Structure et Cinématique de la Zone Houillère Briançonnaise entre Arc et Isère (Alpes françaises): Apport de l'Inversion des Données de la Déformation Finie aux Modèles Cinématiques Classiques

Laurent Ailleres

▶ **To cite this version:**

Laurent Ailleres. Structure et Cinématique de la Zone Houillère Briançonnaise entre Arc et Isère (Alpes françaises): Apport de l'Inversion des Données de la Déformation Finie aux Modèles Cinématiques Classiques. Tectonique. Institut National Polytechnique de Lorraine - INPL, 1996. Français. NNT : . tel-00451978v2

HAL Id: tel-00451978

https://theses.hal.science/tel-00451978v2

Submitted on 11 Jan 2013

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

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

Centre de Recherches
Pétrographiques et Géochimiques
C.N.R.S.

Ecole Nationale
Supérieure de
Géologie (Nancy)

Institut National
Polytechnique
de Lorraine

Thèse présentée pour l'obtention du titre de:
Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine
Spécialités Géosciences

Laurent AILLERES

Structure et Cinématique de la Zone Houillère Briançonnaise entre Arc et Isère (Alpes françaises): Apport de l'Inversion des Données de la Déformation Finie aux Modèles Cinématiques Classiques

soutenue publiquement le 11 janvier 1996 devant le jury composé de:

J. MACAUDIERE (ENSG & CRPG, Nancy)	Président
P.R. COBBOLD (Univ. Rennes 1)	Rapporteur
S.M. SCHMID (Univ. Basel)	Rapporteur
J.M. BERTRAND (CRPG, Nancy)	Directeur
N.J. FORTEY (BGS, Nottingham)	Examinateur
P. LEDRU (BRGM, Orléans)	Examinateur
M. TARDY (Univ. Savoie, Chambéry)	Examinateur

RESUME

L'objectif du travail présenté dans ce mémoire est de développer une méthode pour mettre en évidence des structures non observables directement en surface à partir de données structurales utilisées comme données de champ. Le paramètre choisi est la déformation finie. La fiabilité de la méthode est testée en comparant les restaurations de la déformation (d'après les données de déformation finie) avec les modèles cinématiques issus d'une approche classique de terrain. La région d'application est la Zone Houillère Briançonnaise. Elle est située juste au-dessus du Front Briançonnais (FB) qui est une des structures majeures des Alpes occidentales associée au Chevauchement Pennique Frontal (limite entre les zones internes et externes).

Le modèle cinématique issu de l'approche classique de terrain a permis de mettre en évidence trois événements principaux suivis d'un épisode extensif. L'événement D1 traduit très probablement la subduction de l'océan piémontais au cours de laquelle, restant à un niveau structural élevé dans le prisme d'accrétion tectonique, la Zone Houillère subit un écaillage vers l'Ouest alors qu'une partie de la Vanoise, située plus à l'Est, est entraînée dans la subduction. Au cours de D2, la subduction de la Vanoise se bloque et cette zone est alors charriée sur la Zone Houillère puis elle l'emboutit. L'événement D3 est associé à l'indentation de la croûte européenne par le poinçon adriatique. Cette indentation est, entre autre, la cause de la surrection des Massifs cristallins externes qui réactive une surface correspondant au FB originel (décollement précoce D1 et/ou structure D2) en faille normale. Le rebroussement résultant de la surrection des Massifs cristallins externes produit une structure de type roll-over. L'événement extensif D4, continuum plus superficiel de D3, provoque alors le basculement de tout l'édifice vers l'Ouest.

Les données de déformation finie ont été acquises par l'utilisation d'algorithmes d'analyse d'images, semi-automatisées au cours de ce travail. Les méthodes utilisées sont fondées soit sur l'analyse de forme des grains (diamètres de Féret) soit sur l'analyse de leur position (méthode de Fry normée). La comparaison et l'analyse des résultats obtenus montrent que la déformation enregistrée au cours de l'événement D2 (surface régionale de référence) est de très faible intensité. Le processus de déformation est l'aplatissement accompagné d'une variation de volume inférieure à 10%.

Les données ont été ensuite interpolées et visualisées à l'aide de GOCAD (modeleur 3D développé par l'équipe de J.L. Mallet, ENSG-LIAD). L'inversion de la déformation en plan a été effectuée à l'aide du logiciel FaultPack en collaboration avec l'équipe de P.R. Cobbold (Univ. Rennes 1). Les restaurations, bien qu'incomplètes, confirment, au cours de l'événement D2, l'absence d'une déformation cisaillante, la faible intensité de la déformation et la prédominance de l'aplatissement à l'échelle de la Zone Houillère entre l'Isère et l'Arc.

Cependant, ce genre d'approche devra être à l'avenir associé très étroitement à une restauration géométrique 3D préalable, le problème majeur, non encore résolu, étant de faire la part de chaque événement de déformation dans les fabriques mesurées.

- 8 FEV. 1996

Centre de Recherches
Pétrographiques et Géochimiques
C.N.R.S.

Ecole Nationale
Supérieure de
Géologie (Nancy)

Institut National
Polytechnique
de Lorraine

Thèse présentée pour l'obtention du titre de:
Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine
Spécialités Géosciences

Laurent AILLERES

Structure et Cinématique de la Zone Houillère Briançonnaise entre Arc et Isère (Alpes françaises): Apport de l'Inversion des Données de la Déformation Finie aux Modèles Cinématiques Classiques

soutenue publiquement le 11 janvier 1996 devant le jury composé de:

J. MACAUDIERE (ENSG & CRPG, Nancy)	Président
P.R. COBBOLD (Univ. Rennes 1)	Rapporteur
S.M. SCHMID (Univ. Basel)	Rapporteur
J.M. BERTRAND (CRPG, Nancy)	Directeur
N.J. FORTEY (BGS, Nottingham)	Examinateur
P. LEDRU (BRGM, Orléans)	Examinateur
M. TARDY (Univ. Savoie, Chambéry)	Examinateur

A mes parents,

A Cécile

REMERCIEMENTS

Avant d'aller plus loin dans la lecture de ce mémoire, je me dois, ou plutôt je leur dois, à toutes ces personnes sans qui ce travail n'aurait pas vu le jour, de leur signifier toute ma gratitude. Tout d'abord, je tiens tout particulièrement à remercier Jimmy Bertrand et Jean Macaudière de m'avoir fait confiance pour la réalisation de ce travail. Leur disponibilité de tous les jours, leur esprit critique transparaissent dans ces quelques pages. Leur aide et leurs connaissances ont été des plus utiles sur le terrain. Merci aussi beaucoup à Jimmy et Anne-Marie Boullier pour leur accueil si chaleureux dans leur chalet à Saint-Jean de Belleville et pour le carburant à base de plantes alpines protégées qu'ils m'ont si gentiment fourni afin de doper mon inspiration.

Ma gratitude va aussi à tous les membres du Jury d'avoir accepté de s'intéresser à et de juger ce travail. Merci donc à Pete Cobbold, Neil Fortey, Patrick Ledru, Stefan Schmid, Marc Tardy. Je dois par ailleurs remercier tout particulièrement Pete Cobbold, sans qui il n'y aurait pas eu de chapitre IV et sans lequel l'aspect modélisation et inversion de la déformation finie aurait été bien difficile à traiter. Je le remercie d'avoir accepté de me recevoir à Rennes et d'avoir eu la patience d'écouter mes demandes et d'y avoir répondu. Ma gratitude va vers Neil Fortey, qui après nous avoir invité (Michel Champenois et moi-même) à participer à un colloque d'analyse d'images à Nottingham, à ensuite participé scientifiquement (review) et financièrement (publication d'une planche couleur) à la parution d'un article dans Min. Mag. pour finalement m'aider dans mes recherches de post-doc. Je remercie aussi grandement Patrick Ledru et Stefan Schmid de nous avoir accompagné sur le terrain et pour les âpres discussions qui s'en sont suivies. Merci donc aussi à Marc Tardy pour ses critiques constructives lors d'une visite à Nancy.

Je remercie pour les mêmes raisons (j'en ai oublié, c'est sûr) Thierry Baudin, Sébastien Cannic et Renaud Caby; ce dernier m'ayant démontré par l'exemple qu'un ébouli ne se remonte que si la vitesse ascensionnelle du grimpeur est supérieure à celle descendante de l'ébouli.

Merci encore à Michel Champenois à qui je dois bien des choses dont, entre autres, le fait de m'avoir poussé à écrire différents articles, de m'avoir initié aux joies de l'analyse d'images et à ce sport que certains appellent "squash", d'avoir financé en partie l'installation d'analyse d'images numériques, d'avoir lu et relu l'ensemble de ce mémoire et surtout peut-être de m'avoir supporté tous les jours. J'en oublie certainement et en suis désolé.

