Exemples de structures en extension et de leur influence sur les déformations postérieures dans le domaine téthysien (Bourg d'Oisans, Alpes occidentales françaises et Troodos, Chypre)

Thierry Grand

▶ **To cite this version:**

Thierry Grand. Exemples de structures en extension et de leur influence sur les déformations postérieures dans le domaine téthysien (Bourg d'Oisans, Alpes occidentales françaises et Troodos, Chypre). Tectonique. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1987. Français. NNT : . tel-00514374

HAL Id: tel-00514374
https://theses.hal.science/tel-00514374

Submitted on 2 Sep 2010

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

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

THESE DE DOCTORAT
DE
L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE TECHNOLOGIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

MENTION SCIENCES DE LA TERRE

PAR
Thierry GRAND

EXEMPLES DE STRUCTURES EN EXTENSION ET DE LEUR INFLUENCE SUR LES DEFORMATIONS POSTERIEURES DANS LE DOMAINE TETHYSIEN

(Bourg d'Oisans, Alpes occidentales françaises,
et Troodos, Chypre)

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

22 JUIN 1987

Thèse soutenue le 27 Mars 1987 devant la commission d'examen

Président	: MASCLE G.	Professeur à l'USTM Grenoble
Rapporteurs	: GAMOND J.F.	Chargé de Recherches à l'USTM Grenoble
	GIDON M.	Professeur à l'USTM Grenoble
Examinateurs	: BERGERAT F.	Chargé de Recherches à Paris (VI)
	LEMOINE M.	Directeur de Recherches à Villefranche sur Mer
	LETOUZEY J.	Ingénieur à l'IFP Rueil-Malmaison
	OHNENSTETTER M.	Chargé de Recherches à Orléans

Remerciements :

Ce travail a bénéficié d'un support financier de l'Institut Français du Pétrole.

Je remercie tous ceux ont su m'aider et m'orienter dans la réalisation de ce travail.

- G. MASCLE pour m'avoir proposé ce sujet. Sa disponibilité ainsi que ses conseils judicieux m'ont aidé à transformer un "pari" en une étude passionnante.

- M. GIDON pour avoir accepté le rôle difficile de rapporteur. Nos discussions, tant au "Labo" que sur le terrain, m'ont été d'un grand secours.

- J.F. GAMOND pour s'être intéressé à ce travail et pour m'avoir conseillé en mécanique des roches. Je le remercie d'avoir bien voulu assumer le rôle de rapporteur.

- M. LEMOINE qui est également à l'origine de ce sujet. Je le remercie tout spécialement d'avoir toujours su trouver le temps de s'intéresser à l'avancement de mon travail. Sa grande connaissance des Alpes et du problème des marges continentales m'a été précieuse. Il a su me communiquer l'enthousiasme qu'il a toujours manifesté.

- M. OHNENSTETTER pour m'avoir fait découvrir les ophiolites du Troodos à Chypre.

- F. BERGERAT et J. LETOUZEY pour l'intérêt qu'ils ont manifesté à mon travail et à ses résultats.

Je tiens tout spécialement à remercier Thierry DUMONT pour son aide et sa précieuse collaboration grâce auxquelles certaines hypothèses et conclusions ont pu naître.

Je remercie également J.L. MUGNIER d'avoir laissé à ma disposition ses programmes de calcul et pour ses conseils concernant la méthode utilisée.

Je remercie l'équipe de l'IRIGM qui m'a permis d'utiliser un micro-ordinateur une fois par semaine. L'aide et les conseils de MM. J.P. GRATIER, F. THOUVENOT et P. VIALON m'ont été précieux.

Je remercie C. KERKHOVE de m'avoir fourni quelques-uns de ses remarquables clichés pris d'avion sur les Grandes-Rousses et de m'avoir piloté au-dessus du terrain.

Je remercie également H. et A. ARNAUD, J.C. BARFETY, M. BONHOMME, J. DEBELMAS pour les discussions que j'ai eues avec eux.

Je ne voudrais pas oublier le personnel technique de l'Institut et tout particulièrement MMes BEAUMONT, MEUGNIOT et REVOL pour leur aide et leur gentillesse.

Je remercie Laurence BRUNEL qui a accepté de se charger de la dactylographie du texte.

Enfin, je ne saurais oublier tous mes camarades de 3è cycle, parmi lesquels Guy, Christian, Anne, Jo, Michel, Zaboune, Hervé et Laurent.

RESUME ..... p 1

PREMIERE PARTIE

CHAPITRE PREMIER : INTRODUCTION

I - BUT DE L'ETUDE ..... p 11

1°) Période de pré-rifting ..... p 11
2°) Période de rifting ..... p 11
3°) Période d'expansion océanique ..... p 11
4°) Période de fermeture et de collision ..... p 11

II - CADRE GEOGRAPHIQUE ..... p 13

III - CADRE GEOLOGIQUE ..... p 15

IV - HISTORIQUE ..... p 18

V - STRATIGRAPHIE DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DANS LES ENVIRONS DE BOURG-D'OISANS ..... p 21

1°) Trias ..... p 21
2°) Hettangien ..... p 23
3°) Sinémurien - Lotharingien ..... p 23
4°) Carixien ..... p 23
5°) Domérien ..... p 23
6°) Toarcien ..... p 23
7°) Aalénien ..... p 26
8°) Bagocien ..... p 26
9°) Bathonien à Oxfordien ..... p 26
10°) Tithonique - Berriasien ..... p 26

CHAPITRE DEUXIEME : ANALYSE STRUCTURALE
METHODE D'ANALYSE DES CHAMPS DE FRACTURES

I - INTRODUCTION ..... p 29

II - METHODE DES DIEDRES DROITS ..... p 30

A - Historique ..... p 30
B - Principe de la Méthode des Dièdres Droits .... p 30
C - Application manuelle sur Canevas ..... p 32
D - Méthode automatique ..... p 34
E - Limites d'application ..... p 34
F - Méthode permettant l'individualisation des phases superposées ..... p 37
1°) Tri manuel ..... p 37
2°) Tri automatique ..... p 39
a) Critères choisis d'après les observations de terrain ..... p 39
b) Critères définis par le calcul ..... p 39
3°) Conclusion sur les méthodes de séparation de phases ..... p 41
4°) Remarques sur la notion de phase tectonique ..... p 41

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

G - Discussion sur l'utilisation de la méthode des dièdres droits ..... p 43
1°) Choix de la station de mesures ..... p 43
2°) Interprétation des résultats ..... p 43
H - Conclusion ..... p 45

III - LES DIRECTIONS DE DEFORMATION DANS LA REGION DE BOURG-D'OISANS ..... p 45

CHAPITRE TROISIEME : LES EPISODES TECTONIQUES DISTENSIFS MESOZOIQUES

I - ANCIENNETE DES MARQUEURS TECTONIQUES ..... p 50

II - EXEMPLES DE STRUCTURES DISTENSIVES AUX ENVIRONS DE BOURG D'OISANS ..... p 53

A - Accidents des Rochers d'Armentier ..... p 53
B - Accidents du Lac du Vallon ..... p 56
C - La faille du Col d'Ornon : Les olistolites de la Chalp de Chantelouve ..... p 56
D - Conclusion ..... p 59

III - EXTENSION N-S TRIASIQUE ..... p 59

A - Autres exemples de structures triasiques ..... p 59
1°) Faille de la Jassinette ..... p 59
2°) Faille syntriasique au Nord du Paletas ... p 61
3°) Faille triasique à l'Est des Clottous .... p 61
B - Caractéristiques de l'extension triasique .... p 63
C - Autres structures probablement triasiques .... p 63
1°) Fractures N70 à N110 dans les granites de Villard Notre-Dame ..... p 63
2°) Secteur du Poutat à l'Alpe-d'Huez ..... p 65
3°) Secteur du Lac Besson et des Petites-Rousses à l'Alpe-d'Huez ..... p 65
4°) La faille du Taillefer ..... p 65
5°) La faille de Ser Barbier ..... p 67
D - Conclusion ..... p 67

IV - EXTENSION NE-SW DU LIAS INFERIEUR ..... p 67

A - Exemples de structures du Lias inférieur ..... p 71
1°) Secteur des Clottous ..... p 71
2°) Secteur de la Vivolle ..... p 71
3°) Affleurements de la faille du Col d'Ornon entre le Col d'Ornon et Oulles ... p 73
4°) Failles du Col de la Muzelle et de la Muraillette dans le secteur du Col du Vallon ..... p 75
5°) Affleurements des Deux-Alpes ..... p 75
6°) Le plateau d'Emparis ..... p 79
B - Caractéristiques de l'épisode tectonique du Lias inférieur ..... p 79

C - Autres structures attribuables à la phase du Lias inférieur ..... p 82
1°) Lac Besson et secteur de l'Alpe-d'Huez ... p 82
2°) Structure du ruisseau de la Chave ..... p 82
D - Conclusion ..... p 85

V - EXTENSION E.SE-W.NW DU LIAS SUPERIEUR ..... p 85

A - Structures et indices de tectoniques synsédimentaires au Lias supérieur ..... p 85
1°) Affleurements au Sud du Col d'Ornon ..... p 85
2°) Col du Vallon ..... p 86
3°) Les deux-Alpes ..... p 89
4°) Col de Sarenne, Croix de Cassini, faille orientale des Grandes-Rousses ..... p 89
5°) Col du Sabot ..... p 89
6°) Secteur de l'Alpe-d'Huez et du Lac Besson ..... p 92
B - Caractéristiques principales de la tectonique distensive du Lias supérieur ..... p 92

VI - LE PROBLEME DU PLATEAU D'EMPARIS ..... p 94

VII - INTERPRETATION ..... p 96

1°) Double changement général de la direction d'extension ..... p 96
2°) Déviation locale de la direction d'extension au Lias inférieur ..... p 100
3°) Indices d'une phase de décrochement liasique en d'autres points des Alpes occidentales et dans leur voisinage ..... p 103
4°) Conclusion ..... p 105

VIII- EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA REGION DE BOURG-D'OISANS AU DEBUT DU MESOZOIQUE : COMPARAISON AVEC D'AUTRES RIFTS ..... p 105

A - Evolution géostructurale et tectono-sédimentaire du bassin liasique de Bourg-d'Oisans ..... p 105
1°) Etape de pré-rift ..... p 105
2°) Stade initial du rifting ..... p 108
3°) Stade avancé du rifting ..... p 108
B - Evolution géodynamique du Golf de Suez et de la Mer Rouge ..... p 109
1°) Oligocène ..... p 109
2°) Fin de l'Oligocène - Début du Miocène .... p 109
3°) Fin du Miocène ..... p 111
C - Evolution géodynamique du fossé Rhénan ..... p 111
D - Conclusion et discussion ..... p 114

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

CHAPITRE QUATRIEME : PALEOMORPHOLOGIE DE LA SURFACE D'UN BLOC BASCULE

I - LE BLOC GRANDES-ROUSSES - ROCHAIL ..... p 119

1°) Les failles N-S à NE-SW ..... p 119
2°) Les failles E.NE-W.SW ..... p 126
3°) Les accidents E-W à SE-NW ..... p 126

II - LE BLOC DU PLATEAU D' EMPARIS ..... p 128

III - CONCLUSION ..... p 131

CHAPITRE CINQUIEME : LES PHASES COMPRESSIVES ALPINES

INTRODUCTION ..... p 135

I - LES DIRECTIONS DE RACCOURCISSEMENT ..... p 135

A - Raccourcissements Est-Ouest ..... p 135
1°) Structures compressives pouvant être rattachées à cette phase ..... p 135
2°) Essai de datation de ces compressions .... p 141
B - Raccourcissements Nord-Sud ..... p 143
1°) Exemples de structures liées à ces compressions ..... p 143
2°) Datation des compressions N160 à Nord-Sud ..... p 149
3°) Datation des compressions N30 à NE-SW .... p 154

II - INFLUENCE DES STRUCTURES TETHYSIENNES DISTENSIVES SUR L'EFFET DES COMPRESSIONS ..... p 156
A - Réactions au niveau du socle ..... p 156
B - Réactions au niveau de la couverture ..... p 164
C - Importance de l'héritage tectonique ..... p 166

DEUXIEME PARTIE

STRUCTURES SYN-OPHIOLITIQUES DU MASSIF DU TROODOS

INTRODUCTION ..... p 183

TECTONIQUE SUPERPOSEE DE LA ZONE D'ARAKAPAS ..... p 186

INTRODUCTION ..... p 186

I - METHODE D'ANALYSE ..... p 187

II - ANALYSE REGIONALE ..... p 187

1°) La zone faillée d'Arakapas ..... p 187
2°) Le prolongement occidental de la zone faillée d'Arakapas ..... p 189
3°) Le massif du Troodos ..... p 189
4°) Le massif de Kellaki ..... p 190
5°) Les séries de la couverture sédimentaire ..... p 190

III - DISCUSSION, CONCLUSION ..... p 192

STRUCTURES SYN-OPHIOLITIQUES DU MASSIF DU TROODOS (CHYPRE) ET LEUR INFLUENCE SUR LES DEFORMATIONS POSTERIEURES

INTRODUCTION ..... p 204

I - LES DEFORMATIONS SUPERPOSEES POST-OPHIOLITIQUES DANS LES SERIES DE CHYPRE ..... p 205

A - Les distensions récentes ..... p 205
B - Les compressions alpines ..... p 206

III - LES DISTENSIONS SYN-OPHIOLITIQUES ..... p 206

A - Eléments de datation ..... p 206
B - Les directions de déformation syn-ophiolitique ..... p 207

III - DISCUSSION ET INTERPRETATION ..... p 207

CONCLUSION ..... p 208

TROISIEME PARTIE

SYNTHESE ET CONCLUSION GENERALE

I - L'EVOLUTION STRUCTURALE ..... p 219

A - Les épisodes distensifs mésozoïques ..... p 219
1° Période de pré-rifting ..... p 219
2°) Stade précoce du rifting ..... p 219
3°) Stade évolué du rifting ..... p 220
4°) Conclusion ..... p 220
B - Les épisodes compressifs alpins ..... p 220
1°) Compression N.NW-S.SE à Nord-Sud ..... p 222
2°) Compression Est-Ouest (E.NE-W.SW à E.SE-W.NW) ..... p 222
3°) Compression N.NE-S.SW à NE-SW ..... p 222

II - L'IMPORTANCE DE L'HERITAGE ..... p 222

III - GENERALISATION DU MODELE D'EVOLUTION ..... p 223

IV - LA REGION DE BOURG-D'OISANS ET LES MODELES ACTUELS DE MARGES CONTINENTALES ..... p 224

V - LES STRUCTURES DU MASSIF OPHIOLITIQUE DU TROODOS (CHYPRE) ..... p 225

VI - CONCLUSION ..... p 225

BIBLIOGRAPHIE ..... p 227

RESUME

EXEMPLES DE STRUCTURES EN EXTENSION ET DE LEUR INFLUENCE SUR LES DEFORMATIONS POSTERIEURES DANS LE DOMAINE TETHYSIEN

(Bourg-d'Oisans, Alpes occidentales françaises et Troodos, Chypre)

Résumé : La mesure systématique des plans striés et leur traitement statistique par la méthode des dièdres droits ont permis de mettre en évidence, dans la région de Bourg-d'Oisans, trois épisodes d'extension, antérieurs aux phénomènes alpins. Des critères stratigraphiques permettent de préciser leur âge, soit :

- au Trias, direction d'extension N-S,
- au Lias inférieur p.p., direction d'extension NE-SW,
- au Lias supérieur, direction d'extension W.NW-E.SE.

Ces faits sont à relier à la structuration de la marge européenne de la Téthys ligure, le bassin de Bourg-d'Oisans étant considéré comme la couverture sédimentaire d'un bloc basculé décakilométrique.

Le paléochamp de contraintes au Lias inférieur peut être considéré comme le résultat d'une déviation de la contrainte générale en régime décrochant, du fait de l'existence d'accidents antérieurs hérités des phases tardi-hercyniennes. Les émissions de basaltes subalcalins (spilites) du sommet du Trias ont déjà été contrôlées par cette tectonique décrochante. Selon cette interprétation, le changement tectonique entre le sommet du Trias-Lias inférieur et le Lias supérieur s'est effectué par une simple permutation des contraintes $\sigma 1$ et $\sigma 2$; la contrainte minimale $\sigma 3$ étant restée constante en direction durant ces deux épisodes.

Ceci nous conduit à considérer que la réorganisation tectonique principale se situe au sommet du Trias et correspond donc au début du rifting dans cette région.

L'évolution géodynamique de la région de Bourg-d'Oisans durant le Mésozoïque est similaire à celle d'autres systèmes de rift, comme le fossé rhénan et le Golfe de Suez.

Les phases compressives alpines ont aussi été

caractérisées. Leurs effets ont été fortement influencés par les structures héritées des épisodes distensifs mésozoïques.

L'étude des structures syn-ophiolitiques dans le massif du Troodos à Chypre a permis d'individualiser une phase d'extension syn-ophiolitique dirigée W.NW-E.SE et des épisodes de déformation post-ophiolitiques (compression N160 et extensions récentes) fortement influencés par les structures antérieures.

Mots clefs : axes de déformation, extension, compression, bloc basculé, tectonique syn-ophiolitique, héritage tectonique, Téthys, Trias, Lias, tectonique alpine, massifs cristallins externes, Alpes occidentales françaises, Troodos, Chypre.

EXEMPLES OF TENSIONAL STRUCTURES AND THEIR INFLUENCE ON THE FURTHER DEFORMATIONS IN THE TETHYAN REALM

(Bourg d'Oisans, western Alps of France and Troodos, Chypre)

Abstract : The systematic measurement of fault planes and slickenside lineations and their statistical processing by the "dièdres droits" method allow to evidentiate three extensional stages before to Alpine Compressions in the Bourg-d'Oisans area. If in local places sometimes only one stage is exposed as a general rule, several of them are superimposed in the same area. In the first case precision in age results be given by stratigraphic criteria. The three stages are as follow :

- Triassic N-S oriented extension,
- Lower Liassic p.p., NE-SW oriented extension,
- Upper Liassic W.NW-E.SE oriented extension.

These results are integrated into the context of the structuring of Téthyan European margin ; The Bourg-d'Oisans basin being considered as the sedimentary cover of a "decakilometric" tilted block.

The paleostress field during Lower Liassic can be interpreted as the result of a deviation of the general stress field in a strike slip fault system because of the existence of previous Tardi-Hercynian fracture planes. Uppermost Triassic basaltic flows of the Bourg-d'Oisans area are already controlled by this strike-slip tectonics.

According to this interpretation the tectonic change from uppermost Triassic-Lower Liassic to upper Liassic may occur with a simple $\sigma 1$-$\sigma 2$ permutation, the minimum stress $\sigma 3$ remaining constant in direction.

This explanation leads us to consider that the main tectonic modification and then the begining of the rifting occurred in the uppermost Triassic.

Such an evolution is closely similar to the evolution of other rifts as like as the Suez rift and the Rhine rift.

The Alpine compressive stages are also evidenced. They are strongly controlled by the structures inherited from the Mesozoïc extensional stages.

The syn-ophiolitic structures of the Troodos Massiv (Cyprus) allowed to evidentiate a syn-ophiolitic extension oriented W.NW-E.SE and post-ophiolitic deformations (compression N160 and recent extensional events). The later have been strongly influenced by the previous ones.

Keywords : Deformation axes, extension, compression, tilted block, syn-ophiolitic tectonics, tectonic heritage, Tethys, Triassic, Liassic, Alpine tectonics, external crystalline massivs western Alps, ; Troodos, Cyprus.

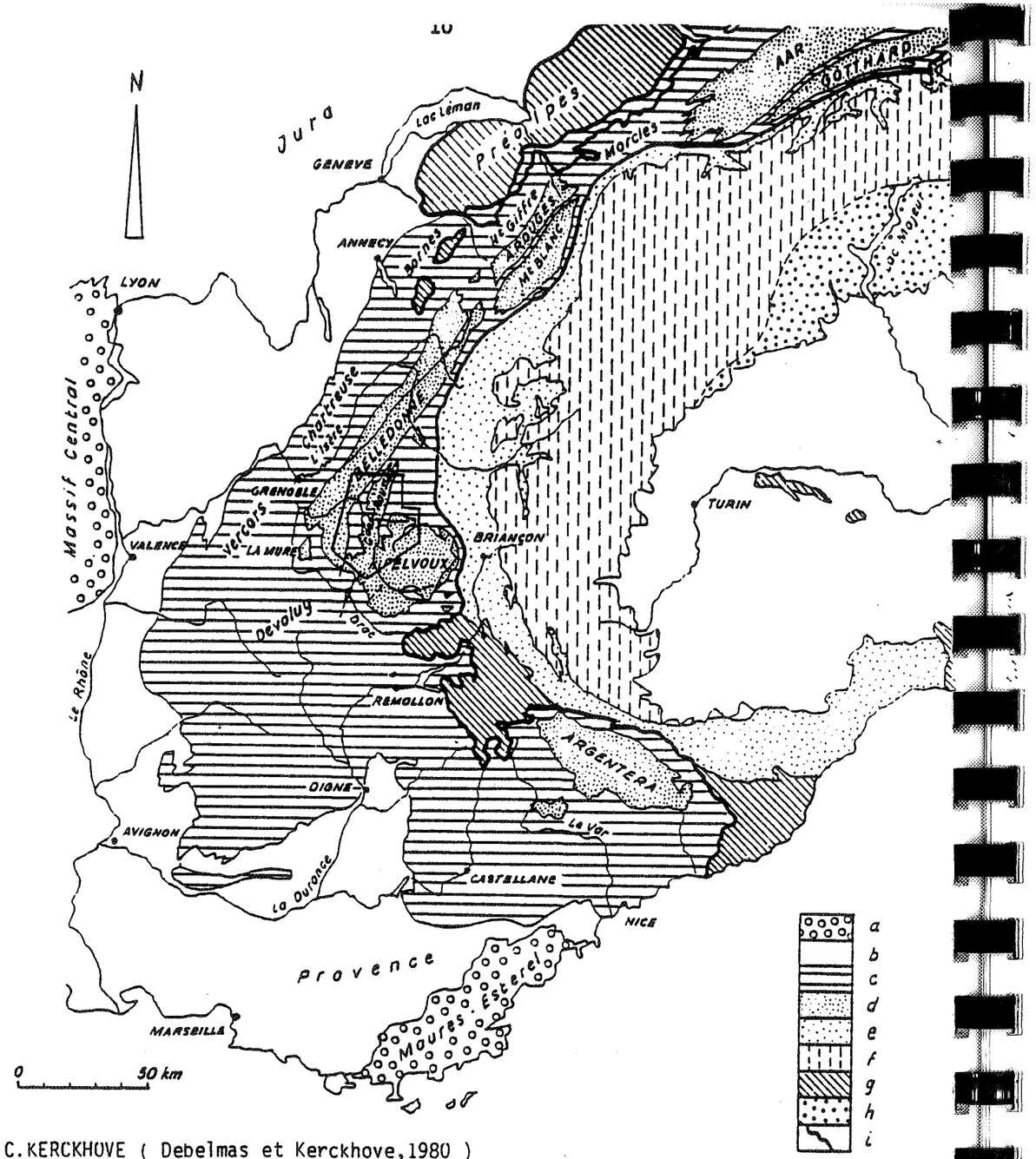
P R E M I E R E P A R T I E

EXEMPLES DE STRUCTURES EN EXTENSION ET DE LEUR INFLUENCE SUR LES DEFORMATIONS POSTERIEURES DANS UNE PORTION DE LA PALEOMARGE EUROPEENNE DE LA TETHYS : LA REGION DE BOURG-D'OISANS

(Alpes occidentales françaises)

CHAPITRE PREMIER

INTRODUCTION



C.KERCKHOVE (Debelmas et Kerckhove,1980)
IN Barfety (1985)

Fig. 1 - Cadre géographique et géologique : B.O secteur étudié

Terrains périalpins:
- a : Socle
- b : Sédimentaire

Zone externe:
- c : Couverture secondaire et tertiaire
- d : Socle antétriasique (massifs cristallins externes)

Zones internes:
- e : Zone valaisane, subbriançonnaise et briançonnaise
- f : Zone piémontaise s.l. et massifs cristallins internes
- g : Flyschs exotiques - Préalpes et terrains associés
- h : Austro et Sud-alpins
- i : Chevauchement des zones internes

INTRODUCTION

1 - BUT DE L'ETUDE

L'étude présentée dans ce mémoire prend place dans un ensemble de travaux plus vaste, dont la coordination est assurée par M. LEMOINE. Le thème en est l'étude paléogéographique et paléotectonique des Alpes occidentales *(fig. 1)*, dans le but de mieux comprendre la naissance et l'évolution du paléo-océan appelé Téthys existant au Mésozoïque ainsi que de sa marge continentale européenne.

Des synthèses sur l'histoire de cet océan [*Lemoine, 1984; 1985*] ont montré que son évolution peut se subdiviser en quatre grandes périodes distinctes tant dans les effets que dans le temps *(fig. 2)*.

1°) Période de pré-rifting :
(Trias à tout début du Lias)

Une sédimentation de plate-forme carbonatée de mer très peu profonde s'installe sur le domaine des futures marges continentales de l'océan téthysien. Des indices de distensions existent dès cette époque ainsi que localement une activité volcanique.

2°) Période de rifting : (Lias à Jurassique moyen)

Cette période est amorcée par les premiers mouvements relatifs Afrique-Europe. L'origine en est le début de l'extension dans le domaine du futur océan atlantique central. S'individualisent alors les structures distensives majeures et les grands blocs basculés plurikilométriques.

3°) Période d'expansion océanique : *(Fig. 3)*
(Jurassique supérieur à Crétacé inférieur)

Elle est caractérisée principalement par l'apparition de croûte océanique dont les témoins actuels sont les ophiolites des zones internes des Alpes.

4°) Période de fermeture et de collision :
(Crétacé supérieur à actuel)

Elle est à relier à l'ouverture de l'Atlantique Nord et Sud, entraînant la convergence au niveau des deux marges téthysiennes.

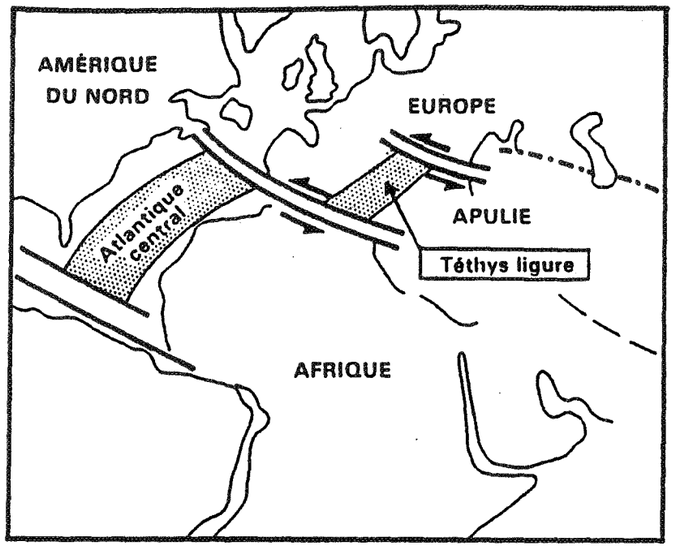


Fig.3: Esquisse palinspastique de la Téthys mésozoïque vers la fin du Jurassique — Lemoine (1984)

La méga-transformante de Gibraltar - Sicile relie la Téthys Atlantique (ou Atlantique central primitif) à la Téthys ligure.

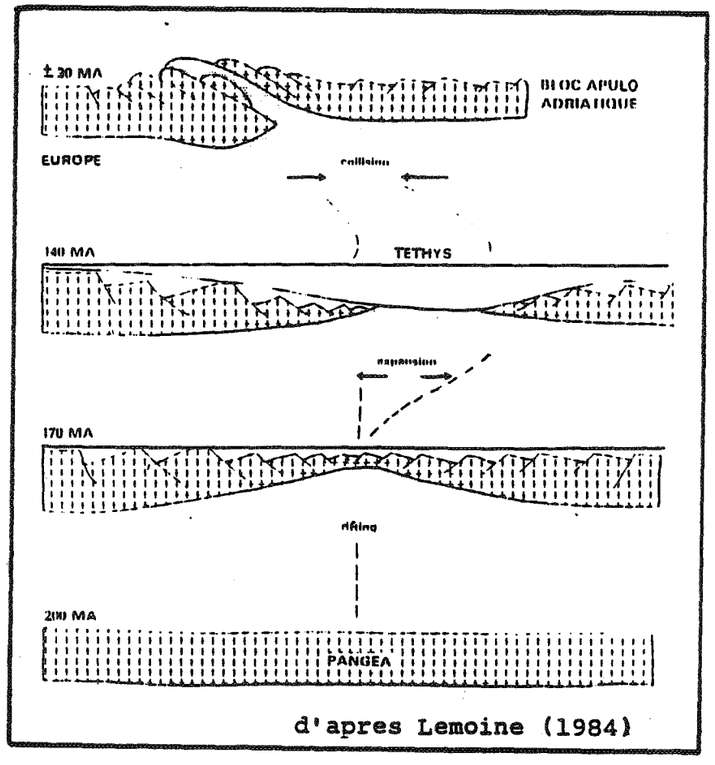


Fig. 2 : - Schéma simplifié de l'évolution Téthysienne et Alpine, de la dislocation de la Pangée à la collision

A l'intérieur de ce schéma général, l'étude présentée ici est une analyse structurale et microstructurale de la fracturation effectuée dans les massifs avoisinant Bourg-d'Oisans. Elle a pour but la reconstitution des paléo-directions de déformation qui ont contrôlé les épisodes distensifs triasico-liasiques ainsi que les compressions alpines. Elle a permis également l'interprétation de nombreuses structures induites par ces différents épisodes tectoniques ainsi que la reconstitution géométrique de la région étudiée au cours des différentes étapes tectoniques.

Les résultats obtenus ont permis de proposer une évolution géodynamique propre à la région de Bourg-d'Oisans durant les étapes du rifting téthysien.

Deux raisons principales font que cette région a pu se prêter de façon positive à une telle étude :

- Certaines structures distensives mésozoïques ont été préservées de l'effet des compressions alpines,
- Nombre de ces structures avaient déjà été répertoriées au cours d'études diverses et en particulier stratigraphiques [*Barféty et Gidon, 1983 ; Barféty, 1985*], permettant un bon calage stratigraphique des différents épisodes tectoniques responsables des structures et des directions de déformation qui les ont contrôlées.

Enfin, l'étude des déformations cénozoïques alpines et des relations existant entre les structures distensives mésozoïques et compressives alpines a permis de souligner l'importance de l' "héritage" lors des phases tectoniques successives.

II - CADRE GEOGRAPHIQUE *(fig. 1 et 4)*

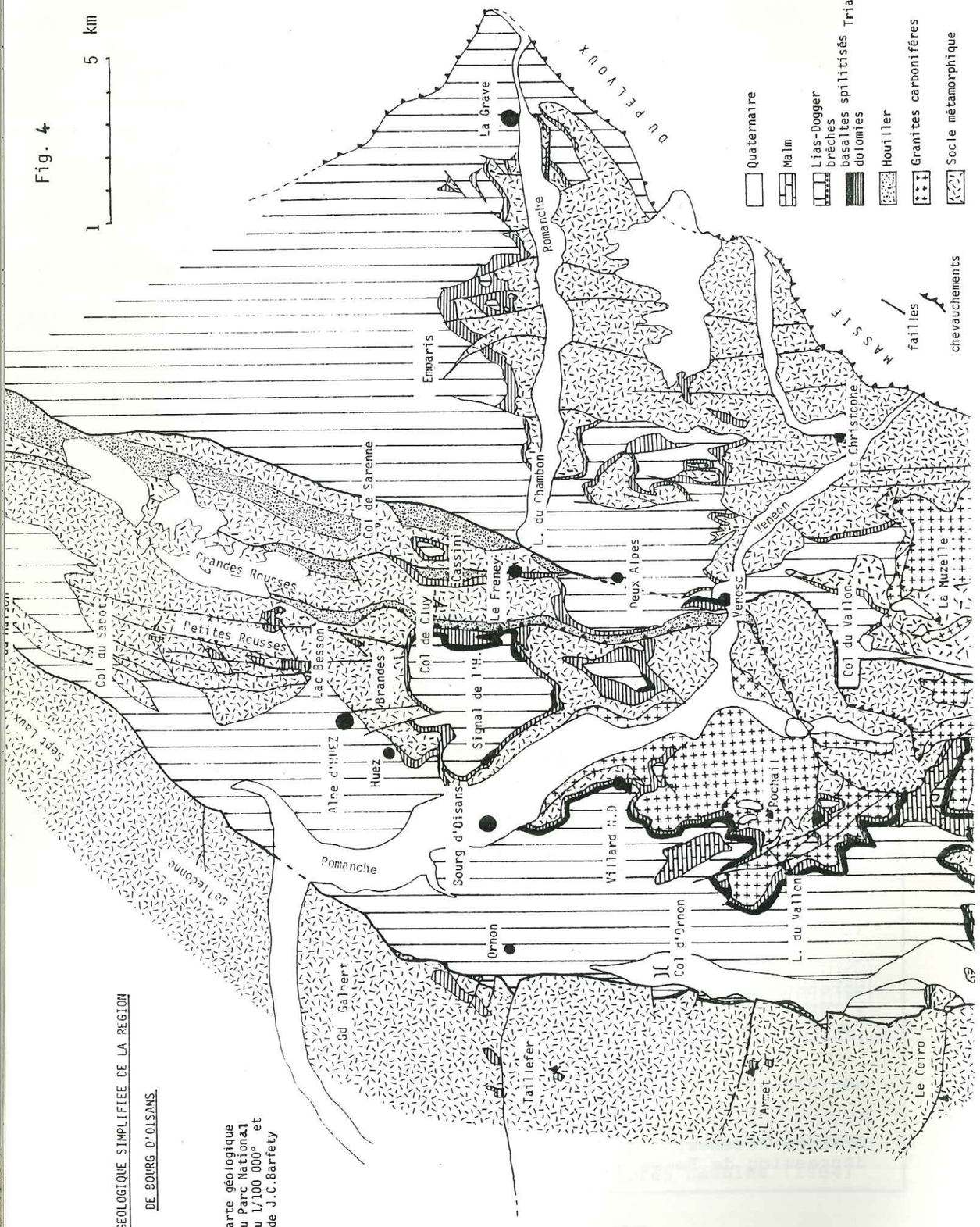
La région étudiée se situe dans les Alpes occidentales françaises. Elle est centrée autour de Bourg-d'Oisans, à une quarantaine de kilomètres à l'Est de Grenoble. Elle englobe plus précisément :

- La bordure orientale des massifs de Belledonne *(2 978 m)* et du Taillefer *(2 857 m)*;

- Le Massif des Grandes-Rousses *(3 466 m)*, comprenant la station de l'Alpe-d'Huez *(1 800 m)*, ainsique l' épaule de son versant Ouest : Les Petites-Rousses *(2 500 m)* ;

- Le Massif du Rochail *(3 023 m)*, prolongement méridional du précédent ;

- Le Plateau d'Emparis *(2 465 m)*, à l'Est des Grandes-Rousses, et séparé de ces dernières par la dépression de Besse et Clavans-en-Oisans ;



CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DE LA REGION

DE BOURG D'OISANS

d'après la carte géologique simplifiée du Parc National des Ecrins au 1/100 000° et des relevés de J.C.Barfety (1985)

- Au Sud d'Emparis, l'étude intéresse le secteur des "Deux-Alpes" *(1 650 m)*.

Cette région couvre en partie les feuilles au 1/50.000° de La Mure au Sud, Saint-Christophe en Oisans à l'Est, La Grave au Nord et Vizille au centre et à l'Ouest.

Toutefois, l'aspect thématique du sujet entraîne que ces limites ne sont pas rigides et ne définissent en fait qu'une enveloppe des points de mesures effectuées ; L'interprétation des données et les hypothèses peuvent dépasser ce cadre arbitraire.

III - CADRE GEOLOGIQUE

Les Alpes occidentales sont constituées d'un certain nombre de zones isopiques. Ces zones correspondent, en fait, à différents domaines paléogéographiques. Elles sont détaillées dans le tableau ci-dessous *(fig. 5 et fig. 6)*.

Zones et domaines paléogéographiques des Alpes Occidentales		Interprétation moderne
EXTERNE (secteur étudié)		
Dauphinois		marge continentale européenne (1)
INTERNE :		
Subbriançonnais Briançonnais		
Piémontais s.lat. (shistes lustrés)	Piémontais s.str.	
	Liguro-Piémontais	Océan : Téthys ligure (2)
Austro-Alpin et Sud-Alpin		marge continentale apulo-adriatique (africaine) (3)

(1) Séries sédimentaires débutant au Trias, et reposant sur un socle granito-gneissique (hercynien et/ou plus ancien), ou localement sur du Permo-Carbonifère continental.

(2) Séries sédimentaires débutant au Dogger ou au Malm, et reposant sur un substratum ophiolitique.

(3) Séries sédimentaires débutant au Trias, et reposant sur un socle fait de Paléozoïque plissé et/ou de roches granito-gneissiques paléozoïques et précambriennes.

D'après Lemoine [1984]

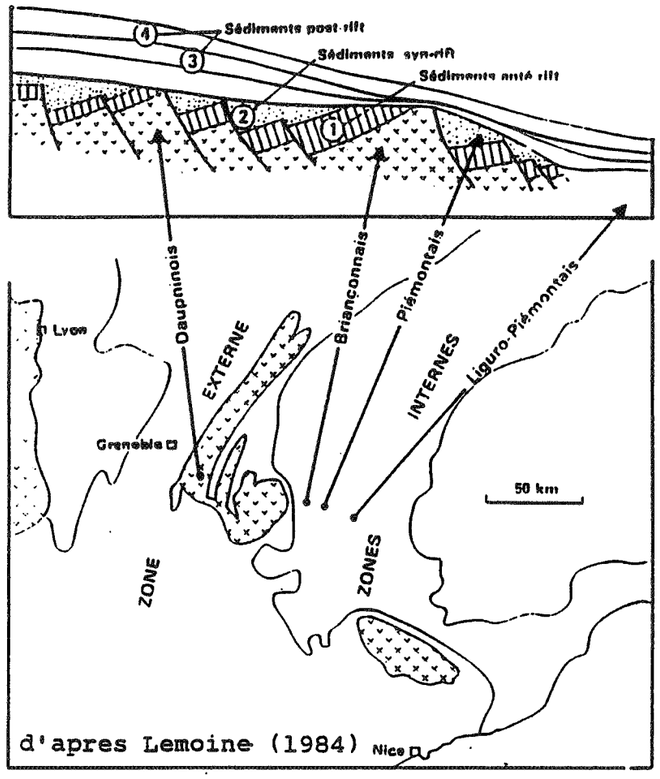


Fig. 5: - Esquisse très simplifiée des Alpes Occidentales, montrant la limite entre zone externe et zones internes. Croix : massifs cristallins externes (socle européen).

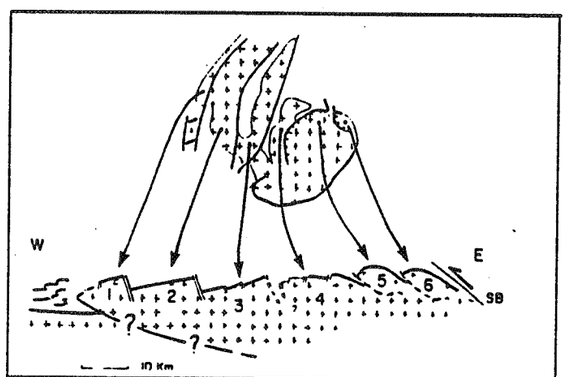


FIG. 6 : *Coupe schématique montrant l'allure probable des massifs cristallins externes à la latitude de Grenoble.*
Traits doubles : failles normales jurassiques peu ou pas reprises lors des compressions tertiaires . *Traits gras tireté :* chevauchements d'âge crétacé supérieur probable (Meije, Combeynot), éventuellement redéformés au Tertiaire, et pouvant être dus à la reprise de failles normales jurassiques. *Trait gras :* chevauchement hypothétique à la base de Belledonne, déduit des seules données géophysiques .
1, Belledonne externe-La Mure ; 2, Belledonne interne-Taillefer ; 3, Grandes Rousses-Rochail ; 4, Emparis-Mont de Lans ; 5, La Meije ; 6, Combeynot ; SB, suture subbriançonnaise (front des zones internes).

Lemoine (1984)

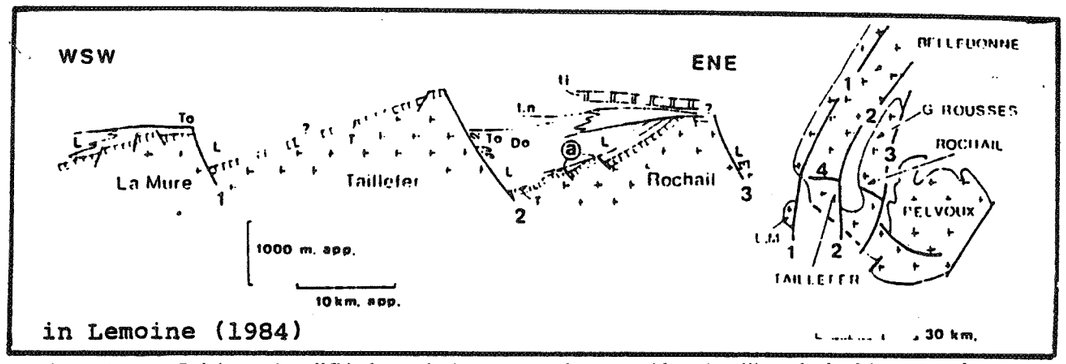


FIG. 7 : *Schéma simplifié des relations entre les massifs cristallins de la Mure (prolongement sud de Belledonne externe), Taillefer (Sud de Belledonne interne) et Rochail (prolongement sud des Grandes Rousses) vers la fin du Malm* (données d'après BARFETY et *al.*, 1979 et BARFETY et GIDON, 1982).
Le socle pré-triasique est indiqué par des croix ; T, Trias ; L, Lias ; Do, Domérien ; To, Toarcien ; tn, « Terres noires » (Bathono-Oxfordien) ; Tith, Tithonique. A droite, schéma structural simplifié, montrant les principaux accidents synsédimentaires d'âge jurassique. 1, accident médian de Belledonne, passant à la faille est du Dôme de La Mure ; 2, faille d'Ornon ; 3, groupe d'accidents de la bordure orientale du bloc des Grandes Rousses-Rochail ; 4, faille transversale du Taillefer ; a, ébauche de blocs basculés datant de l'Hettangien-Sinémurien, n'ayant plus évolué par la suite. Pointillé : faciès de haut-fond ou de pente (calcaires crinoïdiques, calcaires noduleux, etc.).

Le secteur étudié *(fig. 4, 7 et 8)* appartient aux massifs cristallins externes dauphinois. Ces massifs sont désormais interprétés comme d'anciens blocs basculés *(fig. 7)*, individualisés sur la marge européenne lors du rifting jurassique de la Téthys Ligure. *[Lemoine et al. 1981]*.

Dans cette optique, les principales structures liées à ce rifting sont plus ou moins parallèles à l'allongement actuel des massifs cristallins dauphinois (NS à NE-SW). Certaines d'entre elles ont été relativement préservées des compressions alpines. Nous nous intéresserons plus particulièrement *(fig. 8)* au bloc "Grandes-Rousses - Rochail", séparé à l'Ouest du bloc "Belledonne - Taillefer" par la faille du Col d'Ornon, interprétée comme l'une des failles listriques synsédimentaires jurassiques *[Barféty et al, 1979]* et du bloc "Plateau d'Emparis - Mont de Lans", limité à l'Ouest par la faille "Grandes-Rousses interne - Aspres Les Corps" *[Rudkiéwicz et Vibert, 1982]*. Ce dernier est chevauché à l'Est par le bloc "Meije - Muzelle" *(fig. 6)*.

Les séries liasiques de la région de Bourg-d'Oisans et de Besse-en-Oisans constituent ainsi le remplissage sédimentaire d'anciens demi-grabens apparus lors du basculement de ces deux blocs.

De nombreux témoins dans la sédimentation et dans le socle des différentes étapes tectoniques ayant affecté cette région existent. L'analyse structurale effectuée dans ce travail a permis de reconstituer les directions de la déformation propres à chacun de ces épisodes tectoniques, tant distensifs que compressifs.

IV - HISTORIQUE

Du point de vue stratigraphique, c'est C. LORY *[1860 - 1864]* qui définit les terrains du Trias et du Lias, et qui précise leur limite. E. HAUG *[1891]* caractérise le faciès dauphinois et propose la subdivision entre un "Lias calcaire" (Lias inférieur et base du Lias moyen) et un "Lias schisteux" (partie supérieure du Lias supérieur) ; subdivision encore utilisée aujourd'hui. Le faciès profond du "Lias schisteux" est bien en accord avec la notion de géosynclinal qui restera en vigueur au moins jusqu'en 1971 *[Trumpy, 1971]*.

Les travaux de P. LORY *[1903]*, P. TERMIER *[1894]* (premières coupes structurales du sédimentaire des Grandes-Rousses et du Pelvoux), puis de W. KILIAN et J. REVIL *[1904 - 1912]* au début du siècle, permettent de

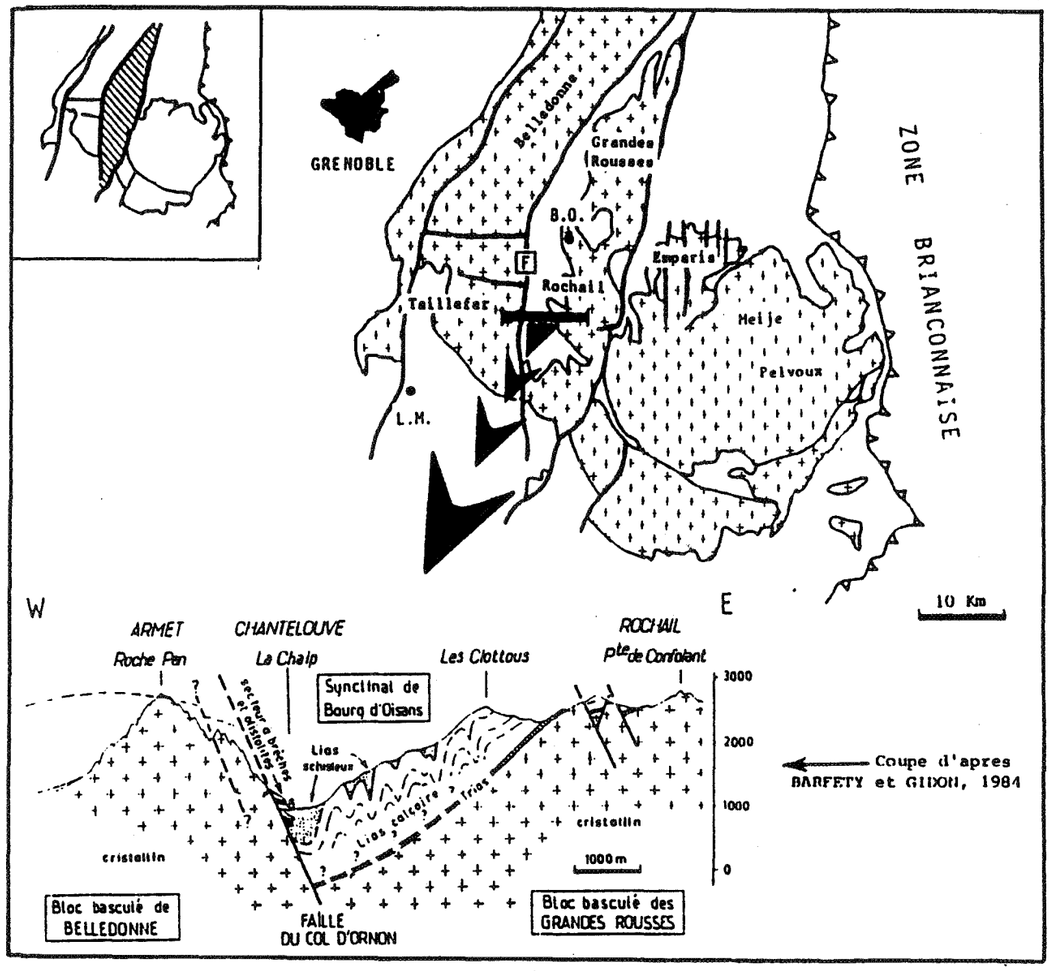


FIG. 8: Les Massifs Cristallins Externes Dauphinois: situation du bloc Grandes Rousses-Rochail (hachuré dans l'encart) et coupe transversale du demi-graben de Bourg d'Oisans.
F: faille du Col d'Ornon; B.O.: Bourg d'Oisans; L.M.: La Mure.

mettre en évidence le contraste entre les séries "vaseuses" géosynclinales et les séries réduites à entroques.

Toutefois, P. LORY *[1943]* poursuit des recherches dans la région de Belledonne et La Mure, et imagine que la couverture sédimentaire de ces massifs représente une grande nappe de terrains glissés sur les deux flancs des massifs. Des paquets isolés de sédimentaire ou de cristallin, actuellement considérés comme olistolites, sont interprétés comme des écailles basales arrachées au substratum lors du glissement de ces nappes.

GIGNOUX et MORET *[1952]* considéreront les sédiments jurassiques comme des dépôts de talus continental et non plus de centre de bassin. R. BARBIER *[1948]* signalera des séries liasiques réduites sur le plateau d'Emparis.

Le développement des travaux cartographiques lors de ces vingt-cinq dernières années, en vue de la publication de cartes au 1/50 000°, a permis des analyses plus détaillées.

J. HAUDOUR et J. SARROT REYNAULD *[1961]* mentionnent l'existence de failles ayant joué dès le Trias et délimitant des horsts et grabens, et qui auraient joué un rôle important dans la juxtaposition des séries épaisses et des séries réduites.

J. VERNET *[1964] et [1974]* fournit des interprétations structurales des nombreux contacts cristallin-sédimentaire répertoriés dans le Massif du Pelvoux. Le premier, il signale les conglomérats du Col d'Ornon.

La région de Bourg-d'Oisans a fait l'objet de deux études parallèles sur les Grandes-Rousses *[Bornuat, 1962]* et sur le Grand-Renaud *[Reboul, 1962]*, qui fournissent des coupes structurales et stratigraphiques détaillées de ces secteurs.

Des précisions sur la stratigraphie et la paléogéographie du Jurassique, et en particulier la mise en évidence de paléoaccidents avec olistolites, résultent des nombreux travaux de JC. BARFETY et de M. GIDON *[Gidon et Aprahamian, 1980] ; [Barféty et al, 1979 ; 1984]* et *[Barféty, 1985]*.

LEMOINE *[Lemoine et al, 1981]* et *[Lemoine, 1984]* propose une synthèse de ces données à la lumière de la tectonique des plaques et des découvertes océanographiques, en appliquant à ce secteur des Alpes occidentales le modèle des blocs basculés des marges passives atlantiques. Ces conceptions actuelles permettent d'interpréter la zone dauphinoise comme un élément de la marge passive européenne du futur océan

téthysien durant la période jurassique. Ce concept remplacera dès lors celui de géosynclinal.

Enfin, les modèles d'extension symétrique classiques proposés par MACKENZIE *[1978]* et LE PICHON et SIBUET *[1981]* tendent aujourd'hui à être modifiés. Tout récemment, l'application aux Alpes et à l'évolution du rifting téthysien proprement dit, du modèle de marges asymétriques de WERNICKE *[1985]* ou de ses dérivés *[Malod, 1985], [Davis et al, 1986], [Lister et al, 1986]* a été tentée *[Lemoine et al, 1986]*. Toutefois, s'il permet d'expliquer certains faits comme la dénudation du manteau supérieur de l'océan téthysien *[Lemoine et al, 1986]*, de nombreuses autres observations ne semblent pas compatibles avec ce modèle.

V - STRATIGRAPHIE DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DANS LES ENVIRONS DE BOURG-D'OISANS

Il n'est pas question dans ce paragraphe de donner une description complète et précise de la stratigraphie des différents secteurs étudiés autour de Bourg-d'Oisans, celle-ci ayant été décrite récemment par JC. BARFETY *[1985]*.

Nous nous contenterons de la description d'une coupe synthétique des environs de Bourg-d'Oisans *(fig. 9)* Au cours de l'étude, les différences essentielles par rapport à cette coupe seront mentionnées. Des sections de coupe plus précises aidant à la description d'affleurement et au calage stratigraphique de tels ou tels événements tectoniques dans des secteurs particuliers seront cependant présentées.

La série stratigraphique de la région de Bourg-d'Oisans *(fig. 9 et 10)* présente au-dessus du socle cristallin :

1°) Trias

a) grès et quartzites montrant des figures sédimentaires de ripple-marks,

b) bancs métriques de dolomies, dont les premiers sont brèchiques (Trias moyen à supérieur),

c) coulées de basaltes alcalins (spilites, Trias supérieur) existant localement.

L'épaisseur cumulée de cet ensemble triasique varie de quelques dizaines à une centaine de mètres, ceci principalement en fonction de l'épaisseur des coulées basaltiques.

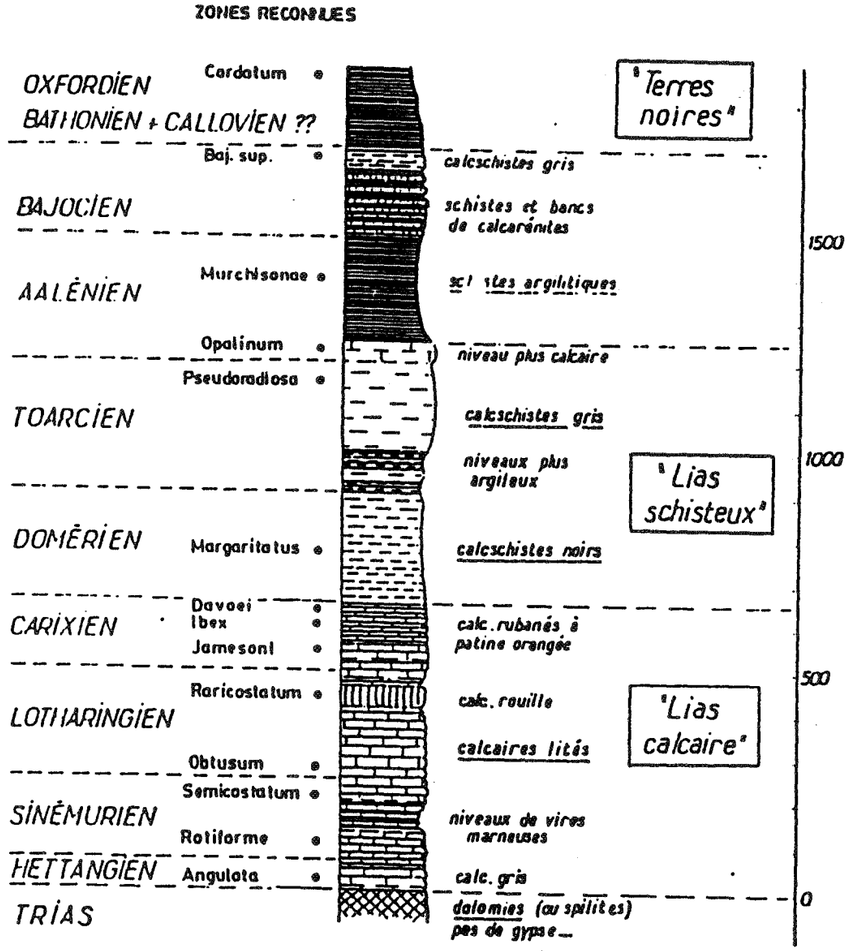


Fig. 9 - La série stratigraphique habituelle des environs de Bourg-d'Oisans (d'après les travaux de J.C.BARFETY, R.MOUTERDE et M.GIDON.)

Les points noirs en marge gauche de la colonne indiquent les niveaux datés paléontologiquement.

In AMAUDRIC DU CHAFFAUT . S et FUDRAL . S (1986)

2°) Hettangien

a) calcaires lumachelliques bruns à polypiers et lamellibranches.

b) minces bancs de calcaires bleus, noduleux, et parfois bioclastiques.

Cet ensemble daté par des ammonites a une puissance de 20 à 30 mètres environ.

3°) Sinémurien - Lotharingien

a) alternances de calcaires micritiques bleutés et de marnes à ammonites et belemnites (Sinémurien à Lotharingien inférieur). Ils peuvent être subdivisés en :

- Une partie inférieure mieux litée et bien rubannée,

- Une partie supérieure plus massive.

b) calcaires plus tendres à patine rouille caractéristique du sommet du Lotharingien.

Cet ensemble a une épaisseur de près de 400 mètres.

4°) Carixien

Il constitue une falaise de 100 à 150 mètres, représentant les lits les plus résistants et les plus élevés de l'ensemble attribué au "Lias calcaire". Ce sont des calcaires rubannés bleus et ocres à nombreuses belemnites de grande taille.

5°) Domérien

Il est formé d'une épaisse masse de marnes correspondant à des replats importants et contenant quelques bancs roux finement détritiques.

Cet ensemble atteint une épaisseur de 350 à 400 mètres.

6°) Toarcien

Il est représenté par des marnocalcaires au litage peu visible, avec quelques minces bancs de calcaires clairs, à petits nodules limoniteux surmontant un niveau schisteux noir. Ils ont une puissance d'environ 250 mètres.

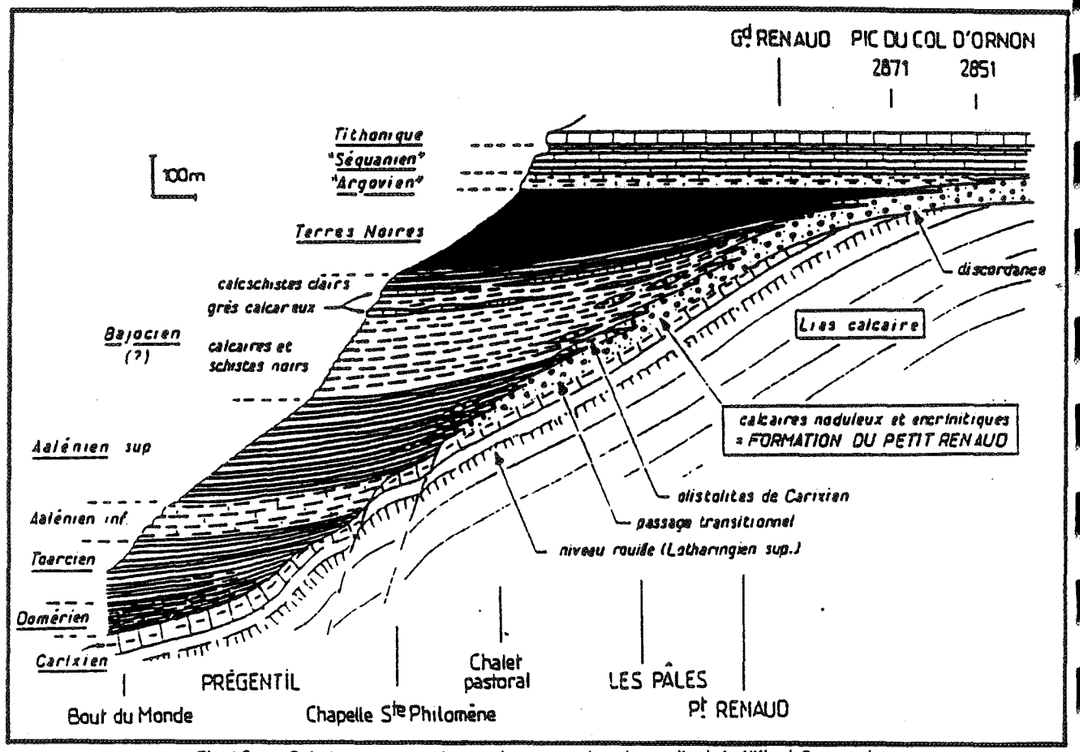


Fig. 10 — *Relations stratigraphiques des assises dans le synclinal de Villard Reymond.*

Ce schéma a été construit à partir des coupes successives observables, du N au S, dans les localités indiquées à sa partie basse. La plupart de ces coupes étant celles du flanc W du synclinal de Villard Reymond, il donne donc une image synthétique des rapports stratigraphiques qui y règnent. En fait, ce passage latéral, d'une série argileuse épaisse aux calcaires du Petit Renaud, se produit également du N au S, selon l'allongement du synclinal, comme en atteste la différence des coupes entre le secteur Bout du Monde — Prégentil et celui du Petit Renaud — Clot de la Selle; de sorte que la figure montre également les variations N-S liées à l'inclinaison originelle, vers le N, du fond de la cuvette synclinale (c'est pourquoi aucune orientation n'a été indiquée).

Ce schéma synthétique a été complété vers le haut par le dessin des formations calcaires du Jurassique terminal pour montrer le réduction de l'épaisseur des Terres Noires vers le S. On a omis délibérément, par souci d'allègement, de figurer les accidents cassants qui ont fonctionné à l'Oxfordien

On doit souligner la valeur importante des angles de discordance, qui a été représentée conformément aux données d'observations; il est toutefois difficile d'évaluer la part éventuelle d'exagération de ces angles qui est dûe à l'écrasement E-W par la tectonique compressive alpine.

Barfety et Gidon (1983)

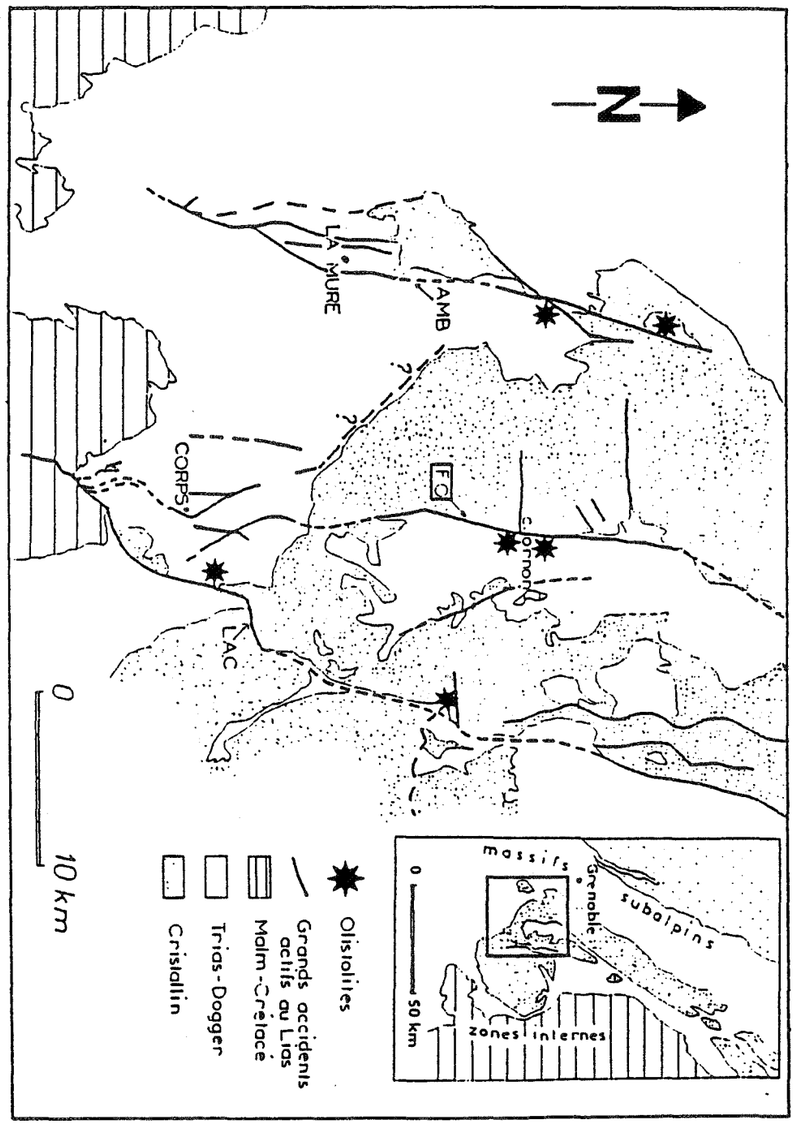


Figure 11 : Schéma structural du secteur étudié et des régions voisines faisant apparaître les grands accidents synsédimentaires liasiques. On remarquera que trois accidents majeurs (faille d'Ornon, linéament d'Aspres les Corps et prolongement vers le Sud de l'accident médian de Belledonne) sont orientés Nord-Sud et constituent les limites des trois principaux blocs basculés (Belledonne externe-la Mure, Taillefer-Beaumont, Grandes Rousses).

Ce schéma a été établi à l'aide de données de Gidon et Aprahamian, 1981; Barfety et Gidon, 1981 et des cartes géologiques du secteur. Il intégre également les résultats de cette étude.

in Bas (1985)

7°) Aalénien

a) calcaires argileux noirs qui constituent le sommet du "Lias schisteux" ;

b) argilites noires.

8°) Bajocien

argilites carbonatées à intercalations de turbidites gréseuses.

9°) Bathonien à Oxfordien

marnes noires connues sous le nom de "Terres noires".

10°) Tithonique - Berriasien

calcaires argileux gris clairs pélagiques.

Les niveaux (5) à (9) présentent des réductions d'épaisseur et des variations latérales de faciès *(fig. 10)* à l'approche des parties hautes du bloc basculé (passage à des calcaires noduleux et encrinitiques ou "calcaires du Petit Renaud" *[Barféty et Gidon, 1983 ; Pinto Bull, 1984 et 1987]*).

On notera également de fréquentes intercalations de matériels détritiques à éléments de taille très variable *(fig. 11)*.

L'évolution depuis les dolomies de Tidal-flat du Trias jusqu'aux milieux pélagiques du Jurassique moyen et supérieur est jalonnée de discontinuités sédimentologiques, discordances angulaires et lacunes qui traduisent un approfondissement saccadé consécutif aux étapes successives de l'évolution de la marge.

- Pré rifting, avec indices de distension (basaltes, brèches ; (1) de la série ci-dessus),

- Début du rifting et rifting, avec plusieurs épisodes d'activité tectonique distensive ((2) à (9)),

- Post-rifting, (10).

CHAPITRE DEUXIEME

ANALYSE STRUCTURALE

METHODE D'ANALYSE DES CHAMPS DE FRACTURES

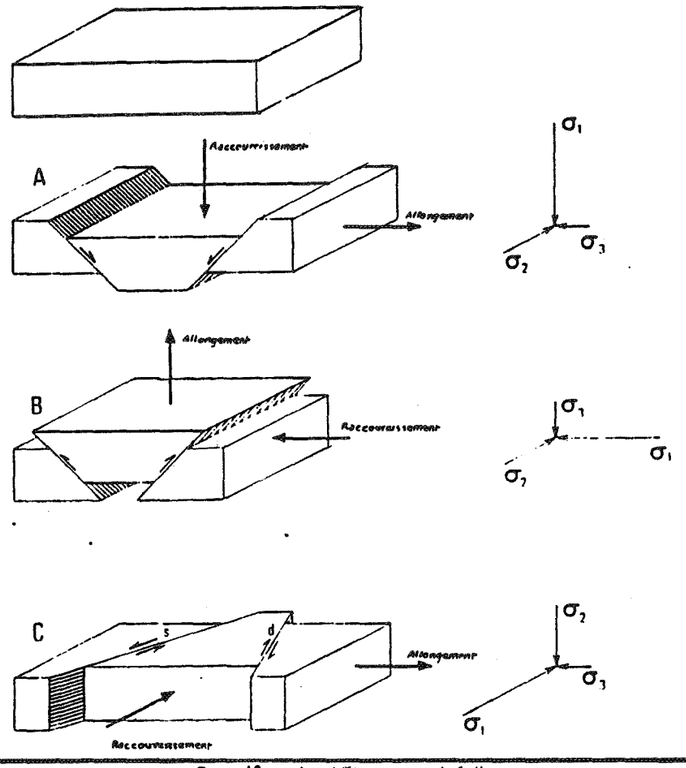


FIG 12 *Les différents types de failles.*

A : Failles normales
B : Failles inverses
C : Failles de décrochement (s = senestre ; d = dextre)
Les directions théoriques des contraintes principales (σ1 > σ2 > σ3) sont indiquées ainsi que celles de raccourcissement et de l'allongement correspondant

ANALYSE STRUCTURALE : METHODE D'ANALYSE DES CHAMPS DE FRACTURES

I - INTRODUCTION

L'analyse microstructurale pratiquée dans ce travail est fondée sur l'étude des systèmes de failles et des marqueurs tectoniques fournis par les miroirs de failles. Elle a pour but la recherche de la dynamique du fonctionnement des accidents en liaison avec les paléodirections de déformation qui les ont contrôlés *(fig. 12)*.

La mesure systématique des plans striés et leur traitement statistique par la méthode des dièdres droits *[Angelier et Mechler, 1977]*, *(v.p. 30)* ont été effectués station par station dans les secteurs avoisinant Bourg-d'Oisans. Les relevés proviennent des roches du socle cristallin antétriasique et des basaltes du Trias, terrains dont la compétence et la dureté ont permis la conservation des plans striés anciens. Parmi les roches du socle, les granites de cette région sont considérées comme tardihercyniens. Ceci implique qu'ils ont été peu affectés par la tectonique paléozoïque. Ainsi, les mesures effectuées sur ces granites et à plus forte raison sur les basaltes triasiques sont très vraisemblablement dues aux phases mésozoïques téthysiennes et alpines.

L'étude stratigraphique *[Barféty, 1985]* et l'observation des relations socle - couverture ont permis de situer chronologiquement le fonctionnement de certains de ces accidents.

Plusieurs épisodes d'extension et de compression ont ainsi pu être individualisés, soit à partir d'un tri automatique des plans incompatibles sur ordinateur *(programme de Mugnier, 1984)*, soit par un tri manuel fondé sur l'observation de la superposition des stries.

II - METHODE DES DIEDRES DROITS

A - Historique

La méthode des dièdres droits élaborée par ANGELIER ET MECHLER *[1977]* reprend les concepts établis par ARTHAUD *[1969]* et PEGORARO *[1972]*. En tectonique cassante, le jeu des failles traduit "une déformation globale discontinue, résultant de l'intégration de mouvements liés à un état de contrainte d'origine tectonique donné" *[Arthaud, 1969]*.

En effet, en tectonique cassante, seuls les déplacements sont considérés, et non les déformations s.s. suivant une surface de rupture *(fig. 12)*.

Chaque fracture observée après un effort tectonique indiquera l'allure des mouvements élémentaires, mouvements dus à l'application d'une contrainte sur une surface de discontinuité entre deux blocs *(fig. 15)*.

PEGORARO *[1972]* a mis au point un procédé graphique permettant de définir les axes de déformation x ; y ; z (X axe en allongement ; Y axe intermédiaire ; Z axe en raccourcissement).

Le principe de la méthode est le suivant : On admet que de part et d'autre d'un plan de faille, la roche peut être soit raccourcie, soit étirée. En définissant un plan P associé, perpendiculaire à la faille et à la strie, on isole quatre domaines : Deux en raccourcissement, contenant Z, et deux en allongement, contenant X, suivant le sens de déplacement de la faille *(fig. 13 et 14)*.

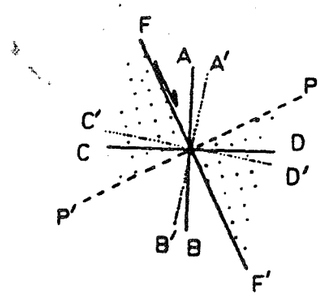
Le procédé manuel est long, mais il a permis de montrer que quelque soit le système d'axe, il peut exister des permutations, impliquant qu'au cours d'une même phase peuvent coexister des failles normales et des failles décrochantes, les unes ayant un axe en raccourcissement Z proche de la verticale, alors que les autres l'ont proche de l'horizontale (idem pour l'axe X en cas de faille inverse).

ANGELIER et MECHLER *[1977]* reprennent dans la méthode des dièdres droits ce concept des domaines en raccourcissement et en allongement ; cette méthode est inspirée du calcul des mécanismes au foyer de séismes.

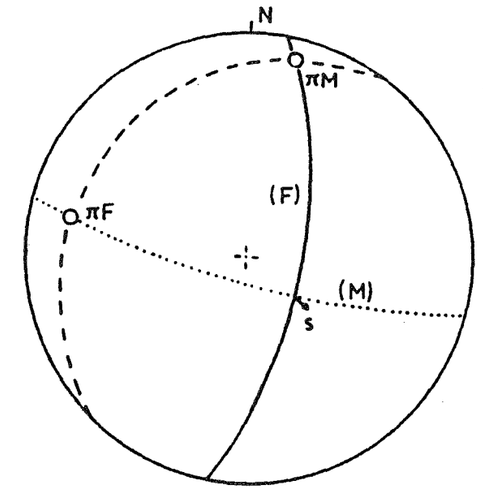
B - Principe de la Méthode des Dièdres Droits

A chaque jeu de faille peuvent être associés quatre dièdres droits, définis par le plan de faille et le "plan auxiliaire" perpendiculaire à la strie (le plan auxiliaire correspond au plan P défini par Pégoraro, *1972*) *(fig. 16)*. Deux des dièdres droits opposés seront en "raccourcissement" - ils contiennent Z - , et les deux

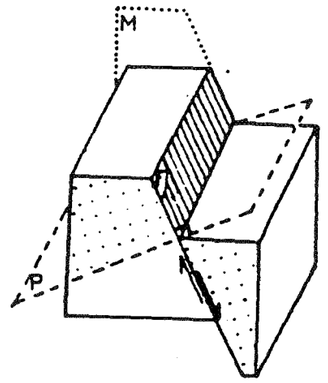
Fig.13 : Définition des zones en allongement et raccourcissement



A _ En coupe

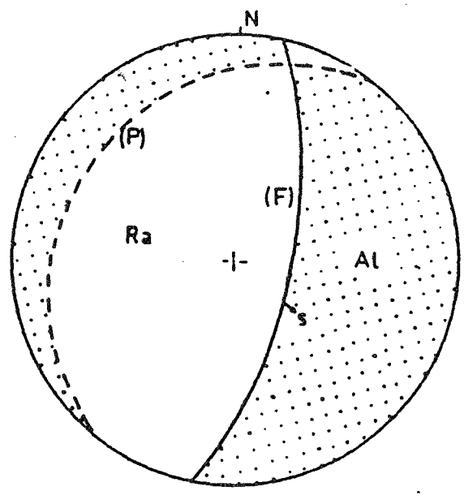


C _ Projection stéréographique des éléments de symétrie d'une faille



B _ Bloc diagramme

F plan de faille
πF pole du plan de faille
s strie
M plan de mouvement
πM pole du plan de mouvement
P plan perpendiculaire à F et s



D _ Domaine en allongement (Al) et en raccourcissement (Ra) d'une faille normale

Pegoraro (1972)

autres en "allongement" - ils contiennent X -, en fonction du sens du jeu de la faille.

