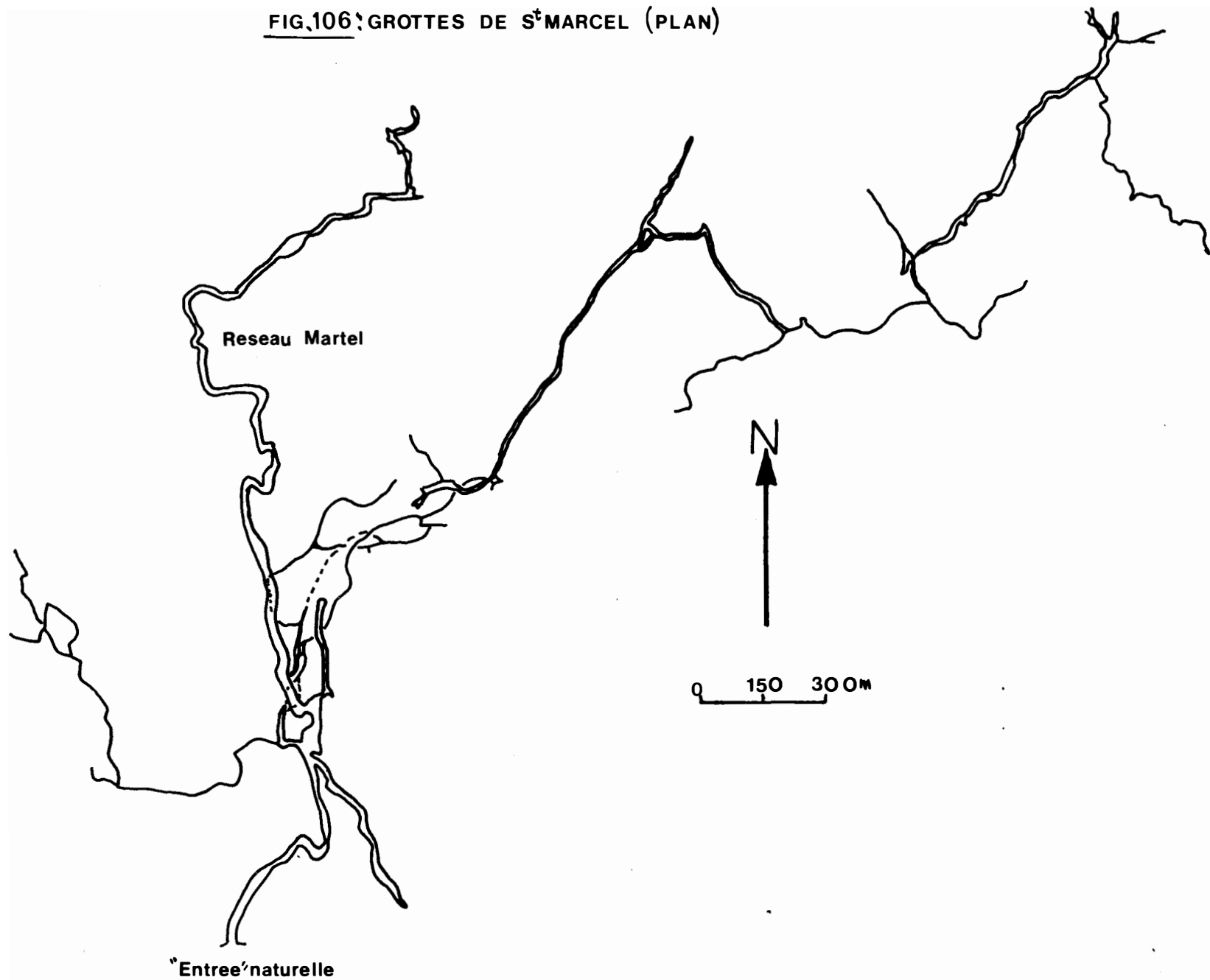
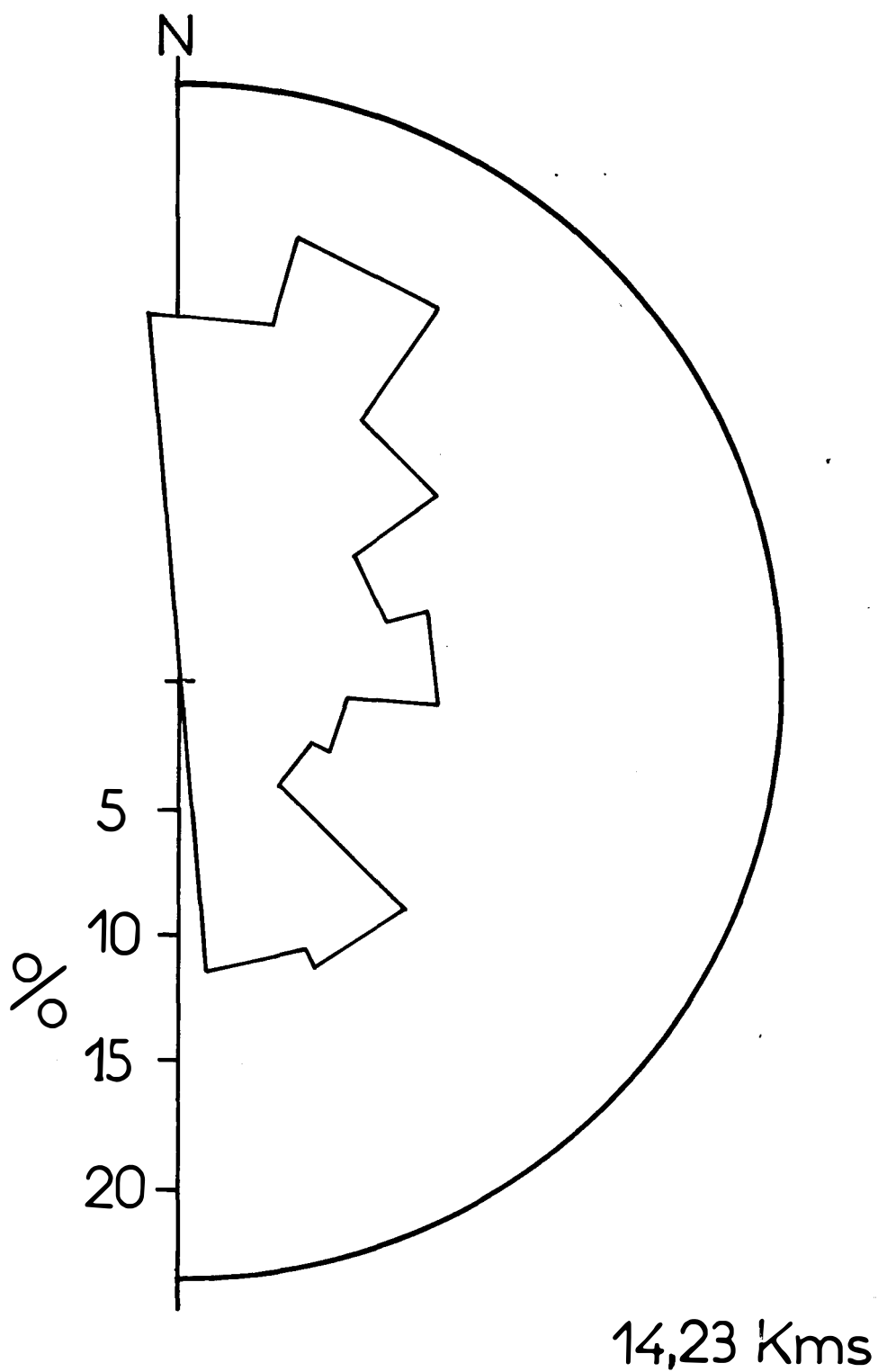


FIG.107: GROTTES DE S^t MARCEL (HISTOGRAMME)



Les grottes de St Marcel peuvent se subdiviser en plusieurs parties (voir plan sur fig. 106):

Le réseau Martel est un vaste réseau fossile concrétionné, formé de galeries ayant souvent un fort diamètre (largeur de 10 m sur 20 m de hauteur parfois) et qui correspondent selon toute vraisemblance à une ancienne rivière souterraine résurgant dans les gorges de l'Ardèche.

Sur ce premier complexe de galeries débouchent deux autres réseaux groupés sous le nom de réseau Courbis : l'un se dirige vers l'Ouest et rejoint par des puits, le niveau de l'Ardèche (présence d'eau contenant des têtards et des branchages) et se trouve très certainement en communication avec un karst noyé ; l'autre se dirige vers le NE, formant un grand réseau fossile, très concrétionné, proche de la surface parfois (ce qui a permis le creusement d'une entrée artificielle à plusieurs kilomètres de l'entrée naturelle) au fond duquel on trouve un second réseau actif indépendant du premier, ce qui est prouvé par des différences de température et de chimie des eaux, qui semble s'écouler vers la vallée du Rhône.

Les grottes de St Marcel sont formées surtout de galeries de pente, le plus souvent faible, les puits étant relativement peu fréquents.

L'histogramme circulaire de la fig. 107, représentant les résultats de l'étude statistique, de ce réseau, montre que celui ci est en grande partie anté-pliocène par ses directions caractéristiques.

L'aven d'Orgnac se trouve lui, près du village d'Orgnac comme son nom l'indique (voir situation sur la fig. 101). Ce réseau a un développement actuel de 3,7 kilomètres (4,8 kilomètres en cumulant grands et petits axes). Cet aven a été exploré tout d'abord par R. de Joly, puis par le Centre Spéléologique de Vallon (J.C. Trebuchon) qui, par désobstruction, découvrit plusieurs kilomètres de galeries.

Ce réseau, entièrement fossile et très concrétionné, se compose (voir plan et coupe sur la fig. 108) de galeries subhorizontales de grande dimension (parfois très près de la surface comme la salle d'entrée communiquant par un puit d'effondrement avec l'extérieur), trouées par endroits de puits descendant verticalement de 150 à 200 mètres avant de s'arrêter sur des remplissages.

Les directions de ce réseau de l'aven d'Orgnac (voir histogramme de la fig. 109) permettent de le rattacher nettement au karst anté-pliocène, malgré un certain pourcentage directionnel Est-Ouest, que l'on retrouve dans tous les réseaux de cette époque, du soit à des réutilisations par le karst plio-quaternaire, soit à une évolution active s'étant poursuivie encore quelques temps durant le Pliocène.

Le réseau Midroï-Rochas a été étudié, malgré son développement assez faible (1615 m) dans le but de préciser l'influence de la diminution de l'échantillonnage sur les maxima directionnels.

FIG.108: AVEN D'ORGNAC

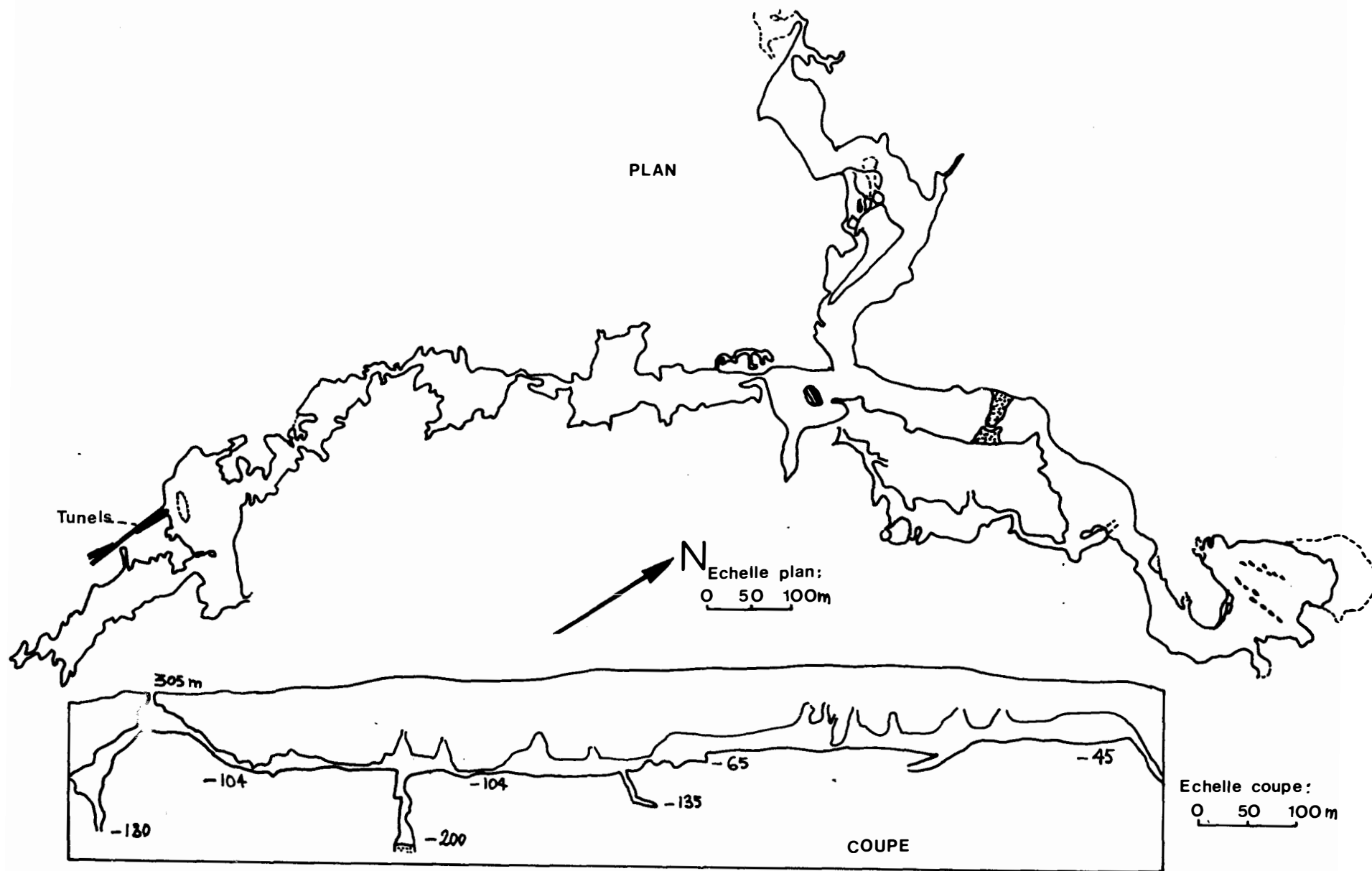


FIG.109: AVEN D'ORGNAC HISTOGRAMME

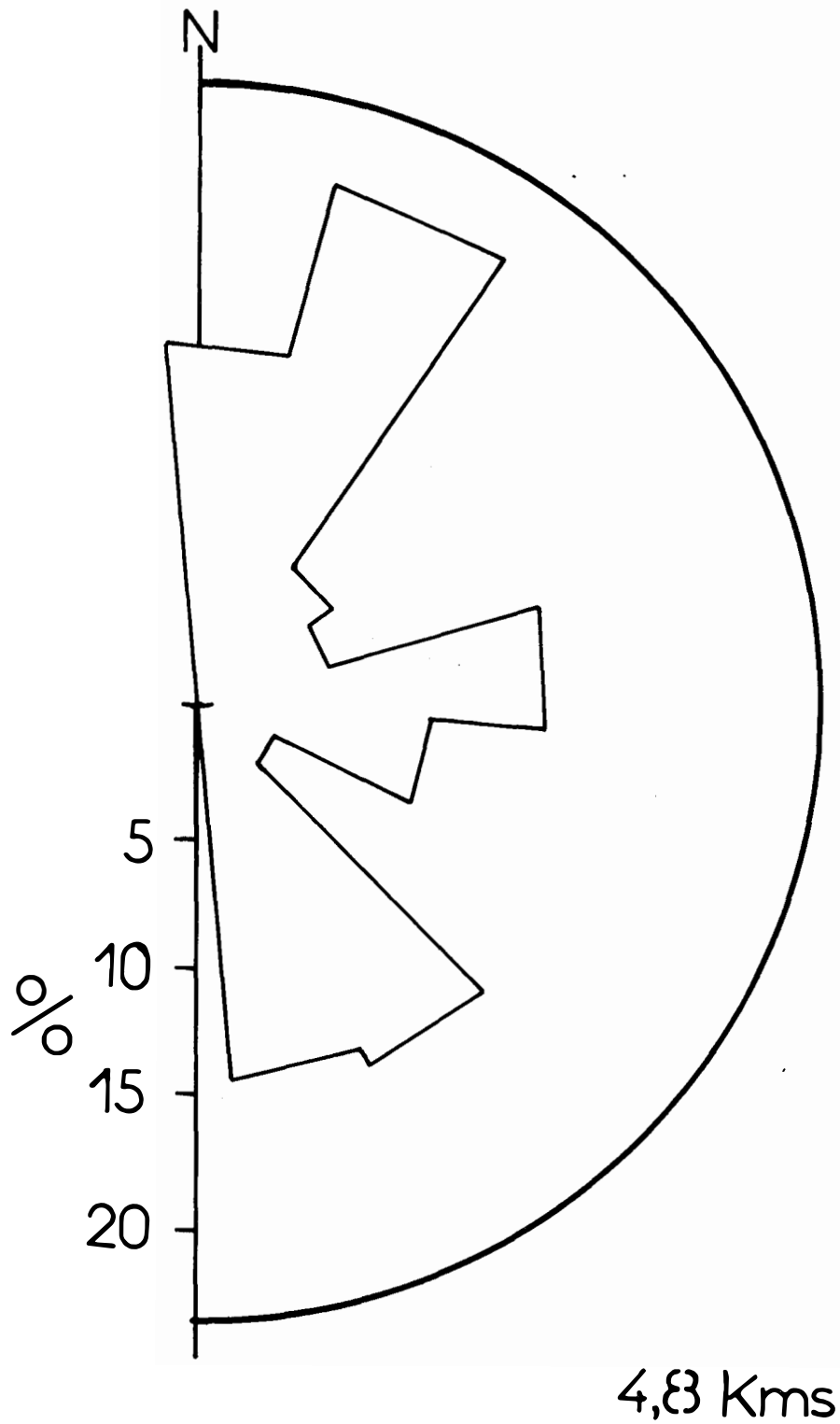
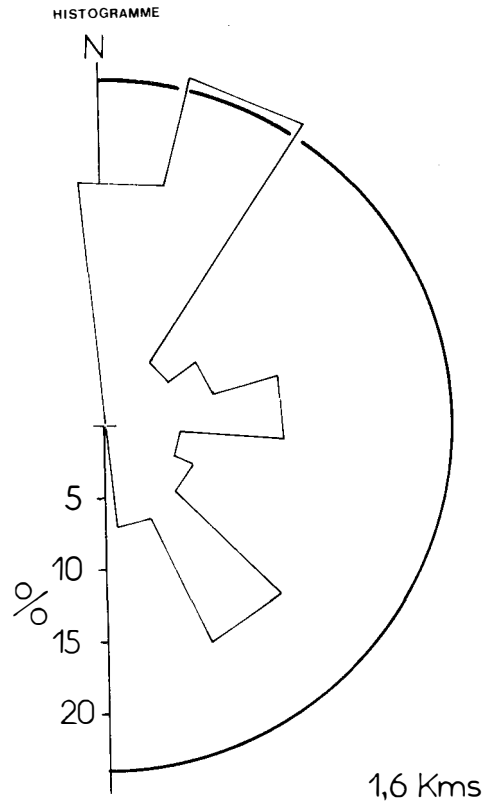
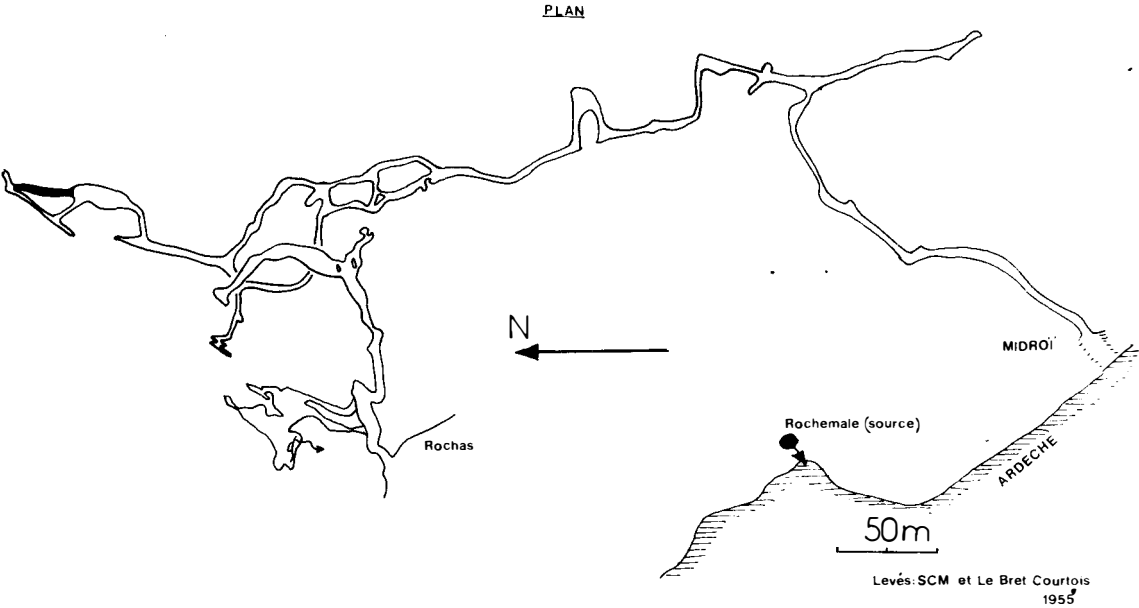


FIG 110 LE RESEAU MIDROÏ-ROCHAS (Zone structurale 3)



Ce réseau comprend deux cavités (voir fig. 110) ne communiquant pas mais très proches l'une de l'autre. L'aven de Rochas est formé de puits verticaux faisant communiquer entre elles des galeries horizontales très concrétionnées. Au fond s'écoule une petite rivière. La grotte de Midroï est surtout composée de galeries subhorizontales.

Ces deux cavités composent nettement les divers stades d'enfouissement d'un même complexe karstique. La source de Richemale, dans le lit de l'Ardèche, sous Midroï, représente l'ultime stade d'enfouissement de ce réseau, Midroï ne servant d'exutoire que lors des précipitations importantes.

Malgré son faible développement, ce réseau possède les mêmes caractéristiques directionnelles que les autres réseaux plus importants de cette zone structurale 3 (voir histogramme sur la fig. 110).

Dans cette zone structurale se trouvent d'autres réseaux de développement plus faible (grotte de la Madeleine, grotte du Barrage, etc..).

Ces réseaux, très nombreux, suivent certaines des directions caractéristiques du karst anté-pliocène (une ou deux mais parfois toutes si leur développement est suffisant).

III.-2.2. Le karst plio-quaternaire

a) Description

Le karst récent, plio-quaternaire (cet âge étant donné relativement à son degré d'évolution et par comparaison avec l'âge des accidents tectoniques qu'il utilise, voir chapitre ultérieur) se décompose, comme il l'a été dit plus haut, en un karst superficiel et en un karst actif profond.

- Le karst superficiel, affectant au maximum les trente premiers mètres du calcaire, est impénétrable le plus souvent. Il s'est formé par agrandissement des fractures par les eaux atmosphériques (pluie ou neige).

Ces fractures karstifiées se présentent sous plusieurs formes suivant leur degré d'évolution (voir fig. 111) :

— Lorsque ces fractures sont à peine agrandies, elles forment des sortes de lapiez allongés avec parfois des ouvertures collectant les eaux de ruissellement.

— Dans un stade ultérieur, ces fractures ayant été fortement corrodées forme des fossés, long parfois de plusieurs centaines de mètres, se retrécissant vers le bas ("en sifflets") à une profondeur variant entre 1 et 10 mètres. La végétation pousse dans ces fossés, sur de l'argile ayant sédimenté dans des zones plus étroites. C'est ainsi que naissent les alignements d'arbres poussant au milieu de vastes dalles calcaires (et qui sont nettement visibles sur les photographies aériennes. Exemple : sur les photographies de la fig. 81).

— Lorsque ces fractures sont un peu plus élargies, elles se présentent souvent soit remplies en partie d'argile rouge (de décalcification) entraînées de la surface vers la profondeur (et se formant également sur place comme résidu de la corrosion des parois), soit comme non remplies, ouvertes et souvent concrétionnées (coulées de calcite sur les parois dues au ruissellement des eaux de précipitation sur celles-ci).

A la base de la tranche très karstifiée, les eaux de précipitation atmosphérique rejoignent soit par de petits conduits (diamètre de 1 à 10 centimètre) suivant les joints de stratification, soit par recoupement, les fractures les plus favorables à leur enfouissement (voir fig. 112). On a ainsi une hiérarchisation vers le bas.

Ces eaux, suivant seulement quelques fractures favorables, descendent ensuite vers le bas du massif calcaire, recoupant fréquemment les anciens réseaux karstiques (et les réutilisant sur certaines longueurs).

Selon leur degré de karstification et le débit qui transite par leur intermédiaire, ces fractures collectrices provoquent deux phénomènes différents dans les réseaux du karst ancien lorsqu'elles les recoupent (voir fig. 113). Si la fracture est employée par des débits assez forts, elle provoquera un réseau étroit, souvent en puits, recoupant la galerie fossile ; si les débits sont faibles, la fracture au contraire concrétionnera, provoquant des alignements de concrétions (ou de coulées sur les parois) qui, s'ils sont importants, peuvent obstruer la galerie fossile. Tous les intermédiaires sont possibles et il arrive fréquemment que l'eau, arrivée au plafond d'une galerie ancienne, utilise ensuite celle-ci.

— Le karst profond plio-quaternaire est l'aboutissement des eaux dont on vient de décrire le cheminement. C'est donc un karst actif, le plus souvent composé de resurgences et d'exurgences en communication probable, pour certaines, avec un karst noyé situé sous le niveau de l'Ardèche (karst noyé prouvé par de nombreuses galeries karstiques à écoulement sous pression, situées sous le niveau de cette rivière).

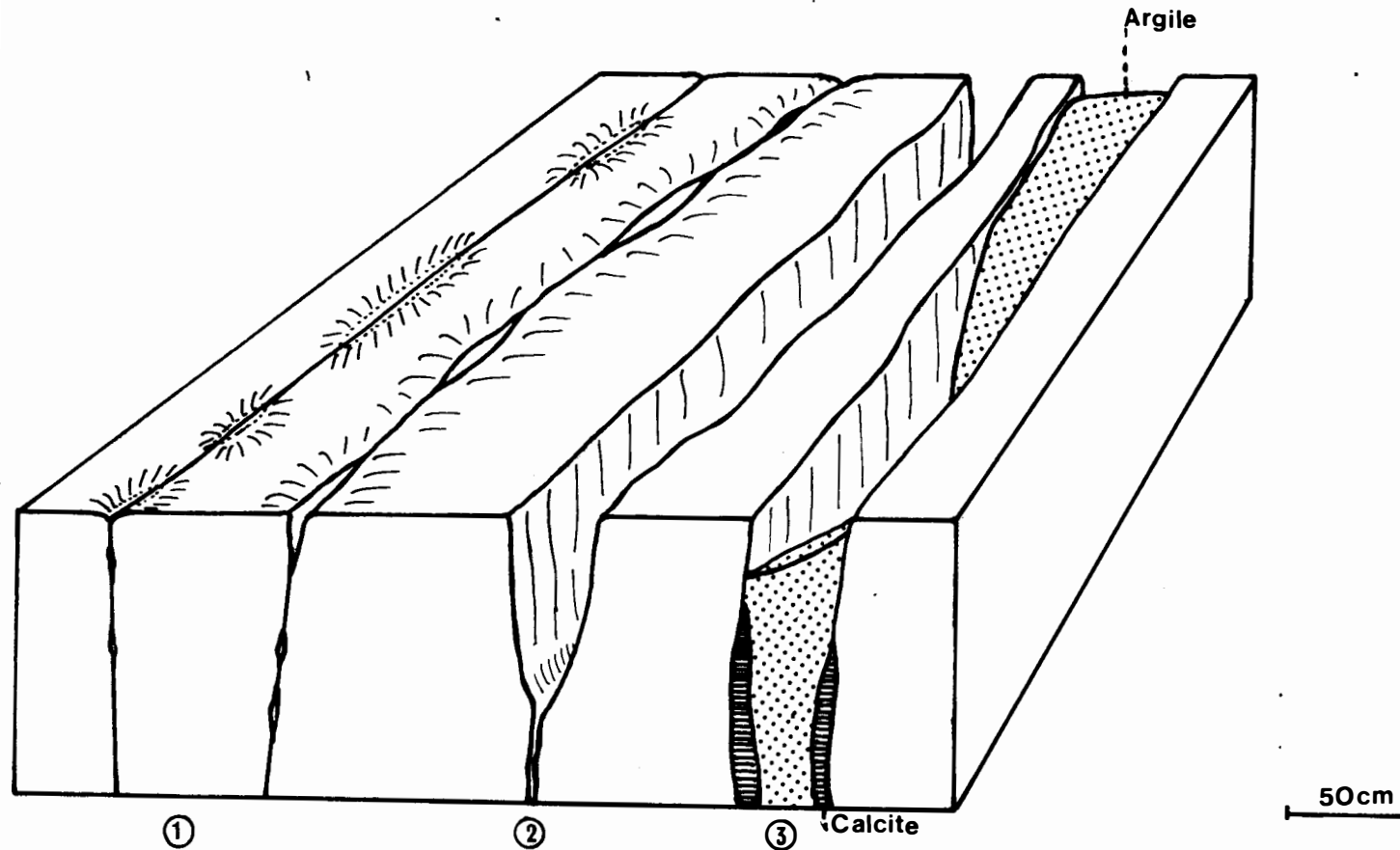
Les sorties d'eau se font au niveau de l'Ardèche, parfois même au fond de son lit.

Ce sont des réseaux impénétrables souvent, ou bien pénétrables sur quelques centaines de mètres lorsqu'ils sont un peu plus anciens et sont donc au dessus du niveau de l'Ardèche, ne servant d'exutoire que lors des crues importantes.

L'Ardèche ne s'étant enfoncée que de quelques dizaines de mètres au plus (20 à 30 m) depuis le début du Pliocène, ces réseaux plio-quaternaires s'étageront donc jusqu'à, au maximum, 20 à 30 m en dessus du niveau actuel de cette rivière.

Les réseaux les plus élevés en altitude sont fossiles mais communiquent souvent avec des réseaux actifs.