Je suis aussi redevable à Anne-Marie Boullier à la fois pour sa gestion de l'Equipe qui nous a toujours permis de trouver les petits centimes nécessaires et pour ses conseils,

remarques et autres critiques, toujours constructives. Merci encore à elle pour son aide plus que précieuse dans ma recherche d'un post-doc.

Je dois aussi remercier Jean-Jacques Royer, Christian et surtout Ben (Virus, Beethoven) pour l'accueil qu'ils m'ont réservé quand j'ai eu besoin de travailler sur leurs stations. Merci à toi Virus pour tes leçons sur GOCAD et nos discussions sur la validité des modèles en général. Merci aussi à Jean-Laurent Mallet et son équipe pour m'avoir permis de travailler sur leur station IBM.

Je me dois de rendre un grand merci à Delphine Rouby pour son aide de dernière minute et ses conseils judicieux quant à la réalisation des restaurations.

Je remercie très sincèrement Jean-François Piard, responsable des remontées mécaniques de Val Thorens (SETAM) pour nous avoir gracieusement offert la gratuité des remontées durant toutes nos saisons de terrain, nous offrant ainsi un gain considérable de temps et de fraîcheur physique.

Ma reconnaissance va aussi aux personels de la SNCF de la gare de Modane ainsi qu'à M. Lacombe pour nous avcoir permis d'accéder aux carottes de sondages préalables à la construction du tunnel ferroviaire (TGV) entre La Maurienne et Turin.

Merci encore à Jean-Claude Demange pour notamment son aide lors de l'installation du "hard" d'Optimas; à Pierre Barbey, toujours là pour remplir son rôle de directeur de l'école doctorale; à Chantal Lehmann, pierre angulaire du CRPG sans qui les missions ne seraient plus ce qu'elles sont; à M'ame Annie; pilier (un peu bancal actuellement) de la bibliothèque et toujours là pour trouver l'article indispensable ou corriger une biblio; à Luc Sandrin et Robert Lehmann pour la confection des lames minces; à Suzie Pagel et Martine Noël, pour le règlement des factures (quelle idée!); à l'ensemble du service général (Jean-Pierre Blanchard, Caroline et Bruno) pour les différents et nombreux services rendus; à "Dédé" Mulot, pour l'aide au démarrage de ma 2CV; au service reprographie (Gilbert, Christiane et Jacques) pour le travail apporté à ce mémoire et à de nombreuses illustrations.

Un grand merci à tous les autres ITA-Chercheurs du CRPG qui n'ont pas eu de rapports directs avec cette thèse mais qui auraient été là au cas où. Merci notamment "au" Denis Mangin pour son répertoire de blagues.

Merci aussi à tous les autres étudiants de Nancy (ou ex), Ben encore, Lolotte, Coco et Daniel, Cadu, Fernando, Ana-Maria, Cristina, Lydie, Nathalie, Jérôme, Franck, Albert, Caty, Florence, Pascal, et bien d'autres encore (désolé pour ceux que j'aie pu oublier) pour l'ambiance qui peut régner dans ce centre. Une pensée particulière pour Bruno et Sylvie avec qui nous partageons une passion commune: le volley-ball.

Et un grand merci à Cécile pour m'avoir supporté (dans tous les sens du terme) au cours de ces trois années.

SOMMAIRE

Remerciements 2

Sommaire 4

Liste des figures 7

Liste des tableaux 11

Liste des annexes 12

Abridged english version 13

Introduction générale 21

Chapitre I - Structure et Cinématique de la Zone Houillère Briançonnaise: Approche Classique. 25

Introduction 26

I - 1 L'image sismique des Alpes: idées nouvelles et interprétations. 31

I - 1a L'image sismique générale des Alpes 31

I - 1b L'image sismique à l'aplomb du FP et de la ZHB 32

I - 1c L'image sismique des Alpes centrales 33

I - 2 Aperçu des travaux concernant la ZHB et les domaines environnants 35

I - 2a Les travaux anciens sur la ZHB 35

I - 2b Les travaux récents sur la ZHB 45

I - 2c Structure des domaines à l'Ouest de la ZHB 49

I - 2d Structure des domaines en position plus interne que la ZHB 51

I - 3 La Zone Houillère: structure et premiers éléments de modèle cinématique. 57

I - 4 Extension du modèle structural et cinématique à la Zone Pennique Frontale. 61

Chapitre II - Les méthodes de Quantification de la Déformation Finie : application des Techniques d'Analyse d'Images 66

Introduction 67

II - 1 Quelques notions d'analyse d'images 67

II - 1a Qu'est-ce qu'une image? 68

II - 1b Les opérations sur les images en niveaux de gris utilisées dans le traitement des microconglomérats de la ZHB 68

II - 1c Les opérations sur images binaires employées dans le traitement des microconglomérats de la ZHB 69

II - 2 Extraction du contour des grains de quartz 73

II - 3 Mesures de la déformation finie 75

II - 3a La méthode de Fry normée 75

II - 3b La méthode des diamètres de Féret 77

Chapitre III - Interprétation et discussion des mesures de la déformation finie. 79

Introduction 80

III - 1 Caractéristiques de la déformation 81

III - 1a Comparaison des résultats entre les méthodes NFry et des diamètres de Féret 81

III - 1b Aplatissement prédominant 84

III - 1c Variation de volume au cours de la déformation 86

III - 1d Intensité de la déformation 88

III - 2 Profils de quelques paramètres à travers la ZHB 89
III - 3 Interpolation des données de la déformation finie 91
III - 3a Méthode d'interpolation 91
III - 3b Interprétation des résultats 92
Conclusion partielle: 94

Chapitre IV - Nouvelles contraintes sur le modèle cinématique de la Zone Houillère Briançonnaise: Apports et limites de l'inversion de la déformation finie 95
Introduction 96
IV-1 Restauration de la déformation interne des éléments finis 96
IV-1a Aspect théorique 96
IV-1b Transformation des données 97
IV-1c Résultats 99
IV-2 Reconstitution de la surface initiale 106
IV-2a Aspect théorique 106
IV-2b Résultats 109
Discussion et Conclusion Partielle 117

Conclusion Générale 120
Bibliographie 125
Annexes 137

LISTE DES FIGURES

Fig. I-1: Carte schématique des Alpes occidentales. 27

Fig. I-2: Carte schématique des terrains en avant et en arrière du Front pennique montrant notamment la position des flyschs crétacé et éocène. 29

Fig. I-3: Coupes schématiques interprétatives du profil ECORS d'après Bayer *et al.* (1987). 31

Fig. I-4: Profil ECORS-CROP migré d'après ECORS-CROP Gravity Group (1989). 32

Fig. I-5: Interprétation des deux bandes de réflecteurs juste à l'aplomb du FP d'après Mugnier *et al* (1993). 32

Fig. I-6: Coupe NS le long du profil NFP-20. 34

Fig. I-7: Coupe schématique de la ZHB dans la vallée de l'Arc selon Fabre (1961). 35

Fig. I-8: Fonds topographiques IGN de la région étudiée. 37

Fig. I-9: Schéma de la succession des terrains de la ZHB d'après Fabre (1961). 43

Fig. I-10: Profil longitudinal et corrélations de la série stratigraphique briançonnaise d'après Mercier & Beaudoin (1987). 46

Fig. I-11: Profil général du massif du Ruitor selon Baudin (1987) 53

Fig. I-12: Schéma d'évolution de la ZHB à l'échelle des plaques. 64

Fig. II-1: Correspondance des niveaux de gris entre une image initiale et les images issues de une puis deux soustractions 68

Fig. II-2: Définition de l'érosion et de la dilatation 70

Fig. II-3: Dualité de l'érosion et de la dilatation 70

Fig. II-4: Dilatation euclidienne et dilatation géodésique 70

Fig. II-5: Notion de connexité 71
Fig. II-6: Résultat d'une itération de dilatations géodésiques 71
Fig. II-7: Séparation de grains accolés 73
Fig. II-8: Diamètres de Féret d'un grain 77