Il s'agit, à partir de plusieurs mesures, de rechercher le cône commun à tous ces dièdres et de déterminer ainsi les directions de contraintes *(fig. 17)*. Il y a discussion toutefois sur le fait de savoir si ce sont réellement des directions de contraintes qui sont ainsi déterminées. Ce problème sera discuté plus loin,

et, par souci de commodité, nous conserverons pour l'instant les termes employés par les auteurs eux-mêmes.

Deux principes sont à la base de cette méthode :

- Les failles observées dans un matériau à plans de discontinuités préexistants, rapportées à un même épisode tectonique, sont supposées avoir joué en fonction d'un état de contrainte uniforme pour le volume rocheux considéré. On peut ainsi définir à l'échelle d'un affleurement, un ellipsoïde des contraintes (T1, T2, T3) avec T1 > T2 > T3. L'état de contrainte variant en fonction des hétérogènéités et des discontinuités du matériau, cette notion est, à priori, inexacte. Cependant, la cohérence des résultats obtenus *[Angelier, 1983]*, aussi bien à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle de la région, rend admissible cette simplification. Ceci s'explique par le fait que la perturbation locale de la distribution des contraintes est compensée par un effet d'ensemble, surtout lorsque les populations de failles sont variées et nombreuses.

- ANGELIER et MECHLER *[1977]* considèrent que le déplacement se produit dans le sens de la contrainte tangentielle, à laquelle est soumis le plan de faille. Cela revient à dire que la contrainte principale maximale T1 est contenue dans le dièdre en raccourcissement et la contrainte principale minimale T3 dans le dièdre en allongement.

Ces deux principes vérifiés, on peut admettre que la portion d'espace commune à tous les dièdres en compression contient T1, et celle commune à tous les dièdres en extension contient T3.

C - <u>Application manuelle sur Canevas</u>

Pour chaque mesure sont tracés (projection iso-aire sur hémisphère inférieur, canevas de Schmidt, par exemple) le plan de faille , puis le plan auxiliaire dont le pôle est la strie. Les quatre régions (deux ou trois exceptionnellement) ainsi délimitées sur le diagramme sont identifiées d'après le sens du jeu : par exemple, le centre du diagramme est , dans une région en compression, noire, pour une faille à composante normale; dans une région en extension, blanche, pour une faille à

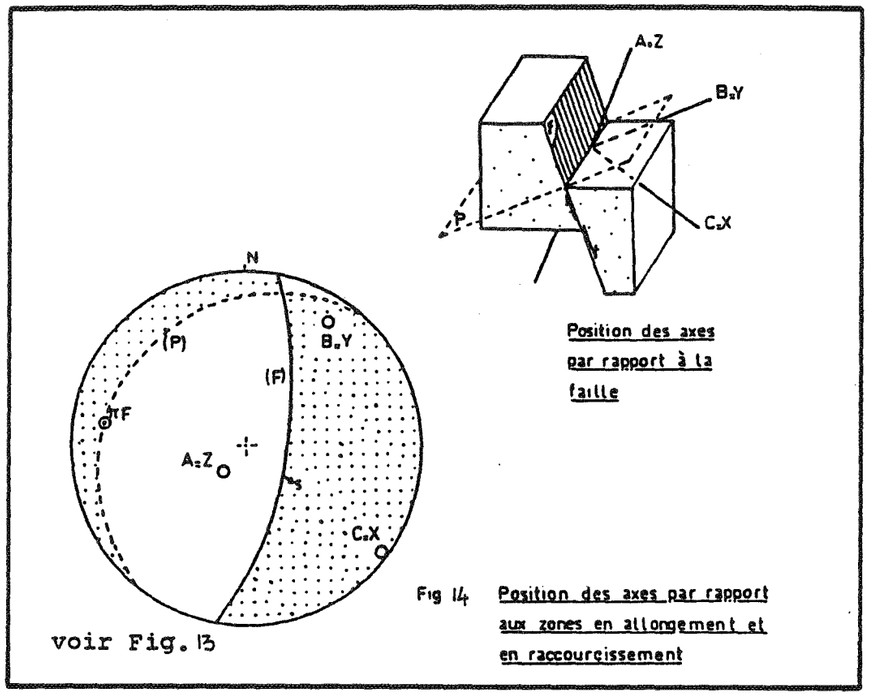


Fig 14 Position des axes par rapport aux zones en allongement et en raccourcissement

Pegoraro (1972)

composante inverse (*fig. 17*). La même construction est faite pour une deuxième faille, et seules sont retenues les régions communes de compression (en noir), et d'extension (en blanc), ainsi que l'indique la fig. (17).

Les régions d'incompatibilité demeurent en blanc : et ainsi de suite pour toutes les mesures se rapportant au même épisode tectonique en un lieu donné. Une telle construction nécessite de la prudence, car une mesure "anormale" (incompatible avec l'ellipsoïde des contraintes moyen) peut suffire à anéantir la construction.

D - Méthode automatique

La démarche est légèrement différente. On raisonne non plus en termes d'exclusive (régions non communes rejetées), mais en termes de pourcentage de fréquence.

Un programme assure le calcul, pour chaque direction de l'espace, de la proportion -ramenée à un pourcentage - des dièdres en compression et en extension (*fig. 17*).

Les valeurs 0 et 100 correspondent respectivement à des directions de l'espace en raccourcissement et en allongement pour toutes les failles.

Cette automatisation a l'avantage de supprimer les défauts précités (*par. C*) : L'effet des mesures "anormales" n'est plus discriminant. Il est préférable, pour une lecture plus aisée, de tracer les courbes d'isofréquence entourant les minimas (direction de compression) et les maximas (direction d'extension) (*fig.20*).

E - Limites d'application

Par cette méthode, des données, qui sont en fait des directions et sens de déplacement sur différents plans de faille, sont intégrées en termes de contrainte. Les mesures expriment donc la déformation irrotationnelle dans un matériau homogène et isotrope. Cette condition d'homogénéité impose donc une limitation du volume étudié (un petit volume ayant plus de chance d'être homogène qu'un grand volume), et certaines caractéristiques particulières du matériau sur lequel porte l'étude (certains terrains seront plus adequats que d'autres pour cette analyse).

Ainsi, une telle étude doit être rigoureuse. Son application exige de la méthode dans l'acquisition des données et dans leur traitement.

Si par exemple des mesures de failles ayant joué à des périodes différentes, dans des systèmes de contraintes différents, sont rassemblées dans un même calcul d'axe de contraintes, ceux-ci correspondront à une sorte de moyenne entre deux épisodes tectoniques sans signification réelle.

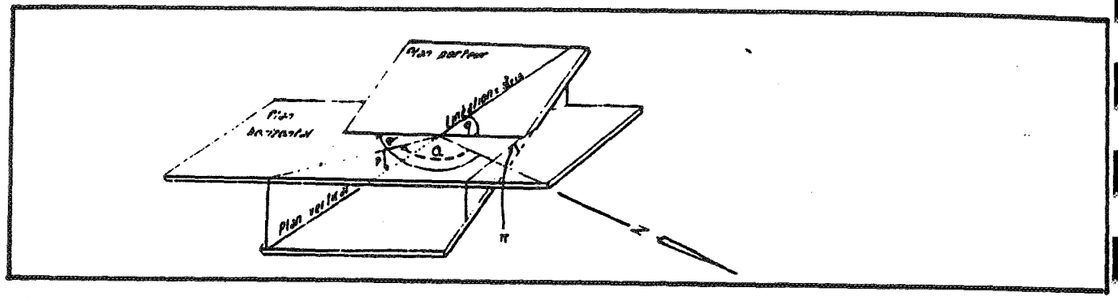
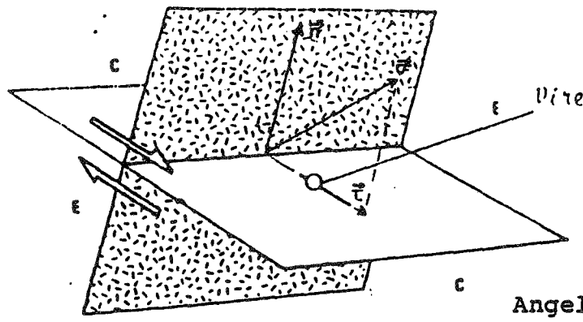


Fig.15: Direction (d) et pendage (π) d'un plan de faille
Azimut (α), pendage (p) et pitch (q) de la strie qu'il porte



Angelier et Mechler (1977)

Fig.16: **Définition des dièdres droits d'extension (E) et de compression (C) pour le jeu d'un plan de faille (gris foncé) suivant le sens (flèches blanches) imposé par la contrainte $\vec{\sigma}$ dont la composante tangentielle est $\vec{\tau}$. Le plan auxiliaire (gris clair) est perpendiculaire à $\vec{\tau}$ et contient donc la normale $\vec{n}$ au plan de faille.**

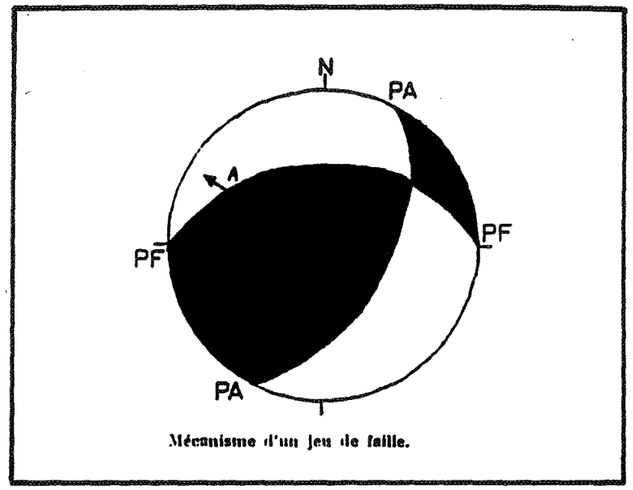


Fig.17A: Angelier et Mechler (1977)
PF: plan de faille, PA: plan auxiliaire
A: strie

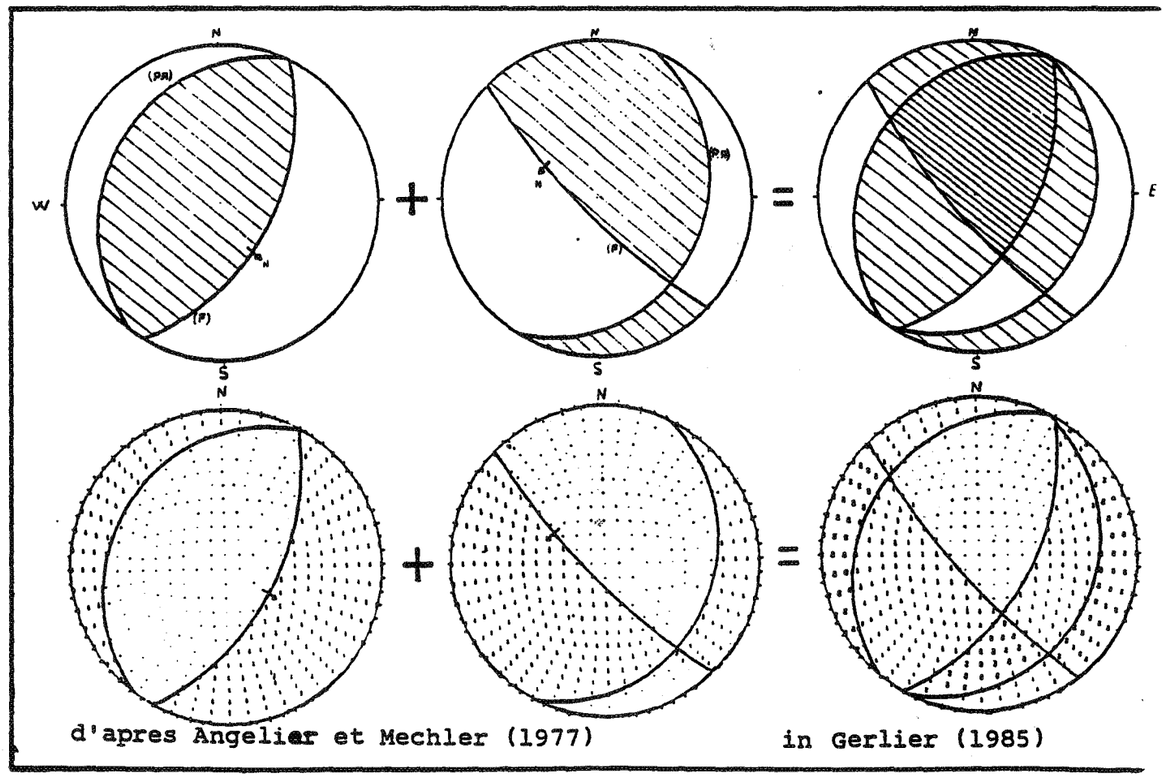


Fig.17B: - Principe élémentaire de la méthode des dièdres droits.
En haut, construction graphique pour deux jeux de failles.
Au-dessous, diagrammes correspondants tracés automatiquement.

On s'aperçoit de ce fait que cette méthode s'applique en toute rigueur dans le calcul d'axes de contraintes de régions monophasées.

Toutefois, dans de nombreux cas, les sites étudiés sont polyphasés. Il faut donc trouver un moyen de séparer les différentes phases, ou du moins d'individualiser précisément la phase dominante.

Plusieurs compléments à la méthode des dièdres droits ont été apportés pour pallier ce risque dû aux sites polyphasés.

F - Méthode permettant l'individualisation des phases superposées

ANGELIER et MANOUSSIS *[1980]* proposent une méthode automatique permettant la séparation de plusieurs épisodes tectoniques.

Cette méthode, fondée sur un processus itératif, à partir de noyaux initiaux sélectionnés par des observations qualitatives de terrains, implique le calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement, calcul mis au point par CAREY *[1976]*, et repris par ANGELIER et GOGUEL *[1979]*. Nous avons préféré utiliser les procédés découlant de la méthode des dièdres droits, méthode utilisée tout au long de ce travail.

1°) Tri manuel

Il s'agit d'une méthode laborieuse et longue. Si, en traitant, soit manuellement, soit automatiquement, un lot de mesures par la méthode des dièdres droits, on constate que le site étudié est polyphasé (mesures incompatibles pour une même phase tectonique), l'opérateur peut procéder à un tri manuel. Différents procédés peuvent aider à la répartition en plusieurs lots des mesures étudiées.

On peut tout d'abord effectuer le tri en répartissant les mesures par famille de plans conjugués et par jeux compatibles, suivant les modèles d'ANDERSON *[1951] (fig. 18)* et de RIEDEL *[1929] (fig. 19)*. Dans ce cas, la méthode des dièdres droits permettra de préciser l'orientation des contraintes régnant lors de l'apparition de ces fractures. Les observations de terrain, telles que la superposition des stries, le recoupement des failles entre elles, le cachetage sédimentaire et la fossilisation de certains plans, peuvent apporter des éléments fondamentaux dans la définition des plans appartenant à différents lots, et peuvent également donner des éléments pour une chronologie relative des plans et de leurs jeux, donc des différentes phases compatibles avec eux. Chacun de ces lots de mesures est ensuite traité par la méthode des

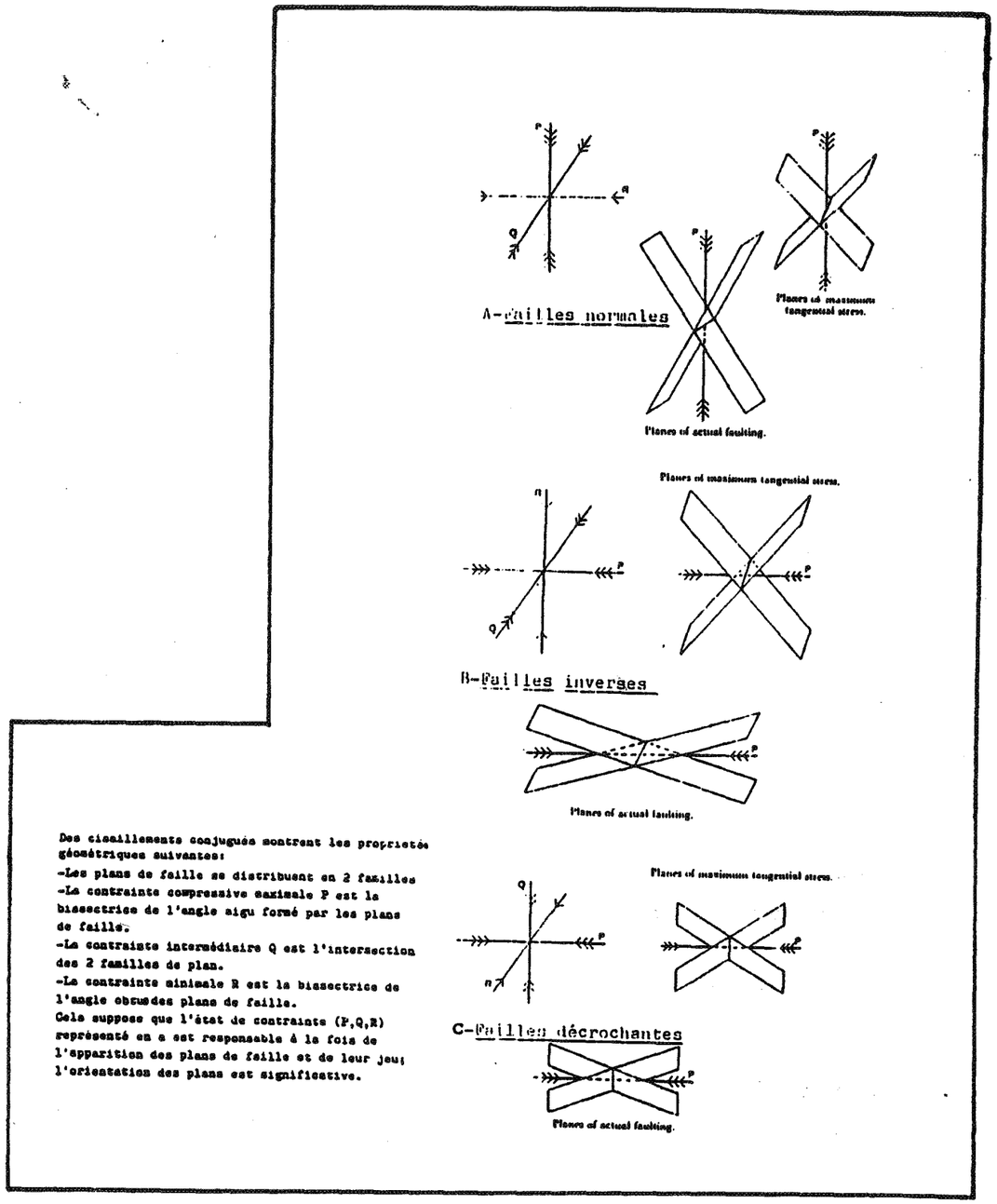


Fig. 18 : -Modèle de fracturation d'Anderson (1951)-

dièdres droits.

2°) Tri automatique

Le programme de J.L. MUGNIER *[1984]*, utilisant la méthode des dièdres droits, permet de faire intervenir, si l'opérateur le désire, un critère de séparation des mesures en deux lots. Ce critère est défini par une direction de l'espace pour laquelle on impose que l'ellipsoïde de déformation soit en allongement (ou en raccourcissement). Ce critère peut être choisi de différentes façons :

a) Critères choisis d'après les observations de terrain

Des arguments, apportés par l'étude tectonique ou microtectonique sur le terrain, peuvent fournir des critères d'incompatibilité dans la séparation en plusieurs lots des mesures. Certaines directions de failles peuvent ne pas être compatibles avec d'autres, et peuvent donc ne pas appartenir à un même épisode tectonique. Les directions et pitchs de ces plans constituent le critère d'incompatibilité à insérer dans le calcul automatique, l'ordinateur excluant de son calcul tous les plans incompatibles (ou compatibles suivant le cas) avec cette direction.

Il peut en être de même pour certains plans de failles basculés et réorientés postérieurement, dont les nouvelles directions sont incompatibles avec les épisodes tectoniques initiaux *(fig. 19 bis)*.

b) Critères définis par le calcul

L'opérateur peut parfois être démuni d'informations de terrain pour le choix d'un critère de séparation de phases. Dans ce cas, il peut avoir recours au calcul.

L'opérateur peut traiter le lot complet de mesures. Si le site étudié est polyphasé, le résultat obtenu donnera une direction représentative de la phase dominante *(fig. 20)*. Toutefois, les zones en raccourcissement et en allongement ne seront pas représentées respectivement par les valeurs 0 % et 100 %, comme cela serait le cas si le site était monophasé. Ceci signifiera qu'un certain nombre de mesures ne sont pas compatibles avec les directions obtenues de T1 et de T3.

Admettant que les directions obtenues par ce traitement soient représentatives d'une phase du site, on peut choisir celles-ci commme critère de séparation ; Les mesures incompatibles seront éliminées par le calcul. Les valeurs rejetées seront par la suite traitées séparément, et pourront restituer les directions d'une autre phase tectonique, dont la chronologie, par rapport à la première, ne pourra être fournie que par des

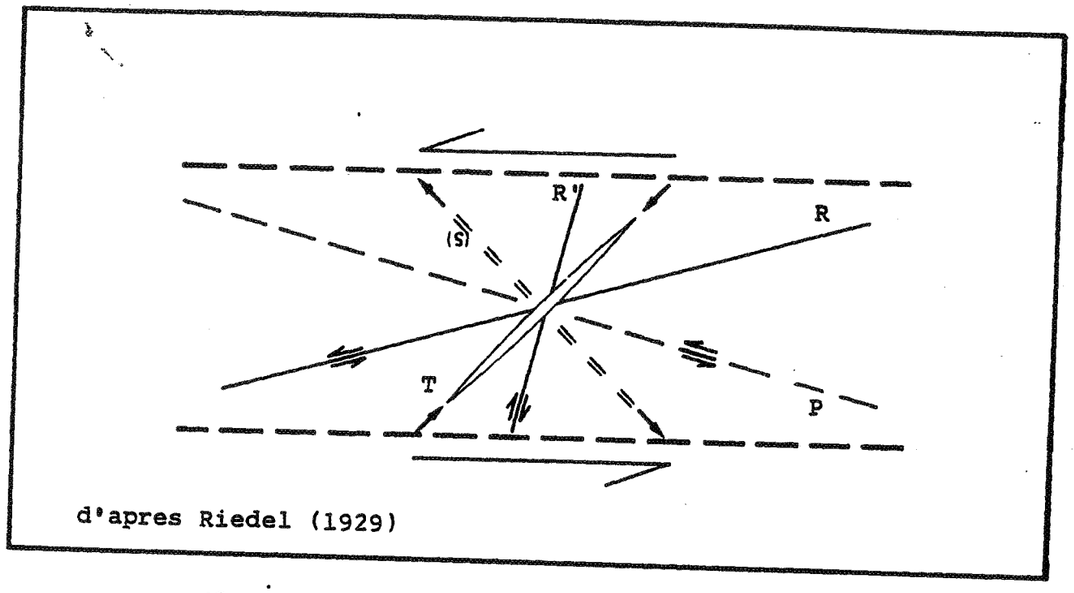


FIG. 19 — *Répartition des fractures pouvant apparaître dans une zone de cisaillement*
R et R' = fractures de Riedel ; P = fractures de A W Skempton (1966) ; T = fractures par traction ; S = schistosité

arguments de terrain ou des corrélations avec les régions limitrophes, où ces relations sont connues *(fig. 20)*.

Parfois, le lot de mesures rejetées représente plusieurs épisodes tectoniques et le même raisonnement doit être effectué. Toutefois, la précision des résultats diminue.

Du point de vue méthodologique, il est toujours possible d'attribuer un lot quelconque de mesures à la superposition de deux ou trois épisodes successifs. Seul celui qui dominera sera réellement représentatif ; les autres devront être traités avec prudence et comparés avec les résultats obtenus dans d'autres sites, pour pouvoir leur attribuer une réelle signification.

3°) Conclusion sur les méthodes de séparation de phases

La séparation de phases dans des sites à tectoniques superposées reste donc une opération délicate. Que ce soit par des critères qualitatifs de terrain ou découlant du calcul automatique, on individualisera un système de déformation, apparement dominant. Pour ce qui concerne les mesures rejetées, on saura qu'elles sont incompatibles dans le système engendré par cette phase, mais sans autre argumentation, il faudra rester prudent quant à l'interprétation des résultats.

Dans tous les cas, une bonne argumentation, apportée par une étude précise et qualitative de terrain (relations des accidents entre eux et avec la sédimentation), demeure indispensable et apporte des renseignements précieux à l'opérateur dans l'interprétation des résultats.

Très souvent, l'expérience montre en fait que le critère fourni par l'ordinateur donne sensiblement les mêmes résultats qu'un critère pris à partir de données de terrain. Les résultats alors obtenus de façons différentes paraissent d'autant plus fiables.

4°) Remarques sur la notion de phase tectonique

La reconstitution des états successifs des paléo-contraintes permet de proposer un découpage de l'histoire tectonique d'une région en différentes phases. Toutefois, la question se pose de savoir si l'évolution du champ de contraintes correspond réellement à une succession de phases distinctes.

Deux états de contraintes proches l'un de l'autre n'imposent pas obligatoirement la distinction de deux phases tectoniques.

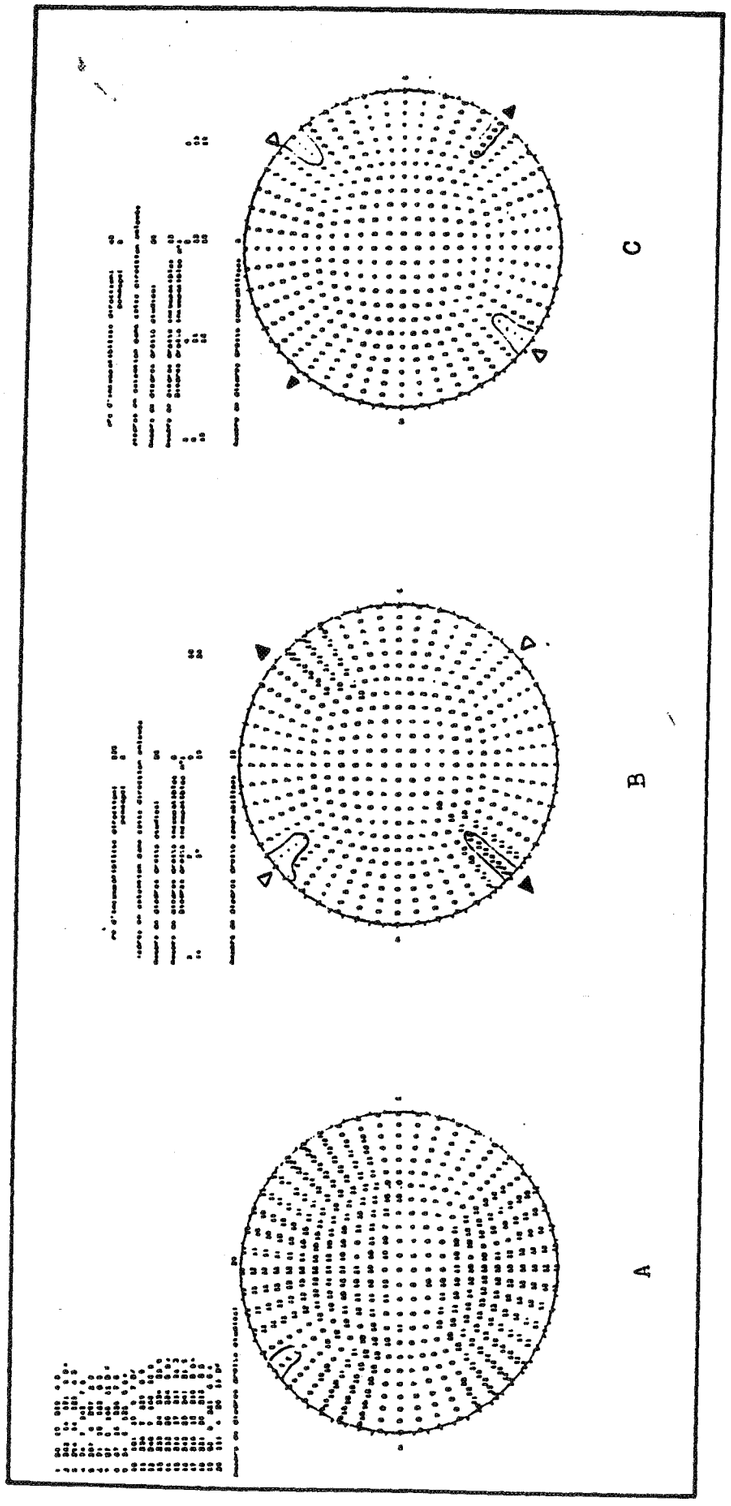


Fig.20: -Exemple d'analyse d'une station comprenant 2 phases tectoniques superposées.

Des variations d'une ou deux dizaines de degrés dans la direction des axes de déformation peuvent s'expliquer en termes de variations soit locales, soit momentanées du champ de contraintes correspondant à des étapes particulières au sein d'une même phase tectonique.

Il en est de même pour les permutations de contraintes où également la valeur relative des contraintes a pu varier localement ou momentanément, sans pour autant que la direction du trièdre des axes de la déformation ait changé.

Le problème ne se pose pas lorsque deux états de contraintes sont radicalement différents l'un de l'autre *[Bergerat, 1983]* en direction ou dans le temps.

G - Discussion sur l'utilisation de la méthode des dièdres droits

La méthode des dièdres droits, comme toute méthode d'analyse structurale, doit être utilisée avec précaution, et en faisant intervenir le plus possible des données recueillies sur le terrain. Cette méthode a déjà été plusieurs fois discutée *[Carey, 1976 ; Angelier et Mechler, 1977 ; Angelier, 1979 ; Gerlier, 1985]*. Ainsi, on ne rappellera ici que les résultats essentiels.

1°) Choix de la station de mesures

Les stations de mesures doivent être peu étendues (condition d'homogénéité), quitte à en regrouper plusieurs par la suite si les résultats sont cohérents. Le matériau doit également être le plus homogène possible du point de vue lithologique. Aussi, certaines roches seront plus aptes que d'autres à l'enregistrement de fractures : calcaires massifs ; granites ; basaltes. D'une manière générale, des roches peu déformées avant les phases tectoniques recherchées, fourniront les meilleurs résultats. De plus, les mesures devront être les plus variées et les plus nombreuses possibles, pour obtenir une représentation statistique la meilleure possible, mais aussi pour pallier la sélection imprévisible des mesures dues aux conditions d'affleurement.

Enfin, pour une région donnée, les stations devront également être nombreuses, ceci pour mettre en évidence d'éventuelles déviations des directions de déformation et définir les directions régionales les plus représentatives possible.

2°) Interprétation des résultats

Les directions de déformation obtenues par cette méthode sont des résultats statistiques moyens et même

dans le cas de sites monophasés, elles sont à considérer avec une certaine marge d'erreur. De plus, en cas de sites polyphasés, la méthode ne tient pas compte des basculements et réorientations des structures, d'où l'obligation de discuter les résultats à la lumière des informations de terrain.

Comme on l'a vu au paragraphe précédent, la fiabilité des résultats obtenus pour les phases secondaires individualisés par tri doit être considérée avec prudence; et toute corrélation et analogie avec ce qui est déjà connu et etayé sera utile pour donner foi aux résultats. En effet, l'expérience montre que très souvent, les deux phases individualisées sont de directions perpendiculaires. Ceci est inhérent au procédé. De façon méthodologique, un lot quelconque de mesures pourra presque toujours se répartir entre deux résultats de directions orthogonales. Il semble donc que les résultats concernant la deuxième phase soient fortement "influencés" par ceux de la première, et réciproquement. d'où l'obligation de regarder d'un oeil critique les résultats obtenus par les mesures rejetées, lors de l'individualisation de la phase dominante (surtout si ces mesures sont peu nombreuses).

De plus, il sera difficile, par la méthode des dièdres droits, de différencier deux phases de directions proches (on obtiendra une sorte de moyenne, apparemment cohérente), ou de même style (deux phases distensives ou deux phases compressives). Cela souligne l'utilité parfois d'une séparation préalable en plusieurs lots, établie d'après les données de terrains.

D'autre part, trouver des résultats différents d'une station à l'autre n'implique pas toujours que l'on ait à faire à deux phases distinctes. Un régime décrochant général peut se traduire localement par de la distension ou de la compression.

Certains utilisateurs comme COLCHEN et al, *[1985]* sont réticents pour parler de directions de "contraintes" quant aux résultats obtenus. Assimiler les axes de la déformation X, Y, Z à des contraintes $\sigma 1$, $\sigma 2$, $\sigma 3$, n'est en toute rigueur vrai que dans le cas idéal d'une roche parfaitement homogène et isotrope, condition pratiquement réalisée seulement en laboratoire. Les anisotropies toujours existantes dans les roches, les réorientations postérieures des plans et des structures, la ponctualité des stations, conduisent ces auteurs à préférer parler d'axes de déformation sans les assimiler aux directions des contraintes régnant à l'époque de l'épisode tectonique étudié. Si le terme de contrainte peut s'appliquer à la néotectonique, cela est plus difficile dans l'étude des paléosystèmes. Aussi, au cours de ce travail, nous n'utiliserons le terme de contrainte que dans des cas particuliers.

H - Conclusion

La Méthode des Dièdres Droits est intéressante par sa mise en oeuvre manuelle relativement simple et par le fait qu'elle ait pu facilement être programmée sur ordinateur et diffusée dans plusieurs laboratoires. La cohérence des résultats obtenus sur l'ensemble de la région étudiée confirme la fiabilité de cette méthode.

III - LES DIRECTIONS DE DEFORMATION DANS LA REGION DE BOURG-D'OISANS

L'analyse structurale et tectonique a permis, grâce à la collecte de près de 2 000 mesures de plans de faille et des stries associées, de reconstituer et d'individualiser plusieurs directions de déformation ayant contrôlé les tectoniques mésozoïques et alpines de cette région. Souvent, plusieurs de ces directions se superposent en un même point de mesure, ce que l'on contrôle parfois grâce à la superposition de stries sur un même miroir faillé. Ainsi, une toute première chronologie relative, basée sur ces superpositions de "tectoglyphes" peut être établie.

Les plus anciennes de ces directions sont des directions d'extension. Trois directions d'extension bien distinctes ont été individualisées. Si la superposition des trois n'a jamais pu être observée en une même station de mesures, très souvent par contre, deux d'entre elles ont contrôlé un même site.

La direction d'extension la plus répandue est proche de E-W à SE-NW ; rares sont les secteurs où elle n'a pas pu être reconstituée. Une extension N-S a pu être reconnue en de nombreux endroits, bien qu'elle soit plus discrète que la précédente. Enfin, plus rarement peut-être du point de vue géographique, mais bien individualisée quand elle existe, une direction d'extension NE-SW est mise en évidence dans cette région.

Plus récentes, deux (ou trois) directions de compression ont contrôlé la tectonique. Les marqueurs tectoniques, bien visibles et d'une relative fraîcheur, se superposent parfois à ceux des épisodes distensifs plus anciens.

La plus représentée de ces directions correspond à une compression, se traduisant souvent au niveau des reconstitutions par la méthode des dièdres droits, par du décrochement. Sa direction de contraction peut varier entre N 80 et N 120.

La deuxième direction, à tendance décrochante également, varie en compression de N160 à N20, mais elle est nettement plus discrète que la compression E-W.

Certaines de ces directions de déformation mésozoïques et cénozoïques sont souvent superposées en un même site et si leur chronologie relative est parfois visible, il est plus difficile par contre d'établir un calage stratigraphique pour chacune d'elles.

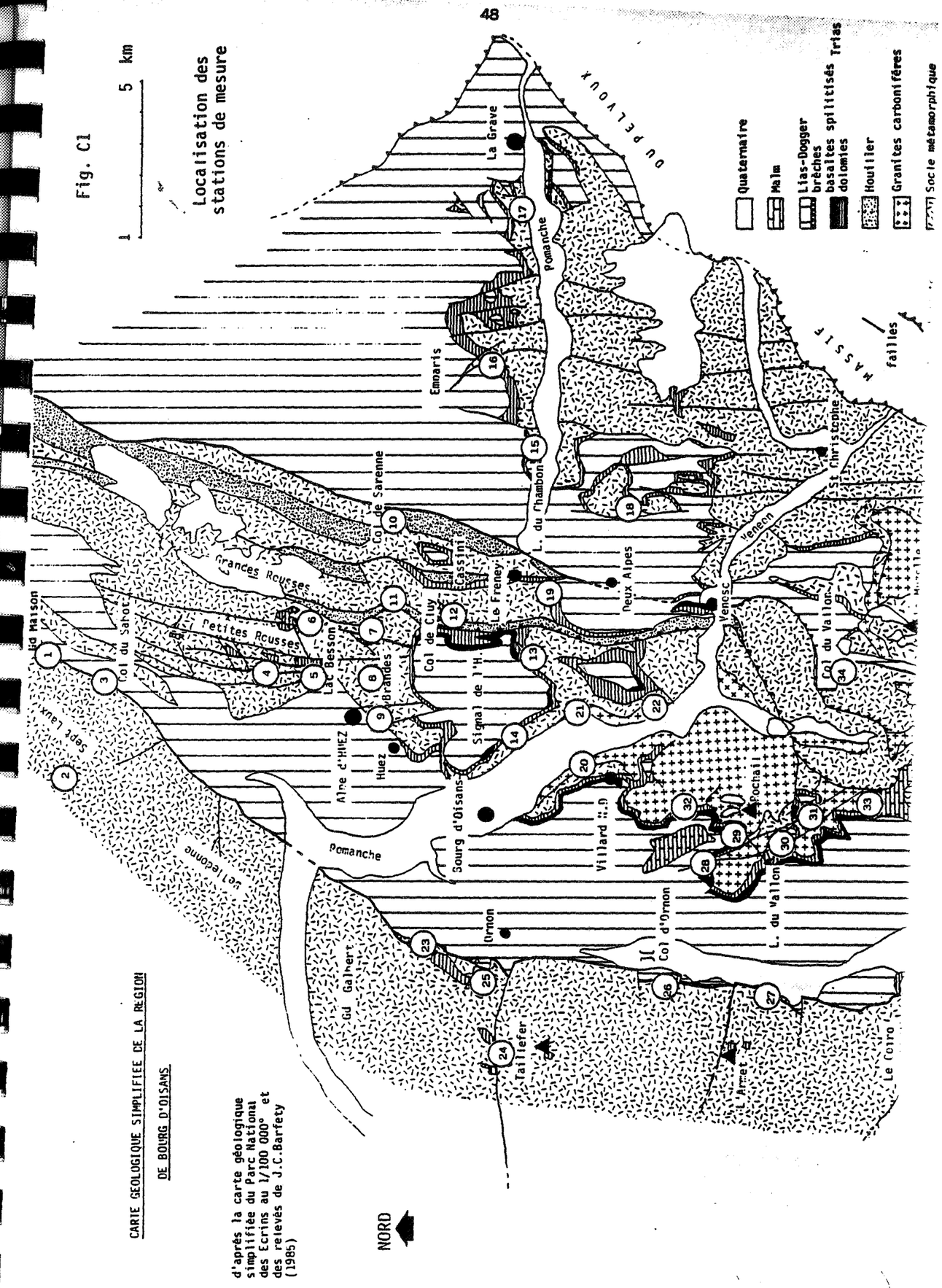
Pour les phases compressives post-Jurassique, qui affectent le socle et l'ensemble de la couverture sédimentaire, seules des analogies avec les régions voisines permettent de proposer un âge stratigraphique.

Quelques sites des environs de Bourg-d'Oisans n'ont été contrôlés que par une des directions d'extension et ont permis ainsi un calage précis des différents épisodes tectoniques distensifs.

Les mesures (de directions de failles) montrent que les orientations de ces failles se regroupent en trois grandes familles principales : N-S ; NE-SW ; E-SE.W-NW ; auxquelles peuvent d'adjoindre localement deux familles de direction N-NW.S-SE et E-NE.W-SW. Ces directions, dont certaines pourraient être antérieures à l'histoire téthysienne (directions cévenoles et varisques), n'ont pas toutes joué en même temps.

CHAPITRE TROISIEME

LES EPISODES TECTONIQUES DISTENSIFS MESOZOIQUES



CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DE LA REGION DE BOURG D'OISANS

d'après la carte géologique simplifiée du Parc National des Ecrins au 1/100 000° et des relevés de J.C.Barfety (1985)

LOCALISATION DES STATIONS DE MESURE

1. Grand-Maison	18. Deux Alpes
2. Sept Laux	19. Bons la Romaine
3. Col du Sabot	20. Granites, Villard N.D.La Gardette
4. Lac Faucille	21. croisement Romanche/Vénéon
5. Lac Besson - L. Besson - L. Noir - Roches noires - petites Rousses	22. route de Venosc
6. Lac Blanc	23. Oulles
7. Est du Poutat	24. Taillefer
8. Brandes	25. Grenonière d'Ornon
9. Alpes d'Huez	26. Sud du Col d'Ornon
10. Col de Sarenne ; croix de cassini	27. Chalp de Chantelouve
11. Le Gua	28. La Chave
12. Col de Cluy	29. Lac du Vallon
13. La Balme	30. La Vivolle
14. Rochers d'Armentier	31. Est de Clottous
15. Romanche (Lac du Chambon)	32. La Jassirette (Rochail)
16. Emparis	33. Nord du Paletas
17. Les Fréaux	34. Col de Vallon ; Ser Barbier.

LES EPISODES TECTONIQUES

DISTENSIFS MESOZOIQUES *(fig. C1)*

Au début du Mésozoïque, le domaine alpin est le siège d'un amincissement crustal, qui aboutit à la naissance d'un espace océanique téthysien en relation avec l'ouverture de l'Atlantique central *[Lemoine, 1984 ; 1985]*. Cette évolution comporte classiquement pour les marges des étapes regroupées en périodes de pré-rifting et de rifting.

I - CRITERES DE RECONNAISSANCE DE L' ANCIENNETE DES MARQUEURS TECTONIQUES

Divers arguments de terrain conduisent à retenir que certaines stries mesurées sur les plans faillés appartiennent à des épisodes tectoniques antérieurs aux phases alpines compressives paroxysmales.

- L'analyse des superpositions de stries sur les miroirs de faille montre que, le plus souvent, les stries représentatives d'un jeu normal sont antérieures à celles correspondant à des décrochements. Or ces jeux décrochants résultent des compressions alpines dont certaines (compressions NS) peuvent être très précoces (Eocène, voire Crétacé supérieur ; *v.p.* 154), comme en témoignent leur relative fraîcheur, la chronologie par rapport aux structures distensives téthysiennes et leur relation avec les déformations dans la couverture sédimentaire. Ainsi, les épisodes distensifs responsables des stries à jeu normal sont à relier à des événements mésozoïques antérieurs.

- De nombreuses structures de distension ont été fossilisées. Les indices de tectonique synsédimentaire sont fournis par des biseaux stratigraphiques, des slumps, des brèches. Ils permettent de préciser l'âge du fonctionnement des accidents. Les stries mesurées sur les miroirs de ces paléoaccidents indiquent un système en extension compatible avec celui obtenu sur les autres fractures. Il est donc vraisemblable que les unes et les autres relèvent du même épisode tectonique.

- Assez souvent, les anciennes structures en faille normale ne montrent pas de rejeu plus récent ; toutefois, certaines ont été reprises postérieurement. Les nouveaux rejets, bien que minimes, s'accompagnent parfois de stries. C'est le cas de la faille du Col d'Ornon. Cependant, dans ce cas particulier, la partie supérieure du plan de faille montre un contact entre

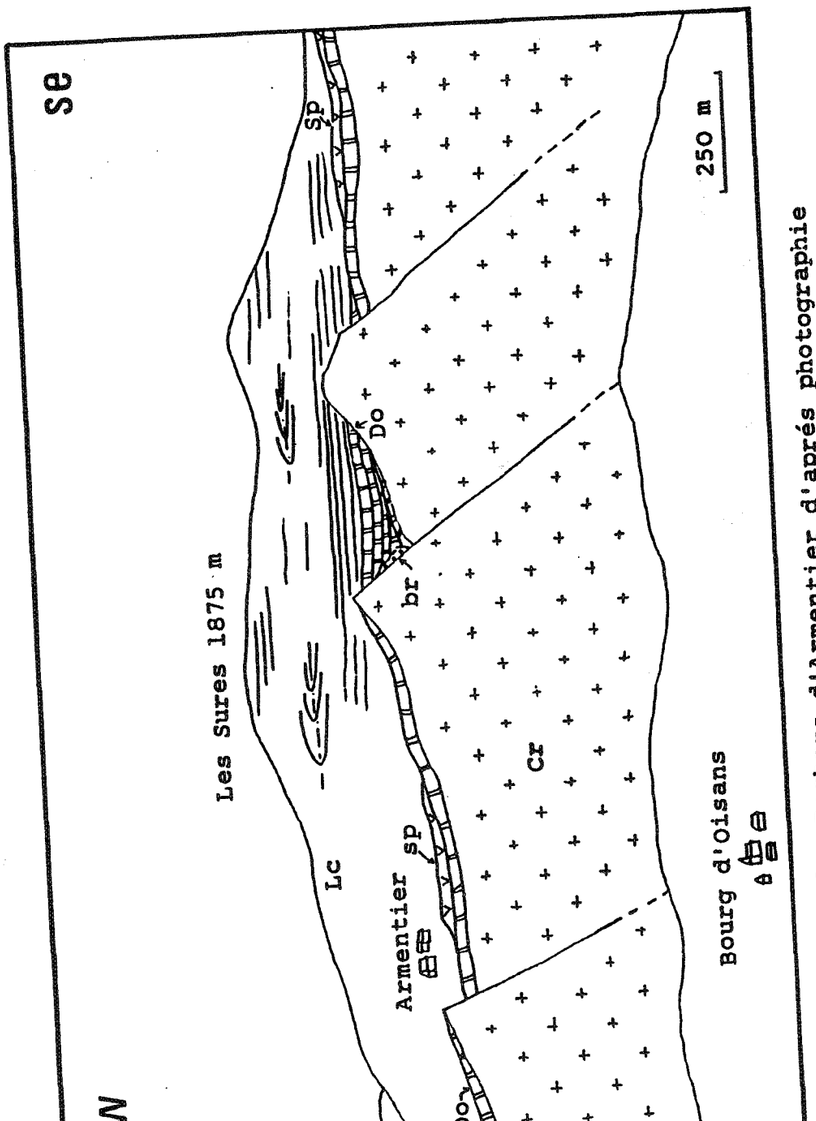
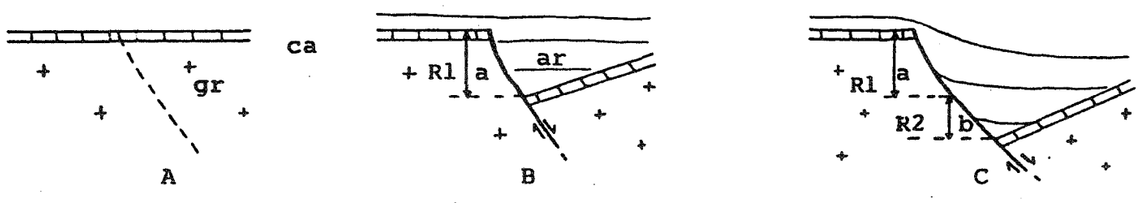


Fig.10 : Coupe des Rochers d'Armentier d'aprés photographie
Cr: cristallin, Do: dolomies triasiques, br: brèches Do + Cr,
sp: basaltes spilitisés du sommet du Trias, Lc: Lias inférieur calcaire



gr: granite, ca: calcaire, ar: argile
R1: rejet vertical du à l'étape B
R2: rejet vertical du à l'étape C
a : surface du plan de faille sur laquelle existent des stries mécaniques dues au glissement gr/gr lors de l'étape B
b : surface du plan de faille sur laquelle existent des stries mécaniques dues au glissement gr/gr lors des étapes B et C

Le glissement ar/gr n'a pas engendré de stries mécaniques sur (a) lors de l'étape C

Fig.11: Localisation des stries mécaniques sur une faille normale polyphasée

des calcaires et marnocalcaires et le cristallin. Ce sont donc des sédiments tendres qui ont glissé sur le plan cristallin lors des reprises postérieures *(fig. 21)*. Ces matériaux tendres n'étaient pas suffisamment résistants pour imprimer des stries sur une surface constituée de cristallin. Les stries mécaniques *(photo B)* observées ne peuvent donc que caractériser un frottement cristallin contre cristallin et n'appartenir qu'aux phases précoces, non pas aux rejeux.

II - EXEMPLES DE STRUCTURES DISTENSIVES AUX ENVIRONS DE BOURG D'OISANS

Trois stations de mesures, prises ci-dessous comme exemples, permettent de caler stratigraphiquement les phénomènes d'extension liés au pré-rifting et au rifting, grâce à l'enregistrement sédimentaire.

A - Accidents des Rochers d'Armentier

La falaise située immédiatement à l'Est de Bourg-d'Oisans recoupe une paléostructure dans laquelle le socle et sa couverture triasique sont découpés par un système de failles normales de direction N70 n'affectant pas le Lias sus-jacent *(fig. 22)*. La direction N110 à N120 est également présente dans la microfracturation en jeu normal *(fig. 23)*. Le paléochamp de contrainte reconstitué est une extension orientée N-S *(fig. 23)*. L'observation en détail d'une de ces failles normales de direction N70 et d'un rejet maximum de 20 mètres *(fig. 23)*, et du remplissage sédimentaire du demi-graben ainsi formé, montre une tectonique synsédimentaire contemporaine du dépôt des dolomies triasiques. En effet, on peut observer, le long du plan de faille, une importante accumulation bréchique à éléments exclusivement cristallins et dolomitiques dans une matrice pélitique noire. Certains bancs minces dolimitiques conservés dans la brèche montrent une dislocation résultant de nombreuses failles normales centimétriques *(photo C)*. Ceci traduit un début d'instabilité, avant même la mise en place des brèches. Contre ces brèches viennent en "On Lap" des bancs de dolomies légèrement basculés, sur lesquels arrivent en discordance angulaire les premiers bancs du Lias inférieur (ici hettangien p-p ? ; *fig. 23*), annonçant le scellement de la faille.

En résumé donc, on peut observer :

- un dépôt de dolomies,

- une microfracturation,

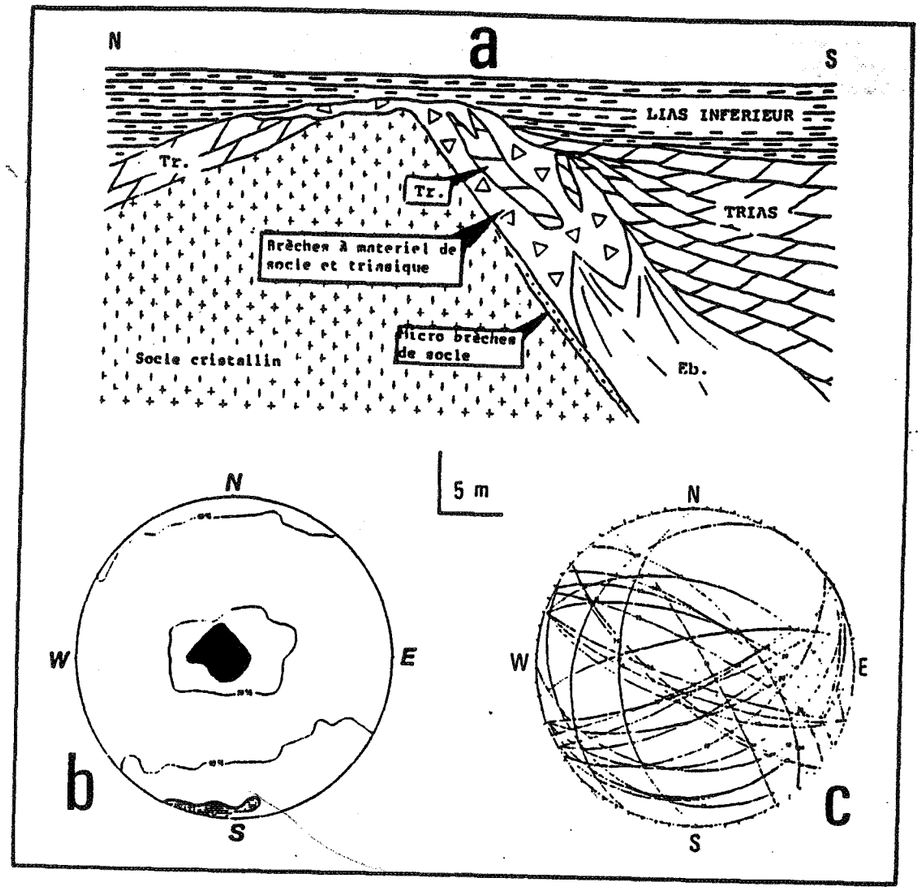


Fig 23 : Paléoaccident triasique des Rochers d'Armentier :

a : coupe schématique de l'affleurement

b : axes principaux des contraintes (projection isoaire sur hémisphère inférieur ; en noir, contrainte maximale σ 1, en hachure, contrainte minimale σ 3).

c : traces cyclographiques des plans et des stries normales associées (N) ;

tr : Trias ; eb : éboulis.

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

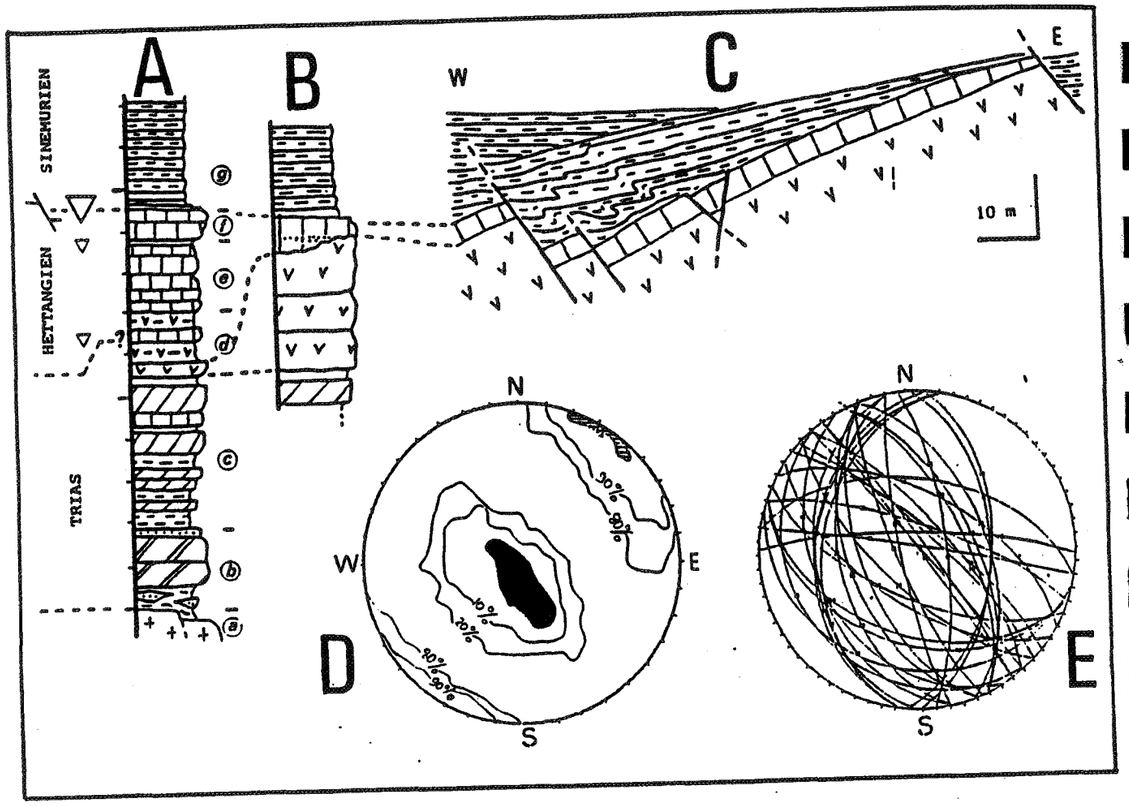


Fig.24 : Secteur du lac du Vallon et des Clottous :

A : succession sédimentaire complète (peu de basaltes ; Clottous).

a) socle cristallin ; b) brèches, pélites et dolomies supratidales (nodules d'anhydrite) ; c) pélites et dolomies inter- à supratidales ; d) basaltes alcalins (spilites, VVV) et cendres volcaniques (V-V-V) ; e) calcaires lumachelliques et oolitiques ; f) calcaires à entroques ; g) marnes et calcaires marneux à Ammonites.

B : succession sédimentaire avec coulées basaltiques épaisses, et Hettangien corrélativement réduit (N. du lac du Vallon).

C : exemple de demi-graben observé au Nord du lac du Vallon.

D et E : même légende que la fig.23

- une fracturation en faille normale s'accompagnant de brèches,
- un dépôt de dolomies,
- un basculement,
- un dépôt des sédiments liasiques qui fossilisent la faille.

On note également un encroûtement de quelques centimètres de silexites sur le plan de faille, ainsi que de nombreux indices de minéralisation sulfurée à proximité.

B - Accidents du Lac du Vallon

Sur le flanc Ouest du Rochail, à proximité du lac du Vallon, les coulées de basaltes (spilites du Trias), dont l'épaisseur cumulée peut atteindre une trentaine de mètres *(fig. 24)*, sont décalées par un système de failles normales à rejet décamétrique, orientées N.NW-S.SE à N-S, et à regard Est *[Pinto-Bull, 1984]*.

Les mesures effectuées dans les demi-grabens limités par ces failles donnent une direction d'extension orientée NE-SW *(fig. 24)*, permettant également le fonctionnement de microfractures E.SE-W.NW à jeu normal *(fig. 24)*. Le basculement consécutif au fonctionnement de ces failles a de nombreux témoins dans la sédimentation, en particulier une série de discordances superposées bien visibles, traduisant l'aspect saccadé du mouvement. S'observent également de nombreux slumps et éventails sédimentaires *(photo F)*, ainsi que le repos en "On Lap" des bancs sur le plan de faille. Il est ainsi possible de situer stratigraphiquement le fonctionnement de ces accidents entre l'Hettangien et un Sinémurien plus ou moins élevé *(fig. 24)*.

C - La faille du Col d'Ornon : Les olistolites de la Chalp de Chantelouve

Situé au Sud du Col d'Ornon, le village de la Chalp de Chantelouve se trouve au pied du paléo-escarpement de la "faille du Col d'Ornon". A cet endroit se sont accumulées *[Barféty et Gidon, 1984]* des mégabrèches et des olistolites de matériel varié (cristallin, dolomies et spilites triasiques, Lias calcaire : *fig.* 25). L'accident majeur montre une orientation variant de N-S à NE-SW et un regard vers l'Est *(fig. 25)*.

Le paléochamp reconstitué montre une extension orientée approximativement E.SE-W.NW *(fig. 25)*.

Le rejet actuel de cet accident de l'ordre de 2000 mètres aurait été acquis en grande partie au cours

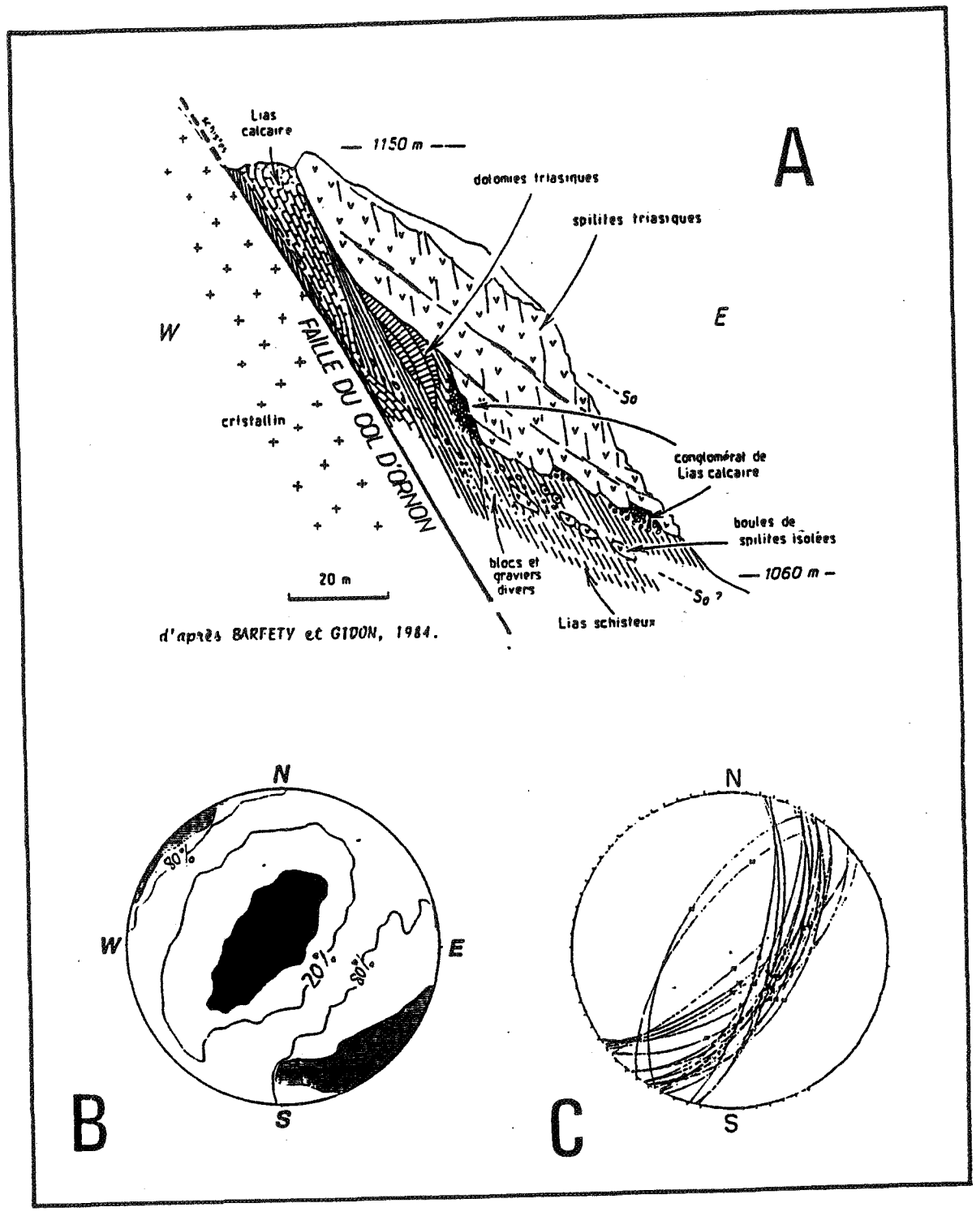
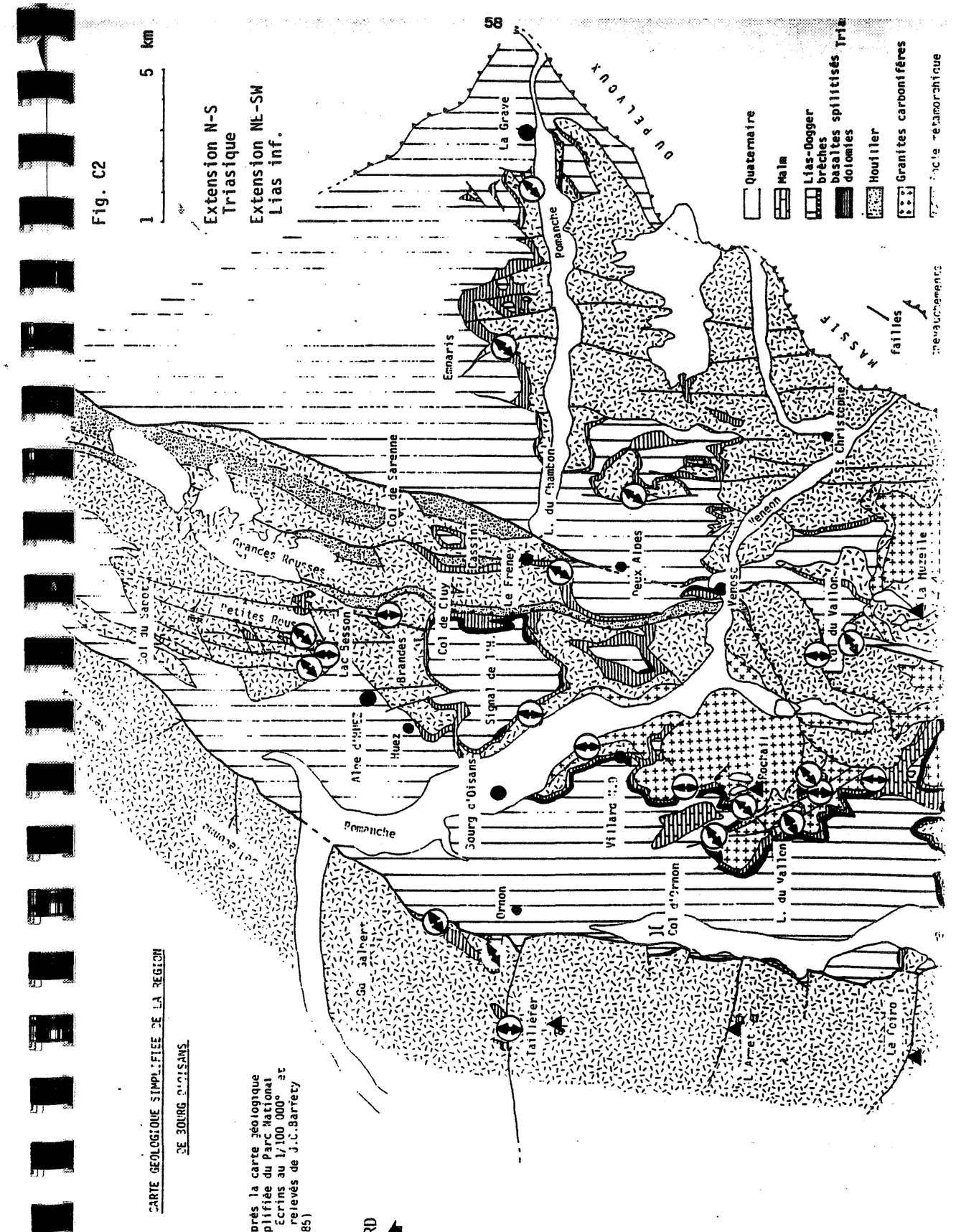


Fig. 25: Olistolites de la Chalp de Chantelouve, au pied de la faille du Col d'Ornon.
A : coupe interprétative.
B et C : même légende que la fig. 23

Fig. C2



du rifting téthysien *[Barféty et Gidon, 1984]*. Les mégabrèches et olistolites, emballés dans une matrice de type "Lias schisteux", datée du Doméro-Toarcien *[Barféty et Gidon, 1984]*, témoignent d'un fonctionnement paroxysmal de la faille à cette époque.

Cet événement représente l'épisode majeur de la structuration de cette partie de la marge téthysienne.

D - Conclusion

Ces trois exemples de tectoniques synsédimentaires permettent de caractériser trois étapes d'extension, correspondant chacune à une direction d'extension définie :

- un épisode distensif orienté N-S au Trias ;
- un épisode distensif orienté NE-SW au Lias inférieur ;
- un épisode distensif orienté E.SE-W.NW au Lias supérieur.

Chacun de ces épisodes mésozoïques présente donc ses caractéristiques propres. Celles-ci aideront à définir ailleurs ce qui appartient à l'un ou à l'autre de ces événements.

III - EXTENSION N-S TRIASIQUE fig.C2

La direction d'extension N-S caractérisée aux Rochers d'Armentier, où son âge triasique est bien défini, peut être mise en évidence dans d'autres sites.

A - Autres exemples de structures triasiques

1°) Faille de la Jassirette *(photo A)*

Cet accident a déjà été décrit par JC. BARFETY *[1985]*. Il se situe juste à l'Ouest du petit refuge des Sources sur le versant Nord du Grand-Renaud *(fig. 26)*. Il se présente comme une faille normale d'une trentaine de mètres de rejet, de direction N65 et à pendage vers le Sud-Est. Le paléochamp de contrainte reconstitué à l'aide des microfractures associées indique une extension N-S *(fig. 26)*. Il existe, plaquée sur le plan de faille, une accumulation de brèches granoclassées puissante d'un mètre environ et constituée de blocs de dolomie et de cristallin parfois mélangés d'argilites noires d'âge triasique. Localement il existe, entre cette brèche et le plan de faille, une brèche à éléments de socle et à matrice carbonatée (ankérite). Le passage entre les deux types de brèches est progressif. Enfin, les sédiments du

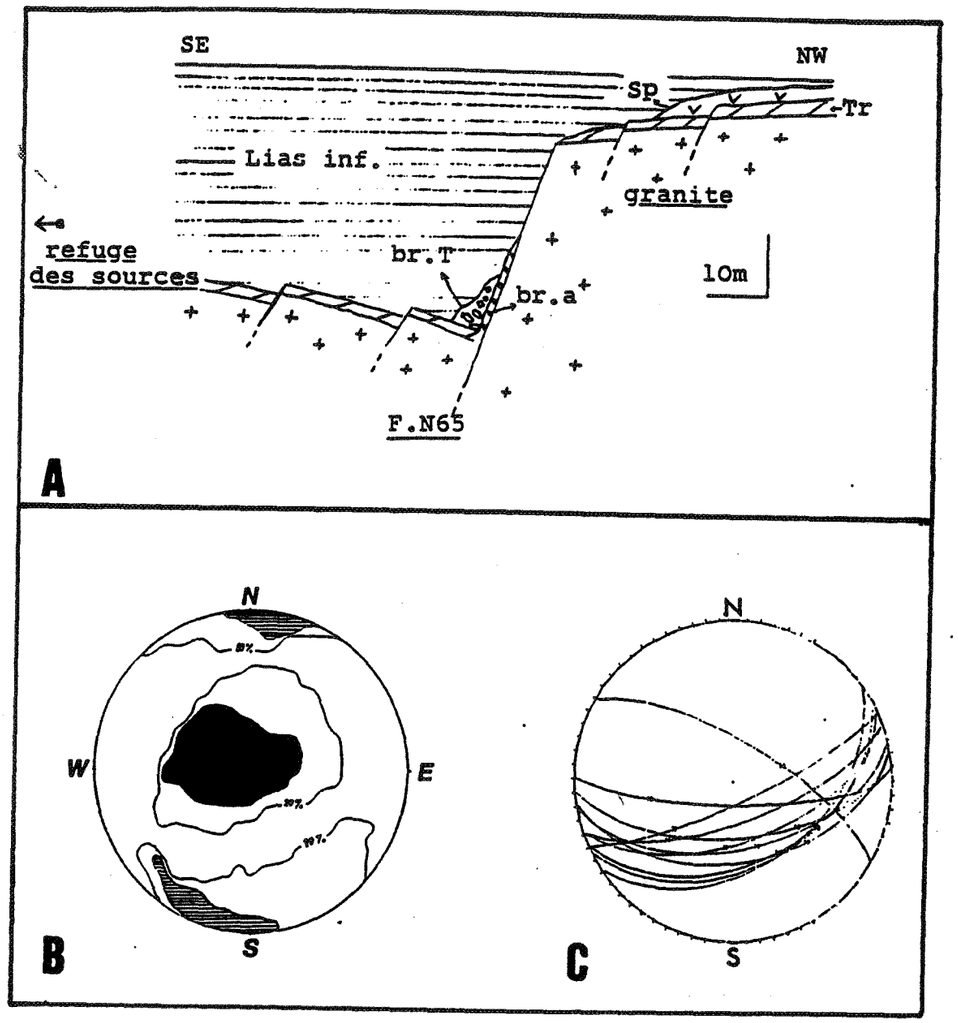


Fig.26 : Paleo-faille normale de la Jassirette :
A: coupe schématique de l'affleurement
Tr: dolomies triasiques
br.T: brèche à éléments dolomitiques et granitiques
br.a: brèche à éléments granitiques et à matrice ankeritique
Sp: basaltes spilitisés triasiques
B et C : même legende que la fig.23

Lias inférieur reposent en "On Lap" sur le plan, sans présenter aucune structure de tectonique synsédimentaire ; ils scellent cet accident vers le haut. Ces différentes observations nous conduisent à relier la faille de la Jassirette à l'épisode distensif triasique.

2°) Faille syntriasique au Nord du Paletas

Cette fracture se situe sur le versant Ouest du Rochail, au Nord du Paletas dans le secteur d'Entraigues *(fig. 27)*. Cette faille est décrite également par BARON *[1981]*. Elle montre une orientation N65. Elle décale d'une trentaine de mètres vers l'Ouest les bancs triasiques du compartiment Nord, par rapport à ceux du compartiment Sud *(fig. 27)*. Les bancs supérieurs de dolomie sont brèchifiés et présentent de larges fissures remplies par des argilites triasiques.

Cette faille a également influencé le dépôt des tufs basaltiques, dont l'épaisseur varie de part et d'autre de son plan et n'affecte pas les premiers bancs du Lias inférieur (ici hettangien) qui donc la scellent.

Lors du basculement du bloc du Rochail au cours du Lias supérieur, cet accident triasique a subi une rotation qui lui donne aujourd'hui un aspect de décrochement sénestre. Toutefois, en replaçant les terrains en position horizontale (donc en annulant l'effet du basculement du bloc du Rochail), on reconstitue une faille normale à regard vers le Sud *(fig. 27)*. Elle se prolonge vers le Nord-Est et se traduit dans le paysage par une petite falaise d'une trentaine de mètres de hauteur dans le cristallin.

BARON *[1981]* signale à l'Est du Paletas une structure analogue d'âge triasique et de direction N65.

3°) Faille triasique à l'Est des Clottous

L'accident étudié précédemment (2°) vient se greffer vers le Nord-Est au niveau des Clottous, sur une faille d'orientation variant de N80 à N100 et à regard Sud.

La faille, dont le rejet peut être évalué à une vingtaine de mètres, est jalonnée par des brèches d'épaisseur atteignant parfois deux mètres, à éléments dolomitiques et de socle. La matrice de cette brèche est constituée de pélites noires triasiques. Cette brèche et les premiers bancs dolomitiques présentent, à proximité du plan de faille, de nombreuses silicifications. Quelques minces filons de carbonates (ankérites ?) sont également observables au voisinage du plan de la faille. Les quelques stries visibles sur le plan de faille sont compatibles avec une extension N-S.