FIG.111: LES DIFFERENTES FORMES DU KARST SUPERFICIEL DANS LE BAS-VIVARAIS



- ① Stade1- Lapiaz orienté selon des fractures
- ② Stade2- Fissures élargies pénétrables sur un ou deux mètres
- ③ Stade3- Fissures très élargies mais en partie remplies d'argile. Concrétions sur les parois (coulées de calcite)

FIG.112: HIERARCHISATION VERS LE BAS DU KARST SUPERFICIEL DANS LE BAS VIVARAIS

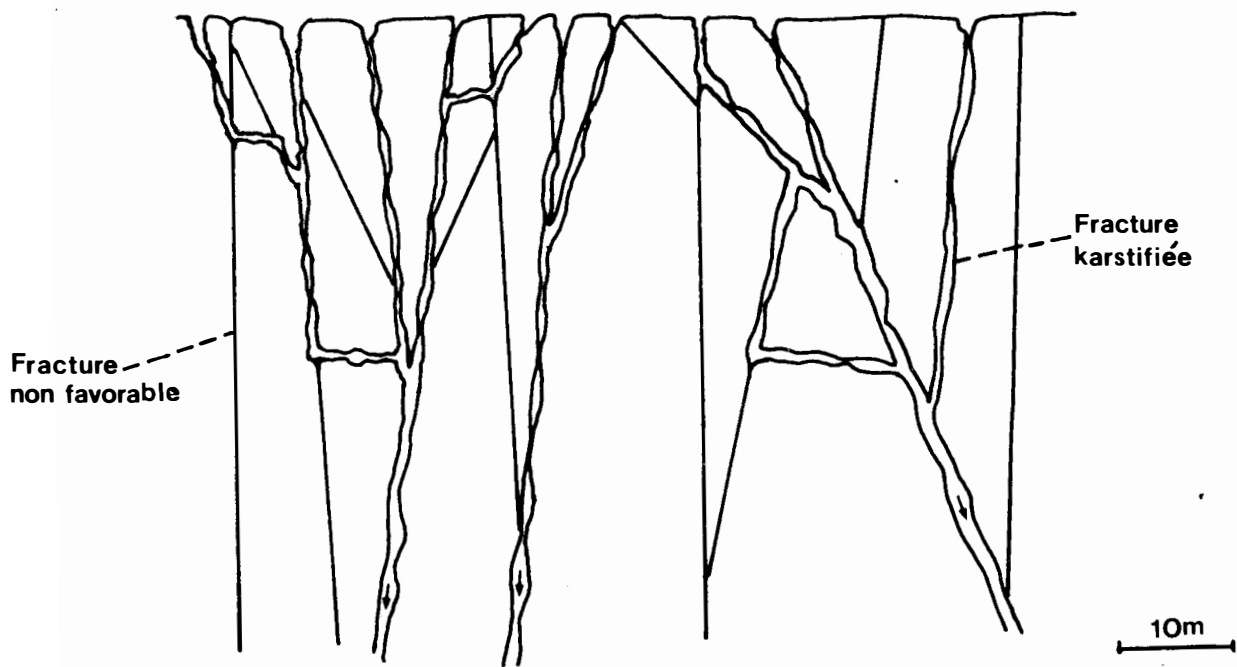
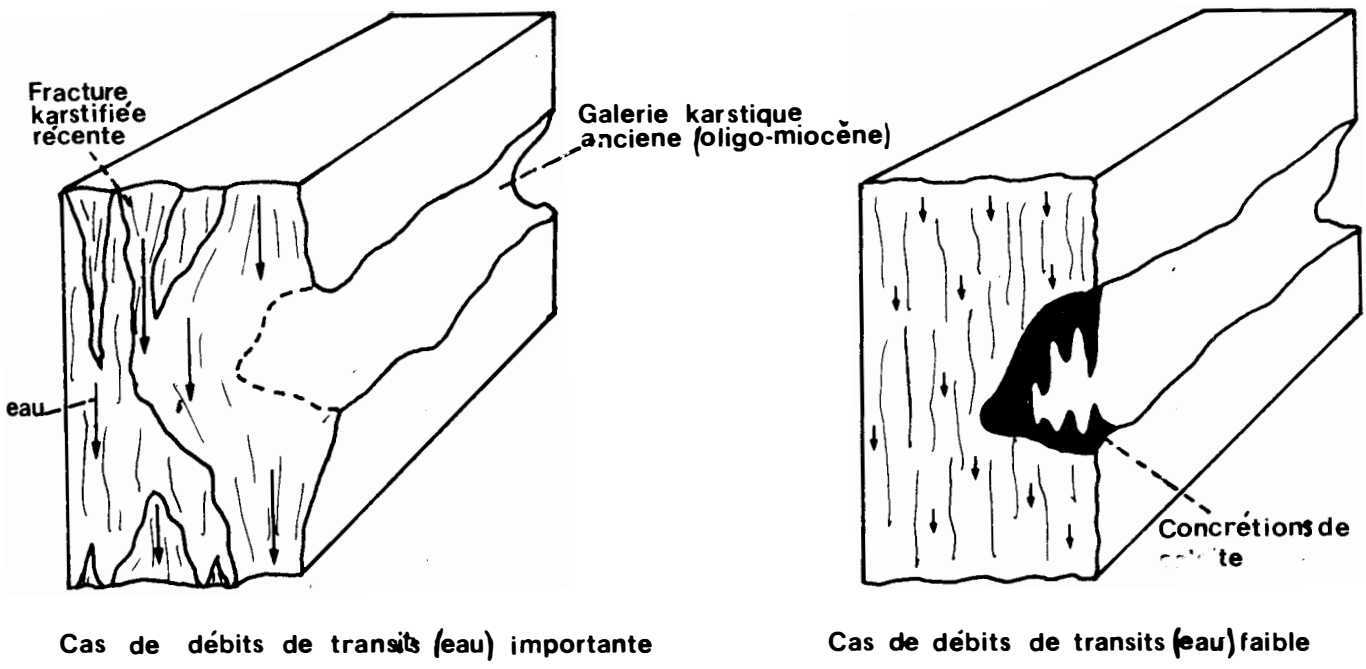
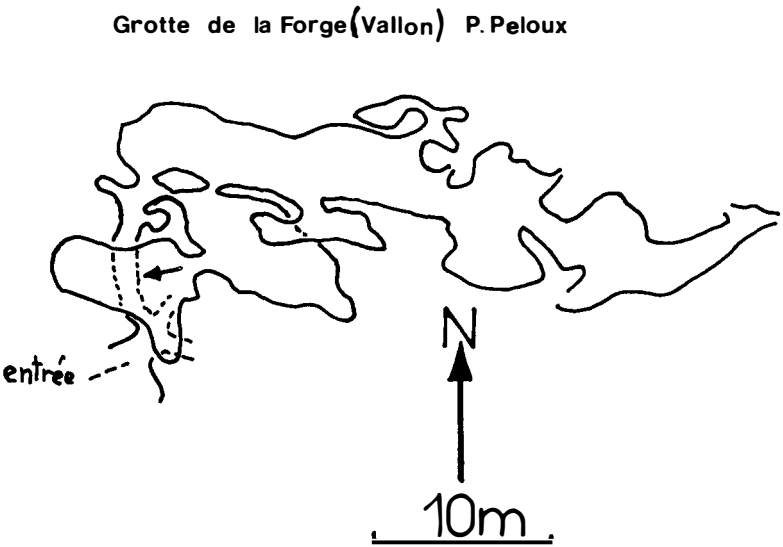
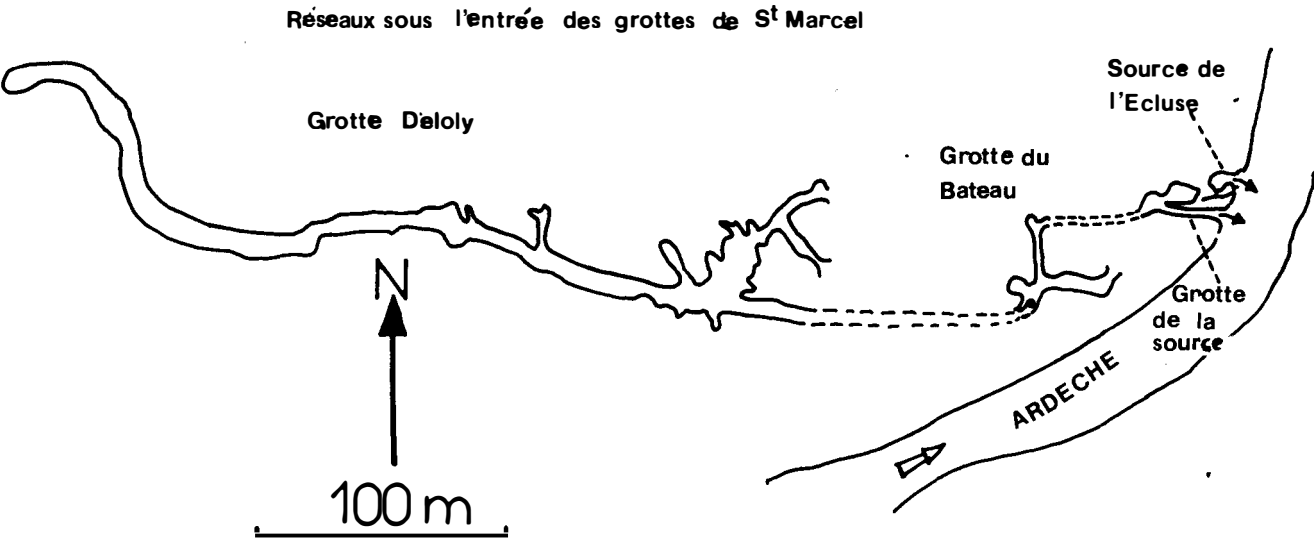


FIG.113: FRACTURES KARSTIFIEES RECEMMENT (PLIO-QUATERNAIRE) RECOUPANT UN RESEAU KARSTIFIQUE ANCIEN (OLIGO-MIOCENE)



**FIG.114:EXEMPLES DE RESEAUX PROFONDS DU KARST PLIO-QUATERNAIRE
ACTIFS OU SEMI-ACTIFS**



Il est difficile parfois de pouvoir différencier autrement que par leur direction les réseaux fossiles plio-quadernaire et anté-pliocène se trouvant dans la tranche calcaire située entre le niveau de l'Ardèche et 20 à 30 mètres au-dessus de celui-ci. En effet, la karstification se développe également au-dessous du niveau de base de l'Ardèche (dans un karst noyé sans doute), ce qui est démontré par les sorties d'eau sous le lit même de la rivière. Le karst miocène a donc pu se développer au-dessous du niveau de l'Ardèche miocène, c'est-à-dire jusqu'à des altitudes proches (10 à 15 mètres, au-dessus parfois) du niveau actuel de cette rivière. Ceci explique la présence, rare, de réseaux fossiles (parfois encore en partie réutilisés) de directions caractéristiques anté-pliocènes au niveau en altitude, de réseaux semi-fossiles de directions caractéristiques plio-quadernaires.

Ces réseaux correspondaient parfois à d'anciennes pertes de l'Ardèche.

Il est évident que les recoupements ont donc du être nombreux dans cette tranche calcaire commune aux deux karsts d'âge différent.

Les réseaux profonds plio-quadernaires sont nombreux mais, en dehors de la partie active de la grotte de Foussoubie (dont il a été question plus haut), ce sont des réseaux de faible développement pénétrable (présence souvent d'un siphon très près de l'entrée du réseau), donnant parfois de gros débits.

De ce type sont : la fontaine de Tiourre, grosse exurgence impénétrable au fond d'une reculée vers Vallon Pont d'Arc, le goul de Tourne à Bourg St Andéol et de nombreuses exurgences des gorges de l'Ardèche.

Au karst récent il faut rattacher des pertes dans la rivière souterraine de Foussoubie, pertes vers l'Est conduisant une partie des eaux plus en aval dans les Gorges de l'Ardèche que la résurgence elle même (à la source de Valmalle).

Le réseau actif des grottes de St Marcel est également à rattacher au karst de cet âge malgré certaines directions prouvant la réutilisation de galeries plus anciennes. Ces parties actives ont un écoulement général vers l'Est totalement indépendant des Gorges de l'Ardèche (contrairement aux parties anciennes des grottes de St Marcel).

Un bon exemple de réseau de ce karst récent est donné, dans la zone structurale 3, par le complexe actif de la source de l'Ecluse et de la grotte de la Source auquel il faut rattacher le réseau semi-fossile de la grotte Deloy (voir plan sur fig. 114).

Dans la zone structurale 2, l'exurgence de la grotte de la Forge (voir plan sur fig. 114) est aussi caractéristique de ce karst.

b) Les directions préférentielles du karst plio-
quaternaire

Le karst plio-quaternaire, qu'il soit superficiel ou profond, est axé de préférence sur certaines directions qui sont différentes pour la plupart de celles du karst ancien. Le karst superficiel se renouvelant sans cesse par l'érosion de la tranche supérieure du calcaire, possède des directions plus nettement caractéristiques par une plus grande indépendance par rapport aux réseaux anciens (desquels ils se différencient facilement) et ceci contrairement au karst profond qui, lui se creuse dans un calcaire déjà affecté en partie par la karstification antérieure.

- La zone structurale 1 ne possédant pas de réseaux karstiques importants n'a pas été étudiée ici.

- Dans la zone structurale 2, le karst récent est axé surtout suivant quatre directions (voir fig. 115) : 075 à 095 (gros maximum), 055 à 075, 035 à 055 et 135 à 155 (maximum nettement plus faible). Ceci a été établi à l'aide des directions de fractures karstifiées en surface (karstification superficielle) mais le karst profond, comme le montre le réseau actif de Foussoubie et la grotte de la Forge par exemple s'est creusé également suivant ces directions.

Mais dans cette zone structurale, il est parfois difficile de différencier les deux karsts d'âge différents en raison des directions communes à ceux-ci. En effet les directions 035 à 075 et 135 à 155 sont communes.

La direction Est-Ouest l'est aussi, bien que nettement moins utilisée par le karst ancien.

Seule la direction subméridienne est caractéristique du karst anté-pliocène dans cette zone structurale.

Mais le critère d'activité (utilisation actuelle par l'eau) permet souvent la différenciation.

- Dans la zone structurale 3, les directions caractéristiques du karst récent sont (calculées comme dans la zone structurale 2. Voir histogramme sur la fig. 116) : Est-Ouest (075 à 115 avec un gros maximum pour la direction 095 à 115), 015 à 055 (avec un maximum pour la direction 015 à 035) et 135 à 155.

Dans cette zone structurale aussi, certaines directions sont communes aux deux karsts : ce sont les directions 015 à 055 et 135 à 155. Mais les directions proches de Est-Ouest sont caractéristiques ici de la karstification plio-quaternaire.

LE KARST SUPERFICIEL (fractures karstifiées) PLIO-QUATERNAIRE

FIG 115 ZONE STRUCTURALE 2

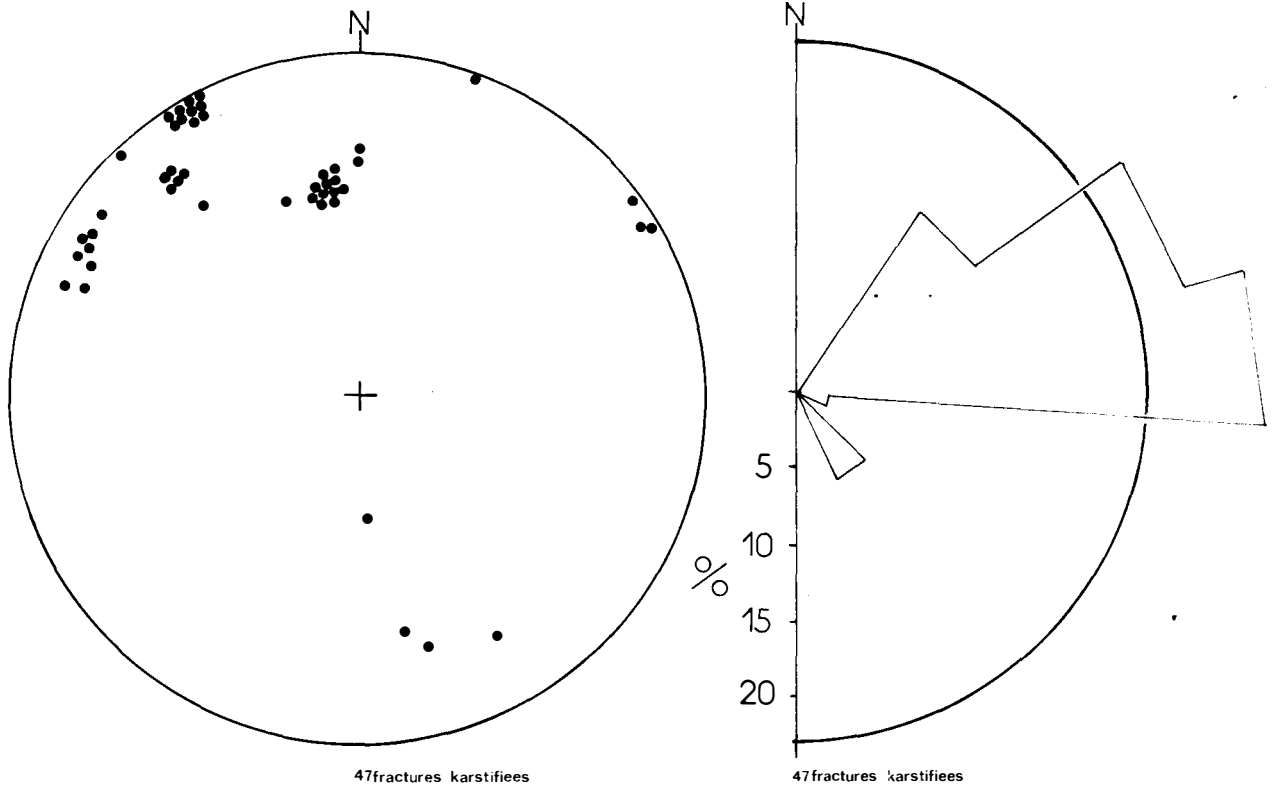
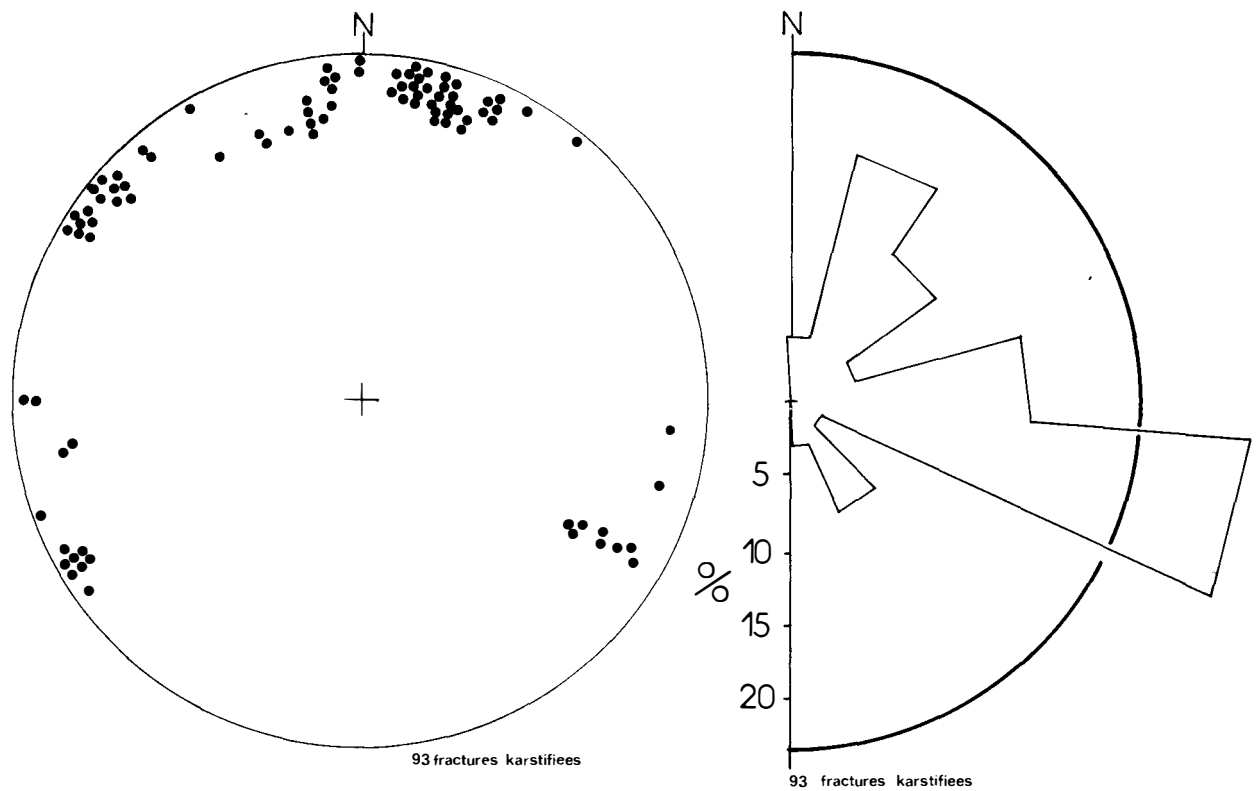


FIG.116: ZONE STRUCTURALE 3



IV - CONCLUSIONS A L'ETUDE STATISTIQUE DES DIRECTIONS DU KARST

Cette étude statistique des directions du karst dans le Bas-Vivaraïs conduit à plusieurs constatations :

a) Dans chaque zone structurale, les directions statistiquement préférentielles du karst d'une époque de creusement donné sont différentes et caractéristiques de la zone donnée.

C'est ainsi que, par exemple, le karst anté-pliocène n'a pas les mêmes orientations préférentielles dans la zone structurale 2 et dans la zone structurale 3 (comparer les fig. 102 et 103).

b) Dans une zone structurale donnée, le karst n'a pas les mêmes orientations préférentielles selon son âge de creusement.

Le karst récent superficiel et profond, n'a pas les mêmes directions statistiquement préférentielles que le karst ancien fossilisé (en dehors de directions communes).

Par exemple dans la zone structurale 3, le karst actif a des directions préférentielles différentes de celles du karst fossile (Exemple des grottes de St Marcel) ce qui est visible par la comparaison entre les fig. 107 et 116.

c) Dans une zone structurale donnée, pour un karst d'époque de creusement donné, les orientations préférentielles caractéristiques se retrouvent dans tous les réseaux karstiques rattachés à cette époque, à condition que leur développement soit suffisant pour leur permettre d'intégrer toutes les familles de fractures (par débordement de la maille élémentaire de la fracturation).

Cette relation directionnelle, entre les réseaux du même âge d'une même zone structurale, est si étroite que les histogrammes matérialisant l'étude statistique des directions de chaque réseau n'accusent parfois pas de différences dépassant 5 %. Ceci est net par exemple pour les réseaux de grottes de St Marcel, de l'aven d'Orgnac et de Midroï-Rochas (comparer les fig. 107, 109 et 110). Dans cet exemple, il est remarquable de noter que, pour des développements pourtant très différents, variant de 1,5 à plus de 14 kilomètres, une fourchette de direction donnée a été employée, dans les trois cas cités, par des longueurs de galerie, correspondant à des pourcentages, de la longueur totale de chaque réseau, qui sont souvent très proches.

Il est intéressant de noter également que ces directions préférentielles, matérialisées sous forme d'histogrammes, sont totalement indépendantes :

1°) De la position géographique de chaque réseau.

2°) Des conditions fossiles ou actuelles des écoulements aquifères.

Ceci est valable pour le karst fossile comme pour le karst actif subactuel. C'est ainsi que les réseaux de l'aven d'Orgnac et des grottes de St Marcel, situés à plusieurs kilomètres, à vol d'oiseau, l'un de l'autre, séparés par les gorges de l'Ardèche (l'aven d'Orgnac se trouvant placé en bordure du synclinal d'Issirac) sont parallèles sur histogrammes directionnels.

Dans ce cas pourtant les conditions topographiques et paléogéographiques ont du induire des gradients d'écoulement différents en direction et en intensité, mais ceci n'a affecté nullement la direction des axes de creusement de ces deux réseaux.

d) Il existe une certaine corrélation entre le type que prend le karst d'une époque de creusement donné et la zone structurale dans laquelle il se développe.

C'est ainsi que la zone structurale 3 voit le développement de longs réseaux karstiques fossiles subhorizontaux tandis que la zone structurale 2 ne possède que de courts réseaux fossiles, mais en nombre important.

Tous ces faits trouvent le plus souvent une explication lorsqu'on étudie le lien existant entre la tectonique et la karstification.



ETUDE COMPAREE ENTRE LA TECTONIQUE ET LA KARSTIFICATION DANS LE BAS-VIVARAIS

I - INTRODUCTION

Les liens existant entre la tectonique et la karstification, bien que présentés par de nombreuses personnes (chercheurs, spéléologues) n'ont donnés lieu qu'à un nombre restreint d'étude.

Dès 1954, Gèze B. remarque, dans un compte rendu à la Société Géologique de France, le rôle de certaines failles dans la karstification : il note que certains accidents tectoniques sont utilisés par le karst tandis que d'autres se laissent traverser par celui-ci (étude de résultats de colorations) sans avoir d'influence sur lui.

L'année suivante, dans la revue "Sous le Plancher" Gèze signale le parallélisme qui existe entre les diagrammes de galeries karstiques et de diaclases d'un secteur donné.

En 1968, L. Kiraly s'intéressa aux "éléments structuraux et alignements de phénomènes karstiques" dans la région du gouffre du petit pré de St Livres (Jura Vaudois). Cette étude conduisait à la comparaison entre les directions, successivement, d'un méandre, d'une longueur de 150 à 200 mètres d'un réseau karstique profond, des alignements des phénomènes karstiques de surface (dolines, entrée de puits) et des directions de fractures théoriques et réelles existant dans le même secteur.

En 1969, A. Paris dans une thèse de 3ème cycle (Grenoble) remarque que la karstification d'un secteur de Provence occidentale (recoupé par un tunnel) se développe préférentiellement suivant certaines familles de fractures.

En 1970, C. M. Ek, dans les "Annales de la Société Spéléologique de Belgique", étudie "les influences structurales sur la morphologie de la grotte de Remonchamps (Belgique)" et note le rôle prédominant des "diaclasses" et des failles.

En 1971, J.L. Barbier, dans une thèse de 3ème cycle sur le Vercors, compare les directions d'un réseau karstique et d'une partie d'un second, mises sous forme d'histogrammes, aux directions de fractures mesurées sur photographies aériennes par H. Arnaud (1971).

Enfin en 1972-73, Grillot a entrepris une étude préliminaire (inédit) du karst d'un secteur de la région Nord-Montpelliéraine, en employant les mêmes méthodes que dans cette présente thèse, dans le but de confirmer les observations faites dans le Bas-Vivarais : les résultats obtenus sont très proches de ceux exposés dans cette étude.

En dehors de ces études, le problème de ce lien entre karstification et tectonique n'a été que très rarement abordé, et certaines publications (ou livres) sur la karstification, passent entièrement sous silence les influences possibles de la tectonique, et même bien souvent de la fracturation, sur la genèse du karst.

Et surtout aucune étude approfondie (sur ce sujet), portant sur un échantillonnage important, n'a été entreprise jusqu'à nos jours.

II - L'APPREHENSION IMMEDIATE, PAR L'ETUDE DE TERRAIN, DU LIEN ENTRE

LA TECTONIQUE ET LA KARSTIFICATION.

Les preuves de l'utilisation des fractures par le karst, dans le Bas Vivarais, sont innombrables et se remarquent immédiatement lors des études de terrains (voir fig. 117).

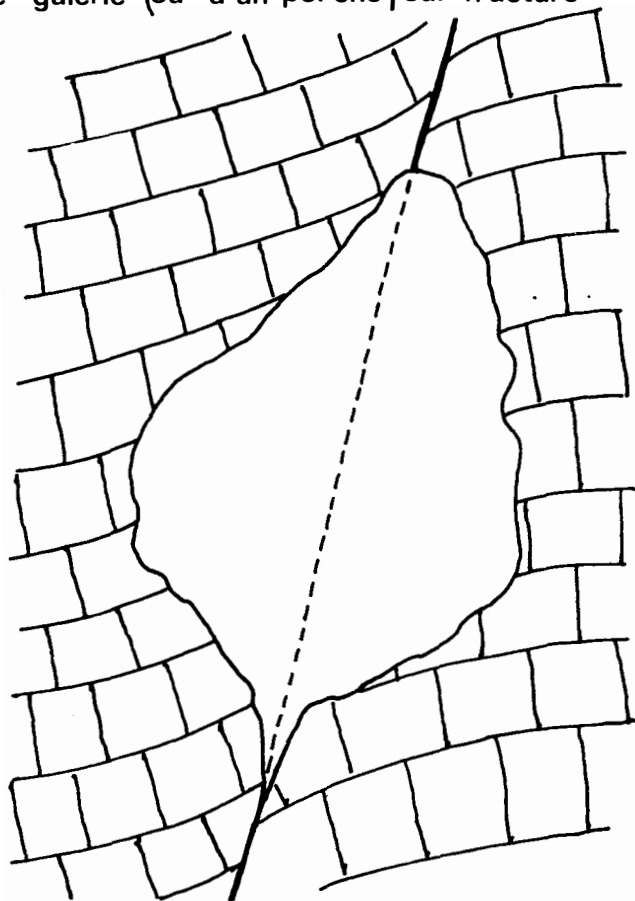
a) Ce sont tout d'abord les fractures karstifiées qui s'observent très fréquemment sur les parois des tunnels, sur les falaises, sur les talus de route, sur les dalles calcaires. Et la première remarque qui vient à l'esprit est que cette karstification n'affecte que certaines fractures épargnant certaines autres pourtant plus "importantes" et plus "spectaculaires" par leur aspect en affleurement (brèche de faille importante, rejet, longueur de la fracture).

b) L'observation des galeries karstiques fossiles ou actives confirme ces premières observations.

Les galeries karstiques pénétrables sont neuf fois sur dix situées sur des fractures (ce qui est évident lorsqu'on observe la forme des de celles-ci). C'est ainsi que certaines galeries des grottes de St Marcel suivent pendant plus de 1 kilomètre les mêmes fractures nettement visibles au plafond et au plancher.

FIG .117: EXEMPLES' (Visibles sur le terrain) D'UTILISATION DES FRACTURES PAR LE KARST

Coupe d'une galerie (ou d'un porche) sur fracture



Galerie suivant une fracture mais indépendante par rapport à d'autres fractures.