Fig. III-1: Ellipsoïde de la déformation finie: Définitions 80
Fig. III-2: Graphes du rapport de l'ellipse de la déformation finie obtenu par la méthode des diamètres de Féret en fonction du rapport issu de la méthode NFry 82
Fig. III-3: Graphe des différence Rij(Nfry) - Rij (Féret) dans les trois principaux plans ij de la déformation en fonction du numéro d'échantillon. 82
Fig. III-4: Diagramme de Flinn (1962) 84
Fig. III-5: Photographie montrant la croissance radiale de fibres de quartz 84
Fig. III-6: Graphe de la différence du paramètre K de Flinn (1962) mesuré selon la méthode NFry et la méthode des diamètres de Féret 85
Fig. III-7: Tronçonnement en micro-mullions de galets de quartz aplatis dans la schistosité S2 par une schistosité S, postérieure 85
Fig. III-8: Graphes du rapport axial de l'EDF dans le plan XZ en fonction du produit des rapports axiaux dans les plans YZ et XY 87
Fig. III-9: Graphe de la différence absolue entre le produit des rapports axiaux des EDF dans les plans XY et YZ et le rapport axial dans le plan XZ 87
Fig. III-10: Graphe de l'intensité de la déformation pour les méthodes NFry et des diamètres de Féret 89
Fig. III-11: Graphe du rapport axial de l'EDF dans le plan XZ, de l'intensité de la déformation et du paramètre K de Flinn (1962) en fonction de l'altitude 89

Fig. III-12: Graphe du rapport axial de l'EDF dans le plan XZ, de l'intensité de la déformation et du paramètre K de Flinn (1962) en fonction de la longitude 90
Fig. III-13: Voxet d'interpolation et voxet extraite. 92
Fig. III-14: Interpolation du paramètre K de Flinn(1962): visualisation dans la voxet extraite 93
Fig. III-15: Interpolation du paramètre K de Flinn et visualisation du champ résultant sur la surface topographique 93

Fig. IV-1: Graphe du rapport axial de l'EDF dans les 3 plans horizontaux 99
Fig. IV-2: Champs initiaux de la déformation finie pour 3 plans horizontaux 100
Fig. IV-3: Champ de la déformation restauré par application d'une déformation en aplatissement pur 102
Fig. IV-4: Champs des directions de cisaillement appliqués dans la restauration de la déformation interne par cisaillement pur 103
Fig. IV-5: Graphe des azimuts des cisaillements réciproques appliqués au cours de la restauration de la déformation interne par cisaillement pur 104
Fig. IV-6: Graphe de l'intensité des cisaillements réciproques appliqués au cours de la restauration de la déformation interne par cisaillement pur 104
Fig. IV-7: Champ de la déformation restauré par application d'une déformation réciproque en cisaillement pur 105
Fig. IV-8: Recherche des segments voisins parmi les blocs voisins. D'après Rouby (1994) 107
Fig. IV-9: Déplacement d'un bloc par translation. D'après Rouby (1994) 108
Fig. IV-10: Exemple de courbe fonctionnelle 108

Fig. IV-11: Restauration complète de la déformation finie..... 110
Fig. IV-12: Valeur angulaire des appliquées pour la restauration après inversion de la déformation interne par aplatissement pur..... 111
Fig. IV-13: Valeur angulaire des appliquées pour la restauration après inversion de la déformation interne par cisaillement pur 111
Fig. IV-14: Champ des rotations appliquées pour la restauration après inversion de la déformation interne par aplatissement pur..... 112
Fig. IV-15: Champ des rotations appliquées pour la restauration après inversion de la déformation interne par cisaillement pur. 113
Fig. IV-16: Champ des translations appliquées pour la restauration après inversion de la déformation interne par aplatissement pur..... 115
Fig. IV-17: Champ des translations appliquées pour la restauration après inversion de la déformation interne par cisaillement pur. 116

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I-1: Evolution structurale de la Zone des Brèches de Tarentaise et des domaines externes d'après Gély (1989). 49

Tableau I-2: Evolution structurale du domaine dauphinois au SW du massif du Mont-Blanc d'après Epard (1990). 50

Tableau I-3: Evolution structurale des zones externes, penniques frontales et subbriançonnaise d'après Spencer (1992). 51

Tableau II-1: Résultats des simulations de Lapique (1987). 77

Tableau III-1: Moyenne, écart-type et variance des rapports axiaux des ellipses de la déformation finie 83

Tableau III-2: Moyenne, écart-type et variance de la différence entre les rapports axiaux des ellipses de la déformation finie 83

Tableau III-3: Ecart relatif des moyennes des rapports axiaux 83

LISTE DES ANNEXES

Annexe A: Liste des données.

Annexe B: Photographies d'affleurements.

Annexe C: Cartes des lineations d'intersections et des schistosités.

Annexe D: Carte des axes X mesurés sur les échantillons ayant servi à la mesure de la déformation finie.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Abridged english version

Structure and kinematics of the "Zone Houillère Briançonnaise" between Arc and Isère rivers (French Alps): New constraints on classical kinematic models by the inversion of finite strain data.

The aim of this work was to establish a method processing quantitative structural data in order to provide more constraints on field-based kinematic models. We choose finite strain data because algorithms and hardware equipments to do the measurements already exist since Champenois (1989) and Lapique's (1987) works. The "Zone Houillère Briançonnaise" (Fig. I-1 et I-2) has been chosen as application field of the method because (1) it is composed of microconglomerates and arkoses from which finite strain measurements are possible and reliable and (2) it is located just upon the Briançonnais Front (BF) which is one of the major structures of the French Alps related to the Pennine Front (separating internal from external domains). Moreover, literature on the geometry and stratigraphy already exist and would have given us a good idea on the structure and kinematics of the ZHB.

In fact, previous works are attempts to "model" stratigraphical evolution of the ZHB only based on stratigraphical observations. Moreover, beneath the "Zone Houillère Briançonnaise" (ZHB), seismic reflectors imaged by the ECORS-CROP profile show a singular crossed pattern. Reflectors form two narrow East-dipping bands in the westernmost part of the ZHB or scattered reflectors dip gently to the West beneath the ZHB and Vanoise further East (Bayer *et al.*, 1987). Such a seismic image confirms at first glance the fan structure of the ZHB previously described by Favre (1861), Ellenberger (1958) and Caby (1963; 1992). New structural observations from the "Vallée des Belleville" (department of Savoie, France), north of the Maurienne valley (Fig. I-1 and I-2) lead to a kinematic model which differ significantly from previous interpretations (Debelmas *et al.*, 1988; Caby, 1992) but integrate the seismic image (Fig.

I-3 and I-4). According to Mugnier *et al.* (1993), the two bands of East-dipping reflectors (Fig. I-5) are related to the "Pennine Front" (PF) for the more external band and to the "Briançonnais Front" (BF) for the more internal one. The PF corresponds to the tectonic contact separating the Subbriançonnais domain from external Alps. The BF separates the Subbriançonnais domain and the Briançonnais domain whose ZHB constitutes the most external unit.

Field-Based Tectonic Model

In the model, we distinguish three tectonic units which are from West to East: the "Les Encombres" unit, the "La Masse" unit and the "Mont de Péclet" unit. These units have suffered low grade metamorphism under greenschist facies conditions. The "Les Encombres" unit is made of Permian rocks which are green to violet slates and arkoses. By places, these rocks are overlain by upward facing Triassic quartzites and dolomites. The "La Masse" unit is constituted of Upper Carboniferous microconglomerates and black slates which are the typical rocks of the ZHB. The "Mont de Péclet" unit is constituted by the "Assise de Courchevel" (megaconglomerates and green to violet slates) described by Fabre (1961). These units have been defined from a stratigraphic point of view as described above but they also correspond to tectonic units which probably correspond to mega-units related to the D1 tectonic event (see below). In these units, three major tectonic events followed by a later extensional stage have been evidenced.

The D1 tectonic event is very well evidenced in the "Mont de Péclet " unit where younger events do not mask the D1 structures. D1 event consists in thin "layers" (a few metres thick) which present a strongly penetrative S1 schistosity, separated by thick S1-undeformed layers. S1 is generally parallel to S0. The younging direction of S0 is similar

in all undeformed horizons and will be discussed later. D1 corresponds to the piling up of units, the vergence of which is not well understood yet.

The D2 tectonic event is the major folding and cleavage-forming event. S2 schistosity is the regional schistosity and is associated with (1) the flattening of quartz grains in the S2 planes and (2) F2 folds. The present relationships between (1) S1 (parallel to S0) and S2 and (2) the younging direction (towards the East) indicate that these folds, at present, are eastward verging. Their axial planes (S2) are gently dipping to the West. Nevertheless, in our model, it looks more likely that these folds were west-verging or were upright F2 folds but have brought into their present position during later tectonic phases.

The D3 tectonic event corresponds to a kilometer-scale F3 fold corresponding to the fan shape of the S2 schistosity. The hinge of this F3 fold is close to the BF in the "Les Encombres" unit. Moreover, F3 mesoscopic folds have been evidenced, the axes of which are about N20-30°. A non penetrative S3 schistosity develops in the hinges of the folds and is generally horizontal. This complete wrapping of the S2 schistosity is responsible for the tilting of F2 folds.