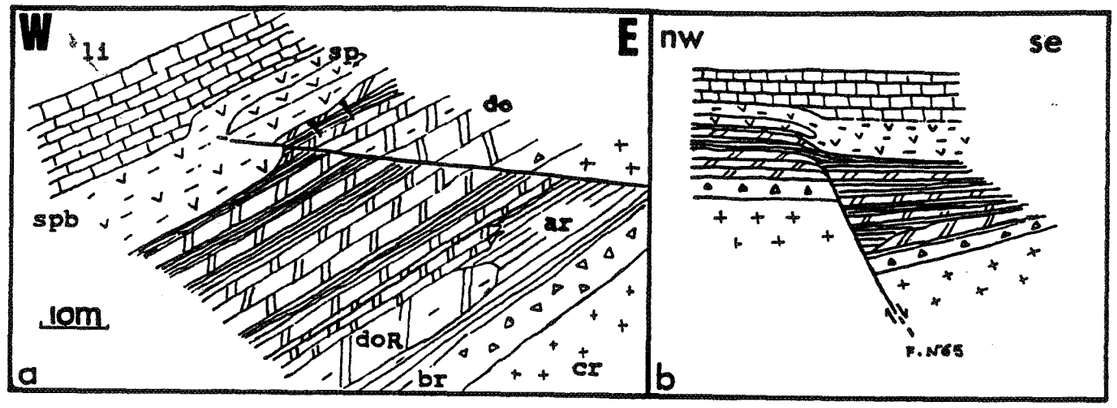


Fig.27 : Paléofaille triasique au Nord du Paletas

a: coupe schématique de l'affleurement

cr: socle cristallin, br: brèches cr+do, do: dolomies triasiques, ar: argilites, doR, dolomies roussâtres, sp: basaltes spilitiques, spb: coulées de sp détritiques li: Lias inf.

b: reconstitution possible de cet accident au début du Lias

B - Caractéristiques de l'extension triasique

Les quatre exemples de structures triasiques étudiées ci-dessus permettent de définir les caractéristiques principales de l'extension triasique.

1°) Les accidents qui ont fonctionné en faille normale lors de ces épisodes triasiques ont une direction propre variant de N60 à E-W, avec toutefois des microfractures associées pouvant atteindre la direction N120. Le rejet vertical ne dépasse pas la trentaine de mètres.

2°) Le régime de contrainte qui contrôle cette tectonique est une extension orientée N-S.

3°) Les accidents sont jalonnés de brèches à éléments dolomitiques et cristallins et dont la matrice est constituée de pélites noires du Trias.

4°) L'existence de bancs fracturés par failles normales dans les brèches et les indices de basculements synsédimentaires permettent d'envisager une tectonique au cours de cet épisode distensif qui dure du Trias moyen au Trias supérieur.

5°) Des minéralisations sulfurées et des filons de carbonates (ankérites) existent à proximité de ces accidents, ainsi que de nombreux encroûtements de silexites sur les plans de faille liés à ces événements distensifs.

6°) Les conditions de sédimentation pendant ces épisodes tectoniques demeurent constantes. L'ambiance est celle d'une plate-forme carbonatée et de milieu supratidal (calcaires dolomitiques et dolomies) [Baron, 1981].

7°) Les structures dues à ces épisodes distensifs triasiques sont fossilisées par des tufs et des basaltes alcalins spilitisés ou par les premiers bancs du Lias inférieur si ces laves sont absentes.

C - Autres structures probablement triasiques

Les caractéristiques de l'épisode distensif triasique définies ci-dessus permettent de proposer un âge triasique pour certaines structures pour lesquelles manque un contrôle direct.

1°) Fractures N70 à N110 dans les granites de Villard Notre-Dame

Ces granites ont représenté un cas particulièrement favorable aux mesures de plans faillés et striés. Une

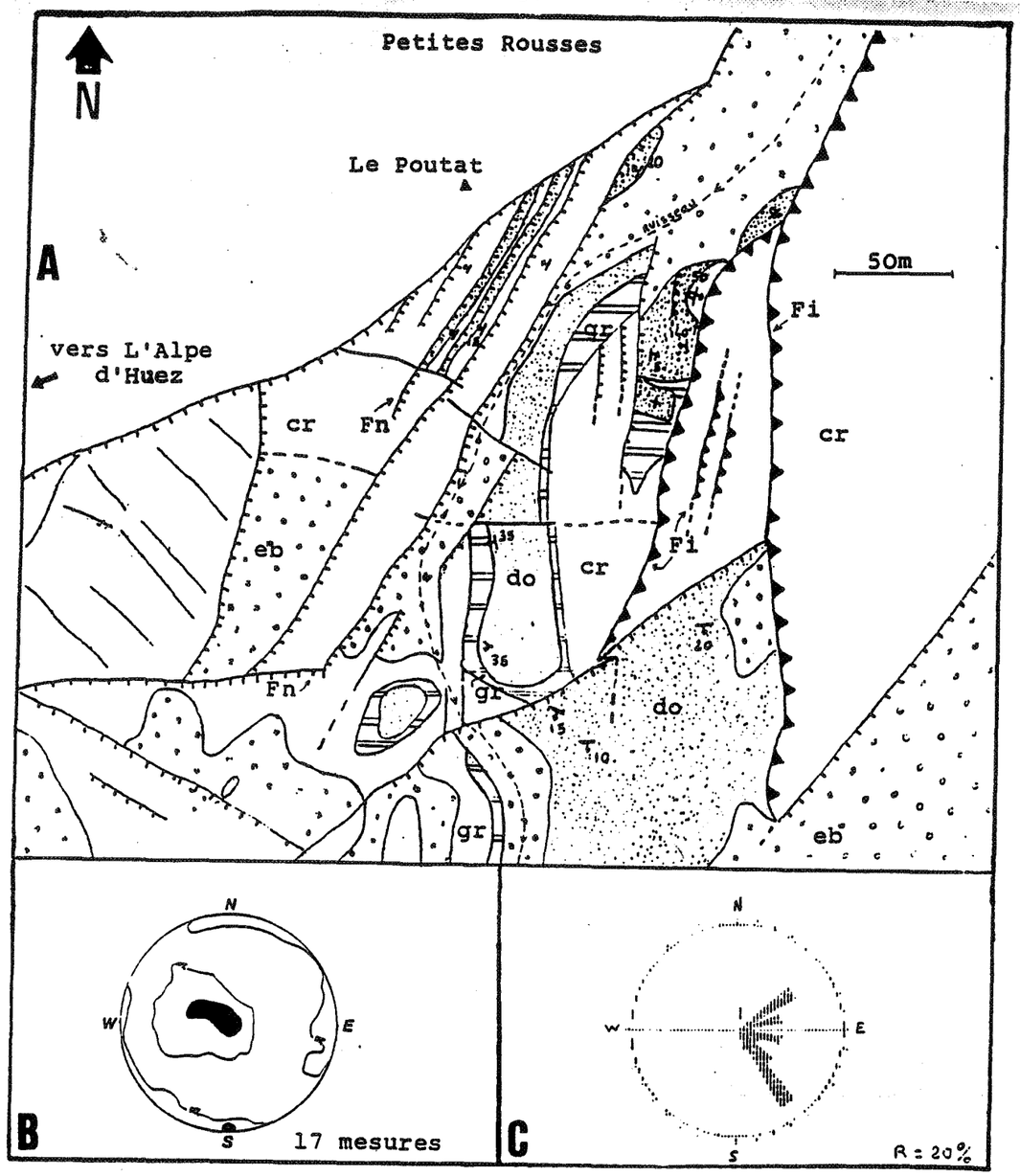


Fig.28: Le secteur du Poutat au Nord-Est de l'Alpe d'Huez

A: carte géologique simplifiée du secteur
cr: socle cristallin, gr: grés du Trias, do: dolomies du Trias, eb: éboulis, Fn: failles normales, Fi: failles inverses ou chevauchements

B: même legende que la fig.23 .Toutefois la grande dispersion de l'aire en extension peut montrer qu'outre l'extension N-S triasique ce secteur à egalement été le siége d'une extension E-W (v.p.91)

C: diagramme de fréquence de directions des failles normales dans ce secteur

phase d'extension N-S peut être mise en évidence. Elle correspond au jeu normal de fractures orientées N70 à N110 *(fig. 29)*.

2°) Secteur du Poutat à l'Alpe-d'Huez

Légèrement au Nord-Est de l'Alpe-d'Huez, dans la terminaison Sud des Petites-Rousses *(fig. 28)*, un couloir orienté approximativement NE-SW, de forme triangulaire s'ouvrant vers le Sud montre une série de failles normales à faible rejet (décamétrique à métrique) *(fig. 92)*. Elles décalent les bancs de dolomies. Ces failles sont disposées en éventail *(fig. 28)*. Une extension N-S a pu être reconstituée. Cette structure pourrait donc être apparue au Trias.

3°) Secteur du Lac Besson et des Petites-Rousses à l'Alpe-d'Huez

La morphologie du secteur du Lac Besson et des Petites-Rousses met en évidence la présence de plusieurs couloirs orientés environ N50 *(photo G)*, entaillant le cristallin. Ils représentent d'étroits grabens présentant des rejets faibles (quelques dizaines de mètres), où les dolomies triasiques sont conservées. Les mesures effectuées sur ces structures permettent de reconstituer une direction d'extension N-S *(fig. 29)*. Ces couloirs appartiennent donc vraisemblablement à l'épisode triasique.

4°) La faille du Taillefer

Au niveau de la Grenonière d'Ornon, la faille du Col d'Ornon recoupe une faille normale transverse de direction N100, qui présente un rejet supérieur à 500 mètres *(fig. 29, photo K)*. Ce plan de faille constitue la face Nord du Taillefer, il est connu sous le nom de "faille du Taillefer". Les mesures des plans striés permettent de reconstituer une extension N-S *(fig. 29)*. Il est probable que son origine soit due à la tectonique triasique, le rejet ayant été accentué postérieurement lors du basculement des grands blocs décakilométriques, durant lequel elle a fonctionné en faille de transfert *(v.p. 128)*.

5°) Fracture E-W de la bordure orientale du Taillefer

De nombreuses fractures N70 à N110 affectent également le versant oriental du Taillefer. Ces fractures semblent appartenir au même réseau que la faille du Taillefer. Elles sont toutefois scellées par des brèches et dépôts du Lias inférieur au niveau de leur greffage avec la faille du Col d'Ornon qui n'est pas décalée par elles.

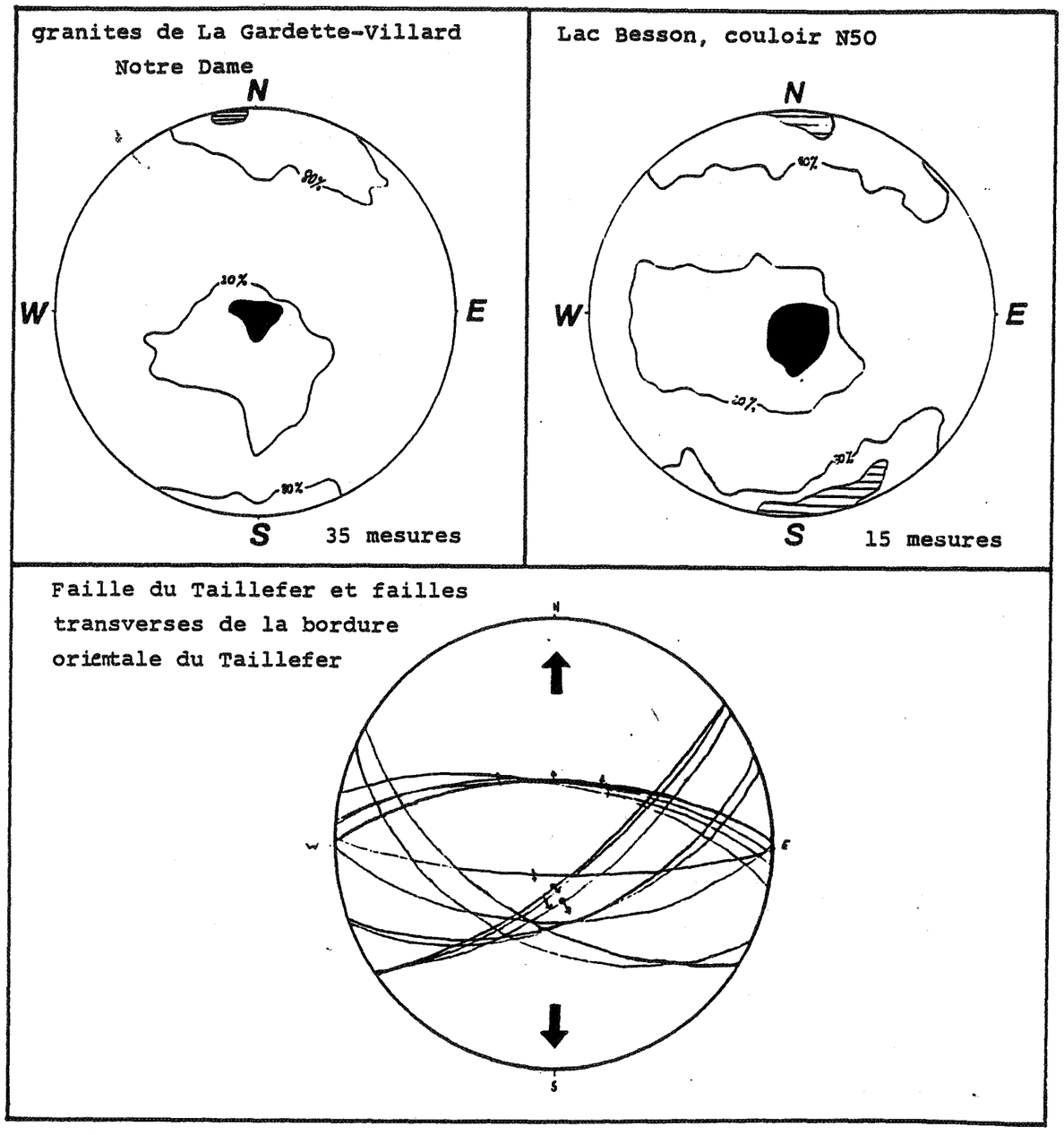


Fig.29 : Trois secteurs où l'extension Nord-Sud triasique a été individualisée

Quelques mesures effectuées près de ces fractures sont compatibles avec une extension N-S *(fig. 29)* qui témoigne d'un jeu normal probable au Trias.

6°) La faille de Ser Barbier

BARFETY et GIDON *[1981]* ont décrit de nombreux témoins de tectoniques synsédimentaires dans le secteur du Col du Vallon. Dans ce secteur, l'accident de Ser Barbier limite *(fig. 85)* au Nord une zone d'affleurement liasique sur la bordure orientale du massif du Rochail - Lauvitel. Cette faille normale a une direction N65 et un pendage vers le Sud. Un placage de silexite atteignant quelques décimètres à près d'un mètre d'épaisseur tapisse le plan de faille. Il est possible d'envisager que cette faille soit apparue au Trias, puis qu'elle ait été reprise en décrochement lors des phases jurassiques et cénozoïques, comme en témoignent des cannelures horizontales profondes.

D - Conclusion

Une phase d'extension triasique N-S est bien caractérisée sur quelques affleurements. D'autres points d'observation, bien que moins bien contraints stratigraphiquement, suggèrent une répartition assez large des structures dues à cette extension *(fig. C2)*.

Les structures sont antérieures aux coulées volcaniques et aux sédiments du Lias inférieur qui les fossilisent. Ceci peut permettre d'expliquer que les basaltes soient absents dans le demi-graben des Rochers d'Armentier *(v.p. 54)* alors qu'ils existent à l'Ouest et à l'Est de cette structure. En effet, la tectonique triasique, en créant une topographie différenciée a pu être à l'origine de barrages s'opposant à l'écoulement des basaltes fini-triasiques.

Ces accidents triasiques ont pu être réactivés lors des épisodes ultérieurs de basculement *(cf. faille du Taillefer)*, ainsi que lors des phases de tectoniques compressives *(cf. faille de Ser Barbier)*.

IV - EXTENSION NE-SW DU LIAS INFERIEUR *(Fig. C2)*

Cette extension NE-SW très spectaculaire dans le secteur du lac du Vallon *(fig. 24 et 30)* apparaît sur d'autres affleurements.

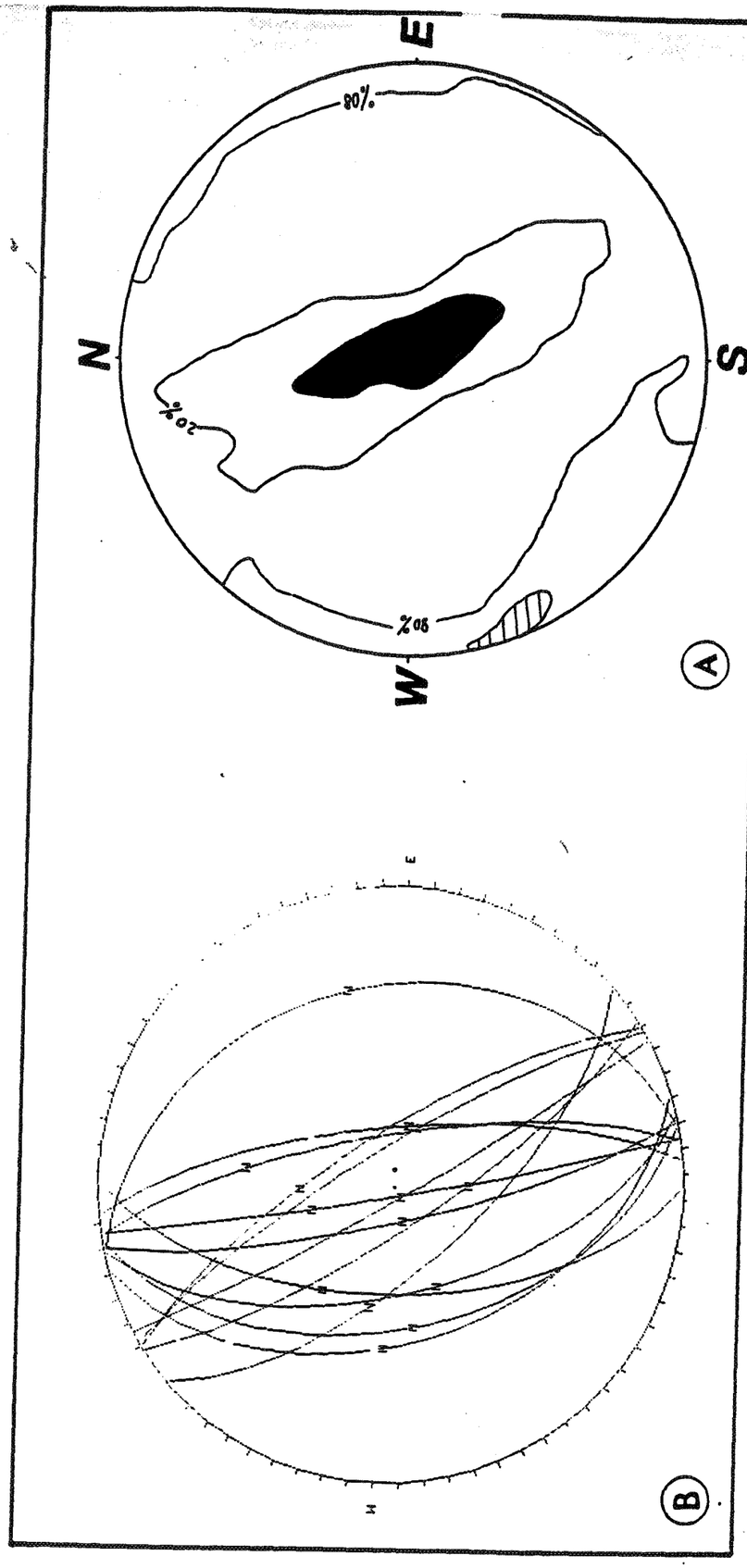


Fig.30: faille normale principale du secteur du Lac du Vallon
Extension NE-SW au Lias inf.
légende: voir fig.23.

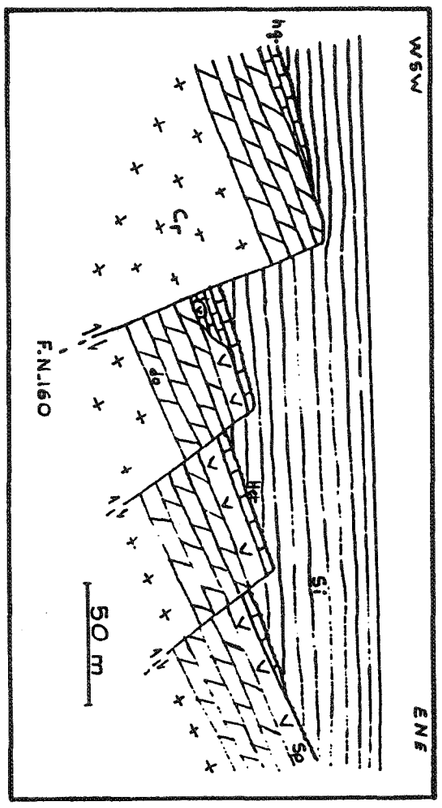


Fig.31 : Structures à l'Est des Clottous
cr: cristallin, do: dolomies triasiques, sp: basaltes du Trias, Het: calcaires Hettangiens, Si: calcaires du Sinémurien, h.g: hard ground

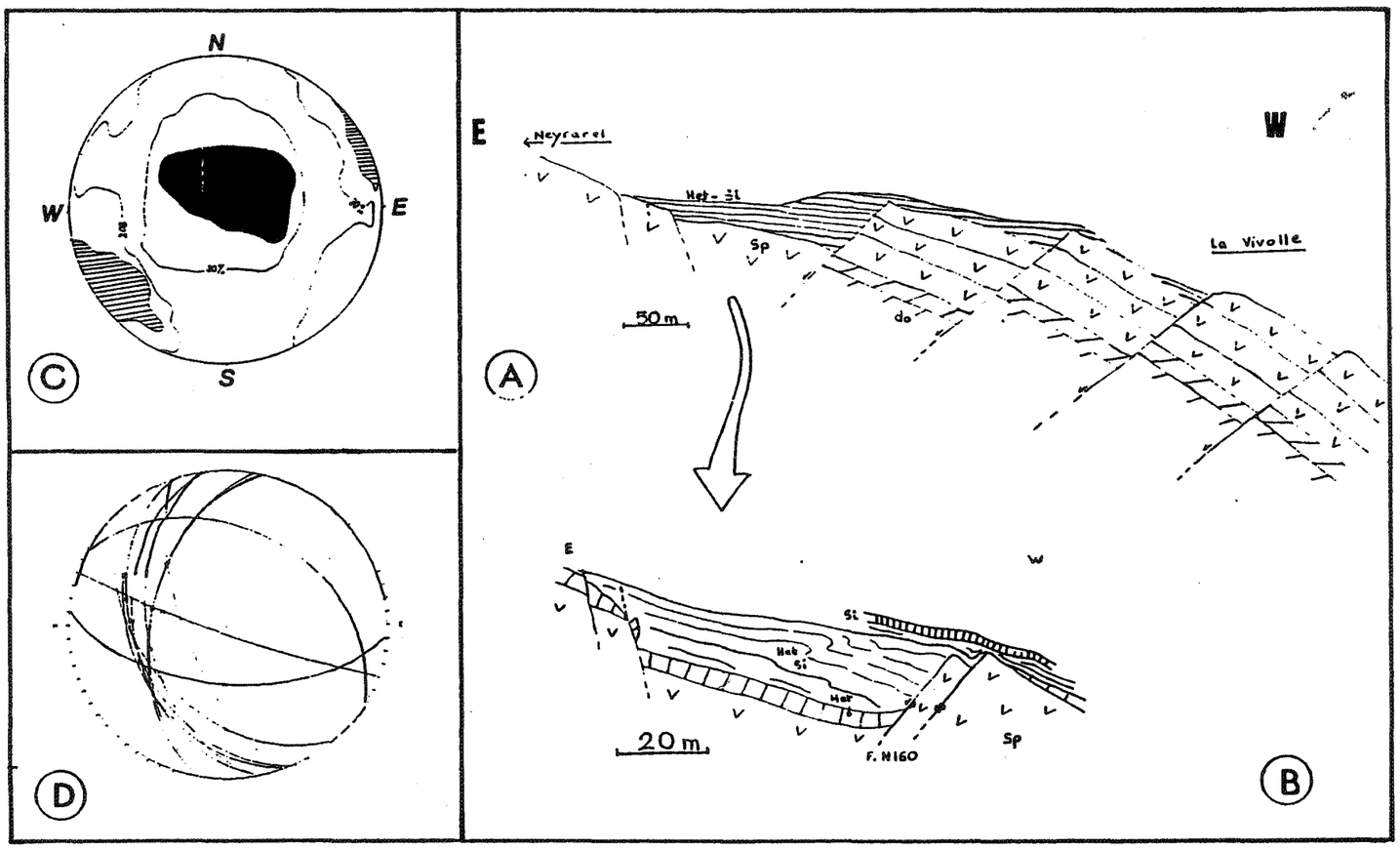


Fig.32 : Le secteur de La Vivolle (crête entre le lac Du Vallon et la combe de La Vivolle
A: coupe générale du secteur
B: détail d'un demi-graben scéllé par le Lias inferieur
do: dolomies triasiques, sp: basaltes spilitisés de la fin du Trias,
Het: calcaires de l' Hettangien, Si: calcaires du Sinémurien
C et D: même légende que la fig.23.

A - Exemples de structures du Lias inférieur

1°) Secteur des Clottous

A l'Est des Clottous *(fig. 31, photo E)* s'observe une structure dont la géométrie d'ensemble est très comparable à celle du lac du Vallon *(v.p.56)*. Elle est limitée à l'Ouest par une faille normale N160 pentée vers l'Est, mettant en contact le cristallin avec le Lias inférieur. En se déplaçant vers l'Est, la barre de basaltes spilitisés, également décalée par l'accident N160, est affectée par une série de failles normales mineures à faible rejet (quinzaine de mètres), synthétiques de l'accident principal. Le Lias calcaire, Hettangien et Sinémurien, remplit les grabens ainsi formés. Cependant, la surimposition de la tectonique alpine compressive ne permet pas d'y déceler des indices de tectonique synsédimentaire. Toutefois, en continuant vers l'Est, on atteint un point où les calcaires sinémuriens reposent directement sur les basaltes, l'Hettangien étant, complètement absent. Ceci peut s'expliquer par un basculement de l'ensemble le long du plan principal N160 peu après le dépôt des calcaires hettangiens. L'Hettangien qui reposait sur la tête du bloc vers l'Est a pu être érodé. Le dépôt des calcaires sinémuriens est ensuite intervenu, ils reposent en "On Lap" sur les basaltes *(fig. 31)*. Ceci permet donc un calage stratigraphique du jeu de l'accident N160, entre un Hettangien et un Sinémurien p.p.

2°) Secteur de la Vivolle

La crête séparant la dépression du lac du Vallon de la Combe de la Vivolle *(fig. 32)* est affectée par un ensemble de failles normales de rejets décamétriques pentées vers l'Est, affectant le socle et le Trias. Les demi-grabens sont remplis par les calcaires du Lias inférieur. Le Sinémurien scelle certaines de ces failles. Le système de contraintes reconstitué est représentatif d'une extension orientée NE-SW. La direction des accidents principaux est de N160. Certaines de ces failles peuvent se raccorder avec celles du secteur du lac du Vallon. De nombreuses microfractures associées ont une direction variant de N110 à N160. De plus, le faible pendage des failles laisse supposer un basculement de l'ensemble postérieurement au Lias inférieur. En effet, si l'on remet les terrains en position horizontale, les failles ont alors un pendage proche de 60°, conforme avec les modèles d'extension d'ANDERSON [1951] et de FAUGERE et al [1968] *(voir aussi fig. 41)*.

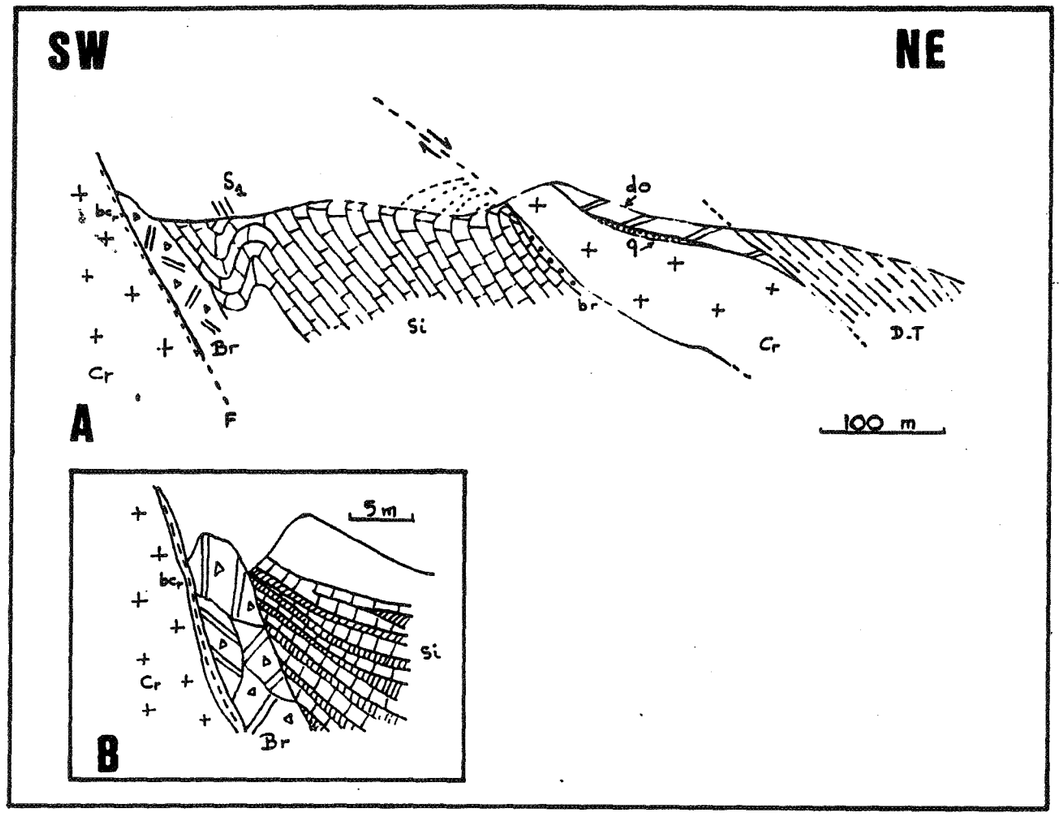


Fig.33 : Olistolite du secteur de La Grenoniere d'Ornon

A: coupe à l'Ouest de La Grenoniere en rive Nord du Rif Garcin
cr: cristallin, bcr: micro-brèche cristalline
q: grés du Trias, do: dolomies du Trias , Si: calcaires du Sinémurien, D.T: calcaires argileux du Doméro-Toarcien, Br: brèches à éléments do + cr, br: brèches à élément Si + cr , F: faille du Col d'Ornon , S_1 : schistosité

B: détail au voisinage de la faille

3°) Affleurements de la faille du Col d'Ornon entre le Col d'Ornon et Oulles

La coupe située au Nord du Rif Garcin montre *(fig. 33)*:

a) Un abrupt cristallin orienté N-S à l'Ouest du secteur, qui correspond à l'escarpement principal de la faille du Col d'Ornon. Contre ce plan est plaqué un important amas de brèches (4 à 5 mètres de puissance). Cette brèche montre des éléments dolomitiques et des blocs cristallins anguleux. Elle apparaît comme une juxtaposition de grosses lentilles compactes roussâtres, ceci en raison de l'abondance du matériel détritique dolomitique *(fig. 33)*. Cette brèche est recouverte en "On Lap" par des calcaires présentant des biseaux stratigraphiques caractéristiques d'une sédimentation le long d'une paléopente. Ces biseaux se manifestent par un épaississement des joints argileux vers l'aval, parfois associé à un dédoublement des bancs calcaires *(fig. 33)*. Cet ensemble est attribué au Sinémurien *[Barfety et al, 1979]*.

b) Vers l'Est, une lame de cristallin et sa couverture triasique reposent sur les calcaires du Lias inférieur (Sinémurien). A proximité de leur contact avec la lame cristalline, les calcaires montrent des crochons, indiquant un déplacement vers l'Est. Ceci est incompatible avec la schistosité et les plis associés d'échelle plurimétrique à vergence Ouest, affectant également ces calcaires et attribuables aux compressions cénozoïques.

Les rapports avec la schistosité montrent clairement que les crochons sont antérieurs aux phases compressives alpines. Nous considérerons qu'il s'agit en fait de crochons induits dans les sédiments liasiques par le glissement de la lame cristalline *(fig. 33)*. Dans sa partie orientale, la lame cristalline est recouverte par les calcschistes du Doméro-Toarcien.

L'interprétation est donc celle d'un olistolite à matériel cristallin et triasique mis en place dans un niveau plus ou moins élevé du Lias inférieur et avant le Doméro-Toarcien *[Barféty et al, 1979]*.

c) Une structure analogue est observable au Sud du rif Garcin, où une lame cristalline repose sur le Lias inférieur et disparaît à l'Est sous les calcschistes du Doméro-Toarcien *[Grand, 1984]*.

L'interprétation de ces lames cristallines comme des olistolites mis en place durant le Lias inférieur, non loin du plan de la faille du Col d'Ornon, ainsi que la présence de brèches et de biseaux stratigraphiques,

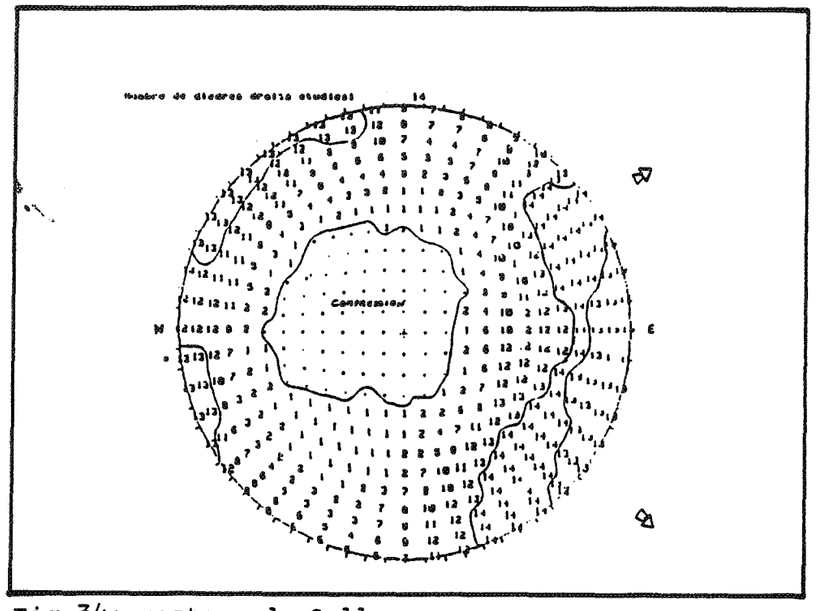


Fig.34: secteur de Oulles
le diagramme montre la superposition de deux directions d'extension (maximas), SE-NW (Lias sup.), NE-SW (Lias inf.)

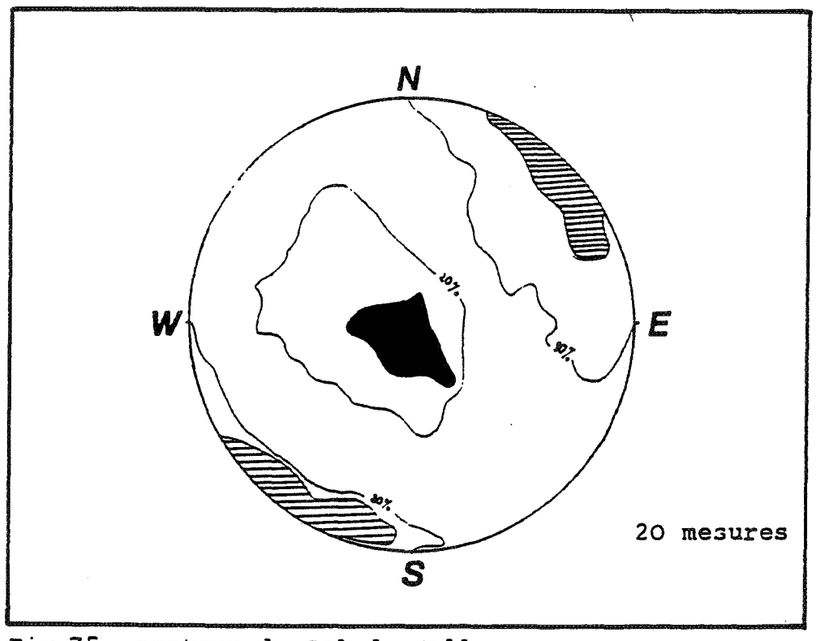


Fig.35: secteur du Col du Vallon
extension NE-SW au Lias inf.
(accident du Col de La Muzelle, faille de La Muraillette
même légende que la fig.23

conduisent à envisager un événement tectonique au cours du Lias inférieur (Sinémurien?).

Non loin d'Ornon, au village d'Oulles, une extension NE-SW peut être reconstituée *(fig. 34)* à proximité de la faille du Col d'Ornon. L'existence des structures ci-dessus, datées du Lias inférieur, permet de proposer qu'elles résultent de cette extension.

Entre la Grenonière d'Ornon et le Col d'Ornon, le plan de faille est jalonné de brèches hétérogènes *[Grand, 1934]*. La matrice calcaire, très schistosée, contient des blocs de calcaires à patine bleutée ayant l'aspect de galets mous attribuables au Lias inférieur, des blocs de dolomies roussâtres triasiques et des éléments anguleux de cristallin. Tout contre le plan de faille, les éléments cristallins deviennent prédominants et la matrice moins abondante. La nature de la matrice calcaire montre de grandes affinités avec les formations du Lias inférieur. Aussi peut-on sans grands risques d'erreur attribuer ces brèches au Lias inférieur. Ceci permet de mettre en évidence un jeu au cours du Lias inférieur sur les tronçons subméridiens de la faille du Col d'Ornon.

4°) Failles du Col de la Muzelle et de la Muraillette dans le secteur du Col du Vallon

Entre la Muzelle dans le massif Rochail-Lauvitel, existent de multiples indices de tectonique synsédimentaire *[Bartéfy et Gidon, 1981]*. Outre l'extension triasique probable décrite au niveau de Ser Barbier *(v.p. 67)*, il existe une extension NE-SW *(fig. 35)*. Toutefois, l'essentiel de la tectonique en distension dans ce secteur est à rattacher aux épisodes distensifs du Lias supérieur *(v.p. 86)*.

L'accident principal de ce secteur, la faille du Col de la Muzelle est orienté N-S, son âge jurassique est bien contrôlé. Il s'agit d'une ancienne faille normale jurassique *[Gidon et al, 1976]*. Elle est recoupée au niveau du Col du Vallon par un accident orienté N100 (faille de la Muraillette), qui délimite le compartiment où affleurent les séries sédimentaires d'âge liasique. Ces deux systèmes de fractures ont pu fonctionner en faille normale au Lias inférieur et sont bien compatibles avec l'extension NE-SW.

5°) Affleurements des Deux-Alpes

Dans le secteur des Deux-Alpes, une extension NE-SW *(fig. 36)* est mise en évidence, bien que là encore la tectonique du Lias supérieur soit prédominante. BARFETY ET GIDON *[1981]* mentionnent en effet des brèches dans le Lias inférieur calcaire. Il est difficile de préciser le jeu de chaque système de faille car plusieurs phases sont superposées. Nous noterons cependant que des fractures

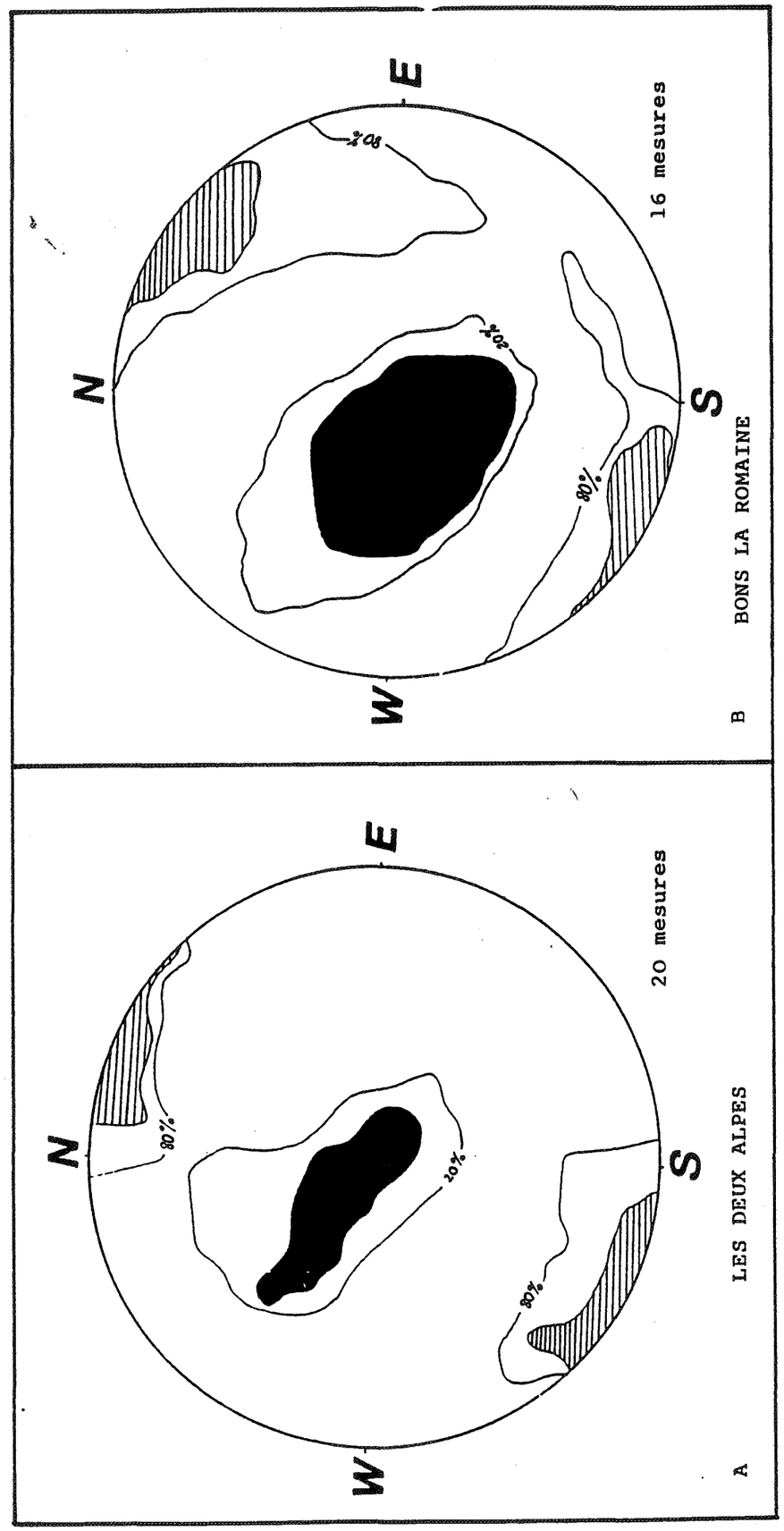


FIG. 36: région des Deux Alpes, extension NE-SW au Lias inférieur
A et B : même légende que la fig.23.

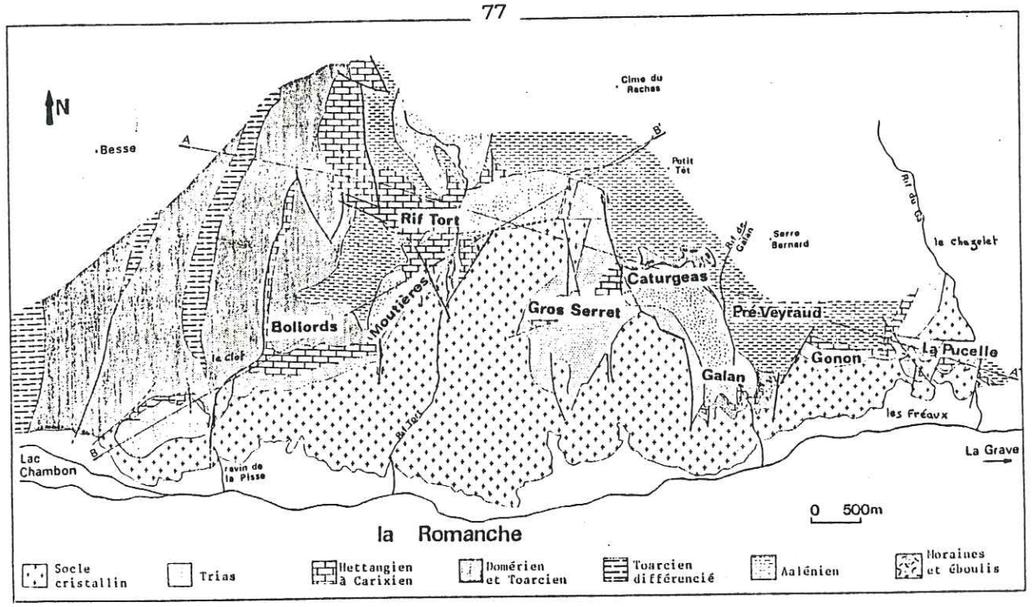


Fig.37 : Carte géologique simplifiée du plateau d'Emparis.

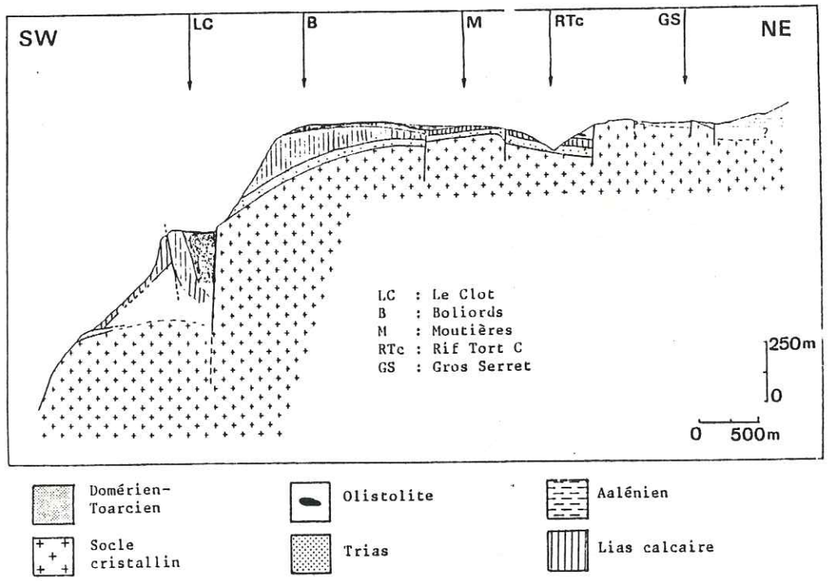


Fig.38 : Coupe entre le Clot et le Rif Blanc
Voir localisation, coupe BB', fig.37.

Fig.37 et 38: d'aprés Trift (1983)

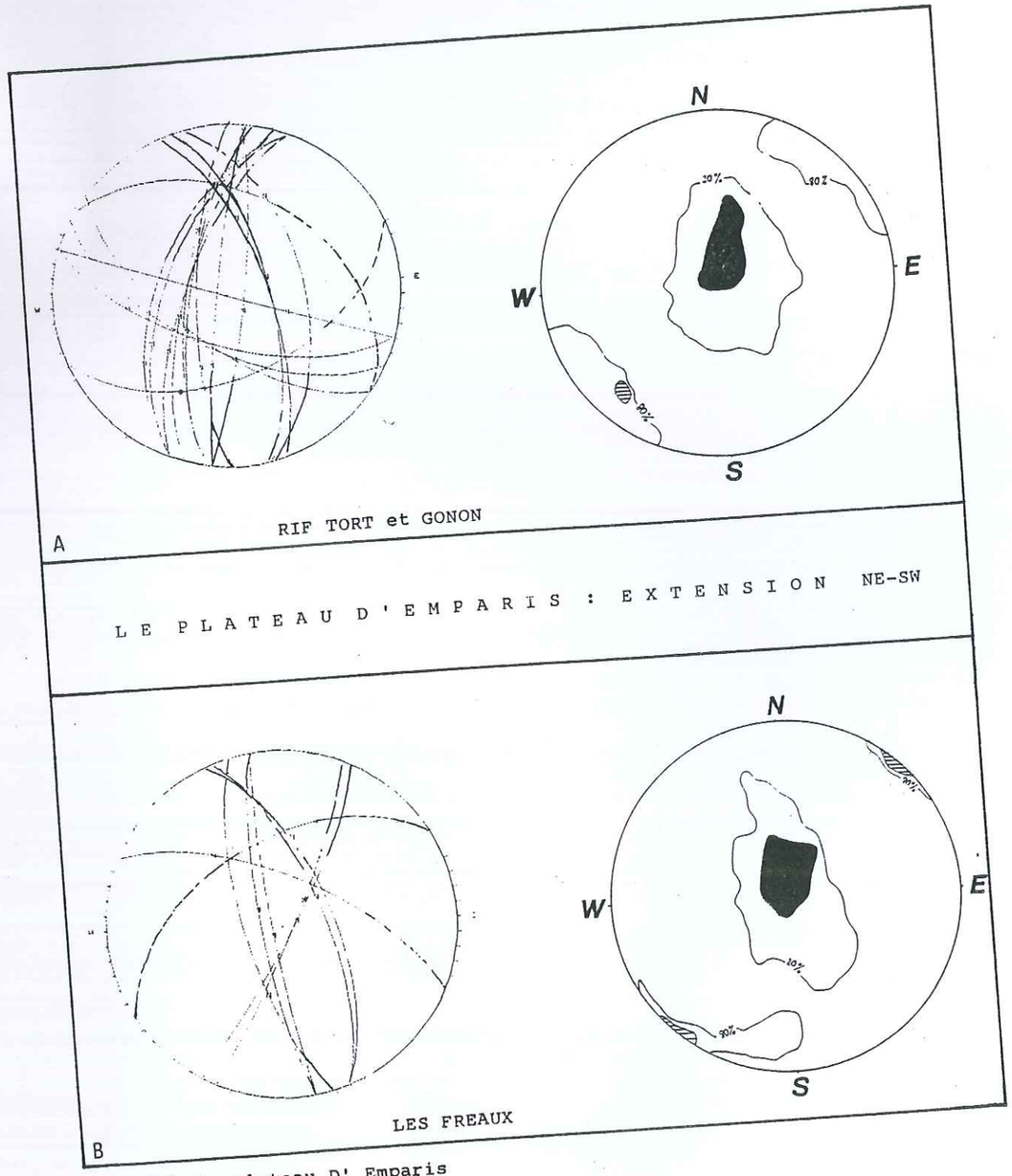


Fig.39: le Plateau D' Emparis
extension NE-SW au Lias inférieur
A: mesures prises sur le Plateau
B: mesures prises sur le versant Sud du Plateau, rive droite de la Romanche
Légende: voir fig.23

N100 et N-S sont présentes simultanément.

6°) Le plateau d'Emparis *(fig. 37 et fig. 38)*

Cette région a fait l'objet d'une étude par TRIFT *[1983]*. La direction d'extension NE-SW a pu être individualisée *(fig. 39)* en plusieurs points du plateau. L'observation des photos aériennes du secteur du plateau d'Emparis révèle l'existence de deux directions principales de failles, N160 à N-S et E.SE-W.NW. Ce réseau est en accord avec une extension NE-SW et correspond à celui décrit dans les autres secteurs de la région de Bourg-d'Oisans. Les stations de mesures sont localisées sur le plateau lui-même (secteur de Gonon et Rift Tort, *fig.* 37) et dans la vallée de la Romanche au pied du plateau (Les Freaux et extrémité Est du Lac du Chambon). Des brèches dont la matrice est constituée de calcaires du Lias inférieur apparaissent remaniées à nouveau dans le Lias supérieur. D'ailleurs, T. DUMONT (communication orale) a observé au Nord du Saut de La Pucelle, au niveau des Fréaux, des brèches interstratifiées dans le Lias inférieur au voisinage d'un plan de faille N-S.

B - Caractéristiques de l'épisode tectonique du Lias inférieur

A partir des nombreux exemples ci-dessus, il est possible de caractériser l'épisode tectonique du Lias inférieur de la façon suivante :

1°) L'extension est orientée NE-SW.

2°) Les failles normales apparaissant à cette époque ont une direction variant de N110 à N-S, avec toutefois une direction préférentielle N160. Ces failles ont généralement un rejet faible n'excédant pas la trentaine de mètres. Il est toutefois probable que des accidents plus importants aient fonctionné dès cette époque ; en effet, l'opposition (faciès et épaisseur) entre bassin et haut fond à crinoïdes *[Bas, 1985]* implique des rejets notables pour les failles limitant les blocs principaux. Si de telles observations sont difficiles, ceci peut s'expliquer par une reprise ultérieure de certaines de ces fractures et l'impossibilité où l'on se trouve de séparer les rejets.

3°) La présence de fréquentes intercalations dans le Lias inférieur, celle de niveaux d'érosion et des indices de tectoniques synsédimentaires dans l'Hettangien et le Sinémurien témoignent de cette activité tectonique. Elle semble débuter dans un Hettangien plus ou moins élevé et se poursuit en partie dans le Sinémurien.

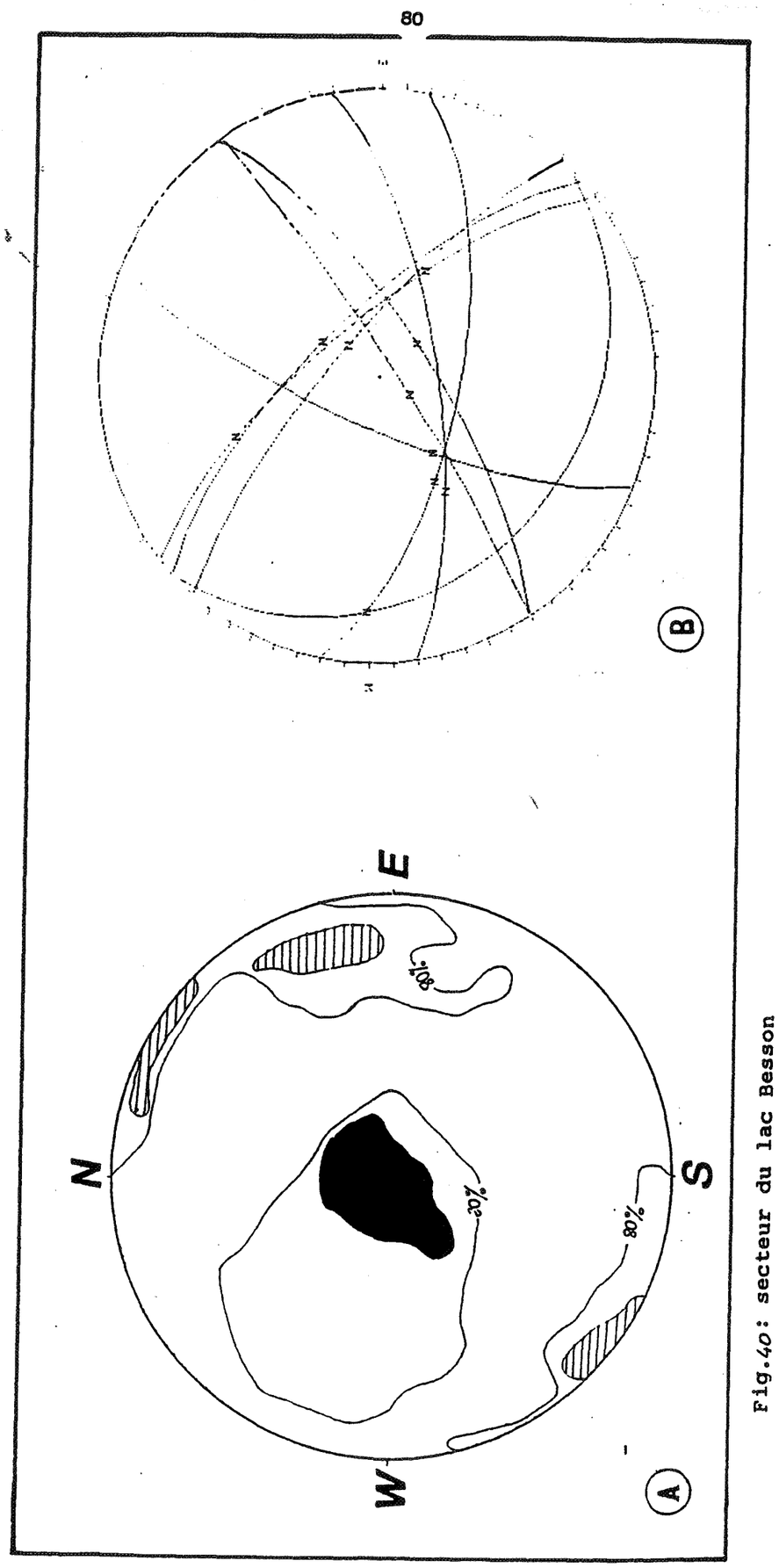


Fig.40: secteur du lac Besson
Extension NE-SW au Lias inf.
légende: voir fig.23

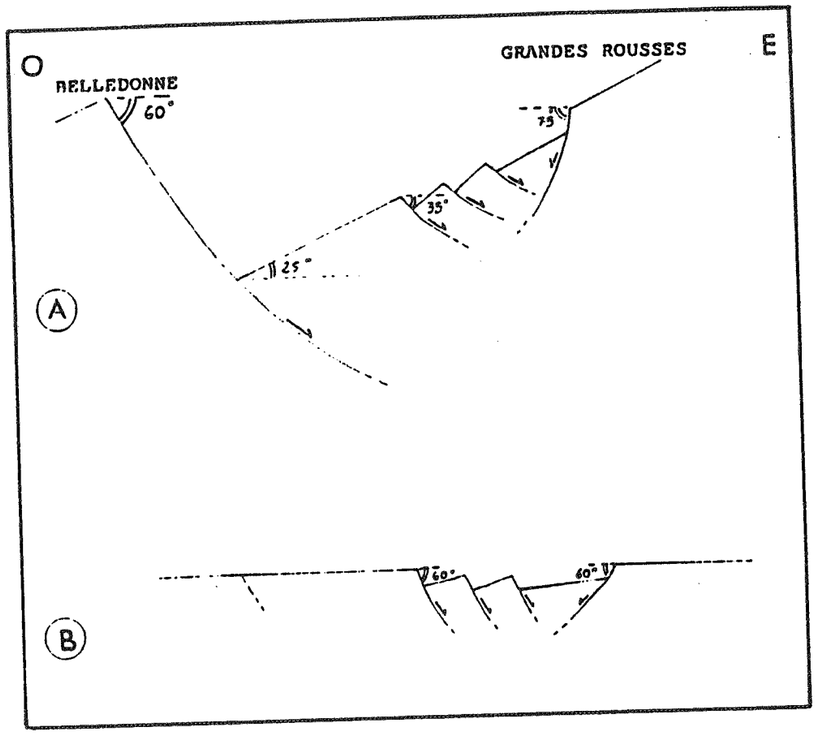


Fig.41: Les failles du secteur du lac Besson: des failles du Lias inferieur basculées au Lias superieur
A: état aprés le basculement du bloc Grandes-Rousses , influence sur le pendage des failles. (Jur.sup.)
B: état avant le basculement du bloc Grandes-Rousses, pendages initiaux de l'ordre de 60°. (Lias inf.)

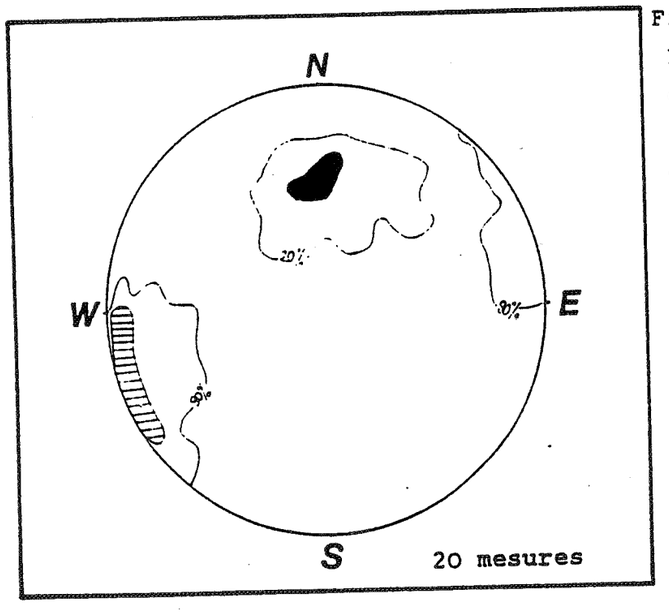


Fig.42 : secteur du lac Besson, Roche Noire extension NE-SW au Lias inf. , le basculement du σ1 est à relier à celui du bloc Grandes-Rousses au Lias sup.
Légende : voir Fig.23.

4°) Cet épisode tectonique s'accompagne d'un approfondissement des milieux de dépôts, les calcaires néritiques à l'Hettangien témoignant de l'ouverture vers un domaine marin franc, puis les calcaires hémipélagiques du Sinémurien témoignant d'un approfondissement net. Cet approfondissement est contemporain du basculement des petits blocs.

C - Autres structures attribuables à la phase du Lias inférieur

1°) Lac Besson et secteur de l'Alpe-d'Huez

Dans ce secteur, la direction d'extension NE-SW *(fig. 40 et 42)* peut être caractérisée en de nombreux points *(fig. C2)*, bien qu'il soit difficile de différencier les structures propres à cet épisode tectonique de celles attribuables au Lias supérieur. Il est probable que les accidents N-S, nombreux dans ce secteur, aient déjà fonctionné dès cette époque. Des arguments géométriques conduisent à considérer que ces failles ont fonctionné au début du Lias, précédant le basculement de l'ensemble du bloc des Grandes-Rousses au Lias supérieur. En effet, les failles normales à regard vers l'Est du secteur du Lac Besson ont un pendage actuel relativement faible (de l'ordre de 40° environ), alors que les failles normales à regard Ouest comme la faille occidentale des Petites-Rousses ont un pendage très fort (de l'ordre de 80° environ, *v.p. 127*).

Or les modèles tectoniques *[Anderson, 1951]* ou analogiques *[Faugère et al, 1986]* présentent toujours des failles normales conjuguées apparaissant avec des pendages de 60° environ. L'inclinaison actuelle de la surface du versant Ouest des Grandes-Rousses a été certainement peu accentuée durant les compressions alpines (une dizaine de degrés maximum), elle est donc en grande partie due à l'épisode mésozoïque, responsable du basculement du bloc.

Si l'on remet à l'horizontale la surface du versant Ouest des Grandes-Rousses, on retrouve des pendages de l'ordre de 60°, tant pour les failles du Lac Besson que pour celles des Petites-Rousses *(fig. 41)*.

Il y a donc des chances pour que ces failles soient apparues dès le Lias inférieur avant le basculement de l'ensemble de ce versant au Lias supérieur.

2°) Structure du ruisseau de la Chave

Sur le versant occidental du Rochail, au pied du Petit-Renaud, existe une structure intensément affectée par les épisodes compressifs alpins. Cependant, son origine peut être recherchée dans la tectonique

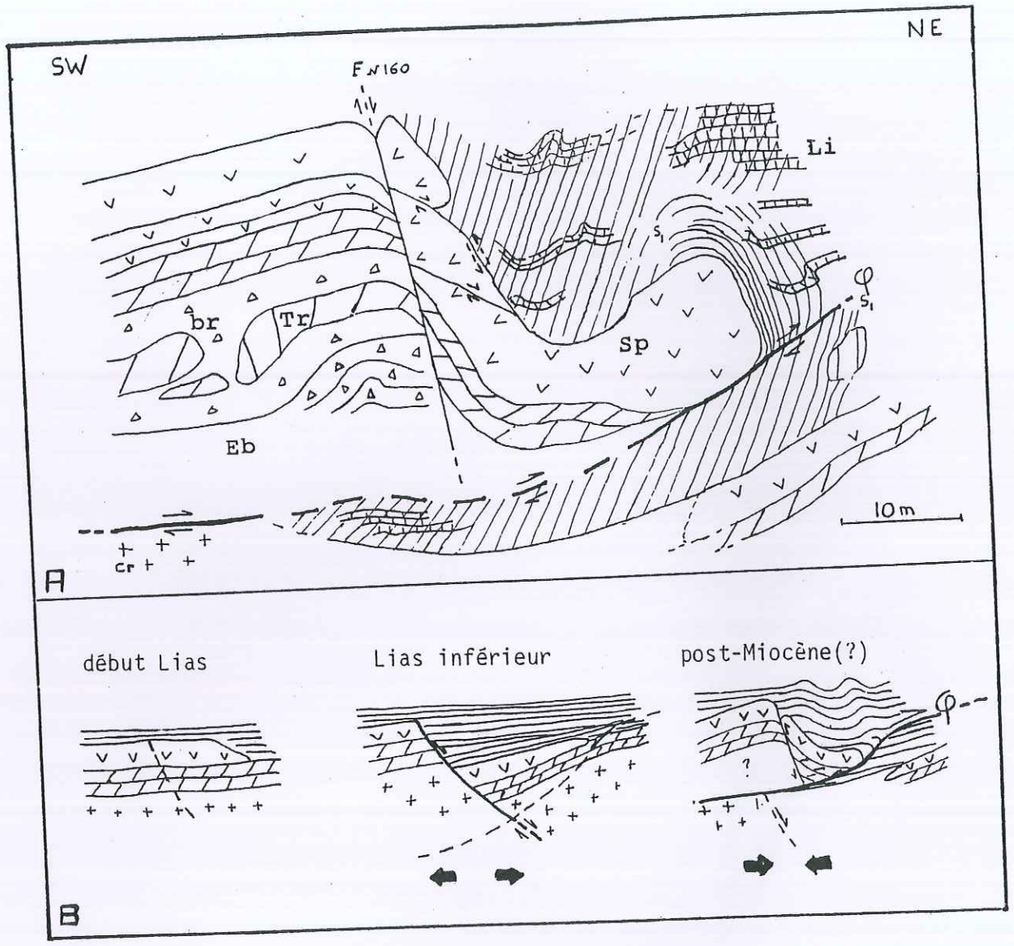


Fig . 43 : Structure du ruisseau de la Chave

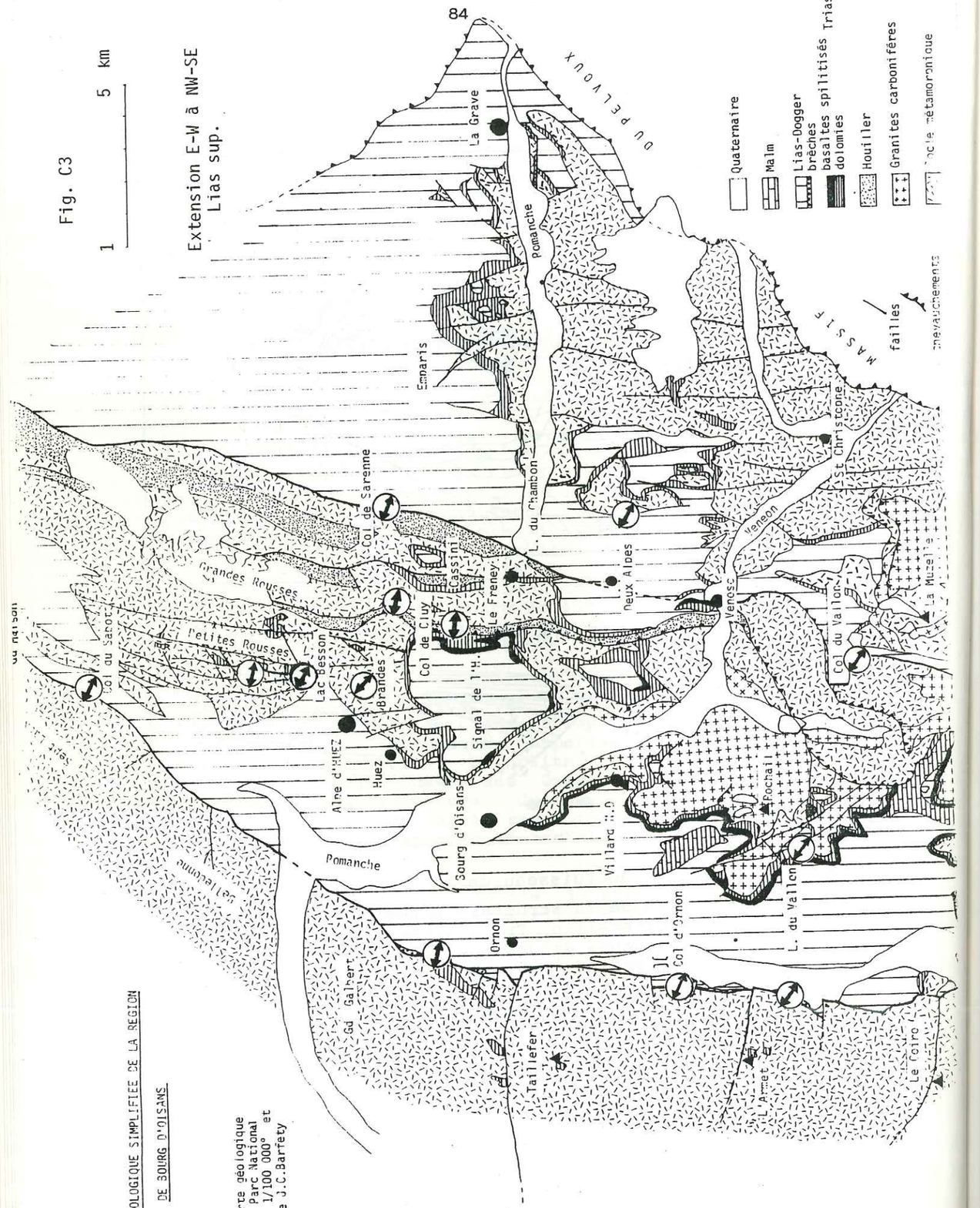
A: Schéma de la structure actuelle
Cr: cristallin, Tr: dolomies triasiques
br: brêches dolomitiques, Sp: basaltes spilitiques
Li: Lias inf., Eb: eboulis, Sl: schistisité,

B: reconstitution possible de la déformation depuis le début du Lias

Fig. C3

Extension E-W à NW-SE
Lias sup.

1 ——— 5 km



CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DE LA REGION DE BOURG D'OISANS

d'après la carte géologique simplifiée du Parc National des Ecrins au 1/100 000° et des relevés de J.C.Barfety (1985)

distensive du Lias inférieur. En effet, si l'on annule l'effet des compressions *(fig. 43)*, on peut reconstituer une faille normale de direction N160, à regard Est, délimitant un demi-graben comblé par les calcaires argileux du Lias inférieur.

Aucun indice microtectonique attribuable à la tectonique synsédimentaire ne subsiste et il n'est pas non plus possible de reconstruire une direction d'extension originelle. Cartographiquement, cet accident peut se raccorder à l'une des failles normales du secteur du Lac du Vallon décrit plus haut *[Pinto-Bull, 1984]*.

D - Conclusion

Les exemples ci-dessus montrent qu'il existe un épisode tectonique du Lias inférieur caractérisé par une extension NE-SW.

Cependant, la plupart des structures issues de cette tectonique a été reprise au cours de l'épisode ultérieur du Lias supérieur. En particulier les failles N-S ont pu fonctionner lors de deux périodes tectoniques. Egalement, les accidents N100 ont parfois été réemployés.

V - EXTENSION E.SE-W.NW DU LIAS SUPERIEUR (Fig. C3)

Cette direction d'extension est la plus fréquemment caractérisée dans la région de Bourg-d'Oisans. Elle correspond sur ce secteur de la marge téthysienne à la phase paroxysmale du rifting. Les manifestations de tectonique synsédimentaire en sont spectaculaires au pied de la faille du Col d'Ornon *[Barféty et Gidon, 1984]*. Cependant, d'autres exemples peuvent être observés.

A - Structures et indices de tectoniques synsédimentaires au Lias supérieur

1°) Affleurements au Sud du Col d'Ornon

a) La cascade du ruisseau du Buo, immédiatement au Sud du Col d'Ornon, présente une belle coupe dans le Lias supérieur "schisteux". Celui-ci contient des amas conglomératiques formés de boules de Lias calcaire, de panneaux plurimétriques de dolomies triasiques roussâtres et de gros blocs de basaltes spilitisés triasiques. Légèrement au Nord de cet affleurement, une lame de basalte de plusieurs centaines de mètres de longueur est interstratifiée dans le Lias supérieur à proximité du ruisseau du Buo.

b) Au Sud de l'échine cristalline du Sué, des coupes naturelles offrent de beaux affleurements d'intercalations détritiques interstratifiées dans le

Lias schisteux *[Fournier, 1985]*, daté ici du Toarcien supérieur *[Barféty et al, 1979]*.

Le bas du versant montre des interstratifications détritiques assez espacées de bancs conglomératiques grossiers mal classés dans le Lias schisteux (Toarcien). Les éléments décimétriques sont constitués de Lias calcaire, de dolomies, de spilites et de cristallin. Ces passées conglomératiques dans le Lias schisteux sont souvent soulignées par des surfaces de ravinements.

Plus haut, avec un pendage de plus en plus fort, ces conglomérats passent à une véritable brèche polygénique à éléments hétérométriques de Lias calcaire, de dolomies, de cristallin et de spilite. Le tout est cimenté par une matrice détritique plus fine *(photo D)*, *[Fournier, 1985]*.

Enfin, près de l'abrupt cristallin du Sué, des brèches plus grossières s'interstratifient entre des lames plurimétriques de cristallins et de dolomies triasiques. Cet ensemble repose en discordance angulaire sur le plan de faille (en "On Lap" : *Barféty et Gidon, 1984]*. Cet abrupt de faille correspond d'après BARFETY et GIDON *[1984]* à un plan satellite de la faille d'Ornon : la faille du Sué.

Ces deux affleurements situés au Sud du Col d'Ornon sont proches de la Chalp de Chantelouve, où existe un important amas d'olistolites. Les mesures effectuées sur le plan de faille et sur les plans satellites, tel que celui de la faille du Sué, permettent de reconstituer une direction d'extension E-W à E.SE-W.NW pour ces événements tectoniques du Lias supérieur.

2°) Col du Vallon

Dans ce secteur, existent également des indices de la tectonique du Lias supérieur. En effet, pour l'essentiel le détritisme est intercalé dans les schistes du Doméro-Toarcien *[Barféty et Gidon, 1981]*. La direction reconstituée pour cette phase donne une extension E.SE-W.NW *(fig. 44)*. En outre, au delà du col, sur le versant du Lauvitel, des accidents subméridiens à faibles rejets associés à des brèches *[Barféty et Gidon, 1981]* interstratifiées dans le Lias supérieur correspondent à des accidents satellites.