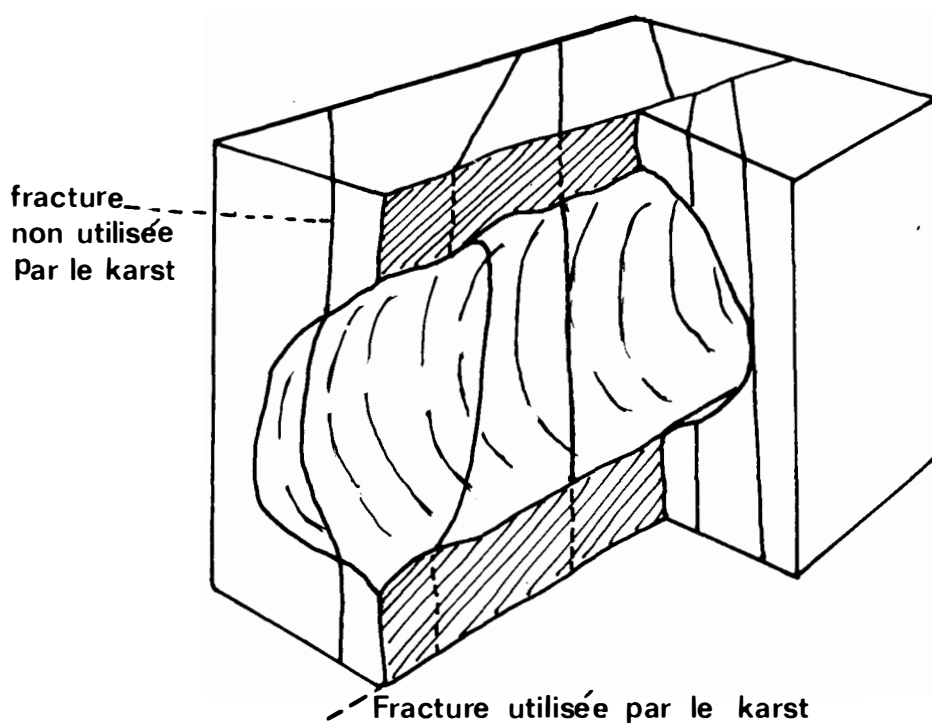
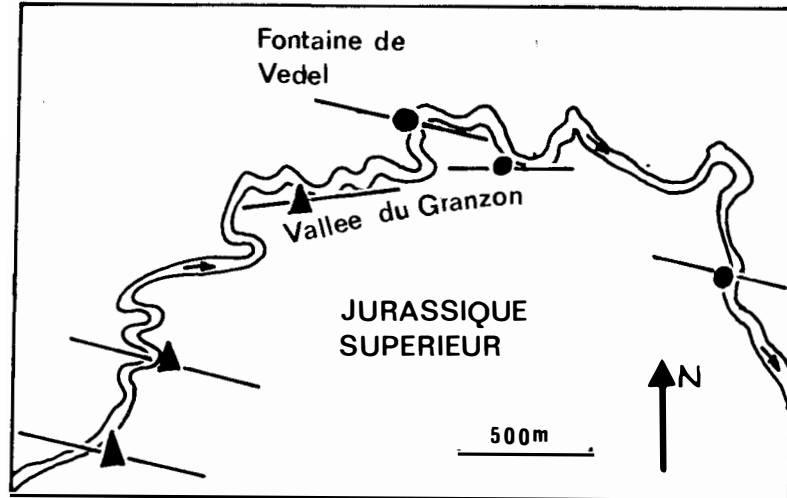


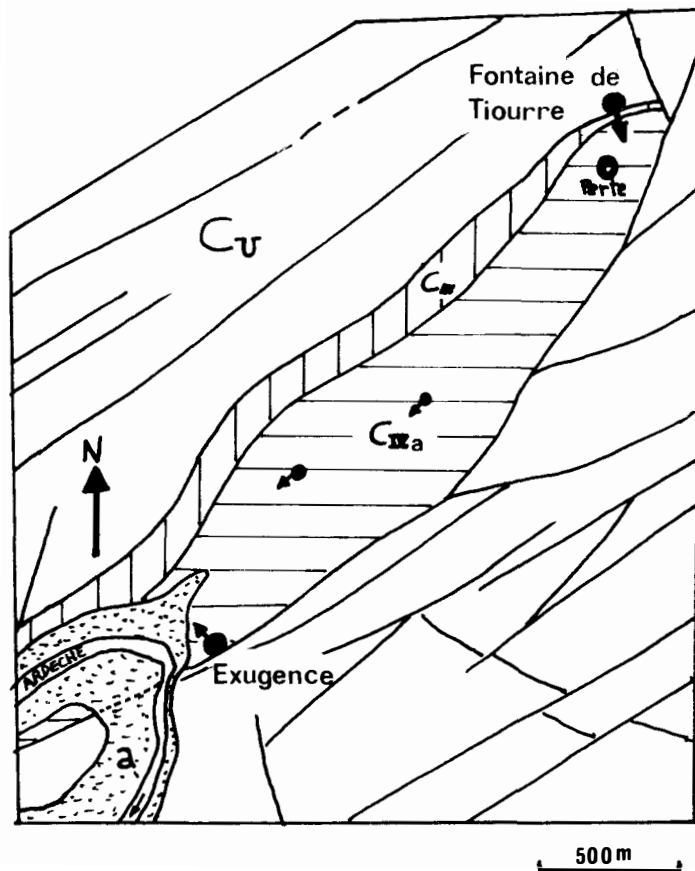
FIG.118: LOCALISATION DES PERTES, SOURCES ET EXURGENCES SUR CERTAINES FAMILLES DE FAILLES

PLAN SCHEMATIQUE DES GORGES DU GRANZON (SE des Vans)



—●— Exurgence ou source } et faille sur laquelle elle s'est creusée
 —▲— Perte

PLAN DE LA RECULEE DE TIOURRE (Exurgences sur faille 055 à 075)



Même dans le cas où les galeries prennent une forme très aplatie, en galerie basse typiquement creusée sur un joint de strate et qu'aucune fracture n'est visible sur les parois, l'étude des directions de celles-ci montre qu'elles se développent suivant des directions de familles de fractures majoritaires dans le secteur considéré. Ce phénomène sera expliqué, plus loin, par le rôle des ripages banc sur banc.

De même, les puits et les avens se trouvent sur des fractures (ce qui est montré le plus souvent par la forme allongée des orifices).

L'existence d'une différenciation entre les familles de fractures jouant un rôle dans le processus de la genèse des drains karstiques, est démontrée dans les galeries par la présence de nombreuses fractures coupant celles-ci sans en affecter le moins du monde la direction et la forme (et qui sont visibles sur les parois) (voir fig. 117).

c) En ce qui concerne le karst actif, l'étude de la localisation des résurgences, exurgences et pertes, montre que toutes ces structures karstiques sont situées sur des failles (le plus souvent importantes en longueur, en intensité de rejet, ou en nombre de rejeux).

C'est ainsi que les résurgences, les exurgences et les pertes dans les gorges de l'Ardèche sont situées sur des failles.

Il faut citer en particulier l'évent de Foussoubie, la source de Ylourre (voir fig. 118) l'exurgence du cirque de la Madeleine (voir fig. 19) la grotte des Tunnels, la Source de l'Ecluse (voir fig. 114), l'évent de Marichard, la fontaine de Tourne à Bourg St Andréol et bien d'autres, ceci sans parler des sources vauclusiennes situées sur les failles provoquant le contact entre l'Urgonien et l'Hautérivien (ex. : Font Garnide, Source de Paraloup, Source du Rocher de l'Aiguille - Voir fig. 118 - Source du Moulin à Rochecolombe etc..)

Mais il est facile de constater que ces formes karstiques ne se trouvent pas sur n'importe quelles failles et que seules certaines familles de fractures leur donnent naissance.

Un exemple très démonstratif de cette "monopolisation" de la localisation des exurgences et pertes sur certaines familles de fractures est donné dans la vallée du Granzon (voir fig. 118). Cette vallée, située à une quinzaine de kilomètres à l'Ouest du Bas-Vivarais calcaire, dans des terrains jurassiques supérieurs, est à demi sèche.

Elle est empruntée par les eaux seulement lors des fortes pluies mais elle est active sur certaines distances du fait d'exurgences importantes s'y déversant et y créant un cours d'eau ne tardant pas à se perdre au bout de quelques centaines de mètres.

Cet exemple, bien qu'extérieur, à la région étudiée plus spécialement (tout en étant fort proche) est cité ici pour sa clarté et sa démonstrativité.

Sur les 6 kilomètres de traversée du Jurassique supérieur, la vallée du Granzon est recoupée par des dizaines de fractures importantes visibles sur les flancs et dans le fond de ces gorges. Or, toutes (sans exception) les pertes de la rivière, parfois ayant un orifice de diamètre important, pénétrable, sont situées sur la même famille de fracture de direction 090 à 110. Six pertes semblables ont pu être ainsi dénombrées tout au long de cette portion de vallée de 6 kilomètres de long et jamais les autres fractures de direction différente ne donnent lieu à des phénomènes de ce type.

De même, les exurgences, au nombre de huit sont situées exclusivement sur la même famille de fracture (et en particulier la fontaine du Vedel, grosse exurgence à fort débit).

Il faut noter ici que cette direction 090 à 110, préférentielle pour ne pas dire exclusive, du karst actif dans le secteur de la vallée du Granzon est celle caractéristique du karst récent dans la région étudiée, ce qui s'explique par la proximité de ces deux secteurs.

a) Un autre phénomène liant la karstification et la tectonique est celui des alignements de concrétions de calcite dans les cavités. Ces concrétions (stalactites) se formant le long des fractures au plafond des galeries karstiques s'alignent donc selon la direction de ces fractures induisant des alignements stalagmitiques sur le sol de ces mêmes galeries.

Or ces concrétionnements ne se produisent pas, et ceci est à noter une fois de plus, sur n'importe quelles fractures.

L'étude de terrain prouve ainsi la réalité du lien entre la tectonique et la karstification et encourage à un approfondissement du mécanisme de celui-ci.

III - ETUDE COMPAREE DES HISTOGRAMMES ET DIAGRAMMES TECTONIQUES

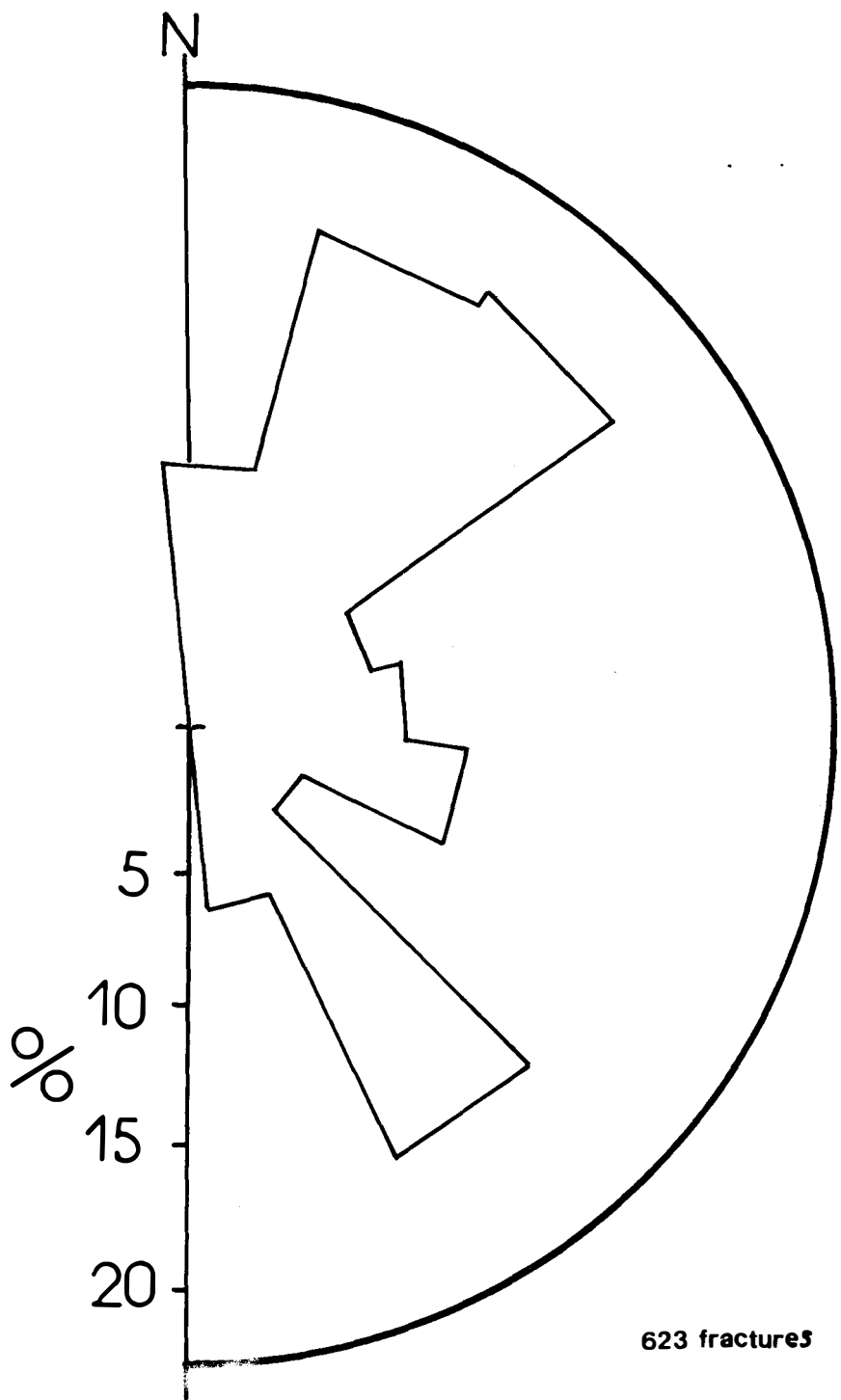
ET DES HISTOGRAMMES AYANT TRAIT AU KARST

III.-1. INTRODUCTION

Ce qui peut se comparer.

Le principe de la méthode étant la comparaison entre des directions structurales et des directions karstiques, le matériel utilisé sera, d'une part les histogrammes tectoniques ayant trait à des longueurs de fractures (mesurées sur photographies aériennes), à des nombres de fractures (mesurées sur le terrain) et à des nombres de failles d'une nature structurale donnée (ex. : failles normales ou décrochements alpins) et, d'autre part, des histogrammes karstiques ayant trait à des longueurs de galerie ou à des nombres de fractures karstifiées.

FIG.119: FRACTURATION DU SECTEUR DES GROTTES DE S^t MARCEL
(MESURES DE TERRAIN)



Les diagrammes tectoniques donnant les directions principales des axes d'allongements, de raccourcissement et d'intermédiaire pour chaque phase tectonique, sont également utilisés (Ce sont des diagrammes du type plans de mouvement ou décrochements conjugués).

La principale difficulté vient de la nécessité de comparer des longueurs d'axes karstiques, pour le karst anté-pliocène, à des nombres de fractures ou de failles de nature tectonique donnée.

En effet, les histogrammes de longueur de fractures ne renseignent pas sur la nature structurale et les pendages des accidents qui les composent aussi il est nécessaire de faire appel à des histogrammes calculés à l'aide de mesures de terrain, donc par rapport à un nombre de fractures données (par exemple, l'histogramme de la fig. 92 est de ce type).

Cette difficulté disparaît pour deux raisons :

a) La comparaison entre les histogrammes de longueur de fractures mesurées sur photographies aériennes et de nombre de fractures mesurées sur le terrain dans une zone structurale donnée du Bas-Vivarais, montre que si les pourcentages sont parfois différents les maxima et les minima directionnels sont fréquemment les mêmes.

En un mot, une fourchette directionnelle qui, dans une zone structurale donnée correspond statistiquement à une grande longueur de fracture, correspond également le plus souvent, statistiquement, à un nombre élevé de fractures mesurées sur le terrain.

Par exemple pour le secteur des grottes de St Marcel, dans la zone structurale 3, la comparaison entre l'histogramme de longueur de fractures (voir fig. 80) et celui de nombre de fractures (voir fig. 119) montre un parallélisme assez grand dans les maxima et les minima. Seule la fourchette 135 à 155 formant un maximum de nombre de fracture est dépassée en longueur de fracture par la fourchette 155 à 175. Ceci peut s'expliquer par la non concordance parfaite des deux aires de relevés : en effet les relevés de terrains ont été axés plus sur la bordure des gorges de l'Ardèche (du fait des affleurements nombreux créés par la route touristique) donc sur une zone de passage d'un accident plurikilométrique 150, tandis que les relevés sur photographies aériennes ont couvert une zone plus vaste, offrant moins de possibilités aux relevés de terrain.

Les histogrammes basés sur un nombre de fractures, d'autres secteurs de la zone structurale 3, montrent eux aussi les mêmes maxima principaux : 015 à 035, 095 à 115 et 135 à 155 (voir fig. 78 sur le secteur d'Orgnac et fig. 79 sur le secteur du centre des gorges).

Les histogrammes sur des longueurs de fractures offrent donc de meilleurs critères de comparaison avec ceux de longueur de karst puisque calculés sur des paramètres semblables et puisque intégrant, comme celui de l'aire enveloppe des grottes de St Marcel, les données d'une même surface que celle des histogrammes sur le karst.

Mais les histogrammes sur des nombres de fractures leurs sont très proches et permettent donc, en étant la seule méthode possible, la comparaison entre des nombres de fractures (et du même coup des nombres de fracture d'une nature structurale donnée) et des longueurs de galerie empruntant les mêmes directions.

b) De toute manière, la comparaison entre la karstification et la tectonique est surtout basée sur l'étude des directions des axes principaux de raccourcissement, allongement et intermédiaire (X, Y, Z) qui ont existés dans la roche lors des mises sous contrainte tectonique. Cette connaissance de X, Y, Z permet de déduire la réaction des familles de fractures selon leur direction par rapport à ces axes et donc les histogrammes ne servent qu'à confirmer (ce qu'ils font) cette réaction des fractures lors des phases tectoniques. Mais ils quantifient également (par leur maxima et minima) les jeux ou rejeux de celles-ci et sont donc très utiles dans ce but.

Mais la seule connaissance des directions du karst par rapport aux directions des axes principaux X, Y, Z qui ont régnés dans la roche à chaque phase tectonique, apporte déjà une grande partie des renseignements nécessaires à la connaissance du lien existant entre la karstification et la tectonique.

III.-2. INFLUENCE DE L'HISTOIRE ET DE LA NATURE TECTONIQUE DES FRACTURES.

L'étude de terrain, complétée par l'étude comparée des histogrammes tectoniques et karstiques, montre immédiatement que le karst n'utilise pas n'importe quelles familles de fractures et même n'importe quelle fracture d'une famille donnée.

Tout au long du paragraphe sur les relations entre karst et fracture d'après l'étude de terrain (paragraphe II du chapitre VI) il a été remarqué ce développement sélectif du karst sur certaines fractures seulement.

Il semble donc qu'il y ait une influence prépondérante de la nature et de l'histoire structurale des fractures sur l'établissement de la karstification.

Cette idée est confirmée par plusieurs observations :

a) La première observation est l'indépendance des directions préférentielles des réseaux karstiques par rapport aux variations de la fracturation à l'intérieur d'une zone structurale. En effet, bien que gardant, comme il l'a été montré, de nombreux caractères communs (en particulier des maxima et minima proches), les histogrammes de fracturation montrent des variations de celle-ci, parfois assez importante, à l'intérieur d'une même zone structurale. Il n'est qu'à comparer les histogrammes (calculés avec

des longueurs de fractures) du secteur compris entre Bidon et St Marcel, sur la fig. 80 pour se rendre compte de ces variations. Or, malgré ces variations de la fracturation, le karst qui se développe sur elle montre un parallélisme étonnant entre plusieurs réseaux d'une même zone structurale située dans des secteurs éloignés les uns des autres.

Par exemple, dans la zone structurale 3, les réseaux karstiques des grottes de St Marcel, de l'aven d'Orgnac et de Midroï-Rochas peuvent être représentés par des histogrammes (voir et comparer les fig. 107, 109 et 110) qui possèdent un degré de similitude beaucoup plus élevé que ne le laisserait supposer les variations de la fracturation entre ces trois secteurs (voir et comparer les fig. 78, 79 et 80).

Il y a indubitablement l'influence d'un paramètre possédant un certain degré de constance entre ces trois secteurs et jouant un rôle dans la nature et l'histoire structurale des fractures.

Et ce sont les directions principales de raccourcissement, allongement et intermédiaire (X, Y, Z), qui lors de chaque phase tectonique ont gardé, comme il l'a été montré dans l'étude tectonique, un certain degré de parallélisme dans chaque zone structurale (c'est en effet un des éléments caractérisant une zone structurale), qui semblent correspondre le mieux à ce paramètre quasi-invariant.

En effet, comme le montre la figure 42, les directions principales de raccourcissement (Z) ont gardé dans le Bas-Vivarais un certain parallélisme, en dehors de réfractions localisées, lors de chaque phase de compression, à l'intérieur d'une zone structurale donnée.

Il en est de même pour la direction d'allongement (X) lors de la distension.

Chaque zone structurale a eu sa direction caractéristique qui n'a varié que de 15 à 20° au maximum à l'intérieur d'une même zone.

Par exemple le raccourcissement pyrénéen a été statistiquement compris entre les directions Nord-Sud et 015 dans la zone structurale 3 tandis qu'il a été compris entre les directions 160 et 175 dans la zone structurale 2.

De même le raccourcissement alpin a été statistiquement compris entre les directions 080 et 100 dans la zone structurale 3 tandis qu'il a été le plus souvent compris entre les directions 100 et 120 dans la zone structurale 2.

L'influence des paramètres directionnels X, Y, Z semble donc prépondérante dans les directions de creusement karstique ce qui est logique puisque la nature et l'histoire structurale d'une fracture est liée à ces paramètres.

b) La seconde observation se rapporte à l'utilisation préférentielle par le karst de directions ne correspondant pas à des maxima de longueur et de nombre de fracture (et vice-versa).

Par exemple dans la zone structurale 3, entre 10 et 13 % de longueur totale des réseaux karstiques, mentionnés précédemment, ont utilisé la direction 075 à 095, ce qui forme un maximum net par rapport à la direction 095 à 115, qui correspond pourtant à un maximum important de la fracturation. Or, la direction comprise entre 075 et 095 est justement celle du raccourcissement principal alpin dans la zone structurale 3.

De la même façon 18% de la longueur des galeries des grottes de St Marcel sont situées entre les directions 015 et 055 (voir fig. 107) tandis que 12,5% seulement du même développement est situé entre les directions 035 et 055.

Et pourtant ces deux fourchettes directionnelles sont à peu près égales en pourcentage de longueur de fracture dans l'aire enveloppe de ce réseau karstique (voir fig. 80). Ainsi donc, ici aussi, seule l'histoire et la nature structurale des fractures 015 à 035 a conduit le creusement préférentiel du karst. Or les fractures de cette direction ont eu, statistiquement, un plus fort pourcentage de rejeux et surtout de rejeu normal lors de la distension oligo-miocène (voir fig. 91), du à leur direction perpendiculaire à l'allongement principal (X), que les fractures 035 à 055.

D'autres exemples de ce genre peuvent être observés par la comparaison entre histogrammes tectoniques et karstiques.

c) La troisième observation a trait à l'énorme proportion du karst actif (fractures karstifiées à proximité de la surface et réseaux actifs) se trouvant dans les directions proches de Est-Ouest.

Pour la zone structurale 2, 31,5 % du karst superficiel se trouve dans la fourchette directionnelle 076 à 095 tandis que les directions 056 à 075, qui correspondent au gros maximum de la fracturation n'est utilisé que par 27,3% du karst superficiel (voir fig. 115).

Pour la zone structurale 3, 31,6 % du karst superficiel se trouve dans la fourchette directionnelle 095 à 115 et près de 48 % de celui-ci est de direction comprise entre 075 et 115 (voir fig. 116).

Le fait que le karst actif n'utilise que très peu les directions subméridiennes est également remarquable.

Cette orientation, proche de Est-Ouest, de ce karst est confirmée par les directions préférentielles de nombreux réseaux actifs (résurgences, exurgences, pertes) dont il a été question lors de l'étude de celui-ci.

Les pertes et résurgences de la vallée du Granzon, dont il a été question plus haut, sont orientées également, et il faut le noter, sur des fractures de directions comprises entre 085 et 120.

Et une fois de plus il est possible de relier la direction de ce karst actif (superficiel ou profond) à la direction du raccourcissement alpin dans le Bas-Vivarais.

De même les autres maxima directionnels de ce karst correspondent à ceux des décrochements alpins.

d) La quatrième observation est essentielle à la compréhension de ce rôle de l'histoire et de la nature structurale des fractures dans la karstification.

En effet, il est facile de constater que le karst superficiel et profond a des directions préférentielles le plus souvent très différentes de celles du karst ancien fossilisé (comme il l'a été vu dans l'étude de ces deux types de karst) en dehors de certaines directions communes.

L'étude des histogrammes et diagrammes démontre que le karst actif est très nettement orienté par des directions alpines :

1°) Le maximum directionnel de la karstification superficielle est très proche de la direction du raccourcissement alpin (la différence vient d'une hiérarchisation encore très peu avancée en surface : le karst superficiel se développe surtout sur les fractures les plus nombreuses appartenant à la famille de fractures dont la direction est la plus proche de celle du raccourcissement alpin).

2°) Toutes les directions (et en particulier les maxima directionnels) du karst actif correspondent à celles de décrochements alpins.

De plus la fréquence d'utilisation par le karst actif de ces décrochements croît nettement lorsque la direction de ceux-ci se rapproche de celle du raccourcissement alpin.

Le karst ancien fossilisé est, par contre, lui nettement orienté selon des directions préférentielles différentes. Il s'est creusé selon les directions de maxima de décrochements pyrénéens et selon les directions de failles normales.

Seule la direction Est-Ouest que l'on retrouve dans les réseaux karstiques anciens de la zone structurale 3 (et dont il a été question plus haut) est nettement alpine (direction de raccourcissement) et semble être du, soit à un recoupement et à un remodelage partiel et très localisé du karst ancien par le karst récent, soit à une évolution de ces réseaux qui se serait poursuivie encore pendant une certaine période après la phase alpine la fossilisation complète ne s'étant produite que durant le Pliocène.

Ces observations, étayées par toutes les autres, permettent de dire que le karst ancien, orienté par la phase pyrénéenne et par la phase de distension oligo-miocène mais presque totalement indépendant des directions alpines, est un karst dont le creusement s'est effectué essentiellement avant la phase alpine. C'est donc un karst anté-pliocène (et post-crétacé supérieur).

Par le même raisonnement, le karst actif superficiel et profond, orienté uniquement par des directions alpines, s'est creusé après la phase alpine. C'est donc un karst plio-quaternaire. Mais il est évident que ces deux karsts ne sont pas nettement différenciés et que le passage d'un type à l'autre s'est effectué très progressivement par changement de directions préférentielles.

Le karst plio-quaternaire n'est que l'aboutissement de l'évolution du karst anté-pliocène par enfoncement des réseaux actifs de celui-ci et par création constante d'un karst superficiel éliminé par le haut par l'érosion.

La phase alpine n'a servi qu'à modifier les directions préférentielles du karst sans changer le processus et les formes même de la karstification.

Les directions préférentielles du karst sont donc guidées par les directions des différents raccourcissements et allongements qui ont régné dans la roche lors des phases tectoniques successives.

Ces directions structurales ont réagi sur les directions karstiques par l'intermédiaire des fractures, qui ont subi ces états de contraintes successives (ou qui ont parfois été créés par eux) et qui ont réagi d'une manière différente selon leur orientation.

IV - LES DEUX PRINCIPAUX CRITERES TECTONIQUES JOUANT UN RÔLE ----- DANS LES DIRECTIONS DE LA KARSTIFICATION DU BAS-VIVARAIS -----

L'étude comparative entre les histogrammes et les diagrammes tectoniques et ceux ayant trait au karst prouvent donc l'influence des directions des axes structuraux X, Y, Z sur l'orientation des écoulements karstiques fossiles et actuels.

Cette influence est indirecte et ne joue un rôle qu'au second degré par l'intermédiaire des fractures qui sont soumises à ces états de contraintes lors des phases tectoniques.

En effet, c'est l'orientation des fractures par rapport à ces axes de raccourcissement et d'allongement, ainsi que le jeu ou le rejeu de celles-ci, induit par ces mises sous contraintes, qui déterminera dans le Bas-Vivaraïs, leurs utilisations plus ou moins fréquentes par le karst.

C'est ainsi que les fractures utilisées préférentiellement par le karst du Bas-Vivaraïs, à toutes époques, sont de deux types:

LES DIRECTIONS PREFERENCIAELLES DU KARST DU BAS - VIVARAIS

FIG. 120: LES FRACTURES LES PLUS KARTIFIEES : DIRECTION PERPENDICULAIRE À X.