The D4 tectonic event corresponds to an extensional motion along the BF. This normal faulting is only evidenced by the bending of the S3 planes close to the BF. S3 planes are dipping to the East in the western part of the ZHB and to the West in the eastern part of the "La Masse" unit. No kinematic criterion has been observed within the mélange belt with gypsum matrix outlining the BF.

At plate-tectonic scale, the model (Fig. I-12) can be summarized as follow. D1 event is related to the subduction of the piemontais ocean and corresponds to thin-skin tectonics in the ZHB while the Vanoise zone (located further east) is subducted to greater depth. D2 event is related to the Vanoise emplacement upon the ZHB as a result of a subduction break. D3 is associated with the indentation of the european crust by the adriatic indenter. The indentation is, at least, responsible for the exhumation of the

External Crystalline Basements which causes the reactivation of the genuine BF (early D1 décollement and/or D2 structure) as a normal fault. The resulting structure shows a roll-over style pattern. D4 extensional event, shallower continuum of D3, is then responsible for the tilting of the whole pile to the West.

FINITE STRAIN MEASUREMENTS: INTERPRETATIONS AND INVERSION

Finite strain measurements have been made using image analysis algorithms which have been semi-automated during this work (chapter II). Finite strain data have been measured using either grain shapes analysis (Féret diameters method) or grain location analysis (Normalized Fry method). Analysis and comparison of the results provided by both methods show that apparent flattening is regionally predominant and is accompanied by volume variations less than 10%. These results are essentially related to the D2 event since S2 schistosity is the regional reference surface. Data showing apparent constriction (in the "Pointe de La Masse" region) are interpreted as the result of superposed deformation event. Quartz grains, which are previously flattened and lying in the S2 schistosity, were consequently cross-cut by the S3 schistosity in the hinges of mesoscopic F3 fold. The resulting measured fabric on this set of micro-mullions shows apparent constriction.

Finite strain data have been interpolated using GOCAD, a 3D modeler (ENSG-LIAD Nancy). The grid is composed of square parallelepipeds of size 500m and high of 100m (Fig. III-14). Fig.III-15 shows the Flinn's (1962) parameter previously interpolated and consequently painted on the topographic surface. Finite strain data (orientations and norms of the three principal axes) have been extracted from the grid in three horizontal planes. These planes are as close as possible to the S2 schistosity and are at altitude of 2500m, 2600m and 2700m. Fig. IV-2 shows the strain ellipses resulting from the intersection of the 3D interpolated strain ellipsoids and the three horizontal planes.

Restoration has been realised in two stages. The first stage consisted of removing internal strain from each finite element of the grid. Internal strain has been removed either by the application of the reciproqual deformation by pure shearing (Fig. IV-3) or by simple shearing of maximum intensity (Fig. IV-7). The second stage consisted of the removing of overlaps and holes which had appeared during internal strain removing. The restoration of a continuous surface has been done using FaultPack (Rouby, 1994; Bourgeois, 1994). FaultPack is a software aiming at the restoration in plane of faulted regions (e.g. Rouby et al., 1993a and b; Bourgeois, 1994). He is based on the methodology of Percevault & Cobbold (1982), Percevault (1983) and Cobbold & Percevault (1983) for restoration of continuous deformation. The algorithm uses least-square minimization of the distances between each finite element and his neighbours. It has been developped to restore surfaces where each finite element can take any of the other elements as neighbour. In our case, we exactly know which are the neighbours of each element. This strong constraint is still lacking (work in progress of Delphine Rouby). Thus, restoration (Fig. IV-11) are obviously not completed.

DISCUSSION - CONCLUSIONS

At the beginning of this work, the idea was to test inversion of finite strain as a tool to the understanding of mountain belts. Results show that this approach is able to provide new arguements. Restorations, even yet not completed, confirm field observations and field-based kinematic models. The problem is that the process is very time and equipment consuming. Thus, what is the real rentability of such a processing of data ?

Problems are of many origins. (1) FaultPack has been developped to restore faulted region in planes. There is no constraint on the neighbouring of each finite element while, in our case, neighbours elements are exactly determined. (2) Results of

restorations are known relatively to one determined element. This element is considered to not move during the process. Thus, absolute motion of the whole set of finite element is reliable only if one can determined the absolute motion of the not moving element. In the ZHB, this problem is of low importance if we consider that, because of the size and length of the ZHB (200 km long and 20 km large), it cannot have suffered large amount of rotation. (3) The last problem is related to the initial data. Even if we tried to minimize effects of superposed tectonics, the process seems to be very sensible to polyphased strain pattern. In each restoration we tried, the region of "La Pointe de La Masse" has ever had a complex attitude which often can be related to the unsuccesfulnes of the restorations.

To conclude, this kind of work must be associated with a previous geometric 3D restoration or be only used in region of monophased deformation.

INTRODUCTION GENERALE

La géologie alpine a aujourd'hui plus de 100 ans. A la fin du XIXe siècle et au début du XXe, les travaux d'Argand, Lugeon, Staub, Kilian, Gignoux et bien d'autres (voir références dans Lemoine, 1988) permettent de dresser les grands traits paléogéographiques de la chaîne alpine. Ces travaux, essentiellement fondés sur des études stratigraphiques, s'attachent à décrire la paléogéographie des terrains reconnus d'âge mésozoïque. Au tout début de ce siècle, le modèle classiquement accepté est celui des nappes embryonnaires (citations incluses dans Lemoine, 1988), c'est-à-dire un modèle où existe une tectonique synsédimentaire importante où les terrains en se déposant glissent lentement en "nappes" dans les "géosynclinaux". A partir des années 40, les idées vont changer radicalement. Les géologues alpins imaginent alors une paléogéographie du Mésozoïque en horsts et grabens. Ce modèle reprend les idées de Haug (1925) selon lesquelles il reconnaissait un "géanticlinal briançonnais" et deux "géosynclinaux dauphinois et piémontais". Déjà, Argand (1934) écrivait "qu'un géosynclinal se forme par distension, et que son évolution ultérieure est régie par des alternances de compressions et de distensions, jusqu'à la compression définitive qui est le paroxysme". Ces idées seront reprises autour des années 50 par Barbier (1948), Glangeaud (1956), Debelmas (1957), Lemoine (1953), Trümpy (1949, 1957, 1960, 1971). C'est à la fin des années 60 et surtout au début des années 70, avec la mise en évidence et l'acceptation par presque tous de la théorie de la dérive des continents et de la tectonique des plaques qui s'y rapporte que des modèles différents vont voir le jour. Dans les années 80-85, les données issues des profils sismiques vont permettre de remettre en cause certains de ces modèles, souvent pour revenir à des idées proches de celles d'Argand. Et si, parfois, les interprétations des Anciens sont remises en cause, leurs observations sont des données de base très utiles et très utilisées. Il en ressort que, aujourd'hui, nous remettons en cause certaines interprétations d'il y a 20 ans, mais dans 20 ans, ce que nous écrivons aujourd'hui sera devenu obsolète. Le développement de techniques de plus en plus performantes (essentiellement des méthodes géophysiques) fait que nous acquérons de plus en plus d'informations sur la structure profonde de la

Terre. Ces données de base contraignent de plus en plus les modèles proposés pour expliquer la formation d'une chaîne de montagne telle que les Alpes. C'est en reliant les informations profondes avec les données de surface que les géologues pourront, un jour peut-être, comprendre les mécanismes qui permettent la formation d'une chaîne de montagne.

Le travail que nous présentons ici n'est qu'une infime partie de ce vaste puzzle puisque nous allons tenter de faire le lien entre (1) un modèle cinématique issu d'une cartographie structurale (levé géométrique et cinématique) des formations de la Zone Houillère Briançonnaise (ZHB) et (2) un modèle plus théorique issu de l'inversion des données de la déformation finie, utilisées comme données de champ. Le choix des ces outils est lié à la monotonie des terrains de la ZHB (essentiellement des schistes noirs et des micro-conglomérats plus ou moins arkosiques) qui rendent parfois difficile la lecture des structures (absence de niveau repère fiable) et surtout leur interprétation en terme de cinématique. L'inversion des données de la déformation finie, qui ont été interpolées préalablement dans un volume à l'aide de DSI (Discrete Smooth Interpolateur) implémenté sous GOCAD (modeleur géométrique 3D; Mallet, 1992), permettra d'infirmer ou de confirmer le modèle cinématique ou encore de préciser le sens des mouvements lors des différentes phases de déformation. Ceci sera fait en gardant constamment à l'esprit l'image sismique des Alpes françaises sur la traversée ECORS-CROP-Alpes. Notre approche pouvant être à l'avenir un outil fiable apportant une aide pour la compréhension d'une région où la lecture directe des structures est difficile. La zone d'étude (Fig. I-1, p.19) se situe donc au coeur de la ZHB, entre Maurienne (vallée de l'Arc) et Tarentaise (vallée de l'Isère). Plus précisément, il s'agit de la vallée de Belleville.