De même, la faille du Col de la Muzelle peut être considérée comme une ancienne faille normale à rejet important, séparant le bloc du Rochail - Lauvitel de celui de la Muzelle. En effet, sa prolongation méridionale est le linéament d'Aspres-Les-Corps *[Gidon et al, 1976]*, où des indices de tectonique synsédimentaire jurassique ont été mentionnés *[Gidon et Aprahamian, 1981]*. Elle représente également la prolongation méridionale de la faille orientale (ou interne) des Grandes-Rousses, où des olistolites dans le Lias

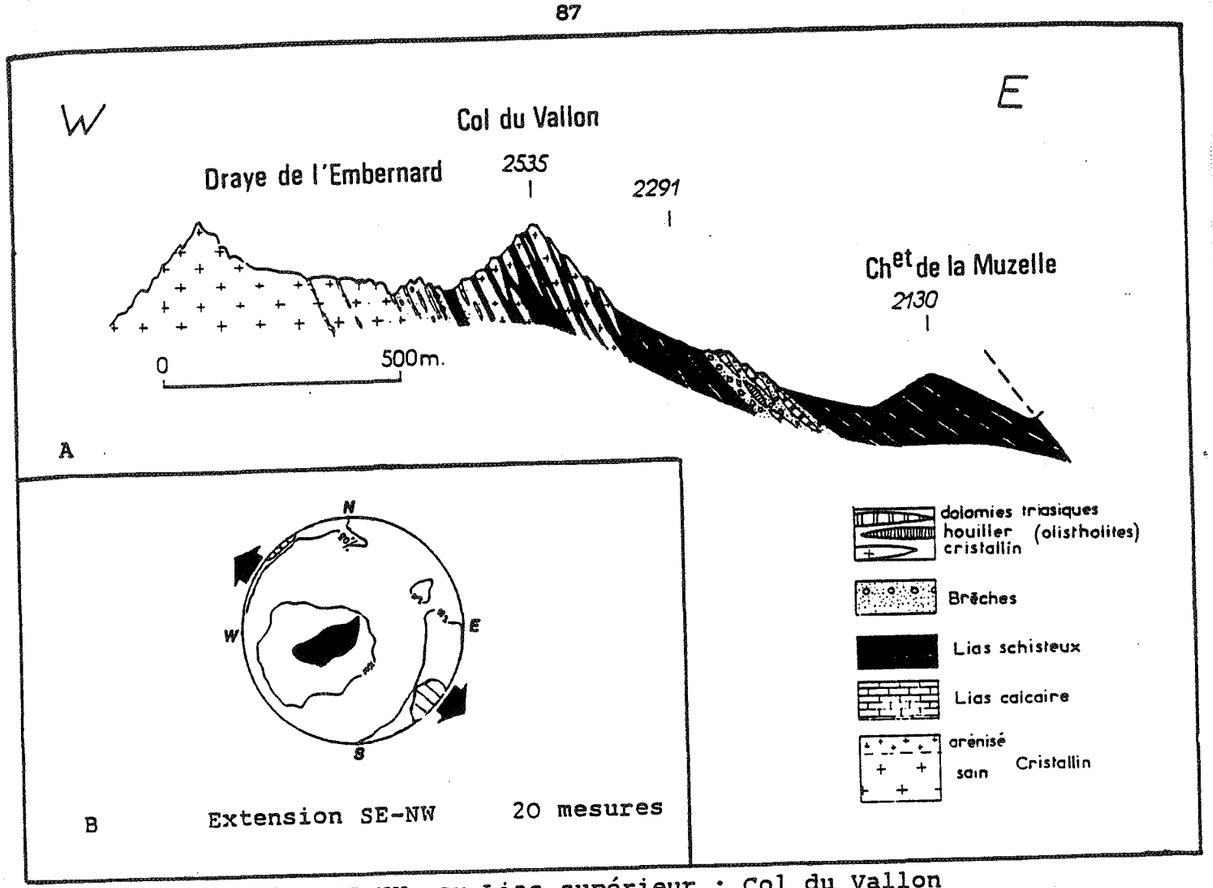
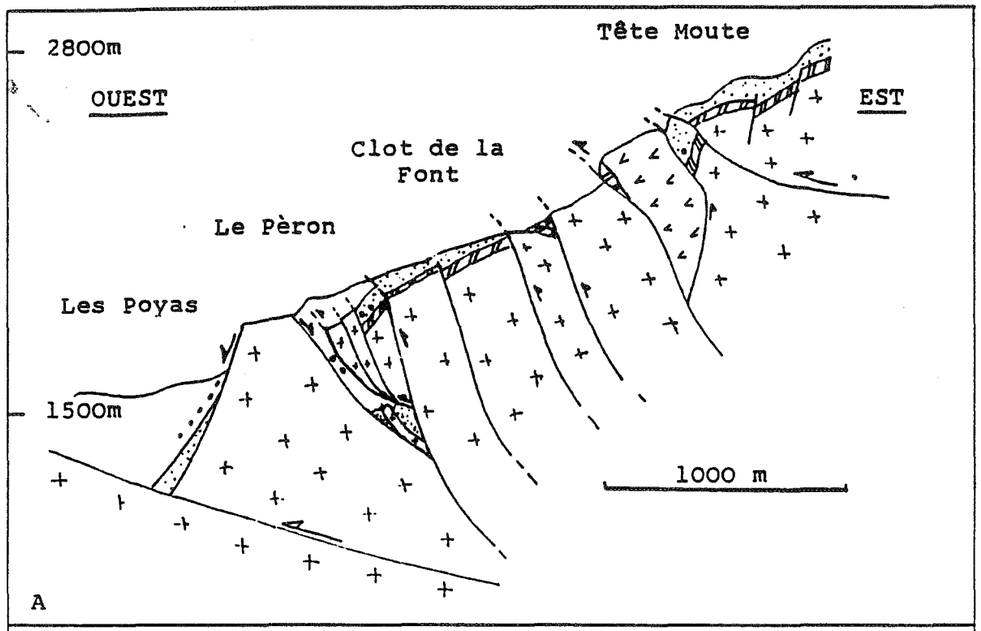


Fig.44: Extension SE-NW au Lias supérieur ; Col du Vallon
A: Coupe E-W dans la structure du Col du Vallon suivant l'axe d'allongement de la dépression sédimentaire, avec représentation de la topographie actuelle. (in Barfety et Gidon, 1981)
B: Axes principaux des contraintes (légende fig.23).



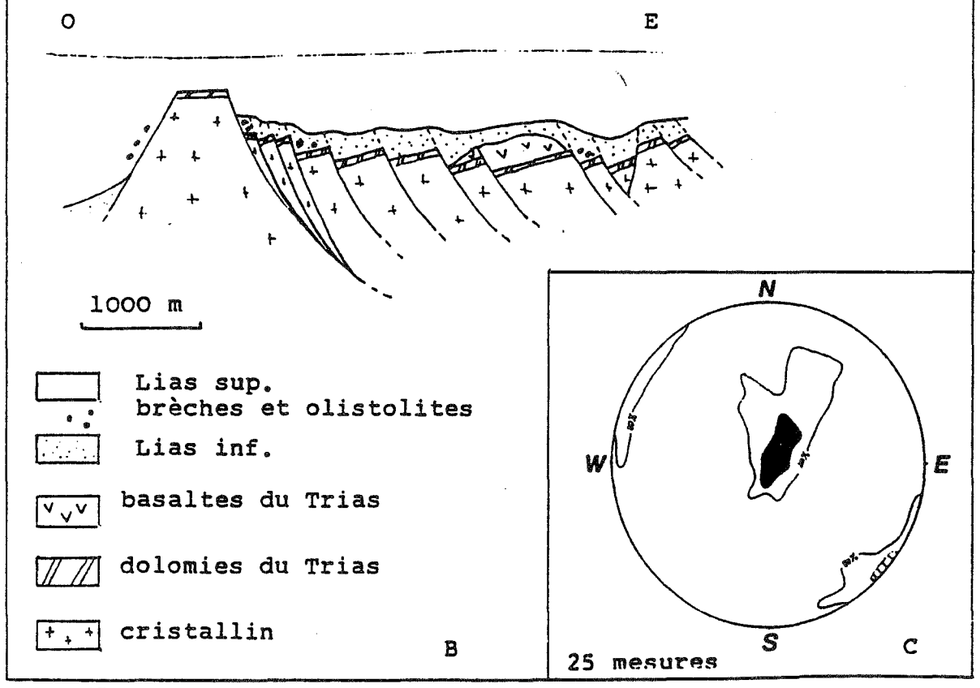


Fig. 45 : Coupe E-W dans la région des Deux Alpes.
A: état actuel
B: état probable au Lias supérieur
C: axes principaux des contraintes (voir légende fig.23)
Extension SE-NW au Lias Sup.
d'aprés Barfety et Gidon (1981), Gillchrist et al (in press) et nos observations.

supérieur ont été décrits *[Rudkiewicz et Vibert, 1982]*. Quelques affleurements de cristallin sur le versant oriental du Col du Vallon peuvent être interprétés comme jalonnant un ancien système de failles normales mineures subméridiennes à regard Est. Toutefois, les conditions d'affleurement ne permettent pas d'affirmer ici si les affleurements sont enracinés. Une autre interprétation possible consiste à les considérer comme des lames cristallines (olistolites) interstratifiées dans les calcaires argileux du Doméro-Toarcien *[Barféty et Gidon, 1981]*. Quoiqu'il en soit, ils impliquent une tectonique distensive au Lias supérieur. Enfin, la faille de Ser Barbier, déjà décrite lors des exemples de tectoniques distensives triasiques, a pu rejouer en faille décrochante sénestre au Lias supérieur, elle présente en effet (v.p. 67) des cannelures horizontales.

3°) Les deux-Alpes

Ce secteur a également été le siège d'une tectonique distensive polyphasée durant le Lias. Des brèches interstratifiées dans les calcaires du Lias inférieur et dans les "schistes" du Doméro-Toarcien *[Barféty et Gidon, 1981]* en sont les témoins. L'extension E.SE-W.NW a pu être individualisée *(fig. 45)*.

Ces anciennes failles normales N-S sont fortement réactivées lors des épisodes compressifs alpins *[Barféty et Gidon, 1981]* et *[Gillchrist et al, - à paraître -]* (fig. 45).

4°) Col de Sarenne, Croix de Cassini, faille orientale des Grandes-Rousses

Ce secteur a fait l'objet d'une étude détaillée de RUDKIEWICZ et VIBERT *[1982]*. Ils ont mis en évidence, le long de l'accident oriental des Grandes-Rousses (ou faille interne des Grandes-Rousses) orienté approximativement N-S, tout un chapelet d'écailles cristallines interprétées comme des olistolites interstratifiées dans les terrains du Lias supérieur. Des mesures effectuées au Col de Sarenne, à proximité de cet accident majeur, révèlent une extension orientée W.NW-E.SE, *(fig. 47)* associée à ces phénomènes tectono-sédimentaires. D'autre part, à proximité d'un accident satellite N-S passant par le Col de Grange-Pelorce *[Rudkiewicz et Vibert, 1982]* existent des filons sédimentaires dans le socle de la Croix de Cassini. Le remplissage sédimentaire est attribué au Lias supérieur par analogie de faciès.

5°) Col du Sabot

Le Col du Sabot est situé sur la prolongation septentrionale de la faille du Col d'Ornon. Il sépare la vallée de Vaujany de celle de l'Eau d'Olle au niveau de Grand-Maison. Une direction d'extension NW-SE est

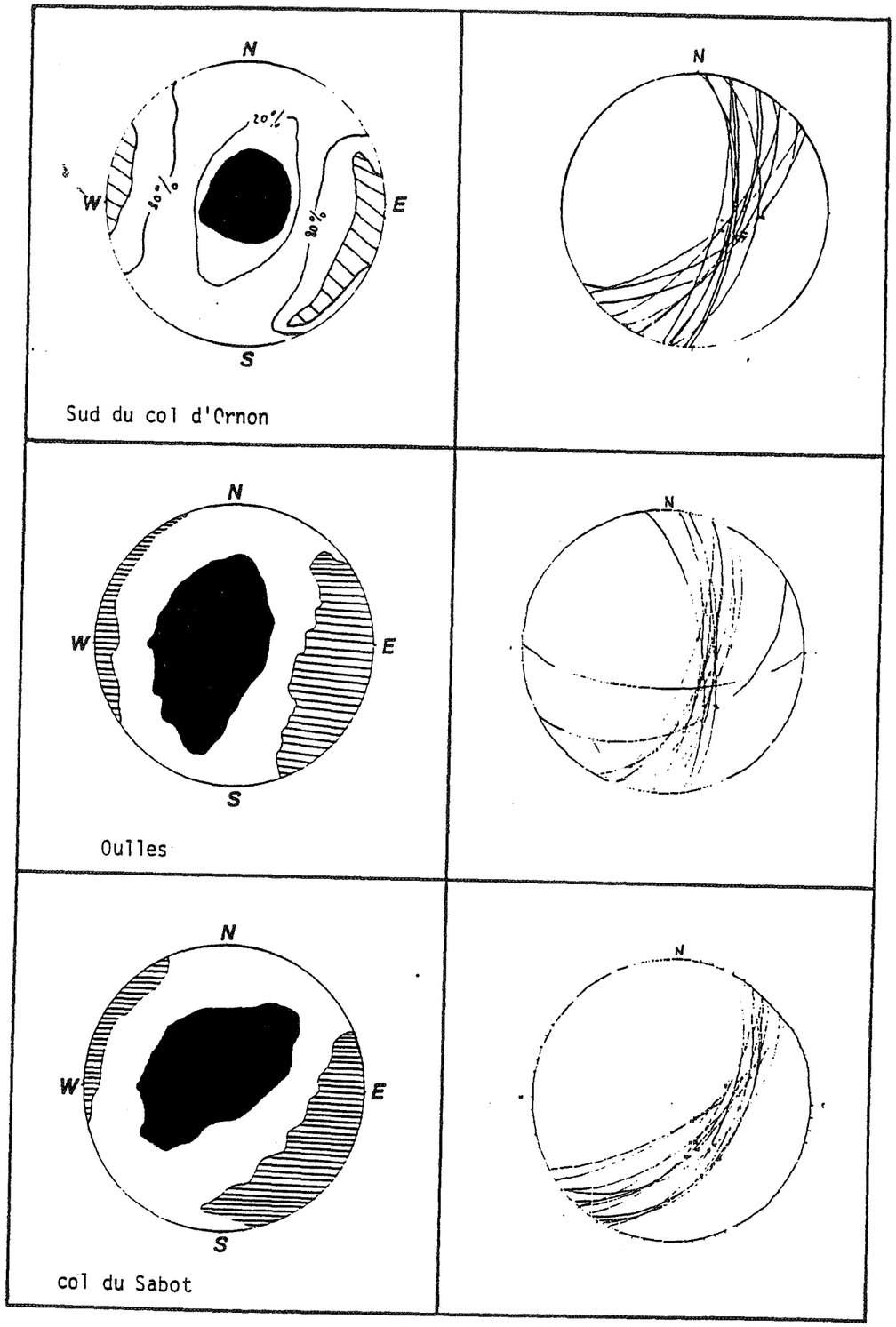


Fig.46 : Extension ESE-WNW à SE-NW au Lias supérieur sur trois secteur échelonnés du Sud vers le Nord le long de la faille du col d'Ornon. Axes principaux des contraintes et traces cyclographiques et stries des plans de faille

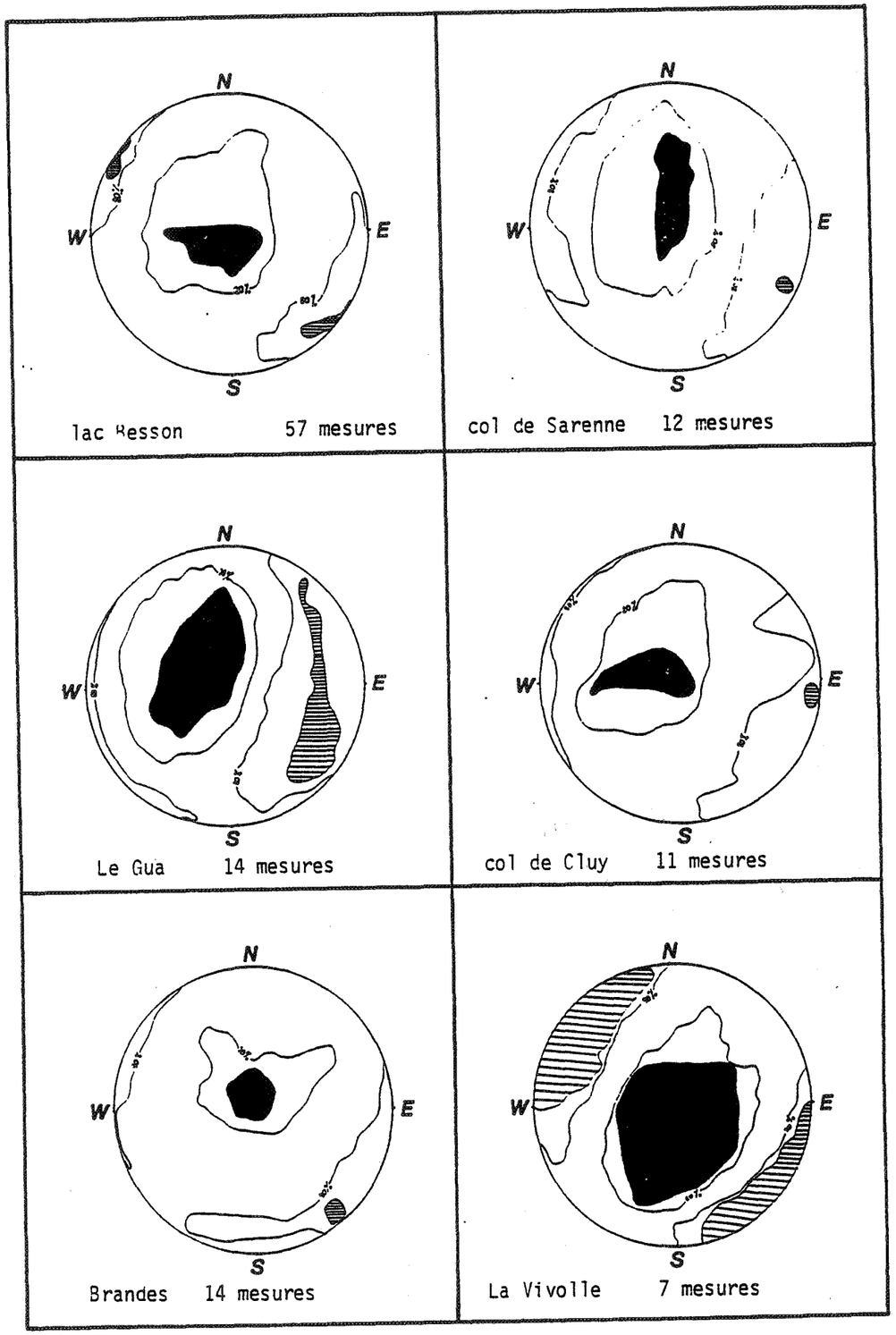


Fig.47: Extension E-SE - W-NW à SE-NW au Lias Supérieur
axes principaux des contraintes

individualisée *(fig. 46)*. Dans ce secteur, la faille du Col d'Ornon a une orientation NE-SW. Sur la carte de Vizille au 1/50 000° *[Barféty et Debelmas, 1972]* sont représentés des affleurements triasiques le long du plan de faille à l'Ouest de Vaujany. Il s'agit ici de brèches à éléments principalement dolomitiques interstratifiées dans le Lias supérieur (Toarcien) qui confirment le jeu de la faille du Col d'Ornon dans ce secteur à cette époque.

6°) Secteur de l'Alpe-d'Huez et du Lac Besson

Plusieurs sites de mesures ont été effectués dans ce secteur *(fig. 47)* ; au Lac Besson, sur la faille du Lac Blanc dans les Petites-Rousses et sur les failles de Brandes. Une extension orientée E.SE-W.NW à SE-NW est bien représentée dans tout ce secteur. Aussi, nous pensons que tout ce système distensif résulte de la phase du Lias supérieur.

Les fractures sont orientées entre N-S et N30 dans les secteurs les plus septentrionaux. L'importance des rejets est très variable, métrique à décamétrique au Lac Besson, hectométrique pour la faille du Lac Blanc et la faille occidentale des Petites-Rousses. Il est possible toutefois qu'une partie des accidents N-S soit déjà apparue dès le Lias inférieur sous un régime extensif orienté NE-SW.

B - Caractéristiques principales de la tectonique distensive du Lias supérieur

1°) La tectonique du Lias supérieur est contrôlée par une extension orientée approximativement W.NW-E.SE à NW-SE.

2°) Les failles impliquées ont un jeu normal et sont de directions variant de N-S à NE-SW. Le rejet vertical des accidents majeurs dépasse le millier de mètres. Toutefois, il existe aussi des failles normales à rejet plus faible, métrique à hectométrique. La plupart des failles ont un regard Est synthétique de la marge, quelques-unes ont un regard Ouest (antithétique).

3°) Les failles orientées E.NE-W.SW et W.NW-E.SE ont été sollicitées en décrochement, mais elles l'ont été également lors des compressions alpines et il est difficile de séparer les deux mouvements.

4°) Cet épisode correspond à la phase parosysmale du rifting sur cette portion de la marge européenne de la Téthys Ligure. A cette époque s'individualisent les grands blocs basculés plurikilométriques (Belledonne - Taillefer et Grandes-Rousses - Rochail).

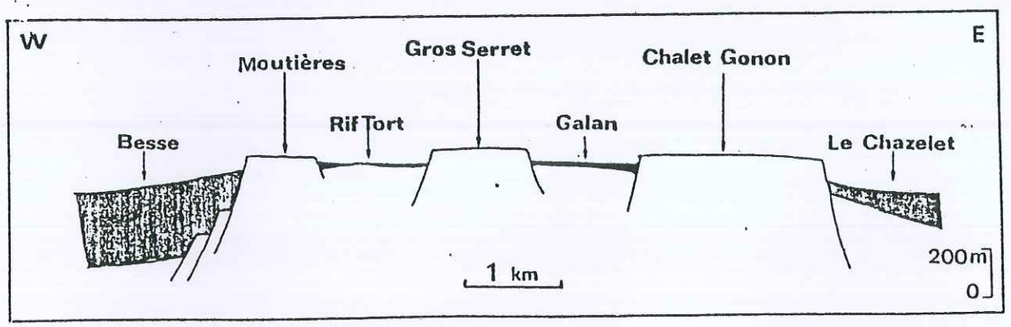


Fig.48 : Le Plateau d'Emparis : Un paléorelief au cours du Domero-Toarcien.

Blanc: socle cristallin + Trias + Lias inf.

Noir: Domero-Toarcien

(Trift,1983)

5°) Un approfondissement notable se traduit par une sédimentation pélagique au Toarcien, avec d'importantes variations de faciès, témoignant de l'opposition entre domaines de bassin et hauts-fonds induits par le basculement des mégablocs, ainsi que par un développement du détritisme.

6°) A cette époque s'individualisent les grandes structures mésozoïques et donc les différents domaines paléogéographiques. Cette tectonique distensive W.NW-E.SE du Lias supérieur est donc responsable des grandes structures de la région de Bourg-d'Oisans.

VI - LE PROBLEME DU PLATEAU D'EMPARIS

Le plateau d'Emparis appartient, avec le secteur du Mont de Lans (rive gauche de la Romanche), à un bloc plus interne que celui des Grandes-Rousses. Sa structure actuelle résulte de la reprise en compression d'un horst mésozoïque *[Trift, 1983 ; Lemoine, 1984]*. Des failles normales subméridiennes bien visibles sur la terminaison méridionale dominant la vallée de la Romanche affectent le plateau en déterminant des panneaux plus ou moins affaissés *(fig. 48)*. TRIFT *[1983]* a étudié en détail ce plateau et signale de nombreuses brèches et olistolites interstratifiées dans les dépôts liasiques. Toutefois, que ce soit sur le plateau lui-même ou sur son flanc Sud surplombant la Romanche, seule la direction d'extension NE-SW, caractéristique du Lias inférieur, a pu être mise en évidence.

On peut donc se demander si sur le plateau d'Emparis, les effets de la tectonique du Lias inférieur sont bien seuls représentés ou bien si la forme en horst, différente des blocs basculés voisins (Grandes-Rousses - Rochail ; Belledonne - Taillefer), n'est pas l'origine de ce qui ne serait qu'une pseudo-anomalie.

Il est possible d'envisager que ce bloc d'Emparis se soit structuré pendant le Lias inférieur suivant une dynamique analogue à celle proposée pour la région de Bourg-d'Oisans (v.p. 99). En effet, les accidents montrent deux directions principales N160 et N100 compatibles avec une extension NE-SW *(fig. 37 et 39)*. Au Lias supérieur par contre ce domaine se serait comporté en zone haute, comme en témoigne la réduction des séries doméro-toarciennes. Il n'aurait pas fonctionné comme un bloc basculé et se serait comporté comme un bloc rigide, les bordures ayant absorbé l'essentiel de la déformation. En effet, l'extension W.NW-E.SE du Lias supérieur est reconstituée sur la bordure orientale des Grandes-Rousses, le long de l'accident majeur séparant le bloc des Grandes-Rousses de celui d'Emparis (v.p. 91).

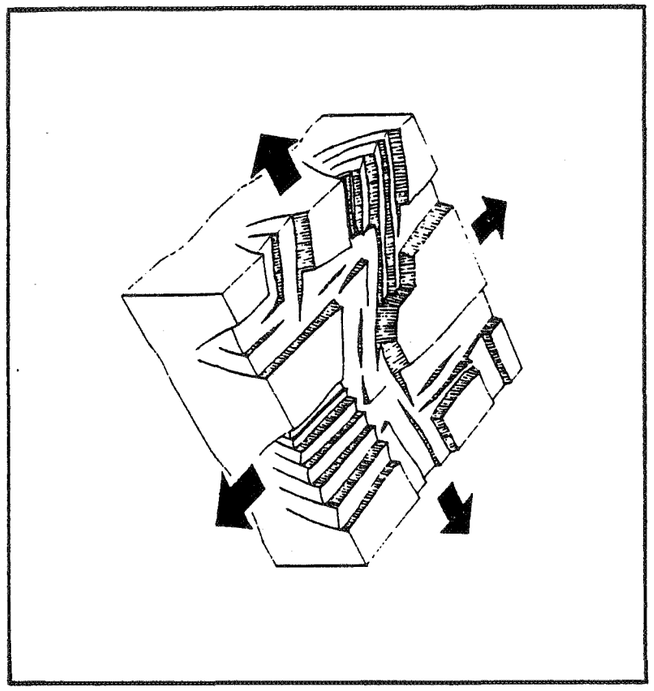


Fig.49: Modèle d'extension multidirectionnelle d'après Angelier et Bergerat (1983)

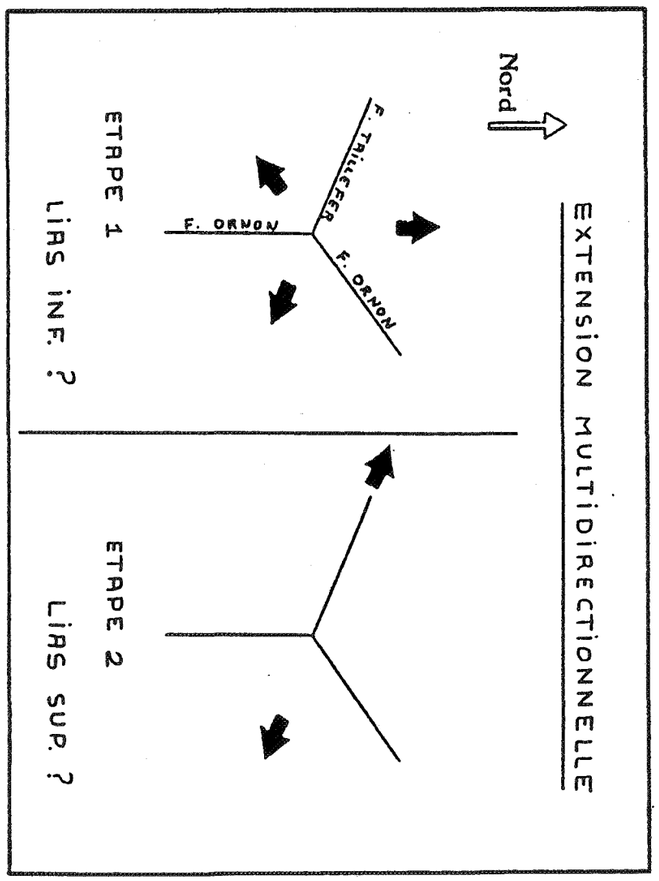


Fig.50: Application d'une extension multidirectionnelle à la région de Bourg d'Oisans durant le Lias inferieur. Dans cette hypothèse la faille du Taillefer et les deux segments (Nord et Sud) de la faille d'Ornon fonctionneraient en failles normales simultanément. Au Lias supérieur seule l'extension ESE-WNW prédomine.

D'autre part, si les séries du Lias supérieur sont très réduites sur le plateau lui-même, les bordures correspondaient à cette époque à deux dépressions (Besse et le Chazelet) *[Trift, 1983]*, où les sédiments se sont accumulés sur des épaisseurs plus fortes. Ceci implique bien que le bloc d'Emparis soit resté une zone relativement haute et stable au Lias supérieur par rapport à ces bordures, alors qu'au Lias inférieur, ce secteur ne présente pas un comportement différent de celui des régions voisines. Enfin, les olistolites du Rif Tort et de Galan *[Trift, 1983]* proviennent des zones où le socle était à nu. Ainsi, il est donc possible que certains secteurs émergeaient au Doméro-Toarcien.

Ainsi, l'essentiel de la structuration du plateau d'Emparis s'est effectué au Lias inférieur. Nous verrons au chapitre comment sont possibles, suivant un tel modèle, les relations géométriques entre les Grandes-Rousses et le plateau d'Emparis.

VII - INTERPRETATION

Ces trois directions d'extension N-S, NE-SW et E.SE-W.NW sont reconnues en de nombreux secteurs, soit isolées (Rochers d'Armentier, Lac du Vallon), soit superposées. Souvent sur une même coupe ce sont des épisodes brèchiques successifs dans des niveaux sédimentaires différents qui témoignent de la superposition en un même lieu de ces événements distensifs. Les affleurements des Deux-Alpes et du Col du Vallon (**fig . 51bis**) en sont des exemples remarquables *[Barféty et Gidon, 1981]*, où se superposent les extensions NE-SW et E.SE-W.NW . Ainsi, dans la mesure où ces événements sont bien successifs, une hypothèse d'extension multidirectionnelle triasico-liasique *(fig. 50)*, analogue au modèle d'ANGELIER et BERGERAT *[1983] ; (fig. 49)*, ne permet pas d'expliquer le début du rifting dans la région de Bourg-d'Oisans. Il en résulte que la direction d'extension a dû varier durant le rifting par rapport aux massifs avoisinant Bourg-d'Oisans. Il est difficile d'envisager une rotation externe dextre de ces blocs de l'ordre de 70° (de N50 à N120 entre le Lias inférieur et le Lias supérieur) où de 120° (N-S au Trias à N120 au Lias supérieur) par rapport à une direction d'extension constante. De ce fait, il faut considérer que c'est bien la direction d'extension qui a tourné au cours du temps et non les blocs. Deux interprétations sont a priori possible :

1°) <u>Double changement général de la direction d'extension</u>

Une extension unidirectionnelle aurait tourné deux fois au cours du rifting. Le changement de la direction

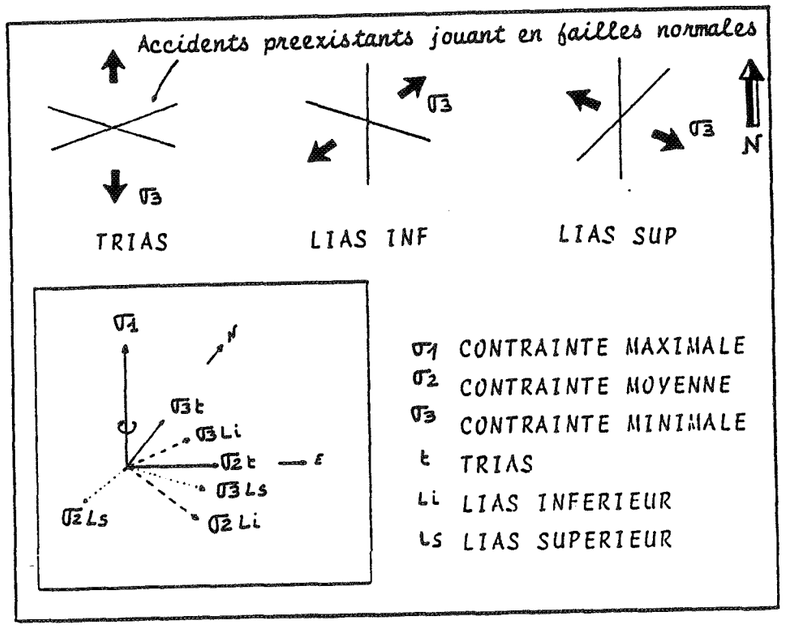


Fig.51 : Variation des champs de contraintes du Trias au Lias supérieur.
(dans l'hypothése d'une rotation de la direction de l'extension durant le Lias)

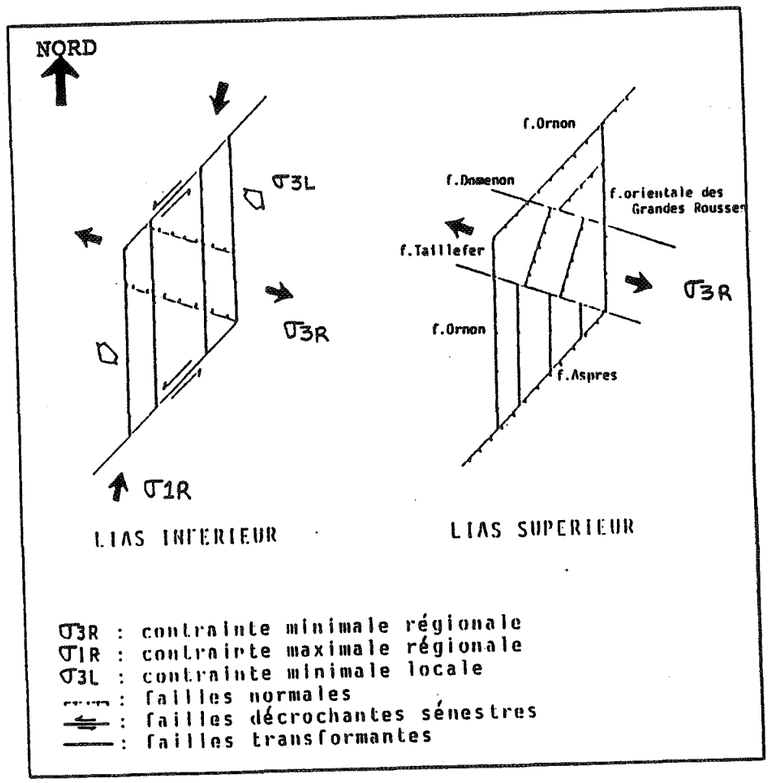
LOCALISATION DES STATIONS	N°	Tectonique TRIAS	Tectonique LIAS. inf.	Tectonique LIAS. sup.
DEUX ALPES	18		br, d.e	br, d.e
COL DU VALLON	34	Ser Barbier Géo, sili.	br, d.e	br, d.e
F. COL D'ORNON	25 26 27	Taillefer Géo, d.e	Grenoniére Olisto. d.e	CHALP Olisto. br. d.e
LA VIVOLLE	30		Tecto. s.s. d.e	d.e
LAC BESSON	5	Géo., d.e	Géo., d.e	Géo., d.e

FIG. 51 bis :
Exemples de structures ou de sites polyphasés dans la région de Bourg d'Oisans durant les épisodes distensifs mésozoïques.
Critéres spécifiques de chaque phase : br. brêches; Olisto. olistolites; Tecto.s.s. tectonique synsédimentaire; Sili. silicifications; d.e. diréction d'extension; Géo. géométrie des structures
N° : voir p. 49

d'extension s'effectue selon une rotation en sens horaire durant le Trias-Lias *(fig. 51)*. L'orientation de l'extension est d'abord N-S au Trias, puis elle passe au NE-SW au Lias inférieur et ensuite à E.SE-W.NW au Lias supérieur. Le changement peut s'expliquer par une rotation des contraintes minimales σ3 et moyenne σ2 autour d'un axe de révolution confondu avec la contrainte maximale σ1 *(fig. 51)*. Ceci est d'autant plus aisé que la différence entre les valeurs de σ3 et de σ2 est faible. Ces variations du champs de contrainte pourraient se rattacher aux mouvements globaux entre plaques européenne et apulo-africaine, phénomènes régissant à la fois l'ouverture de l'Atlantique central et celle de la Téthys Ligure par l'intermédiaire de grands accidents transformants *[Lemoine, 1984]*. Les reconstitutions paléogéographiques du domaine téthysien entre le Pliensbachien et le Jurassique supérieur *[Dercourt et al*, 1985] suggèrent des modifications dans le fonctionnement des segments de dorsales et des transformantes dans l'Atlantique central. Les grands bassins sédimentaires français montrent un changement du régime tectonique extensif au cours du Mésozoïque. Les études récentes de la subsidence *[Brunet, 1986]* mentionnent la succession d'une extension N-S au Trias, puis NW-SE au Lias supérieur. Celles-ci ont contrôlé la subsidence du Bassin Parisien, celle du Bassin d'Aquitaine et celle du Bassin du Sud-Est. Les résultats obtenus dans la région de Bourg-d'Oisans sont en accord avec ces données et en particulier avec les directions reconstituées pour le Trias et le Lias supérieur. Il y a bien eu, entre ces deux périodes, un changement de direction dans un régime tectonique extensif, et ce aussi bien à l'échelle des grands bassins français qu'à celle des massifs cristallins dauphinois. En particulier la direction d'extension E.SE-W.NW à SE-NW au Lias supérieur est en bon accord avec les modèles d'évolution de ce secteur de la marge téthysienne, représenté par les massifs cristallins externes proposés par LEMOINE *[1984]*. Or, les modèles ci-dessus n'impliquent pas l'existence d'une phase différente au Lias inférieur et au Lias supérieur. Cela peut résulter de ce que l'analyse n'est à ce jour pas encore suffisamment détaillée à ce niveau et donc que cette phase, bien qu'existante, n'est pas encore mise en évidence dans les bassins de Paris et d'Aquitaine. Une autre possibilité serait que cette phase représente une phase autonome localisée au seul Sud-Est.

En effet, des reconstitutions paléogéographiques au début du Lias inférieur dans le Sud-Est de la France montrent que des lignes de changement de faciès durant l'Hettangien sont de direction E-W à E.SE-W.NW. Ceci est vérifié aussi bien sur l'ensemble des massifs cristallins externes *[Barféty, 1985]*, que dans les Alpes maritimes *[Dardeau, 1983]* et sur la bordure orientale du Massif Central *[Dumont, 1986 ; Elmi, 1985]*.

Fig.52: Hypothèse d'une variation locale du champ de contrainte à l'intérieur d'un système décrochant orienté NE-SW pendant le Lias inferieur. Au Lias supérieur le régime est en extension pure et favorise le basculement des blocs plurikilométriques



050 030838 0

2°) Déviation locale de la direction d'extension au Lias inférieur

Dans cette hypothèse, l'épisode triasique demeure une phase tectonique indépendante. Par contre, des régimes tectoniques assez peu différents ont pu caractériser le Lias inférieur et le Lias supérieur. En effet, on peut admettre une rotation de 90°de la contrainte σ1 entre ces deux phases ; le trièdre des axes de contrainte n'aurait donc pas changé entre le Lias inférieur et le Lias supérieur. Il est donc possible d'envisager un système où le tièdre ne change pas et où une simple permutation des contrainte σ1 et σ2 s'effectue par rotation autour d'un axe σ3 constant durant les deux épisodes tectoniques. La direction d'allongement NE-SW, caractéristique du Lias inférieur dans la région de Bourg-d'Oisans s'expliquerait par une déviation locale. Ceci implique qu'au Lias inférieur le régime ait été à dominante décrochante *(fig. 52)*.

En effet, dans un régime décrochant permettant le jeu sénestre d'accidents NE-SW (σ1 horizontale d'orientation N20-30 σ3 horizontale d'orientation N110-120), l'existence de relais en transtension ou bassins losangiques, à l'intérieur desquels les contraintes sont réorientées, permettrait d'expliquer une extension parallèle aux accidents décrochants NE-SW *(fig.52)*. A l'intérieur de ces systèmes, les accidents N120 à N-S ont pu fonctionner avec une composante normale importante. Au Lias supérieur, le régime tectonique général deviendrait essentiellement distensif par permutation des contraintes σ1 et σ2. Ainsi débuterait la phase paroxysmale de basculement des grands blocs cristallins dauphinois *(fig. 52 et 55)*. Dans la région de Bourg-d'Oisans, il est toutefois difficile de caractériser des accidents à jeu décrochant d'âge liasique, car les compressions alpines ont précisément superposé des jeux décrochants. Divers arguments indirects peuvent être invoqués en faveur de cette hypothèse.

a) La forme générale losangique du bassin de Bourg-d'Oisans peut en effet s'expliquer ici comme une géométrie héritée du Lias inférieur *(fig. 8 et 52)*. Le bassin est limité par un système d'accidents que l'on peut schématiser par deux accidents sécants au Nord et au Sud :

- au Nord, le tronçon NE-SW de la faille d'Ornon et la faille orientale des Grandes-Rousses N-S,

- au Sud, le tronçon N-S de la faille d'Ornon et la faille NE-SW d'Aspres-Les-Corps,

[Gidon et al, 1976 ; Arnaud et al, 1978].

b) Les accidents NE-SW responsables par leur fonctionnement décrochant sénestre de la déviation de la direction d'extension du Lias inférieur, représentent en effet une direction préexistante tardi-hercynienne, ainsi d'ailleurs que les autres directions (subméridiennes et E.SE-W.NW) ; il s'agit des directions cévenoles et varisques *[Arthaud et Matte, 1975 ; Arnaud et al, 1978 ; Debelmas, 1986]*. L'existence de ces structures anciennes est un élément favorable à l'apparition de relais en transtension.

c) L'étude des dykes de basaltes dans le Massif du Pelvoux a permis de mettre en évidence deux groupes de directions de filons : N160-180 et N10-30 *[Buffet et Aumaftre, 1979 ; Adline,1982 ; Laurent, communication orale]*. Ces directions sont incompatibles avec l'extension N-S du Trias. La mise en place de ces filons implique un changement de régime tectonique entre le Trias supérieur et le début du Lias. BUFFET et AUMAITRE *[1979]* proposent d'interpréter ces dykes comme des remplissages de fentes de tension apparues dans un système en décrochement sénestre orienté N50 *(fig. 53)*. Ce système décrochant est identique à celui proposé ici pour le Lias inférieur *(fig. 53)*. Les émissions volcaniques intercalées à l'extrême sommet des sédiments triasiques correspondraient déjà du point de vue tectonique, au régime du Lias inférieur. Dans ces conditions, le système de contraintes aurait tourné au sommet du Trias.

Expérimentalement, il a été montré *[Gamond, 1985]* que dans un régime décrochant, et avec un matériau à comportement fragile, les fentes de tension apparaissent précocement : Les dykes volcaniques, représentant ces fentes de tension, caractériseraient donc un stade précoce du système décrochant *[Lameyre et al, 1983]* qui rapidement donne naissance au système en transtension. Dans la région de Bourg-d'Oisans, l'apparition du système en transtension s'accompagne de l'arrêt des émissions de basaltes.

d) Enfin, pour mémoire, on peut citer quelques exemples, à travers le monde, de structures actuellles analogues de bassins en transtension ou en pull-apart :

- La dépression de Glynnwye, le long de la faille dextre de Hope, en Nouvelle-Zélande *[Clayton, 1966]*.

- La dépression de Mesquite Lake, en Californie, entre des failles majeures N.NW-S.SE dextres d'Imperial Valley *[Segall et Pollard, 1980]*.

- Le Golf d'Elat et la Mer Morte, le long de la faille sénestre du Jourdain *[Garfunkel et al, 1981]*.

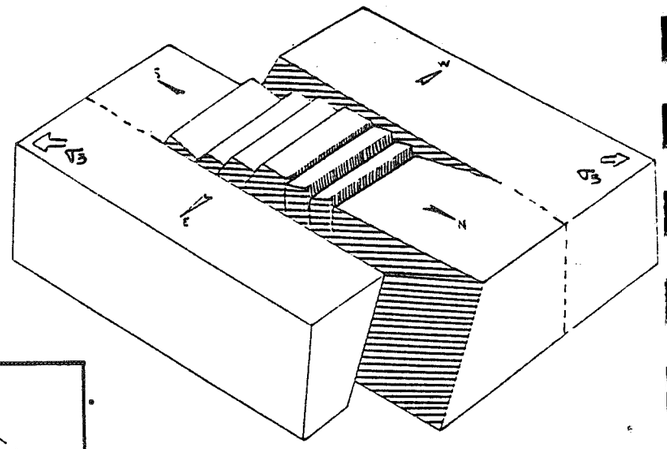
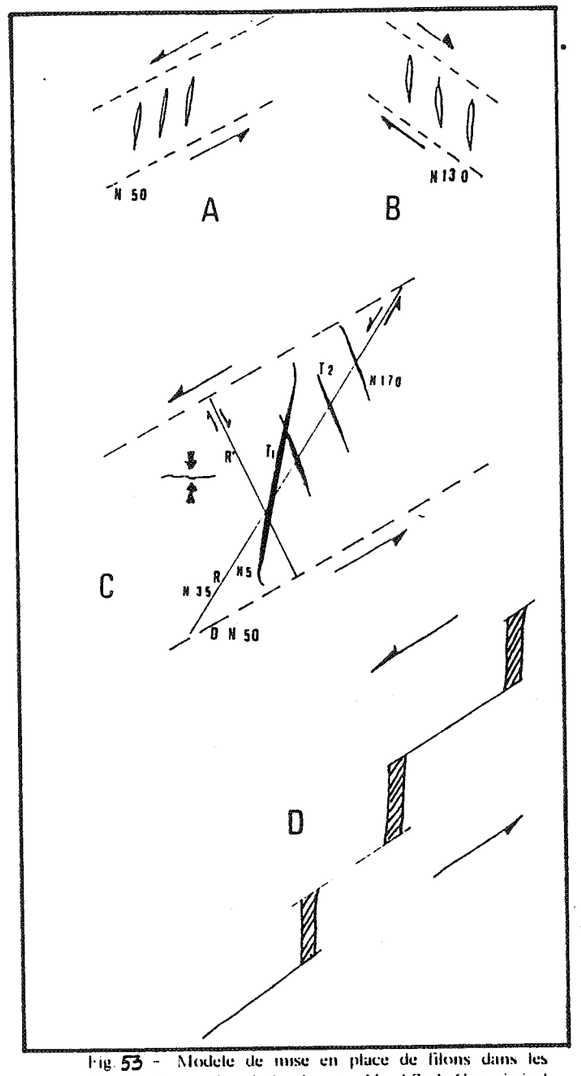


Fig.54 : Modéle d'extension unidirectionnelle oblique par rapport aux structures appliqué à la nappe de Peyre Haute dans le Briançonnais. (géometrie des assises noriennes)
d'apres Delorme et Richez (1984)



in Buffet et Aumaitre (1979)

Fig. 53 - Modele de mise en place de filons dans les fissures d'extension à dominantes Nord-Sud. C'as général correspondant à un sytème de décrochements sénestre N 50 (A) ou dextre N 130 (B). En C la figure plus complète interprete les entrecroisements de filons entre les fissures de tension d'ordre 1 (T 1) et les fissures d'ordre 2 (T 2) induites du décrochement secondaire ou faille de Riedel (R). En D fonctionnement continu d'un système de decrochements relayé par des fissures de tension, laissant une véritable ouverture pour l'ascension de magma.

- Le graben mygdonien , au Nord de la Grèce, où l'étude sismologique aboutit à l'interprétation d'un bassin en décrochement *[Hatzfeld et al, 1987]*.

3°) <u>Indices d'une phase de décrochement liasique en d'autres points des Alpes occidentales et dans leur voisinage</u>

Des indices en faveur de l'existence d'une phase de décrochement au Lias inférieur existent soit dans les Alpes, soit dans leur voisinage.

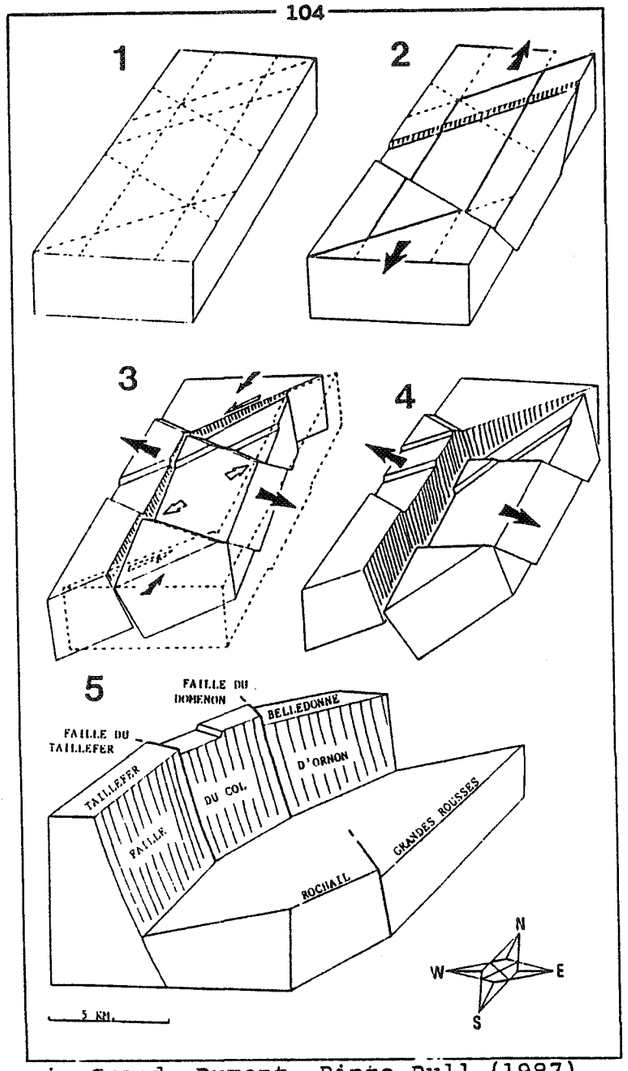
a) ELMI *[1985]* propose un schéma paléogéographique de la bordure ardéchoise pour le Lias inférieur, où une série de petits bassins losangiques sont disposés en échelon le long du faisceau d'accidents cévenols. Ces bassins, limités par des paléoaccidents N-S et NE-SW, représentent donc un système paléostructural analogue à celui proposé ci-dessus.

b) Dans le Briançonnais de Vanoise, JAILLARD et AL *[1986]* mentionnent l'existence de stries en décrochements et proposent une reconstitution paléogéographique, où les séries liasiques de l'unité de la Grande-Motte représentent le remplissage sédimentaire d'un bassin en Pull-apart. Cette structure aurait pu fonctionner dès le Lias inférieur.

c) DELORME et RICHEZ *[1984]* utilisent un modèle d'extension unidirectionnelle oblique aux structures *[Angelier et Bergerat, 1983]*, *(fig. 54)*, pour expliquer la géométrie des blocs limités par des failles normales des assises noriennes de la nappe de Peyre Haute en Domaine Briançonnais. L'obliquité de l'extension SE-NW par rapport aux structures implique un jeu à forte composante décrochante relative sur la famille de failles N-S et une distribution des paléocontraintes faisant fonctionner en faille normale les accidents N110. Le découpage en grandes lanières N-S de largeur kilométrique et à forte composante décrochante ainsi obtenu est un modèle proche de celui proposé ci-dessus.

d) Dans les unités Piémontaises, DUMONT et AL *[1985]* mentionnent la possibilité de mouvements décrochants à ces mêmes époques.

e) Enfin, on peut citer, hors du domaine alpin, les travaux de GROHMANN *[1985]* sur la plate-forme d'Europe centrale. Ils mentionnent au Lias inférieur un régime tectonique général d'extension orienté NW-SE, cette extension pouvant se traduire, à la même époque, par des étapes décrochantes, avec un allongement orienté NW-SE et un raccourcissement NE-SW. Ces résultats sont compatibles avec notre hypothèse.



in Grand, Dumont, Pinto-Bull (1987)

Fig.55: **Evolution structurale proposée pour le bassin de Bourg d'Oisans selon l'hypothèse d'un relais en transtension ayant fonctionné au Lias inférieur :**
1 - Situation avant le Trias : réseau de fractures preexistant.
2 - Trias ; (le futur relais en transtension est figuré en traits gras).
3 - Lias inférieur ; fonctionnement du relais en transtension (le bloc situé au Sud-Est est dessiné en pointillé)
4 - Lias supérieur ; basculement de mega-blocs (le bloc situé au Sud-Est n'est pas représenté).
5 - Bloc diagramme interprétatif du bassin de Bourg d'Oisans, pour comparaison avec 4.
Flèches noires : contraintes régionales.
Flèches blanches : contraintes locales.

4°) Conclusion

Les deux interprétations proposées ci-dessus ne sont pas totalement incompatibles. Dans les deux cas, un changement de direction des contraintes principales entre le Trias et le Lias est nécessaire. L'interprétation en système décrochant au Lias inférieur que l'on retiendra plus volontiers implique que le régime des contraintes générales au Lias supérieur s'apparenterait en direction à celui du Lias inférieur *(fig. 52)* et l'on passe de l'un à l'autre par une simple permutation entre les contraintes principales maximale et intermédiaire. Des indices de décrochement, bien qu'encore assez peu nombreux et parfois mal contraints, pourraient permettre d'étendre cette hypothèse à l'ensemble des Alpes occidentales et donc de cette portion de la marge européenne de la Téthys Ligure.

Ainsi, le changement principal d'orientation se serait produit vers la limite Trias-Lias, alors que la structuration majeure de la marge est postérieure (basculement des grands blocs plurikilométriques à partir du Lias supérieur). Le début du rifting téthysien se situerait donc vers cette limite (Trias-Lias) et débuterait en climat décrochant.

VIII - EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA REGION DE BOURG-D'OISANS AU DEBUT DU MESOZOIQUE : COMPARAISON AVEC D'AUTRES RIFTS

A - Evolution géostructurale et tectono-sédimentaire du bassin liasique de Bourg-d'Oisans

L'analyse structurale effectuée en parallèle avec l'étude stratigraphique permet de proposer un schéma d'évolution structurale de ce secteur de la paléomarge européenne de la Téthys Ligure *(fig. 55, 56 et 57)*.

1°) Etape de pré-rift (Trias moyen à supérieur)

Cette étape est déjà caractérisée par un régime en extension, celui-ci est général sur la Plate-forme européenne. La direction d'extension est orientée N-S. Les structures correspondantes sont des failles normales à faible rejet orientées N60-70 à N100-110. La sédimentation de carbonates de plate-forme (essentiellement des dolomies) est réduite et se produit en mer très peu profonde, voire en contexte continental. Cette étape qui se termine à la fin du Trias supérieur peut-être corrélée avec le rifting d'âge Trias moyen à supérieur, développé dans les Alpes méridionales, où les manifestations tectoniques sont plus intenses que dans

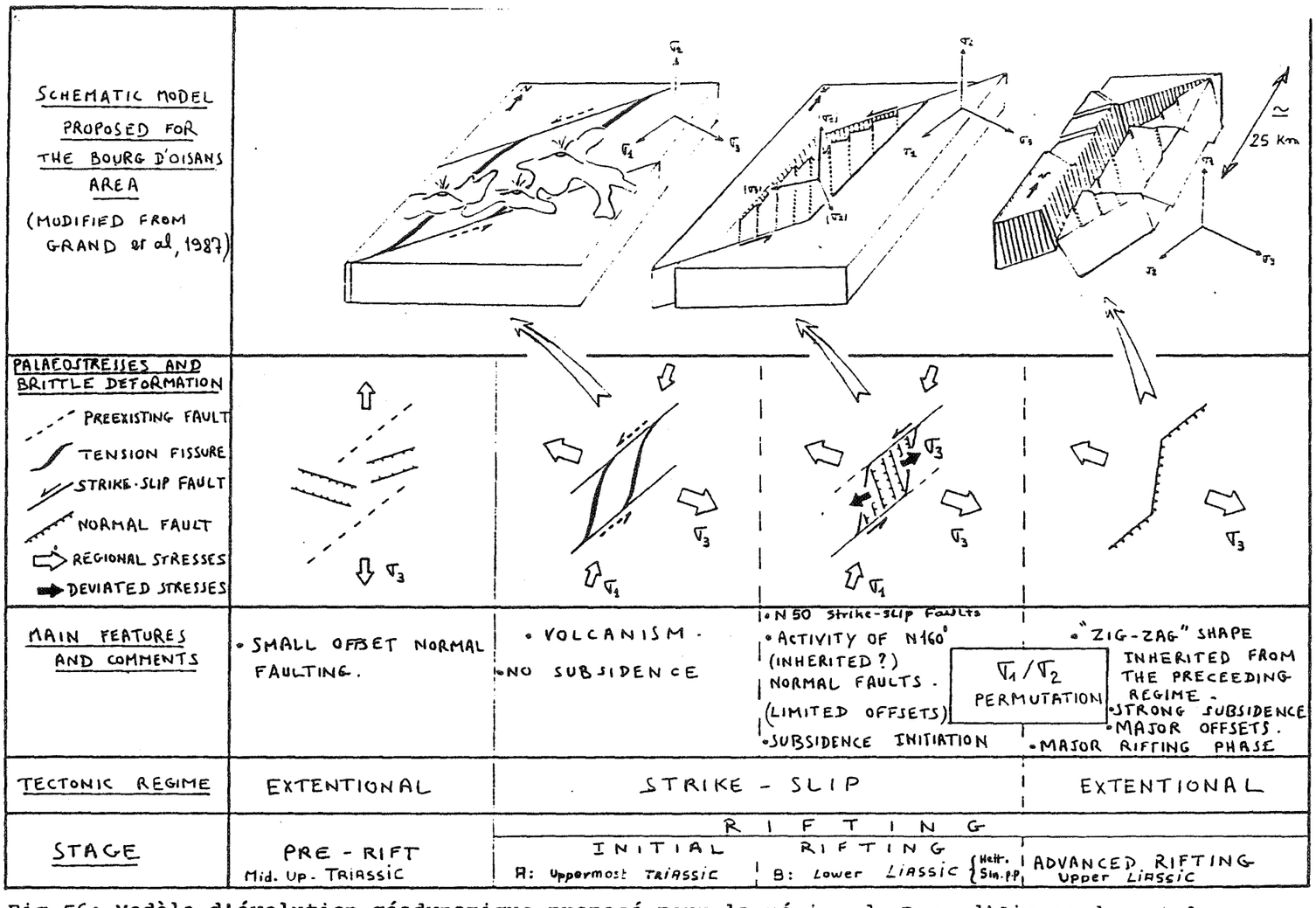


Fig.56: Modèle d'évolution géodynamique proposé pour la région de Boug d'Oisans durant les périodes de pré-rifting et de rifting.
in Dumont, Grand et Mascle (en préparation)

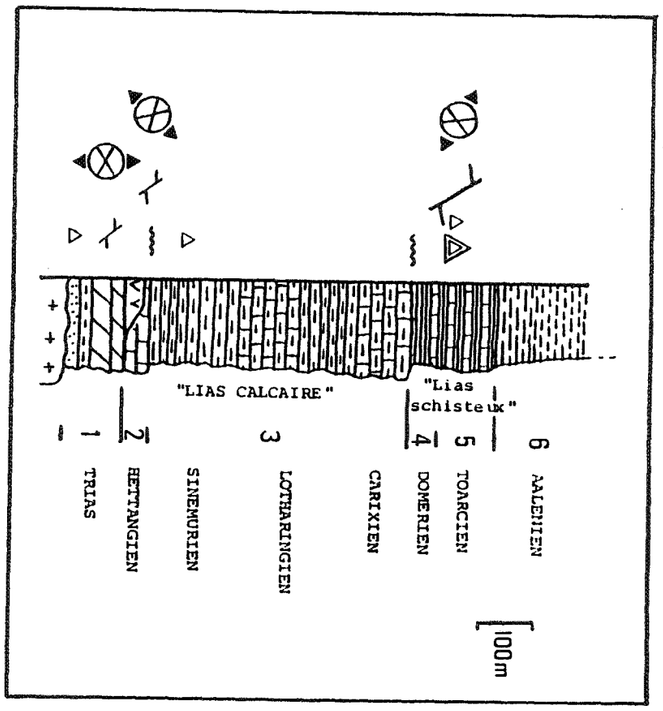


FIG. 57: *Exemple de succession stratigraphique simplifiée dans le demi-graben de Bourg d'Oisans (Prégentil). Les chiffres renvoient à la description des lithofaciès (§ I.b). Les épaisseurs ne sont données qu'à titre indicatif, étant sujettes (de même que certains faciès) à d'importantes variations à l'approche des paléohaltes ou hauts-fonds.*
: Hard-ground, Lacune.
: Brèches.
: Olistolites.
: Fonctionnement de failles synsédimentaires et basculements.
: Direction d'extension (contrainte minimale σ3), par rapport au Nord placé en haut de la figure.

les massifs externes.

2°) Stade initial du rifting
(passage Trias-Lias à Lias inférieur)

a) Les émissions de basaltes alcalins sont systématiquement interstratifiées dans les séries de l'extrême sommet du Trias. Elles sont en général concordantes avec les séries sous-jacentes. Localement, elles scellent des failles synsédimentaires d'âge triasique. L'épaisseur est faible, atteignant au maximum 50 mètres. Ces laves sont arrivées à la surface grâce à un système fissural caractérisé par deux directions principales et synchrones de dykes : N160-180 et N10-30. Ces directions incompatibles avec la distension triasique témoignent d'un changement du champ de contraintes. Ces fissures représentent des fentes de tension dans un système décrochant senestre N50, contrôlé par un raccourcissement N20 et un allongement N110 *[Buffet et Aumaître, 1979]*. D'après ADLINE *[1982]*, la spilitisation de ces laves est précoce et témoigne d'un environnement encore très peu profond, voire subcontinental.

b) Dans les séries sédimentaires surincombantes au Lias inférieur, la direction d'extension observée est orientée NE-SW. De nombreuses failles normales à faible rejet, orientées N160 principalement, fonctionnent à cette époque. Cette direction d'extension paraît être une réponse locale résultant d'un système où la contraction est horizontale et orientée à N20 et l'extension est à N110. L'existence de structures anciennes entraîne une déviation de contraintes qui a pour effet de parallèliser l'extension aux accidents décrochants. Il s'agirait, en fait, d'un état un peu plus évolué (bassins en transtension) du système mis en place à la fin du Trias et qui était responsable du volcanisme *(1°)*.

Ainsi, le changement se serait produit à l'extrême sommet du Trias et les structures induites se seraient développées principalement durant l'Hettangien et le Sinémurien.

Cet épisode tectonique s'accompagne de l'apparition de sédiments hémipélagiques, témoignant d'un net approfondissement par rapport au Trias.

3°) Stade avancé du rifting
(fin du Lias inférieur ; Lias supérieur)

L'extension se stabilise selon une direction proche de W.NW-E.SE à NW-SE ; ceci correspond à la phase paroxysmale du rifting sur cette portion de la marge européenne téthysienne. La tectonique est désormais extensive et des blocs plurikilométriques basculent (Belledonne - Taillefer, Grandes-Rousses - Rochail). Le

passage avec le stade précédent s'est effectué par simple permutation des contraintes principales maximale et moyenne (σ_1 devient verticale). Les failles majeures présentent des rejets kilométriques et ont une direction variant de N-S à NE-SW. Cette direction d'extension est également celle des grandes transformantes induites par l'ouverture de l'Atlantique central et reliant cet océan à la Téthys. La tectonique synsédimentaire est spectaculaire. La sédimentation témoigne d'un approfondissement marqué (hémipélagique à pélagique) et devient nettement différenciée, avec des variations importantes dans le faciès et les épaisseurs entre les bassins (demi-grabens) et les hauts-fonds (demi-horsts).

En résumé, le modèle proposé suggère que le rifting, sur cette portion de la marge européenne de la Téthys Ligure, ait débuté par une phase transitoire décrochante, caractérisant le Lias inférieur et déjà sensible dès l'extrême sommet du Trias. Cette période transitoire précède la phase principale d'extension et de basculement des blocs.

Ce type d'évolution, mis en évidence dans la région de Bourg-d'Oisans, ne paraît pas exceptionnel. En effet, plusieurs exemples de rifting semblent présenter une histoire analogue.

B - Evolution géodynamique du Golfe de Suez et de la Mer Rouge *(fig. 58)*

L'évolution du rift de Suez a été récemment analysée par différents auteurs *[Garfunkel et Bartov, 1977 ; Chenet et Letouzey, 1983 ; Gauthier et Angelier, 1986 ; Montenat et al, 1986 ; Chorowiez et al, 1987]*.

L'évolution de ce rift, dont les dépôts pré-rift montrent clairement qu'il n'existait pas avant la fin de l'Eocène, peut être divisée en trois stades *(fig. 59)* :

1°) Oligocène

Ce stade est caractérisé par une activité volcanique fissurale importante *(fig. 60)*. Les dykes d'émission correspondent aux directions principales du futur rift.

2°) Fin de l'Oligocène - Début du Miocène

L'histoire du rift de Suez débute en contexte décrochant sénestre (σ_1 horizontale) pendant ou succédant immédiatement au volcanisme. Les différentes familles de failles, héritées des stades antérieurs au rifting, sont impliquées soit en décrochement, soit en jeu normal et conduisent à une allure en zigzag des bordures du rift.

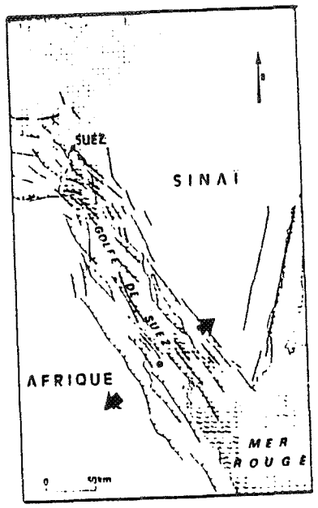
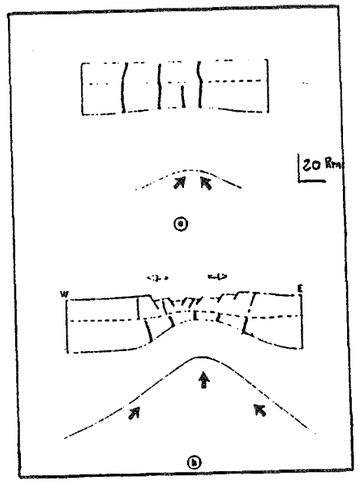


Fig.59 : Le Golfe de Suez
(Angelier et Bergerat, 1983)

Fig. 60: (Chenet et Letouzey, 1983)

Modèle semi-quantitatif de la structure de la croûte continentale du Rift de Suez. a) Oligocène, intrusion de dykes, sans bombement b) A l'Actuel, failles normales dans la croûte supérieure cassante; traits tiretés : limite croûte supérieure cassante - croûte inférieure ductile. Flèches : advection de matériel asthénosphérique chaud



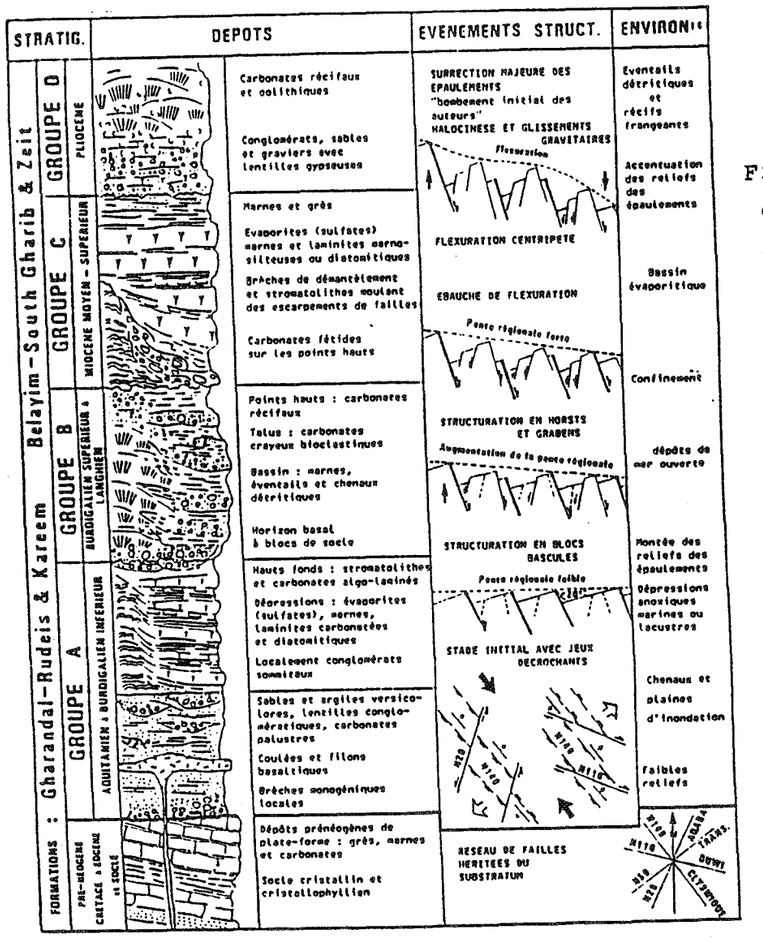


Fig.58 : Tableau synthétique des principaux événements sédimentaires et structuraux néogenes du rift de Suez.
(Montenat et al, 1986)

3°) Fin du Miocène

Ce stade correspond au jeu prépondérant des failles normales, découpant des blocs basculés, puis à l'ennoyage de ces structures par des dépôts marins. La direction N140 est la plus active, mais l'héritage de l'allure en zigzag du stade décrochant précédant entraîne l'apparition de failles en cuillères, décrites par CHENET et LETOUZEY *[1983]*. Le passage entre le régime décrochant et le régime en extension pure se produit par simple permutation des contraintes principales maximale σ1 et moyenne σ2 ; la contrainte minimale σ3 restant constante en direction durant ces deux épisodes.

Ainsi, l'évolution géodynamique du rift de Suez présente des analogies avec celle reconstituée pour le rifting de la région de Bourg-d'Oisans *(fig. 64)*.

C - Evolution géodynamique du fossé Rhénan *(fig. 61)*

Le fossé Rhénan est un rift continental, dont l'évolution comporte des étapes décrochantes lors des stades précoces *[Angelier et Bergerat, 1983 ; Villemin et al, 1984 ; Villemin et Bergerat, 1987]*.

A l'éocène, le futur fossé Rhénan est le siège d'un système de décrochements sénestres NE-SW à N.NE-S.SW, associés à des failles dextres NW-SE. Ce stade décrochant s'accompagne d'émissions de basaltes subalcalins *[Masse, 1983]*. Durant l'Oligocène, l'effondrement du fossé s'est effectué par la création de failles normales pures d'orientation subméridienne, mais également grâce à la remobilisation en faille normale des accidents décrochants antérieurs, orientés N.NE-S.SW à NE-SW. Cette diversité des directions de failles concernées lors de l'effondrement du fossé explique l'allure en zigzag de ses bordures.

Cette évolution structurale s'est produite à la faveur d'une permutation des contraintes σ1 et σ2, entre les deux stades du rifting *(fig. 62 et 63)*, *[Angelier et Bergerat, 1983]*. La contrainte minimale régionale T3, orientée E-W est restée constante en direction, la contrainte maximale T1 d'abord horizontale et orientée N-S est devenue verticale.

D'après Th. VILLEMIN *[1986]*, depuis le Permien jusqu'à l'actuel, la région du fossé Rhénan s.e. a présenté une évolution où la succession de régimes compressifs décrochants et de régimes en distension pure s'est vérifiée à plusieurs reprises.

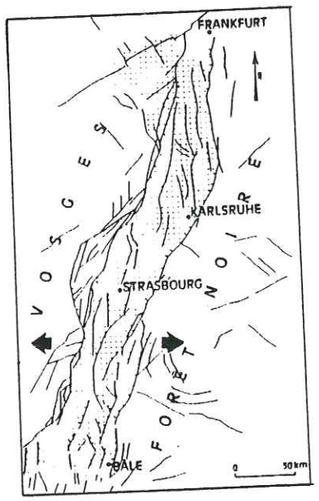


Fig.61: Le graben du Rhin.
(Angelier et Bergerat, 1983)

Angelier et Bergerat, 1983.

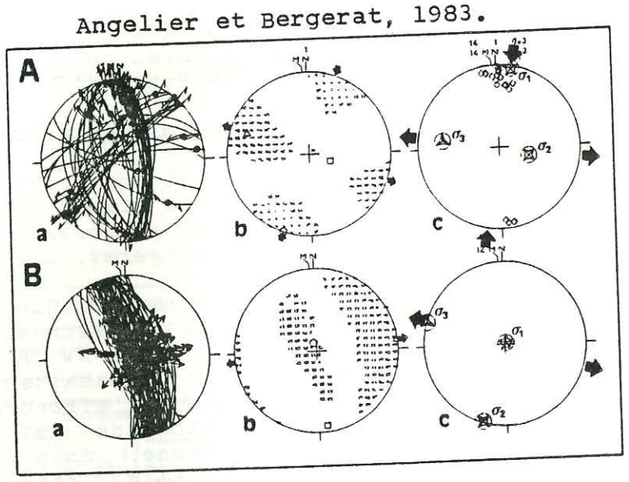


Fig.62: Analyse de populations de failles en bordure du Fossé Rhénan.
Permutation paléogéne des axes de contrainte $\sigma 1$ et $\sigma 2$. A: compréssion N-S (Eocéne sup.); B: extension E-W (Oligocéne).
a. projection cyclographique des plans de faille et de leurs stries.
b. application de la méthode des diedres droits.
c. axes principaux du tenseur moyen des contraintes.