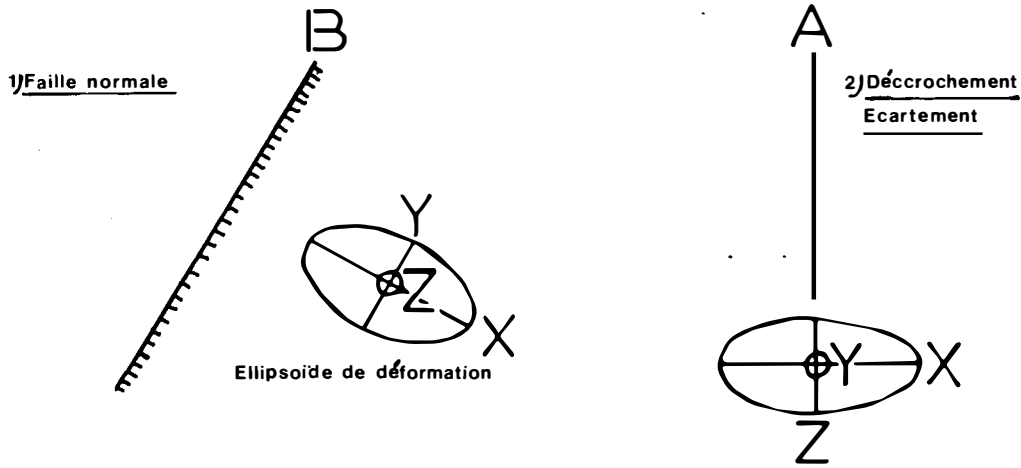
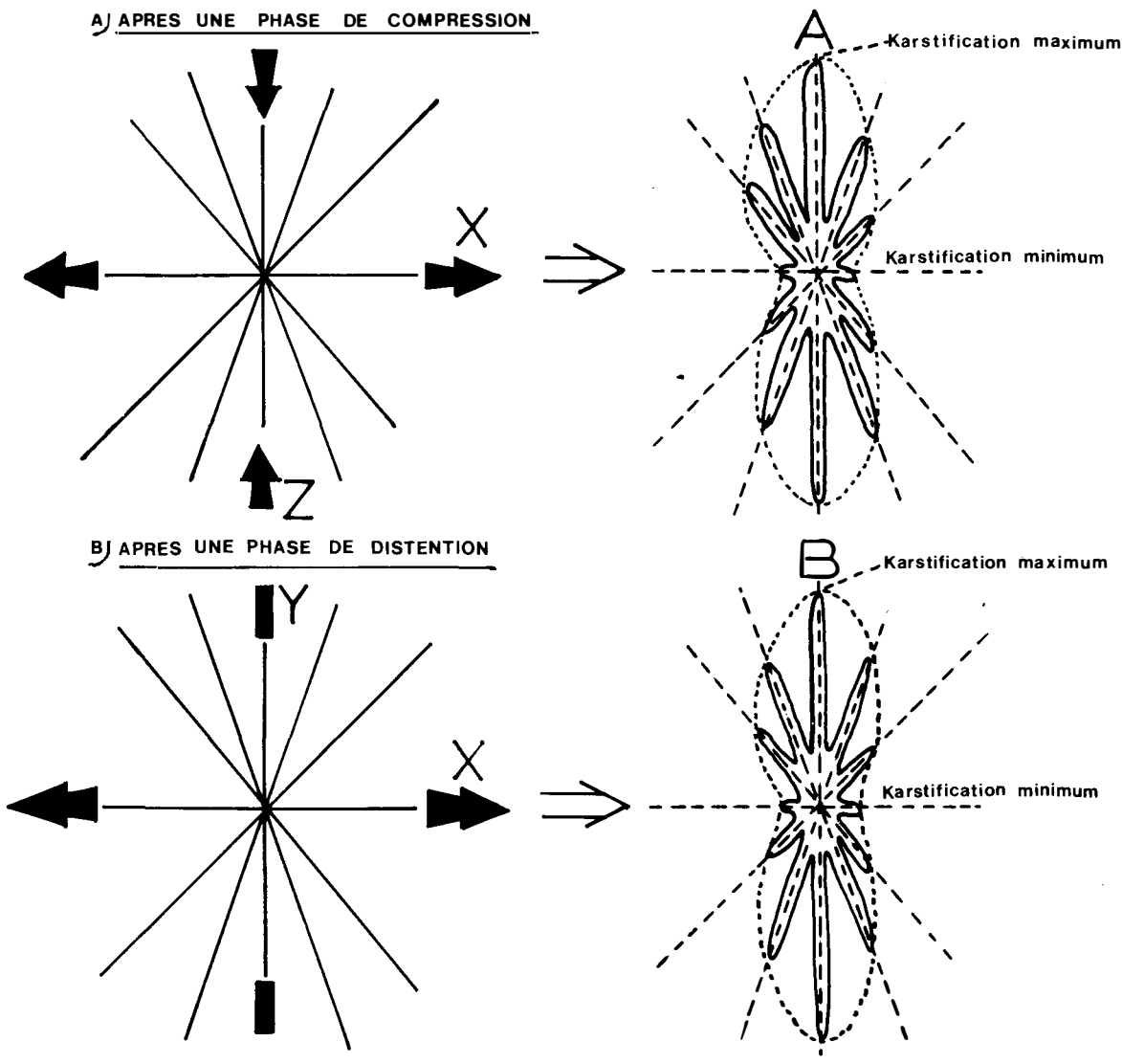


FIG 121 DEGRÉ DE KARSTIFICATION DES FRACTURES SELON LEUR ORIENTATION PAR RAPPORT À X ,



1°) Les plus utilisées, induisant des maxima très net d'orientation du karst (en longueur ou en nombre d'axes karstiques) sont les fractures ayant une direction qui leur ont permis de subir un allongement principal (X) perpendiculaire que ce soit lors d'une phase de compression ou lors d'une phase de distension (voir fig. 120).

Deux genres de failles correspondent à cette définition.

a) Les failles normales de direction perpendiculaire à l'allongement principal (X) lors d'une phase de distension. Ce sont le plus souvent les fractures appartenant à la famille formant le maxima de failles normales (en jeu ou rejeu).

Par exemple dans la zone structurale 3, lors de la distension oligomiocène, il s'agit des fractures de la famille directionnelle 015 à 035 (voir fig. 91 et 93).

b) Les fractures ayant la direction du raccourcissement principal Z lors d'une phase de compression. Ce sont, soit des décrochements-écartements lorsque la fracture étant légèrement oblique par rapport à Z, il y a un rejet subhorizontal, soit des fractures sans rejet qui subissent alors un écartement de leur lèvres, soit parfois (assez rarement) des failles normales.

2°) Le karst utilise ensuite, et ceci avec une fréquence proportionnelle à l'angle qu'elles forment avec l'allongement principal (X), les fractures ayant eu un jeu ou un rejeu lors de la phase tectonique qui a précédé (voir fig. 121).

Les fractures qui ont une direction formant un angle petit avec l'allongement principal (X) seront statistiquement peu karstifiées tandis que celles dont la direction forme un angle grand avec X seront statistiquement fréquemment karstifiées.

Le maximum de karstification se fera donc sur les fractures perpendiculaires à X, c'est-à-dire sur les failles normales et les décrochements - écartements décrits précédemment.

Mais une fracture, pour être karstifiée doit avoir eu un jeu ou un rejeu lors de la phase tectonique qui a précédé la karstification.

En effet, une fracture de direction favorable faisant donc un angle grand avec X, mais qui par des conditions structurales locales (mouvements relatifs de blocs peu déformés par exemple), n'a pas eu de rejeu lors de la phase tectonique qui a précédé la karstification, aura statistiquement moins de chance d'être karstifiée (voir fig. 122).

L'explication semble résider dans la longueur et la non interruption par les décalages, des fractures induites par le rejeu ultime.

Les fractures ayant rejoué en dernier, décalant toutes celles qui n'ont pas eu de rejet, sont plus longues que ces dernières (voir fig. 122).

Si leur direction est favorable, elles auront tendance à former de longs drains non interrompus qui seront très karstifiés.

Mais si leur direction n'est pas favorable, dans le cas par exemple d'une longue faille inverse, ce paramètre longueur n'aura pas d'influence sur la karstification.

L'importance du paramètre longueur de la fracture et surtout, du non décalage de celle-ci, est confirmé par l'arrêt fréquent de l'enfoncement du karst sur les ripages banc sur banc.

Cette importance des ripages banc sur banc sera analysée plus en détail dans un paragraphe ultérieur (§ VI.i).

C'est sans doute par l'influence des mêmes paramètres que deux familles de fractures de même importance (en nombre et en longueur de fractures), très proches l'une de l'autre par leur direction, n'auront pas le même degré d'utilisation par le karst si l'une des deux a eu un nombre de rejeux supérieur à l'autre lors des phases tectoniques successives.

V - EVOLUTION DU KARST DU BAS-VIVARAIS SOUS L'INFLUENCE DES ----- PHASES TECTONIQUES QUI ONT AFFECTE LA REGION -----

Du schéma de sélection des fractures par la karstification qui vient d'être exposé, il est facile d'extrapoler l'évolution des directions préférentielles du karst bas-vivarois depuis la fin du Crétacé.

Le karst du Bas-Vivarais a évolué suivant quatre grandes périodes.

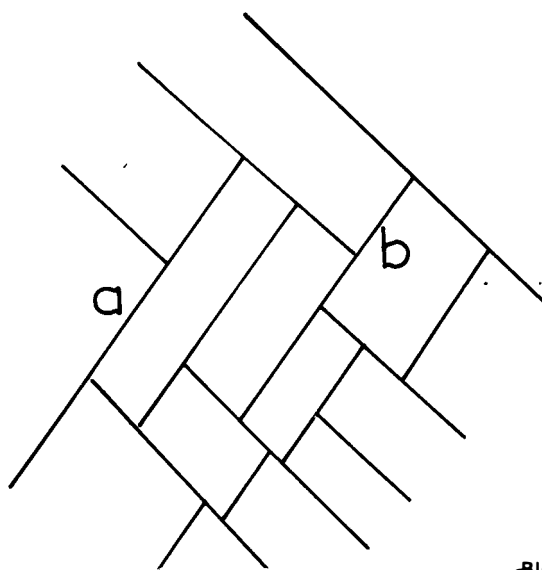
1°) Du karst de creusement antérieur à la phase pyrénéo-provençale on ne connaît presque rien en dehors des poches karstiques à remplissage d'argile crétacé supérieur et éocène inférieur, et ceci pour deux raisons : l'intensité de l'érosion et de la karstification postérieure et la non connaissance des directions de ce karst ainsi que des conditions structurales qui ont pu présider à son établissement.

2°) Le second type directionnel de karst a été celui qui s'est creusé entre la phase pyrénéo-provençale (Barthonien moyen) et la phase de distension (qui a débuté au Sannoisien). Les directions de ce karst ont donc été sous l'influence exclusive de la phase pyrénéenne.

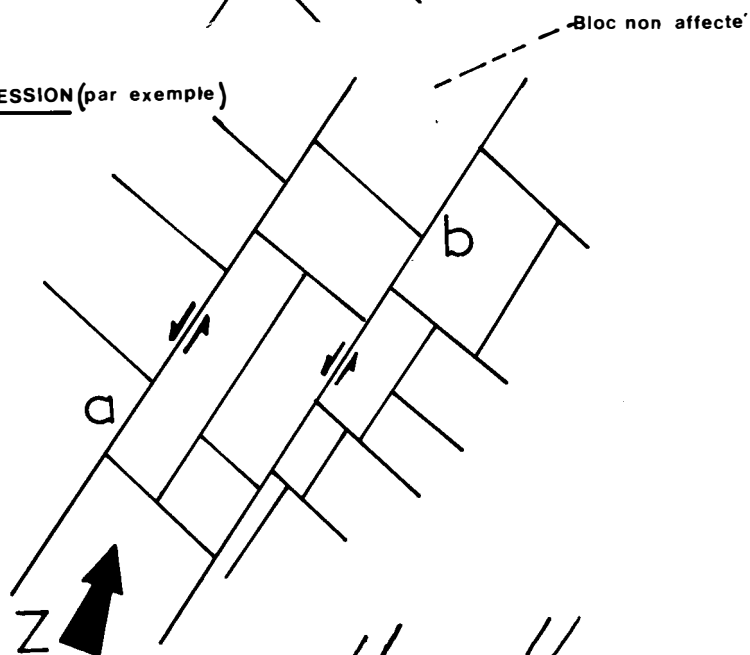
En conséquence, selon le schéma statistique qui a été exposé dans le paragraphe précédent, ce karst s'est développé (si l'on prend la zone

FIG.122: INFLUENCE DU JEU OU REJEU DES FRACTURES SUR LA KARSTIFICATION ; REPRESENTATION SCHEMATIQUE

1) ETAT INITIAL



2) PHASE DE COMPRESSION (par exemple)



3) KARSTIFICATION

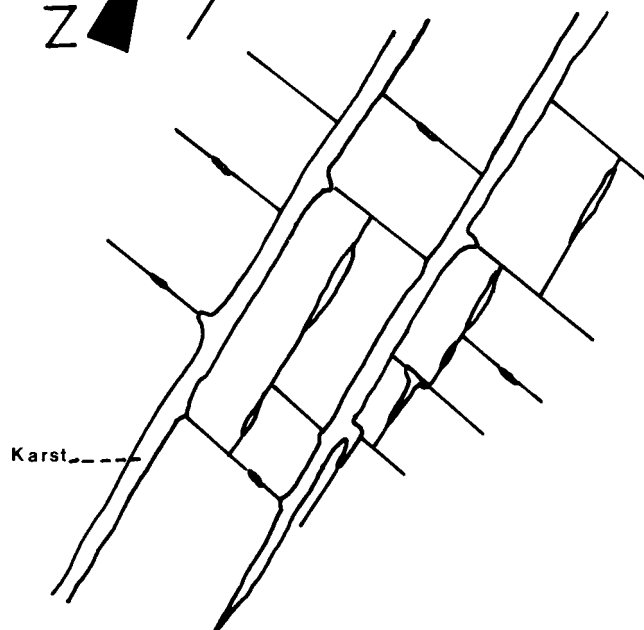
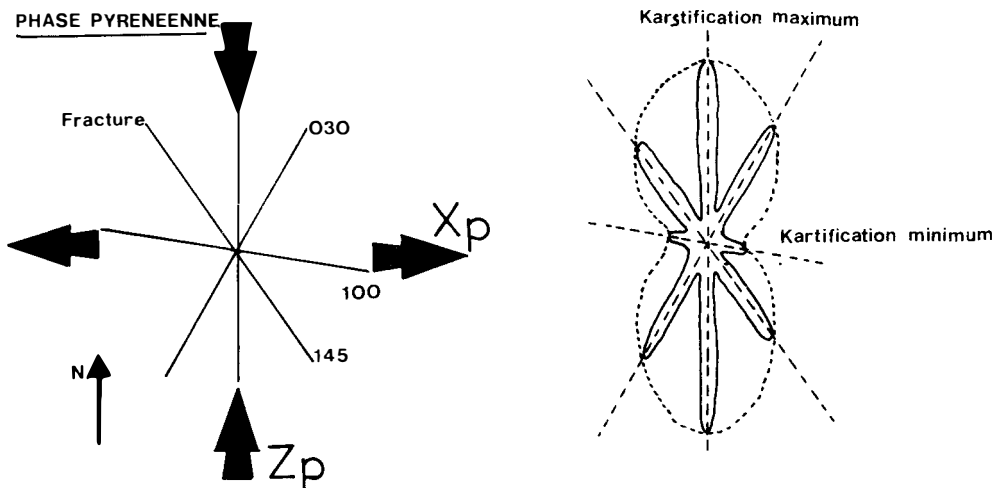
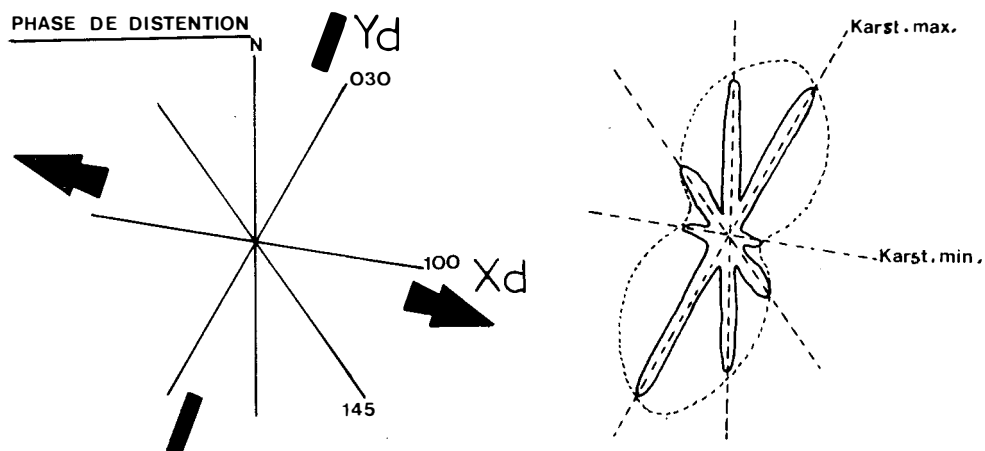


FIG123: EVOLUTION SCHEMATIQUE DES DIRECTIONS DU KARST DANS LA ZONE STRUCTURALE 3 DU BAS VIVARAIS

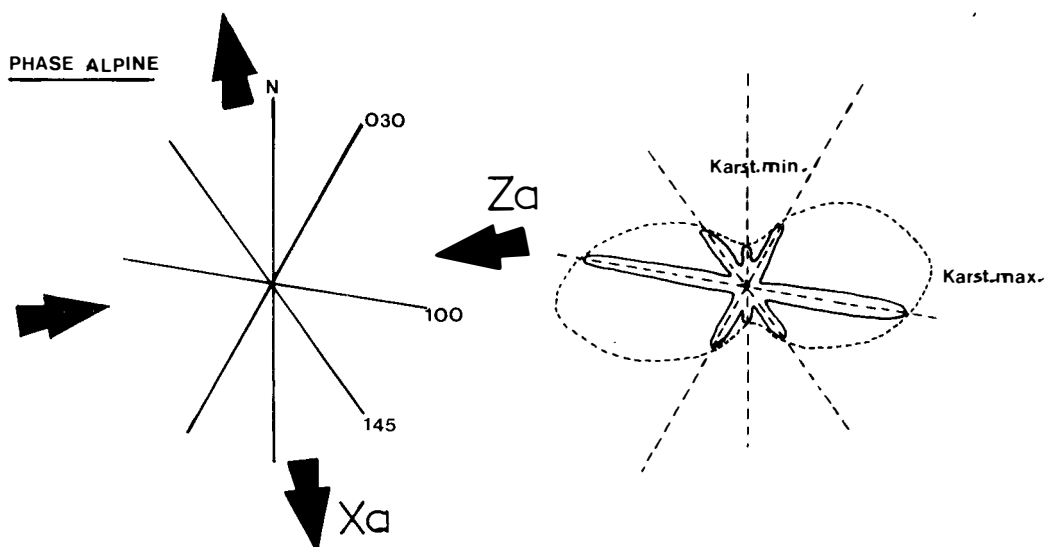
1) KARSTIFICATION POST-PYRENEENNE ET ANTE-DISTENTION



2) KARSTIFICATION OLIGOMIOCENE . (PENDANT ET APRES LA PHASE DE DISTENTION ET ANTE ALPINE)



3) KARSTIFICATION POST-ALPINE (PLIO.QUATENAIRE)



structurale 3 par exemple), préférentiellement sur les fractures subméridiennes, la direction principale de raccourcissement étant en moyenne dans cette zone, Nord-sud (voir fig. 123). Les autres familles de fractures karstifiées préférentiellement à cette époque ont été celles qui ont joué en décrochement sénestre (015 à 035) et dextre (135 à 155) sans former un angle trop grand avec la direction de Z.

Ce karst, post-barthonien et anté-stampien, est difficile à retrouver actuellement, car il a subi l'influence de l'érosion (disparition par la baisse du niveau topographique) et de karstifications postérieures (recoupement, réutilisation, comblement par l'argile, les éboulis d'effondrement ou par la calcite de concrétionnement).

Ce karst a pu être également déformé par les phases tectoniques postérieures.

Certains des réseaux Nord-sud de la région de Vallon, très courts et très concrétionnés sont peut être en partie de cette époque.

Mais il est très difficile de vouloir différencier ce karst de celui qui a suivi et ceci pour deux raisons :

- La phase de distension n'ayant pu oblitérer les directions préférentielles du karst antérieur à elle et sa direction d'allongement étant assez proche de la direction d'allongement pyrénéen (surtout dans la zone structurale 3) les directions utilisées par le karst post-distension seront très proches de celles du karst anté-distension.

- Le karst anté-distension n'a pu se développer que pendant une période très courte (de moins de 5 millions d'années) par rapport au karst post-distension (qui a pu s'établir pendant plus de 20 millions d'années). Ses structures auront donc été nettement disproportionnées par rapport à celles qui auront suivi et qui auront pu facilement les masquer par l'ampleur de leur cavernement.

3°) Le troisième type directionnel de karst est celui qui s'est creusé pendant et après la phase de distension qui a débuté au Sannoisien et ceci jusqu'à la phase alpine de la fin du miocène (pontien).

Une phase de distension ne peut oblitérer aucune direction de fracture, le raccourcissement principal étant subvertical, aussi dans le Bas-Vivarais la phase de distension n'a fait qu'"ouvrir" au karst de nouvelles familles de fractures sans "fermer" celles qu'il utilisait déjà (en dehors des fractures sans rejeu décallées par des failles normales).

Ces nouvelles directions qui ont pu être karstifiées ont été, suivant toujours le même principe, tout d'abord, celles des fractures perpendiculaires à l'allongement principal (voir fig. 123). C'est-à-dire, si l'on prend l'exemple de la zone structurale 3, celles de direction 015 à 035, puis celles des fractures ayant un rejeu normal. Dans la zone structurale 3, les fractures les moins karstifiées pendant cette période, ont été celles de direction subparallèle à X, c'est-à-dire celles Est-Ouest.

Toutes ces directions favorables se retrouvent sur les histogrammes des réseaux karstiques étudiés rapportés à cette époque (voir fig. 107, 109 et 110 pour la zone structurale 3).

Ce karst a été recoupé et réutilisé parfois par le karst postérieur. Les failles alpines ont également affecté les faleries du karst oligo-miocène mais la corrosion des parois, le concrétionnement ont bien souvent "effacé" ces traces de l'influence d'une phase tectonique postérieure au creusement et ceci d'autant plus facilement que le rejet alpin des fractures n'a jamais été très important (décimétrique tout au plus pour la majorité des failles). Mais l'influence des failles alpines sur le karst oligo-miocène est marquée par des surcreusements lorsque les débits transitant par elles sont importants et par un concrétionnement lorsque ces débits sont faibles (voir fig. 113).

4°) Le dernier type directionnel de karst est celui qui s'est creusé depuis la phase alpine (Pontien) jusqu'à nos jours et qui continu d'évoluer sous nos yeux. Il se décompose comme il l'a été dit, en un karst superficiel et en un karst profond actif.

Ce karst est orienté préférentiellement par les décrochements-écartements de direction proche de celle du raccourcissement principal alpin Z, puis par toutes les fractures ayant joué en décrochement lors de cette phase (voir fig. 123). Les fractures subméridiennes, elles, sont "fermées" au karst puisque subparallèles à l'allongement principal alpin.

Le karst profond, déjà bien hiérarchisé, suit assez fidèlement ces directions et c'est ce qui a été vu dans l'étude des directions du karst.

Le karst superficiel lui, par sa hiérarchisation plus faible, est moins influencé par la direction de Z. C'est apparemment la famille de fracture la plus peuplée dont la direction est la plus proche de celle de Z (et non celle se trouvant subparallèle à Z) qui oriente en tout premier le karst. Ceci est visible sur les fig. 115 et 116.

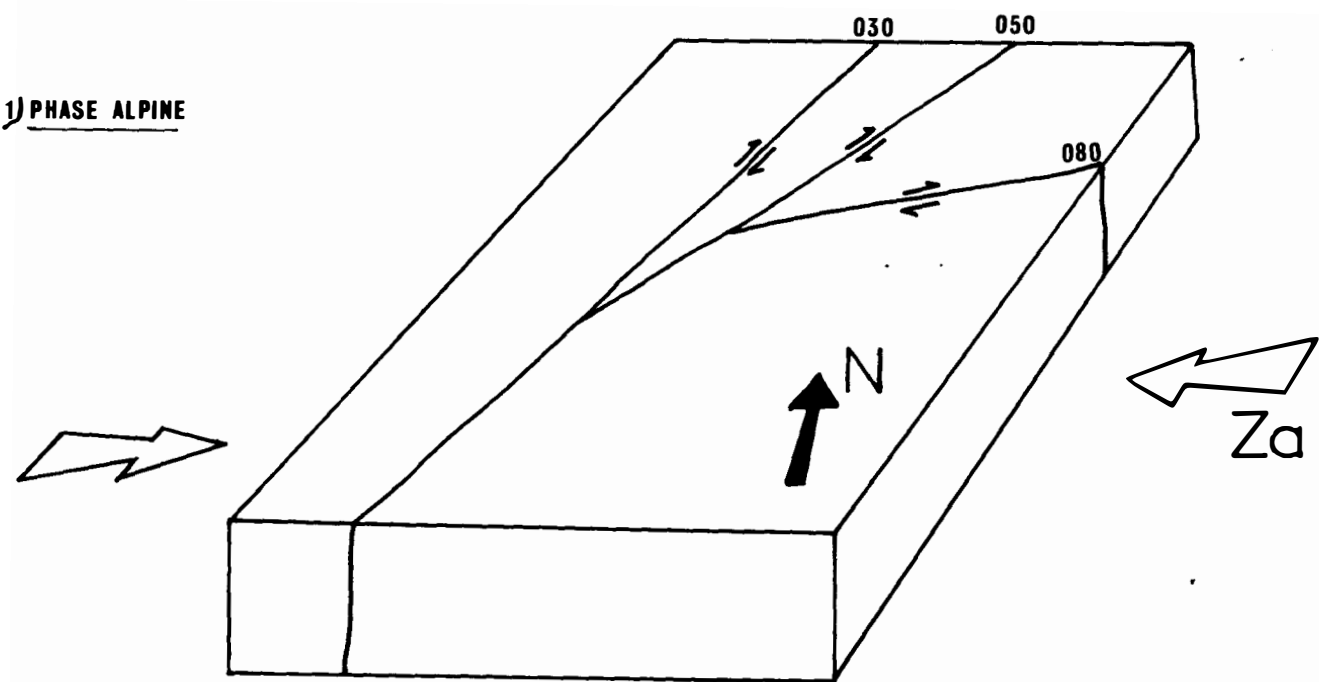
Ce karst superficiel subit une hiérarchisation dans deux plans de l'espace. L'eau de ruissellement tend à rejoindre et à utiliser les fractures les plus proches directionnellement du raccourcissement alpin :

- Dans le plan vertical lors de l'enfouissement.
- Dans le plan subhorizontal, lorsqu'il y a un léger sens d'écoulement et que la pénétration en profondeur n'est pas immédiate.

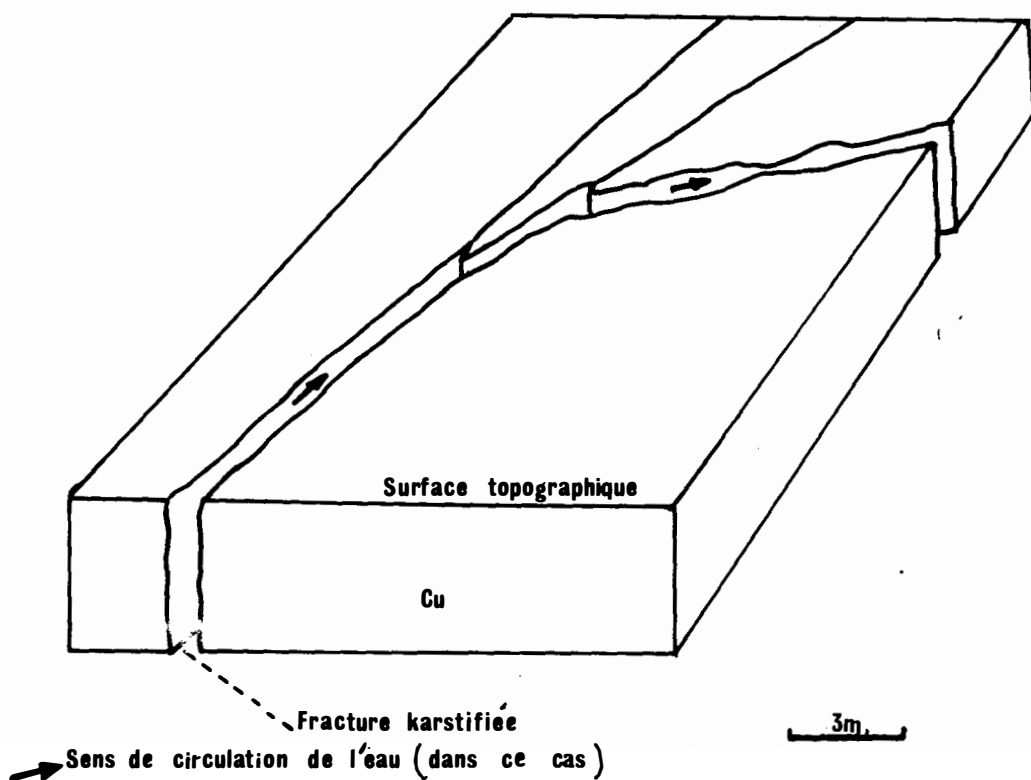
Ces deux phénomènes sont visibles sur le terrain et tout particulièrement le second (voir fig. 112 et 124).

FIG.124: HIERARCHISATION DU KARST SUPERFICIEL DANS LE PLAN SUBHORIZONTAL (EN FONCTION DE Z ALPIN) - CAS OBSERVE -

1) PHASE ALPINE



2) KARSTIFICATION



VI - ROLE DES STRUCTURES TECTONIQUES DANS L'HYDROLOGIE KARSTIQUE

DU BAS-VIVARAIS

Dans le but de résumer et de schématiser le contenu des chapitres précédents, il est nécessaire de récapituler et de préciser toutes les structures tectoniques qui jouent ou ne jouent pas un rôle dans l'hydrologie karstique du Bas-Vivarais.

VI.-1. LES STRUCTURES TECTONIQUES JOUANT UN ROLE DANS LE PROCESSUS DE LA KARSTIFICATION

Les structures tectoniques jouant un rôle sont de plusieurs types :

VI.-1.1. Les fractures

Les structures cassantes jouant un rôle dans la karstification ne seront pas analysées en détail ici, ceci ayant été fait dans les pages précédentes. Ces structures cassantes sont :

a) Les failles normales : elles jouent un rôle proportionnellement à l'angle qu'a formé leur direction avec l'allongement principal X, lors de la phase tectonique qui a précédé la karstification. Elles jouent un double rôle :

- Tout d'abord le rôle de drain karstique et également un rôle dans la localisation des sources vauclusiennes (voir Gèze) par mise en contact de terrains perméables et imperméables. C'est le cas par exemple de la localisation de toutes les sources qui jalonnent la faille boudièrre du fossé d'Alès (Font Garnide, etc..).

b) Les décrochements : Ils jouent un rôle proportionnellement également à l'angle que forme leur direction avec l'allongement principal X, les plus utilisés par le karst étant les décrochements-écartements (de direction subparallèle à Z).

Mais il faut remarquer que ces structures cassantes ne joueront un rôle dans la karstification qu'à condition d'avoir joué ou rejoué lors de la dernière phase tectonique ayant précédé celle-ci.

Le pendage des fractures ne semble jouer, lui, qu'un rôle mineur en dehors d'une utilisation statistiquement préférentielle, des fractures favorables de direction proche d'Est-Ouest ayant un pendage vers le Sud, par le karst plio-quaternaire superficiel (voir fig. 115).

VI.-1.2. Les ripages banc sur banc

Les ripages banc sur banc jouent un rôle dans la karstification, insoupçonné jusqu'à nos jours.