Par ailleurs, il doit être signalé dès à présent que les questions relatives aux associations métamorphiques des terrains de la ZHB ont été volontairement oblitérées étant donné que nous pensions au départ obtenir dans la littérature une image précise de la structure et de la cinématique de la ZHB. L'étude géométrique et cinématique de base

a donc du être refaite complètement et le temps imparti ne nous a pas permis de traiter du métamorphisme. Nous devons signaler cependant, que les terrains de la ZHB ont subi à première vue un métamorphisme en faciès schistes verts, associé à la croissance de lawsonite (Goffé, communication personnelle).

Ce mémoire est divisé en 4 chapitres. Le premier décrit un modèle d'évolution fondé sur les données de terrain. La deuxième partie présente les méthodes et techniques d'analyses d'images développées en vue de quantifier la déformation finie à une échelle régionale. Le troisième chapitre discute les données et propose un début d'interprétation en terme de mécanisme de déformation. Le dernier chapitre concerne l'inversion des données à l'échelle de la ZHB. En conclusion, nous discuterons de l'apport réel de la méthode d'inversion vis à vis de la confirmation, ou de l'infirmation, du modèle de terrain développé classiquement à partir d'informations structurales et/ou cinématiques par le modèle numérique d'inversion.

CHAPITRE I - STRUCTURE ET CINEMATIQUE DE LA ZONE HOUILLERE BRIANÇONNAISE: APPROCHE CLASSIQUE.

INTRODUCTION

La chaîne alpine est considérée classiquement comme issue d'une collision continentale Eurasie-Afrique. La Fig. I-1 montre la carte structurale des Alpes franco-italiennes telle qu'on la connaît aujourd'hui. Classiquement, les auteurs distinguent quatre grands domaines qui sont d'Ouest en Est (cf. Fig. I-1 pour plus de détails):

(1) le domaine externe correspond à la croûte européenne, comprenant les chaînes subalpines et les Massifs Cristallins Externes (MCE).

(2) le domaine pennique contenant les unités subbriançonnaises et valaisanes, la ZHB et les terrains briançonnais plus internes représentés par les socles de Vanoise-Mt Pourri, d'Ambin, du Ruitor ainsi que les nappes de Tambo et Suretta (nappes penniques supérieures) et les massifs cristallins internes (nappes penniques inférieures) du Mont-Rose, Grand-Paradis et Dora Maira. Ces terrains dont l'affinité est encore discutée (voir ci-après) montrent une tectonique en nappes allochtones.

(3) le domaine piémontais correspondant à la croûte obductée de l'océan piémontais.

(4) Le domaine sud-alpin correspondant à la croûte d'affinité adriatique (plaque africaine).

Le modèle généralement adopté par les auteurs (e.g. Debelmas & Lemoine, 1970; Mattauer & Tapponier, 1978; Platt & Lister, 1985b; Coward & Dietrich, 1989; Vialon, 1990; Avigad *et al.*, 1993 et bien d'autres encore) débute par l'ouverture de la Téthys (Vialon, 1990), synchrone de celle de l'Atlantique selon Carpéna (1984) ou plus tardive, selon l'opinion de nombreux auteurs . La fermeture de l'océan piémontais (digitation longitudinale de la Téthys) débute à la fin du Crétacé (phase éo-alpine) par la subduction de la croûte, océanique et continentale, européenne sous la plaque africaine. Ceci donne lieu au métamorphisme HP/BT daté à 110-70 Ma décrit par de nombreux auteurs dont notamment Bocquet *et al.* (1974), Delaloye & Desmons (1976), Frey *et al.* (1976), Gillet *et al.* (1986), Goffé & Chopin (1986) et Hunziker *et al.* (1989).

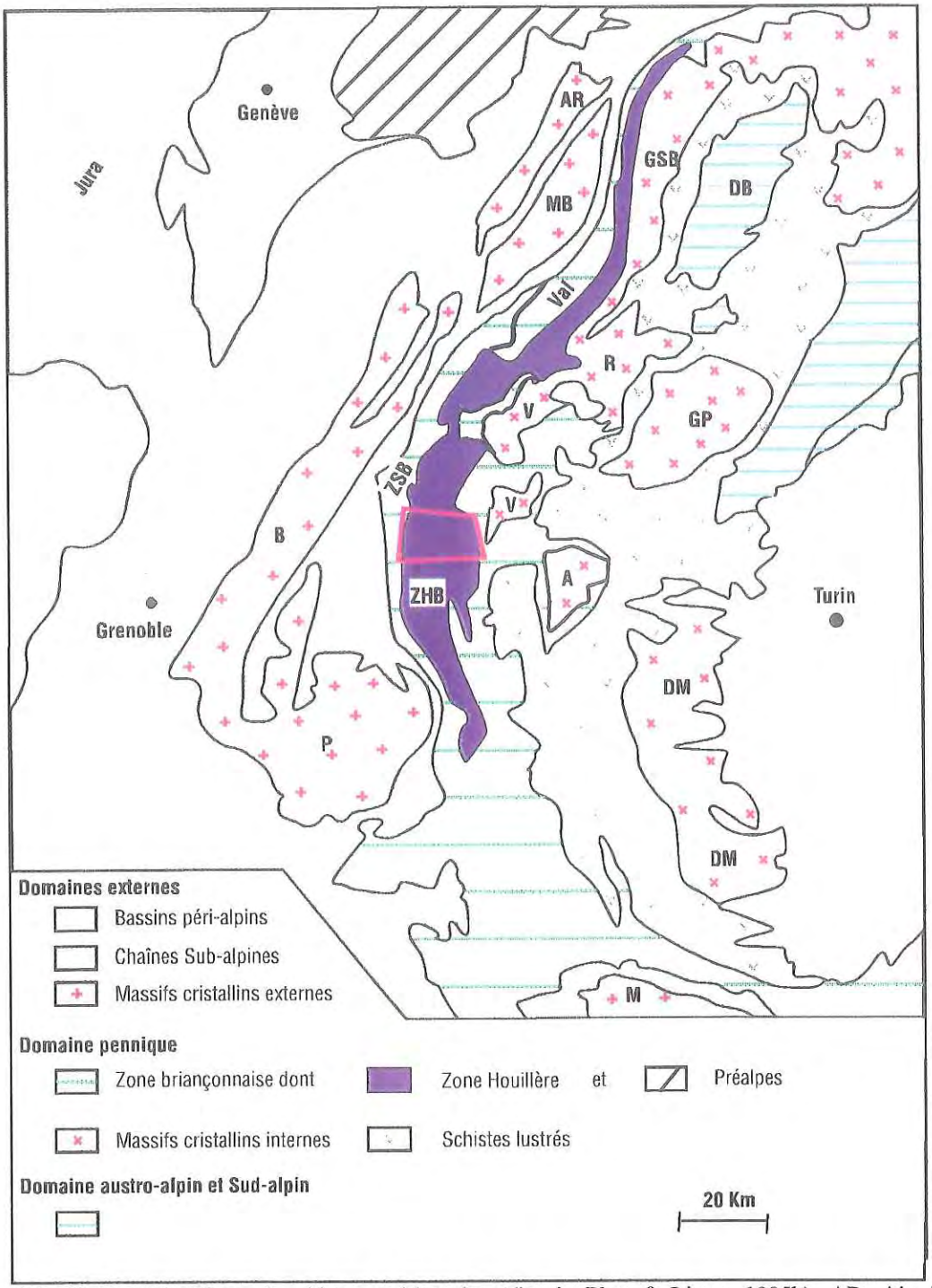


Fig. I-1: Carte schématique des Alpes occidentales (d'après Platt & Lister, 1985b). AR: Aiguilles Rouges; MB: Mont-Blanc; B: Belledone; P: Pelvoux; M: Mercantour; Val: Domaine Valaisan; ZSB: Zone subbriançonnaise; ZHB: Zone Houillère Briançonnaise; GSB: Grand Saint Bernard; R: Ruitor; V: Vanoise; A: Ambin; GP: Grand Paradis; DM: Dora Maira; DB: Dent Blanche. Le polygone rouge correspond à la zone d'étude.