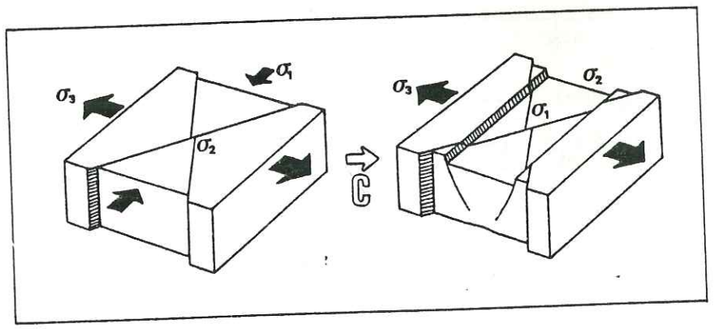
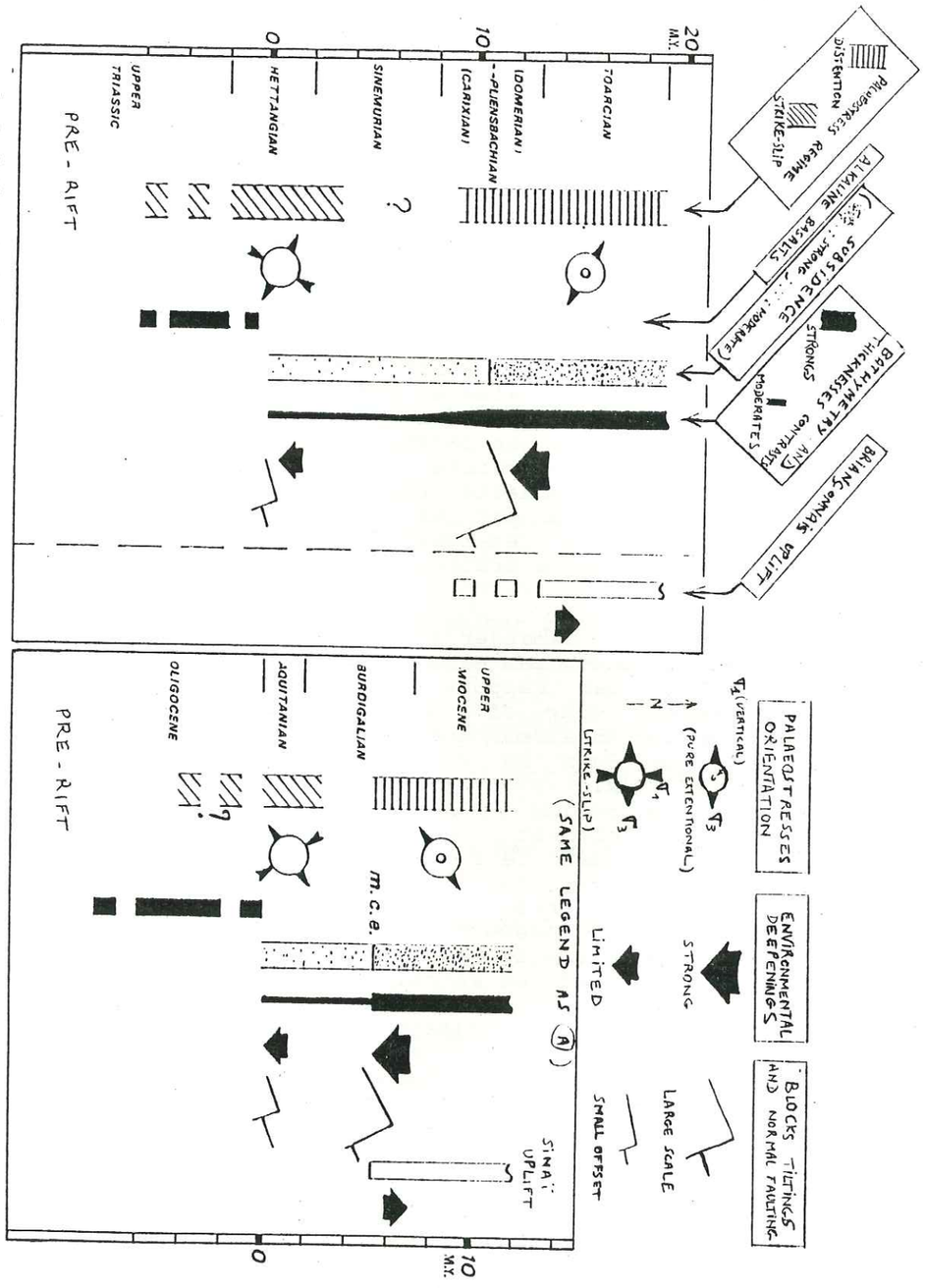


Fig.63: Permutation $\sigma 1$-$\sigma 2$ (passage du régime décrochant à l'extension par failles normales)
(Angelier et Bergerat, 1983)

Fig.64: Evolutions géodynamiques comparées d'un secteur de la paléo-marge téthysienne(région de Bourg d'Oisans) et du Golfe de Suez durant leurs périodes de pré-rifting et de rifting.
in Dumont, Grand et Mascle (en préparation)

A: Evolution simplifiée d'un domaine alpin externe, appartenant à la marge téthysienne NW. (couverture sédimentaire des massifs cristallins dauphinois) durant les périodes de pré-rifting et de rifting. (d'après les données de Grand et al, 1987, Lemoine et al, 1986, Rudckiewicz, 1987).

B: Evolution simplifiée du Rift de Suez au début de son histoire (d'après les données de Garfunkel et Bartov, 1977, Chenet et Letouzey, 1983, Montenat et al, 1986). m.c.e: Mid-Cyclism Event, d'après Garfunkel et Bartov, 1977.



D - Conclusion et discussion

Le modèle invoqué, comportant un système décrochant durant le Lias inférieur dans la région de Bourg-d'Oisans précédant le basculement des blocs, n'est donc pas un exemple isolé. Le rift de Suez *(fig. 64)* et le fossé Rhénan présentent une histoire évolutive analogue. ANGELIER et BERGERAT *[1983]* citent d'autres exemples, où une évolution voisine peut être reconstituée, ce sont :

- le fossé Ouest anatolien
- la Basse Californie mexicaine
- la région égéenne.

BERGERAT *[1982 ; 1985]* invoque également une histoire analogue pour le couloir Rhodanien au Paléogène. Il semble donc que la succession dans le temps d'un régime décrochant et d'un régime en extension pure caractérise de nombreuses régions. Ce changement de régime tectonique s'effectue grâce à une permutation des contraintes T1 et T2, alors que la contrainte minimale T3 reste constante en direction à l'échelle régionale. L'épisode initial décrochant débute par un magmatisme alcalin. Ce magmatisme stoppe cependant dès qu'interviennent un amincissement de la croûte et les premiers indices de subsidence.

On peut se demander si le décrochement des stades initiaux ne peut pas être induit par l'obliquité de l'extension par rapport à un réseau de fractures préexistantes *(fig. 65)*, héritées des phases tectoniques antérieures. En effet, que se soit pour Bourg-d'Oisans, le rift de Suez ou le fossé Rhénan, le réseau de fractures préexistantes est très développé.

Le décrochement sur ces fractures va pouvoir entraîner également le fonctionnement d'autres failles de directions différentes, ce qui engendrera l'allure en zigzag des bordures du rift. De ce fait, la direction moyenne de l'allongement du rift sera moins oblique par rapport à l'extension et le régime pourra alors devenir distensif *(fig. 65)* et entraîner l'effondrement du rift.

Il est toutefois difficile de trancher entre cette interprétation d'une extension oblique par rapport aux structures et celle d'un régime compressif indépendant de celui des stades suivants pour expliquer le décrochement initial commun à de nombreux riftings.

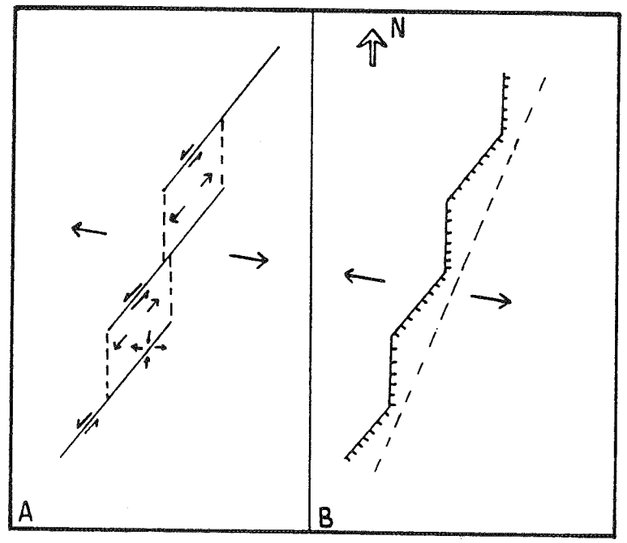


Fig.65: Hypothése d'une extension oblique par rapport aux structures pré-existantes pour expliquer l'étape initiale décrochante du Lias inf.

A: Lias inf. , l'extension N 100-110 entraine le jeu décrochant sénestre des accidents pré-éxistants N 50. Des relais en transtension vont apparaitre avec le jeu en faille normale d'accidents Nord-Sud. Les petites flêches noires matérialisent le champ de contrainte local

B: Lias sup. , la marge est alors formée de la succession de ségments Nord-Sud et N 50. Son alignement moyen est alors proche de la perpendiculaire à la direction d'extension et ainsi le basculement des blocs majeurs pourra se produire.

En pointillé: direction moyenne de la marge.

CHAPITRE QUATRIEME

PALEOMORPHOLOGIE DE LA SURFACE D'UN BLOC BASCULE

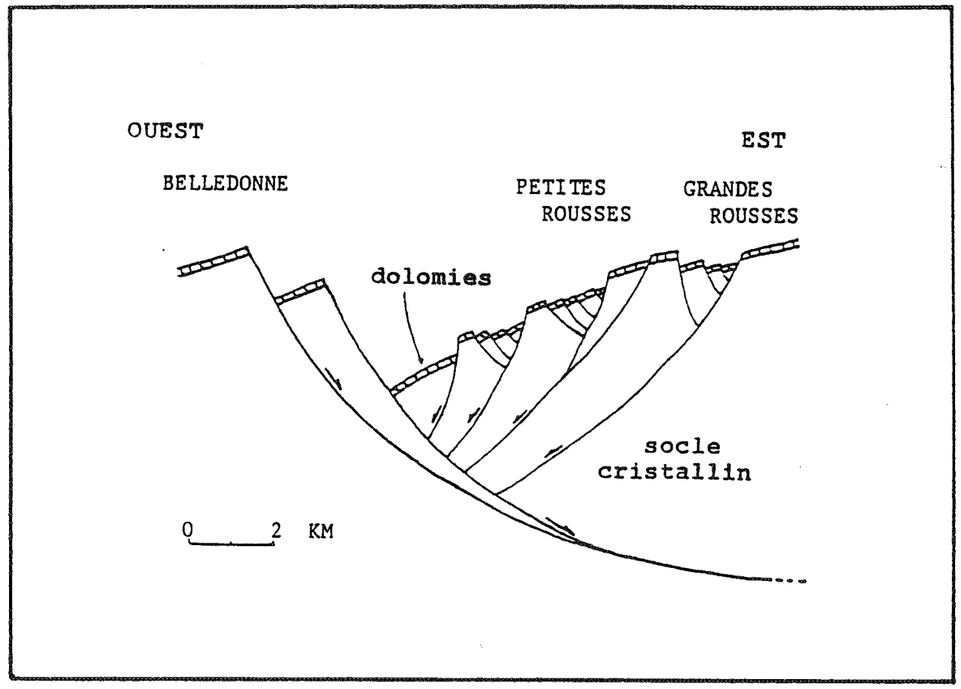


Fig. 66 : Reconstitution possible du demi-graben de Bourg d'Oisans à la fin du Jurassique d'après les modèles de blocs basculés proposés par Gibbs [1984].

PALEOMORPHOLOGIE DE LA SURFACE D'UN BLOC BASCULE

Les épisodes tectoniques qui se sont succédés dans la région de Bourg-d'Oisans durant le Mésozoïque ont contribué à la structuration et au morcellement du socle cristallin. Le versant occidental des Grandes-Rousses, contrairement au versant occidental du Rochail, est en grande partie dépourvu de couverture sédimentaire, à l'exception localement de quelques mètres de grès et de dolomies triasiques. De ce fait, la géométrie de surface des structures matérialisée par la surface du socle cristallin est conservée et bien visible. Différentes structures, toutes caractéristiques d'une tectonique en extension, existent à toutes les échelles. Ces géométries de blocs basculés et de failles normales fournissent de bonnes illustrations naturelles des modèles proposés par JACKSON et MACKENZIE *[1983]* d'une part et par GIBBS *[1984]* d'autre part.

I - LE BLOC GRANDES-ROUSSES - ROCHAIL

La hiérarchie des accidents et la diversité des directions donnent une géométrie particulière aux structures. A l'échelle régionale, il s'agit de blocs basculés décakilométriques *(fig. 66)*. Toutefois, la surface est très morcelée à cause de nombreuses structures mineures. Ce sont pour l'essentiel des demi-horsts et des demi-grabens, dont les dimensions dépendent des rejets des failles qui les limitent. Quelques horsts, légèrement dissymétriques existent comme celui du Dôme des Petites-Rousses *(fig. 72 et photo H)*.

1°) Les failles N-S à NE-SW

Ces failles normales se retrouvent à toutes les échelles, avec des rejets supérieurs à 2000 mètres pour la faille du Col d'Ornon, de la centaine de mètres pour la faille occidentale des Petites-Rousses et décamétriques à métriques pour les failles du secteur du Lac Besson à l'Alpe-d'Huez *(fig. 66 et 72)*.

a) La faille du Col d'Ornon est le méga-accident séparant les deux blocs basculés, Taillefer - Belledonne à l'Ouest et Rochail - Grandes-Rousses à l'Est. L'accident oriental (ou interne) des Grandes-Rousses et sa prolongation méridionale (faille d'Aspres-Les-Corps) ont la même signification entre les blocs des Grandes-Rousses et du Rochail et d'Emparis et du

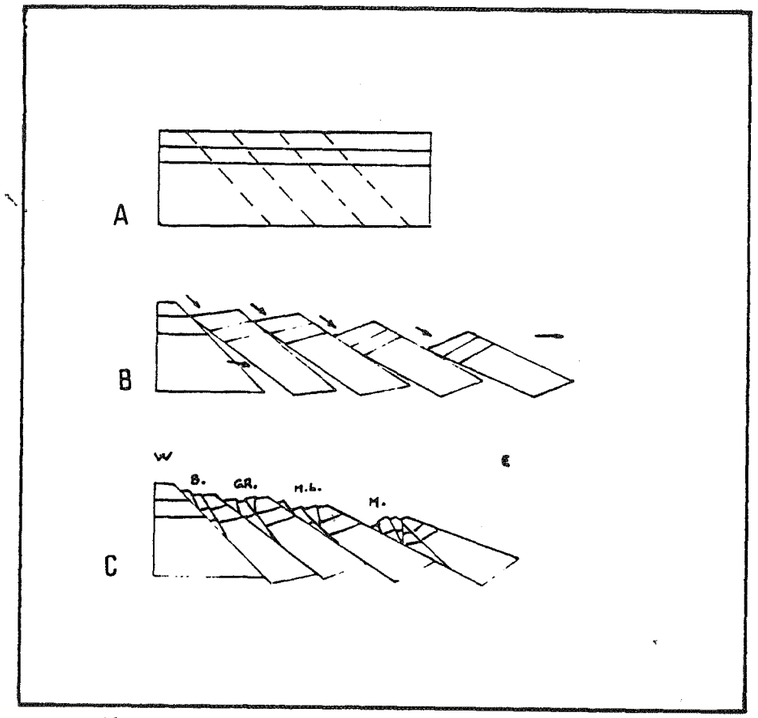


Fig.67: Modèle d'extension de la croûte continentale supérieure en "paquet de cartes" (d'aprés Le Pichon et Sibuet, 1981)
A: croûte continentale initiale
B: système du "paquet de cartes"
C: modéle de "paquet de cartes" avec compensation des vides entre les blocs
B.: Belledonne, G.R.: Grandes Rousses
M.L.: Mont de Lans, M.: Meije

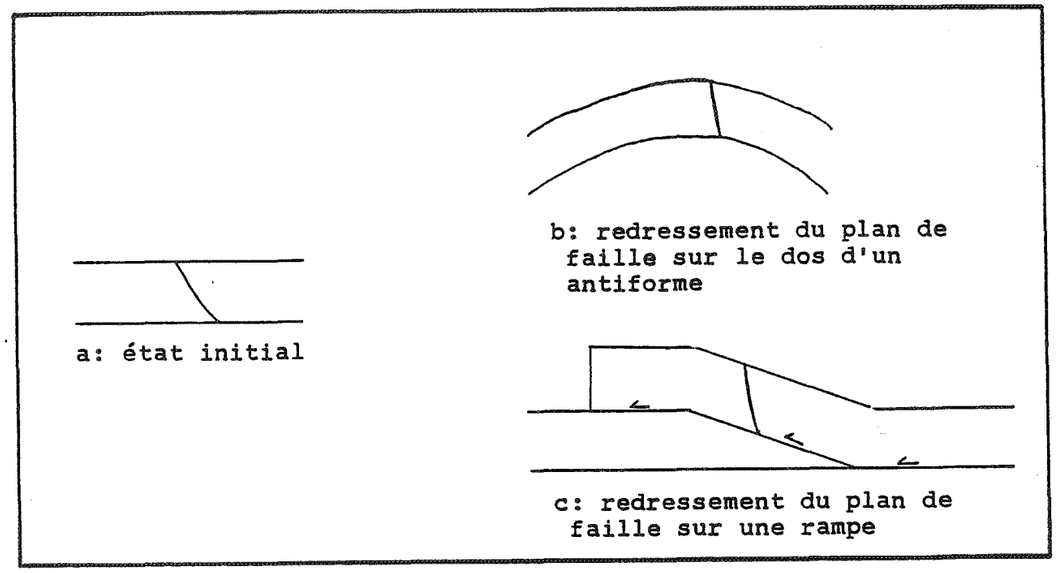


Fig.*68*: deux cas possibles permétant d'éxpliquer le redrèssement des plans de failles lors des compréssions.

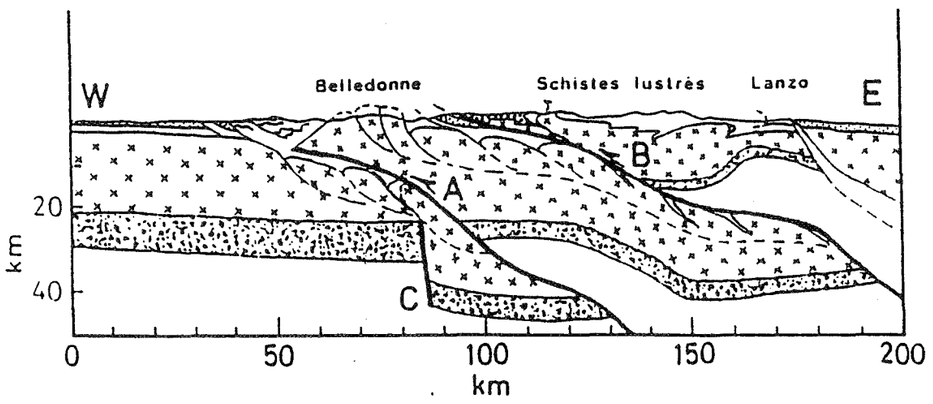


Fig. 69 : Modèle d'écaillage de la lithosphère sous les Alpes occidentales, d'aprés Menard et Thouvenot (1984). A : chevauchement des Massifs Cristallins Externes; B : chevauchement pennique frontal; C : accident déduit des observations télésismiques.

Mont-de-Lans, bien que les arguments directs soient plus rares. Ces failles limites, à rejets kilométriques et à regard Est (en direction de l'océan téthysien) peuvent être interprétées comme des failles listriques ; de nombreuses discordances internes et des éventails sédimentaires *[Barféty et Gidon, 1983]* prouvant un basculement existent. On peut aussi imaginer un système de failles droites délimitant des blocs disposés en paquets de cartes *(fig. 67) [Le Pichon et Sibuet, 1981]*. La compensation des vides entre les blocs induirait également une géométrie de surface analogue à celle décrite sur le versant Ouest du bloc Grandes-Rousses - Rochail. La géométrie de ce bloc basculé est analogue à celle présentée par les images sismiques sur les marges continentales *[Boillot, 1984]*, où la fréquence des accidents majeurs est de l'ordre de un pour dix kilomètres, comme cela est le cas pour les blocs basculés de la région étudiée *(fig. 100)*.

Le tracé cartographique de ces accidents est en zig-zag ou en arc de courbe, l'origine en est à rechercher dans les épisodes décrochants du Lias inférieur *(v. p.)*. Ce réseau d'accidents variant de N-S à NE-SW a été repris lors du basculement des blocs pour former des failles "en cuillère" analogues à celles décrites en bordure du Golf de Suez par CHENET et LETOUZEY *[1983]*.

La faille du Col d'Ornon peut être interprétée comme une méga-cuillère avec un segment N-S dans sa partie méridionale passant progressivement à NE-SW dans sa partie septentrionale *(fig. 8)*. Ceci implique que, si le segment N-S a été le siège d'une extension pure (pitch des stries à 90°) lors du basculement, le segment NE-SW a, par contre, présenté une composante décrochante sénestre non négligeable et ainsi un rejet vertical moindre. Le fait que l'essentiel des manifestations tectono-sédimentaires soit concentré sur le segment N-S de la faille entre la Chalp et Ornon, peut s'expliquer de la sorte, plutôt que par un problème d'affleurement.

Le pendage actuel de cette faille avoisine les 70-75° (vers la Chalp par exemple). Or des expériences de laboratoire récentes sur des modèles analogiques *[Faugères et al, 1986]* simulant des structures en extension montrent ce qui était classique *[Anderson, 1951]*, à savoir que des failles normales similaires à celle du Col d'Ornon apparaissent avec un pendage de l'ordre de 60°. Le pendage actuel plus redressé doit donc résulter d'une rotation due aux compressions alpines. Cette rotation est conforme à ce qui se produirait soit sur le flanc d'un antiforme *(fig 68)*, soit sur le dos d'un chevauchement vers l'Ouest sur une rampe frontale *(fig. 68)*.

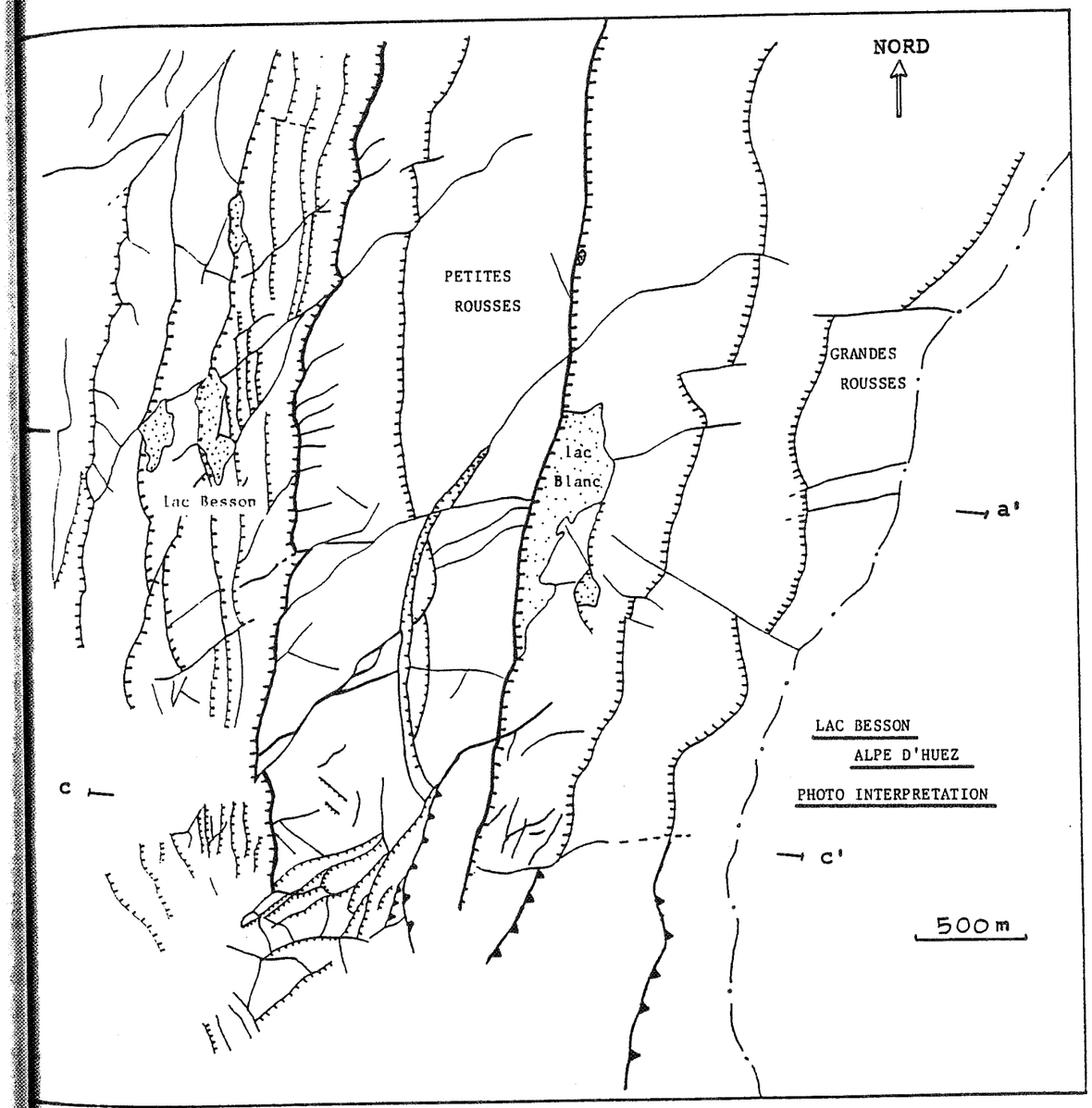


Fig.70: Le réseau de fractures du secteur Lac Besson-Lac Blanc à partir de la photographie aérienne 38 IFN 81 08150 P 1395

: failles normales

: failles décrochantes ou de transfert

: failles inverses

a,a': coupe fig. 72

c,c': coupes fig. 80 et 92

Ces deux possibilités sont compatibles avec le modèle d'écaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales de MENARD et THOUVENOT *[1984] (fig.69)*.

b) Les failles normales à rejet hectométrique bien visible sur le versant occidental des Grandes-Rousses *(photo G)* sont pour la plupart à regard Ouest, donc antithétiques à la faille majeure du Col d'Ornon. Suivant les modèles de CHENET et LETOUZEY *[1983]*, elles constituent des failles de compensation de la faille majeure. Elles induisent donc l'existence de toute une série de demi-horsts et demi-grabens sur le dos du bloc basculé majeur. Toutefois, certains des accidents ont un regard Est (faille du Lac Blanc). Celle-ci détermine, avec la faille occidentale des Petites-Rousses, un horst (le Dôme des Petites-Rousses), légèrement dissymétrique en raison des différences de rejet entre ces deux accidents *(fig. 72)*. Cette différence de rejet résulte probablement de ce que l'apparition de ces failles est contemporaine au basculement du bloc des Grandes-Rousses. En effet, la surface du bloc devenant de plus en plus inclinée, la faille amont (faille du Lac Blanc) nécessite un rejet moindre pour compenser le basculement, par rapport à celui nécessité par la faille aval (faille occidentale des Petites-Rousses).

La fréquence des failles normales à rejet hectométrique est proche d'une par kilomètre. Un système analogue est également visible sur les versants Ouest du Rochail et du Taillefer. Leur direction est essentiellement subméridienne.

c) Les failles normales à rejets décamétriques à métriques, dont le réseau visible au Lac Besson est remarquable, sont essentiellement à regard Est. Elles peuvent être également interprétées comme des failles de compensation des accidents à rejet hectométrique *(fig. 72 et photo H)*.

Cependant, il est probable qu'elles aient préexisté à la mise en place des blocs basculés *(v. p.79)* puisque leur origine est à rechercher dans les phases du Lias inférieur. Le réseau en est très serré (fréquence proche de une par cent mètres environ). Leur tracé est sinueux de N160 à N20 et fournit un bel exemple de système de failles en cuillère disposées en relais les unes par rapport aux autres *(fig. 70 et 71)*. Elles délimitent ainsi un système assez complexe de mini demi-horsts et mini demi-grabens. Ces failles décalent une mince couverture de dolomies triasiques (seuls sédiments conservés dans ce secteur) bien utile pour l'évaluation des rejets.

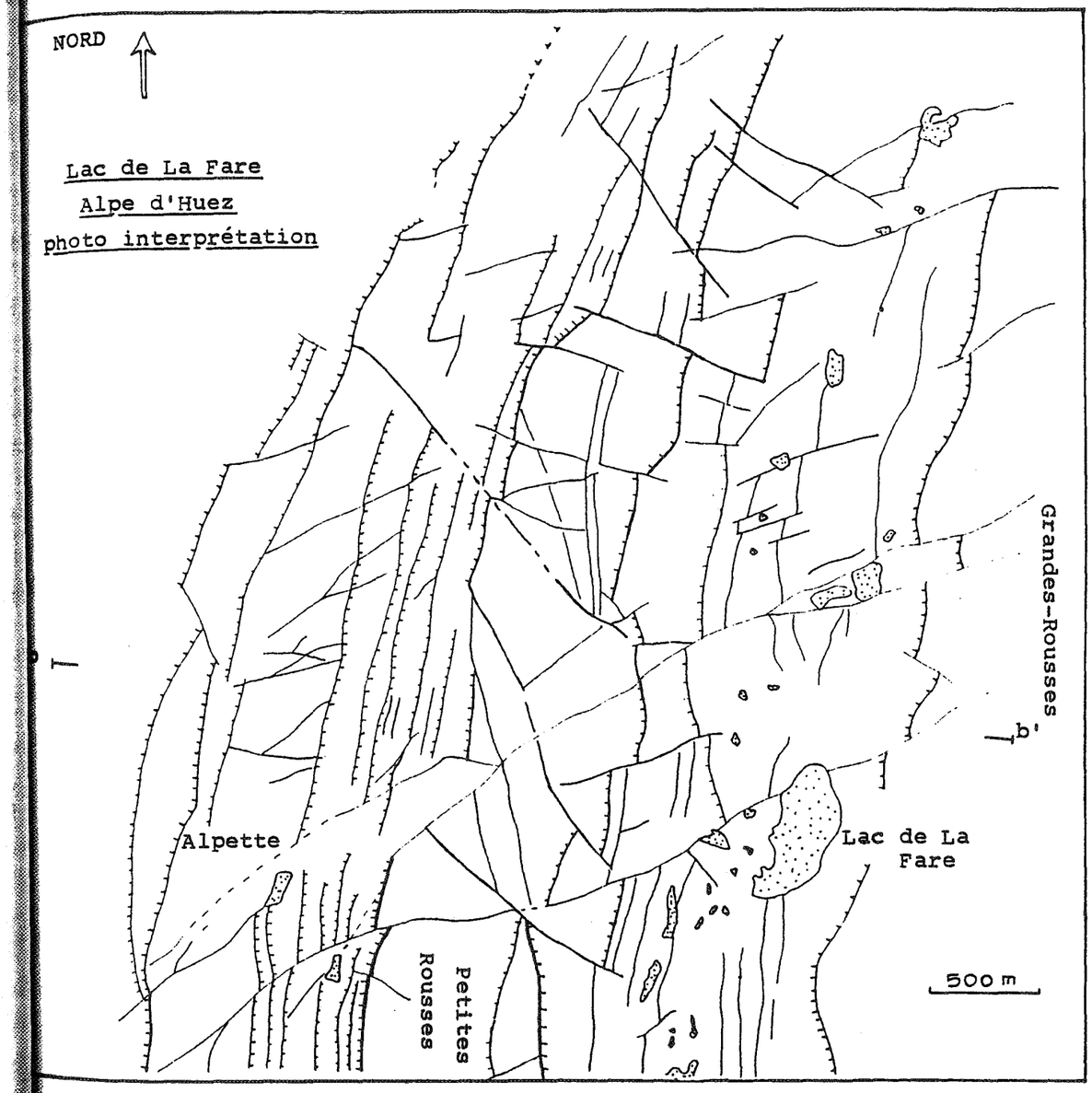


Fig.71: Le réseau de fractures du secteur Alpette-Lac de la Fare à partir de la photographie aérienne 38 IFN 81 08150 P 1392

: failles normales
: failles décrochantes ou de transfert
: failles inverses
b,b': coupe fig.72.

2°) Les failles E.NE-W.SW

Le horst des Petites-Rousses présente un réseau de couloirs orientés N50-60 environ *(fig. 70, 71 et photo* G) très étroits, profonds d'une vingtaine à une trentaine de mètres et dont le fond est encore localement tapissé de dolomies triasiques. Ils sont limités par des failles normales à regards opposés, assez raides, dont l'origine est probablement à rechercher dans les épisodes tectoniques triasiques *(v. p. 65)*. Il en est de même pour les failles normales orientées N70 des Rochers d'Armentier, délimitant des demi-horsts et des demi-grabens qui sont triasiques. Des failles analogues situées sur le versant Ouest du Rochail, où la couverture sédimentaire a été conservée, montrent que ces structures ont subi une rotation dans le plan vertical lors du basculement du bloc majeur *(v. p. 61)*. Ces accidents sont très obliques par rapport à l'allongement des blocs basculés majeurs.

Bien que mineurs et recoupés par les structures mésozoïques postérieures, ces accidents contribuent au morcellement et à la complexité de la géométrie de surface du bloc Grandes-Rousses - Rochail.

3°) Les accidents E-W à SE-NW

Ces accidents se retrouvent également à toutes les échelles dans la région de Bourg-d'Oisans. Ils montrent toujours un pendage raide (supérieur à 70°) et un rejet en faille normale. Les exemples sont la faille du Grand Armet (massif du Taillefer), la faille du Taillefer, toutes deux présentant des rejets verticaux évalués à partir de décalage des dolomies triasiques, excédant 500 à 600 mètres., ainsi que la faille de La Fare à l'extrémité Nord des Petites-Rousses, dont le rejet est de l'ordre de la centaine de mètres.

Ces failles séparent des compartiments à géométries différentes. Elles sont contemporaines du basculement des blocs qu'elles affectent. Ce sont des failles de transfert selon le modèle de GIBBS *[1984]*, de part et d'autre desquelles le basculement s'est effectué de façon différente *(fig. 72 et 74)*. Elles sont à peu près perpendiculaires à l'allongement des blocs basculés et subparallèles à la direction d'extension ayant contrôlé le basculement.

Quatre exemples de ces dispositifs sont décrits ci-dessous :

a) Le horst des Petites-Rousses disparaît brusquement au Nord de la faille transverse de La Fare *(fig. 72 et photo I)*. En effet, les deux compartiments de part et d'autre de cette faille de transfert sont très

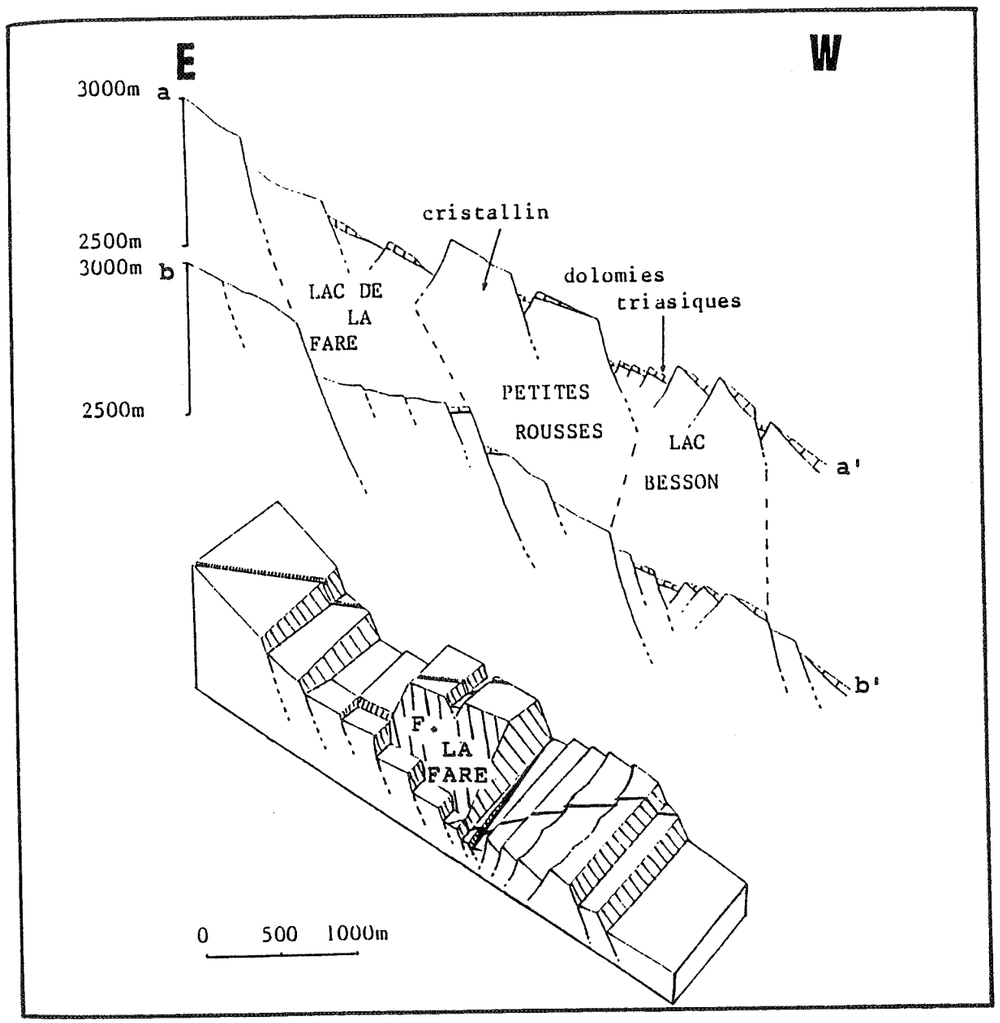


Fig.72 : Coupes sur le versant Ouest des Grandes Rousses.
Le bloc diagramme illustre les relations entre ces deux coupes. (a,a'; fig.70, b,b'; fig.71)
La faille de la Fare est interprétée comme une faille de transfert responsable de la différence de géométrie des structures existant au Nord et au Sud de cette faille.

différents du point de vue géométrique. Au Nord, la faille du Lac Blanc et la faille occidentale des Petites-Rousses disparaissent. Elles sont remplacées par toute un réseau de failles normales à faible rejet et à regard Ouest *(fig. 71 et 72)*.

b) Le secteur de la Basse Montagne à l'Ouest de la Grenonière d'Ornon montre comment, de part et d'autre de la faille du Taillefer *(photo K)*, les géométries diffèrent. Au Sud de la faille orientée N110, la faille du Col d'Ornon montre une surface faillée simple constituée d'un plan principal et peut-être d'une faille satellite responsable du replat observé à mi-hauteur dans le paysage. Au Nord par contre, existe un faisceau de failles normales définissant un système en marches d'escalier *(fig. 73 et 74)*. En outre, ce compartiment Nord est très abaissé par rapport au Taillefer (700 mètres environ entre 2700 m et 2000 m).

c) Au Sud du Taillefer, le versant Nord du Grand Armet correspond en fait à un plan de faille (N100 environ), analogue à la faille du Taillefer *(photo J)*.

d) La faille de la Muraillette est située au Sud du Col du Vallon *(fig. 85, v.p. 148)*. Orientée N100-110, elle est responsable du rentrant sédimentaire observé dans ce secteur. Elle peut s'interpréter comme une faille de transfert perpendiculaire à l'accident majeur du Col de la Muzelle *(v.p. 148)*. Au Nord, le plan majeur de l'accident du Col de la Muzelle est relayé par une série de marches d'escalier due à un faisceau de failles à faible rejet et responsable de la dénivellation importante entre les deux compartiments.

Ces failles ne sont donc pas uniquement des failles normales mais plutôt des rampes latérales en extension.

II - LE BLOC DU PLATEAU D' EMPARIS

Le modèle classique des blocs basculés *(fig. 66)*, utilisé pour le bloc des Grandes-Rousses - Rochail, ne s'applique pas au plateau d'Emparis. Les raisons ont été examinées plus haut *(v.p. 94)*, où l'on a évoqué son comportement en bloc rigide durant les phases tectoniques de basculement au Lias supérieur.

Deux hypothèses différentes peuvent être envisagées pour tenir compte de ce fait.

La première consiste à dessiner le bloc d'Emparis avec une géométrie de Roll-over *[Gibbs, 1984]*, où seule, la partie du bloc proche du plan de faille majeur subit un affaissement important. Ce schéma *(fig. 75)* explique que seul, le secteur occidental, correspondant à la

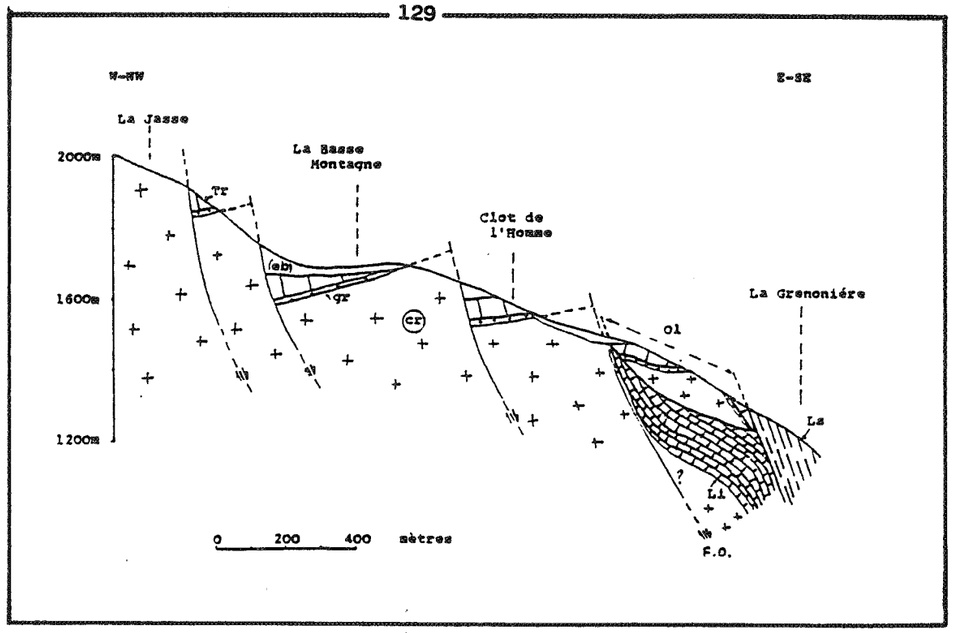


Fig.73 : Coupe structurale au Sud du Rif Garcin dans le secteur de la Grenoniere d'Ornon. cr,cristallin; gr,grés du Trias; Tr,dolomies du Trias; Li,Lias inf.; Ls,Lias sup.; ol,olistolite; F.O., faille du col d'Ornon.

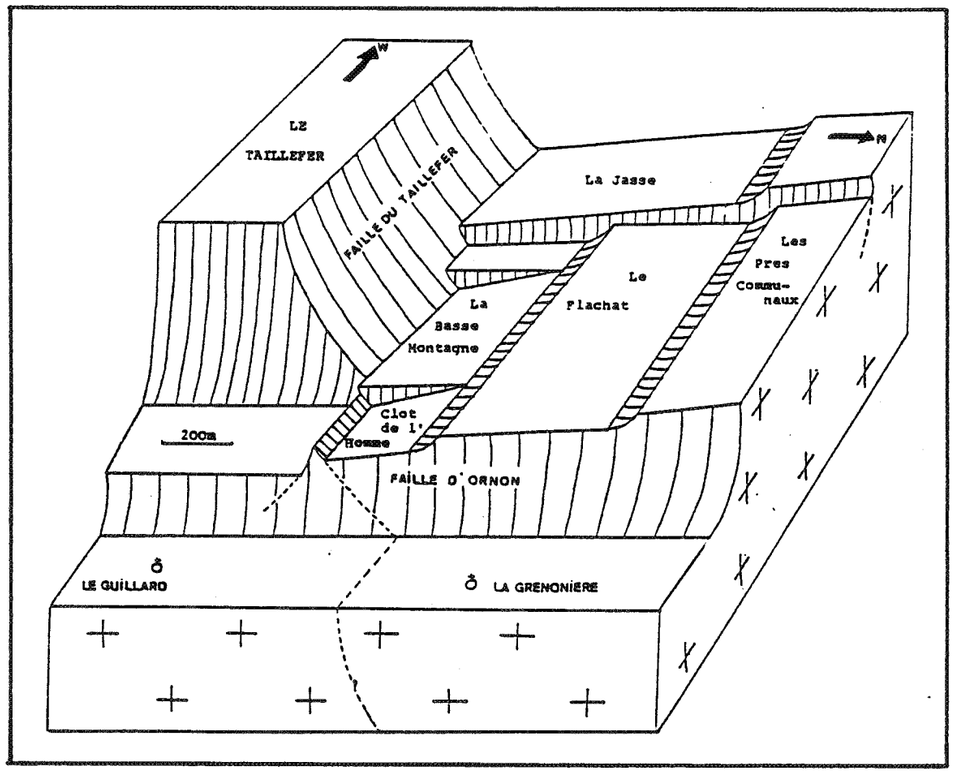


Fig.74 :Bloc diagramme du secteur de la Grenoniere d'Ornon et du versant Nord du Taillefer illustrant les relations géometriques existant entre la faille du col d'Ornon et la faille de transfert du Taillefer.

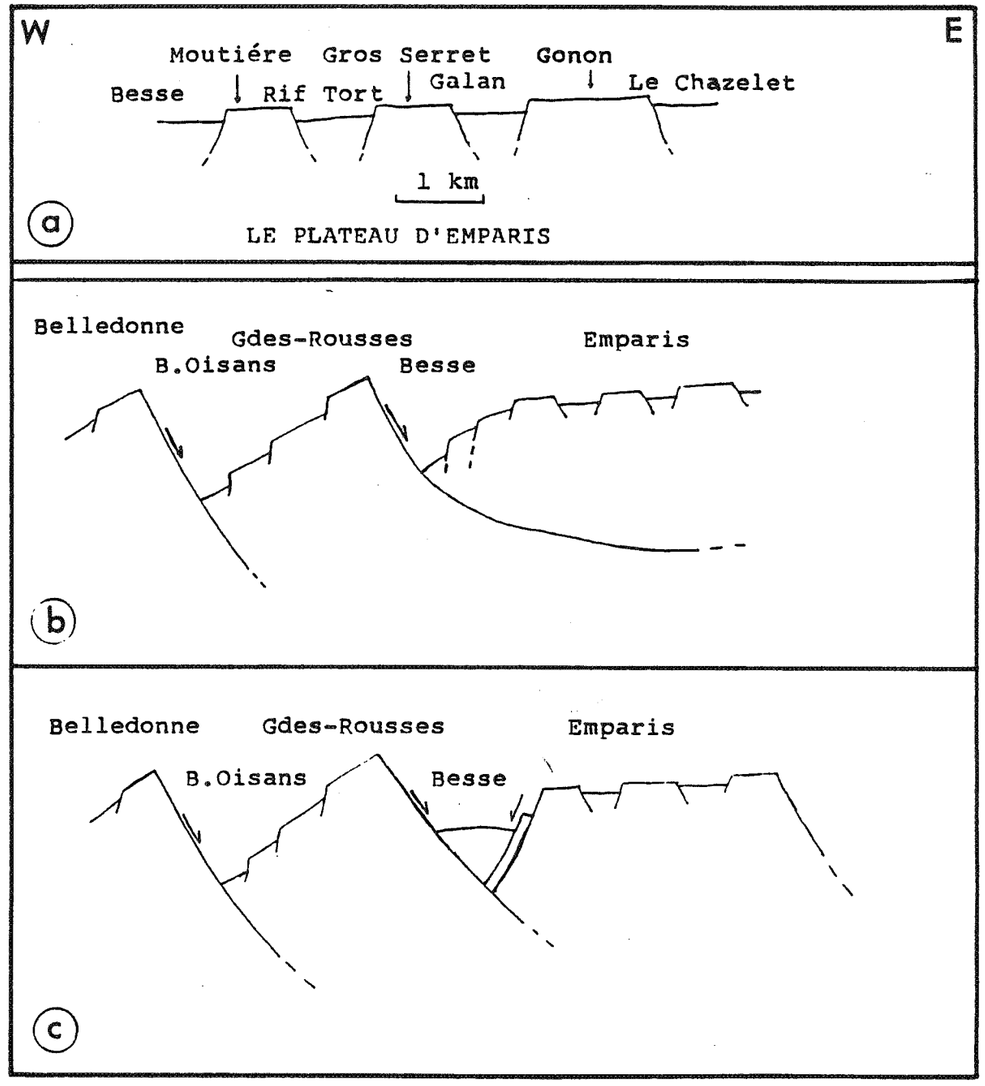


Fig.75 : le plateau d'Emparis, un "bloc rigide" et un haut-fond durant le Lias supérieur

a: la structuration du plateau d'Emparis a eu lieu essentiellement durant le Lias inférieur

b et c: deux explications possibles pour le fonctionnemen en bloc rigide et en haut-fond durant le Lias sup. du plateau d'Emparis

b: "roll-over" d'après les modèles de Gibbs (1984)

c: effondrement d'un "coin" correspondant à la dépréssion de Besse d'après les modèles de Jackson et MacKenzie (1983)

dépression de Besse et Clavans, soit affaissé le long de l'accident oriental des Grandes-Rousses. Les parties centrale et occidentale ne se seraient pas morcelées à cette époque et auraient donc joué comme un bloc rigide. Les structures mineures en horsts et grabens, visibles sur le plateau, seraient à relier aux épisodes du Lias inférieur *(v.p. 79)*. Ainsi s'expliquerait que le plateau d'Emparis soit demeuré une zone relativement haute durant le Lias supérieur. Ce modèle nécessite que la faille orientale des Grandes-Rousses devienne rapidement très plate en profondeur *(fig. 75)*.

Une deuxième hypothèse consiste en l'effondrement d'un "coin" entre deux accidents d'importance égale et à regard opposé : L'accident oriental des Grandes-Rousses d'une part et une faille que l'on peut supposer située à la limite occidentale du plateau d'Emparis *(fig. 75)*. L'effondrement expliquerait la dépression de Besse et Clavans, où toute l'extension aurait été concentrée. Ce modèle est analogue à ceux proposés par JACKSON et MACKENZIE *[1983]* et ne nécessite pas que la faille orientale des Grandes-Rousses ait en profondeur un pendage très faible. Dans cette hypothèse, cette faille ne serait pas différente de celles qui limitent les blocs plus externes (faille du Col d'Ornon, faille de La Mure). Les données actuelles ne permettent cependant pas de trancher entre ces deux interprétations géométriques du bloc d'Emparis.

III - CONCLUSION

L'étude d'une région comme celle de Bourg-d'Oisans, où le découpage en blocs basculés est encore bien visible, est intéressante à plusieurs points de vue. Les structures observées dans les chaînes de montagnes peuvent servir de comparaison et de modèle pour l'interprétation des images sismiques et des résultats fournis par la géologie marine *[Boillot, 1984]*. Le morcellement de la surface des blocs basculés en structures mineures est bien visible sur le versant occidental des Grandes-Rousses. Toutefois, des structures de cette échelle ne sont pas observables sur les profils sismiques, à cause du pouvoir de résolution propre à cette méthode. Cependant, la présence de telles structures d'échelles décamétrique à hectométrique peut permettre d'expliquer certaines "anomalies" qui apparaissent dans des legs effectués sur des marges continentales comme la marge occidentale de la Galice (leg 103) *[Boillot et al, 1985 ; 1986]*. En effet, l'amincissement de la croûte continentale sous la marge occidentale de la Galice, dont témoigne l'approfondissement du milieu de sédimentationn semble avoir précédé la distension de cette croûte, responsable du basculement des blocs *[Boillot et al, 1986]*. Or, on

peut proposer que cette "anomalie" trouve une explication dans le fait que des failles et des structures mineures, non visibles sur les profils sismiques, soient apparues avant le basculement des blocs majeurs. Elles ont pu, de ce fait, entraîner une première subsidence enregistrée dans la sédimentation ; subsidence précédant bien la tectonique paroxysmale du basculement des blocs majeurs, mais succédant à une tectonique que ses effets mineurs ne peuvent faire pressentir.

L'évolution tectono-sédimentaire de la région de Bourg-d'Oisans présente bien des caractéristiques analogues pouvant apporter des éléments en faveur de cette explication.

- Au Trias et au Lias inférieur apparaissent les premières failles normales dont les rejets n'excèdent pas la trentaine de mètres. Les structures engendrées par de telles failles ne seraient pas observables sur des profils sismiques. Une subsidence débute et accompagne cette tectonique dès le début du Lias. Elle aboutit à l'apparition des premiers dépôts marins hémipélagiques, succédant aux dépôts de sebkra du Trias supérieur *[Bas, 1985 ; Lemoine et al, 1986]*.

- Au Lias supérieur se produit la phase paroxysmale avec l'apparition des blocs basculés plurikilométriques, accompagnée et suivie par une nouvelle subsidence et un approfondissement des milieux de dépôts (la sédimentation s'effectue sous la C. C. D à L'Aalénien) *[Barféty, 1985 ; Lemoine et al, 1986]*.

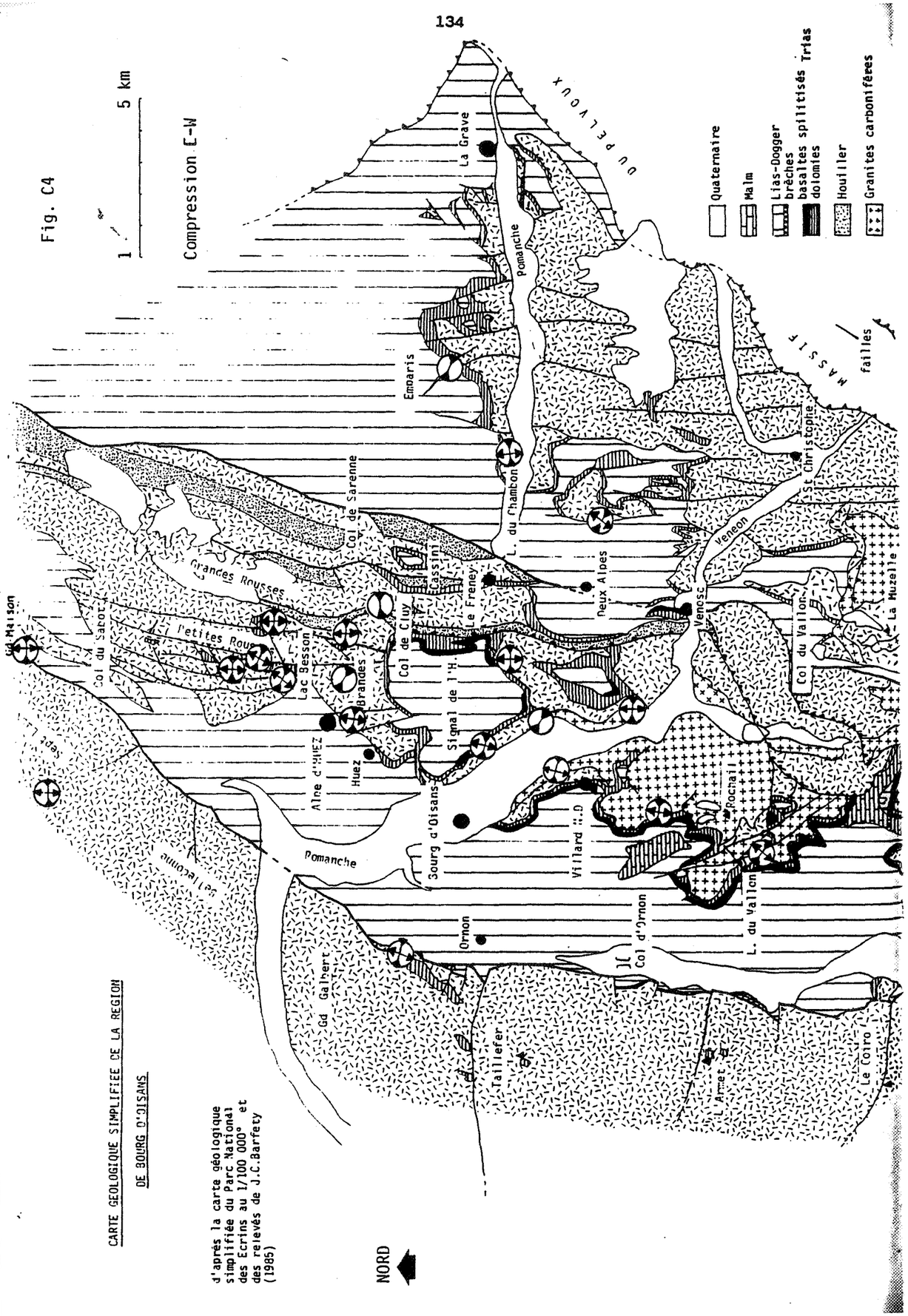
Cette évolution montre que les périodes de subsidences succèdent ou accompagnent toujours l'un ou l'autre des épisodes tectoniques. Toutefois, la première période de subsidence au Lias inférieur pourrait en sismique donner l'impression de précéder la phase tectonique distensive du Lias supérieur, alors qu'elle est bien à rattacher aux phases extensives du début du Lias inférieur (Hettangien), dont les effets structuraux sont trop discrets pour être visibles sur un profil sismique.

L'interprétation donnée ici souligne l'importance non négligeable sur la subsidence des épisodes tectoniques n'engendrant que des structures mineures. On peut ainsi expliquer cette pseudo-anomalie grâce à une alternative au modèle plus complexe d'évolution de marge continentale passive fondé sur le système de WERNICKE [1985].

CHAPITRE CINQUIEME

LES PHASES COMPRESSIVES ALPINES

Fig. C4



CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DE LA REGION DE BOURG D'OISANS

d'après la carte géologique simplifiée du Parc National des Ecrins au 1/100 000e et des relevés de J.C.Barfety (1985)

NORD

LES PHASES COMPRESSIVES ALPINES

INTRODUCTION

L'étude des plans de faille a également permis d'individualiser les directions de compression reliées aux phases alpines cénozoïques. Ces dernières correspondent, comme on le sait, à la fermeture de l'océan téthysien, elle-même induite par l'ouverture de l'Atlantique Nord et Sud, qui a entraîné la convergence des des deux marges et leur collision.

Dans la région de Bourg-d'Oisans, les événements paroxysmaux alpins se manifestent par des compressions. Celles-ci se traduisent dans le socle par des chevauchements et des décrochements. Dans l'ensemble, les structures mésozoïques extensives ont été relativement bien préservées des effets de ces phases compressives. Toutefois, certaines ont été réactivées, voire inversées lors de ces épisodes.

I - LES DIRECTIONS DE RACCOURCISSEMENT

Deux directions successives de raccourcissement ont pu être reconnues dans cette région.

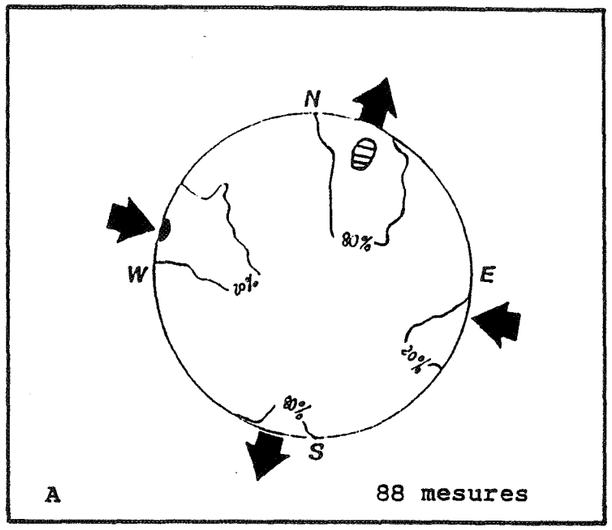
A - Raccourcissements Est-Ouest *(Fig. C4)*

Cette direction de raccourcissement varie en fait suivant les secteurs de N80 à N120 *(fig. C4)*. Elle correspond à la phase prédominante des déformations alpines dans ce secteur. On peut l'assimiler à celle qui est responsable des plis d'axes subméridiens, synschisteux et de la schistosité régionale dans la couverture sédimentaire *[Vialon, 1968 ; Gratier et Vialon, 1980]*.

Quelques exemples de structures compressives dans le socle illustrent cette phase tectonique.

1°) Structures compressives pouvant être rattachées à cette phase

a) De nombreux jeux décrochants trouvent aisément place dans le contexte de cette tectonique *(fig. 77, 78 et 81)*. Certaines failles N60 et N120 ont fonctionné en failles conjuguées lors de ces compressions



INTERPRETATION TECTONIQUE DES FILONS DE QUARTZ

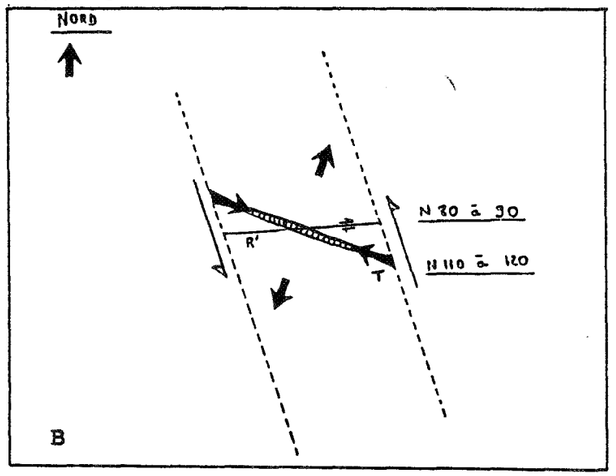


Fig.76 : Le secteur de La Gardette à l'Ouest de Bourg d'Oisans (granites du Rochail).
A: axes principaux des contraintes (projection isoaire sur hémisphère infèrieur; noir, raccourcissement, en hachuré, allongement).
B: signification téctonique des filons de quartz de la région de Bourg d'Oisans. T, fentes de tension, R', fractures de Riedel.

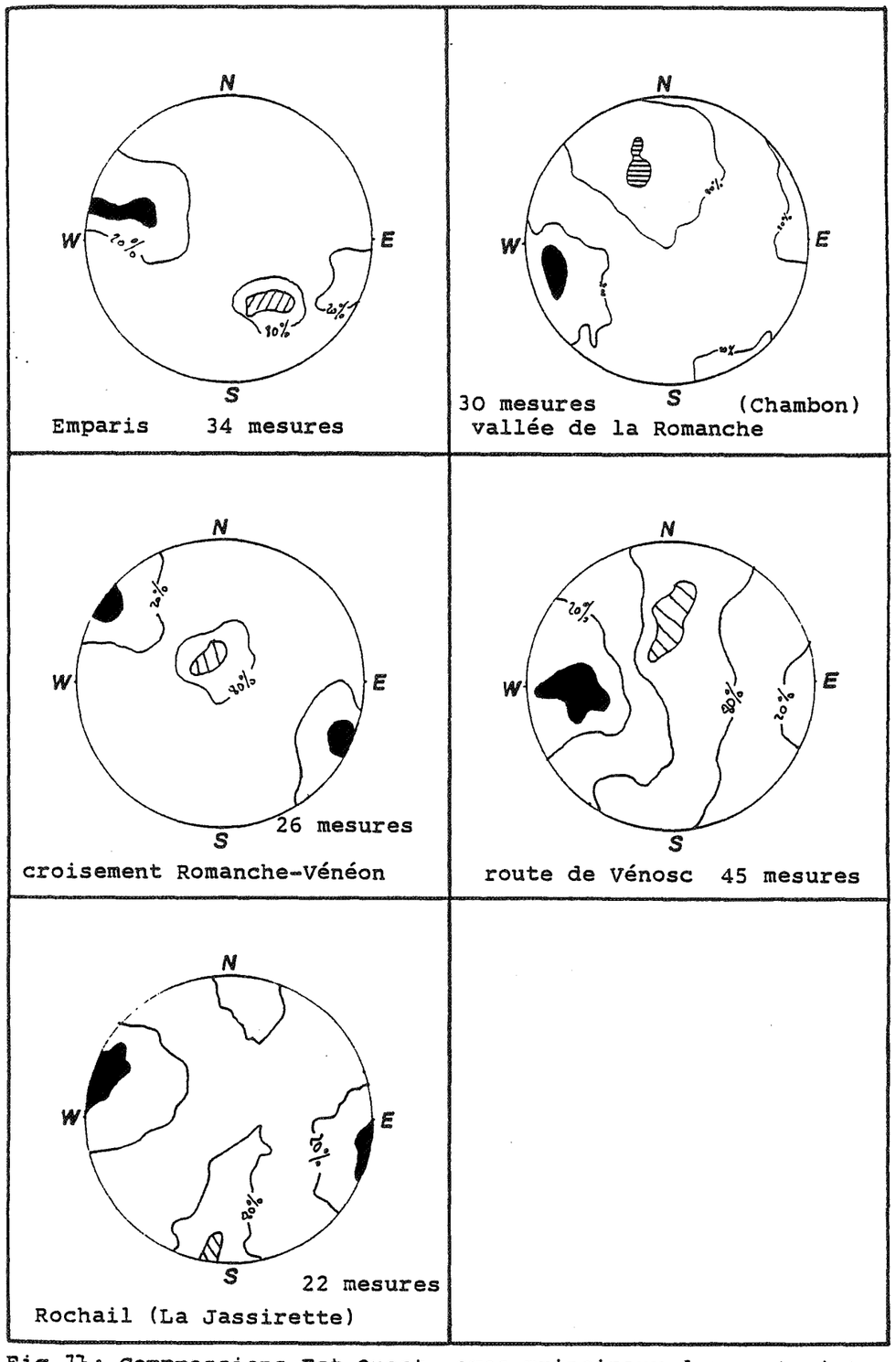


Fig.77 : Compressions Est-Ouest, axes principaux des contraintes.

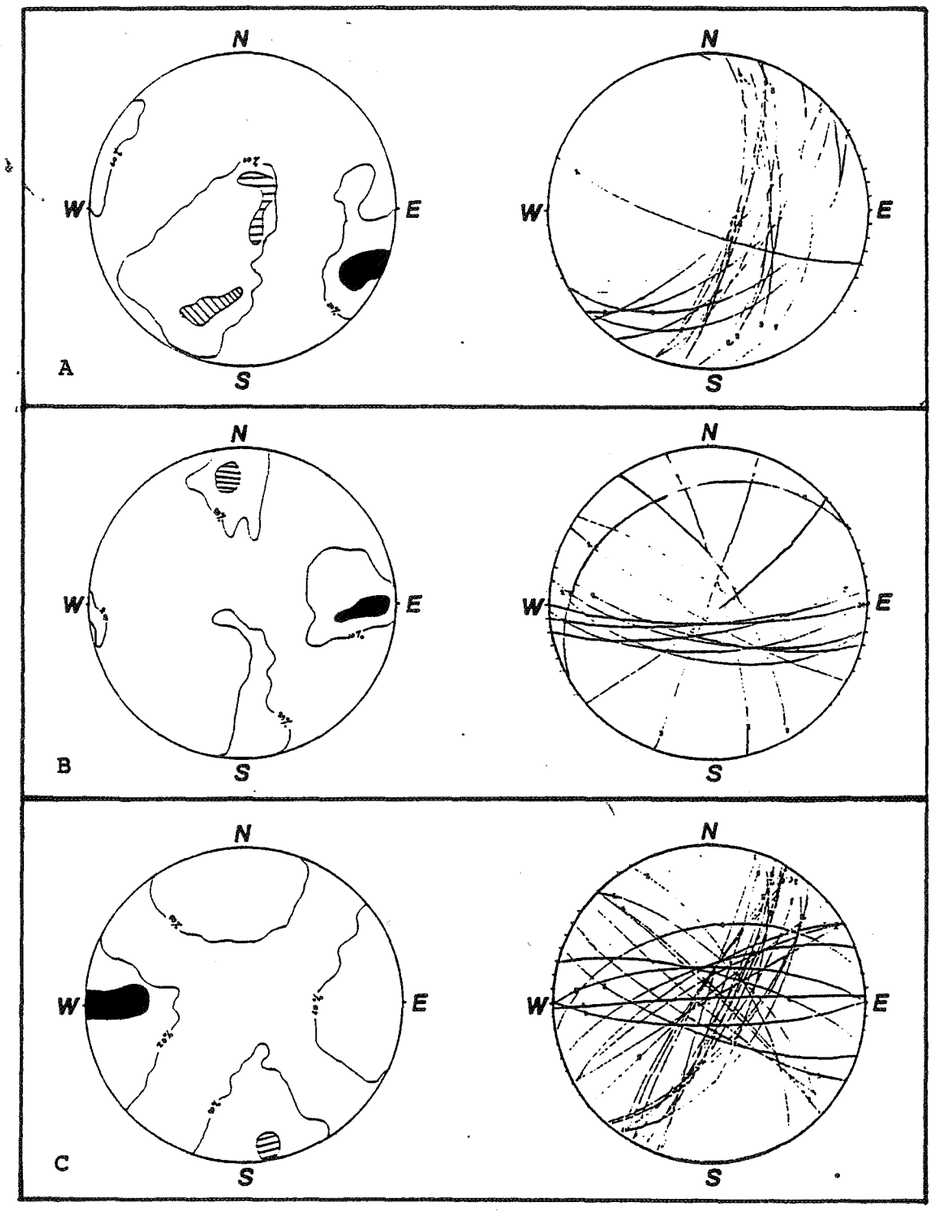


Fig.78 : Compressions E-W individualisées sur 3 secteurs à proximité de la faille du col d'Ornon, échelonnés du Sud vers le Nord. Axes principaux des contraintes, projection sur hémisphère inférieur, noir, raccourcissement, hachuré, allongement et traces cyclographiques et stries des plans de failles.
A: secteur de Oulles
B: granites des 7 Laux
C: secteur de Grand-Maison

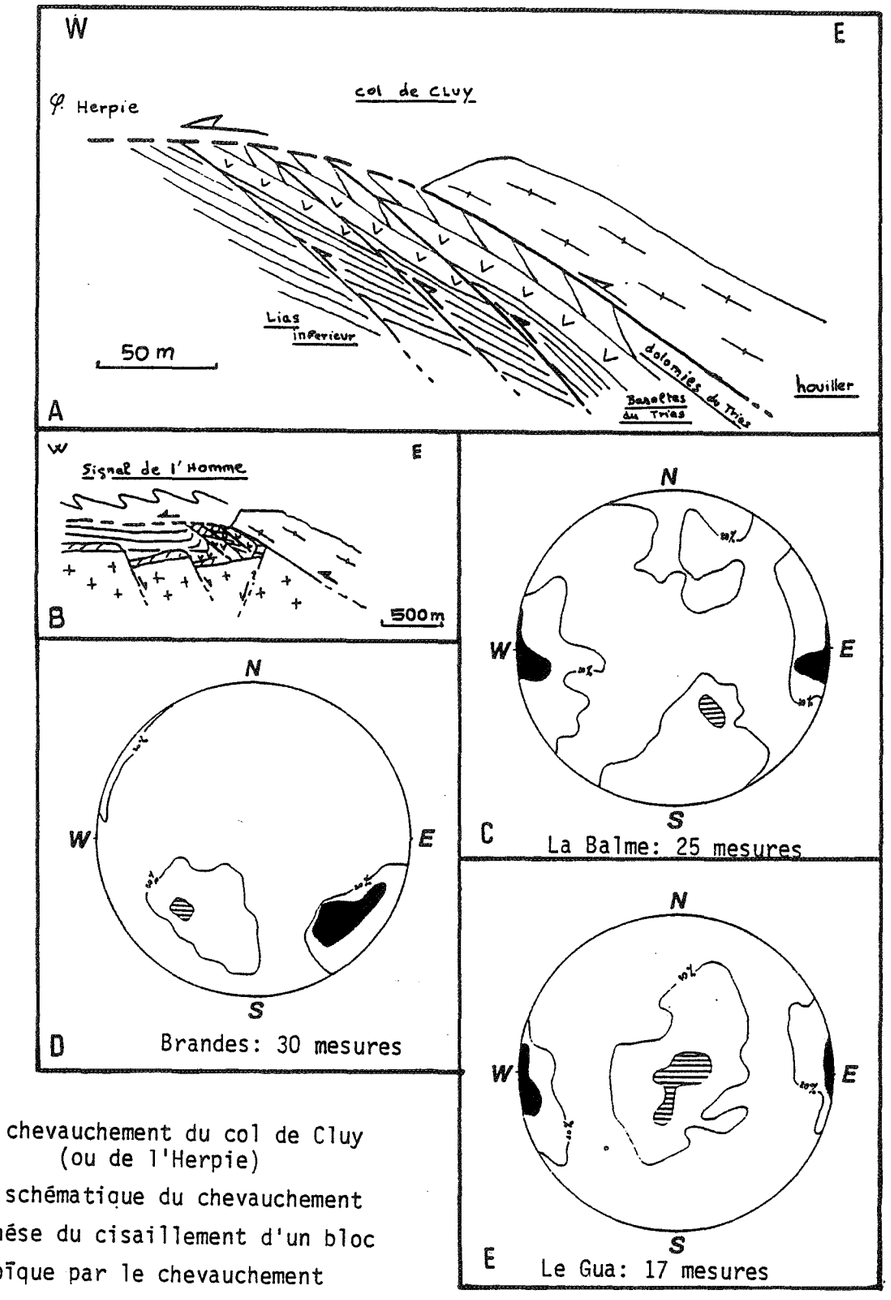


Fig.79: Le chevauchement du col de Cluy (ou de l'Herpie)

A: Coupe schématique du chevauchement

B: Hypothése du cisaillement d'un bloc mésozoïque par le chevauchement

C: Axes des contraintes (légende fig.78) reconstitués à proximité du chevauchement dans le secteur de La Balme

D: Idem ,secteur de Brandes (Alpes d'Huez)

E: Idem ,secteur du Gua (Sud de l'Herpie)

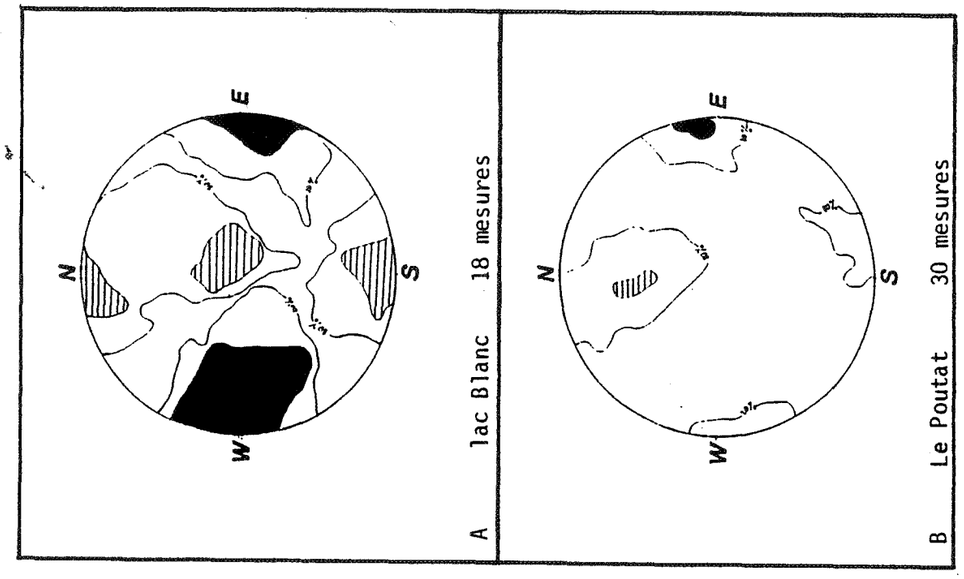


Fig.80: Axes principaux des contraintes (légende fig.78) à relier avec les chevauchements du Sud des Petites Rousses et de l'Herpie (voir aussi fig.79)

A: secteur du lac Blanc

B: secteur du Poutat (terminaison Sud des Petites Rousses)

Fig.80B: Inversion des structures à l'Est de la terminaison Sud des Petites-Rousses (cf fig.70) le chevauchement mentionné en pointillé éxiste juste au Sud de cette coupe (F.de l'Herpie) (coupe c,c'; fig.70)

E-W. Nombre d'entre elles ont été mesurées dans les rochers d'Armentier *(fig. 98)* et montrent des stries de décrochements avec des sens de mouvements impliquant une compression E-W se superposant aux stries de jeu normal mésozoïque *(v. p. 165)*.

b) Des chevauchements à vergence W à N-NW *[Barféty et Gidon, 1983]* existent dans la région. Celui de "Pierre Grosse" décrit par BARFETY et GIDON *[1983]* sur le flan Nord du Rochail est à vergence Ouest. Sous ce chevauchement, le Lias est ployé en un vaste crochon synclinal d'axe N20. Dans son compartiment supérieur, le Trias et la surface du cristallin décrivent une demi-voûte d'axe N-S. Les mesures effectuées dans les granites du Rochail de ce secteur ont permis de reconstituer une direction de raccourcissement orientée N100 *(fig. 76 et 77)*.

c) Des stries inverses ont été mesurées sur le plan de faille du Col d'Ornon *(fig. 78)*. Elles témoignent de la reprise en faille inverse de cet accident majeur. Toutefois, l'importance du rejet vertical propre à cette phase n'est pas évaluable, mais ce rejet est certainement assez mineur par rapport à celui induit par les phases distensives mésozoïques.

d) Un chevauchement subméridien à vergence Ouest affecte le sillon houiller que l'on peut suivre depuis Venosc jusqu'aux Grandes-Rousses, en passant par le col de Cluy et le secteur de l'Herpie près de L'Alpe-d'Huez *(fig. 81)*. Ce chevauchement a entraîné au Sud du col de Cluy, par crochonnement, le renversement et l'écaillage des couches triasico-liasiques *(fig. 79)*. Suivant l'importance du rejet de cet accident au niveau des Grandes-Rousses, on peut se demander si la ligne de crête actuelle (Pic de l'Etendard, Pic de l'Herpie) représente réellement la tête du bloc basculé mésozoïque des Grandes-Rousses *(fig. 80)*.

e) De nombreux filons de quartz, bien connus dans la région de Bourg-d'Oisans (La Gardette, l'Alpe-d'Huez, le Col du Sabot) ont une direction N100 à 120 *(fig. 76)*. Une interprétation possible est de les rattacher à ce système compressif et de les considérer comme des méga-fentes de tension *(fig. 76)*.