En effet, fréquents même dans les calcaires "massifs" du faciès Urgonien, ils ont la particularité de fractionner dans le plan horizontal les fractures antérieures ne rejoignant pas. Ils créent également des décrochements inter-bancs (voir fig. 30 et 72).

Les observations de terrain montrent que la karstification est freinée, et même souvent arrêtée dans son approfondissement, par ces ripages (voir fig. 125) : suivant une fracture favorable, l'eau descend jusqu'au ripage, là elle ne trouve plus la suite de la fracture et doit cheminer horizontalement (en suivant toujours la même fracture) jusqu'à la rencontre d'une autre fracture favorable, se trouvant dans la strate inférieure et coupant l'intersection du ripage et de la fracture primitivement utilisée.

De nombreuses galeries au creusement réputé sur joint de stratification se sont creusées selon ce processus, sur une fracture favorable décallée (le plus souvent un décrochement ou une faille normale) ou sur un décrochement interbanc (voir fig. 126).

L'examen de la galerie ne permet pas, le plus souvent, de retrouver la fracture originelle disparue par érosion et corrosion, mais les directions de ces galeries basses se trouvent être justement le plus souvent celles de familles de fractures favorables du même secteur.

C'est le cas par exemple de nombreuses galeries basses des grottes de St Marcel.

Il est remarquable également que les secteurs les moins karstifiés dans le Bas-Vivaraïs se trouvent être les secteurs où les ripages banc sur banc sont les plus fréquents. C'est le cas notamment du secteur se trouvant à l'Ouest de St Remèze.

Les ripages banc sur banc jouent sans doute un rôle également dans la karstification beaucoup plus rare des roches calcaires à strates minces.

VI.-1.3. Les joints de stratification (sans mouvement relatif des deux strates).

Le rôle des joints de stratification est complexe :

a) Lorsque le pendage est très fort ou subvertical le joint de stratification joue le même rôle de discontinuité que la fracture, les mêmes critères tectoniques, qui ont été exposés plus haut, jouent. Ce cas ne se présente que très rarement dans le Bas-Vivaraïs.

**FIG.125: KARST ARRÊTÉ SUR DES RIPAGES BANC SUR BANC
(RÉGION DE VALLON)**

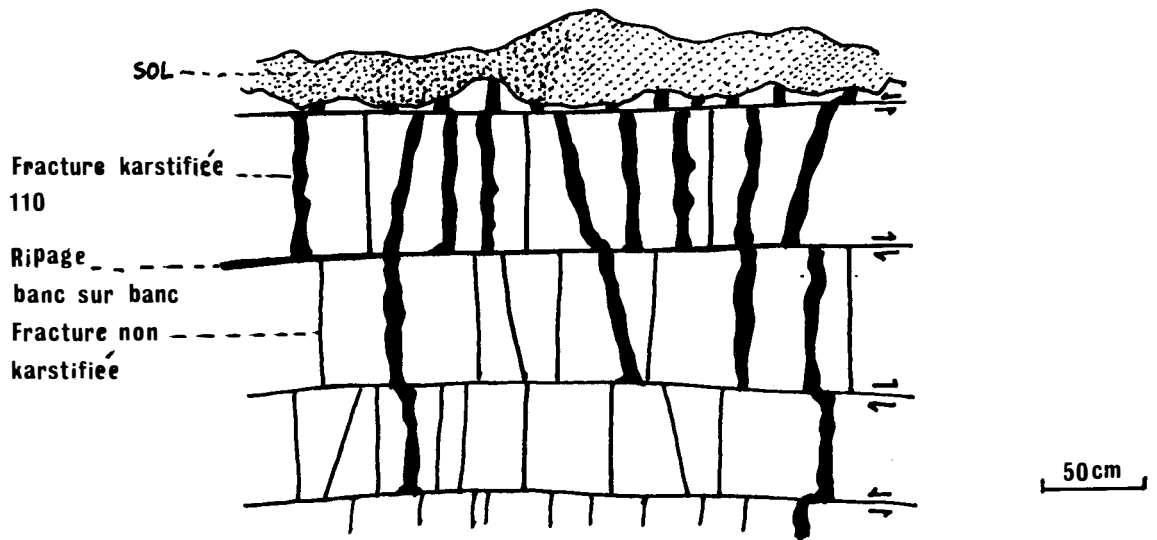
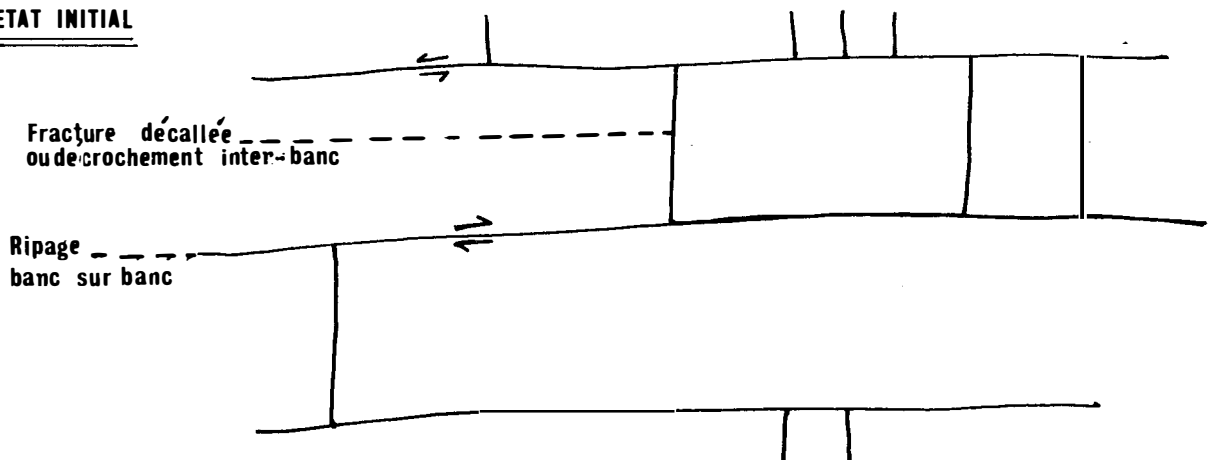
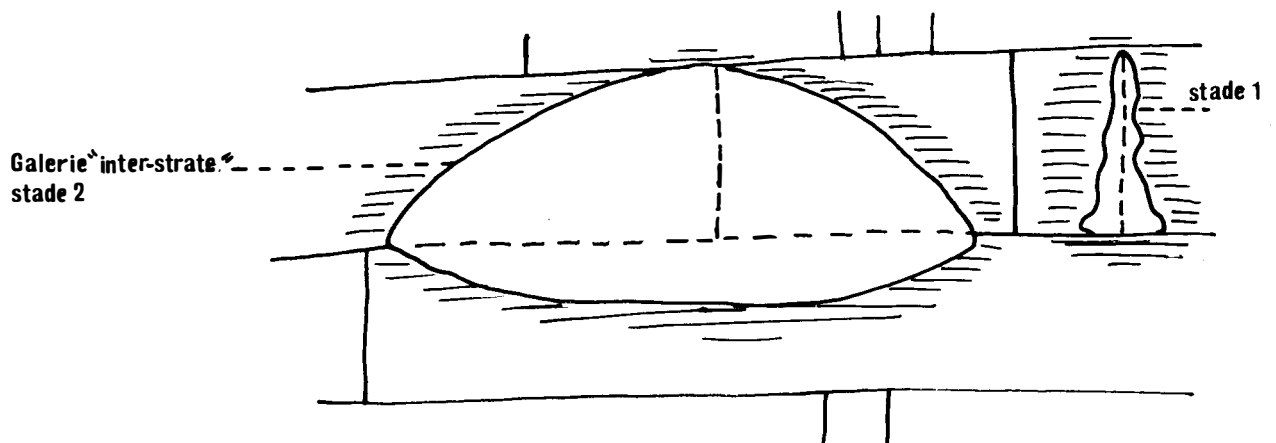


FIG.126: MODE DE CREUSEMENT DES GALERIES INTER-STRATES

1) ETAT INITIAL



2) KARSTIFICATION



b) Lorsque le pendage est faible ou nul le rôle du joint de stratification est multiple bien que son influence dans l'orientation des écoulements karstiques soit nulle :

- C'est parfois à son intersection avec les fractures que se creusent les galeries karstiques.

- Il assure la liaison entre les fractures karstifiées conduisant l'eau, par des galeries souvent de faible diamètre (décimétrique tout au plus) d'une fracture à une autre plus favorable à l'écoulement. Le joint de stratification est très souvent le lieu de passage d'eau, mais l'énorme disproportion de facilité d'écoulement et de creusement entre le plan de stratification et le plan de fracture, draine automatiquement l'eau vers ce dernier. C'est pour cette raison que les galeries karstiques se trouvent le plus souvent sur des fractures, les joints de stratification ne servant qu'à conduire les eaux de précipitation vers celles-ci.

C'est pour cette raison que de nombreuses concrétions de parois des galeries karstiques se forment à partir de l'eau percolant d'un joint de stratification vers la galerie.

Mais le joint de stratification peut donner le passage à des débits importants (et parfois à des galeries de diamètre appréciable) dans les régions très peu fracturées ce qui n'est pas le cas de la majorité des secteurs du Bas-Vivarais.

Les crochons de strate bordant les fractures ainsi que les basculements de couches drainent également les eaux karstiques jusqu'à la rencontre d'une fracture favorable.

VI.-1.4. Les structures associées directement aux failles : Filons de calcite de bordure et feuilletage tectonique :

Parmi les structures associées directement aux failles il en est qui contribuent à l'intensification du caractère privilégié de celles-ci dans la karstification. Mais l'évaluation de l'importance du rôle de ces structures est difficile à établir du fait de leur lien étroit et indissociable avec les failles.

a) Les filons de calcite bordant les failles sur parfois plusieurs mètres d'épaisseur jouent en certains endroits, un rôle de barrière autour du plan de fracture, concentrant les circulations d'eau dans la zone de fracture elle-même.

b) Le feuilletage tectonique joue également un rôle de création de vides nombreux bien que souvent calcifiés. Il élargit la zone de circulation de l'eau autour de la fracture elle-même et rend plus facile l'élargissement des drains s'établissant sur celle-ci.

VI.-2. LES STRUCTURES TECTONQUES N'AYANT QUE PEU D'INFLUENCE SUR LA KARSTIFICATION

Les structures tectoniques n'influent pas sur la karstification dans le Bas-Vivarais sont elles aussi de plusieurs types.

VI.-2.1. Les fractures peu favorables

Ce sont toutes les fractures de direction ayant formé un petit angle avec l'allongement principal X, lors de la phase tectonique qui a précédé la mise en place du karst :

a) Décrochements-rapprochements et failles inverses s'il s'agissait d'une phase de compression.

b) Failles normales ou décrochements subparallèles à X, s'il s'agissait d'une phase de distension.

c) Fractures sans rejet de direction subparallèle à X dans tous les cas (diaclasses en particulier).

Il est évident que ces failles défavorables à l'établissement du karst peuvent devenir favorables lors d'une phase tectonique ultérieure. C'est le cas de la faille inverse pyrénéenne de la carrière au Sud de Viviers représentée sur la fig. 65, qui s'est karstifiée après un rejeu normal.

Les fractures défavorables sont fréquentes dans le Bas-Vivarais. Elles ne sont statistiquement que rarement karstifiées et recoupent les galeries karstiques sans en affecter ni la forme, ni la direction.

VI-2.2. Les fentes calcifiées

Il est très difficile de déterminer le rôle qu'ont pu jouer les fentes calcifiées dans la karstification car leurs directions sont très proches de celles des décrochements-écartements (phase de compression) et de celles des familles de failles normales (phase de distension).

Pour cette raison les fentes calcifiées peuvent même servir à apprécier très rapidement les directions qui seront les plus utilisées par le karst fossile et actuel dans un secteur donné (dans le cas d'une reconnaissance rapide auquel on ne demande ni des résultats quantitatifs, ni une différenciation des directions de chaque époque de creusement du karst).

Mais l'observation de terrain prouve la rareté de l'utilisation des fentes calcifiées par le karst, et ceci s'explique par deux raisons :

a) Les fentes calcifiées sont le plus souvent discontinues (ex. voir fig. 15) et n'ont que rarement, dans le Bas-Vivarais, une longueur supérieure à une dizaine de mètres.

b) La calcite, plus ^{Pure} que le calcaire, est plus résistante à la corrosion que ce dernier, ce qui explique la mise en relief des filons de calcite et des fentes calcifiées par l'érosion.

VI.-2.3. Les styloïtes

Les styloïtes n'ont aucune influence sur la karstification, ce qui est évident puisqu'il s'agit de structures de dissolution se produisant sous l'influence du raccourcissement principal Z.

VII - ESSAIS D'INTERPRETATION DES CAUSES DU ROLE DIRECTEUR DE

CERTAINES FRACTURES SUR LES DIRECTIONS DE LA KARSTIFICA-

TION DU BAS-VIVARAIS

S'il est relativement aisé de constater que, statistiquement, ce sont les fractures de direction suborthogonale à l'allongement principal X provoqué par les phases tectoniques successives, qui sont les plus fréquemment karstifiées, il est par contre plus difficile de dire pourquoi.

Plusieurs hypothèses peuvent en effet être envisagées pour expliquer ce phénomène.

VII.-1. INFLUENCE DE L'ECARTEMENT DES LEVRES DE LA FRACTURE SOUmise A UN ALLONGEMENT PRINCIPAL PERPENDICULAIRE

L'influence de l'écartement maximum des lèvres de la fracture sous l'influence de l'allongement principal perpendiculaire est la première hypothèse qui vient à l'esprit.

Cet écartement maximum faciliterait la pénétration des eaux dans le calcaire.

Cette hypothèse est en partie confirmée par le fait que les familles de fracture subhorizontale à X, sont assez souvent calcifiées lorsqu'elles ne sont karstifiées.

Le processus suivant peut être envisagé : une fracture dans un calcaire, dont la mise sous contrainte a entraîné un allongement perpendiculaire à son plan, subit un écartement maximum de ses lèvres. Elle sera par la suite soit karstifiée, si les conditions locales de transfert des eaux

le permettent, soit calcifiée si le ruissellement des eaux se fait avec de très faibles débits. Mais il semble que la calcification (en dehors du concrétionnement proprement dit) ne se produise que pendant la période où la roche est sous état de contrainte, par recristallisation de la calcite des structures de dissolution (stylolites) tandis que la karstification s'élabore pendant la mise sous contrainte tectonique et après la disparition de celle-ci.

L'influence de la tectonique vivante pendant la karstification doit donc être prépondérante sur l'évolution des plans de fractures : toute faille favorable n'ayant pas subi même qu'un début de karstification pendant les mises sous contrainte risque de se calcifier et de perdre en partie ses qualités vis à vis de l'écoulement des eaux.

Ceci explique l'influence plus forte d'une phase de distension, s'étalant le plus souvent sur de grandes périodes par rapport à une phase de compression ne durant relativement que peu de temps.

VII.-2. INFLUENCE DE LA "MEMOIRE" DE LA ROCHE : MICRO-POROSITE ET MISES SOUS CONTRAINTE

Des recherches, à l'Université des Sciences de Toulouse (J.L. Dandurand, J.P. Fortune, R. Perami, J. Schott et F. Tollon), ont montré que la mise sous contrainte d'échantillons de roche, calculée pour être bien en dessous du point de rupture, provoquait une microfissuration de la roche qui pouvait être descellée en particulier par l'augmentation de la microporosité de l'échantillon après l'expérience. Cette microporosité accrue persistait par la suite et s'augmentait après chaque nouvelle mise sous contrainte.

Il existerait donc une véritable "mémoire" de la roche aux divers états de contrainte qui l'ont affecté.

Or la microporosité est le point de départ de la corrosion de la roche et son accroissement entraîne automatiquement une augmentation des phénomènes de corrosion donc de karstification dans les calcaires.

La microporosité doit augmenter à l'approche des fractures (qui correspondent au point de rupture) et elle est peut être variable selon le type et selon l'histoire tectonique de celles-ci, ceci pourrait alors contribuer à l'augmentation de la perméabilité et de la corrosion des zones de fracture qui par leur histoire tectonique, ont induit dans la roche encaissante une microporosité maximum.

Tout le problème consiste à savoir si la microporosité et donc la perméabilité, est orientée dans une roche soumise à des états de contrainte. Les recherches en cours dans certains laboratoires le démontreront peut-être.

VII.-3. INFLUENCE DU BROUAGE DE LA ROCHE AUTOUR DE LA FRACTURE

Le broyage de la roche autour du plan de fracture (induisant une brèche de faille) joue sans doute lui aussi un rôle dans la perméabilité maximum de la zone de fracture.

Ceci pourrait expliquer en partie l'influence des rejeux multiples qui induiraient un broyage maximum, et qui surtout réouvriraient les interstices des brèches de failles antérieurs lorsqu'il y a eu calcification de celles-ci.

VII.-4. INFLUENCE DE LA NON INTERRUPTION DES FRACTURES REACTIVEES

Il a été vu que les fractures ayant eu un rejeu, lors de la phase tectonique précédant la karstification, étaient utilisées préférentiellement par celle-ci.

Et il semble logique de voir là, comme il l'a été dit plus haut, une influence de la non interruption des fractures ayant rejoué par rapport à celle n'ayant pas été réactivées et ceci en dehors de toute influence de direction d'allongement ou de raccourcissement.

Une fracture réactivée formera ainsi un long drain potentiel continu.

L'influence du décalage d'une fracture est la même que l'interruption soit dans le plan subvertical (par une autre fracture réactivée) ou qu'elle soit dans le plan subhorizontal (par un ripage banc sur banc).

VII.-5. CONCLUSION

Les causes du rôle directeur des fractures dans la karstification sont sans doute multiples, intégrant toutes celles qui viennent d'être exposées. Mais il s'agit d'un domaine de recherche encore peu exploré faisant appel autant à la mécanique des roches qu'à la microtectonique.



ESSAIS DE MISE EN EVIDENCE

DE DIRECTIONS DE FRACTURES KARSTIFIEES

PAR LA METHODE ELECTRIQUE. (A. LESQUER)*

I - INTRODUCTION

Le problème de la détermination des axes préférentiels de la karstification peut être traité également par les méthodes géophysiques.

C'est ainsi que les sondages électriques directionnels peuvent fournir les directions de fissures préférentiellement employées par les eaux d'infiltrations et surtout, les variations avec la profondeur de ces directions.

Dans le cadre d'un rapport de Diplôme d'Etude Approfondie, A. Lesquer avec l'aide de B. Blasco, P. Lenoir et de l'auteur, a entrepris une étude rapide des directions de fissures karstifiées dans quelques secteurs du Bas-Vivarais calcaire.

*Je tiens à remercier ici A. Lesquer du Laboratoire de Géophysique du Professeur Louis, ainsi que B. Blasco et P. Lenoir qui ont bien voulu s'intéresser à la karstification du Bas-Vivarais, et qui ont effectués une campagne rapide de d'étude par les méthodes électriques, voir bibliographie.

SONDAGES ELECTRIQUES DIRECTIONNELS

FIG.127: SCHEMA DE MONTAGE

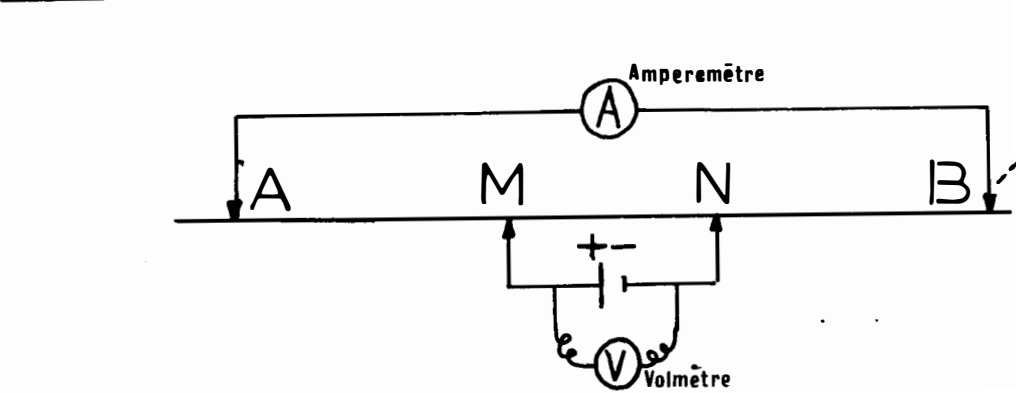


FIG.128:SCHEMA DE DISPOSITION DE LA LIGNE , POUR UNE PROFONDEUR $\frac{AB}{2}$ DONNEE , SUIVANT 4 DIRECTIONS DIFFENTES .

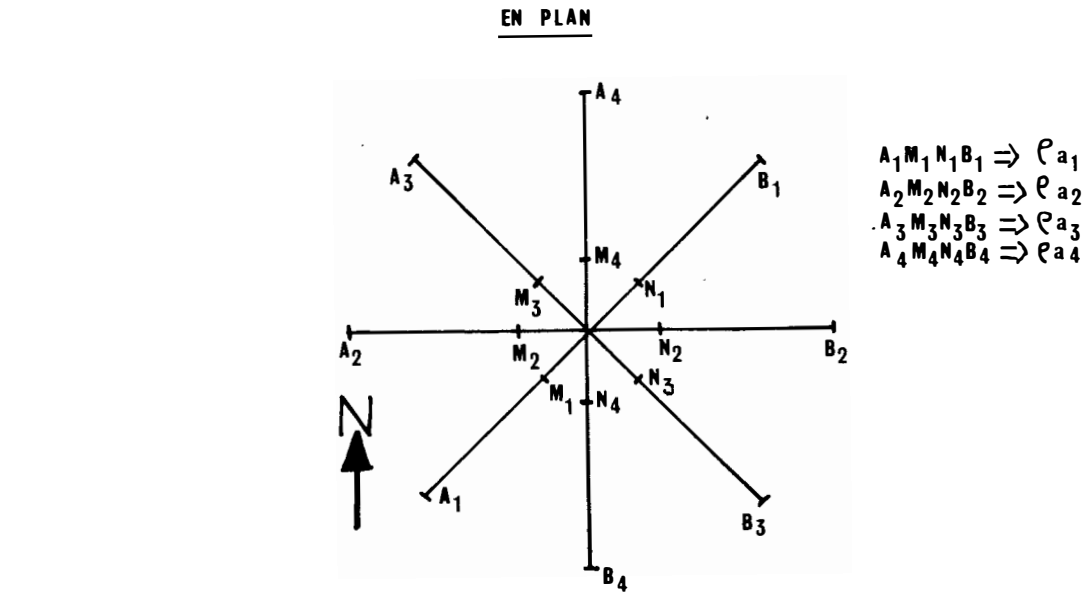
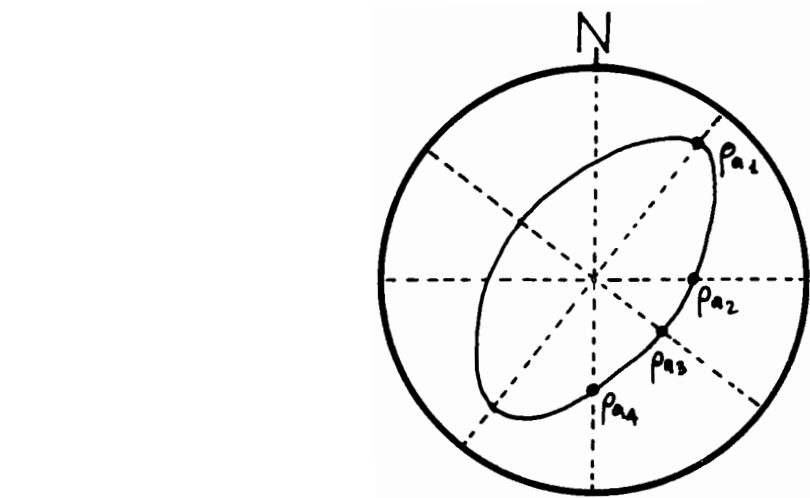


FIG.129:CONSTRUCTION DES DIAGRAMMES DIRECTIONNELS DE ρ_a



II - PRINCIPE TRES SCHEMATIQUE DE LA METHODE

Sans rentrer dans les détails des principes théoriques (basés sur le paradoxe de l'anisotropie) que l'on peut trouver dans de nombreux manuels de Géophysique, il est nécessaire de décrire très brièvement la méthodologie des sondages électriques directionnels.

Un courant de différence de potentiel connu est injecté dans le sol par deux électrodes. Il est capté par deux autres électrodes après avoir traversé un certain volume de terrain (voir fig. 127). On mesure alors l'intensité de ce courant. Il est possible alors de calculer, à l'aide de ces deux paramètres I et E , la résistivité apparente ρ_a . On peut dire alors, en schématisant, que cette résistivité apparente est fonction de la résistance, qui a été opposée au passage du courant par la roche. Et une ρ_a forte entre les électrodes alignées dans une direction donnée indique des fissures karstifiées de cette direction, à la profondeur correspondante à la longueur de la ligne donnée $\frac{AB}{2}$.

On effectue plusieurs sondages en un même point dans des directions différentes (on "tire la ligne" suivant plusieurs azimuts) (voir fig. 128).

Les résultats sont présentés sous forme de diagrammes, les valeurs de ρ_a correspondant à un même $\frac{AB}{2}$ étant reliées entre elles (voir fig. 129).

Les résultats sont qualitatifs mais non quantitatifs.

III - LES PRINCIPAUX RESULTATS

Le principal résultat intéressant à noter dans cette étude, et rentrant directement dans le cadre des recherches exposées ici, est la preuve géophysique que les directions préférentielles de la karstification dans le Bas-Vivarais évoluent bien avec la profondeur, par passage des directions du karst superficiel plio-quadernaire, aux directions préférentielles du karst fossile anté-pliocène.

Les résultats des sondages électriques de plusieurs secteurs le montrent assez clairement et tout particulièrement les deux sondages suivants:

III.-1. SONDAGE ELECTRIQUE St MARCEL 2

Ce sondage électrique a été effectué dans la zone structurale 3 à l'aplomb du réseau karstique des grottes de St Marcel, au SE de la maison forestière.

Le diagramme des résistivités apparentes (voir fig. 130) montre un changement très net avec la profondeur des directions de fractures karstifiées.

FIG.130 : DIAGRAMME DIRECTIONNEL DU SONDAGE ELECTRIQUE DE S^tMARCEL N^o.2

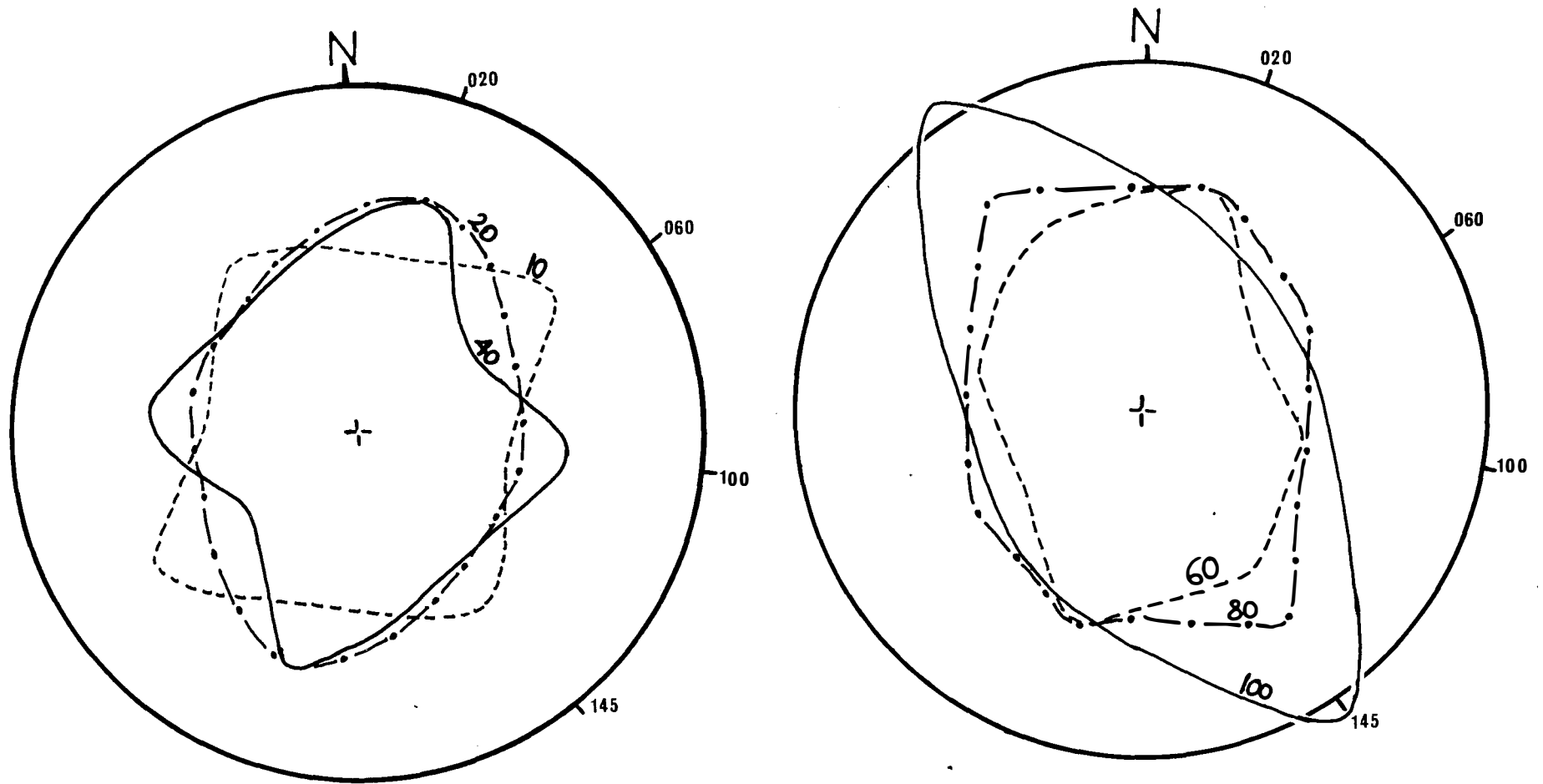
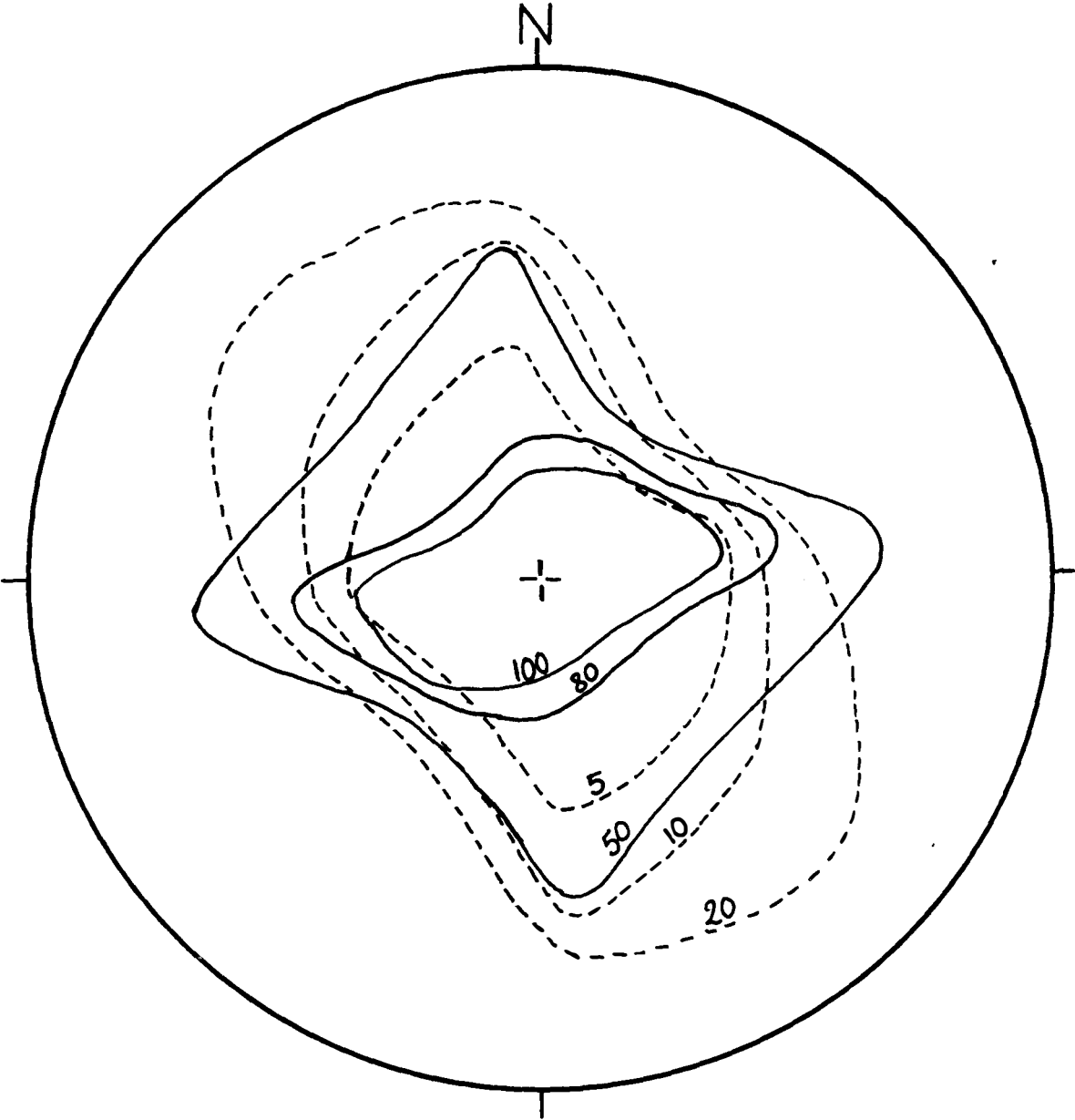


FIG.131: DIAGRAMME DIRECTIONNEL DU SONDAGE ELECTRIQUE LE PATY N°2



Pour $\frac{A}{2} = \frac{B}{2} = 40$ m, on a plusieurs directions, essentiellement 020 et 100.