Fini Crétacé - début Eocène, la fermeture complète de l'océan piémontais provoque le début de la collision associée à un épaississement crustal important jusqu'au moment où il n'est plus possible d'épaissir encore la croûte pour des raisons d'équilibre gravitaire

(Avigad *et al.*, 1993). C'est à la fin de cette période que se déposent les flyschs crétacés (90-60 Ma) qui sont actuellement (Fig. I-2) en avant du Front Briançonnais (FB) défini par Mugnier *et al.* (1993) comme séparant les domaines externes des domaines subbriançonnais et valaisans, respectivement au Sud et au Nord de Moûtiers. Il s'agit par exemple de la formation des Brèches de Tarentaise (comprenant les unités du Quermoz, du Crève-Tête et de Moûtiers, cf. Fig. I-2) dont l'âge crétacé n'est pas certain et qui auraient un substratum valaisan. Par ailleurs, pour Merle & Ballèvre (1992), la sédimentation des flyschs crétacés se fait dans un contexte extensif, au front de certains chevauchements éo-alpins réactivés en faille de détachement. La convergence continuant, le blocage de l'épaississement crustal entraîne la migration de la déformation vers l'avant de la chaîne, c'est-à-dire vers l'Ouest en ce qui concerne les Alpes franco-italiennes. Cette migration s'accompagne d'un nouvel épisode de métamorphisme HP/BT (Malavieille *et al.*, 1984) daté à 50 Ma dans les éclogites océaniques du Mont Viso par Monié & Philippot (1989). C'est aussi à cette époque qu'ont lieu les grands charriages vers l'Ouest et les rétrocharriages vers l'Est et le Sud (Debelmas & Lemoine, 1970) qui pourraient être contemporains (Mattauer & Tapponier, 1978; Malavieille *et al.*, 1984; Philippot, 1990). Ces mouvements s'accompagnent, eux-aussi, du dépôt de flyschs comme par exemple le flysch nummulitique de Niélard à substratum valaisan et les flyschs priaboniens des Aiguilles d'Arves à substratum dauphinois (Fig. I-2). A la fin de l'Oligocène et au début du Miocène, débute une phase de mouvements verticaux avec la subsidence des bassins molassiques et la surrection des Massifs Cristallins Externes (Debelmas & Lemoine, 1970). L'effondrement gravitaire de l'édifice en relation avec ce dernier événement, peut cependant avoir été contemporaine de la collision à l'Eocène avec un système de migration des déformations compressives vers l'Ouest, pendant qu'à l'arrière, prend place un relâchement des contraintes et une tectonique distensive qui aurait, par ailleurs, permis l'exhumation des terrains métamorphiques plus internes et d'âge Crétacé (Avigad *et al.*, 1993) selon un modèle semblable à ceux décrits par Merle & Ballèvre (1992). Une dernière phase de compression a été mise en évidence dans les

chaînes subalpines et les chaînes helvétiques au Miocène (Pontien) par Debelmas & Lemoine (1970), c'est-à-dire dans les zones les plus externes de la chaîne, en accord avec le concept de migration de la déformation vers l'Ouest (Avigad *et al.*, 1993).

Au cours de cette étude, nous nous intéresserons à la limite entre les domaines subbriançonnais et valaisan d'une part et le domaine pennique d'autre part. Il s'agit d'une des structures majeures de la chaîne alpine, très bien marquée cartographiquement et topographiquement (Barbier *et al.*, 1963) dans certaines régions (cols du Galibier, des Encombres, du Petit-Saint-Bernard). C'est le Front Briançonnais (FB), en avant duquel se retrouvent juxtaposés les flyschs crétacé et éocène (Fig. I-2). Le FB se situe en arrière du Chevauchement Pennique Frontal (ou Front Pennique, FP), structure principale des Alpes occidentales séparant les domaines externe et interne. Par ailleurs, ces deux fronts (FP et FB)

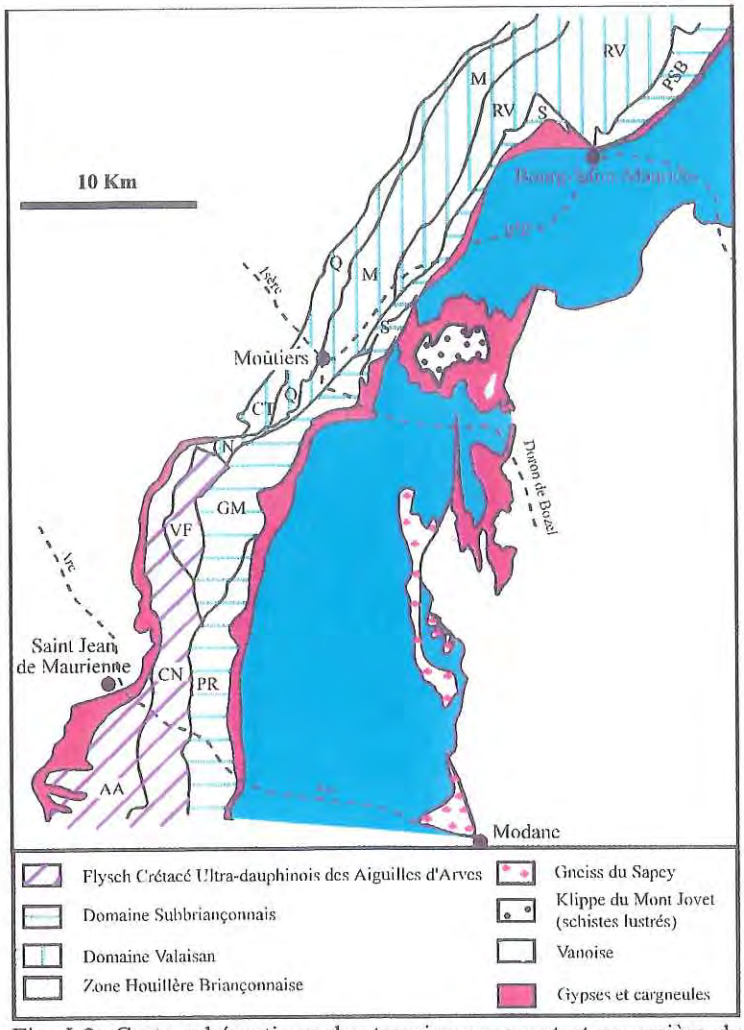


Fig. I-2: Carte schématique des terrains en avant et en arrière du Front briançonnais (souligné par la bande de gypse et cargneules juste à l'Ouest de la ZHB) montrant notamment la position des flyschs crétacé et éocène.
Unités de flyschs: AA, Aiguilles d'Arves; CN, Cheval Noir; VF, Valbuche & Mt du Fuz; M, Moûtiers; Q, Quermoz; CT, Crève Tête; N, Niélard.
Autres unités: RV, Roignais-Versoyen; PSB, Petit-Saint-Bernard; S, faisceau de Salins; GM, Grande Moenda et PR, Pas du Roc. D'après Bertrand *et al.* (sous presse).

semblent avoir la même signification structurale d'après les résultats de la sismique (Mugnier *et al.*, 1993 et § I - 1).

Pour certains auteurs (Debelmas & Kerkhove, 1980; Hunziker & Martinotti, 1984; Polino *et al.*, 1990), ce chevauchement serait même la suture principale entre les domaines helvétique (dauphinois) et pennique. Vialon (1990) interprète le FP comme la cicatrice de la Téthys. Des travaux récents dans les Alpes centrales (Schmid *et al.*, 1990; Schreurs, 1993; Schmid *et al.*, sous presse) montrent, en effet, qu'il s'agit, non pas uniquement d'un contact tectonique limitant des domaines de paléogéographie et de style tectonique différents, mais d'une "suture océanique" majeure entre un micro-continent briançonnais (Stampfli, 1993) et la plaque européenne. Le FP apparaît alors comme la suture d'un fossé océanique ("océan" valaisan), probablement sans développement d'un plancher océanique vrai, correspondant à la deuxième orogenèse (orogenèse éocène par rapport à l'orogenèse crétacé) décrite par Schmid *et al.* (1990). L'absence d'un vrai plancher océanique répond à la question soulevée par Hunziker & Martinotti (1984) et Polino *et al.* (1990) qui avaient noté l'absence de matériel ophiolitique le long du FP. Quoi qu'il en soit, les mouvements le long du FP sont estimés à une valeur minimale de 70 Km par Platt (1986, dans Ménard *et al.*, 1991), ce qui, de toute manière, fait du FP, une structure de raccourcissement majeure des Alpes occidentales.