2°) Essai de datation de ces compressions

Pour préciser l'âge de cette phase, il convient de recourir à des analogies avec des régions avoisinantes, où elle est également connue et mieux encadrée stratigraphiquement.

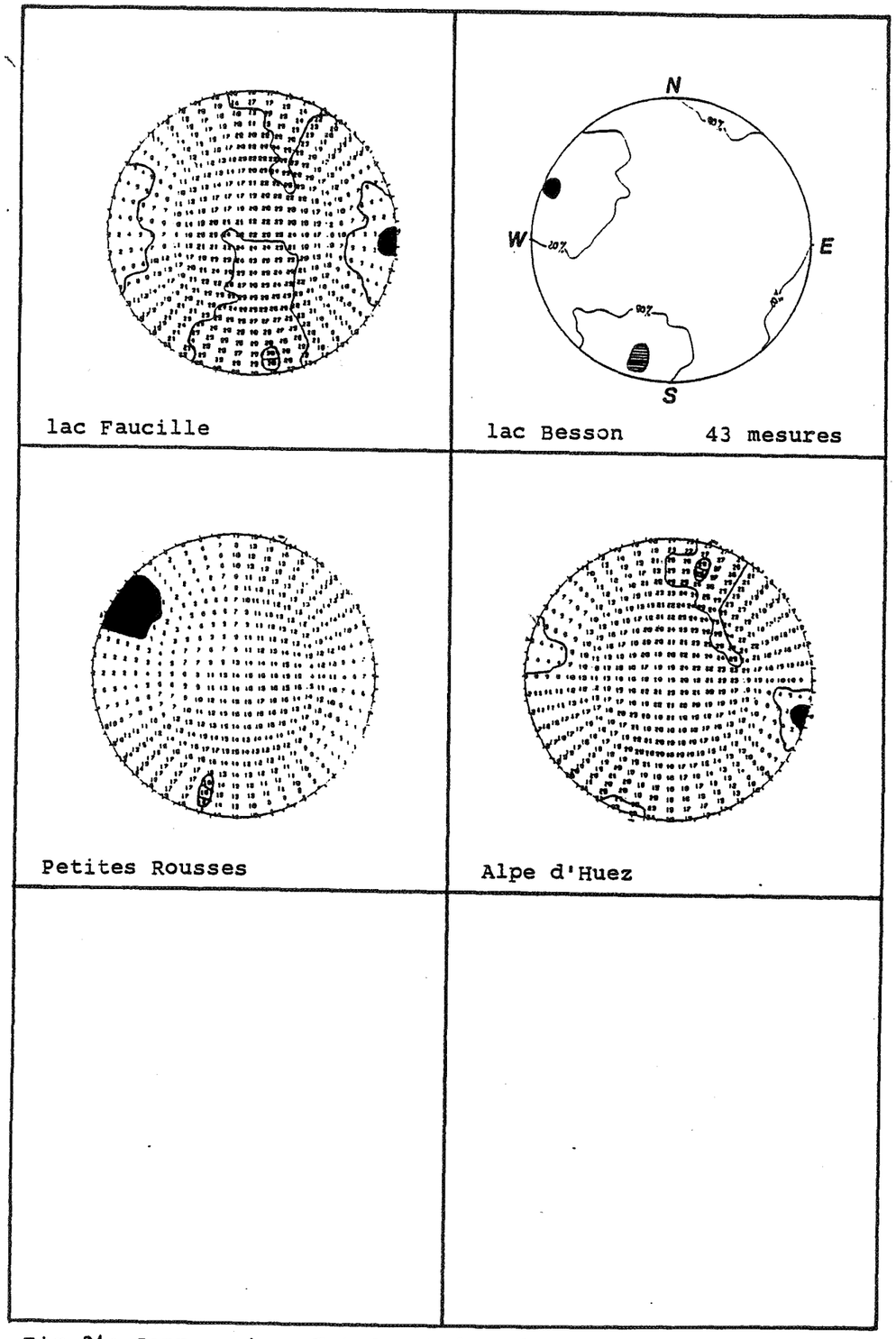


Fig. 81: Compressions Est-Ouest dans le secteur de l'Alpe d'Huez
Axes principaux des contraintes

a) Dans les massifs subalpins comme la Chartreuse et le Vercors, les raccourcissements horizontaux E-W à E.SE-W.NW sont datés du Miocène supérieur, voire post Miocène *[Gidon, 1964 ; 1981 ; 1982; Gidon et Arnaud, 1978; Grillot et Dazy, 1983]*.

b) Dans le Pelvoux, les serrages E.NE-W.SW à E-W sont issus d'une tectonique postnummulitique se traduisant principalempment par le jeu coulissant de blocs en mosaïque *[Gidon, 1979]*.

c) Dans le Sud du Pelvoux, des serrages SE-NW post-nummulitiques ont pu être mis en évidence *(fig. 89) [Lami et al, 1986]*.

d) Dans les Baronnies, les serrages E-W sont connus et sont probablement d'âge Miocène moyen (Helvétien?) *[Gerlier, 1985]*.

e) Enfin, dans le couloir rhodanien, les serrages E-W sont post-Miocène *[Bergerat, 1982 ; 1985]*.

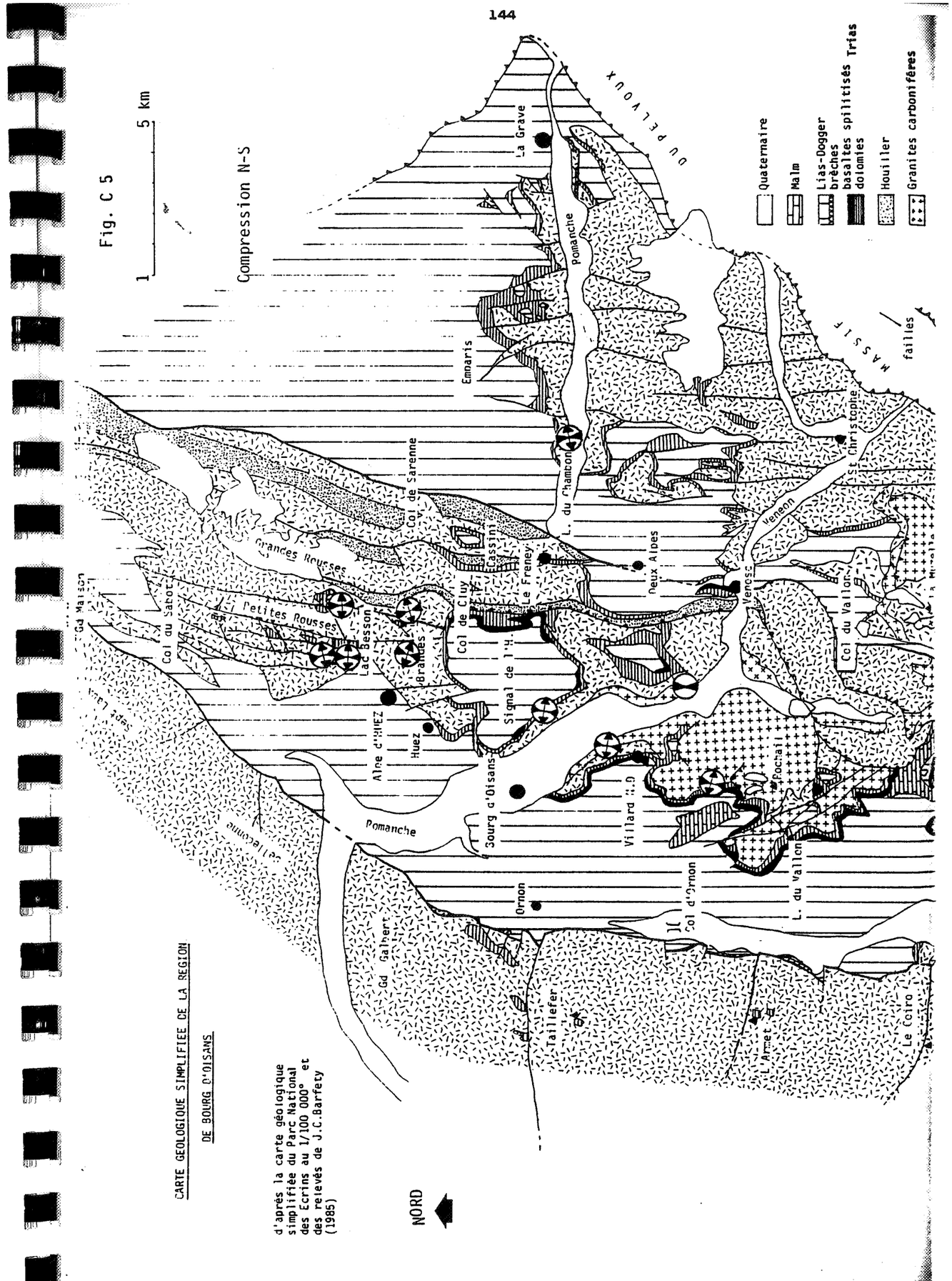
Des essais de datation radiochronologiques Potassium/Argon ont été tentés sur les basaltes spilitisés du sommet du Trias. Un âge de 15-20 Ma a été obtenu *[Bonhomme, 1986 renseignement oral]*. Ces basaltes ont clairement subi les effets de cette phase ; leur rejuvénation est liée à l'épimétamorphisme contemporain de ces compressions. L'âge ainsi obtenu permettrait ainsi de dater cette phase.

B - <u>Raccourcissements Nord-Sud</u> *(Fig. C5)*

Une direction de raccourcissement comprise entre N160 et N30 est mise en évidence.

1°) <u>Exemples de structures liées à ces compressions</u>

a) Une faille inverse N80 affecte les granites du Rochail au Nord de Villard Notre-Dame. Cette faille pentée de 55 degrés est déversée vers le Nord *(fig. 82)*. Ce pendage, élevé pour une faille inverse, pourrait suggérer qu'il s'agisse d'un ancien accident triasique du style de ceux des rochers d'Armentier *(v.p. 53)*, repris en compression et inversé lors de ces serrages N-S. Les mesures effectuées dans les granites ont permis d'individualiser une direction de compression orientée N10-15 *(fig. 82)*. Cette faille inverse, dont le rejet est d'une quinzaine à une vingtaine de mètres s'amortit rapidement dans les terrains liasiques sus-jacents.



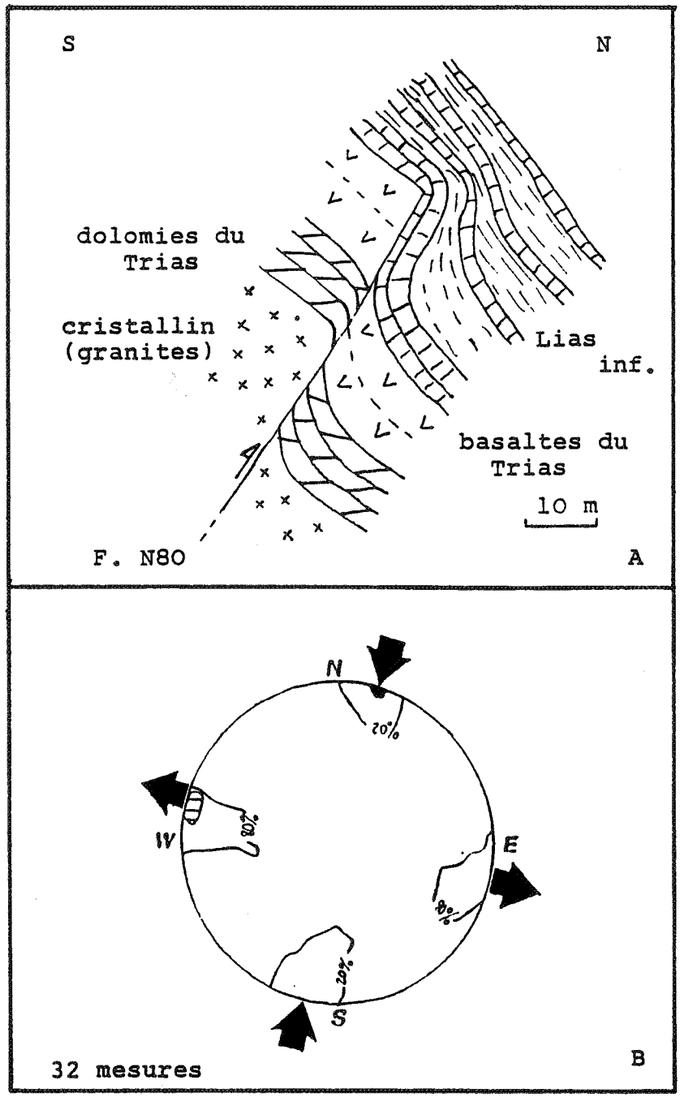


Fig.82: Faille inverse dans les granites du Rochail au Nord de Villard Notre Dame.
A: Coupe schématique de la faille.
B: axes pricipaux des contraintes (légende, voir fig.23) les mesures ont été éffectuées dans les granites de la route Bourg d'O.-Villard N.D.

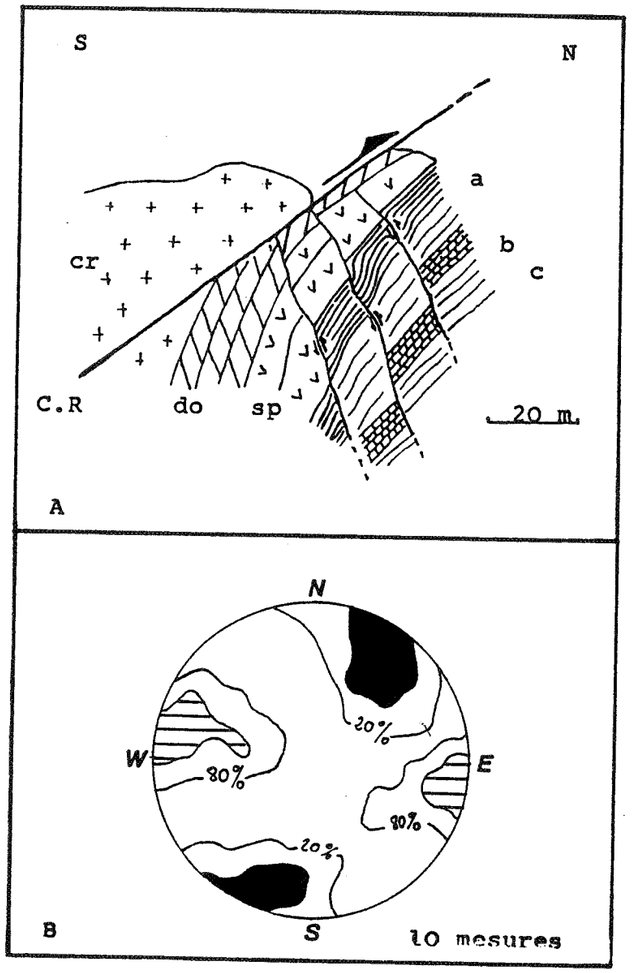


Fig.83: Le chevauchement du Rochail
A: Coupe schématique du chevauchement sur le versant Nord du Rochail; cr, cristallin, do, dolomies du Trias, sp, basaltes spilitisés du Trias, a,b,c, Lias inf.
B: Axes principaux des contraintes (mesures prises dans les granites à proximité du refuge des Sources, 2300m) légende, voir fig.23.

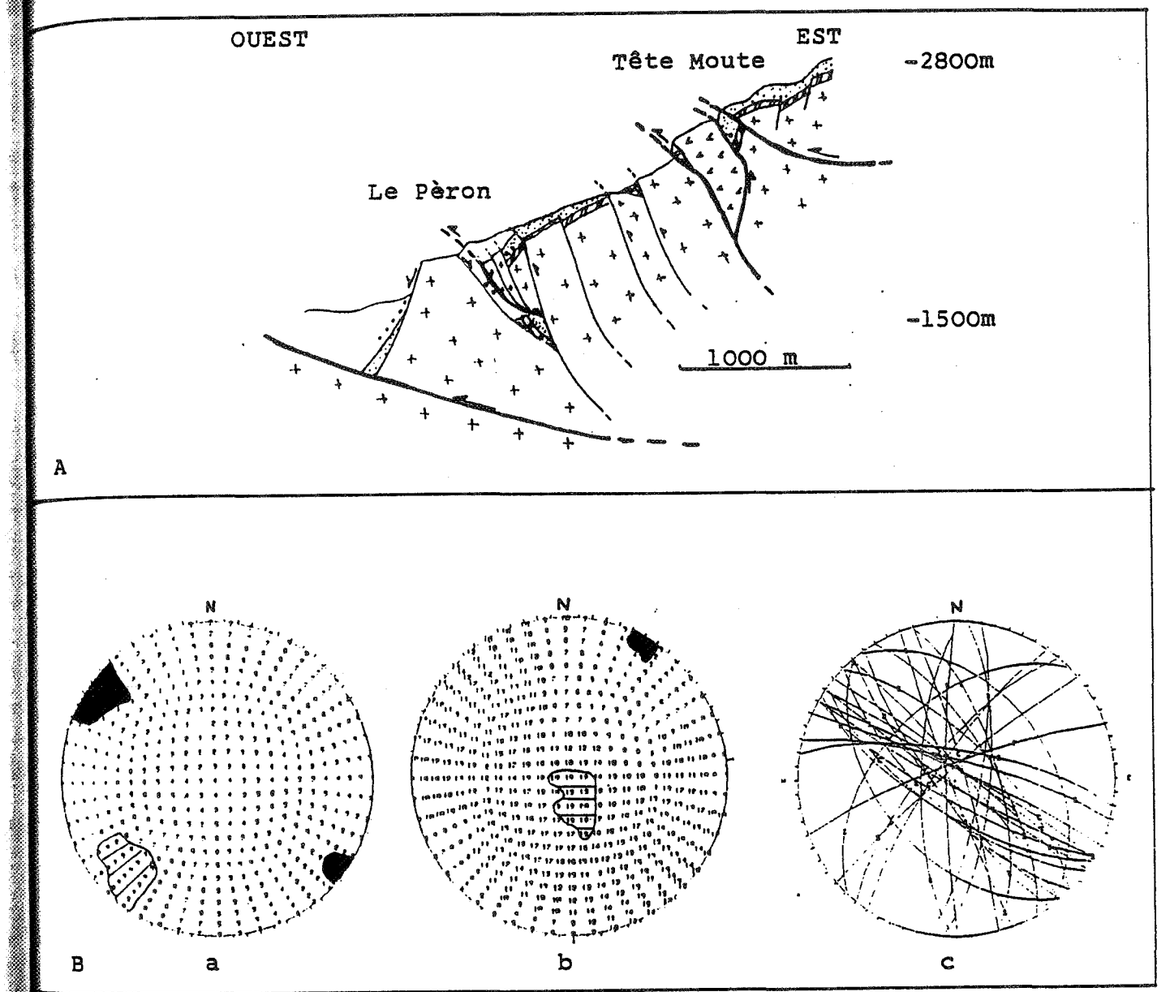


Fig.84: Les compressions alpines dans la région des Deux Alpes.
A : coupe E-W, voir légende Fig. .
en trait gras; failles alpines non héritées des épisodes antérieurs
en trait fin; failles héritées des épisodes du Jurassique(voir fig.45)
B : axes principaux des contraintes (légendes fig.23)
a, compréssion SE-NW, b, compréssion NE-SW, c, traces cyclographiques et stries des plans de failles impliqués lors de ces compréssions

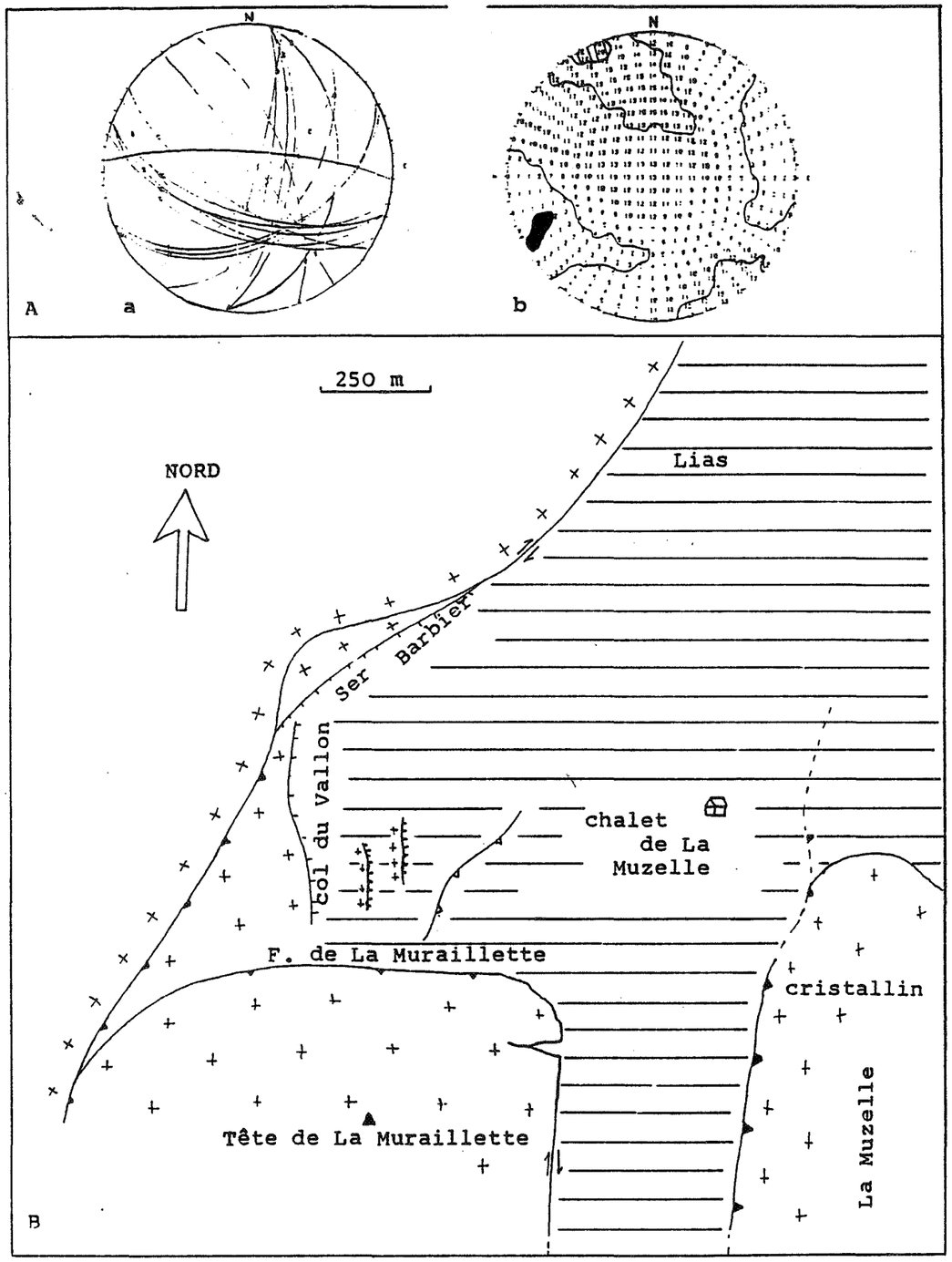


Fig.85: Secteur du col du Vallon .
A: a. traces cyclographiques et stries des plans de failles ayant fonctionné lors des compréssions alpines.
b. axes principaux des contraintes ; noir, raccourcissement, hachuré, allongement (hémisphère inf.). Compréssion NE-SW .
B: Carte structurale schématique du secteur du col du Vallon.
failles normales mésozoïques, , failles chevauchantes,
failles en décrochement.

b) Les chevauchements de Côte Belle *[Desthieux et Vernet, 1968 ; Barféty et Gidon, 1983]* sont constitués de deux cassures parallèles. Le plan de faille E-W penté de 45° vers le Sud recoupe l'interface cristallin sédimentaire au Sud de Villard Notre Dame. Une direction de raccourcissement N-S, obtenue par la mesure des plans et des stries, a pu être individualisée à proximité de ce plan chevauchant *(fig. 77)*.

c) Le chevauchement du Rochail dans le versant N-E du Col du Rochail *(fig. 83)* provoque un décalage kilométrique du tracé cartographique de la limite cristallin/couverture. Les plis induits dans la couverture traduisent un chevauchement vers le Nord *[Barféty et Gidon, 1983]*. Les mesures effectuées dans ce secteur révèlent un raccourcissement orienté N30 environ *(fig. 83)*.

d) Des stries de décrochement, témoignant d'un jeu sénestre en accord avec ces compressions N160 à N-S, ont été mesurées sur le plan de faille du Col d'Ornon.

e) Enfin, un épisode de raccourcissement orienté NE-SW est responsable de chevauchements *[Gillchrist et al, 1986 ; Gillchrist et al, -à paraître-]* postérieurs à ceux à vergence W-NW, mais probablement aussi postérieurs à ceux vergence Nord. En effet, quelques stations de mesures ont révélé une direction de raccourcissement NE-SW, qui peut être reliée à ces chevauchements *(fig. 84, 85 et 88)*.

En fait, il est vraisemblable que la direction de compression, approximativement N-S, résulte d'une superposition des effets de deux phases distinctes. Ceci est en accord avec le fait que deux directions de chevauchements existent (N-S et NE-SW) *(fig. 86, 87 C6 et 88)* et expliquerait le fait que l'on trouve des stries appartenant à ces épisodes compressifs, tantôt plus anciens et tantôt plus récents que celles attribuables aux compressions E-W. Cette chronologie relative basée sur la superposition des stries sur un même miroir de faille tendrait à montrer que les directions de raccourcissement N160 à N-S dans la région de Bourg-d'Oisans sont antérieures aux compressions E-W, alors que les directions N20 à NE-SW sont postérieures.

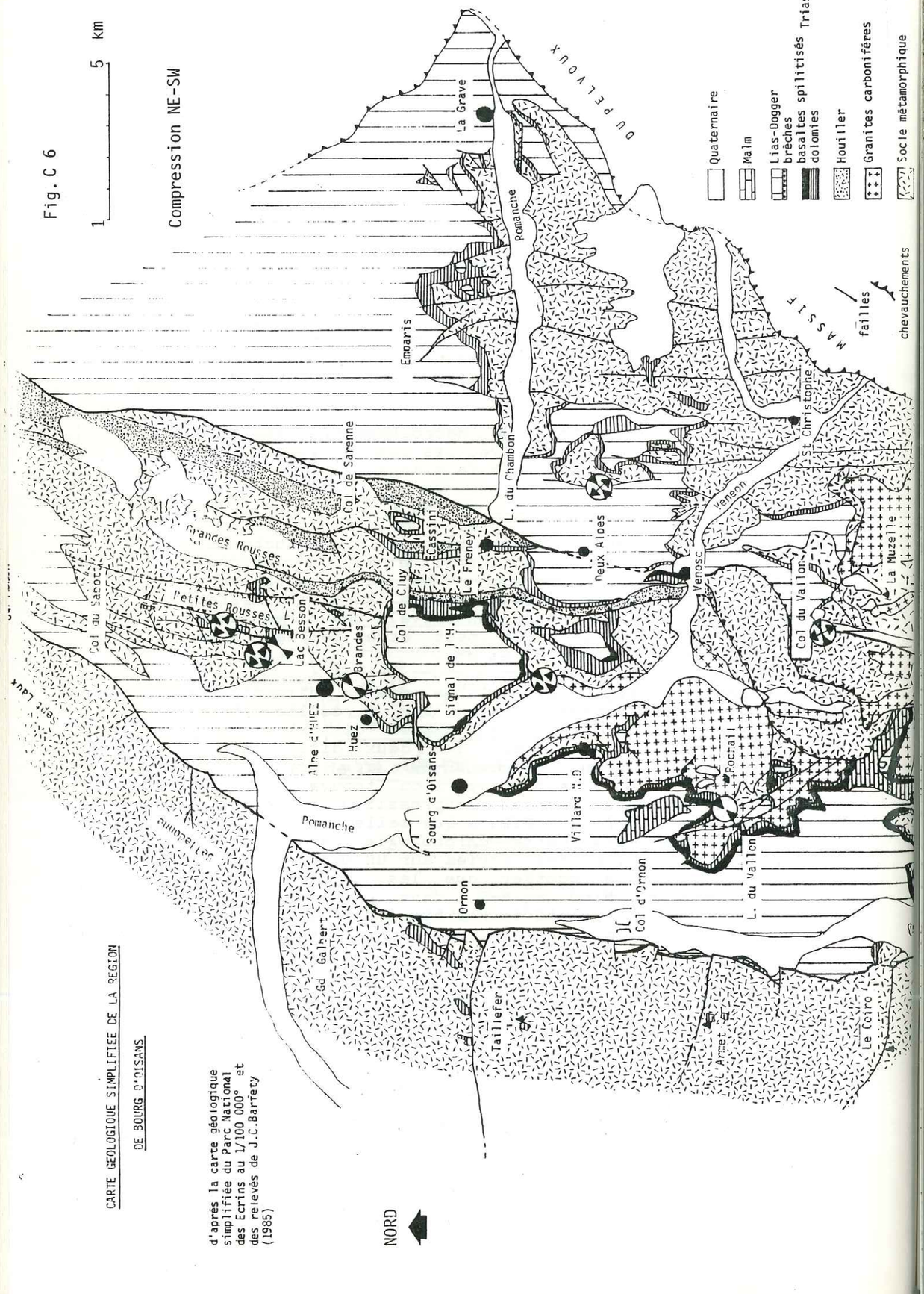
2°) <u>Datation des compressions N160 à Nord-Sud</u>

Ces compressions sont donc anté-Miocène supérieur *(cf. ci-dessus)*. On les connait dans d'autres régions du S-E.

Fig. C 6

1 5 km

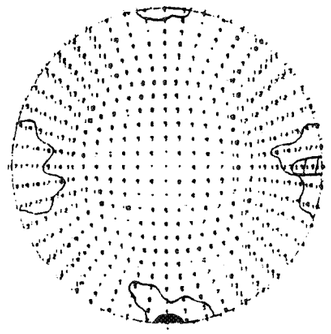
Compression NE-SW



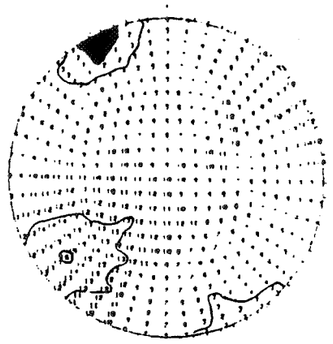
CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DE LA REGION DE BOURG D'OISANS

d'après la carte géologique simplifiée du Parc National des Ecrins au 1/100 000° et des relevés de J.C.Barféty (1985)

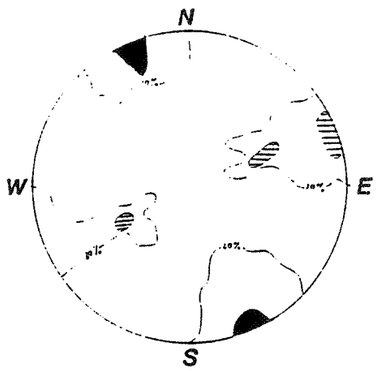
NORD



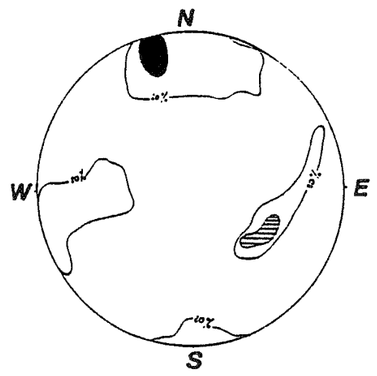
lac Besson Sud



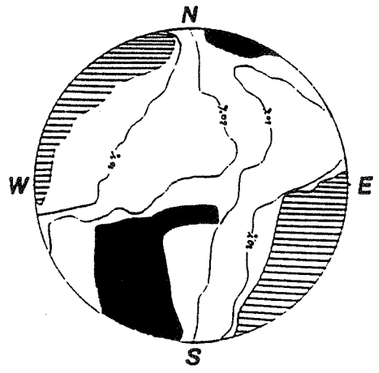
lac Besson Nord



Le Poutat 18 mesures

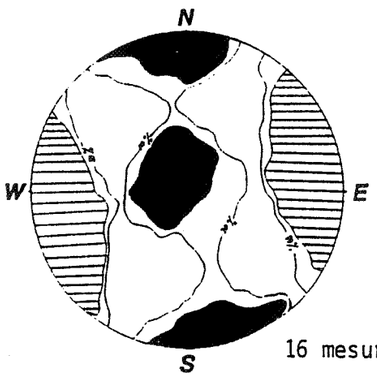


lac Blanc 21 mesures



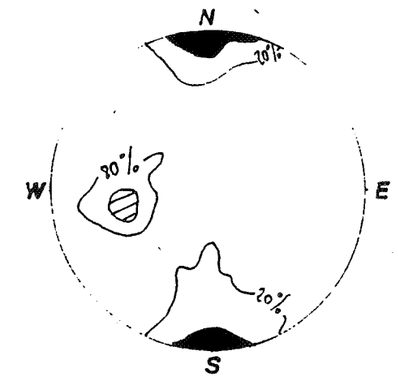
Brandes 8 mesures

Fig.86: Compréssions Nord-Sud , secteur ALpe d'Huez-Petites Rousses.
Axes principaux des contraintes.



16 mesures

vallée de la Romanche, Chambon



Route de Vénosc 21 mesures

FIG. 87: Compréssions Nord-Sud , axes principaux des contraintes.

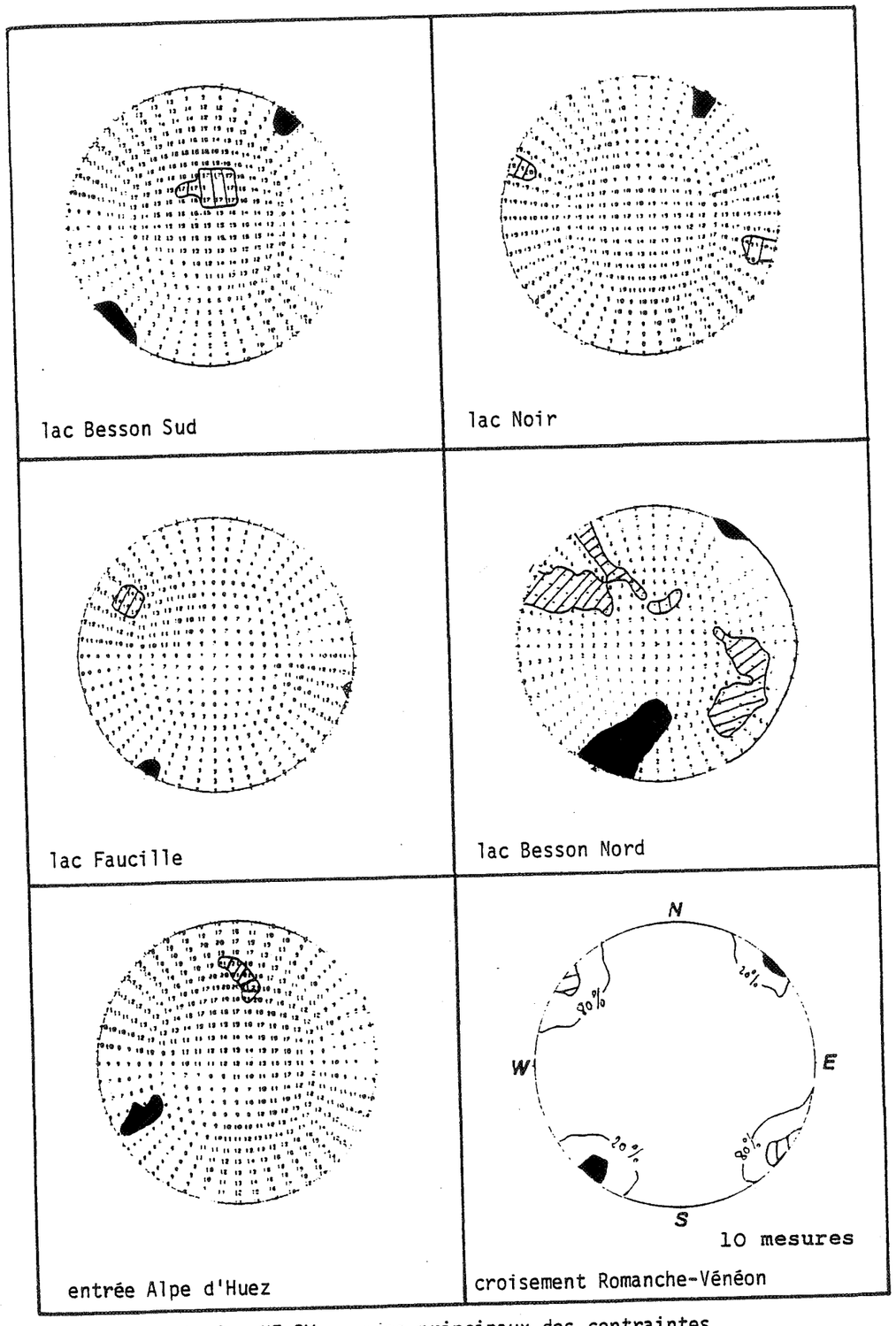


Fig. 88: Compressions NE-SW , axes principaux des contraintes.

a) Les écaillages du socle cristallin du Pelvoux sont en grande partie dus aux serrages NW-SE "anté-sénoniens", bien connus dans le Dévoluy *[Gidon, 1979 Gidon et al, 1970]*.

b) Une compression N-S a été individualisée dans les Baronnies, il peut s'agir soit d'une phase précoce anté-sénonienne, mais également d'un ensemble d'épisodes compressifs ayant affecté une partie de l'Eocène (phase pyrénéo-provençale) *[Gerlier, 1985]*.

c) Dans le couloir rhodanien, F. BERGERAT *[1982 ; 1985]* met en évidence des serrages N-S d'âge Eocène.

d) Dans le Vercors, H. ARNAUD *[1973]* a pu mettre en évidence un jeu sénestre de la faille de Presle postérieur au Turonien supérieur et antérieur au Miocène.

e) Enfin, des mesures effectuées dans le socle et la couverture nummulitique du Sud du Pelvoux *[Lami et al, 1986]* ont permis d' individualiser une phase caractérisée par une distension synnummulitique *[Fabre et al, 1985]* de direction NW-SE. Or, à la même époque, la présence de grandes failles décrochantes N160 permet d'interpréter cette distension comme une réponse locale à une compression subméridienne. Le jeu sénestre de ces accidents N160 peut engendrer le jeu également sénestre d'accidents N140 (connus dans cette région). Ceux-ci permettent l'apparition de relais en transtension à l'intérieur desquels l'extension est orientée N140 *(fig. 89)*.

Il est probable en définitive que cette direction de raccourcissement ait contrôlé les différents épisodes tectoniques compressifs s'échelonnant du Crétacé supérieur au début du Miocène. La phase distensive E-W Oligocène, connue en de nombreuses régions, peut s'expliquer par une modification momentanée et localisée du champ de contraintes, modification ne faisant intervenir qu'une permutation des contraintes $\sigma 1$ et $\sigma 2$; le trièdre des axes restant constant en direction tout au long de cette période.

3°) <u>Datation des compressions N30 à NE-SW</u>

Ces serrages N.NE-S.SW à NE-SW sont postérieurs aux serrages E-W, donc post-Miocène supérieur.

On peut les relier aux phases compressives responsables au Sud du Pelvoux du déplacement vers le S-SW de la nappe de Digne *[Gidon et Pairis, 1986]*. Or la mise en place de cette nappe est très nettement postérieure au Miocène de la région de Digne, puisqu'elle affecte les molasses miocènes de cette région et même

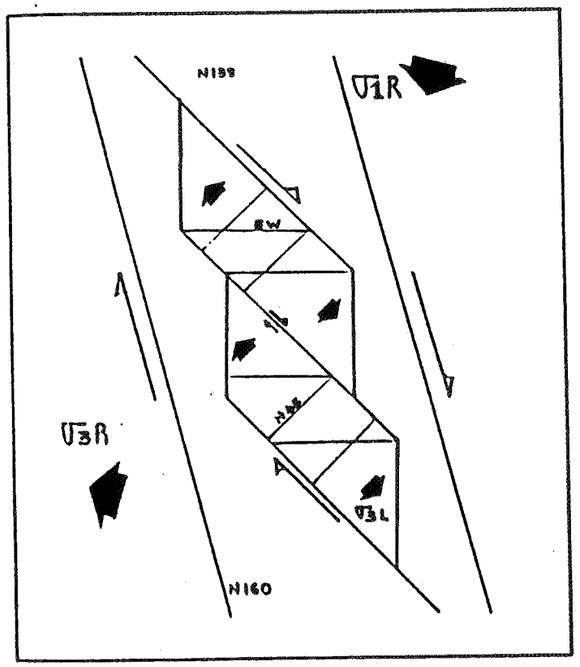
Fig.89 : PALEOCHAMPS DE CONTRAINTES DANS LA COUVERTURE NUMMULITIQUE

DU SUD PELVOUX

in Lami et al,1986 (légende:fig.85)

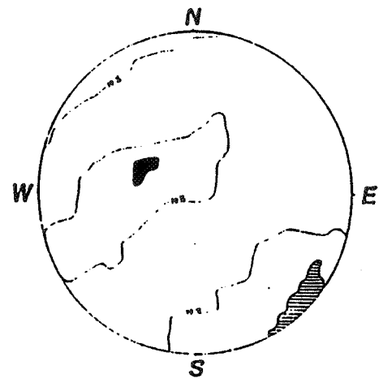
PHASE SYN-NUMMULITIQUE

interpretation tectonique : relais en transtension

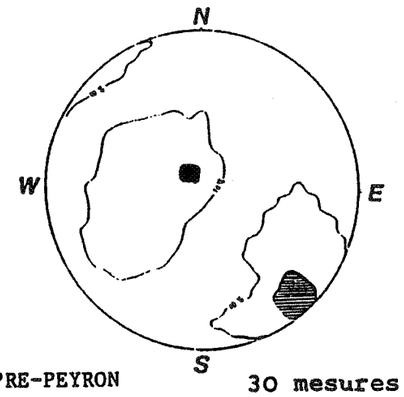


R:régionale
L:locale

EXTENSION : SE-NW

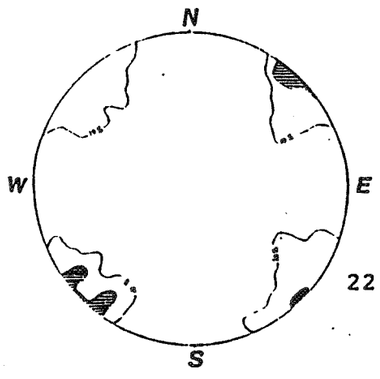


LA ROUYA 38 mesures



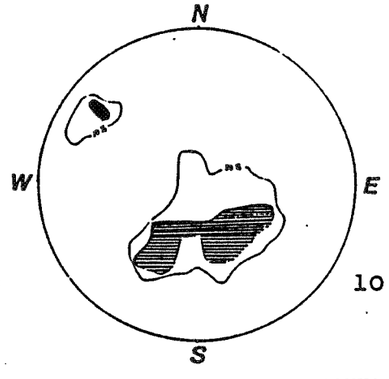
PRE-PEYRON 30 mesures

PHASE POST-NUMMILITIQUE : COMPRESSION SE-NW



22 mesures

PRE-PEYRON



10 mesures

LA ROUYA

dans certains secteurs des terrains pliocènes, voire pléistocènes *[Gigot, 1973 ; Mercier, 1978]*.

Cette phase compressive a également été mise en évidence dans les Baronnies, où elle est postérieure aux serrages E-W post-Miocène *[Gerlier, 1985]*.

II - INFLUENCE DES STRUCTURES TETHYSIENNES DISTENSIVES SUR L'EFFET DES COMPRESSIONS

Les fractures présentes dans le socle du fait de la tectonique distensive téthysienne ont influencé les résultats des compressions alpines.

Différents auteurs *[Barféty et Gidon, 1981 et 1983 ; Gillchrist et al, 1986 : région de Bourg-d'Oisans et du Pelvoux ; Gidon, 1982 : chaînes subalpines des Alpes occidentales ; Tricart et Lemoine, 1986 : massifs externes et internes alpins ; Malod et al, 1978 et 1980 : marge Sud Aquitaine ; Bureau et Lorenz, 1986 : Sud algérien]* ont décrit dees structures issues de la reprise en compression de blocs basculés et de leur couverture.

Deux types de réactions peuvent être envisagés :

- celles qui relèvent de la reprise et de l'inversion, lors des compressions alpines, des structures téthysiennes qui ont morcelé le socle,

- celles qui tiennent au comportement de la couverture sédimentaire sus-jacente à ces structures, soumise à ces compressions alpines.

A - Réactions au niveau du socle

Sous les contraintes alpines, certains accidents mésozoïques du socle ont été réactivés. Les phases de compression N-S ont eu des effets discrets dans notre région, tant dans la couverture que dans le socle. Les accidents N70 à E-W, comme aux Rochers d'Armentier ou à la Jassirette, ne semblent pas avoir été repris de façon sensible en faille inverse. Toutefois, des stries de décrochement, dextres ou sénestres suivant l'orientation de la faille, attribuables à ces phases, ont été mesurées sur le plan de la faille du Col d'Ornon mais également sur de nombreux plans annexes.

Les failles normales mésozoïques ont ainsi été le plus souvent reprises en décrochement *(fig. 90)*. Ceci implique que ces plans de décrochement ne soient pas verticaux s'ils reprennent exactement le plan mésozoïque: ils sont donc courbes en profondeur (faille listrique). Sinon, il faudrait imaginer que le plan préexistant soit rapidement relayé en profondeur par un plan plus raide

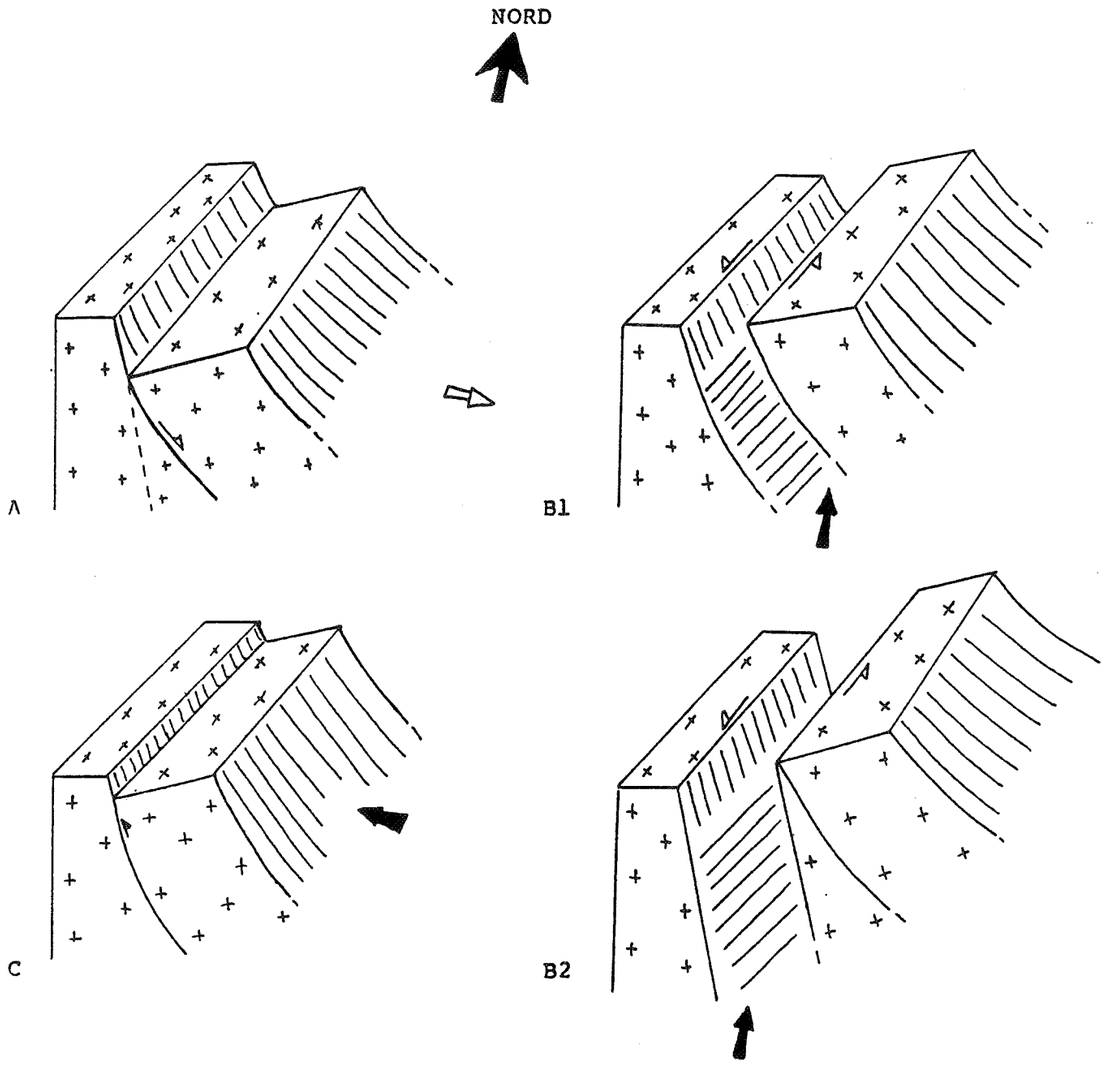


Fig.90: Reprise en compression d'une faille normale comme celle du col d'Ornon.
A: état initial avant les compréssions
B: reprise en faille décrochante sénéstre sous l'influence d'une compréssion Nord-Sud
B1: le décrochement reprend exactement l'ancien plan de faille normale
B2: le décrochement emprunte un nouveau plan plus raide
C: reprise en faille inverse sous l'effet d'une compression Est-Ouest

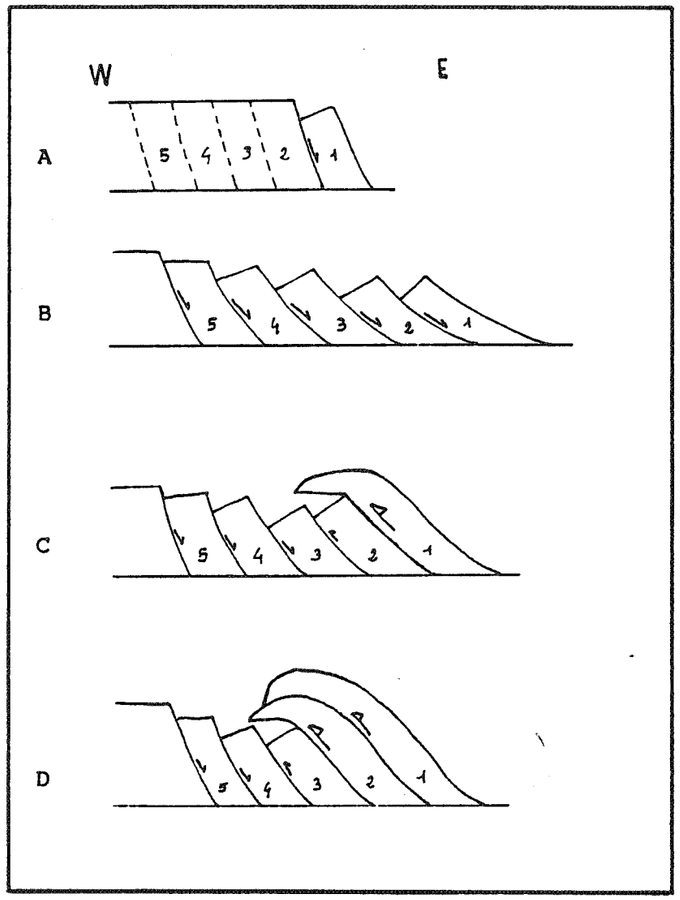


Fig.91: Progradation de la déformation sur une marge continentale
A et B: En distension; la progradation se fait de l'interne (1) vers l'externe (5). Les plans les plus anciens sont basculés et donc moins raides au fur et à mesure de la progadation de la déformation.
C et D: En compression (inspiré des conceptions de Boyer et Elliot, 1982); la progradation se fait de l'interne (1) vers l'externe (5)par réactivation progressive des failles listriques jurassiques. Les plans les plus internes, les moins raides, sont facilement repris en chevauchement (rampes). Les plans les plus externes, plus raides, ne pourront évoluer en chevauchement (de nouveaux plans pourront toutefois prendre le relais: voir fig.92)
1: Combeynot, 2: Meije, 3: Mont de Lans-Emparis
4: Grandes Rousses-Rochail, 5: Belledonne-Taillefer

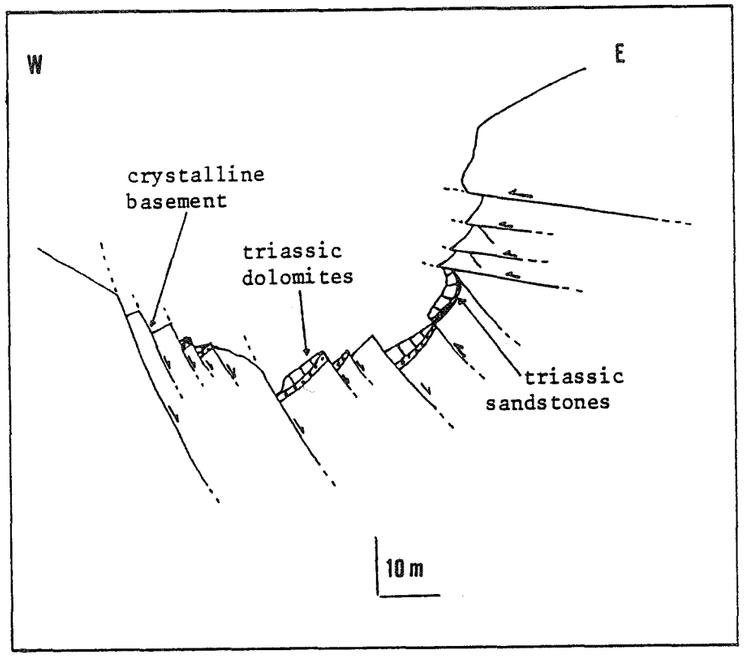
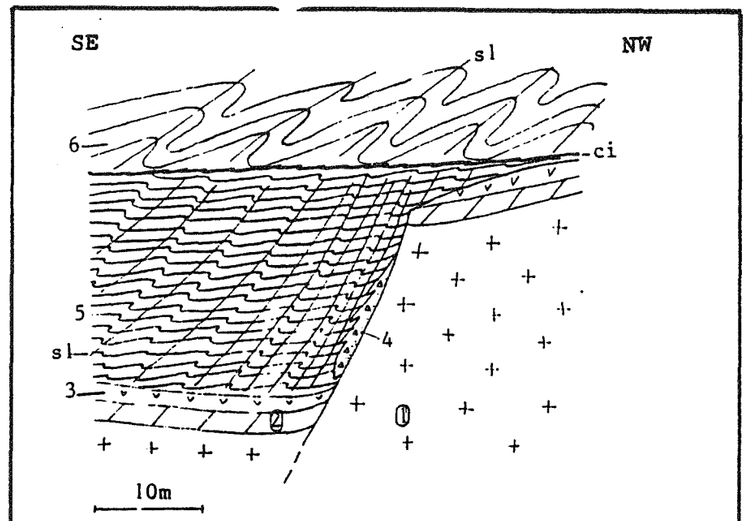


Fig.92: Coupe au Sud des Petites Rousses (Le Poutat) près de l'Alpe d'Huez montrant la progradation de la compression de l'Est vers l'Ouest . Les failles normales sont d'abord reprises en failles inverses .

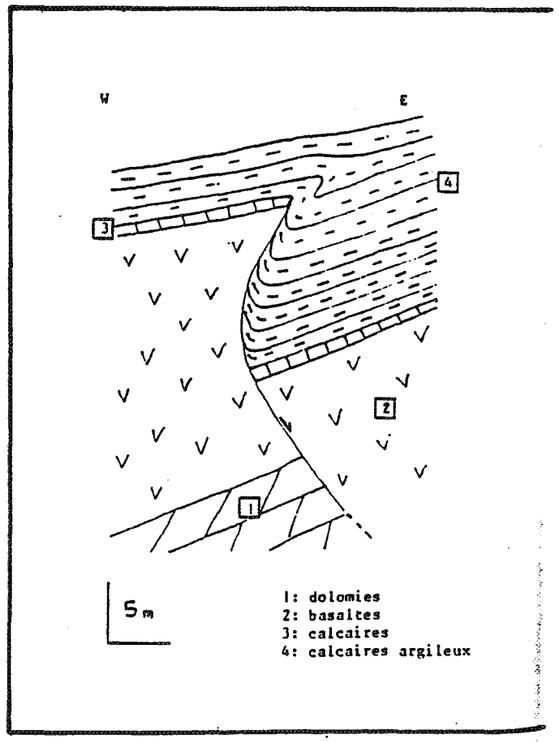
Vers l'Est, les compréssions étant plus fortes, de nouveaux plans moins redréssés apparaissent, cisaillant les têtes des blocs.



1.cristallin,2.dolomies triasiques,3.basaltes triasiques,4.breches,5et6.lias calcaire
sl.schistosite,ci.cisaillement.

Fig.94: Coupe sur le flanc Nord du Rochail illustrant les effets différents de la tectonique compréssive dans le demi-graben (La Jassirette) et au dessus de la tête du bloc.

Fig.95: Coupe au Nord du lac du Vallon (versant Ouest du Rochail) illustrant la flexion d'un ancien plan de faille normale sous l'effet de la tectonique compréssive .



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

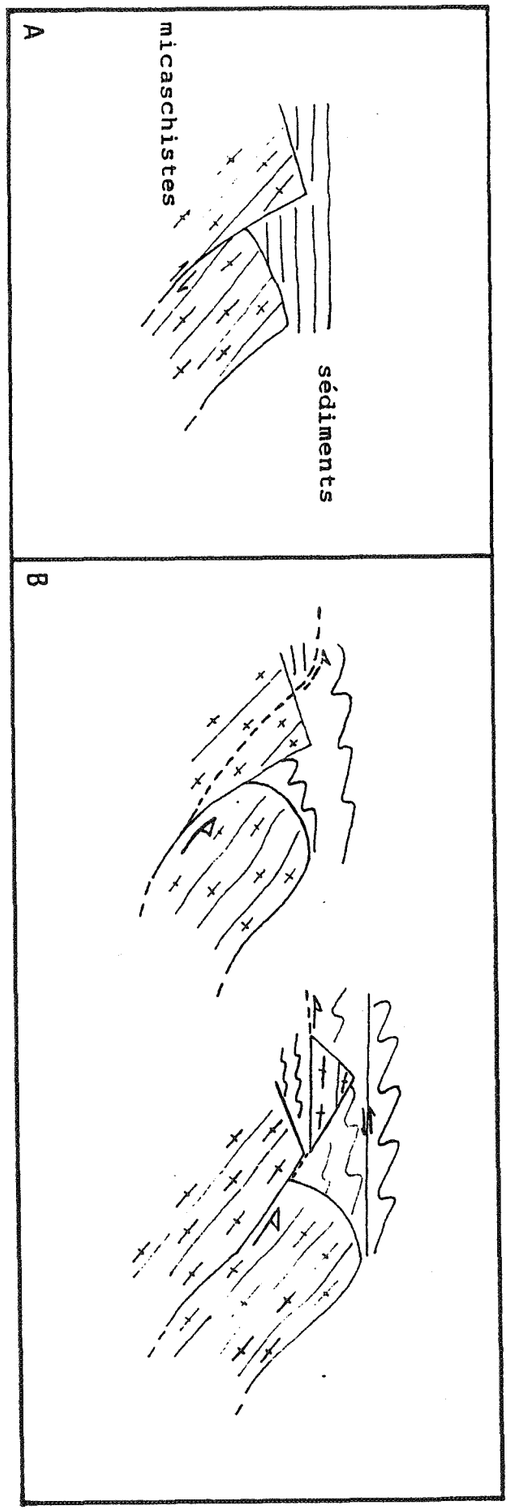


Fig.93: Formation d'écailles "flottantes" par inversion d'une structure distensive
A: demi-graben engendré par une faille normale
B: reprise en faille inverse et cisaillement de la tête du bloc (la faille normale initiale est trop raide pour évoluer en rampe), et "expulsion" de l'écaille

plus favorable au jeu décrochant *(fig. 90)*.

La présence de stries en jeu inverse sur des plans de faille, tels que celui du Col d'Ornon au niveau de la Chalp de Chantelouve, témoigne de la reprise en faille inverse des accidents normaux pentés vers l'Est lors des compressions E-W. Ce jeu inverse s'accompagne parfois d'un redressement du plan de faille (une quinzaine de degrés pour la faille du Col d'Ornon *(v.p. 122)*.

Le fait que la faille du Col d'Ornon n'ait pas évolué en chevauchement lors des compressions alpines, contrairement aux accidents analogues plus internes (chevauchement Meije-Muzelle), peut s'expliquer par le fait que les pendages des failles les plus externes étaient plus raides à la fin du Jurassique (car plus jeunes) que ceux des failles internes (plus anciens donc basculés) *(fig. 91)*.

Une coupe intéressante est observable au Nord de l'Alpe-d'Huez dans le secteur du Poulat *(fig. 92)* et montre un système de failles normales à rejet métrique à décamétrique repris en compression. Vers l'Est, ces failles sont reprises en faille inverse puis inversées comme en témoignent les crochonnements dans le Trias. Toutefois, dans les secteurs les plus orientaux, où les serrages ont été les plus importants, les blocs délimités par ces accidents sont cisaillés par des failles à faible pendage qui prennent le relais des anciens plans.

Par contre, sur le versant occidental du Rochail, au niveau du Neyrarel, un chevauchement à vergence Ouest a repris une ancienne faille normale *(fig. 96)* du lac du Vallon, cette faille appartenant au réseau de failles du Lias inférieur *(v.p. 56)*. Après le basculement au Lias supérieur du bloc Rochail, ces failles se sont retrouvées avec des pendages faibles (30° environ). Ainsi, lors des compressions E-W, certaines de ces failles ont pu fonctionner en chevauchement, le plan ancien jouant le rôle de rampe frontale.

A partir de ces deux exemples, on peut proposer deux évolutions possibles pour des accidents normaux pentés vers l'Est et repris lors des compressions :

- Le mouvement en faille inverse peut se poursuivre et évoluer en chevauchement *[Gillchrist et al, 1986] (fig. 91 et 96)*. Ceci implique toutefois que le pendage de ces accidents soit resté relativement faible. L'ancien plan joue alors le rôle d'une rampe frontale.

- Le mouvement en faille inverse s'accompagne d'un redressement simultané du plan et va ainsi se bloquer rapidement dès l'inversion de la faille. Les blocs délimités par ces failles vont alors pouvoir être

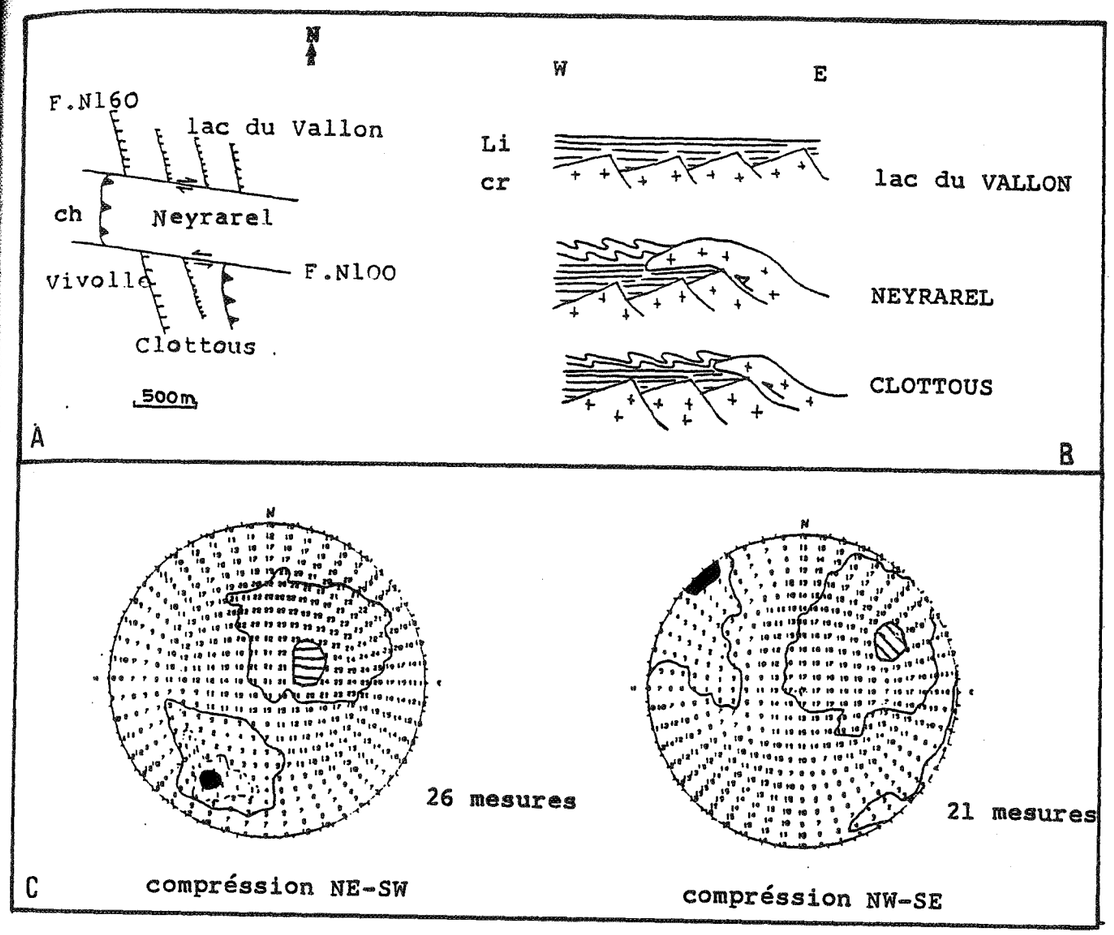


Fig.96: Effets des compréssions Alpines dans le secteur lac du Vallon--Clottous.

A: schéma structural simplifié de ce secteur lors des compréssions les anciennes failles normales N160 jouent le rôle de rampe frontale, les N110, le rôle de rampe laterale

B: coupes montrant les relations entre failles normales et chevauchements (coupes sériées du Nord vers le Sud)

cr, socle anté-liasique; Li, Lias inf.; ch, chevauchement

C: axes pricipaux des contraintes(hémisphére inf.) en noir: raccourcissement, en hachuré: allongement

cisaillés par des failles à pendage plus faible qui prendront le relais. On peut également expliquer de cette façon les formations d'écailles "flottantes" de socle qui peuvent parfois simuler des olistolites. Les écailles de socle le long de l'accident interne (ou oriental) des Grandes-Rousses *[Rudkiewicz, 1987]* peuvent s'expliquer ainsi *(fig. 93)*.

Il est possible enfin que certains plans normaux réagissent en se fléchissant. Cette différence de comportement résulte de la nature des roches affectées. Cela est le cas vers le lac du Vallon, où une ancienne faille normale, à rejet décamétrique, a été fléchie par les compressions au niveau où elle traverse les basaltes et les dolomies triasiques moins compétents que les granites sous-jacents *(fig. 95)*. Toutefois, nombre de ces failles (lac du Vallon, lac Besson...), à regard Ouest, ne semblent pas savoir été affectées de façon sensible par les compressions E-W.

En ce qui concerne les accidents à regard Ouest, il semble qu'ils aient influencé la présence de certains chevauchements à vergence Ouest par cisaillement des têtes des blocs basculés qu'ils délimitent. Le chevauchement de l'Herpie peut s'expliquer de cette façon *(fig. 79 et 92)*.

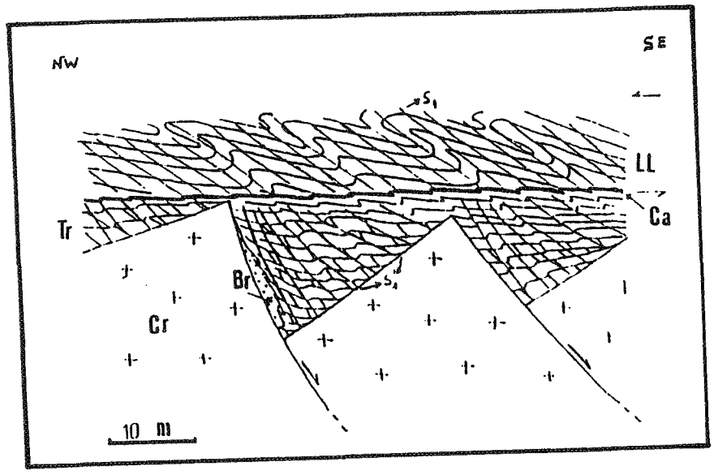
Enfin, lors de ces compressions E-W à SE-NW, les accidents N110 qui avaient un rôle de faille de transfert au Jurassique, lors de l'extension et du basculement des blocs, sont sollicités en décrochements.

Si entre ces failles N110 les failles normales N-S évoluent en faille inverse et en chevauchement, ces anciennes failles de fransfert fonctionnent comme rampes latérales délimitant des compartiments, où l'évolution des chevauchements est différente. Le secteur Lac du Vallon - Neyrarel - Vivolle peut s'interpréter suivant un tel schéma *(fig. 96)*. On expliquerait ainsi que la faille normale principale du lac du Vallon, dont le prolongement pourrait être la faille qui existe au N-E de Clottous *(v.p. 61)* ne soit plus visible au niveau du Neyrarel. Selon cette hypothèse, il ne serait pas nécessaire que cette faille à rejet normal au Nord et au Sud soit chevauchante au niveau de Neyrarel *(fig. 96) [Pinto-Bull, 1984]*. La faille normale serait masquée au niveau de Neyrarel par un chevauchement à vergence Ouest, dont l'origine est à rechercher nettement plus à l'Est *(fig. 96)*.

B - Réactions au niveau de la couverture

Les séries sédimentaires contenues dans les demi-grabens d'échelle hectométrique ont été préservées des effets de la compression. En effet, les structures des Rochers d'Armentier et celles de la Jassirette montrent la présence d'un grand plan de cisaillement

g.97 : Coupe dans les Rochers d'Armentier près de Bourg d'Oisans. Ce schéma illustre les effets différents de la compression: Dans les demi-grabens où les séries sédimentaires sont préservées en grande partie de leurs effets ; et au-dessus des blocs où les sédiments sont plus intensément plissés. Ces deux zones sont délimitées par un grand cisaillement plat souligné par de la calcite.
cr : socle cristallin ; Tr : dolomies triasiques ; br : brèches ; LL : Lias inférieur ; Ca : calcite ; Sl, S'l : schistosité alpine.