Pour $\frac{A}{2} = \frac{B}{2} = 60$ m et 80 m,

on trouve toujours les directions 020 et 100, mais un allongement de direction 145 tend à devenir prédominant.

Et pour $\frac{A}{2} = \frac{B}{2} = 100$ m,

la direction 145 est nettement prédominante.

On a donc dans ce secteur, pour le volume de calcaire (de dimension inconnue) intégré par le sondage, une karstification superficielle utilisant des fractures alpines 100 et 020 et une karstification plus profonde de direction 145 correspondant sans doute à l'utilisation des failles pyrénéennes avec rejeu normal, de cette direction.

III.-2. SONDAGE ELECTRIQUE LE PATY n° 1

Ce sondage électrique a été effectué sur le plateau du Grand Paty au NNE de Bidon, dans la zone structurale 2 (à proximité de la zone structurale 3).

Le diagramme des résistivités apparentes (voir fig. 131) montre que jusqu'à $\frac{A}{2} = \frac{B}{2} = 20$ m, et conformément aux observations de surface, les fissures karstifiées sont préférentiellement de direction 130 à 150 (ce qui est proche du raccourcissement principal alpin, dans cette zone et correspond donc au karst superficiel plio-quaternaire) et qu'à partir de $\frac{A}{2} = \frac{B}{2} = 50$ m, la direction du plus grand allongement varie jusqu'à atteindre très nettement 070 à 075 pour $\frac{A}{2} = \frac{B}{2} = 80$ et 100 m.

Cette direction 070 à 075 correspond aux fractures 060 à 070 (famille de fracture dont la direction est la plus proche de celle du sondage ayant montré des , si fort). Le karst anté-pliocène, plus profond a donc utilisé les fractures 060 à 070 qui correspondent à des décrochements pyrénéens ayant eu le plus souvent des rejeux normaux.

IV - CONCLUSION

Les sondages électriques directionnels prouvent donc, et ceci est très net dans certains secteurs, que la karstification, en changeant d'âge de creusement avec la profondeur, change également de directions préférentielles, ce qui confirme les observations de terrain et les études statistiques sur les directions du karst.

Mais les sondages électriques ont le défaut de ne pas permettre de connaître avec précision le volume de roche intégrée lors de chaque mesure. De plus, il serait nécessaire de faire, pour un point donné, des sondages selon un plus grand nombre de directions et sur de plus grandes distances pour pouvoir interpréter avec plus de sûreté les diagrammes.

Et il faut remarquer que, les mesures obtenues concernant un volume important de terrain, les directions que l'on en tire sont donc des directions moyennes.

Mais ces sondages électriques sont intéressants par la possibilité qu'ils donnent d'analyser les directions de fractures karstifiées invisibles en surface, soit du fait de leur localisation profonde, soit du fait de recouvrements.



ETUDE STATISTIQUE DES DIRECTIONS PREFERENTIELLES

DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE DE SURFACE DES GORGES DE L'ARDECHE :

COMPARAISON AVEC LES DIRECTIONS DE FRACTURE

I - INTRODUCTION

Après avoir étudié les directions préférentielles des écoulements souterrains dans le Bas-Vivarais calcaire, il est intéressant d'analyser les directions préférentielles de l'écoulement privilégié de surface que constituent les gorges de l'Ardèche.

Pour cela une étude statistique des directions du cours de l'Ardèche, entre l'entrée et la sortie des gorges, a été entreprise.

II - LES DIRECTIONS PREFERENTIELLES DES GORGES DE L'ARDECHE

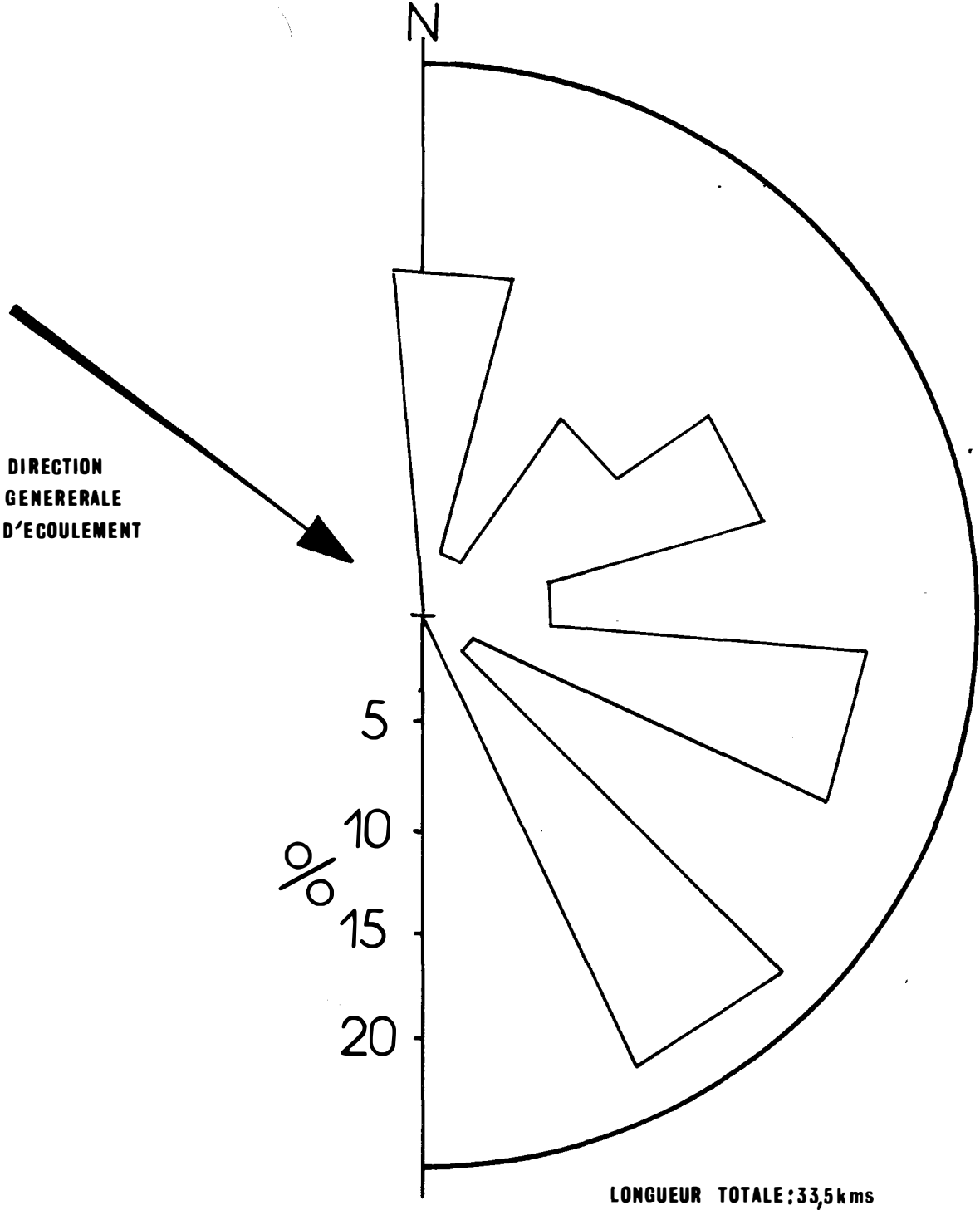
Les mesures des différentes directions que l'on trouve dans les gorges ont été mises sous forme d'histogramme (voir fig. 132). Dans cet histogramme, la totalité des gorges a été intégré (33,5 kms).

La première remarque que l'on peut faire est que la plupart des familles de fracture ont marqué cet histogramme par des maxima.

Mais deux familles manquent, celles de direction 015 à 035 et 155 à 175.

Ces directions correspondant à des familles de fracture, ont été utilisées proportionnellement à l'angle qu'elles forment avec la direction générale de l'écoulement des gorges de l'Ardèche (direction 125). Les plus utilisées sont celles de direction subparallèles à cette dernière.

FIG.132 : GORGES DE L'ARDECHE (HISTOGRAMME DIRECTIONNEL)



Pour cette raison l'histogramme a pour enveloppe un ellipsoïde dont le grand axe correspond à la direction générale de l'écoulement de l'Ardèche entre Vallon et St Martin.

Il semble donc, qu'à quelques exceptions près, les méandres de l'Ardèche se soient creusées en suivant les fractures principales du calcaire (ce qui correspond à de nombreuses observations de terrain comme par exemple dans le cas du méandre de la reculée de Tiourre) et ceci sur des longueurs proportionnelles à l'orientation de ces fractures par rapport à la direction de l'écoulement général.

Il semble donc qu'à première vue, aucun des paramètres structuraux (en dehors des directions de fractures), qui ont influé sur l'orientation préférentielle des écoulements souterrains, n'aient joué un rôle dans l'orientation du réseau hydrographique de surface des gorges de l'Ardèche.



CONCLUSION GENERALE

L'étude du rapport entre la tectonique, la microtectonique et les directions de la karstification dont l'exposé des résultats s'achève ici, a apporté des éclaircissements sur plusieurs problèmes importants.

- Tout d'abord la tectonique (et la microtectonique) du Bas Vivarais a été analysée d'une manière approfondie, apportant des éléments importants dans la compréhension de la structure et de l'évolution structurale de cette région.

- Ensuite le problème de l'implantation sélective des axes d'écoulements karstiques du Bas-Vivarais sur certaines fractures a été résolu.

- D'autres problèmes importants ont également trouvé une solution :

.- Age de creusement du karst de cette région.

.- Explication des directions préférentielles différentes pour chaque âge du karst (et par conséquence des directions variants avec la profondeur).

Toutes les solutions de ces problèmes particuliers peuvent avoir de nombreuses applications pratiques dans plusieurs domaines.

- En hydrogéologie karstique tout d'abord :
la connaissance des directions préférentielles des écoulements souterrains dans les réservoirs calcaires permettra à travers une meilleure représentation de la géométrie des écoulements, la mise sur pied d'une méthodologie, moins hasardeuse, dans la recherche de l'eau et en particulier dans l'implantation des forages.

- Pour les travaux du Génie Civil :

La connaissance des familles de fractures statistiquement les plus karstifiées, donc les plus aptes à provoquer des éboulements ou des inondations permettra une prévision plus juste des pentes de talus et servira dans de nombreux travaux en terrain calcaire ; implantation de barrage, percement de galerie, etc...

- Dans les travaux miniers en roche calcaire ces connaissances nouvelles serviront à la prospection des directions de fracture susceptible d'avoir été minéralisées préférentiellement (et c'est là tout un domaine de recherche).

Les applications des phénomènes exposés dans cette étude sur le Bas-Vivaraïs sont donc nombreuses.

C'est pour cette raison que ces recherches seront poursuivies dans le sens, tout d'abord d'un essai de généralisation, et ensuite d'un approfondissement des analyses avec l'aide de nouvelles méthodes : études de forages, études photogéologiques plus fines etc...

Car de nombreuses questions, en particulier sur les causes profondes, mécaniques pourrait-on dire, des phénomènes observés, restent posées.

BIBLIOGRAPHIE

- ARNAUD H. (1971).- Le plateau de Glaudasse : structure et place dans le cadre géologique régional. Essai d'interprétation photogéologique du Vercors méridional. *Géologie Alpine*, 47, p. 25-44.
- ARTHAUD F. (1969).- Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XI, 738-744.
- ARTHAUD F., MATTAUER M. (1969).- Sur les décrochements NE-SW sénestres contemporains des plis pyrénéens du Languedoc. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 290-291.
- ARTHAUD F., MATTAUER M. (1969).- Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. Géol. Fr. 7ème série. t.XI*, p. 738-744.
- ARTHAUD F., MATTAUER M. (1972).- Présentation d'une hypothèse sur la genèse de la virgation pyrénéenne du Languedoc et sur la structure profonde du Golfe du Lion. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 274, 524-527.
- ARTHAUD F., MATTAUER M. (1972).- Sur l'origine tectonique de certains joints stylolitiques parallèles à la stratification, leur relation avec une phase de distension (exemple du Languedoc). *Rev. Inst. Fr. du Pétrole*, n° Sept. Oct. 1972.
- ARTHAUD F., CHOUKROUNE P. (1972).- Méthodes d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme nord aquitaine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*
- BALAZUC D. J. (1955).- Inventaire des grottes du Bas-Vivarais. Bibliothèque Universitaire. Lyon. 150 p., 80 fig.
- BALL E. (1973).- Etude tectonique et microtectonique d'une région peu plissée en bordure de la faille des Cévennes : Causse de St Guilhem le Désert. Thèse 3ème cycle. Montpellier.
- BARBIER J. L. (1971).- Tectonique et circulations karstiques dans le Vercors méridional (Drôme). Influence des phases tectoniques superposées sur les axes de circulations. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 273.

- BARBIER J. L. (1972).- Etude hydrogéologique de la Haute vallée de la Vernaïson et de ses abords. Thèse de 3ème cycle. Grenoble.
- BERGERON (1907).- Sur les relations qui existent entre les accidents d'âge tertiaire et d'âge permien dans les Causses et les Cévennes. Bull. Soc. Géol. Fr. (4), p. 180.
- CARME F. (1970).- Caractères fondamentaux de l'architecture et de l'ensemble des chaînes de Belledune et des Aiguilles rouges. Rôle des décrochements. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 271.
- CASTANY G. (1967).- Traité pratique des eaux souterraines. Dunod. Paris.
- COLO G. et FABRE J.- Etude géologique du pays crétacé situé entre les Coïrons et St Remèze (07). Rapport géologique à la S.N.P.A. n° 331 (inédit).
- COMBIER J. (1967).- Le Paleolithique de l'Ardèche dans son cadre paléoclimatique Delmas. Bordeaux.
- COMBIER J. (1971).- Le gisement pré-moustérien et acheuléen d'Ornac. Etudes préhistoriques n° 1. p. 24-26.
- DANDURAND J. L., FORTUNE J. P., PERAMI R., SCHOTT J. et TOLLON F. (1971).- Etudes expérimentales sur la microfissuration des roches et sur les possibilités de migration des ions par effet thermo-gravitationnel. Application à la métallogénie. Les tendances actuelles de la Géologie des gisements métallifères. Publication de l'Association des géologues du Sud-Est.
- DEMARCO G. (1962).- Etude stratigraphique du Miocène rhodanien. Thèse de Doctorat d'Etat. Paris.
- DENIZOT G. (1935).- Les phases tectoniques successives aux environs de Marseille. C. R. Ac. Sc. t. 201, p. 90-92.
- DROGUE C. (1963).- Méthode de détermination de la capacité de rétention par fissures et microporosité des massifs karstiques à partir des variations saisonnières des données hydrométriques. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 256, p. 5377-5379.
- DROGUE C. (1969).- Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques karst périméditerranéens. Thèse de Doctorat d'Etat. Montpellier.
- DROGUE C. (1971).- De l'eau dans le calcaire. Sciences, Progrès, Découvertes. n° 3433.

- DUBOIS P. (1965). - Sur la morphologie et l'évolution souterraine de la région calcaire nord montpelliéraine. Etudes et travaux de "Méditerranée". n° 7, Rev. Géogr. des pays méditerranéens.
- DUEE G. et PAQUET H. (1960). - Observations sur le complexe faillé des Cévennes. Ann. Soc. Géol. Nord. 80, p. 169.
- DUEE G. (1961). - Contribution à l'étude géologique du pays affecté par la faille de Vallon entre Lagorce et St Sauveur de Cruzières. Dipl. Et. Sup. Lille.
- DURAND J., PERRIN, PORTHAULT, SORNAY (1964). - Analyse palynologique des sédiments du bassin de Dieulefit. Notice de la carte au 1/80.000 de Privas.
- EK. C.M. (1970). - Les influences structurales sur la morphologie de la Grotte de Remouchamps (Belgique). Annales de la Société Géologique de Belgique. t. 93, p. 293-304.
- ELLENBERGER F. et HOULEZ F. (1964). - Sur une zone de failles néogènes prolongeant la flexure cévenole dans le pays narbonnais interne. C. R. Ac. Sc. t. 258, p. 3526-3529.
- ELMI S. (1967). - Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, n° 19. fasc. 1, 2 et 3.
- GABERT J. (1969). - Les terrasses quaternaires et la néotectonique dans la région de Châteauneuf du Pape. "Méditerranée" n° 4.
- GEZE B. (1938). - Influence de la tectonique sur les sources vauclusiennes. Spelunka n° IX.
- GEZE B. (1957). - Caractère des circulations karstiques d'après les récentes colorations à fluoresceïne effectuées en France. C. R. Som. Soc. Géol. Fr. n° 15, p. 35.
- GEZE B. (1958). - Quelques nouvelles tendances de la spéléologie scientifique en France. "Sous le Plancher". (supplément au n° 1).
- GEZE B. (1965). - La spéléologie scientifique. Ed. du Seuil.
- GOGUEL J. (1936). - Le bord cévenol. C. R. Ac. Sc. Fr., 203, 1079-1081.
- GOGUEL J. (1938). - Quelques observations sur la faille des Cévennes (Feuilles de Privas et du Vigan au 1/80.000). Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 34, n° 197, 164-170.
- GRAMBAST L., MATTAUER M., REY R., THALER L. (1962). - Note sur les formations continentales de l'Eocène et de l'Oligocène du Languedoc. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., n° 10, 312-317.

- GRANGEON P. (1955).- Tectonique post-pliocène du massif des Coirons (et abords).
C. R. Ac. Sc. t. 241, p. 1803-1805.
- GRILLOT J. C. (1971).- Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du
Massif des Coirons (partie orientale). Thèse 3ème cycle.
Montpellier.
- GUERIN R. (1972).- Etude tectonique et microtectonique du Bas-Vivarais calcaire.
Rapport de D.E.A. Montpellier.
- GUERIN R.- L'analyse tectonique et microtectonique dans l'étude de la karstifi-
cation. Exemple des karsts du Bas-Vivarais (étude préliminaire)
"Les phénomènes karstiques". Mémoires et documents du C.N.R.S.
à paraître.
- GUERIN R.- Liaison entre karst et tectonique dans le Bas-Vivarais calcaire. C. R.
Ac. Sciences Paris. à paraître.
- KIRALY L. (1968).- Eléments structuraux et alignements de phénomènes karstiques
(région du Gouffre du Petit-Pré de Saint-Livres, Jura Vaudois).
Bull. Soc. neuchâtoise des Sc. Nat. t. 91.
- KIRALY L. (1969).- Statistical analysis of fractures (orientation and density).
Geol. Rundschau. vol. 59, t. I. p. 125-151.
- KIRALY L. (1969).- Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les cal-
caires fissurés. Eclogae Geol. Helv. vol. 62/2 p. 613-619.
- LESQUER A. (1972).- Mise en évidence de directions de fracturation par méthodes
électriques (région de St Marcel d'Ardèche). Rapport de D.E.A.
Montpellier.
- MATTAUER M., PROUST F. (1967).- L'évolution structurale de la partie Est du do-
maine pyrénéo-provençal au Crétacé et au Paléogène. In Biogeo-
graphie du Crétacé-Eocène de la France méridionale. Trav. Lab.
Géochimie Biosphère. 9-20. Paris.
- MATTAUER M., PROUST F. (1963).- Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du dé-
but du tertiaire en Languedoc. Rev. Géogr. Phys. et Geol.
Dyn.
- MAZELLIER R. (1971).- Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des
terrains crétacés du Bas-Vivarais. Thèse de 3ème cycle.
Montpellier.
- NAUD G. (1971).- Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du Massif
des Coirons (partie orientale, Ardèche). Thèse 3ème cycle.
Univ. de Provence et Univ. Sciences et Techniques du Languedoc.
- PAQUET J. (1960).- Observations sur la partie septentrionale de la faille des
Cévennes (Ardèche). Ann. Soc. Géol. Nord. 80, p. 81.

- PARIS A. (1969).- Relation entre déformation et fracturation des roches en Provence occidentale. Thèse de 3ème cycle. Grenoble.
- PASCAL H. (1970).- Contribution à l'étude hydrogéologique de la bordure karstique sous-cévenole. Thèse 3ème cycle. Montpellier.
- PROUST F., SEGURET M., 1965.- L'évolution tectonique post hercynienne de la bordure mésozoïque des Cévennes méridionales entre Ales et Ganges. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), VII, 85-91.
- PUECH (1973).- Fracturation de massif rocheux sur un site de barrage et une tran-
chée d'autoroute. Annales de l'Institut Technique du Batiment
et des Travaux Publics. n° 95. Série Sols et fondations.
- RENAULT P. (1970).- La formation des cavernes. Que sais-je ? P.U.F.
- ROMAN F. et GOGUEL J. (1936).- Les failles des environs de Privas. C. R. Som.
Soc. Géol. de Fr. n° 1. p. 14-16.
- ROMAN F. (1950).- Itinéraires d'excursions géologiques dans le Bas-Vivarais.
Bibl. Univers. Lyon.
- SITTLER C. (1965).- Le Paléogène des fossés rhénans et rhodaniens. Mémoires du
Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine.
- SOPENA J.P. et SOULAS J. P. (1973).- Etudes microtectoniques dans le Jura.
Thèse de 3ème cycle. Besançon.
- TERMIER P. (1923).- Les mylonites de la vallée du Rhône et leur liaison avec
les déplacements tangentiels d'Alès. Bull. Soc. Géol. Fr.
(4), XXIII.
- THIERY P. (1919). Nouvelles observations sur les accidents géologiques appelés
faille des Cévennes. C. R. Ac. Sc. t. 168, p. 902-904.
- THOMAS (1969).- Le plateau de St Remèze. Essai de géomorphologie karstique.
Institut de Géographie Alpine de Grenoble.
- TREBUCHON J. C. (1956).- Etudes spéléologiques de la Basse-Ardèche. Annales
de Spéléologie. T. XI, fasc. 1 et 2, p. 27-62.
- TREBUCHON J. C. (1967).- Le nouveau réseau de l'aven d'Orgnac. Spelunca n° 1.
P. 7 à 18.
- TROMBE F. (1951).- Les eaux souterraines. Que sais-je ? n° 455. P.U.F.
- TROMBE F. (1956).- La spéléologie. Que sais-je ? n° 709. P. U. F.

-.-.-.-.-

A cette liste, non exhaustive, il convient d'ajouter de nombreuses publications de groupes spéléologiques et en particulier celles du Groupe Spéléologique Valentinois (Spéléos) ainsi que les cartes géologiques (avec leur notice) au 1/80.000 d'Alès, Orange et Privas.

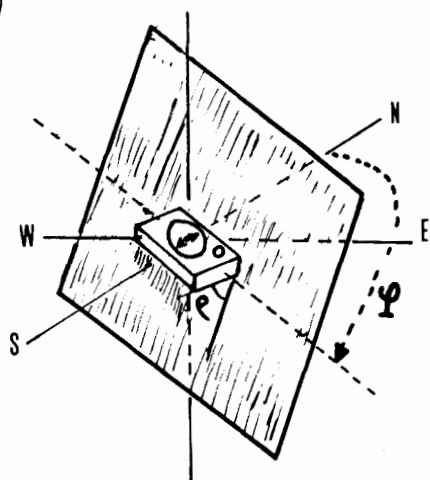
Les photographies aériennes de l'Institut Géographique National (I.G.N.) ont également été utilisées.

ANNEXE :

LA PROJECTION STEREOGRAPHIQUE

FIGURE 1

- a)



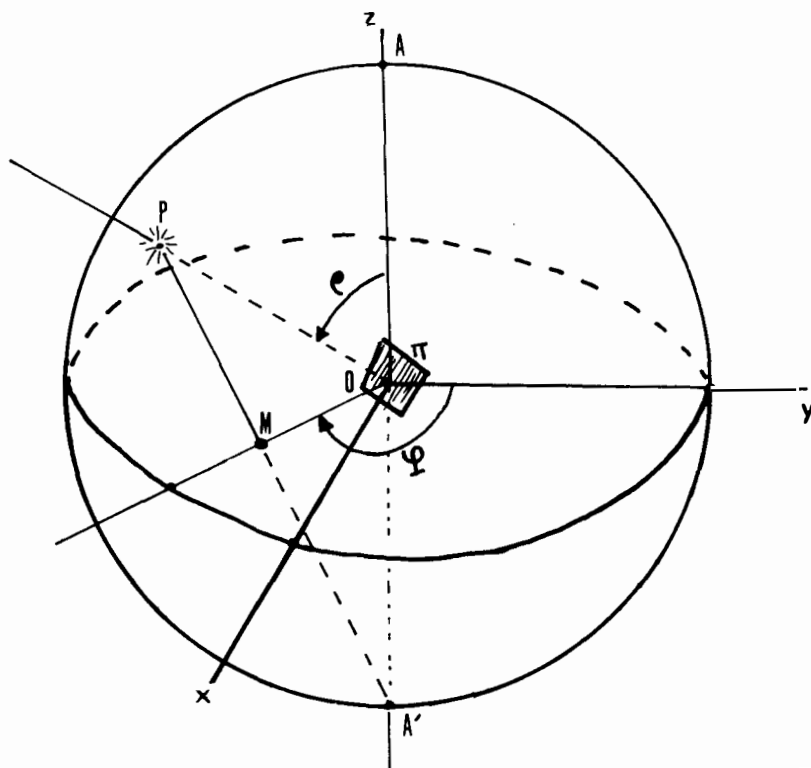
Orientation d'un plan de l'espace par rapport à un système de coordonnées orthogonales ($Ox, Oy, Oz = NS, EV$ et verticale).

Le plan est repéré grâce à deux mesures d'angle.

- angle φ de l'horizontale du plan avec Nord.

- angle ρ d'inclinaison de la ligne de plus grande pente du plan avec la verticale.

- b)



Par définition on appelle point de vue les poles A et A' de la sphère, le point P, intersection de la normale au plan avec la sphère est le pôle sphérique. La droite A'P coupe le plan équatorial (contenant Ox et Oy) en M ; le point M représente la projection stéréographique du plan π , le point M est défini par les angles φ et ρ .

La projection a permis de remplacer le plan π par un point son pôle stéréographique M

*Ce type de projection est une inversion ($2R = Cte$) et elle a la propriété de conserver les angles.

UTILISATION DE LA REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUE

L'intérêt de la représentation stéréographique est qu'elle permet la représentation plane d'une structure de l'espace à trois dimensions.

1.- La projection stéréographique

1. Principe de base

Le problème est de représenter de façon simple l'orientation dans l'espace, d'éléments planaires ou linéaires de façon à définir leurs relations spatiales. Dans ce but, on utilise un artifice de représentation dont le principe est très simple.

Considérons le système d'axes de coordonnées orthogonaux de la fig. 1a et une sphère centrée sur le point O ; la sphère est elle même orientée par les axes de coordonnées Ox , Oy , Oz . Toute droite passant par O traverse la sphère en deux points opposés (fig. 1b).

Il suffit alors de mesurer sur la sphère les coordonnées de l'un des deux points par rapport aux axes, pour que la droite soit orientée sans ambiguïté. Un plan peut être repéré de la même façon, soit par deux droites qu'il contient (en général une horizontale et la ligne de plus grande pente) soit par la droite qui lui est perpendiculaire en O .