Dans ce contexte, la ZHB, formation la plus externe du domaine briançonnais *s.s.*, constitue l'unité la plus continue des Alpes occidentales (Fig. I-1) puisqu'elle souligne l'arc alpin depuis Briançon au Sud jusqu'à Sion en Suisse dans la vallée du Rhône. Sa longueur à l'affleurement est d'environ 200 Km pour une largeur atteignant jusqu'à 20 Km au niveau de la vallée de la Maurienne. C'est l'unité la plus externe du domaine briançonnais. Elle repose (Fig. I-1 et I-2) directement, soit sur le domaine Valaisan au Nord de Moûtiers, soit sur le domaine Subbriançonnais (équivalent (?) du Valaisan) au Sud, par l'intermédiaire du Front Briançonnais (FB) défini par Mugnier *et al.* (1993). Par ailleurs, l'attrait pour la ZHB est renforcé par les données sismiques qui ont été

récemment publiées (voir références ci-après, § I-1) à l'aplomb de la ZHB et qui montrent de nombreux réflecteurs dont l'interprétation est encore peu avancée.

I - 1 L'IMAGE SISMIQUE DES ALPES: IDEES NOUVELLES ET INTERPRETATIONS.

I - 1a L'image sismique générale des Alpes

A la fin des années 80, les premiers résultats du profil ECORS-CROP Alpes ont donné une image de la croûte sous la chaîne alpine. Bayer *et al.* (1987) ont publié le profil brut de sismique réflexion (Fig. I-3) avec quelques réflecteurs mis en évidence par sismique réflexion grand-angle. ECORS-CROP Gravity Group (1989) puis Nicolas *et al.* (1990) ont proposé de nouvelles interprétations en liaison avec les données gravimétriques.

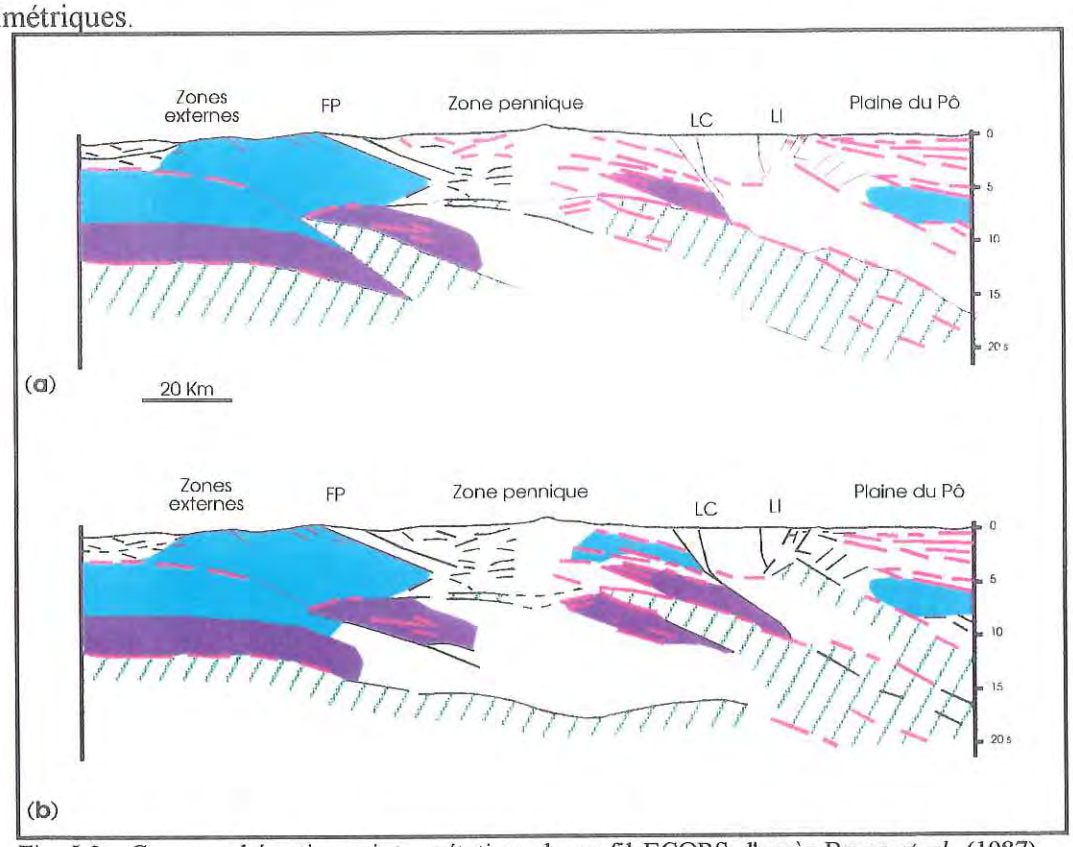


Fig. I-3 : Coupes schématiques interprétatives du profil ECORS d'après Bayer *et al.* (1987). Les traits rouges correspondent aux réflecteurs significatifs, les traits noirs aux réflecteurs plus hypothétiques. La croûte supérieure est en bleu clair, la croûte inférieure litée en bleu foncé et le manteau supérieur en hachures vertes. (a) correspond à une interprétation impliquant un chevauchement lithosphérique majeur sous le FP, (b) implique de l'extension sous les nappes penniques. LI: Ligne insubrienne; LC: Ligne du Canavèse.

Les résultats de sismique réflexion grand-angle ont été publiés par ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group (1989) et Thouvenot *et al.* (1990). Mugnier & Marthelot (1991) et Sénéchal & Thouvenot (1991) ont finalement proposé de nouvelles interprétations des différents réflecteurs. Cette liste n'est sûrement pas exhaustive.

Quoi qu'il en soit, grâce au profil, l'image du Moho sous la chaîne alpine est connue. Sous les massifs cristallins externes les réflecteurs attribués au Moho sont à une profondeur de 37 Km. Ils atteignent 55 Km à l'aplomb du FP et sont relayés par une zone réfléchissante de même nature à une profondeur de 25-30 Km. Cette image (Fig. I-3 et I-4) rappelle les structures en crocodile de Meissner (1988). Cette interprétation a d'ailleurs été proposée par Roure *et al.* (1989) et Nicolas *et al.* (1990). A un niveau plus superficiel, le profil a permis de mettre en évidence des écaillages de la croûte dont les émergences correspondent au chevauchement basal des massifs cristallins externes, au FP et à la ligne insubrienne (Bayer *et al.*, 1987; ECORS-CROP Gravity Group, 1989; Nicolas *et al.*, 1990).

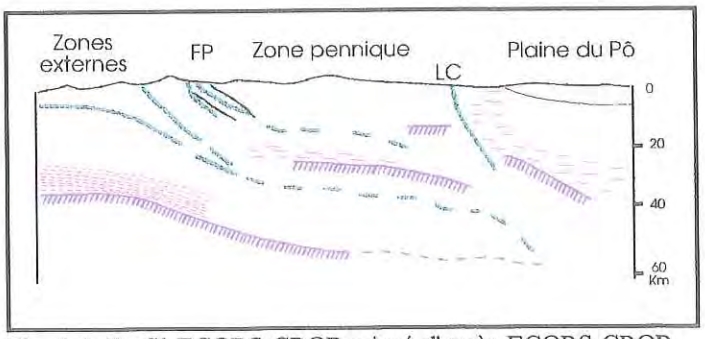


Fig. I-4: Profil ECORS-CROP migré d'après ECORS-CROP Gravity Group (1989). Ce profil inclue des données de terrain, de gravimétrie et de sismique grand-angle (en bleu). Les tirets rouges correspondent à la croûte inférieure litée, le grisé à la croûte supérieure. Les chevauchements principaux sont représentés en vert. LC: Ligne de Canavèse.

I - 1b L'image sismique à l'aplomb du FP et de la ZHB

Dans le détail, à l'aplomb du FP et à un niveau superficiel de la croûte, les données migrées de sismique réflexion verticale

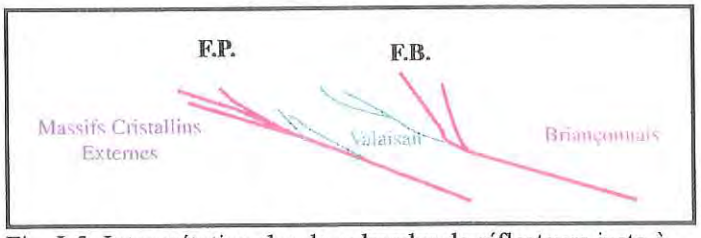


Fig. I-5: Interprétation des deux bandes de réflecteurs juste à l'aplomb du FP d'après Mugnier *et al* (1993). FB: Front Briançonnais.