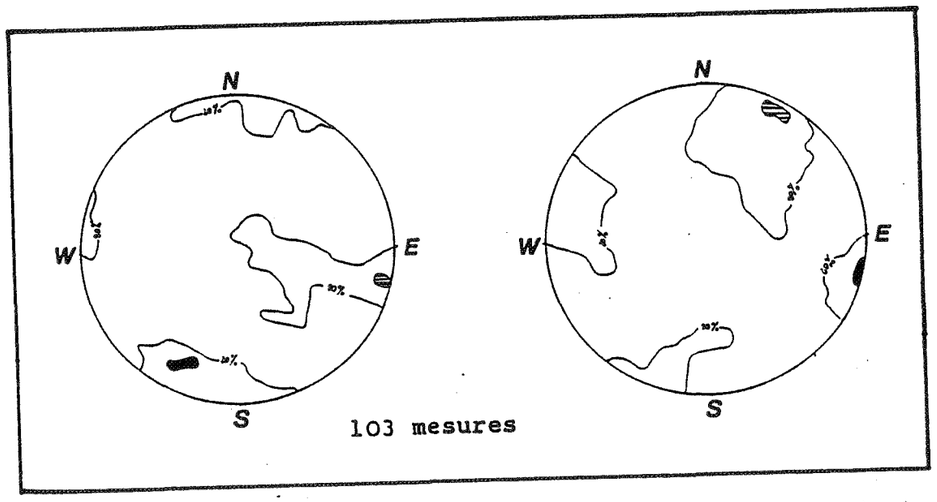


Fig.98 : Axes principaux des contraintes (légendes fig.23.) obtenus par les mesures prises dans le cristallin des Rochers d'Armentier et se rapportant aux phases compréssives Alpines.

blocs *(fig. 94 et 98)*. Au-dessus de cette surface, s'observe une déformation en plis couchés (à vergence NW aux Rochers d'Armentier ; à vergence N à la Jassirette) beaucoup plus importante que dans les demi-grabens qui constituent une zone protégée *(fig. 94 et 98)*. A l'intérieur de ces demi-grabens, les séries sont peu ou pas plissées et la schistosité peu intense se dispose en éventails ; les plans de schistosité sont d'autant plus redressés que l'on se rapproche du plan de faille *(fig. 94 et 98)*. Ces observations sont également valables à l'échelle du bloc basculé décakilométrique Grandes-Rousses - Rochail. En effet, la barre tithonique, témoin de la sédimentation post-rifting fossilisant la structure en demi-graben sous-jacente, a été beaucoup plus affectée par les compressions alpines (plis très plats isoclinaux) que les sédiments du Lias et du Dogger *(fig. 99) [Barféty et Gidon, 1983]*.

L'accident majeur du Col d'Ornon a servi de "butoir" à la compression. Les plans axiaux et les plans de schistosité ont tendance à être plus reserrés en se rapprochant du plan de faille, mais aussi à être plus redressés jusqu'à se parallèliser à ce plan *(fig. 99)*. Un tel dispositif a déjà été décrit par GRATIER et VIALON *[1980]*, et TRICART et LEMOINE *[1986]*.

On peut aussi observer dans la couverture sédimentaire du versant Ouest du Rochail, des structures de plis mineurs rétro-déversés vers l'Est (pointe de Confonlens) (photo L), accompagnées de plans de chevauchements mineurs à vergence E, alors que les plis supérieurs dans la couverture sont à vergence W *[Gillchrist et al, 1986 ; Gillchrist et al, -à paraître-]*. L'origine de ces plis et de ces plans de chevauchements dans la couverture sédimentaire est à rechercher dans des chevauchements mineurs du socle à vergence W, ayant repris et inversé d'anciennes failles normales ou ayant affecté les têtes des blocs hectométriques mésozoïques du versant occidental du Rochail.

C - Importance de l'héritage tectonique

Tout au long de cette étude, l'importance des structures héritées dans la genèse des structures issues des différents épisodes tectoniques ayant affecté la région de Bourg-d'Oisans est apparue. En effet, les structures dues aux épisodes distensifs mésozoïques ont été guidées par les directions structurales héritées des phases tardihercyniennes (directions cévenoles et varisques). De même, les réponses mésozoïques successives ont été influencées par les précédentes. Cela est notamment souligné par l'épisode décrochant du Lias inférieur, qui a largement contribué au "pré-découpage" et à la géométrie des grands blocs basculés du Lias supérieur. Enfin, lors des compressions alpines, le rôle

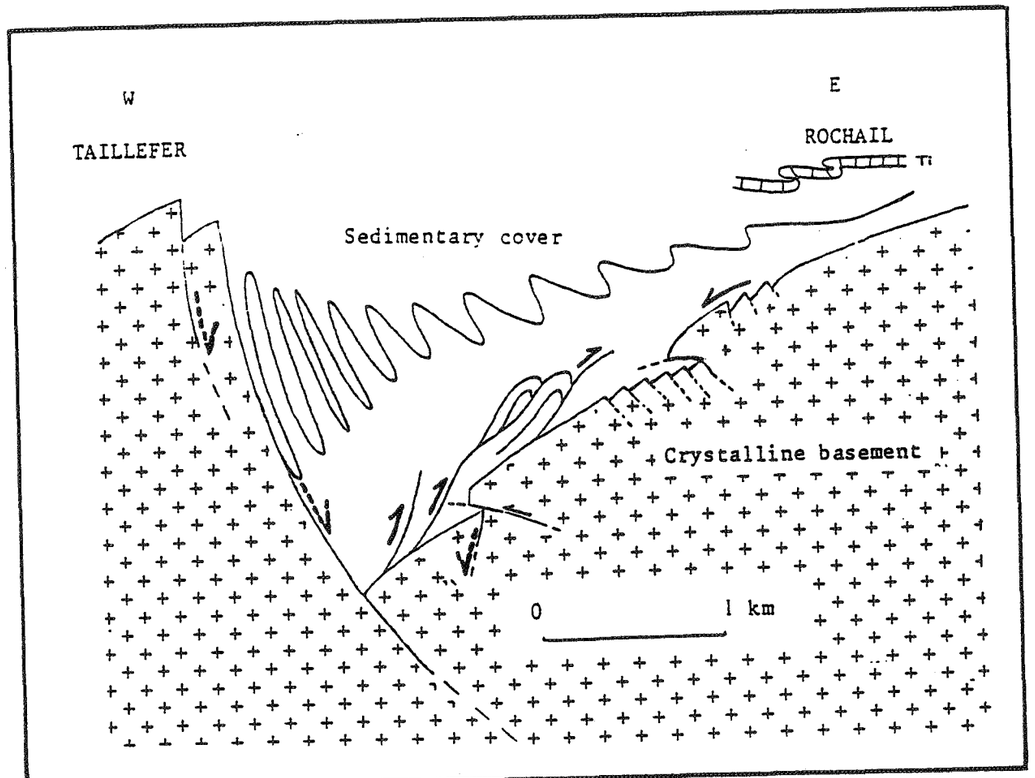


Fig.99: Coupe schématique et synthétique du demi-graben liasique de Bourg d' Oisans. Elle illustre l'effet de butoir de la faille majeure du col d'Ornon pendant les compressions alpines Est-Ouest ainsi que l'inversion de certaines structures distensives liasiques.
Flèches noires: jeux alpins tertiaires des failles.
Flèches en tireté: jeux jurassiques des failles.
Ti: Tithonique.

de l'héritage des structures préexistantes, distensives dans notre région, est le plus remarquable. Aussi toute approche géométrique et géodynamique quantitative des phases compressives alpines se doit de ne pas négliger les structures héritées des phases antérieures, qui sont susceptibles de compliquer notablement les structures issues de la compression. Cela a notamment été montré dans le Sud de l'Atlas en Algérie *[Bureau et Lorenz, 1986]*. Actuellement, une approche de quantification des déformations et de reconstitution initiale des terrains avant déformation est tentée dans les Alpes par le biais des coupes équilibrées *[Butler, 1984 ; Butler et al, 1986; Mugnier et Ménard, 1986]*. Il est impératif de tenir compte de ces structures préexistantes. Les négliger entraîne d'importantes erreurs, en particulier dans la reconstitution des longueurs des couches donc des structures issues de la déformation et donc de l'évaluation des déplacements des terrains et des nappes lors des compressions orogéniques, aboutissant parfois à des résultats et des solutions peu réalistes *[Butler, 1984, Butler et al, 1986]*.

PLANCHES PHOTO

LEGENDE DES PHOTOGRAPHIES

Photo A : Faille normale triasique de la Jassirette (Rochail).

Photo B . Stries mecaniques de jeu normal sur le miroir de faille de la Jassirette (Rochail).

Photo C : Brèche triasique à materiel dolomitique à proximité d'un des plans de faille normale dans les rochers d'Armentier.

Photo D : Brèche polygénique à matrice calcaire du Lias superieur (Toarcien) au voisinage de la faille du Suë (satéllite de la faille du col d'Ornon au Sud du col).
cr: cristallin, DO: dolomie triasique, CA: calcaire du Lias inf.

Photo E : Structure en distension du Lias inférieur dans le secteur à l'Est des Clottous.

Photo F : Indices de tectonique synsédimentaire dans les calcaires du Lias inférieur (Hettangien-Sinémurien) à proximité d'un des plans de faille normale du secteur du lac du Vallon.
CL : M.Gidon

Photo G : Les Grandes Rousses et l'Alpe d'Huez vues d'avion.
CL : C.Kerckhove

Photo H : Les petites Rousses et le champ de fractures du plateau du lac Besson (versant Ouest des Grandes Rousses).Vue d'avion.
CL : C.Kerckhove

Photo I : Les Petites Rousses et la faille de la Fare (faille de transfert) sur le versant Ouest des Grandes Rousses.
CL : C.Kerckhove

Photo J : Le Grand Armet (Sud du Taillefer) avec son versant Est (faille du col d'Ornon) et son versant Nord (faille de transfert).

Photo K : La faille du Taillefer (versant Nord du Taillefer) et le secteur de la Basse Montagne.

Photo L : La Pointe de Confollens : plis retro-déversés. Versant Ouest du Rochail.

LEGENDE DES PHOTOGRAPHIES

Photo A : Faille normale triasique de la Jassirette (Rochail).

Photo B . Stries mecaniques de jeu normal sur le miroir de faille de la Jassirette (Rochail).

Photo C : Brèche triasique à materiel dolomitique à proximité d'un des plans de faille normale dans les rochers d'Armentier.

Photo D : Brèche polygénique à matrice calcaire du Lias superieur (Toarcien) au voisinage de la faille du Sué (satéllite de la faille du col d'Ornon au Sud du col).
cr: cristallin, DO: dolomie triasique, CA: calcaire du Lias inf.

Photo E : Structure en distension du Lias inférieur dans le secteur à l'Est des Clottous.

Photo F : Indices de tectonique synsédimentaire dans les calcaires du Lias inférieur (Hettangien-Sinémurien) à proximité d'un des plans de faille normale du secteur du lac du Vallon.
CL : M.Gidon

Photo G : Les Grandes Rousses et l'Alpe d'Huez vues d'avion.
CL : C.Kerckhove

Photo H : Les petites Rousses et le champ de fractures du plateau du lac Besson (versant Ouest des Grandes Rousses).Vue d'avion.
CL : C.Kerckhove

Photo I : Les Petites Rousses et la faille de la Fare (faille de transfert) sur le versant Ouest des Grandes Rousses.
CL : C.Kerckhove

Photo J : Le Grand Armet (Sud du Taillefer) avec son versant Est (faille du col d'Ornon) et son versant Nord (faille de transfert).

Photo K : La faille du Taillefer (versant Nord du Taillefer) et le secteur de la Basse Montagne.

Photo L : La Pointe de Confollens : plis retro-déversés. Versant Ouest du Rochail.

SE NW

Photo A

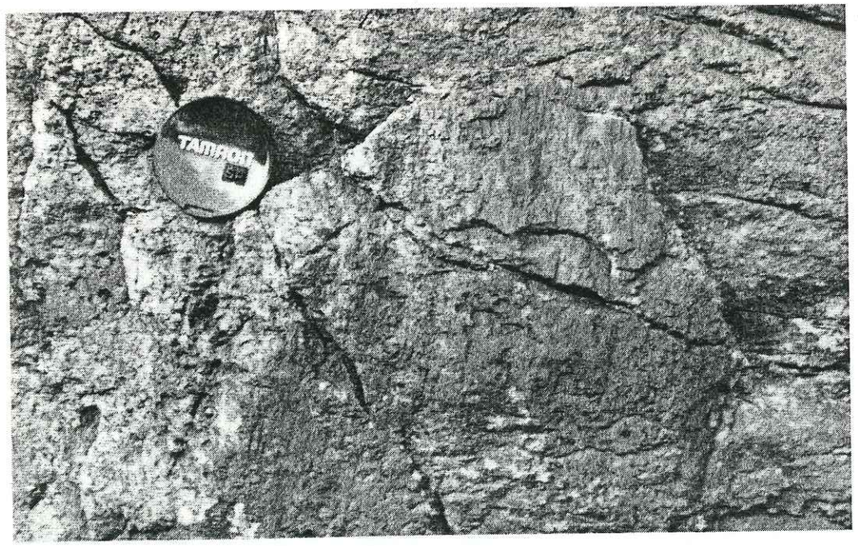


Photo B

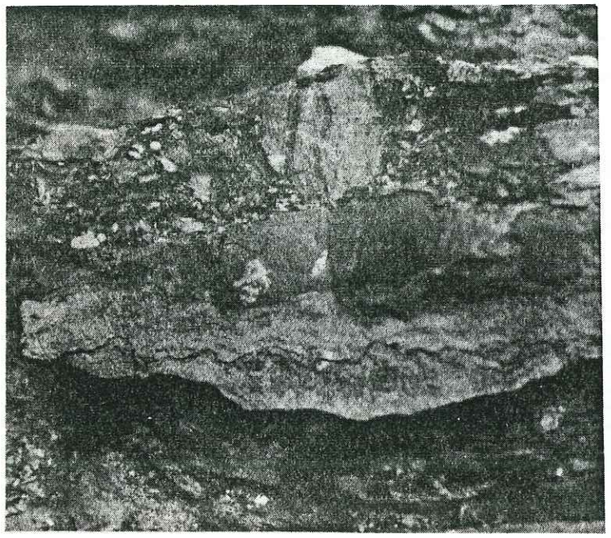


Photo C

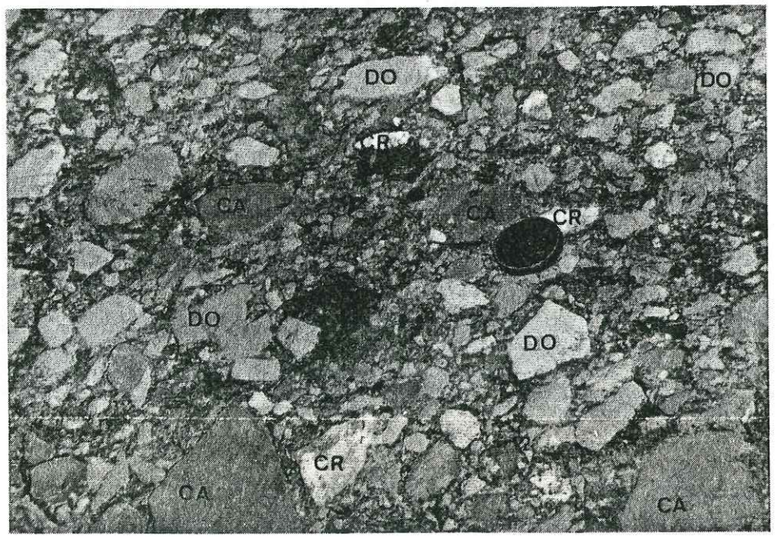


Photo D

W E

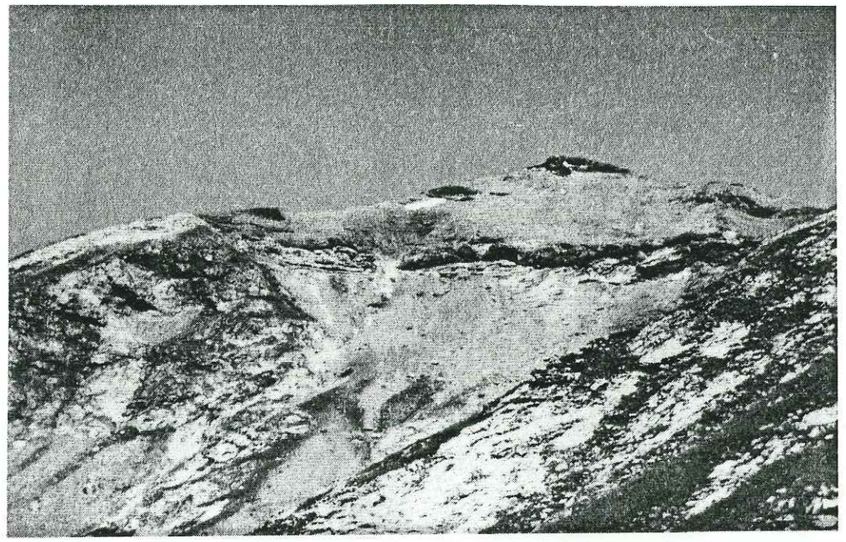


Photo E

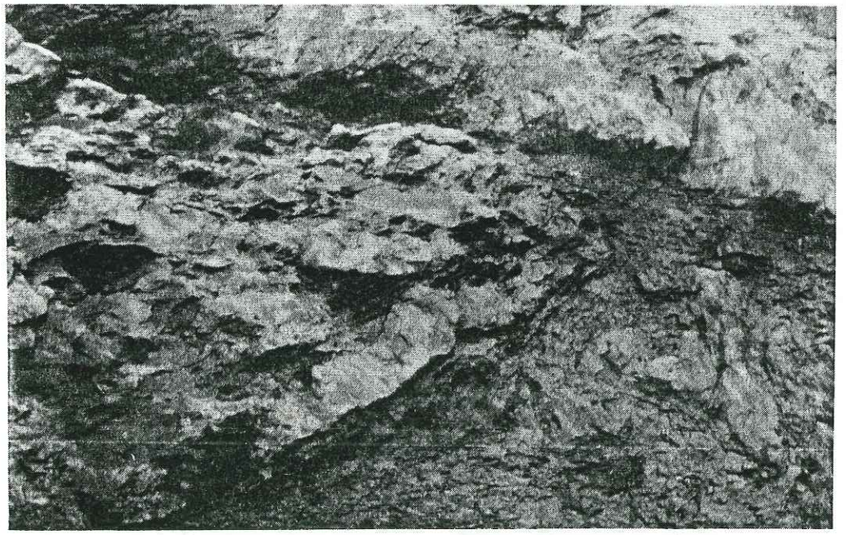


Photo F

W E

Photo G

E W

Photo H

Photo I

E W

S N

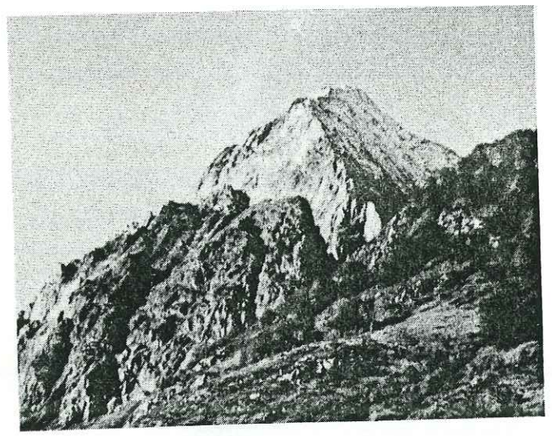


Photo J

E W

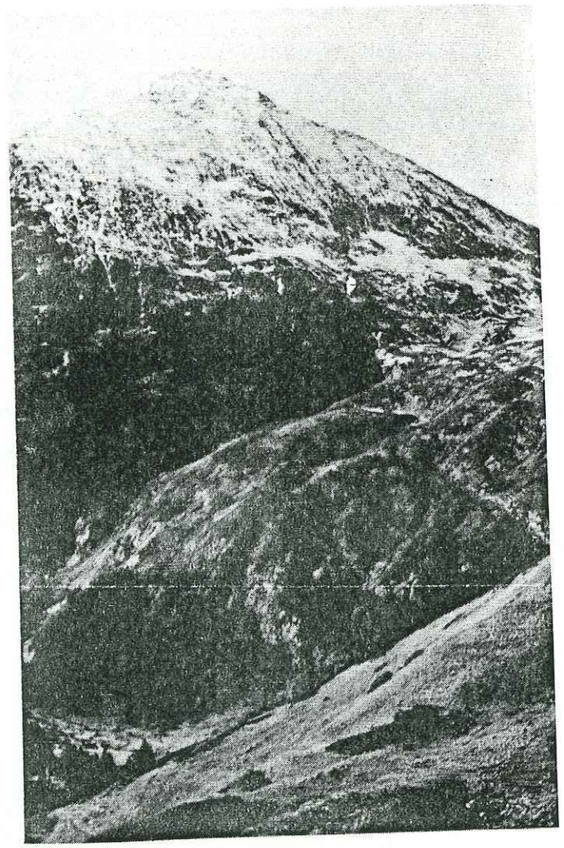


Photo K

E W

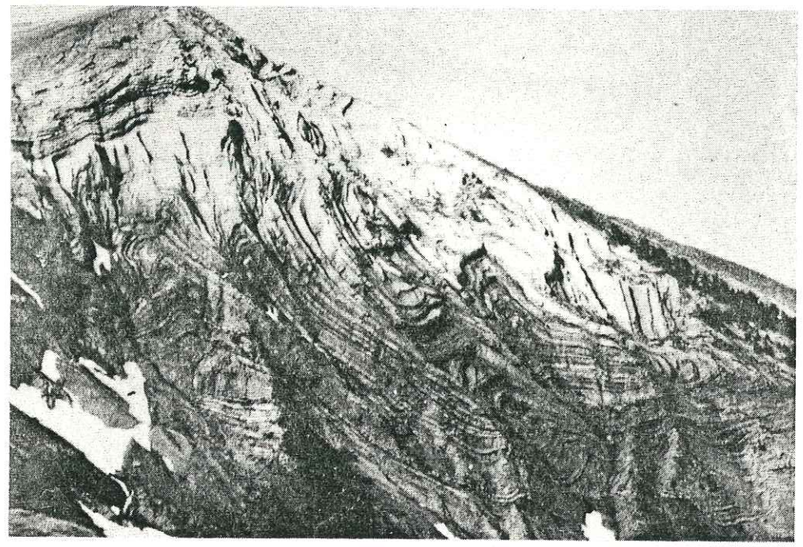


Photo L

D E U X I E M E P A R T I E

STRUCTURES SYN-OPHIOLITIQUES

DU

MASSIF DU TROODOS

CHYPRE

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Ce travail sur les structures syn-ophiolitiques du massif du Troodos à Chypre résulte de plusieurs campagnes de terrain destinées soit à étudier les structures de la faille d'Arakapas, soit à analyser le cadre structural des minéralisations en cuivre.

Elles ont permis la collecte de plus de 3 000 mesures de plans de failles et des stries associées, lesquelles ont été traitées par la méthode des dièdres droits [Angelier et Mechler, 1977], soit à l'Université Pierre et Marie Curie à Paris VI par G. Mascle, soit à L'IRIGM à Grenoble par moi-même.

Il est une partie d'un programme pluridisciplinaire entrepris sur les minéralisations sulfurées de Chypre comparées aux amas sulfurés liés au "black smockers" océaniques. Pour mieux cerner les conditions de mise en place de ces amas sulfurés, il était nécessaire de définir l'environnement tectonique contemporain de leur genèse.

Ceci a nécessité de rechercher des structures cassantes contemporaines de la mise en place des ophiolites du massif du Troodos et de définir les axes principaux de la déformation qui a contrôlé la dynamique des plans faillés.

Il a été nécessaire de tenir compte des déformations post-ophiolitiques dans le but d'effacer leurs effets sur les structures précoces. Ceci a permis de mettre en évidence le caractère polyphasé de nombreuses structures et tout spécialement du couloir faillé d'Arakapas, et l'importance de l'héritage des structures anciennes sur la géométrie des structures plus récentes.

Ce travail a donné lieu à deux publications qui constituent l'essentiel de ce chapitre.

- Tectonique superposée de la zone d'Arakapas (Chypre). Lapierre H., Angelier J., Cogné X., Grand T., Mascle G., soumis à Geodynamica-Acta.

- Structures syn-ophiolitiques du massif du Troodos (Chypre) et leur influence sur les déformations postérieures. Grand T., Mascle G., Ohnenstetter M., soumis au Bull. B.R.G.M.

TECTONIQUE SUPERPOSEE

DE LA ZONE D'ARAKAPAS

(CHYPRE)

Lapierre H. *(1)* Angelier J. *(2)* Cogné X. *(1)*
Grand T. *(3)* Mascle G. *(3)*

(1) Université de Nancy
Lab. Petrologie
Nelle adresse : Univ.
Orléans, Lab. Géologie
Domaine de la Source
45018 Orléans cedex

(2) Univ. P. & M. Curie
4, place Jussieu
75230 Paris cedex

(3) Institut Dolomieu et Lab. Géol. Alpine
(C.N.R.S. UA 69)
rue M. Gignoux
38031 Grenoble cedex

TECTONIQUE SUPERPOSEE DE LA ZONE D'ARAKAPAS

(CHYPRE)

INTRODUCTION

Les massifs ophiolitiques de Chypre forment plus de la moitié de la surface du Sud de l'île. Le massif de Troodos représente l'affleurement le plus vaste (env. 2200 km2) ; il apparaît au coeur d'un vaste antiforme d'axe N120. Le petit massif de Troulli (40 km2) situé au Nord de Larnaka en est le prolongement réapparaissant à l'Est d'un ensellement axial. Cet ensemble représente l'unité structurale inférieure de Chypre ; il est interprété soit comme un véritable autochtone (Gass et Masson-Smith, 1963), soit au contraire comme une unité charriée vers le Sud sur le substratum du bassin levantin (Biju-Duval et al, 1974). Le massif d'Akamas (100 km2), situé à l'extrémité Ouest de l'île, montre une structure complexe avec un autochtone relatif représentant la prolongation probable du Troodos au delà de l'ensellement du golfe de Khrysokhou, une nappe d'ultrabasites et le complexe de nappes à matériel sédimentaire mésozoïque de Mamonia (Lapierre, 1972). Enfin, le massif de Kellaki ou de la forêt de Limassol (200 km2) apparaît au Sud-Est du Troodos, dont il est séparé au Nord par un couloir faillé orienté E-W ; il comporte une série d'écailles chevauchant vers le Sud (Lapierre, 1966 ; 1972); la zone de faille, qui se développe au Nord, depuis Perapedhi à l'Ouest jusqu'à Layia à l'Est, est connue sous le nom de faille d'Arakapas.

Observant le décalage apparent sénestre des ultra-basites entre le Troodos et le Kellaki (Bagnall, 1964), différents auteurs (Moores et Vine, 1971 ; Simonian et Gass, 1978 ; Robertson et Woodcock, 1980 ; Bechon, 1983 Bechon et Rocci, 1982 ; Murton et Gass, 1986 ; Varga et Moores, 1986) ont considéré que la faille d'Arakapas représenterait une faille transformante fossile.

Afin de tester cette hypothèse, nous avons entrepris une analyse microtectonique systématique des surfaces striées présentes dans les formations ophiolitiques au sein de la zone faillée d'Arakapas et à sa proximité immédiate. Cependant, il est rapidement apparu que la déformation était polyphasée. Nous avons donc été amenés à élargir le domaine d'analyse, à la fois horizontalement, en effectuant des mesures, soit dans le massif du Troodos lui-même, soit

dans celui du Kellaki, et verticalement, en observant les microstructures présentes dans la couverture sédimentaire crétacé supérieur-tertiaire. En effet, outre les déformations éventuelles liées au jeu transformant et qui sont les plus anciennes, le complexe ophiolitique a enregistré toutes les déformations successives. Celles-ci comportent une phase de mise en place des nappes, datée du Maestrichtien supérieur (Lapierre, 1970 ; 1972 ; Ricou et al, 1975), suivie d'une période compressive composée d'épisodes successifs qui s'échelonnent de l'Eocène supérieur au Miocène moyen (Lapierre, 1970 ; 1972 ; Dupoux, 1983 ; Elion, 1983) ; enfin, une période distensive, subdivisée en deux épisodes, débute au Messinien et se poursuit durant le Pliocène et le Quaternaire (Dupoux, 1983 Elion, 1983).

I - METHODE D'ANALYSE

Les mesures de surfaces striées ont été traitées par la méthode des dièdres droits (Angelier et Mechler, 1977 ; Angelier, 1979) soit au centre de calcul de l'Université P. & M. Curie (Paris), soit sur le calculateur HP9845 B de l'IRIGM (USTM Grenoble) et par la méthode de calcul du tenseur des contraintes (Angelier, 1977 ; 1979) au centre de calcul de l'Université P. & M. Curie.

Le tri des plans permettant la séparation des différents événements a été effectué soit manuellement, soit automatiquement, en s'appuyant sur les observations de terrain : failles scellées, failles recoupées, stries superposées.

Au total plus de 3000 mesures ont été traitées, réparties en une centaine de stations de mesures.

II - ANALYSE REGIONALE

1°) La zone faillée d'Arakapas

Cartographiquement, la zone faillée d'Arakapas se présente comme un couloir faillé orienté E-W et sur lequel se branchent des fractures N160 à valeur de Riedel R' et d'autres orientés N80 à valeur de Skempton P ; l'ensemble revêt l'aspect d'un décrochement dextre. Au Sud de la fracture principale, affleurent principalement les "Upper pillow lavas" et secondairement les autres termes du complexe volcanique ("Lower pillow" et "Basal group"). Au Nord, les affleurements sont essentiellement constitués par le complexe filonien. Morphologiquement, la région se présente comme une dépression étroite (2 à 3 km de largeur) et longue de 25 km, séparant les deux massifs.

Treize stations de mesures s'échelonnent tout au long de la zone faillée, avec un éloignement maximum de la faille principale de l'ordre de 2 km. Sept concernent le complexe filonien et six les laves.

Une phase de distension, orientée N10 (st. 282 A , 335 A, fig. 1 et 2) à N50 (st. 283 A et B, st. 285 A; fig. 1, 2 et 3) est mise en évidence. Les superpositions de stries observées montrent que cette phase est la plus récente. Les autres stations (fig. 2) montrent également un petit nombre de plans compatibles avec une extension orientée NE-SW à N.NE-S.SW. Enfin, des indices d'une deuxième extension orientée à N160 existent localement (st. 288 B et C, st. 289 A, st. 291 A et B).

Antérieurement existe un régime en décrochement bien caractérisé dans toutes les stations de mesures, (fig. 4 et 5), la composante compressive est orientée aux environs de N160. Toutes les stations indiquent donc un jeu décrochant dextre pour la faille d'Arakapas, jeu compatible avec l'allure générale du système faillé, mais contradictoire avec le décalage apparent des ultra-basites.

Enfin, un certain nombre de mesures ne sont compatibles ni avec le premier régime en distension, ni avec le second en compression-décrochement. Il s'agit en particulier de sens de mouvement sénestres observés sur des plans orientés entre N90 et N120. Ceux-ci sont peu nombreux et ne permettent pas de calculer pour chaque station un tenseur correctement contraint. Par contre, nous avons observé, entre Arakapas et Eftagonia (st. 285 A), qu'un tel plan est antérieur au jeu dextre et, plus souvent, antérieur par rapport à l'extension. Il semble donc que ces mesures représentent un régime plus ancien que celui de la phase compressive orientée à N160. Etant donné le faible nombre de mesures incompatibles dans chaque station, il n'était pas possible d'obtenir par calcul un résultat bien contraint. Aussi, avons-nous regroupé toutes ces mesures en une station fictive et calculé le système de déformation correspondant. Celui-ci caractérise une phase d'extension-décrochement, où la direction d'extension est proche de N110, compatible avec une composante décrochante sénestre sur la faille d'Arakapas. Ceci est en bon accord avec les résultats du calcul des directions d'extension et compression obtenu sur les structures syn-ophiolitiques à la station 335 A, et qui montrent un système en décrochement avec une orientation de la direction d'extension proche de N110 [Grand et al, 1987].

2°) Le prolongement occidental de la zone faillée d'Arakapas

Le massif de Kellaki s'arrête sur une faille orientée N160 à l'Ouest de Trimiklini. Au delà se développe le bassin tertiaire de Limassol. La limite séparant celui-ci du massif du Troodos, orientée aux environs de N100 sur plus de 20 km entre Trimiklini et Vrecha, (fig. 1) est en prolongation de la zone faillée d'Arakapas. Dix stations (fig. 1) y ont été relevées soit dans les laves, soit dans le complexe filonien. Enfin, un certain nombre de mesures des stations 270 A et 299 C proviennent des sédiments océaniques (terres d'ombre). Toutes ces stations ont montré une histoire identique à celle de la faille d'Arakapas, à savoir une extension récente orientée à N30, avec parfois une deuxième direction à N160 (fig. 2), et un régime en compression-décrochement (fig. 6), caractérisé par une direction de compression proche de N160 (fig. 4). Toutefois, la station située la plus à l'Ouest (299 C) montre une déformation en compression pure. D'autre part, les stations de Mandria (298 B et 303 A) montrent une direction de compression à N154 ; cette variation est peut-être due à une rotation locale du compartiment de Mandria qui correspond à un couloir très étroit et intensément fracturé. Ici encore, quelques mesures incompatibles avec les régimes précédents existent, par analogie, nous les considérons comme représentant un régime plus ancien ; une station fictive regroupant les diverses mesures incompatibles fournit encore un système en décrochement avec une direction d'extension proche de N110.

Ainsi le contact méridional du Troodos et du bassin de Limassol, qui présente la même histoire de déformation que la zone faillée d'Arakapas dans le prolongement de laquelle il se situe, doit représenter une expression superficielle différente du même linéament. Ceci signifie que sur 45 km de distance le massif du Troodos est bordé au Sud par une zone de décrochement dextre.

3° Le massif du Troodos

Trente-sept stations ont été observées dans le massif du Troodos, réparties tant au Nord (14) qu'au Sud (8) et dans le massif de Troulli (3). Vingt-deux stations intéressent les laves, treize le complexe filonien et deux les gabbros (fig. 1). Enfin, sept stations sont relevées dans les laves et terres d'ombre de Troulli.

La phase la plus récente est caractérisée par un régime en extension ou parfois en extension-décrochement avec une direction d'extension orientée soit à N20-30, soit à N160 (fig. 2) ; il est vraisemblable, dans la mesure où ces deux directions sont parfois superposées (st. 313 A et C, 323 C, 324 A, C et D ; fig. 2), que ces deux directions

caractérisent deux épisodes distincts [Grand et al, 1987]. Une phase de compression-décrochement, voire en compression pure (st. 327 A, 320 A), est caractérisée dans toutes les stations par de nombreuses mesures (fig. 4, 7 et 8). Le tenseur calculé montre très généralement une direction de compression très proche de N160, atteignant parfois N150 dans le Nord du massif et exceptionnellement N10 (st. 308 A, 309 A). Une phase de déformations syn-ophiolitiques antérieures se caractérise soit par une distension, soit par une extension-décrochement avec une direction d'extension proche de N110 [Grand et al, 1987].

4° Le massif de Kellaki

Seules trois stations ont été réalisées dans ce massif dont plus de la moitié de la superficie est représentée par des affleurements de péridotites serpentinisées. Malgré cela, il a été possible d'identifier dans ce massif la même séquence de déformations superposées que dans les domaines précédents. Le régime en distension (fig. 2 et 3) est caractérisé par une direction d'extension orientée soit à N30, soit à N50 ; le régime en décrochement présente une direction de compression à N150 (fig. 4).

5° Les séries de la couverture sédimentaire

Celle-ci comporte trois séquences majeures. A la base les sédiments océaniques (terres d'ombre, cherts et argiles benthonitiques, formations Perapedhi et Kannaviou [Lapierre, 1968] datent du Crétacé supérieur ; les mesures effecuées dans ces terrains (Sud de Troodos, Troulli) ont été analysées avec celles provenant des laves (v. ci-dessus). La deuxième séquence est constituée par les séries discordantes du Crétacé terminal-Paléogène (formations Moni et Lefkara). Elle a été échantillonnée en quatorze stations réparties tout autour du massif du Troodos (fig. 1). Toutefois, peu de mesures ont été effectuées au Nord, à la bordure du bassin de la Mesaorea (st. 308 A), car les faciès calcaires tendres ne sont pas favorables à la conservation des microstructures. De même, les structures observables dans les formations néogènes de la troisième séquence sont peu nombreuses. Dans la mesure où des observations y avaient déjà été effectuées par Dupoux [1983] et Elion [1983], une seule station y a été relevée dans les terrassements du barrage de Yermasoyia (st. 281 A).

Sauf dans les séries néogènes précédentes, deux systèmes de déformations ont été identifiés. Le plus récent est caractérisé par un régime en distension (fig. 9). La direction d'extension correspondante varie de N20-30 à N160 (fig. 2). Dans le Néogène du barrage de Yermasoyia, les seules fractures observées, en petit nombre, caractérisent une déformation en distension. Cette observation suggère que la phase d'extension soit récente. Ceci est en accord avec les observations antérieures de Dupoux [1983] et Elion

[1983] réalisées dans les séries néogènes des bassins de Pissouri, Polemi et Psemastismenos (fig. 1). Ils caractérisent en effet deux épisodes distensifs post-tortoniens : le plus récent d'âge pléistocène, montre une direction d'extension variant de N20 à N90, avec une prédominance autour de N30-N45 pour les stations bien contraintes par un nombre suffisant de mesures de plans striés. L'épisode plus ancien, d'âge messinien à pliocène inférieur, montre une direction d'extension également variable de N100 à N170 avec, pour les stations un peu mieux contraintes, un éventail moins large variant de N130 à N160.

Les directions d'extension que nous avons mesurées dans les séries crétacé terminal-paléogène (calcaires de Lefkara) sont donc compatibles tantôt avec la direction de l'épisode pléistocène, tantôt avec celle de l'épisode messinien. Quelques observations de stries superposées montrent que les deux épisodes sont effectivement représentés, mais dans la mesure où les deux directions sont assez proches, il n'a été que rarement possible de les séparer [Grand et al, 1987].

Antérieurement, comme cela est clairement indiqué par des superpositions de stries et des intersections de fractures (fig. 6), régnait un régime en compression. Celui-ci se caractérise très généralement par une compression pure (fig. 10), plus rarement par une compression-décrochement (fig. 4). La direction de compression est assez dispersée entre N140-150 et N30 (st. 281 B et 294 B). Ce résultat est encore une fois proche de ceux obtenus par Dupoux [1983] et Elion [1983] qui reconnaissent une phase de compression d'âge langhien à tortonien ; celle-ci est caractérisée soit par une compression pure, soit par des décrochements ; la direction de compression peut varier entre N10 et N125 ; les stations relativement mieux contraintes montrant une dispersion du même ordre depuis N30 immédiatement au Sud-Est du Troodos (fig. 2) jusqu'à N120 dans le bassin de Pissouri. Il semble donc qu'une certaine dispersion de la direction de compression caractérise les structures des séries tertiaires au cours de la phase miocène; ceci est vraisemblablement dû au fait que des fractures préexistantes ont induit des déviations de la trajectoire des contraintes. Concernant nos résultats, une autre cause de dispersion peut tenir au fait qu'ayant travaillé dans les calcaires de Lefkara, il ne nous a pas été possible de différencier les effets des compressions d'âge éocène supérieur et miocène moyen.

III - DISCUSSION, CONCLUSION

L'analyse précédente montre que les principales phases distinguées dans les séries ophiolitiques sont également reconnues dans la couverture sédimentaire. La phase la plus récente, identifiée partout dans les ophiolites, est la phase de distension. Elle présente la même dispersion de la direction d'extension que celle observée dans la couverture sédimentaire. Nous admettons donc que la même phase tectonique distensive, sans doute subdivisée en deux épisodes d'orientation légèrement différente, est responsable des structures en extension dans les ophiolites et leur couverture. Elle se traduit par une extension proche de N-S, subperpendiculaire à la faille d'Arakapas qui joue donc en faille normale.

Antérieurement existe un régime caractérisé par un raccourcissement subhorizontal orienté principalement à N160, sauf en de rares cas où existe une faible déviation. Il se traduit dans les ophiolites essentiellement par des décrochements et dans la couverture essentiellement par des fractures inverses. Cette différence de comportement peut s'expliquer en considérant les anisotropies préexistantes dans les deux types de matériaux. Dans la couverture sédimentaire l'anisotropie principale est représentée par la stratification. Celle-ci, dans les calcaires de Lefkara, est très régulière. Des lits de micrites calcaires à Foraminifères, épais de 5 à 30 cm, alternent régulièrement avec des lits plus marneux atteignant jusqu'à 10 cm de puissance. Seules quelques rares zones slumpées introduisent des perturbations locales. La réponse naturelle d'un tel matériau à un régime compressif conduit à des plis accompagnés ou non de schistosités et à des fractures inverses ; toutes ces structures sont effectivement présentes dans les calcaires de Lefkara.

Dans le cas des ophiolites, l'anisotropie principale est soit subverticale, comme dans le complexe filonien, soit aléatoire dans les laves en coussins. L'apparition de décrochements conjugués est favorisée par ces dispositifs. Dans le cas particulier, l'orientation générale des filons varie entre N30 et N150, ce qui explique la fréquence des décrochements observés selon ces directions.

Ainsi, tenant compte de ce que l'orientation de la direction de raccourcissement dans la couverture sédimentaire est proche de celle existant dans les ophiolites, et malgré la différence de style structural, nous admettons que les structures reconnues dans les deux types de formations résultent du même régime de contrainte caractérisé par une compression proche de N160. Dans un tel système, la zone faillée d'Arakapas joue en décrochement dextre.

Il apparaît donc que l'essentiel des structures observables actuellement dans la zone faillée d'Arakapas résulte d'un jeu post-ophiolitique d'âge tertiaire à quarternaire, d'abord en décrochement dextre, ensuite en faille normale. Il demeure cependant que des structures plus anciennes existent dans les ophiolites. Elles correspondent à un jeu sénestre de la faille d'Arakapas, compatible avec les structures syn-ophiolitiques mises en évidence dans le massif du Troodos [Grand et al, 1987], avec les reconstitutions d'axe d'accrétion proposées dans le Troodos [Varga et Moores, 1986] et avec les structures magmatiques définies dans le massif du Kellaki [Murton et Gass, 1986].

Remerciements : Les recherches sur le terrain ont été financées par l'U.A (C.N.R.S) n° 735 et par le G.I.S. (Centre Recherche sur la synthèse et chimie des minéraux, Orléans).
Nous remercions Madame L. Georgiou (geological survey of Cyprus) et Monsieur J. Danto (B.R.G.M.) pour leur aide sur le terrain.

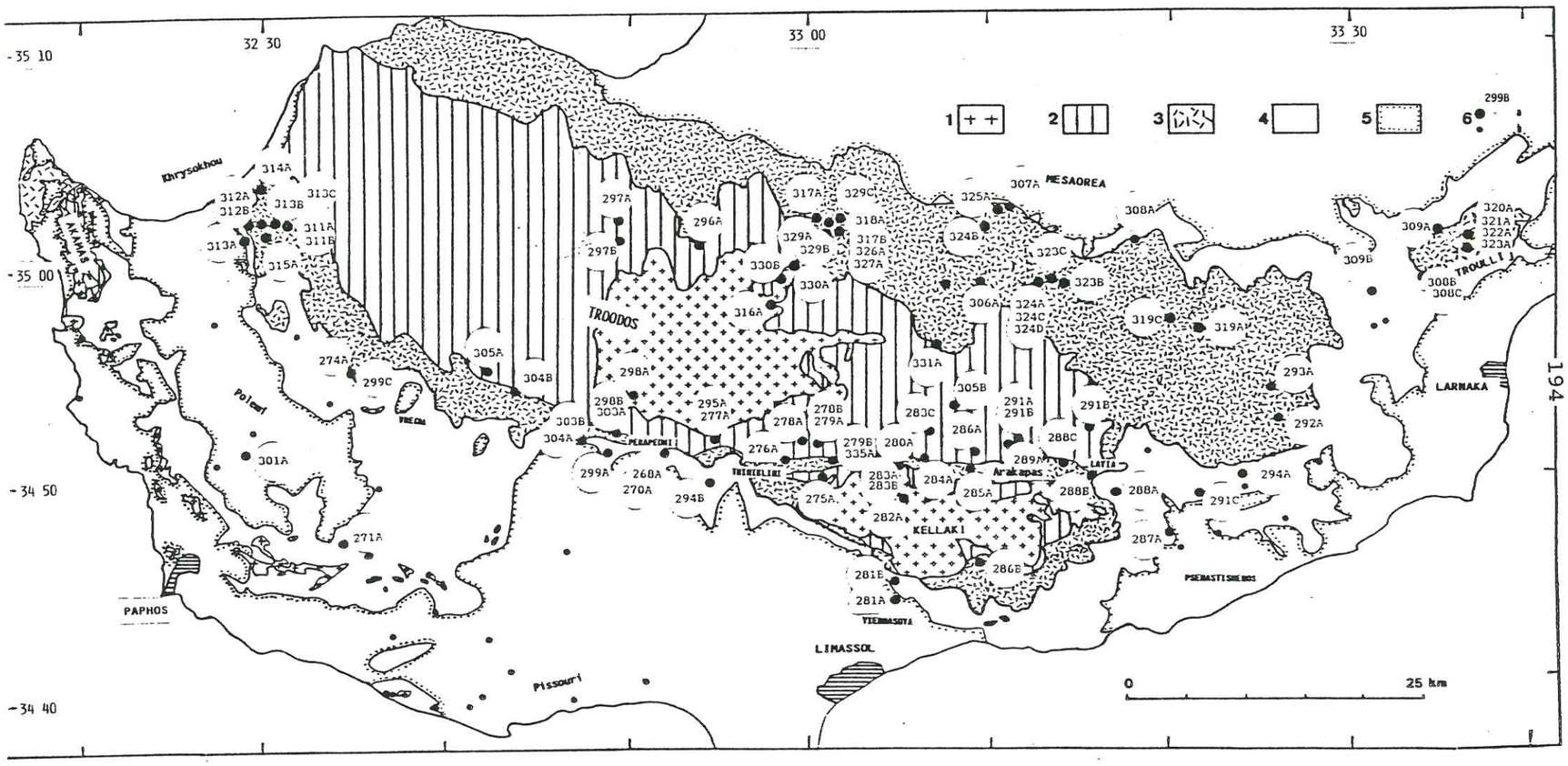

32 30
33 00
33 30
35 10
35 00
34 50
34 40
1
2
3
4
5
6
Khrysokhou
MESAOREA
TROODOS
Polemi
PAPHOS
Pissouri
LIMASSOL
KELLAKI
Arakapas
LARNAKA
TROULLI
PSEMATISMENOS
0
25 km

Fig : 1.

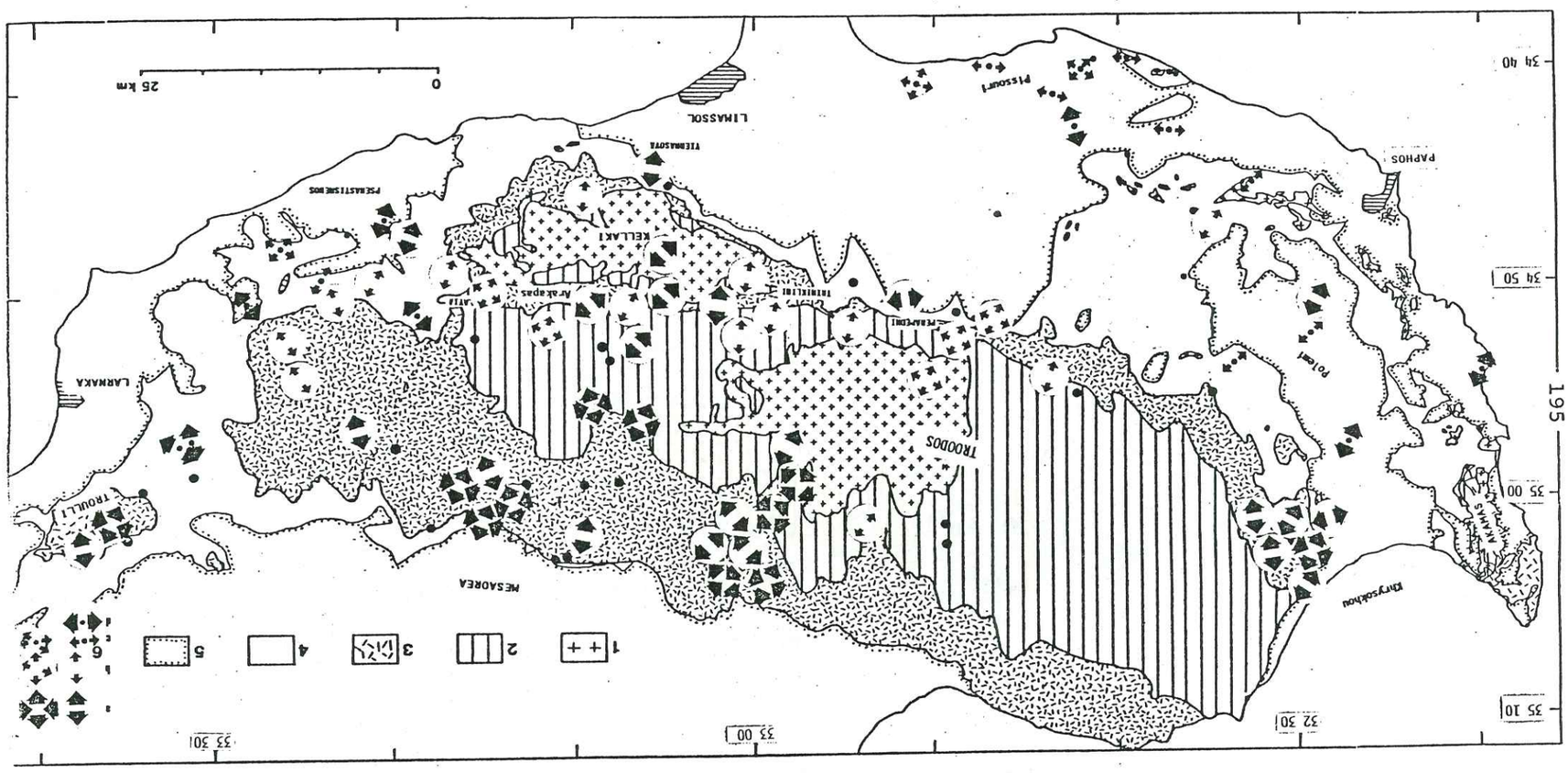

35 10
33 30
33 00
32 30
34 40
34 50
35 00
1
2
3
4
5
6
MESAOREA
TROODOS
PAPHOS
LIMASSOL
KELLAKI
LARNAKA
TROULLI
0
25 km

Fig : 2

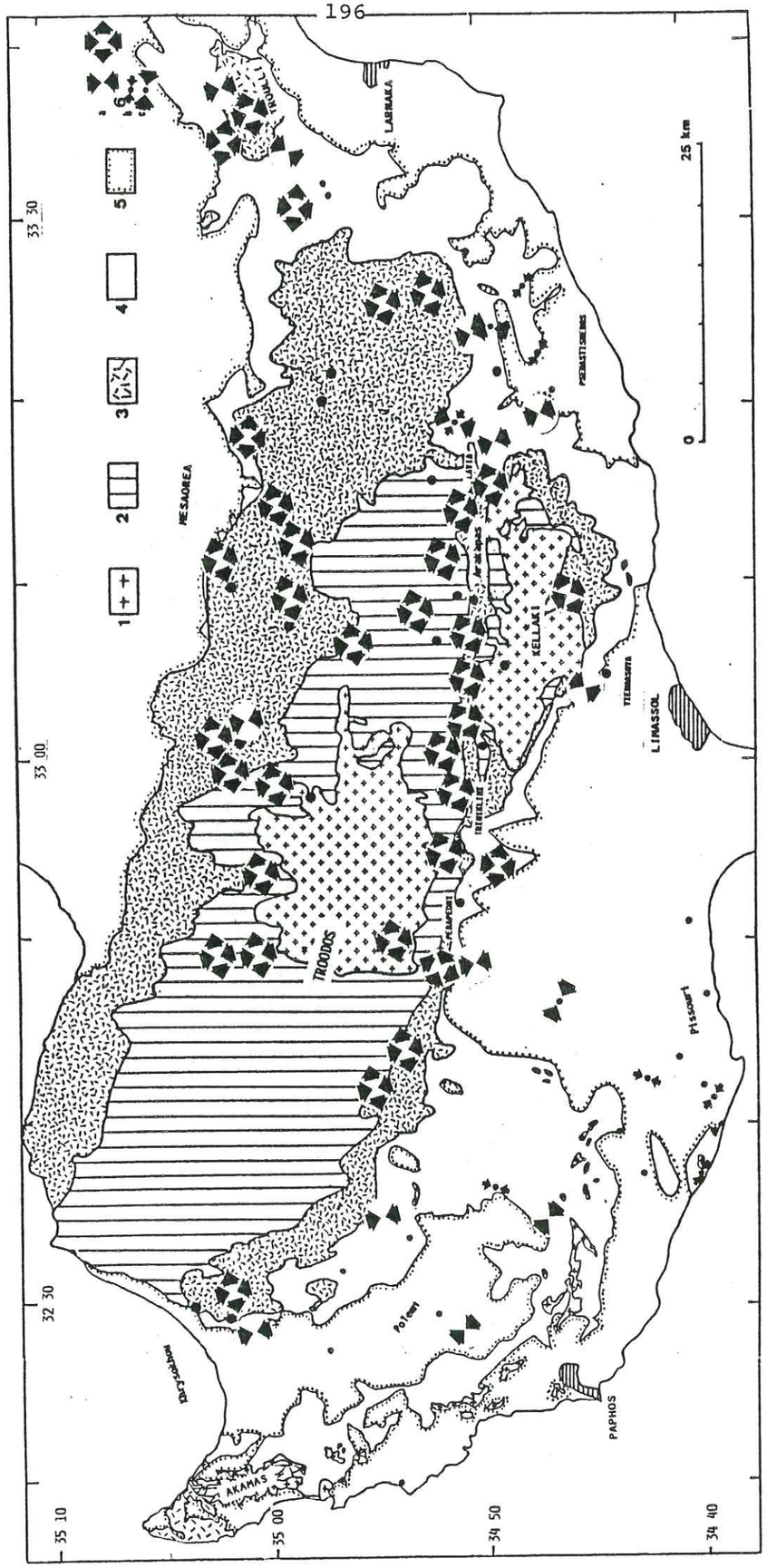


Fig 4.

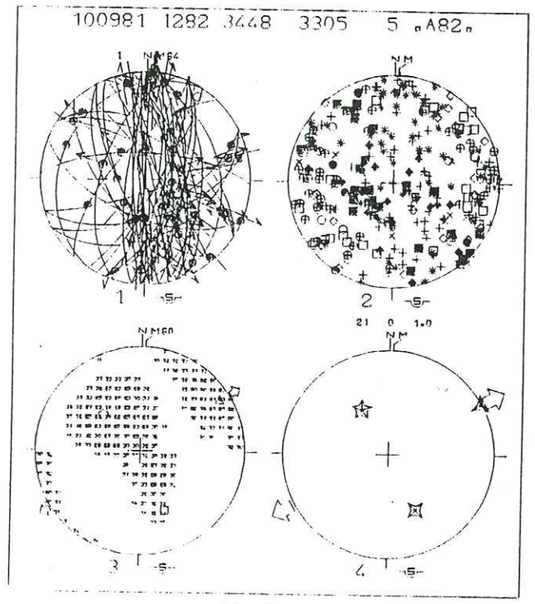


Fig 3

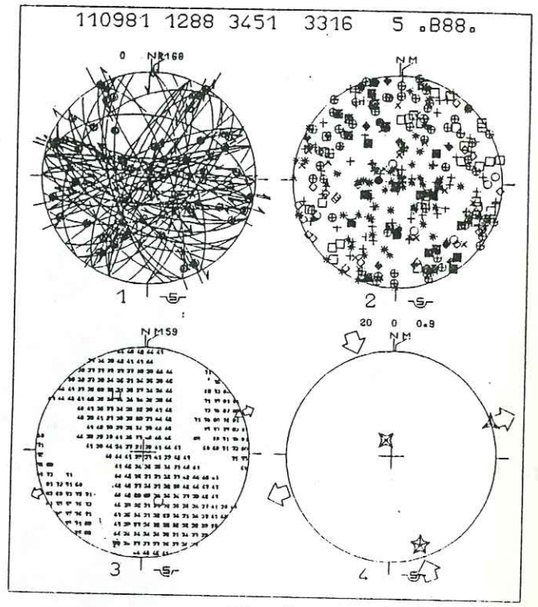


Fig 5

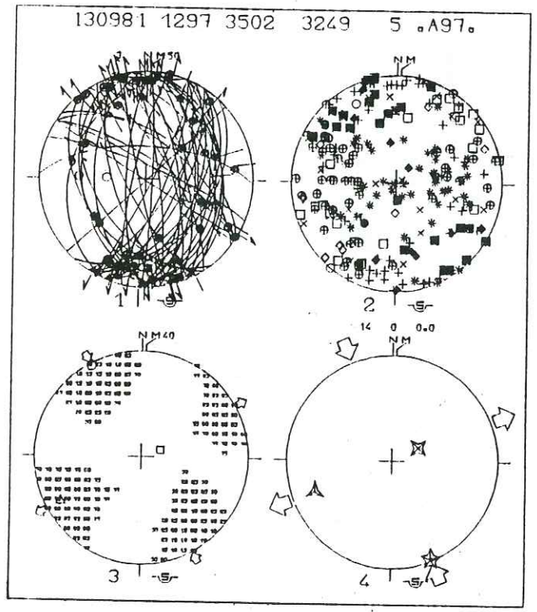


Fig 8

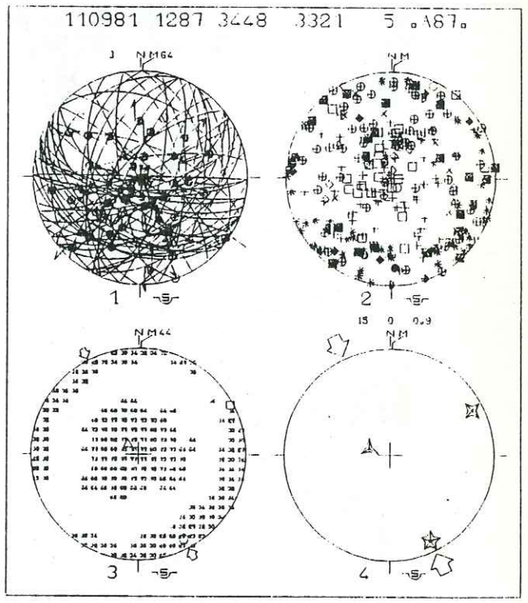


Fig 10

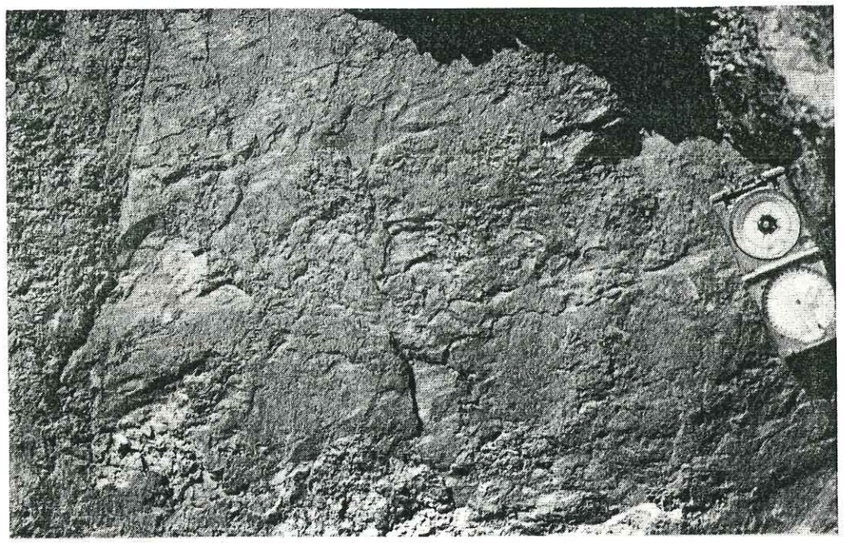


Fig. 6

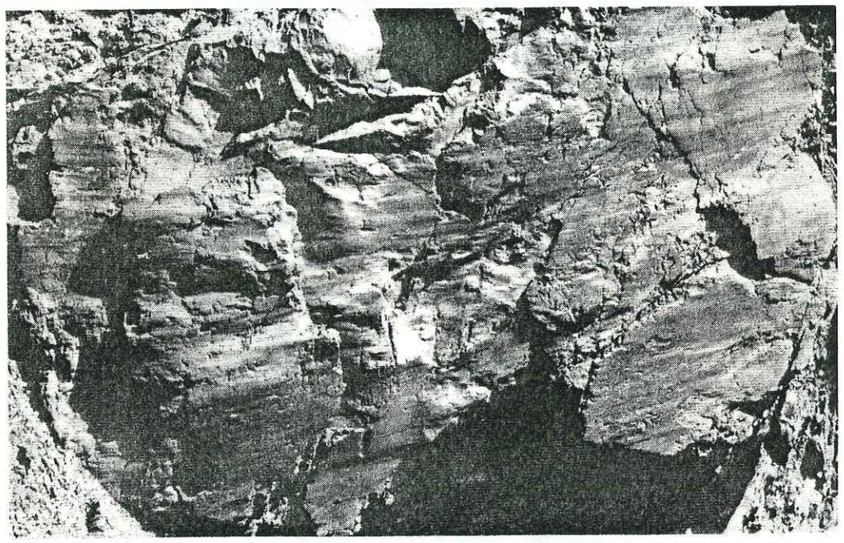


Fig. 7

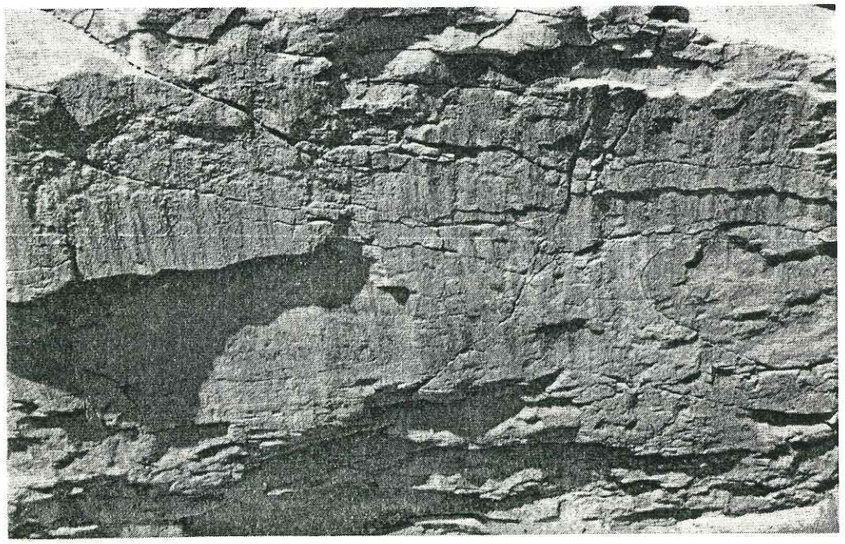


Fig. 8

L I S T E D E S F I G U R E S

Fig. 1 - Position des stations de mesures de fractures au Sud de Chypre.
Limites géologiques d'après Geological map of Cyprus, 1979, 1/250 000.
1 : Péridotites et gabbros; 2 : Complexe filonien; 3 : Laves; 4 : Formations sédimentaires anté-néogènes; 5 : Formations néogènes à quaternaires; 6a : Stations de mesures; 6b : Données microtectoniques en bibliographie.

Fig. 1 - Stations of measured fractures in Southern Cyprus.
Geology after Geological map of Cyprus, 1/250 000, 1979.
1 : Peridotites and gabbros; 2 : Dyke complex; 3 : Lavas; 4 : Pre-neogene sedimentary formations; 5 : Neogene and Quaternary; 6a : Measured stations; 6b : Datas in bibliography.

Fig. 2 - Distensions récentes au Sud de Chypre.
1; 2; 3; 4; 5 : même légende que fig. 1; 6a : Direction d'extension : stations en extension ou en extension-décrochement; 6b : Stations avec un petit nombre de mesures : direction d'extension probable ou deux directions d'extension; 6c : idem pour les données bibliographiques; 6d :données bibliographiques relativement bien contraintes par un assez grand nombre de mesures.

Fig. 2 - Recent extensions in Southern Cyprus.
1; 2; 3; 4; 5 : see fig. 1; 6a : Direction of extension or wrench-extension; 6b : Stations with a small number of measurements; 6c : idem for stations in bibliography; 6d : Well constrained bibliographic datas.

Fig. 3 - Extension récente dans les séries ophiolitiques. Station 282 A, Dhieronia, massif du Kellaki, voir fig. 1.

Fig. 3 - Recent Extension in the ophiolitic sequence, station 282 A, Dhieronia, Kellaki, see fig. 1.

Fig. 4 - Compressions au Sud de Chypre.
1; 2; 3; 4; 5 : Voir fig. 1; 6a : Direction de compression : stations en compression ou en extension-décrochement; 6b : Données bibliographiques, stations à petit nombre de mesures; 6c : Données bibliographiques relativement bien contraintes par un assez grand nombre de mesures.

Fig. 4 - Compressions in Southern Cyprus
1; 2; 3; 4; 5 : See Fig. 1; 6a : Compression or wrench-compression; 6b : Bibliographic datas, stations with a small number of measurements; 6c : Bibliographic datas, well constrained stations.

Fig. 5 - Phase de décrochement dans les séries ophiolitiques de la zone faillée d'Arakapas, station 288 B, Layia, localisation voir fig. 1

Fig. 5 - Strike slip in the ophiolites of the Arakapas fault zone, station 288 B, Layia, localisation see fig. 1.

Fig. 6 - Superposition d'un jeu normal sur un jeu décrochant dans les sédiments océaniques (terres d'ombre) de Perapedhi (station 270 A), localisation voir fig. 1.

Fig. 6 - Superimposition of a tensional motion after a strike slip motion in the oceanic sediments (Umber) of Perapedhi (station 270 A), localisation see fig. 1.

Fig. 7 - Décrochements dans les sédiments océaniques (terres d'ombre) de la région de Troulli, station 321 A, localisation voir fig. 1.

Fig. 7 - Strike slip fault in the oceanic sediments (Umber) of Troulli, station 321 A, localisation see fig. 1.

Fig. 8 - Phase de décrochement dans les séries ophiolitiques du Troodos, stations 297 A et 297 B, Nord de Kalopanayiotis, localisation voir fig. 1.

Fig. 8 - Strike slip in the ophiolites of North Troodos, stations 297 A and 297 B, North of Kalopanayiotis, localisation see fig. 1.

Fig. 9 - Faille normale dans les calcaires de Lefkara, Crétacé terminal- Paléogène d'Aradhipou (station 309 B), localisation voir fig. 1.

Fig. 9 - Normal fault in the Uppermost Cretaceous-Paleogene lefkara limestones, Aradhipou (station 309 B), localisation see fig. 1.

Fig. 10 - Compression dans les séries Crétacé supérieur-tertiaire, stations 287 A, 288 A, 291 A et 291 C, localisation voir fig. 1.

Fig. 10 - Compression in the Uppermost Cretaceous to Tertiary sequences, stations 287 A, 288 A, 291 A et 291 C, localisation see fig. 1.

STRUCTURES SYN-OPHIOLITIQUES DU MASSIF DU TROODOS (CHYPRE) ET LEUR INFLUENCE SUR LES DEFORMATIONS POSTERIEURES

GRAND T. (1) , MASCLE G. (1) , OHNENSTETTER M. (2)

(1) Institut Dolomieu et Lab. Geol. Alpine (C.N.R.S. UA 69) rue M. Gignoux 38031 Grenoble cedex

(2) Laboratoire de Synthèse et de Chimie des minéraux 1 rue de la Ferollerie 45018 Orléans cedex

STRUCTURES SYN-OPHIOLITIQUES DU MASSIF DU TROODOS (CHYPRE) ET LEUR INFLUENCE SUR LES DEFORMATIONS POSTERIEURES

INTRODUCTION

Une étude pluridisciplinaire a été entreprise sur les minéralisations sulfurées de Chypre, qui ont été comparées aux amas sulfurés liés aux "black Smockers" océaniques [Soler et al, 1982]. Dans le but de mieux cerner les conditions de formation de ces amas, il était nécessaire de définir l'environnement tectonique contemporain de leur genèse.

Le travail a donc consisté à rechercher des structures cassantes contemporaines de la mise en place de la séquence ophiolitique du massif du Troodos, et par une analyse dynamique des plans faillés, à définir les axes principaux de la déformation qui leur a donné naissance.

Le massif du Troodos et ses annexes du Kellaki (ou Limassol Forest) et de Troulli représentent un complexe ophiolitique magmatiquement mis en place avant le campanien terminal [Moores et Vine, 1970] et déformé par la suite. Une importante phase compressive datée du Maestrichtien [Ricou et al, 1975] se caractérise par le charriage d'une série d'unités de couverture et ophiolitique par-dessus le Troodos. L'ensemble du Troodos est, quant à lui, interprété tantôt comme un autochtone [Gan et Masson Smith, 1963], tantôt comme charrié [Biju-Duval et al, 1976]. Plus récemment, Swarbrick [1980], Robertson et Woodcock [1980], niant la réalité de certains charriages, ont imaginé un système de fractures circulaires permettant au massif du Troodos d'effectuer une rotation antihoraire de 90°, documentée par le paléomagnétisme, par rapport aux unités méridionales [Akamas, Mamonia] qui ne présentent pas la même rotation. Quoi qu'il en soit, le massif du Troodos représenterait l'unité structurale la plus basse de l'édifice de nappes au Sud de Chypre.

Postérieurement à l'épisode maestrichtien, de nouvelles compressions et des phases de distensions se sont exercées sur l'ensemble des massifs chypriotes.

Baroz [1979] définit dans le Nord de l'île (Pentadaktylos et Mesaorea) une phase compressive de l'Eocène supérieur à déversement Nord, une phase compressive mio-pliocène , donnant des écaillages vers le Sud et une distension quaternaire.

Au Sud de l'île, Lapierre et al [1982] caractérisent un régime compressif qui dure de l'Eocène au Miocène moyen et un régime distensif successif. Pour Elion [1983] et Dupoux [1983], après une phase compressive située au Miocène moyen, de direction variant de E-W à NW-SE, vient un régime distensif ou décrochant distensif subdivisé en deux épisodes, l'un mio-pliocène, d'orientation variant entre NE-SW ; E-W ; W.NW-E.SE et N.NW-S.SE et l'autre pio-quaternaire orienté de W.NW-E.SE à N.NE-S.SW. Toutes ces déformations ont cumulé leurs effets sur les formations plus anciennes.

Pour définir les structures anciennes, il a donc été nécessaire de soustraire les effets cumulés de ces phases post-maestrichtiennes et ce dans chaque station de mesures.

Les directions de déformation ont pu être reconstituées à partir de mesures de plans striés qui ont été traitées par la méthode des dièdres droits [Angelier et Mechler, 1977] sur le calculateur HP 98.45B de l'I.R.I.G.M. à Grenoble, grâce à un programme de calcul écrit par J.L. Mugnier [1984]. Le tri des plans permettant la séparation des différentes phases tectoniques a été effectué en partie automatiquement par le calcul, mais aussi manuellement en s'appuyant sur les données de terrains (superpositions de stries ; plans scellés ...) ; Ces deux procédés ont abouti à des résultats cohérents et similaires.

I - LES DEFORMATIONS SUPERPOSEES POST-OPHIOLITIQUES DANS LES SERIES DE CHYPRE

A - Les distensions récentes

Ces phases sont bien caractérisées dans les séries carbonatées du Maestrichtien-Eocène et du Néogène [Lapierre et al, 1982 ; Dupoux, 1983 ; Elion, 1983]. Dans les formations ophiolitiques, elles se caractérisent généralement grâce à des superpositions de stries distensives ou d'extension-décrochement sur des plans striés compressifs antérieurs [Lapierre et al, 1982, 1987 Grand et al, 1987].

Cette extension récente est orientée N160 à N20. Toutefois, à la lumière des résultats de Elion [1983] et Dupoux [1983], on peut subdiviser cette phase en deux périodes distinctes : Un épisode d'extension-décrochement orienté N20 à N30, et un épisode d'extension plus récent dirigé N160.

B - Les compressions alpines

Commes les précédentes, leurs effets sont bien caractérisés dans le Crétacé terminal - Paléogène principalement et dans une moindre mesure dans les séries néogènes ; la phase compressive principale se situant dans l'Eocène supérieur. Par ailleurs, toutes les déformations sont pratiquement homoaxiales et il est difficile sur les seuls critères microtectoniques d'attribuer les structures à une phase ou à une autre. Dans les séries ophiolitiques et leur couverture ante-maestrichtienne s'observent des plans faillés. Sauf dans les Terres d'Ombres, les fractures inverses sont exceptionnelles [Lapierre et al, 1987]. Les structures les plus fréquentes sont des décrochements ou des décrochements inverses ; ceci est sans doute lié, selon Lapierre et al [Lapierre et al, 1982, 1987], à l'anisotropie intrinsèque du matériel ophiolitique : complexe filonien et laves en pillow. Ces compressions sont orientées approximativement N160.

III - LES DISTENSIONS SYN-OPHIOLITIQUES

A - Eléments de datation

La caractérisation de structures syn-ophiolitiques est souvent difficile. Divers types d'observations ont cependant permis d'argumenter en faveur de leur existence.

1°) L'observation de fractures distensives au sein de séries de pillows, qui sont scellées par des coulées de pillow superposées. Cette situation s'observe particulièrement bien dans la partie SE de la carrière de Memi ; là, une série de fractures normales orientées N-S et E-W à E.SE-W.NW affectent des pillows et sont tronquées par des pillows non affectés. Des observations analogues sont signalées par Béchon [1982] et Béchon et Rocci [1982] dans la région du Kellaki.

2°) L'observation d'une fracture distensive affectant les pillows et recoupée par un sill lui-même non affecté . Ceci s'observe au NW de la carrière de Memi (fig. 5).

3°) L'observation de plans multi-striés, présentant un jeu ancien extensif et un jeu plus récent compressif. Cette observation est relativement fréquente et a constitué, en l'absence d'observation analogue aux précédentes, le principal critère permettant de caractériser les phases syn-ophiolitiques.

4°) Enfin, nous avons parfois admis, sans preuve directe que certaines fractures, dont le jeu était cohérent avec celui de fractures datées comme syn-ophiolitiques, appartenaient elles-mêmes à ces épisodes.