2. Graduation de la sphère

Une droite (ou un plan) est représentée sur la sphère par un point et inversement, tout point représente une droite.

Pour mesurer les angles qui permettent d'orienter la droite par rapport aux axes de coordonnées, il faut que la sphère soit graduée. Nous savons que pour mesurer l'orientation d'une droite, il suffit de mesurer l'orientation d'un plan passant par un axe et l'angle de la droite avec cet axe.

Pour graduer la sphère, on tracera donc :

- 1°) Une série de plans passant par l'un des axes et faisant entre eux un angle donné (par exemple 2°) (fig. 2a).
- 2°) Une série de cônes droits circulaires d'ouverture déterminée, centrés sur l'axe par lequel passent tous les plans définis ci-dessus (fig. 2b).

On voit qu'il est facile d'orienter une droite par rapport à l'axe gradué, ce qui permet de mesurer par simple lecture les deux angles nécessaires pour orienter celle-ci.

Remarque importante : les canevas gradués, que l'on utilise, comportent :

- d'une part des axes de coordonnées (N-S, E-W, verticale).
- d'autre part une graduation qui n'est destinée qu'aux mesures d'angles.

3. Projection de la sphère

Pour pouvoir utiliser commodément la sphère de référence, il est nécessaire d'en avoir une représentation plane. Pour cela on projette la sphère sur un plan (fig. 3). L'image obtenue ou canevas dépend du système de projection adopté (voir les différents types de cartes géographiques représentant la terre).

Dans le système de projection adopté pour les canevas utilisés en microtectonique, la sphère est projetée sur un plan horizontal à partir d'un point situé sur la verticale.

Le canevas se présente de la façon suivante (fig. 3b).

- Le contour extérieur est un cercle, dit cercle fondamental, qui correspond au plan équatorial de la sphère.
- Deux diamètres perpendiculaires, appelés diamètres principaux du canevas, représentent, l'un l'axe N-S, l'autre l'axe E-W, tout deux dans le plan horizontal.
- Le centre du cercle correspond à la projection de l'axe vertical.

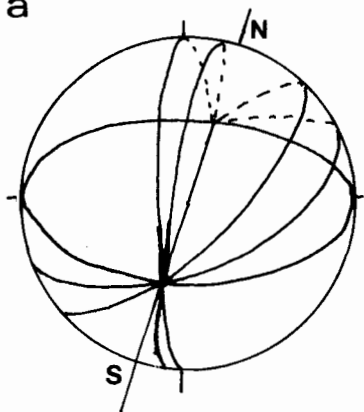
Dans le cas d'une graduation centrée sur l'axe Nord-Sud horizontal, on a :

- Une série de grands cercles qui représentent les traces des plans qui contiennent l'axe N-S et ont des pendages variables depuis un plan horizontal (cercle fondamental) jusqu'à un plan vertical (diamètre N-S).
- Une série de petits cercles qui représentent la trace des cônes d'axe N-S et dont l'ouverture varie depuis 0° (pôle N ou S) jusqu'à 180° (diamètre E-W).

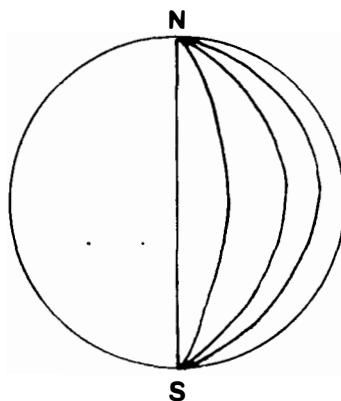
FIG 2

GRADUATION DE LA SPHERE

- a

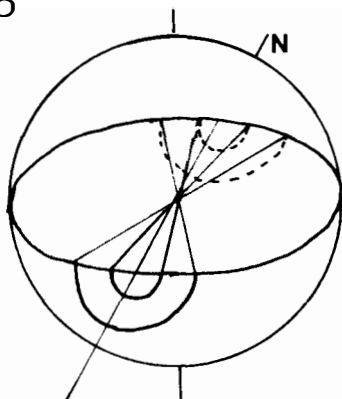


Projection de plans passant par l'axe NS et faisant entre eux un angle donné (2°) un grand cercle est un cercle de même rayon que la sphère

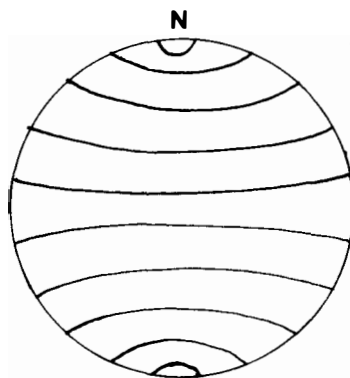


en projection sur le plan équatorial, on obtient une série de grands cercles.

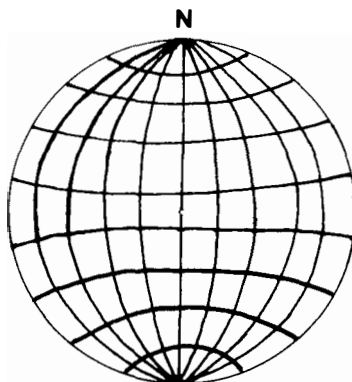
- b



Projection de petits cercles de cônes d'ouverture variant de 2° en 2° . Un petit cercle est un cercle qui s'appuie sur la sphère et de diamètre inférieur à celui de celle-ci.



Sur le plan équatorial on obtient par projection une série d'arcs espacés de 2° en 2° qui sont la représentation des petits cercles.



La superposition des deux donne la graduation du canevas.

FIG 3

Projection d'une demi sphère orientée par des axes N S E W et vertical, et projection du plan BB' orienté NV-SE (135) plongeant de 45° vers le SW

a) vue perspective

b) en projection la sphère se représente par un cercle les plans verticaux NS, EW par des droites, le plan BB' par un grand cercle.

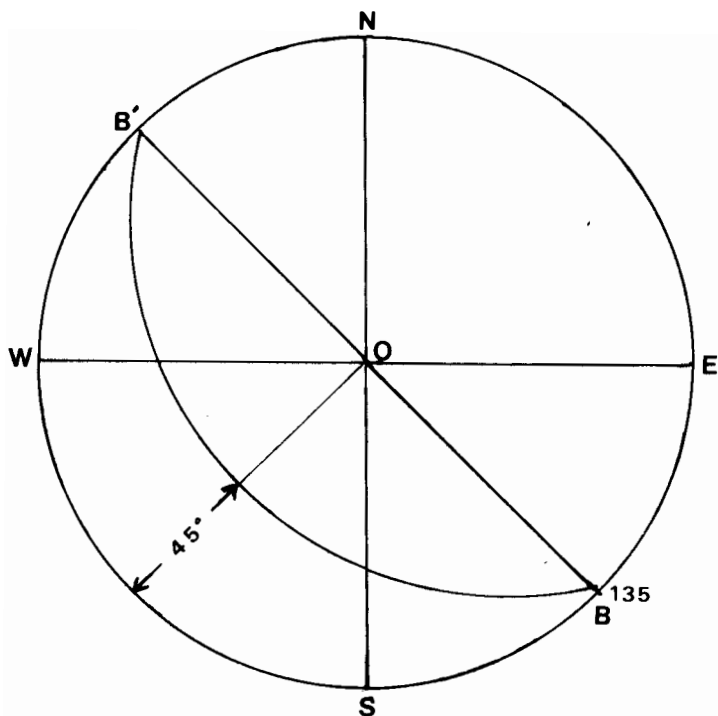
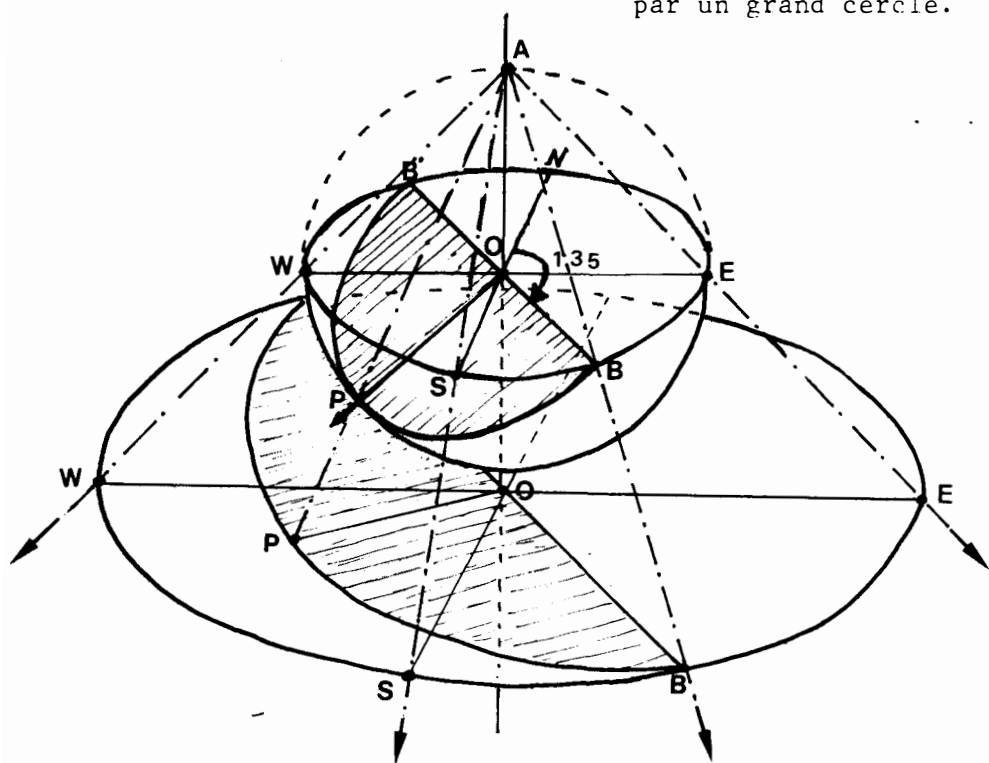
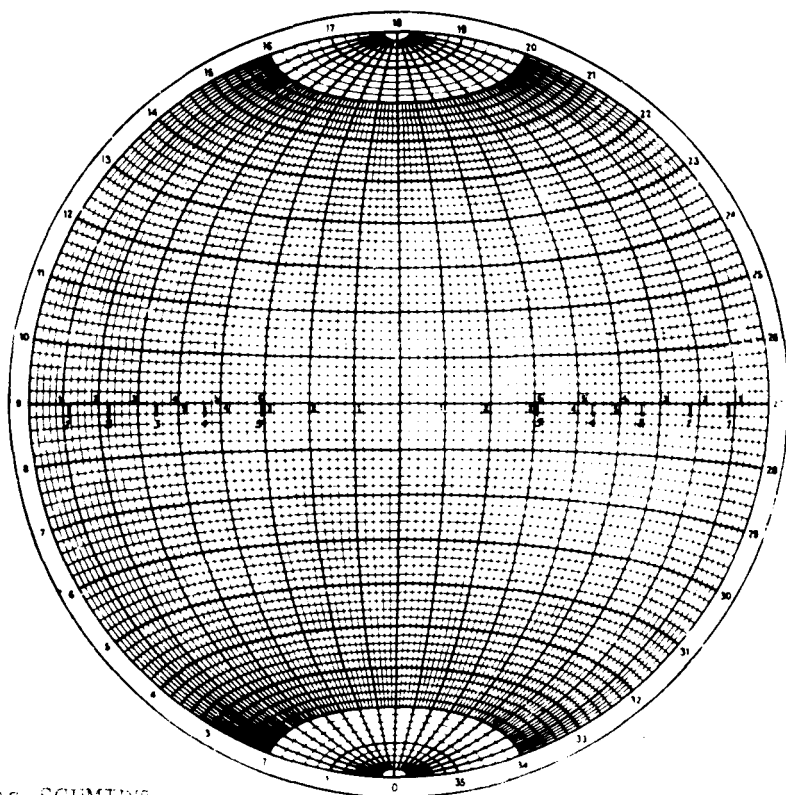
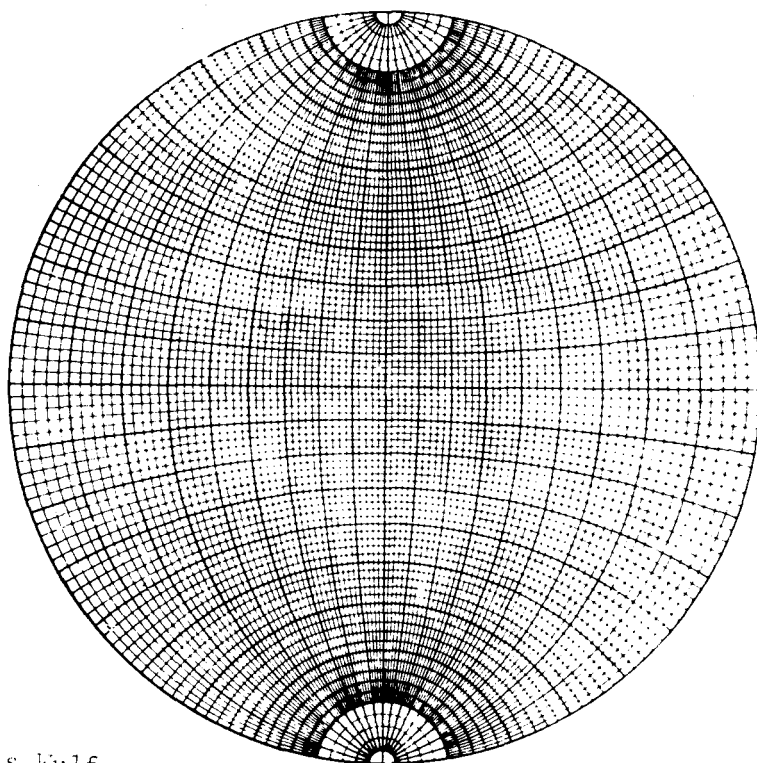


FIG 4

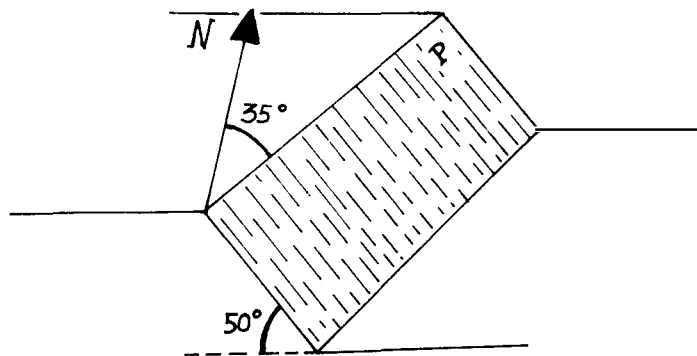


a) Canevas SCHMIDT

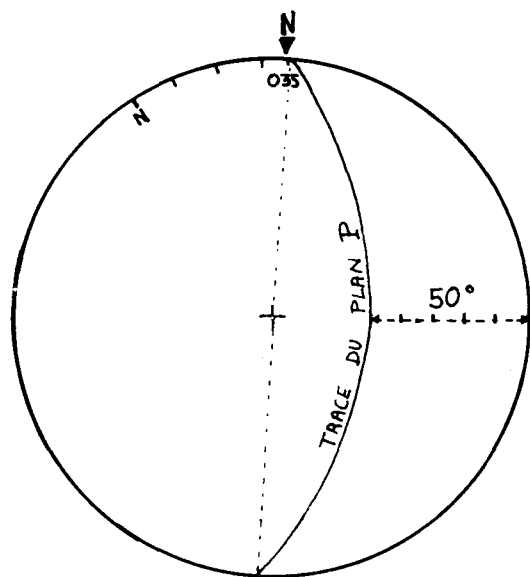


b) Canevas Wulff

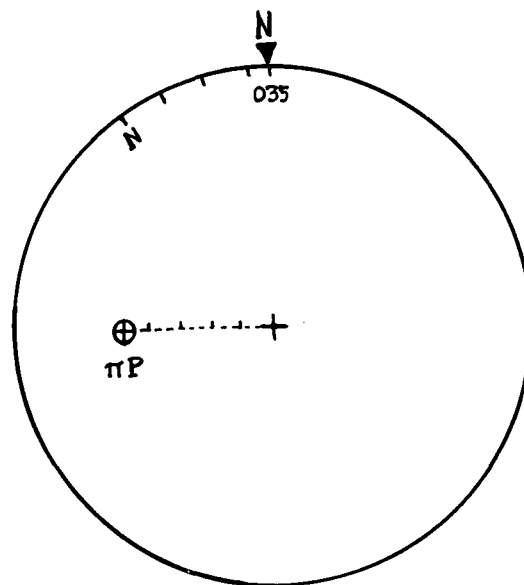
FIG 5



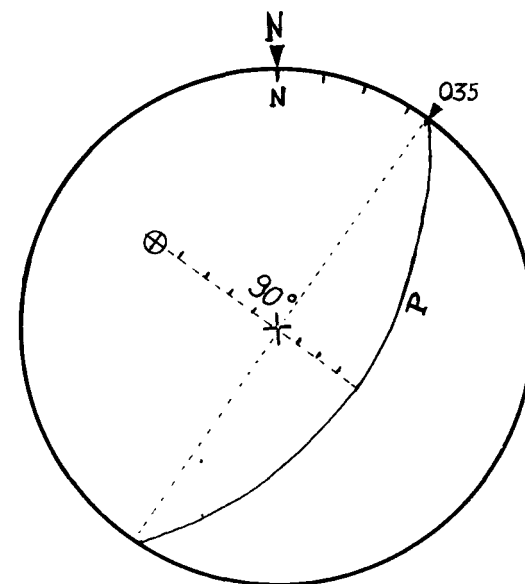
Le plan P fait un angle de 35° avec la direction du Nord, et il plonge de 50° vers le SE.



Par rotation, on amène la division 35 en face du N du canevas. On trace alors le grand cercle qui est la trace du plan, avec le pendage voulu.



Représentation du pôle du Plan (projection de la perpendiculaire au plan passant par le centre de la sphère.



Le report étant fait, le calque est ramené à son orientation correcte (le N du calque coïncide avec le N du canevas).

Remarque : rappelons que le système de graduation adopté ici est une convention. Dans le réseau dit polaire, les grands cercles sont des diamètres du canevas et les petits cercles sont des cercles concentriques centrés sur l'axe vertical.

Comme les hémisphère supérieur et inférieur sont équivalents, il suffit d'avoir la trace des éléments mesurés sur l'un des deux seulement. Par convention, nous adopterons la projection de l'hémisphère inférieur (la plus couramment utilisé).

II.- Les canevas

1. Les différents types

La sphère n'étant pas un volume déroulable, sa projection sur un plan introduit forcément une distorsion ; on ne peut pas projeter la graduation de la sphère en respectant à la fois la conservation de l'équivalence des angles et celle des surfaces.

Suivant le mode de projection adopté, on obtient de types de représentation de la sphère (fig. 4).

- réseau stéréographique ou réseau de WULFF : Il conserve les angles mais deux surfaces égales sur la sphère ne le sont plus sur la projection.
- réseau Lambert ou SCHMIDT ou égal area-net : Les surfaces égales sur la sphère, le demeurent approximativement sur la projection.

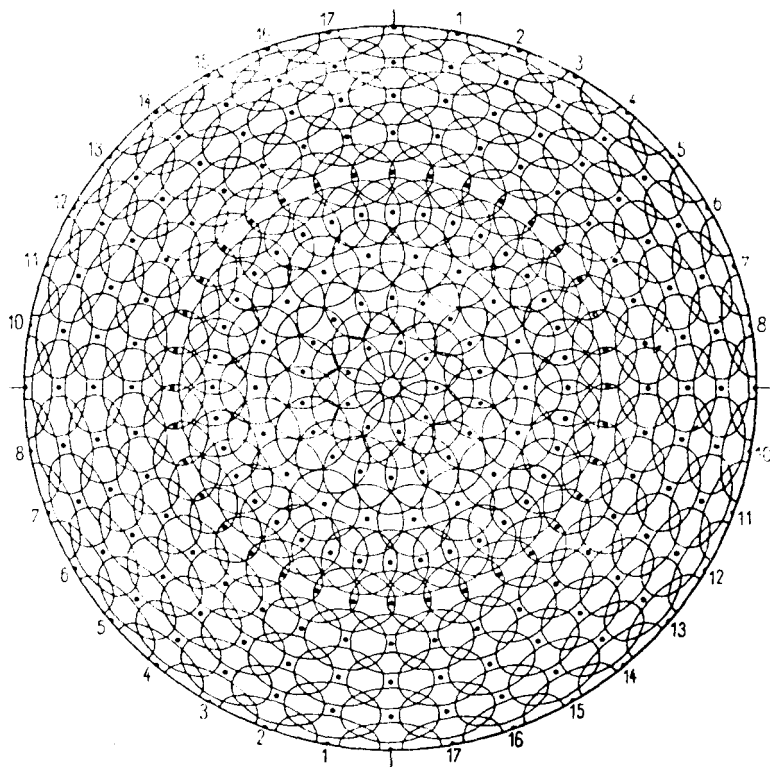
En microtectonique, il est le plus souvent préférable d'utiliser le canevas de Schmidt, car lui seul permet d'étudier statistiquement une population de mesures.

2. Mode d'emploi

Sur le canevas on repère les directions et les pendages de la façon suivante :

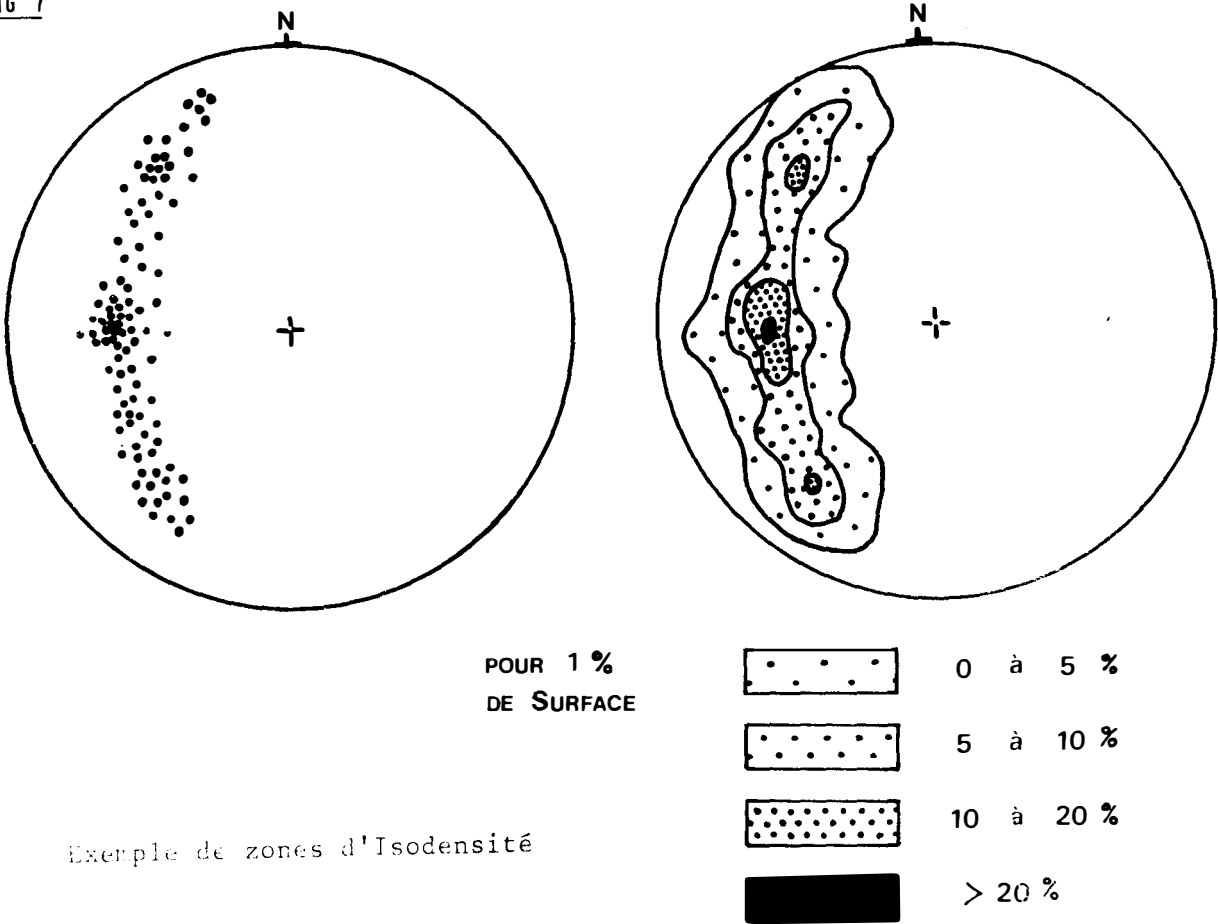
- les directions, mesurées par rapport au Nord, sont repérées sur le bord du canevas grâce à la trace des cercles de latitude.
- les pendages sont repérés sur l'un des deux grands diamètres, un plan horizontal étant représenté par le grand cercle extérieur et le centre du canevas représentant un axe vertical (fig. 5).

FIG 6



Compteur de DIMITRIJEVIC

FIG 7



Représentation des mesures

Un support transparent mobile est placé sur le canevas de façon à pouvoir pivoter autour du centre de ce dernier ; l'ensemble des mesures que l'on veut étudier est réparti sur ce calque en utilisant la graduation du canevas. Avant de reporter les mesures, on indique sur le calque la trace du centre et la direction du Nord.

Par commodité, on utilise le pôle du plan au lieu du grand cercle qui représente la trace du plan sur le canevas (fig. 5). Ce seul point est suffisant pour retrouver l'orientation du plan. Le pôle est la trace de la droite perpendiculaire au plan passant par le centre de la sphère.

3. Méthodes statistiques

Sur le terrain, on essaie d'avoir le plus de mesures possibles en s'attachant cependant à respecter la fréquence relative de chaque élément à analyser.

L'ensemble des mesures est ensuite reporté sur un diagramme, à partir duquel on trace les contours de zones d'égale densité, c'est-à-dire d'égal pourcentage de point (exemple : pôles de plan) par unité de surface.

Pour cette opération, il existe diverses méthodes, dont le compteur de DIMITRIJEVIC (fig. 6) que nous avons utilisé. On place le calque sur ce compteur qui est divisé en cercles d'aires égales à 1 % de la surface totale, dont les centres sont à peu près équidistants (les cercles sont transformés en ellipse vers la périphérie. On compte le nombre de point par cercle de 1 % et l'on trace les contours en reliant le centre des cercles (fig. 7).

III. - Utilisation en tectonique

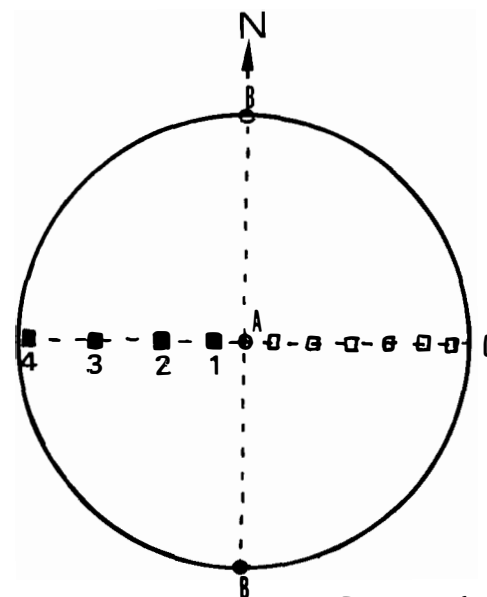
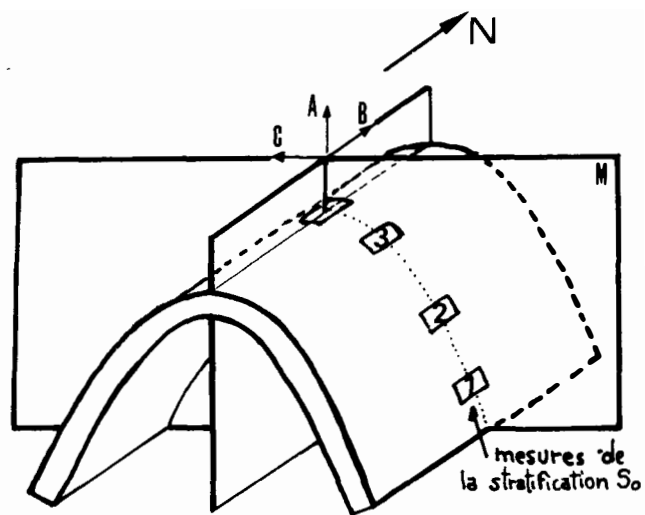
1. Représentation d'un pli

Pour l'analyse d'un pli, on reporte le maximum de pôles de stratification sur le canevas, en adaptant toujours la densité des mesures à la géométrie des structures (par exemple, densité des mesures dans les flancs longs et courts et dans les charnières).

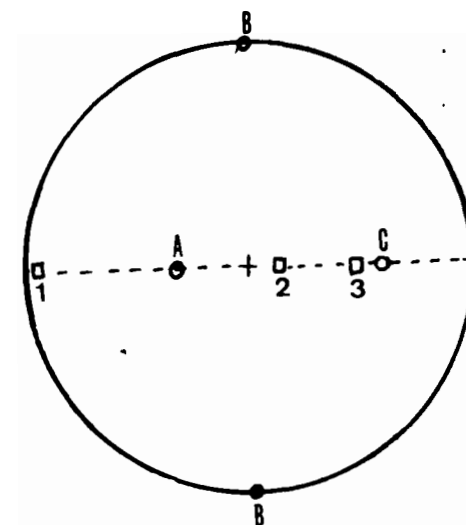
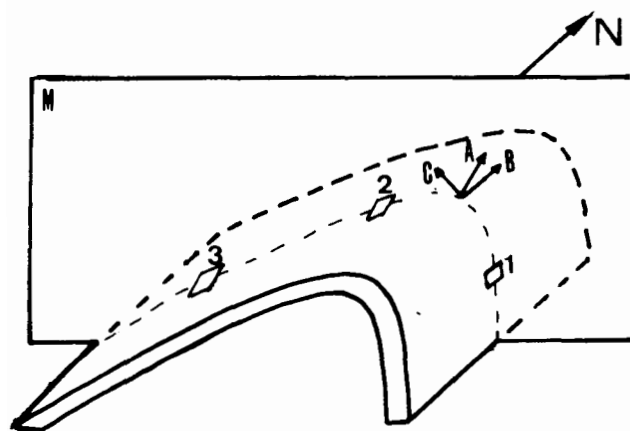
Suivant l'allure de la distribution de ces pôles, on détermine le type du pli et on oriente les axes géométriques de celui-ci (fig. 8).