B - Les directions de déformation syn-ophiolitique

La carte (fig. 1 et 2) montre les points où ont été reconnues des strucutres syn-ophiolitiques et la distribution des directions de contraction et de dilatation. Les figures (3) et (4) montrent quelques exemples des diagrammes obtenus. Deux types de situation sont présents :

- Plusieurs stations montrent une direction de dilatation subhorizontale et de contraction subverticale, ce qui caractérise une déformation proche de l'extension pure. Celle-ci est orientée de N100 à N120.

- D'autres stations montrent qu'à la fois les directions de contraction et de dilatation sont subhorizontales, caractérisant une déformation en décrochement. Mais là encore, la direction d'extension est proche d' E.SE-W.NW, malgré une légère déviation possible au contact des accidents décrochants, et suivant leurs jeux, l'orientation de l'extension peut varier de N80 à N130 (fig. 2).

Ainsi donc, dans toutes les stations où une phase syn-ophiolitique est caractérisée, l'extension est proche de l'horizontale et dirigée approximativement E-W à E.SE-W.NW.

III - DISCUSSION ET INTERPRETATION

L'analyse des structures du massif ophiolitique, et en particulier celles du complexe filonien caractérisé par une orientation générale actuelle des filons proche de N-S, ont conduit divers auteurs à considérer que le massif du Troodos résultait du fonctionnement d'un centre d'expansion d'orientation subméridienne [Ohnenstetter, 1982].

Récemmment, Varga et Moores [1985] argumentant sur la disposition du complexe filonien, ont proposé de reconnaître les traces de trois centres d'expansion successifs dans les grabens de Solea, Ayos Epiphanos et Larnaca, respectivement orientés à N160, N010 et N150 (fig. 6). Admettant donc que l'expansion se soit produite suivant une direction proche d'Est-Ouest, celle-ci est une direction transformante.

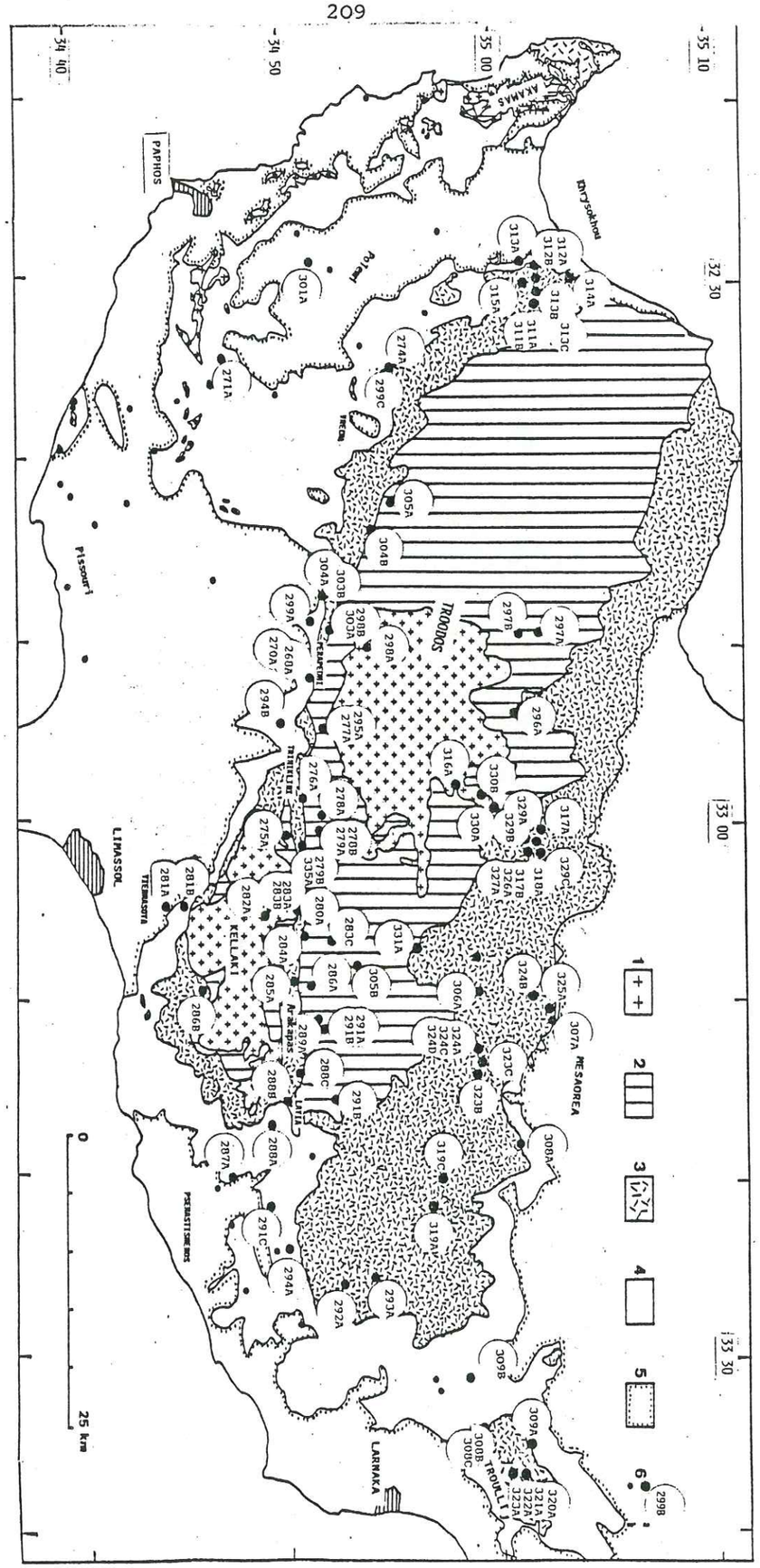
Ces auteurs, reprenant une idée déjà exprimée [Moores et Vine, 1971 ; Simonian et Gass, 1978] considèrent que la faille d'Arakapas, qui limite le massif du Troodos au Sud, représente une ancienne faille transformante. Il a été montré [Lapierre et al, 1982] que cette fracture représente essentiellement un décrochement dextre d'âge alpin, mais aussi que ce jeu masque un fonctionnement plus ancien essentiellement sénestre. Toutefois, si l'on considère des fonctionnements successifs, par saut de dorsale d'Ouest en Est, des différents centres d'expansion [Solea ; Ayos Epiphanos et Larnaca) par rapport à un centre d'expansion correspondant au Kellaki, la faille d'Arakapas a tout d'abord eu un jeu décrochant dextre (fonctionnement du segment de Solea), puis enfin un jeu sénestre (segment de Larnaca) (fig. 6).

Les directions de déformation syn-ophiolitique obtenues par le traitement dynamique des plans fallés relatifs à cette phase sont en bon accord avec les hypothèses précédentes, puisqu' une extension à N100-120 est mise en évidence et que localement existe un champ de déformation en décrochement. Celui-ci doit manifester l'existence de fractures transformantes, sans doute locales, à proximité d'un système transformant majeur, dont la faille d'Arakapas pourrait être une trace, selon un dispositif rappelant celui qui a été décrit en Atlantique central [Arcyana, 1978].

CONCLUSION

Les amas sulfurés de Chypre se sont mis en place dans une ambiance tectonique d'extension dirigée environ E.SE-W.NW et responsable des émissions de laves océaniques. Les fractures qui ont fonctionné en extension durant ces épisodes syn-ophiolitiques ont une direction approximative N-S à N30. Enfin, les jeux successifs de plusieurs centres d'émission ont étroitement influencé le jeu décrochant de la faille d'Arakapas et de ses satellites, interprétés alors comme d'anciennes transformantes océaniques.

Fig 1



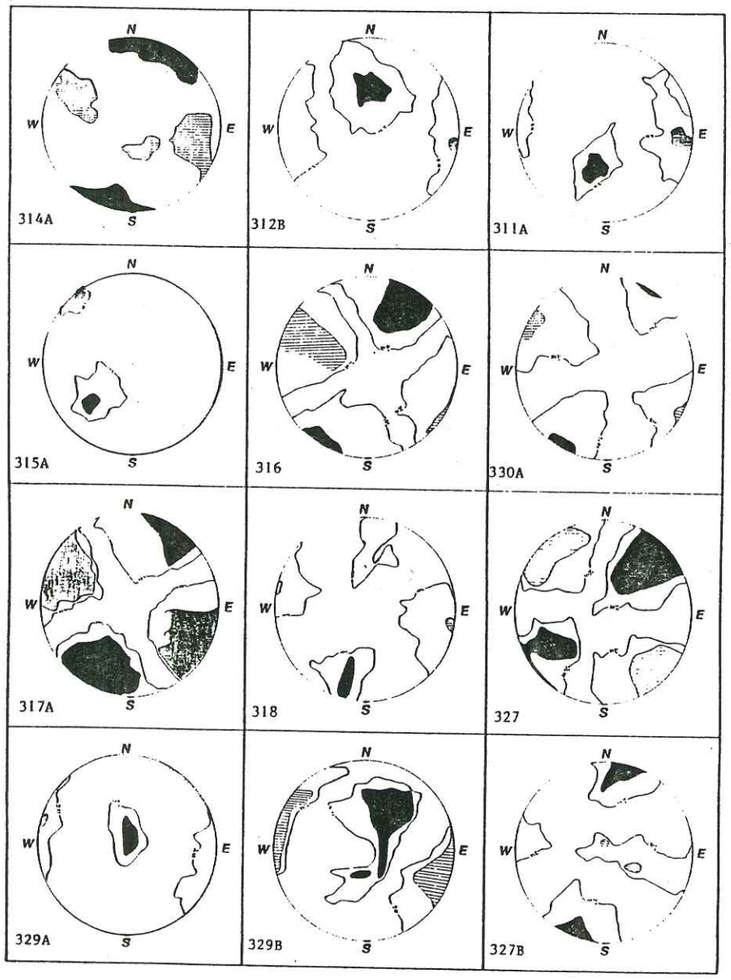

314A
312B
311A
315A
316
330A
317A
318
327
329A
329B
327B
N
S
W
E

Fig 3

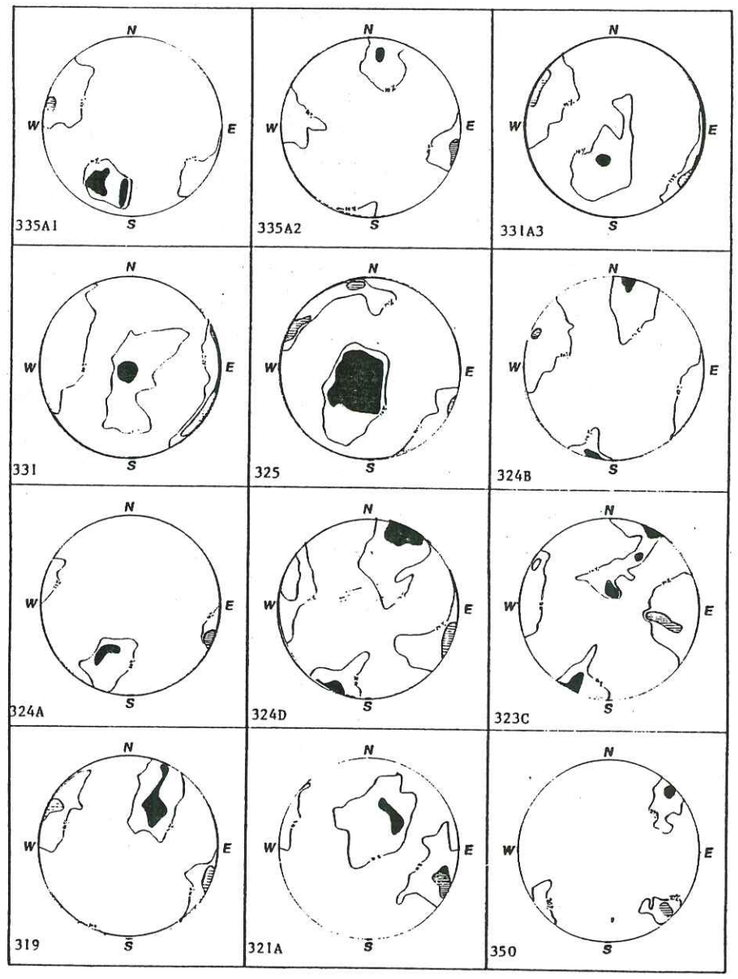
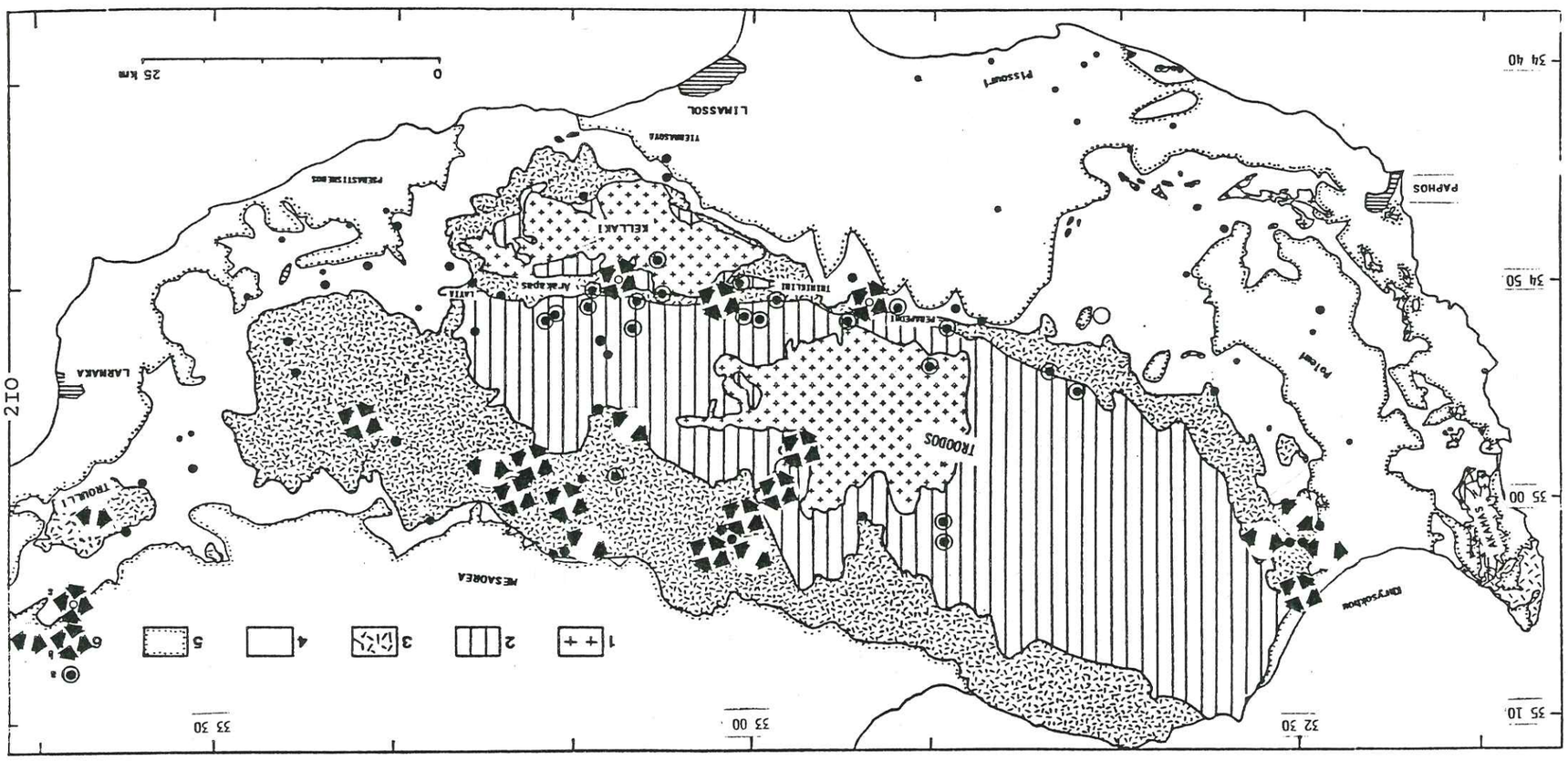

335A1
335A2
331A3
331
325
324B
324A
324D
323C
319
321A
350
N
S
W
E

Fig 2


210
0
25 km
LIMASSOL
PISSOURI
PAPHOS
KELLAKI
TROODOS
LARNAKA
TROULLI
PESSAOREA
34 40
34 50
35 00
35 10
32 30
33 00
33 30
1
2
3
4
5
6

311 A	**KINOUSA**, route Lysos, upper pillow, Polis
312 B	Carrière **LIMNI**, dyke complex, open pit, flanc nord-ouest-Niveau stock-work, Polis
314 A	**EVLOIMENI**, carrière front nord, basal group, Polis
315 A	Sud **EVLOIMENI**, route campagne près de Lysos, lower pillow et basal group, Polis
316	Entre **SPYLIA** et **AYIA IRINI**, Bord de route, dyke complex, Troodos
317 A	Nord du village **AYIA IRINI**, tranchées de route, lower-pillow, Paleomethoko
318	Mine de **MEMI**, pillow-lavas, Sud open pit-fracture synophiolitique (Faille scellée), Paléomethoko
	Mine de **MEMI**, coulées et agglomérats-fracture synophiolitique (Faille scellée), Paléomethoko
319	Mine de **SHA**, dyke sud open pit et pillow, Est carrière; Panolefkara
321 A	**ANGASTROMENOS**, Hill Nord Troulli, basal group, Gosan.
323 C	Mine de **PERISTERKA**, basal group et lower pillow, Palekhori
324 A	Mine de **PITAROKOMA**, dyke complex carrière du haut, Palekhori
324 B	Région de **KLIROU**, route de Phlani et Ayios Mamas, basal group et pillows; Paleomethoko
324 D	Mine de **PITAROKOMA**, ouest mine, basal group, Palekhori
325	Mine d'**AGROKIPIA**, upper-pillow et lower-pillow, Paleomethoko
327	Mine de **MEMI**, open pit, lower-pillow, Paleomethoko
327 B	Mine de **MEMI**, open pit, basal group, Paleomethoko
329 A	**AYIOS YEORYIOS** , bord route forestière, basal group, Paleomethoko
329 B	**AYIOS YEORYIOS** , champs de grands dykes, basal group, Paleomethoko
330 A	**KANNAVIA**, diorite granophyre, bord de route, nord Troodos
331 331 A3	Nord de **PALEKHORI**, Apliki, bord de route, basal group, Palekhori
335 A1 335 A2	**KALEKORIO**, basal group + dyke complex, Palekhori
350	Station fictive, **ARAKAPAS**, sur lot de stries incompatibles avec déformations tertiaires

Fig. 4

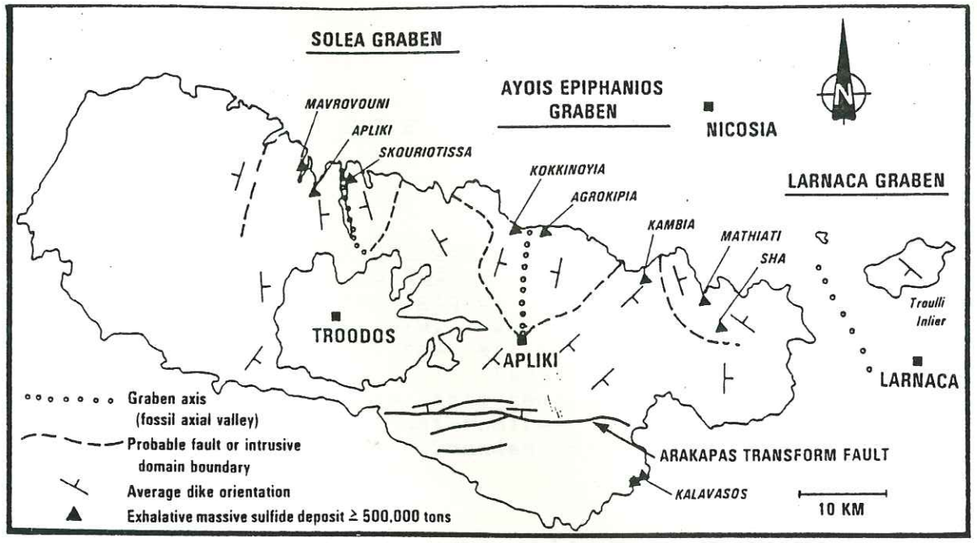


Fig. 6

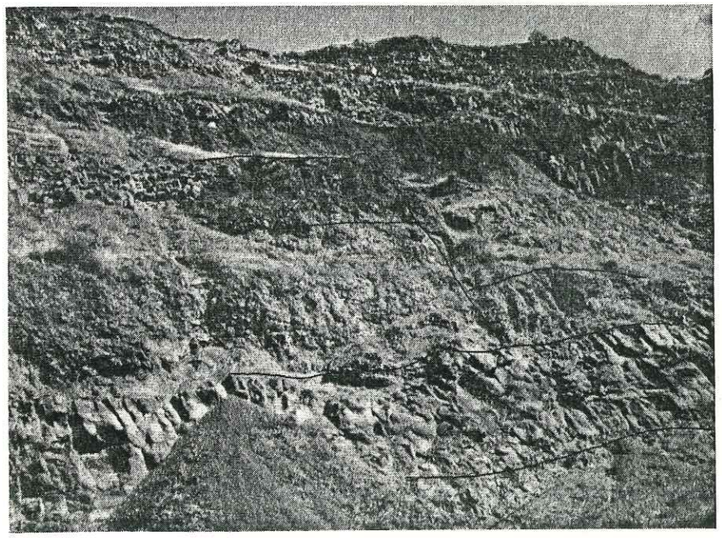


Fig. 5

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Position des stations de mesures de fractures au Sud de Chypre.
Limites géologiques d'après Geological map of Cyprus, 1979, 1/250 000.
1 : Péridotites et gabbros; 2 : Complexe filonien; 3 : Laves; 4 : Formations sédimentaires anté-néogènes; 5 : Formations néogènes à quaternaires; 6a : Stations de mesures; 6b : Données microtectoniques en bibliographie.

Fig. 2 - Déformations syn-ophiolitiques au Sud de Chypre.
1; 2; 3; 4; 5 : voir fig. 1; 6a : Stations où existe un petit nombre de structures liées à la déformation syn-ophiolitique; 6b : Directions de déformation syn-ophiolitique en décrochement-extension ou en extension; 6c : Directions de déformation en deux stations fictives, résultant du regroupement des mesures des diverses stations (6a) de l'Ouest et de l'Est Arakapas.

Fig. 3 - Exemples de diagrammes obtenus par la mesure de plans de failles et de leurs stries, associés à des structures syn-ophiolitiques.

Fig. 4 - Coordonnées des points de mesures où ont été obtenus les diagrammes de la fig. 3.

Fig. 5 - Faille normale syn-ophiolitique décalant une coulée prismée et recoupée par un sill.

Fig. 6 - Interprétation de la faille d'Arakapas comme une faille transformante et position des différents centres d'expansion d'après Varga et Moores [1985].

TROISIEME PARTIE

SYNTHESE ET CONCLUSION GENERALE

SYNTHESE ET CONCLUSION GENERALE

L'évolution structurale de la région de Bourg-d'Oisans est reconstituée, en liaison avec l'évolution géodynamique de la marge européenne de la Téthys Ligure.

I - L'EVOLUTION STRUCTURALE de la REGION de BOURG-d'OISANS

La région de Bourg-d'Oisans a été le siège d'une tectonique polyphasée, s'échelonnant du Trias à nos jours. Ces différents épisodes tectoniques peuvent être regroupés en deux grandes séquences d'événements :

- une période de distension mésozoïque, à relier à la fois à l'ouverture de l'Atlantique central et à celle de l'océan téthysien,

- une période de compression, à relier à la fermeture de la Téthys et donc à la collision des marges européenne et apulo-africaine.

A - Les épisodes distensifs mésozoïques

Trois étapes bien distinctes se sont succédées durant les périodes de pré-rifting et de rifting. Elles correspondent à l'ouverture de l'océan téthysien et à la structuration de cette portion de la paléomarge européenne.

1° Période de pré-rifting
(Trias moyen à supérieur)

Cette étape est contrôlée par une extension N-S, conduisant à l'apparition de failles normales N70 à 110. Elle s'accompagne d'une sédimentation de plate-forme parfois supratidale voire continentale.

2°) Stade précoce du rifting
(fin du Trias supérieur - Lias inférieur p. p.)

Cette étape est caractérisée par une direction d'extension NE-SW. Des failles normales N110 et surtout N160 fonctionnent. Cette direction peut s'expliquer comme une déviation locale du régime de contrainte à l'intérieur de bassins en transtension, dont l'apparition est due au fonctionnement en décrochement sénestre d'accidents N50, hérités de la tectonique hercynienne (direction cévenole). Le système de contrainte général

décrochant aurait alors un raccourcissement N20 et un allongement N110.

Lors des stades initiaux de ce régime décrochant se mettent en place les basaltes subalcalins spilitisés de la fin du Trias supérieur.

La subsidence qui accompagne cette étape conduit à l'apparition d'un environnement hémipélagique.

3°) Stade évolué du rifting
(fin du Lias inférieur - Lias supérieur)

Le régime tectonique devient extensif et se différencie du précédent par une simple permutation des contraintes maximale et intermédiaire, l'allongement restant constant en direction N110 - 120. Cette étape correspond à la phase paroxysmale du rifting dans cette région et se caractérise par le basculement des grands blocs plurikilométriques. En effet, lors de l'extension au Lias supérieur, la déformation se concentre sur quelques fractures, qui deviennent dominantes, permettant d'individualiser les méga-blocs basculés *(fig.100)*. L'approfondissement est localement bien marqué, mais la géométrie implique d'importantes variations de faciès et d'épaisseur dues à l'opposition entre bassins et hauts fonds (demi-grabens et demi-horsts). Un important remaniement sédimentaire se produit au niveau des failles (brèches et olistolites parfois spectaculaires).

4°) Conclusion

Le changement majeur du régime des contraintes s'effectue dans cette région à la fin du Trias supérieur, et il est possible de situer à cette époque le début du rifting.

La chronologie et l'âge de ces différentes périodes tectoniques sont pu être fournis grâce par la fossilisation de certaines structures, essentiellement des brèches et des indices de tectonique synsédimentaire existant dans la sédimentation. Ainsi des stries, dont l'âge triasique ou liasique est indéniable, ont pu être mesurées.

B - Les épisodes compressifs alpins

Ces épisodes compressifs ont affecté la région de Bourg-d'Oisans, probablement dès le Crétacé supérieur. Ils sont à relier à la fermeture de l'océan téthysien et à la collision des deux marges de cet océan.

Il a été possible de distinguer trois grands épisodes caractérisés chacun par un champ de contraintes propres. Le contrôle stratigraphique est cependant mal contraint en l'absence, dans la région considérée, de formations

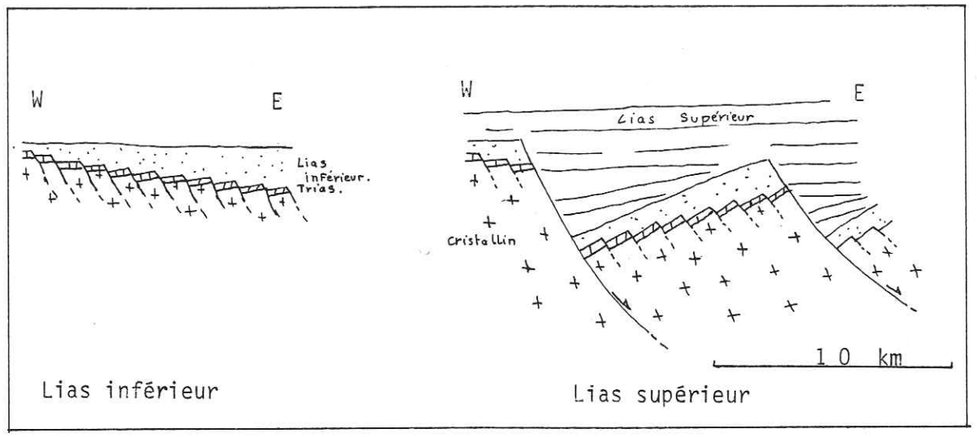


Fig.100: Concentration de la déformation sur des accidents majeurs au Lias supérieur.

contemporaines de ces failles.

1°) Compression N.NW-S.SE à Nord-Sud

Cette compression se traduit par des décrochements et des chevauchements relativement modestes dans la région de Bourg-d'Oisans. On peut la relier aux événements du début du Cénozoïque (phase pyrénéo-provençale, voire crétacé supérieur).

2° Compression Est-Ouest (E.NE-W.SW à E.SE-W.NW)

Les effets de cette compression sont responsables des principales structures de la région (plis d'axes subméridiens ; chevauchements à vergence Ouest). Par analogie avec les régions avoisinantes, on peut proposer un âge miocène supérieur à post-miocène.

3°) Compression N.NE-S.SW à NE-SW

Cette compression est la plus récente qui ait affecté cette région. Des chevauchements à vergence SW ou NE se sont produits lors de cet épisode. Plus au Sud, cette compression a contrôlé le déplacement de la nappe de Digne *[Gidon et Pairis, 1986]*. De ce fait, elle peut être datée post-miocène (plio-quaternaire ?).

II - L'IMPORTANCE DE L'HERITAGE

Les structures héritées jouent un rôle important tout au long de l'histoire tectonique de cette région. Cet héritage consécutif à un "pré-découpage" du socle, donc générateur d'une importante anisotropie, a été déterminant, aussi bien lors des épisodes distensifs mésozoïques que, à fortiori, lors des épisodes compressifs cénozoïques. Ainsi, l'épisode transitoire décrochant du Lias inférieur a été grandement influencé par la préexistance de structures de direction cévenole au niveau du socle et de même, cet épisode décrochant a déterminé le découpage des méga-blocs basculés du Lias supérieur. Enfin, les structures de distension, engendrées lors de ces épisodes mésozoïques ont influencé le résultat des compressions. Elles ont été réactivées et parfois même inversées , jouant alors le rôle de rampe.

Il est donc indispensable de tenir compte de cet héritage et notamment de l'existence des structures distensives mésozoïques, lors de la restitution de l'état initial du socle et des couches sédimentaires avant la déformation alpine en compression, pour construire des coupes équilibrées.

III - GENERALISATION DU MODELE D'EVOLUTION

L'évolution géodynamique du rifting reconnue caractérise de nombreux autres rifts, comme notamment le Golfe de Suez et le fossé rhénan, où l'épisode précoce décrochant est démontré et s'accompagne en partie d'émissions basaltiques.

Des indices de décrochement, durant le Lias inférieur, existent en d'autres points des Alpes occidentales. Ils suggèrent que le schéma d'évolution géodynamique proposé pour la région de Bourg-d'Oisans puisse être étendu à l'ensemble de la paléomarge européenne.

Il serait ainsi intéressant de rechercher des indices de décrochement plus nombreux sur l'ensemble des massifs cristallins externes et des Alpes occidentales ainsi que sur l'autre marge pour commencer à généraliser ce schéma à l'échelle du rifting téthysien.

La comparaison avec l'évolution géodynamique et la trajectoire des contraintes reconnues pour d'autres systèmes de rifts aiderait à vérifier si l'évolution de zones en distension qui débuterait par un jeu décrochant est une règle générale ou bien si elle ne s'applique qu'à quelques cas bien particuliers. Cette comparaison pourrait se faire avec des systèmes de rifts à relier à l'évolution téthysienne S. L. (marges téthysiennes et atlantiques), mais aussi avec des systèmes de rifts plus anciens ou plus récents (fossés africains, fossés de mer pélagienne ...).

Enfin, l'étude des trajectoires de contraintes et des directions propres à chacune des étapes du rifting, étendue à l'échelle des massifs cristallins externes des Alpes occidentales pourrait permettre de vérifier si certaines structures, comme la forme en arc des Alpes, sont directement induites de la collision (on devrait alors mettre en évidence des rotations) ou bien si elles peuvent être induites d'une paléogéographie caractéristique de l'ouverture téthysienne. Cette dernière hypothèse pourrait s'expliquer par la fréquence et le jeu prépondérant des accidents transformants, entraînant l'alignement en arc d'un réseau complexe de bassins océaniques plus ou moins indépendants les uns des autres.

IV - LA REGION DE BOURG-D'OISANS ET LES MODELES ACTUELS DE MARGES CONTINENTALES

Les blocs basculés "Grandes-Rousses - Rochail" et "Emparis - Mont de Lans" sont des structures trop localisées à l'échelle des Alpes occidentales pour que leur seule étude géométrique puisse permettre de choisir quel modèle actuel de marges continentales appliquer à la paléomarge téthysienne.

Un fait remarquable cependant, qui pourrait mieux contraindre le choix d'un des modèles de marges symétrique ou asymétrique est l'individualisation d'un épisode précoce décrochant durant le rifting au Lias inférieur. Si les modèles de MACKENZIE *[1978]* ou de WERNICKE *[1981]* peuvent être applicables à partir de l'étape du basculement des blocs plurikilométriques au Doméro-Toarcien, le début du rifting dans la région de Bourg-d'Oisans est situé, d'après notre interprétation, à l'extrême sommet du Trias *(v. p.108)*. Il est ainsi difficile d'imaginer le comportement du grand plan de cisaillement du modèle de WERNICKE lors du décrochement initial. De ce fait, les modèles actuels peuvent donner une image plus ou moins juste du rifting dans une étape déjà avancée, mais ne permettent pas d'expliquer le tout début du rifting, du moins dans ce secteur de la paléomarge téthysienne.

En outre, les structures mineures du début du Lias inférieur (failles normales avec des rejets inférieurs à la trentaine de mètres) sont donc antérieures au fonctionnement (Toarcien éventuellement) des failles listriques à rejet kilométrique et ainsi précédent la subsidence initiale, qui aboutit à une sédimentation hémimélagique (Sinémurien).

Or de telles failles et structures mineures ne sont pas visibles en sismique. Ainsi, si de telles structures mineures existent à la surface des grands blocs basculés observés en sismique, celà peut permettre d'expliquer l'anomalie apparente relevée à l'occasion de certaines campagnes en mer où l'on observe que la subsidence initiale semble précéder la tectonique. En fait, elle succèderait à une tectonique, dont les effets mineurs ne sont pas observés.

V - LES STRUCTURES DU MASSIF OPHIOLITIQUE DU TROODOS (CHYPRE)

L'étude des déformations et des structures du massif ophiolitique du Troodos a permis d'individualiser trois stades d'évolution.

- Le plus ancien est caractérisé par une distension orientée E-W à E.SE-W.NW ; il correspond à la période d'expansion océanique et se caractérise par des failles normales scellées par des pillows lavas ou recoupées par des sills ; la direction la plus fréquente est subméridienne (N.NW-S.SE à N.NE-S.SW). Dans ce système, le couloir faillé d'Arakapas peut être interprété comme une faille fransformante dont le jeu a varié au cours du temps avec les fonctionnements successifs de plusieurs centres d'émission dus à des sauts de dorsales vers l'Est.

- Postérieurement existe un régime en décrochement dont la composante compressive est orientée aux environs de N160. La faille d'Arakapas est alors soumise à un jeu décrochant dextre.

- Les structures les plus récentes sont en extension. Deux phases se succèdent, l'une à N10, l'autre à N160.

VI - CONCLUSION

Aussi bien sur la marge de la Téthys qu'en domaine purement océanique, l'étude microstructurale à l'aide de la méthode des dièdres droits permet de mettre en évidence différentes étapes de la déformation dans un système polyphasé.

Dans les deux exemples, les structures distensives téthysiennes précoces influencent de façon déterminante les déformations postérieures.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

Bourg-d'Oisans

BIBLIOGRAPHIE

Adline G. [1982]. Les spilites potassiques triasiques de la bordure occidentale du Massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises) : aspect volcanologique et problème de carbonatation.
Thèse 3e cycle. Grenoble.

Amaudric du Chaffaut S. Fudral S. [1986]. De la marge océanique à la chaine de collision dans les Alpes du Dauphiné. Réunion extraordinaire sept. 84.
Bull. Soc. Géol. France, t. II, n° 2, p. 197-231.

Anderson E.M. [1951]. The dynamics of faulting. Oliver and Boyd, Edimbourg et Londres.

Angelier J. [1979]. Néotectonique de l'arc égéen.
Thèse de doctorat d'état, Univ. Pierre et Marie Curie. Paris 6. 418 pages.

Angelier J. [1983]. Analyse qualitative et quantitative de populations de jeux de failles.
Bull. Soc. Geol. France, (7) 25/5. p. 661-672.

Angelier J. et Bergerat F. [1983]. Systèmes de contrainte et extension intracontinentale.
Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine. v. 7, n° 1, p. 137-147, 1983, Pau France.

Angelier J. et Mechler P. [1977]. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et séismologie : la méthode des dièdres droits.
Bull. Soc. Géol. France. (7) 19/6. p. 1209-1318.

Angelier J. et Goguel J. [1979]. Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles.
C.R.Acad. Sc. France. (D), 288. p. 307-310.

Angelier J. et Manoussis S. [1980]. Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de failles.
C.R.Acad. Sc. France (D), 290. p. 651-654.

Arnaud H. [1973]. Mise en évidence d'un important décalage anté-Miocène, de sens sénestre, le long de la faille de Presles (Vercors occidental).
C.R.Acad. Sc. Paris, t. 276. Série D, p. 2245-2248.

Arnaud H.; Barféty J.C.; Gidon M.; Pairis J.L. [1978]. A propos du rhegmatisme des zones externes alpines au Sud de Grenoble.
C.R.Acad. Sc. Paris, t. 286, (D), p. 1335-1338.

Arthaud F. [1969]. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement et d'allongement et intermédiaire d'une population de faille.
Bull Soc. Géol. France. (7) XI. p. 729-737.

Arthaud F. et Matte Ph. [1975]. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation.
Tectonophysics, 25, p. 139-171.

Barbier R. [1948]. Les zones ultradauphinoises et subbriançonnaises entre l'Arc et l'Isère.
Mém. Carte Géol. France. Paris, 291 pages, 62 fig., 8 pl.

Barféty JC. [1985]. Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône, étude stratigraphique et géodynamique, évolution d'une portion de la marge Nord téthysienne (Alpes occidentales françaises).
Thèse d'Etat, Grenoble.

Barféty JC. et Gidon M. [1981]. Fonctionnement synsédimentaire liasique d'accidents du socle dans la partie occidentale du massif du Pelvoux (région de Venosc, Isère).
Bull. B.R.G.M. (2e série) sect I, n° 1, 1980-1981 p. 11-22,6

Barféty JC. et Gidon M. [1984]. Un exemple de sédimentation sur un abrupt de faille fossile : le Lias du versant Est du massif du Taillefer (zône dauphinoise, Alpes occidentales).
Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., v. 25, Fasc. 4 p. 267-276, Paris, 1984.

Barféty JC. et Gidon M. [1983]. La stratigraphie et la structure de la couverture dauphinoise au Sud de Bourg-d'Oisans. Leurs relations avec les déformations synsédimentaires jurassiques.
Géol. Alpine, t. 59, 1983, p. 5-32.

Barféty JC. Gidon M. Lemoine M. Mouterde R. [1979]. Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zône externe des Alpes occidentales françaises : la faille du col d'Ornon.
C.R.Acad. Sci., Paris, t. 289, p. 1207-1210.

Baron P. [1981]. Le Trias et le Lias inférieur de la bordure occidentale du Massif du Pelvoux (Alpes occidentales) : stratigraphie et tectonique synsédimentaire.
Thèse 3e cycle, Grenoble, 154 pages.

Bas Th. [1985]. Caractéristiques du rifting liasique dans un secteur d'une marge passive de la Téthys : Le haut-fond de la Mure et le bassin du Beaumont (Alpes occidentales).
Thèse de doctorat d'université, 193 pages, Grenoble. Institut de Géologie.

Bas Th.; Dumont T.; Pinto-Bull F.; Arnaud H.; Gidon M.; Lemoine M. et Tricart P. [1984]. Paléoenvironnement marin, tectonique et eustatisme sur une marge continentale j passive (Alpes occidentales, Jurassique).
10e R.A.S.T., Bordeaux 1984, p. 32.

Bergerat F. [1982]. Le Couloir Rhodanien au Paléogène : analyse de la fracturation et interprétation cinématique régionale.
Rev. géogr-géol-dyn. v. 23. fasc. 5, p. 329-343.

Bergerat F. [1985]. Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne.
Thèse d'Etat. Univ. Pierre et Marie Curie Paris.

Boillot G. [1984]. Les marges continentales stables et leur destin.
Bull. Soc. Géol. France (7), t. XXVI, n° 3, p. 517-531.

Boillot G. [1984]. Le Golfe de Gascogne et les Pyrénées. In Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France.
Boillot. Coord. Masson, Paris, 1984.

Boillot G.; Recq H.; Winterer E.; Meyer A.W.; Applegate J.; Baltuck M.; Bergen J.A.; Comas M.C.; Davies T.A.; Dunham K.; Evans C.A.; Girardeau J.; Golberg D.G.; Haggerty J.; Jansa L.F.; Johnson J.A. Kasahara J. Loreau J.P.; Luna Sierra E.; Moullade M.; Ogg J.; Sarti M.; Thurow J.; Williamson M.W. [1985]. Résultats préliminaires de la campagne 103 du joides Résolution (Ocean Drilling program) au large de la Galice (Espagne) : sédimentation et distension pendant le rifting d'une marge stable : hypothèse d'une dénudation tectonique du manteau supérieur.
C.R Acad. Sci. Paris, (II) 301, 9, 627-632.

Boillot G.; Recq M.; Winterer E.; Meyer A.W.; Applegate J.; Baltuck M.; Bergen J.A.; Comas M.C.; Davies T.A.; Dunham K.; Evans C.A.; Girardeau J.; Goldberg D.G. ; Haggerty J.; Jansa L.F.; Johnson J.A.; Kasahara J.; Loreau J.P.; Luna Sierra E. ; Moullade M.; Ogg J.; Sarti M.; Thurow J.; Williamson M.W. [1986]. Amincissement de la croûte continentale et dénudation tectonique du manteau supérieur sous les marges stables à la recherche d'un modèle. L'exemple de la marge occidentale de la Galice. (Espagne).
Bull. Centre rech. Explo. prod. Elf Aquitaine. Vol. 10, n° 1, pp. 95-104.

Bornuat M. [1962]. Etude de la Couverture sédimentaire de la bordure Sud-Ouest du massif des Grandes-Rousses au Nord de Bourg-d'Oisans (Isère).
Trav. Lab. géol. Grenoble t. 38, P; 147-203.

Boyer S.E. et Elliot D. [1982]. Thrust systems.
Am. Ass. Petr. Geol. Bull, n° 66, p. 1196-1230.

Brunet M.F. [1986]. La subsidence dans les trois bassins sédimentaires français (Paris, Aquitaine, Sud-Est).
Bull.Centre rech. expl. prod. Elf-Aquitaine v. 10, n° 1, 1986, p. 23-32.

Buffet G et Aumaitre R. [1979]. "Implications tectoniques possibles des directions des filons carbonifères et triasiques de la partie Sud et Ouest du massif cristallin des Ecrins-Pelvoux.
Geol. Alpine, t. 55, p. 35-49.

Bureau D. et Lorenz C. [1986]. Dynamique Structurale d'une couverture en blocs basculés synsédimentaires, lors d'une compression ultérieure.
C.R.Acad. Sc. Paris, t. 303, série II, n° 11, 1986. p. 1047-1052.

Butler R.W.H. [1984]. Balanced cross-sections and their implications for the cleeps structure of the northwest Alps : reply.
Journ. Struc. Geol., Oxford, v. 6, n° 5, p. 607-612.

Butler R.W.H. Matthews J. Parish M. [1986]. The NW external Alpine Thrust Belt and it implications for the geometry of the western Alpine orogen.
In Collision Tectonics, Geol. Soc. Special Publication n° 19, pp. 245-260.

Carey E. [1976]. Analyse numérique d'un modèle élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles : calcul d'un tenseur moyen de contraintes à partir des stries de glissement.
Thèse 3e cycle. Tectonique générale Paris Sud. 138 pages.

Chenet P.Y. ; Letouzey J. [1983]. Tectonique de la zone comprise entre Abu Durba et Gebel Mezzazat (Sinaï, Egypte) dans le contexte de l'évolution du rift de Suez.
Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine v. 7, n° 1, 1983, p. 201-215enoble.

Chorowiez J.; Henry C.; Lyberis N. [1987]. Tectoniques superposées synsédimentaires des secteurs des Golfes de Suez et d'Agaba.
Bull. Soc. Geol. France, (8), t. III, n° 2, pp. 223-234.

Clayton L. [1966]. Tectonic depression along the Hope fault, a transcurrent fault in North Canterbury, New Zealand. N.Z.J.
Geol. Geophys. v. 9, n° 1-2, p. 95-104.

Colchen M. ; Vergneaud M ; Renault J.F. et Baghdad B. [1985]. Apport à l'étude microtectonique de la fracturation à la reconstitution de l'évolution géodynamique d'un seuil : exemples pris dans le seuil du Poitou.
Bull. Sect. Sc. t. IX, p. 39-54.

Dardeau G. [1983]. Le Jurassique des Alpes Maritimes (France).
Thèse d'état, université de Nice. 391 pages.

Davis G.A. ; Lister G.S. and Reynolds S.J. [1986]. Structural evolution of the Whipple and South Mountains shear zones, southwestern United States :
Geology, v. 14, p. 7-10.

Debelmas J. [1985]. L'héritage hercynien à l'origine des grands bassins sédimentaires français.
Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine Vol. 10, n° 1, 1986, p. 151-161.

Debelmas J. et Kerckhove C. [1980]. Les Alpes franco-italiennes.
Geol. Alpine t. 56. Grenoble.

Delorme M. et Richez M. [1984]. Tectogenèse distensive d'âge triasique dans le massif de Peyre-Haute.
Travail d'option. Ecole des Mines de Paris.

Dercourt J. [1984]. Etablissement des cartes paléogéographiques globales au cours des temps fossilifères.
Bull. Soc. Geol. France (7), t. XXVI, n° 3, p. 417-431.

Dercourt J. et al. [1985]. Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000, s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel.
Bull. Soc. Geol. France (8), t. I, n° 5, p. 637-652. 10 cartes coul. hors texte.

Desthieux F. et Vernet J. [1970]. Nouvelles données pétrographiques et structurales sur la région du Lauvitel (massif du Pelvoux).
Géologie Alpine t. 46,p. 67-76.

Dumont T [1987]. Late triassic-Early Jurassic evolution of the Western Alps and of teir European foreland : initiation of the Tethyan rifting.
In Memoire Special Soc. Geol. France : "Histoire d'une marge continentale passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque. (In press) coord. M. Lemoine.

Dumont T.; Grand T.; Mascle [en préparation]. Initialisation of the rifting processes and importance of the strike-slip movements in the early phase of evolution. Comparison between a Tethyan rifted margin (Bourg-d'Oisans Liassic Basin) and the Suez rift.

Dumont T.; Grand T.; Pinto-Bull F. [1985]. Distension jurassique et paléochamps de contrainte associés dans le massif cristallin externe du Rochail (Alpes occidentales).
Réunion sp. S.G.F. Océans, Bordeaux, p. 19.

Dumont T ; Lemoine M et Tricart P. [1984]. Tectonique synsédimentaire triasico-jurassique et rifting téthysien dans l'unité prépiémontaise de Rochebrune au Sud-Est de Briançon.
Bull. Soc. Geol. France (7), t. XXVI, n° 5, pp. 921-933.

Elmi S. [1985]. Evolution historique et dynamique de la marge ardéchoise pendant le Mésozoïque. In colloque national programme " géologie profonde de la France".
Thème 11, Doc B.R.G.M. Orléans, n° 95-11, P. 13-50.

Fauchère E. ; Brun J.P.; Van den Driessche J. [1986]. Bassins assymétriques en extension pure et en décrochement : Modèles expérimentaux.
Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine Vol. 10, n° 1, 1986, p. 13-21.

Fournier M. [1986]. Les brèches en tant que marqueurs géologiques d'escarpements sous-marins. DEA. U.S.M. Grenoble.

Gamond J. F. [1985]. Conditions de formation des zones de discontinuité cinématique dans la croûte supérieure. Aspects expérimentaux et naturels.
Grenoble I.R.G.M. Thèse d'état , 196 p.

Garfunkel Z. et Bartov Y.[1977]. "The tectonics of the Suez Rift"
Bull. Geol. Surv. Israël H, p. 1-44.

Garfunkel Z. ; Zak I. et Freund R. [1981]. Asymetry and basin migration in the Dead Sea rift. Tectonophysics, 80, 27-38.

Gauthier B. ; Angelier J. [1986]. Distribution et signification géodynamique des systèmes de joints en contexte distensif : un exemple dans le rift de Suez.
C.R.Acad. Sc. Paris, t. 303, série II, n° 12, 1986, p. 1147-1152.

Gerlier A. [1985]. Les champs de fractures : Méthodes d'analyses.
DEA, géologie appliquée. Grenoble.

Gerlier A. [1985]. Etude microtectonique de la fracturation dans les Baronnies orientales.
DEA géologie appliquée. Grenoble.

Gibbs A. D. [1984]. Structural evolution of extensional basin margins.
Jour. of Geol. Soc., Vol. 171, p. 609-620, 17 fig., London, 1984.

Gidon M. [1964]. Nouvelle contribution à l'étude du massif de la Grande-Chartreuse et de ses relations avec les régions avoisinantes.
Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble, t. 40, p. 187-205.

Gidon M. [1979]. Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du massif du Pelvoux (Alpes occidentales).
C.R.Acad. Sc. Paris, série D, t. 288, p. 803-806.

Gidon M. [1981]. Les déformations de la couverture des Alpes occidentales externes dans la région de Grenoble : leurs rapports avec celles du socle.
C.R.Acac. Sc. Paris, t. 292, série II, p. 1057-1060.

Gidon M. [1982]. La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive : sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales.
Geol. Alpine, t. 58, p. 53-68.

Gidon M. ; Aprahamian J. [1981]. Le rôle de la paléotectonique jurassique dans la structure des montagnes du Beaumont (zône dauphinoise du Sud-Est de Grenoble).
Bull. B.R.G.M., Paris, 2e série, sect. I, n° 1, p. 23-33.

Gidon M. ; Arnaud H. ; Pairis J.L. [1970]. Les déformations tectoniques superposées du Dévoluy méridional (Hautes Alpes).
Geol. Alpine, t. 46, p. 87-110, Grenoble.

Gidon M. et Pairis J.L. [1986]. La nappe de Digne (chaînes subalpines méridionales) : Origine, déplacement et signification régionale.
C.R.Acad. Sc. Paris, t. 303, série II, n° 10, pp. 981-984.

Gidon M. ; Pairis J.L. ; Aprahamian J. [1976]. Le linéament d'Aspres-Les-Corps. Sa signification dans le cadre de l'évolution structurale des Alpes occidentales externes.
C.R.Acad. Sci. France, 282, pp. 271-274.

Gignoux M. et Moret L. [1952]. Géologie Dauphinoise : initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble.
2e ed. Paris : Masson, 391 p., 91 fig., 3 cartes h.t.

Gigot P. [1973]. Nouvelles observations sur la bordure nord-orientale du bassin de Digne-Valensole, au front de l'Arc de Digne (Alpes-de-hautes-Provence).
C.R.Acad. Sc. Paris, 275, p. 1123-1126.

Gillchrist R. ; Coward M. ; Mugnier J.L. [à paraître]. Structural inversion : examples from the foreland and the French Alps.
A.A.P.G. Bulletin.

Gillchrist R. ; Grand T. ; Mugnier J.L. ; Coward M. ; Mascle G. ; Pecher A. [1986]. La Cinématique des mouvements alpins dans le Sud-Ouest du massif Ecrins-Pelvoux.
1le R.A.S.T., Clermont-Ferrand, p. 78.

Grand T. [1984]. Tectonique synsédimentaire de la bordure orientale du Massif du Taillefer. DEA Géologie appliquée, Grenoble.

Grand T. (soumis à la S.G.F.). Tethyan and Alpine brittle deformation of a basement tilted block in the European margin of the mesozoïc Tethys (Bourg-d'Oisans half-graben, Western Alps).

Grand T. ; Dumont T. ; Pinto-Bull F. [à paraître]. Distensions liées au rifting téthysien et paléochamps de contrainte associés dans le Bassin liasique de Bourg-d'Oisans (Alpes occidentales).
A paraître dans Bull. Soc. Geol. France.

Gratier J.P. et Vialon P. [1980]. Deformation pattern in an heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediatly overlying a cristalline basement (Oisans, French Alps).
Tectonophysics, 65 p. 151-180.

Grillot J.C. et Dazy J. [1983]. Photo interprétation, tectonique cassante et thermalisme : exemples du domaine alpin (France).
Geol. Alpine, t. 59, 1983, p. 45-60.

Grohmann N. [1985]. Drift tectonics. The fondamental rhythm of crustal drift and deformation.
Geologische Rundschau 74/2, stuttgart. p. 267-310.

Haudour J. et Sarrot-Reynaud J. [1961]. Stratigraphie du Lias du Dôme de la Mure. Variétés de faciès entre le Dôme de La Mure et ses bordures. Colloque sur le Lias français.
Mém. B.R.G.M., n° 4, Paris, p. 665-684.

Haug E. [1891]. Les chaînes subalpines entre Gap et Digne ; contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises.
Bull. Serv. Carte Geol. Fr., Paris, t. III, n° 21, p. 1-197, 4 pl.

Hatzfeld D.; Christodoulou A.A.; Scordilis E.M.; Panagiotopoulos D.; Hatzidimitriou P.M. [1987]. A microearthquake study of the Mygdonian Graben (Northern Greece).
Earth and planetary Survice Letters, 81, p. 379-396.

Jackson J. et Mackenzie D.P. [1983]. The geometrical evolution of normal fault systems.
Journ. of Struct. Geol. Vol. 5, n° 5, p. 471-482.

Jaillard E. ; Dondey H. ; Debelmas J. [1986]. Reconstitutions paléogéographiques de la zône briançonnaise de Vanoise (Alpes occidentales) : nouveaux arguments pour une origine intra-briançonnaise de l'unité de la Grande-Motte.
C.R.Acad. Sc. Paris, t. 302, série II, n° 17, p. 1091-1094.

Kilian W. et Revil J. [1904-1912]. Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Mém. Serv. Carte Geol. Fr., 3 vol., vol. 1, [1904], 627 p. 10 pl., vol. 2, [1908], 373 p., 11 pl., vol. 3 [1912], 280 p., 19 pl.

Lameyre J. ; Black R. ; Bonon B. ; Giret A. [1984]. Les provinces magmatiques de l'Est américain, de l'Ouest américain et des Kerguelen. Indications d'un contrôle tectonique et d'une initiation superficielle du magmatisme intraplaque et des processus associés.
Ann. Soc. Geol. Nord. t. 103, p. 101-114.

Lami A. ; Grand T. ; Fabre P. ; Pairis J.L. [1986]. Les paléochamps de contrainte dans la couverture nummulitique du SE du Pelvoux.
11e R.S.T. Clermont-Ferrand.

Lemoine M. [1984]. La marge occidentale de la Téthys ligure et les Alpes occidentales. In "Les marges continentales actuelles et fossiles autours de la France" (G. Boillot coord.), Masson ed., Paris, p. 155-248.

Lemoine M. [1985]. Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys ligure.
Bull. Soc. Geol. Fr. t. I, n° 1, p. 126-137.

Lemoine M.; Arneau-Vanneau A.; Arnaud H.; Bas T.; Bourbon M.; Dumont T.; Gidon M.; De Graciansky P.C.; Megard-Galli J.; Rudkiewicz J.L. [1986]. Etapes et modalités de la subsidence d'une paléomarge passive : Les Alpes occidentales au Mésozoïque.
Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine; Vol. 10, n° 1, 1986, p. 144-149.

Lemoine M. ; Boillot G. ; Tricart P. [1986]. Mise en place précoce d'un fond océanique ultramafique et grabbroïque dans la Téthys ligure au Mésozoïque : recherche d'un modèle.
11e R.S.T. Clermont-Ferrand, 1986, p. 110.

Lemoine M. ; Gidon M. et Barféty J.C. [1981]. Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien.
C.R.Acad. Sci. Paris, t. 292, p. 917-920.

Le Pichon X et Sibuet J.C. [1981]. Passive margins : a model of formation
Journ. Geoph. Research, vol. 86, p. 3708-3720.

Lister G.S. ; Etheridge M.A. ; Symonds P.A. [1986]. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins.
Geology, v. 14, n° 3, p. 246-250.

Lory CH. [1860-1864]. Description géologique du Dauphiné (Isère, Drôme, Hautes-Alpes).
F. Savy, Paris et Alph. Merle et Cie, Grenoble, 3 vol., 747 p.

Lory P. [1903]. Les zônes du Jurassique inférieur et moyen au bord des chaînes alpines entre Grenoble et Gap.
Bull. Soc. Geol. Fr., Paris, t. 3, n° 4, p. 460-461.

Lory P. [1948]. Sur la tectonique alpine de Belledonne aux abords de la cluse de la Romanche.
C.R.A.Sc., Paris, t. 227, n° 21, p. 1105-1106.

Mackenzie D.P. [1978]. Some remarks on the development of sedimentary basins : Earth and Planetary Sciences Letters, V. 40, p. 25-32.

Malod J.A. [1985]. Disymétrie des marges autour de l'Atlantique Nord. Relation avec les modèles de distension.
Soc. Geol. France. réunion spécialisée : océans, Bordeaux (I.G.B.A.) p. 31.

Malod J.A. ; Boillot G. ; Capdevila R. ; Dupeuble P.A. ; Lepvrier C. ; Mascle G. ; Muller C. et Taugourdeau-Lantz J. [1992]. Subduction and tectonics on the continental margin of northern spain : observations with the submersible cyana.
In "Trench Fore-Arc Geology", J.K. Legget ed., Geol. Soc., London, SP. Publ. n° 10, Blackwell Scientific Public., p. 309-315.

Masse P. [1983]. Relations possibles entre fossés d'effondrement, décrochements et bombements dans les rifts intracontinentaux.
Soc. Nat. Elf Aquitaine (prod), n° 7, pp. 149-154.

Menard G. et Thouvenot F. [1984]. Ecaillage de la lithosphère eurocéenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea.
Bull. Soc. Geol. France (7), t. XXVI, n° 5, p. 875-884.

Mercier H. [1978]. Le Néogène et le Pléistocène inférieur Duranciens.
Thèse doctorat d'état U.S.M. Grenoble.

Montenat Ch. ; Burollet P. ; Janigie J.J. ; OTT d'Estevou Ph. ; Purser B. [1986]. La succession des phénomènes tectoniques et sédimentaires néogènes sur les marges du rift de Suez et de la Mer Rouge Nord occidentale.
C.R.Acad. Sc., Paris, t. 303, série II, n° 3, 1986, p. 213-218.

Mugnier J.L. [1984]. Déplacements et déformations dans l'avant pays d'une chaîne de collision. Thèse 3e cycle, Grenoble.

Mugnier J.L. et Ménard G. [1986]. Le développement du bassin molassique suisse et l'évolution des Alpes externes : un modèle cinématique.
Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine, 10,1, p. 167-180.

Pegoraro O. [1972]. Application de la microtectonique à une étude de néotectonique : le golfe maliaque.
Thèse 3e cycle Univ. Sci. et Techn. Languedoc.

Pinto-Bull F. [1984]. Etude cartographique sédimentologique et paléostructurale d'un secteur de la marge continentale téthysienne (massif du Rochail).
DEA Géologie appliquée, option structurale ; U.S.M.G.I., Institut Dolomieu.

Pinto-Bull F. [1987]. Evolution tectono-sédimentaire d'un bloc basculé au cours du Jurassique : le massif du Rochail-Lauvitel.
Thèse 3e cycle, U.S.M.G.I., Institut Dolomieu.

Reboul J. [1962]. Etude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires du massif du Grand-Renaud et du Pic d'Ornon, près de Bourg d'Oisans (Isère).
Trav. Lab. Geol., Grenoble, t. 38, p. 121-146.

Riedel W. [1929]. Central Blatt für Mineralogie, Geologie und Paläontogie. Zur Mechanik Geologicher Brucherscheinungen pp. 354-368.

Rudkiewicz J.L. [1987]. Quantitative subsidence and thermal structure of the European Continental margin of the Tethys during middle Jurassic times in the western Alps (Grenoble - Briançon transect). In "Les structures jurassiques de la marge téthysienne.
Mem. Spec. Soc. Geol. France, M. Lemoine ed.

Rudkiewicz J.L. et Vibert C. [1982] Tectogenèse synsédimentaire liasique sur la bordure des massifs cristallins externes des Grandes-Rousses et du Taillefer (Alpes françaises, Isère).
Travail d'option, Sciences de la Terre, école des Mines de Paris, 172 p.

Segall P. et Pollard D.D. [1980]. Mechanics of discontinuous faults. J. Geophys. Res. 85, 4337-4350.

Termier P. [1894]. Le massif des Grandes-Rousses (Dauphiné et Savoie).
Bull. Serv. carte Geol. Fr., Paris, t. VI, n° 40, p. 169-286, 11 fig. 5 pl., 1 carte.

Tricart P. et Lemoine M. [1986]. From faulted blocks to Megamultions and Megaboudins : Tethyan Heritage in the structure of the western Alps.
Tectonics, vol. 5, n° 1, p. 95-111.

Trift M. [1983]. Tectogenèse synsédimentaire liasique sur la bordure septentrionale du massif cristallin externe du Pelvoux (plateau d'Emparis, Alpes françaises, département de l'Isère et des Hautes-Alpes).
Travail d'option sciences de la Terre, Ecole des Mines de Paris, 99 p.

Trumpy R. [1971]. Sur le Jurassique de la zône helvétique en Suisse.
Instituti geologici publici hungorici, Budapest, colloque sur le Jurassique méditerranéen 3-9, 1969, vol. LIV, fasc. 2, p. 369-382, 3 fig.

Vernet J. [1964]. Les conglomérats triasico-liasiques du Col d'Ornon.
Trav. Lab. Geol., Grenoble, t. 40, p. 251-254.

Vernet J. [1974]. Sur la tectonique alpine des massifs cristallins dauphinois dans leur region culminante (Pelvoux, Grandes-Rousses et leurs abords) et l'histoire de leur édification.
Geologie Alpine, Grenoble, t. 50, p. 195-236.

Vialon P. [1968]. Clivage schisteux et déformations : répartition et genèse dans le bassin mésozoïque du Bourg-d'Oisans (Alpes du Dauphiné).
Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble, t. 44, p. 353-366.

Villemin T. [1986]. "La chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Est de la France et le Sud-Ouest de l'Allemagne du Permien à l'actuel".
C.R.Acad.Sc. Paris, t. 303, série II, n° 18. Décembre 1986.

Villemin T. ; Angelier J. et Bergerat F. [1984]. Tectoniques en extension et subsidence dans le Nord-Est de la France.
Ann. Soc. Geol. Nord. t. CIII, p. 221-229.

Villemin Th. et Bergerat F. [1987]. L'évolution structurale du fossé Rhénan au cours du Cénozoïque : un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension.
Bull.Soc. Geol. France, (8), t. III, n° 2, pp. 245-255.

Wernicke B.[1985]. "Uniform-sense normal shear of the continental lithosphere.
Canadian Journal of earth Sc., v. 22, p. 108-125.

Documents consultés :

- Carte géologique de Vizille 1/50 000e
- Carte géologique de La Grave 1/50 000e
- Carte géologique de St Christophe 1/50 000e
- Carte géologique de La Mure 1/50 000e (sous presse)
- Carte géologique de Grenoble 1/50 000e (notice)
- Carte simplifiée du Parc National des Ecrins 1/100 000e

BIBLIOGRAPHIE

Massif du Troodos, Chypre

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

Angelier J. [1977]. La reconstitution dynamique et géométrique de la tectonique à partir de mesures locales.
C.R.Acad. Sc. Paris, 285, p. 637-640.

Angelier J. [1979]. Néotectonique de l'arc égéen.
Thèse de doctorat d'état, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 418 pages.

Angelier J. et Mechler P. [1977]. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et séismologie : la méthode des dièdres droits.
Bull. Soc. Geol. Fr, (7), 19, p. 1209-1318.

Arcyana [1975]. Transform fault and rift Valley from bathyscaph and diving saucer, Science, 190 p., p. 108-116.

Bagnall P.S. [1964]. Wrench faulting in Cyprus.
Journ. Geol., 72, p. 327-345.

Baroz F. [1979]. Etude géologique dans le Pentadaktylos et la Masaorea (Chypre Septentrionale).
Thèse Sciences, Nancy, 434+365 p., 2 pl. 4 t.

Bechon F. [1982]. Evolution spatio-temporelle du volcanisme de la zone d'Arakapas (Chypre).
Thèse 3e cycle, Nancy, 166 p.

Bechon F. et Rocci G. [1982]. Chronologie des failles de la zone d'Arakapas (Chypre) ; leur incidence sur les épanchements volcaniques.
C.R.Acad. Sc. Paris, v. 294, p. 999-1002.

Biju-Duval B. ; Lapierre H. et Letouzey J. [1976]. Is the Troodos massif (Cyprus) allochtonous ?
Bull. Soc. Geol. Fr. (7), 18, p. 1347-1356.

Dupoux B. [1983]. Etude comparée de la tectonique néogène des bassins du Sud de Chypre et du bassin d'Antalya (Turquie).
Thèse 3e cycle, Orsay, 140 p.

Elion P. [1983]. Etude structurale et sédimentologique du bassin de Pissouri (Chypre).
Thèse 3e cycle, Orsay, 236 p.

Gass I.G. et Masson-Smith D. [1963]. The geology an gravity anomalies of the Troodos massiv, Cyprus.
Roy. Soc. London, Phil. Trans. A 255, p. 417-467.

Grand T.; Mascle G.; Ohnenstetter M. [en préparation]. Déformations syn-ophiolitiques dans le massif du Troodos à Chypre : orientations des structures et signification géodynamique.

Lapierre H. [1966]. Etude pétrographique et structurale du Massif Pluto-volcanique de Kellaki (Chypre).
Thèse 3e cycle, Nancy.

Lapierre H. [1968]. Découverte d'une série volcano-sédimentaire probablement d'âge Crétacé supérieur, au SW de l'île de Chypre.
C.R.ACAD. Sc. Paris, v. 266, p. 1817-1820.

Lapierre H. [1970]. Découverte de plusieurs phases orogéniques mésozoïques au Sud de Chypre.
C.R.Acad Sc. Paris, v. 258, p. 1876-1878.

Lapierre H. [1972]. Les formations sédimentaires et éruptives des nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif du Troodos (Chypre).
Thèse Sc.Nancy, et Mém. Soc. Geol. France, n° 123, 1975, 132 p.

Lapierre H.; Angelier J.; Cogné X.; Grand T.; Mascle G. (soumis à Geodynamica Acta). Tectonique superposée de la zone d'Arakapas (Chypre).

Lapierre H. Mascle G. Angelier J. et Cogné X. [1982]. Jeux décrochants récents de la faille d'Arakapas au Sud du massif du Troodos (Chypre).
XXVIIIe Congrès. Assemblée Pleniere CIES M, Cannes, 2-11, 1982.

Moores E.M. et Vine F. [1971]. The Troodos massiv, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust : evaluation and implications.
Roy. Soc. London Phil. Trans. A 268, p. 433-466.

Mugnier J.L. [1984]. Déplacements et déformations dans l'avant-pays d'une chaîne de collision. Thèse 3e cycle, Grenoble.

Murton B.J. et Gass I.G. [1986]. Western Limassol Forest complex, Cyprus : part of an Upper Cretaceous leaky transform fault.
Geology, 14, p. 255-258.

Ohnenstetter M. [1982]. Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène.
Thèse de doctorat, 590 p. Université de Nancy I.

Ricou L.E. ; Argyriadis J. et Marcoux J. [1975]. L'axe calcaire du Taurus : un alignement de fenêtres arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques ophiolitiques et métamorphiques.
Bull. Soc. Geol., France, (7), 17, p. 1024-1044.

Robertson A.H.F. et Woodcock [1980]. Tectonic setting of the Troodos massiv in the East Mediterranean.
Ophiolites, p. 36-49, Cyprus.

Simonian K.O. et Gass I.G. [1978]. Arakapas fault belt, Cyprus : a fossil transform belt.
Geol. Soc. Am. Bull., 89, p. 1220-1230.

Soler E.; Bernard A.J.; Nesteroff fW.D. [1982]. Activité hydrothermale sulfurée de dorsale : comparaison entre dépôts contemporains (EPR, 21° N) et dépôts anciens (Chypre).
Oceanologica Acta, v. 5, n° 1, pp. 105-120.

Swarbrick R.E. [1980]. The Mamonia Complex of S.W. Cyprus : a Mesozoïc continental margin and its relationship to the Troodos Complex.
In Ophiolites, proceedings international ophiolite symposium, Cyprus 1979, pp. 86-92.

Varga R.J. et Moores E.M. [1985]. Spreading structure of the Troodos ophiolite, Cyprus.
Geology, v. 13, p. 846-850.

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE
INTERUNIVERSITAIRE

AUTORISATION DE SOUTENANCE

DOCTORAT 3ème CYCLE, DOCTORAT-INGENIEUR, DOCTORAT USTMG

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

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

Vu les rapports de M....GIDON.....

M....GAMOND.....

M....Thierry GRAND..... est autorisé

à présenter une thèse en vue de l'obtention du ..titre de Docteur.....

de l'U.S.T.M.G.....

Grenoble, le..16 mars 1987.....

Le Président de l'Université Scientifique Technologique et Médicale

J.J PAYAN

THESE de DOCTORAT de l'Université Scientifique,
Technologique et Médicale de Grenoble
(application de l'arrêté ministériel du 5 juillet 1984)

tre de l'ouvrage :

EXEMPLE DE STRUCTURES EN EXTENSION ET DE LEUR INFLUENCE SUR LES DÉFORMATIONS POSTÉRIEURES DANS LE DOMAINE TÉTHYSIEN

(Bourg-d'Oisans, Alpes occidentales françaises et Troodos, Chypre)

om de l'auteur : Thierry GRAND
ablissement : Université Scientifique, Technique et Médicale de Grenoble

RÉSUMÉ

La mesure systématique des plans striés et leur traitement statisti- e par la méthode des dièdres droits ont permis de mettre en évidence, ns la région de Bourg-d'Oisans, trois épisodes d'extension, antérieurs x phénomènes alpins. Des critères stratigraphiques permettent de préci- leur âge, soit :

au Trias, direction d'extension N-S,
au Lias inférieur p.p., direction d'extension NE-SW,
au Lias supérieur, direction d'extension W. NW-E. SE.

Ces faits sont à relier à la structuration de la marge européenne de Théthys ligure, le bassin de Bourg-d'Oisans étant considéré comme la uverture sédimentaire d'un bloc basculé décakilométrique.

Le paléochamp de contraintes au Lias inférieur peut être considéré mme le résultat d'une déviation de la contrainte générale en régime crochant, du fait de l'existence d'accidents antérieurs hérités des phases rdu-hercyniennes. Les émissions de basaltes subalcalins (spilites) du mmet du Trias ont déjà été contrôlées par cette tectonique décrochan- Selon cette interprétation, le changement tectonique entre le sommet Trias-Lias inférieur et le Lias supérieur s'est effectué par une simple rmutation des contraintes σ1 et σ2 ; la contrainte minimale σ3 étant stée constante en direction durant ces deux épisodes.

Ceci nous conduit à considérer que la réorganisation tectonique ncipale se situe au sommet du Trias et correspond donc au début du ting dans cette région.

L'évolution géodynamique de la région de Bourg-d'Oisans durant Mésozoïque est similaire à celle d'autres systèmes du rift, comme le ssé rhénan et le Golfe de Suez.

Les phases compressives alpines ont aussi été caractérisées. Leurs ets ont été fortement influencés par les structures héritées des épisodes tensifs mésozoïque.

L'étude des structures syn-ophiolitiques dans le massif du Troodos Chypre a permis d'individualiser une phase d'extension syn-ophiolitique igée W. NW-E. SE. et des épisodes de déformation post-ophiolitiques mpression N160 et extensions récentes) fortement influencés par les uctures antérieures.

MOTS-CLÉS

es de déformation ; Extension ; Compression ; Bloc basculé ; Tectonique n-ophiolitique ; Héritage tectonique ; Téthys ; Trias ; Lias ; Tectonique ine ; Massifs cristallins externes ; Alpes occidentales françaises ; Troodos ; ypre.

le of the work :

EXEMPLES OF TENSIONAL STRUCTURES AND THEIR INFLUENCE ON THE FURTHER DEFORMATIONS IN THE TETHYAN REALM

(Bourg-d'Oisans, western Alps of France and Troodos, Chypre)

ABSTRACT

The systematic measurement of fault planes and slickenside linea- ns and their statistical processing by the « dièdre droits » method ow to evidentiate three extensional stages before to Alpines Compres- ns in the Bourg-d'Oisans area. If in local places sometimes only one ge is exposed as a general rule, several of them are superimposed in the ne area. In the first case precision in age results be given by stratigra- ic criteria. The three stages are as follow :

Triassic N-S oriented extension,
Lower Liassic p.p., NE-SW. oriented extension,
Upper Liassic W. NW-E. SE. oriented extension.

These results are integrated into the context of the structuring of thyan European margin ; The Bourg-d'Oisans basin being considered he sedimentary cover of a « decakilometric » tilted block.

The paleostress field during Lower Liassic can be interpreted as result of a deviation of the general stress field in a strike slip fault tem because of the existence of previous Tardi-Hercynian fracture nes. Uppermost Triassic basaltic flows of the Bourg-d'Oisans area are eady controlled by this strike-slip tectonics.

According to this interpretation the tectonic change from upper- st Triassic-Lower Liassic to upper Liassic may occur with a simple σ2 permutation, the minimum stress σ3 remaining constant in direc- n.

This explanation leads us to consider that the main tectonic modi- ation and then the begining of the rifting occurred in the uppermost assic.

Such an evolution is closely similar to the evolution of other rifts like as the Suez rift and the Rhine rift.

The Alpine compressive stages are also evidenced. They are stron- controlled by the structures inherited from the Mesozoïc extensional ges.

The syn-ophiolitic structures of the Troodos Massiv (Cyprus) owed to evidentiate a syn-ophiolitic extension oriented W. NW-E. SE. d post-ophiolitic events (compression N160 and recent extensional nts). The later have been strongly influenced by the previous ones.

KEYWORDS

formation axes ; Extension ; Compression ; Tilted block ; Syn-ophiolitic tonics ; Tectonic heritage ; Tethys ; Triassic ; Liassic ; Alpine tectonics ; ternal crystalline massivs western Alps ; Troodos ; Cyprus.