FIG 8

Pli à symétrie orthorhombique



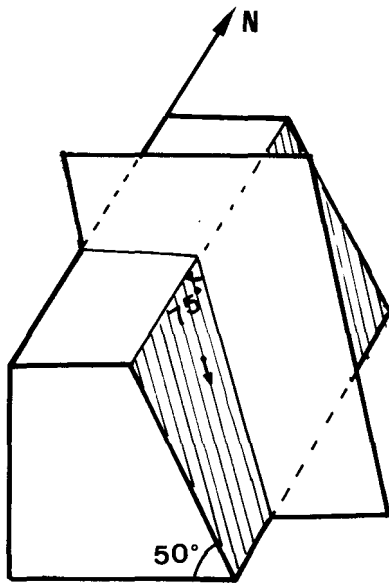
Report des mesures S_0
pole des plans de stratification
position des axes A B C.



Pli à symétrie monoclinique

FIG 9

Représentation d'une faille



- a) **Bloc Diagramme**
 Plan de Faille NS, 50° E
 avec stries de glissement
 plongeant de 75° vers le Sud
 (angle mesuré sur le plan de
 Faille) et plan de mouvement
 (plan contenant la strie et
 perpendiculaire au plan de
 Faille).

- b) **Représentation stéréographique**
 (hémisphère inférieur)

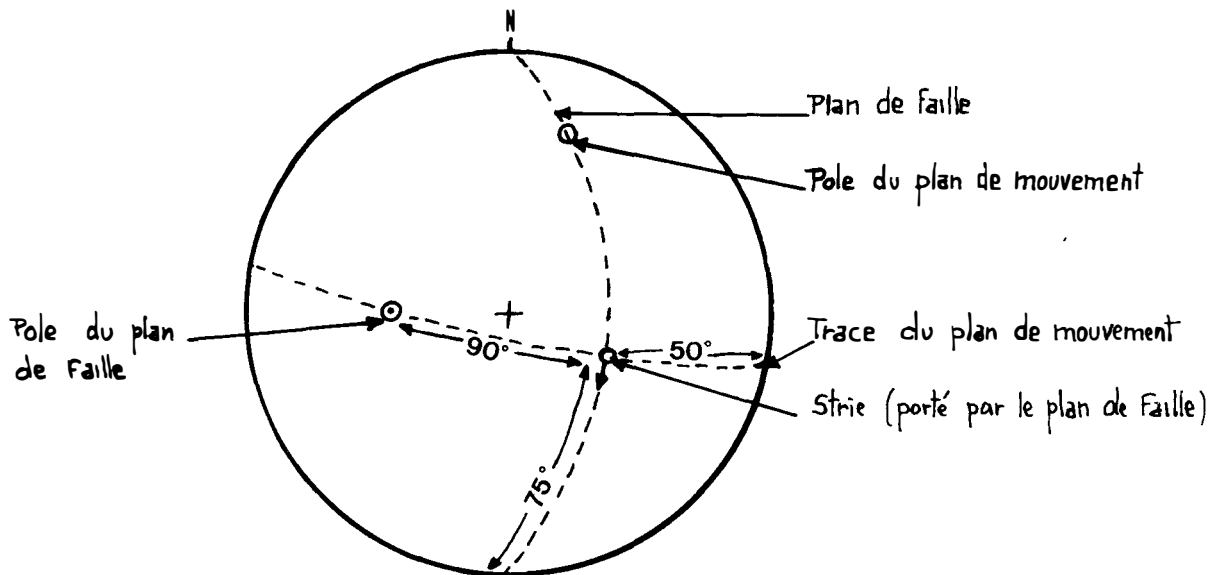
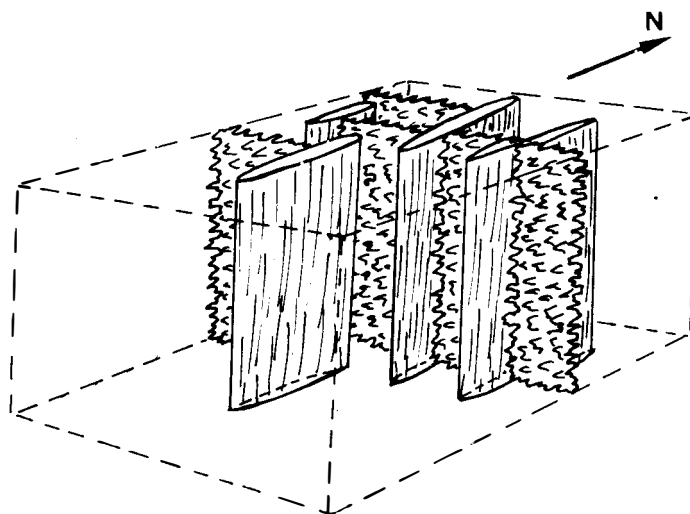
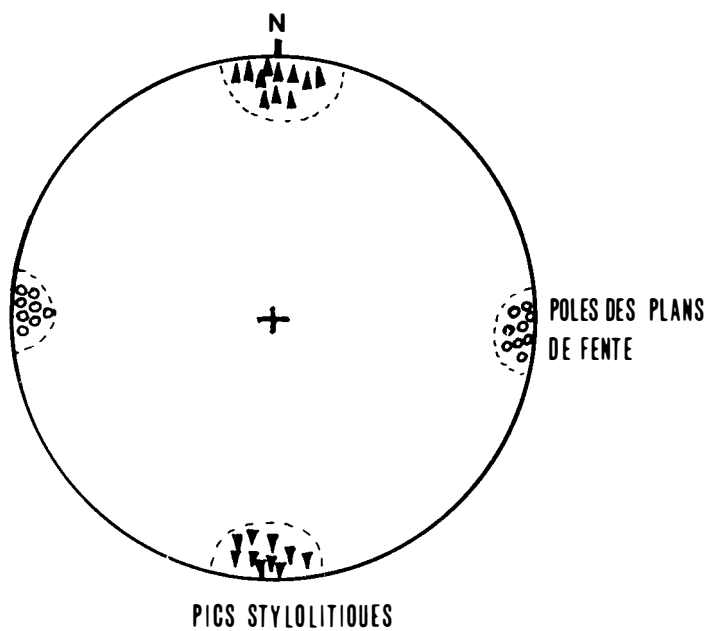


FIGURE 10

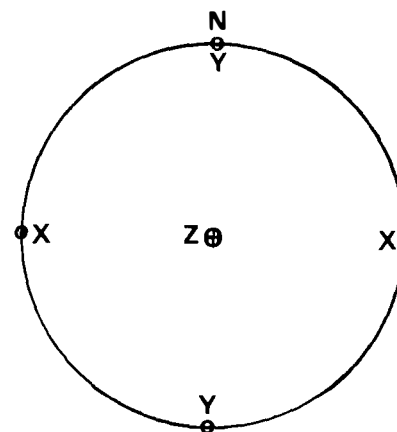
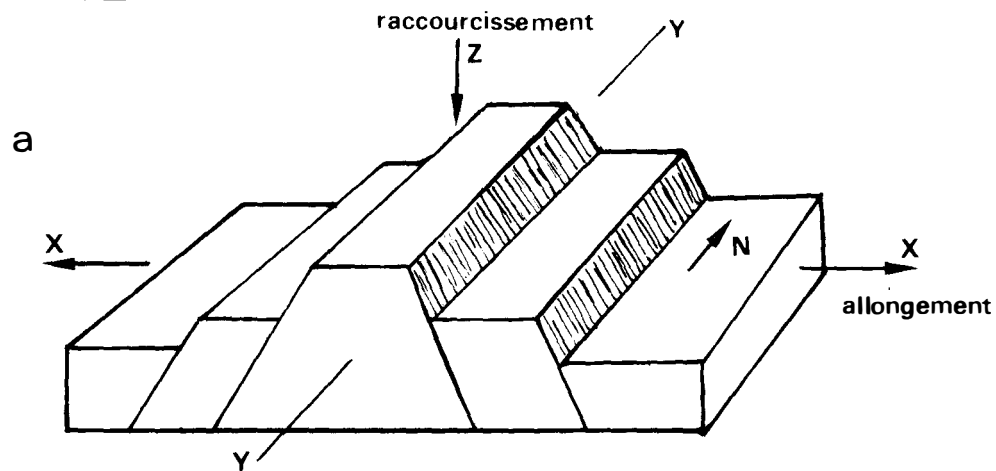


FENTES ET STYLOLITES : Bloc diagramme représentant des microstructures de dissolution (stylolites) et de recristallisation (fentes).

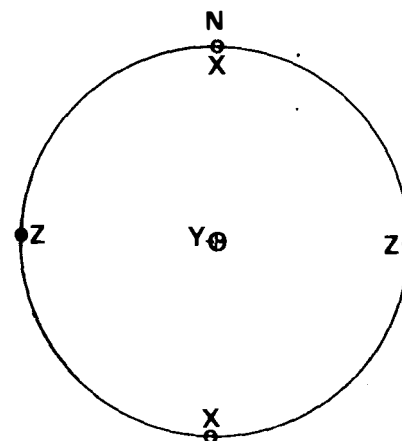
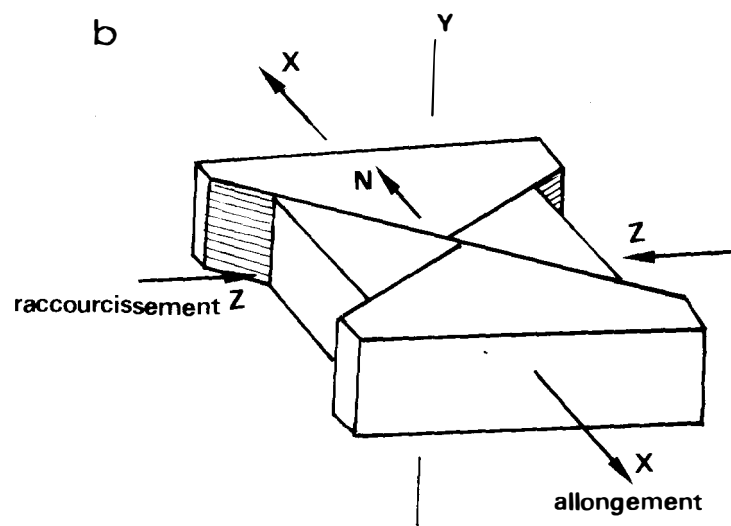


Représentation des stylolites et des fentes sur diagramme stéréographique.

FIG 11



Orientation des directions principales de la déformation sur le stéréogramme.
Pour la distension la direction de raccourcissement Z est verticale.



2. Représentation d'une faille, de sa strie et de son plan de mouvement

Pour l'analyse tectonique, une faille sera représentée par ses éléments géométriques :

- direction et pendage (représenté par le pôle du plan de faille).
- pitch des stries (c'est-à-dire du plongement des traces mécaniques matérialisant le mouvement sur le miroir de faille).
- plan de mouvement (c'est-à-dire le plan perpendiculaire à la faille et contenant la strie, ou le plan défini par le pôle de la faille et la strie (fig. 9)).

3. Représentation d'un stylolite et d'une fente calcifiée (minéralisée)

Dans le cas des stylolites, on reporte sur le diagramme les droites qui représentent la direction de l'axe du pic stylolitique ; dans le cas des fentes minéralisées, on reporte les pôles des plans de fente (fig. 10).

4. Représentation des directions principales de déformation (X, Y, Z) dans deux cas simples

La déformation d'un système peut se caractériser par trois axes orthogonaux ou directions principales de la déformation qui sont :

- X : direction de déformation principale d'allongement.
- Y : direction de déformation principale intermédiaire.
- Z : direction de déformation principale de raccourcissement.

a.- cas d'une faille normale (distension)

Dans ce cas, la direction principale de raccourcissement (Z) est verticale (fig. 11a).

b.- cas de décrochements (compression)

Dans ce cas, la direction principale de raccourcissement (Z) est horizontale (fig. 11b).

FIG 12 **ANALYSE DE DECROCHEMENTS CONJUGUES**

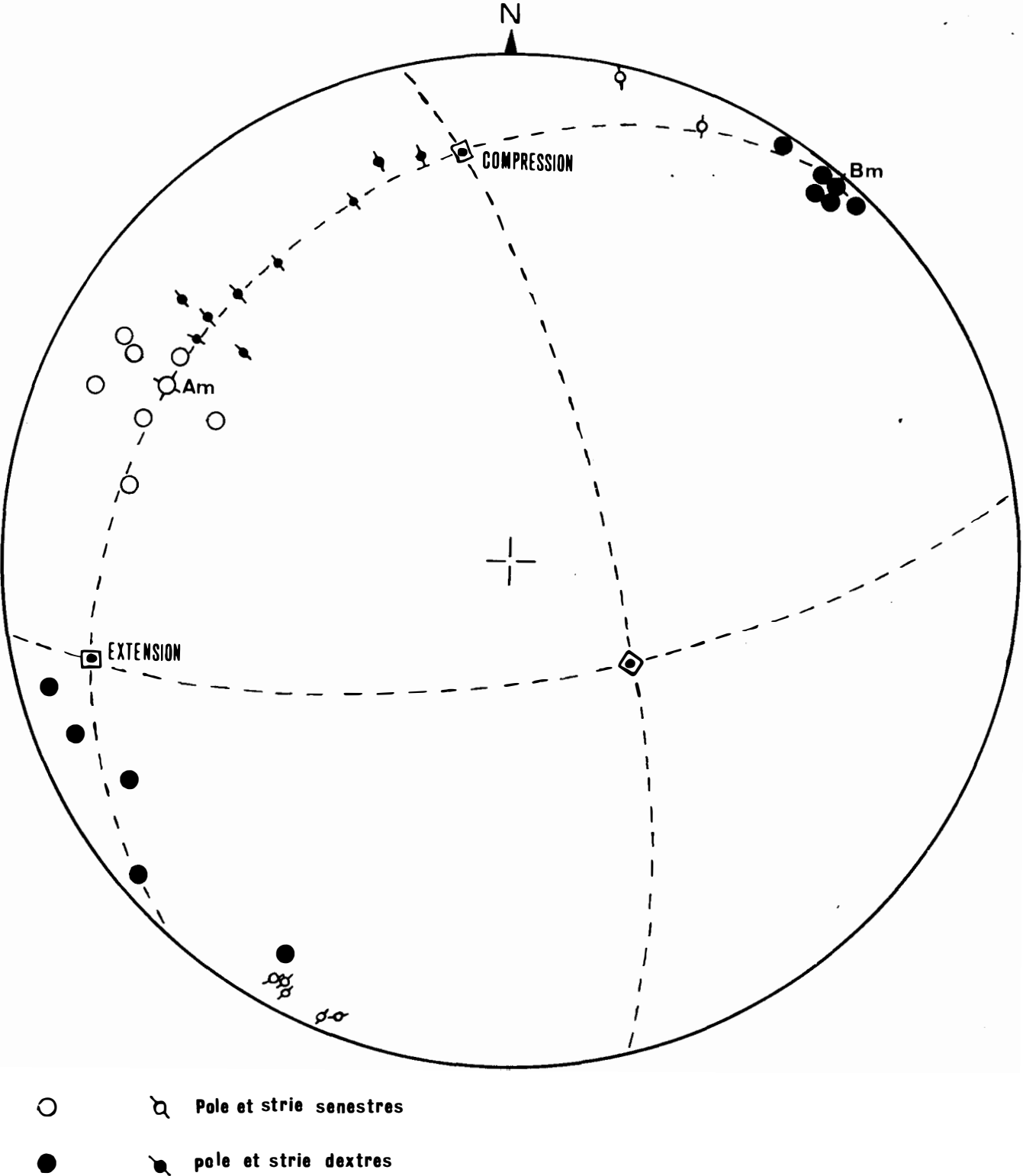
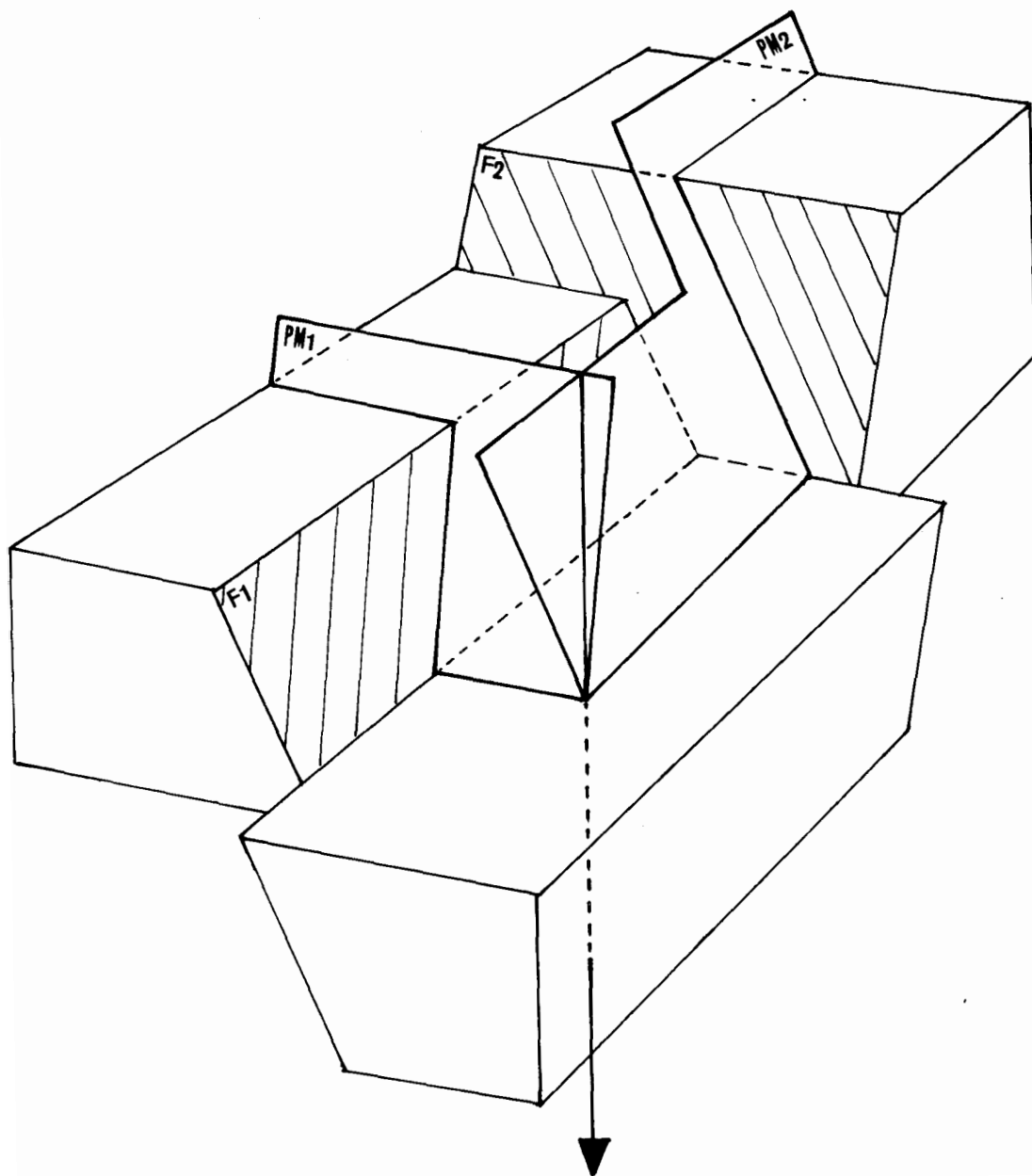


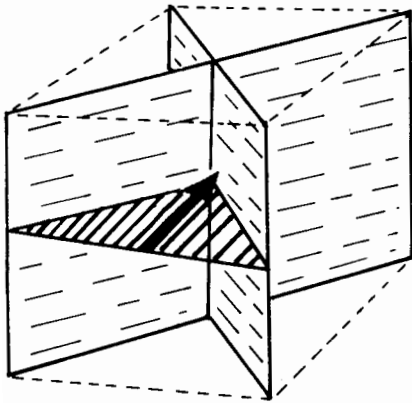
FIG 13



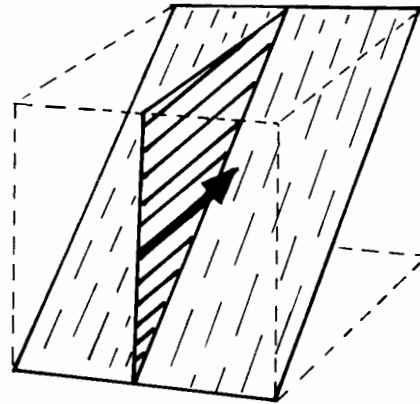
Plans de mouvements (PM1, PM2) de deux failles (F1,F2) à stries obliques. La droite d'intersection des plans de mouvements correspond à un axe de la déformation.

FIG 14

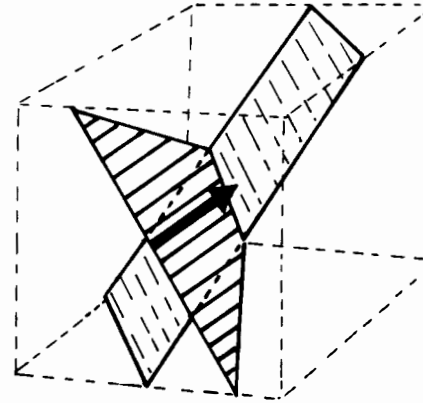
SCHEMAS MONTRANT QUE QUELQUE SOIT SON ORIENTATION
LE PLAN DE MOUVEMENT CONTIENT TOUJOURS UNE DES
DIRECTIONS PRINCIPALES DE LA DEFORMATION.



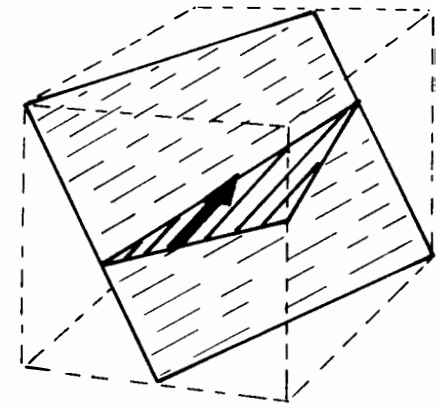
1



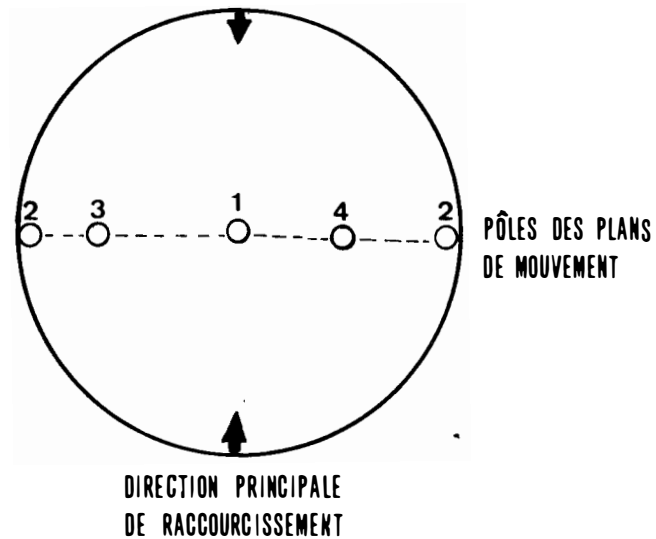
2



3



4



5. Détermination de X, Y, Z à l'aide des mesures de terrain

a.- Méthode de travail

Il est nécessaire d'avoir le plus de mesures possibles en s'assurant qu'elles se reportent toutes à la même phase tectonique. Par exemple, lorsque l'on a deux épisodes successifs de compression, il est nécessaire de séparer les mesures de failles se rapportant à chacun de ces épisodes.

Les deux principales méthodes utilisées sont :

b.- Méthode de la faille et de la strie dans le cas des décrochements conjugués

Si, après le report des pôles de faille et des stries pour chaque famille de décrochements (dextres et sénestres) on constate que :

- les pôles de faille sont groupés en deux maxima
- les stries forment, elles aussi, deux maxima
- les maxima des pôles de faille et de stries sont sur un même plan.

On peut alors déterminer trois plans perpendiculaires dont les intersections représentent les directions de déformation principale X, Y, Z, (voir fig. 12).

c.- Méthode des guirlandes de pôles de plan de mouvement (F. ARTHAUD).

Cette méthode permet d'orienter X, Y, Z pour des failles réparties de façon quelconque mais ayant toutes joué pendant la même phase tectonique.

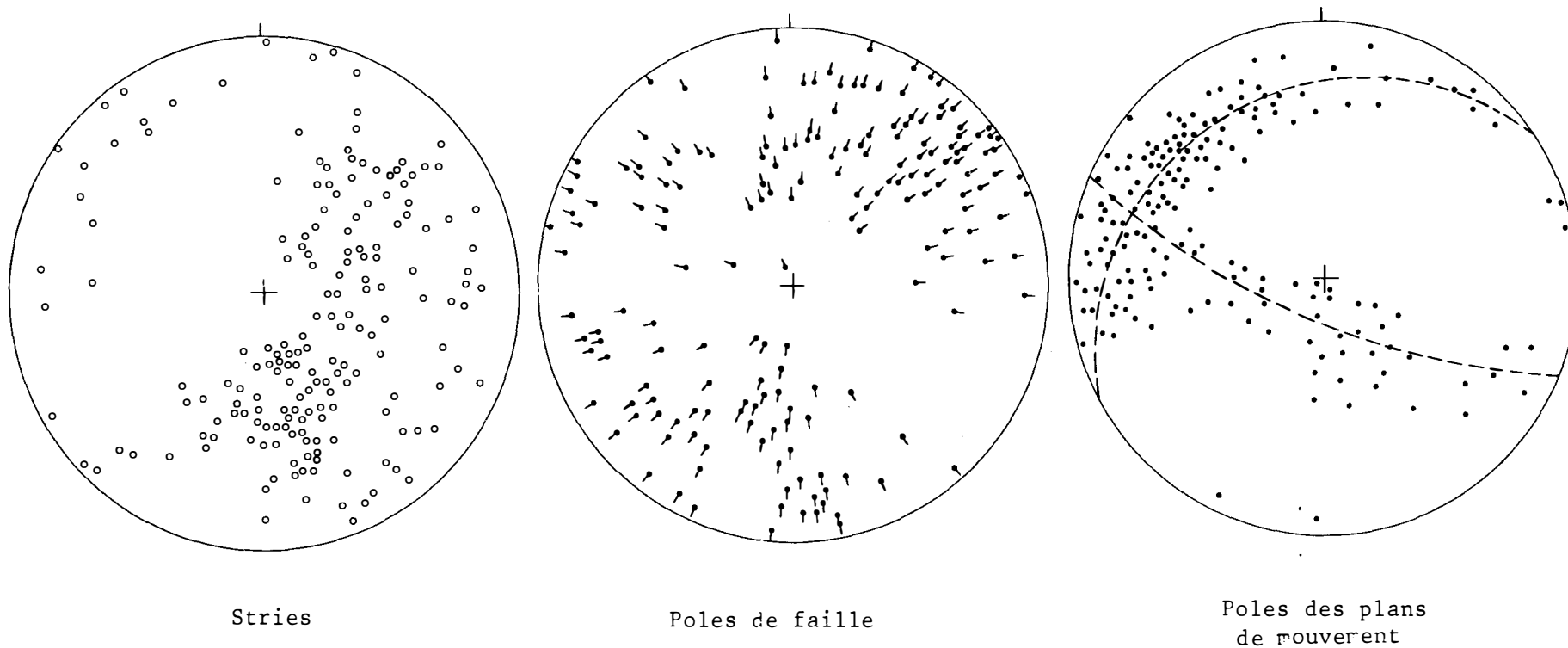
On utilise les plans de mouvement qui, par définition, contiennent une au moins des directions principales de déformation (fig. 13 et 14).

Les pôles de plan de mouvement se répartissent selon trois familles (de guirlande) se coupant suivant trois directions orthogonales qui sont les trois directions principales de la déformation.

Suivant le sens de mouvement indiqué par les stries, on détermine aisément ensuite les positions relatives de X, Y, Z (voir fig. 15).

FIG 15

MISE EN EVIDENCE DE X, Y, Z par les plans de mouvement.



Seul les plans de mouvement donnent trois guirlandes orthogonales.
Leur intersection donne X, Y, Z (ARTHAUD, 1969).

CONCLUSION

Ces méthodes peuvent être appliquées chaque fois que l'on a à analyser des structures tectoniques (où interviennent des orientations mais pas des dimensions).

Les types de problèmes que l'on peut résoudre sont

- traitement statistique des mesures.
- détermination des propriétés géométriques d'un ensemble.
- opérations et mesures géométriques.
- détermination des axes de déformation (dans le but de connaître la nature des accidents tectoniques selon leur direction et leur pendage).

Les applications concrètes sont nombreuses, par exemple :

- en Géologie minière, détermination des directions d'extension susceptible de créer des pièges à minéralisation.
- en Génie Civil, détermination des pentes optimum pour la stabilité des talus en terrains fracturés.
- en Hydrogéologie, détermination des directions préférentielles d'écoulement des eaux souterraines en terrain karstiques.

REFERENCES

-
- ARTHAUD F.- Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull. Soc. Géol. Fr. 7ème série, t. XI, p. 729 à 737. 1969.
- ARTHAUD F. et NATTAUER M.- Exemple de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. Bull. Soc. Géol. Fr. 7ème série, t. XI, p. 738 à 744. 1969.
- ARTHAUD F. et CHOUKROUNE P.- Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plateforme nord-Aquitaine. Revue de l'Institut Français du Pétrole. Vol. XXVII n° 5, sept. Oct. 1972.
- ARTHAUD F. - Solutions de problèmes microtectoniques par la projection stéréographique. Lab. Géologie Structurale, U.S.T.L. MONTPELLIER.
- EADGLEY P. C.- Structural methods for the exporation geologist. Harper Bros. New York. 1959.
- BILLINGS M.P.- Structural Geology. 2ed. 1954. Prentice Hall New York.
- PHILLIPS F.C.- The use of stereographic projection in structural geology. 3^e ed. Edwar Arnold Ltd. London.
- RAMSAY J.C.- Folding and fracturing of Rock. 1967. Mc Graw Hill Inc. New York.
- VISTELIUS A.B.- Structural diagrams. 1966. Pergamon Press. London.
- N.B. - Travaux et thèses 3ème cycle du Laboratoire de Géologie Structurale U.S.T.L. de Montpellier.