(Mugnier & Marthelot, 1991; Sénéchal & Thouvenot, 1991) montrent deux bandes de réflecteurs à pendage est. Ces bandes correspondent à la signature sismique du FP s.l. (Mugnier *et al.*, 1993). Ces auteurs (Fig. I-5) interprètent la bande la plus externe comme le vrai FP séparant à l'Ouest les domaines externes du domaine Valaisan (relayé par le subbriançonnais à la hauteur de Moûtiers) plus interne. La deuxième bande, plus à l'Est, sépare le domaine valaisan du domaine briançonnais *s.l.* Les deux bandes traversent en profondeur une série de réflecteurs diffus à pendage ouest sous la Vanoise et la ZHB. Ces réflecteurs ont été rarement interprétés. Tardy *et al.* (1990) proposent (1) soit de les relier à des structures précoces, basculées ultérieurement vers l'Ouest par l'exhumation du massif interne du Grand Paradis, (2) soit de les associer aux rétro chevauchements tardifs décrits en Vanoise (e.g., Platt & Lister, 1985a et b; voir § I-2d). Par la suite, nous proposerons (§ I-3 et 4) une nouvelle interprétation pour ces réflecteurs.

I - 1c L'image sismique des Alpes centrales

En Suisse, le profil EGT (European GeoTraverse) et le projet NFP-20 ont permis avec l'accompagnement par des missions d'étude sur le terrain d'obtenir une image géophysique de la croûte sous les Alpes centrales. Schmid *et al.* (sous presse) publient une synthèse des résultats en associant les données de sismique réflexion, réfraction, réflexion grand-angle, de gravimétrie avec les données de terrains. Ils mettent en évidence la présence d'un indenteur adriatique composé de croûte et de manteau. Cette image est comparable à la structure en crocodile proposée sous le profil ECORS. Cette indentation est responsable du découplage de la lithosphère européenne, entre croûte inférieure et supérieure, et du poinçonnement de la ligne insubrienne, limite supérieure de l'indenteur. Cause probable du soulèvement tardif des zones internes des Alpes centrales, l'indentation est en relation avec le départ et la mise en place des nappes penniques (Schmid *et al.*, 1990). De plus, les résultats confirment les observations structurales de surface (Schmid *et al.*, 1990; Schreurs, 1993) et précisent la géométrie du FP sous les Alpes centrales.

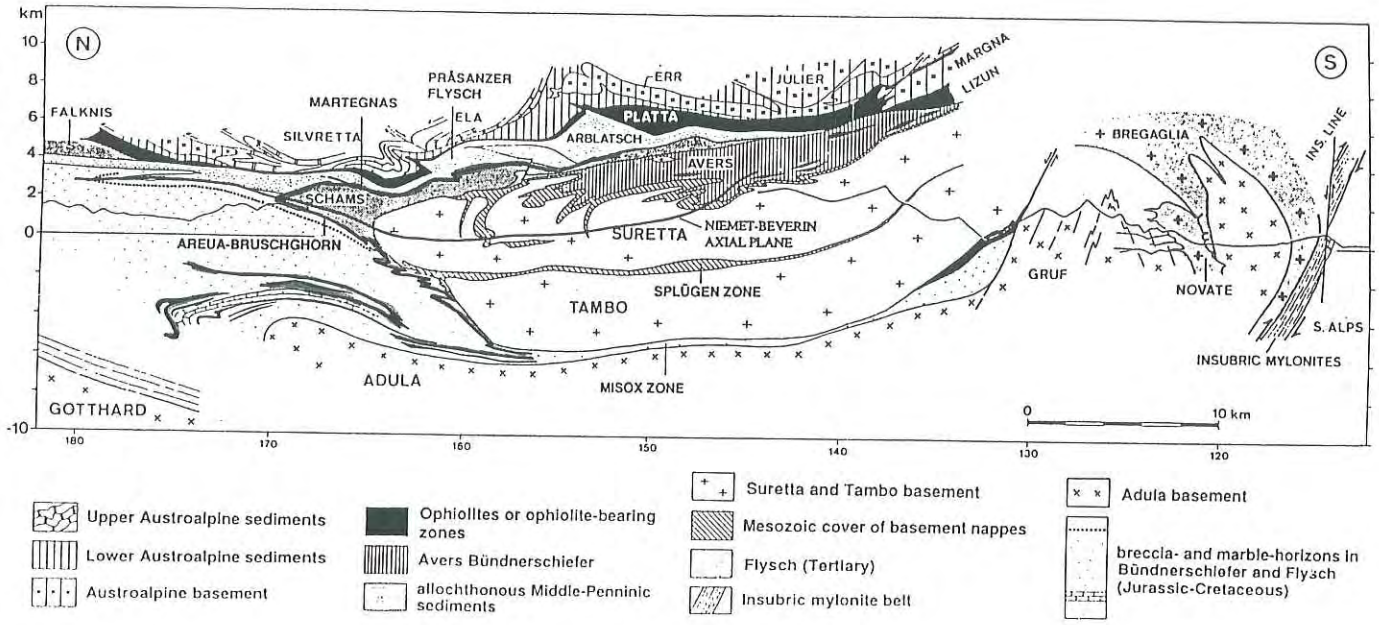


Fig. I-6: Coupe NS le long du profil NFP-20 (d'après Schreurs, 1993; modifié d'après Schmid *et al.*, 1990). Le FB est surligné en rouge.

Le FP, au sommet et sous la nappe de Schams (Fig. I-6), sépare les nappes briançonnaises de Tambo et Suretta de la nappe d'affinité européenne d'Adula, les autres nappes penniques, inférieures, pouvant être en continuité avec le massif du Gotthard et donc représenter à nouveau la croûte européenne. Le FP est d'autre part souligné par du matériel ophiolitique et montre un caractère plicatif important (Fig. I-6). Ces résultats montrent encore une fois l'importance du FP en tant que structure majeure de la chaîne alpine. Cependant, ils soulignent et soulèvent un problème quant à la signification de ce front par comparaison avec l'image donnée par le profil ECORS où le FP semblent être totalement rectiligne selon les interprétations classiques et notamment celles de Mugnier *et al.* (1993). Une tentative de comparaison entre les profils suisse et français a été présentée par Marchant (1993).

I - 2 APERÇU DES TRAVAUX CONCERNANT LA ZHB ET LES DOMAINES ENVIRONNANTS.

I - 2a Les travaux anciens sur la ZHB

Stratigraphie et structure de la ZHB s.s. La ZHB a été étudiée par Fabre (1952). Cet auteur a établi, en utilisant les données paléontologiques de Feys (1957) et Greber (1965), les bases de la stratigraphie et de la géométrie de la ZHB depuis Briançon au Sud jusqu'au Massif du Ruitor au Nord. Les résultats de ses travaux ont été adoptés par Ellenberger (1958), puis, en partie, par Caby (1963). Ces résultats ont été présentés en détail dans un mémoire du B.R.G.M. par Fabre (1961). A la lecture de ces auteurs, il apparaît rapidement que stratigraphie et géométrie de la ZHB n'ont pas été dissociées.

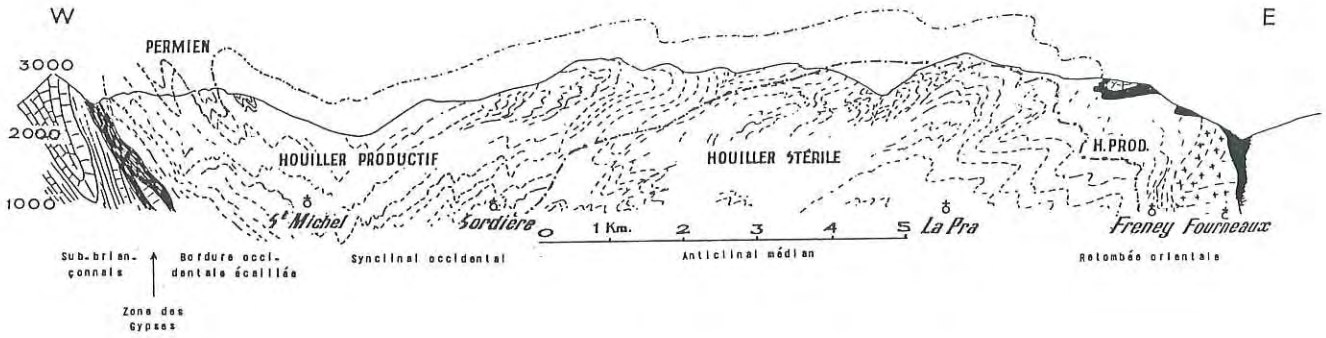
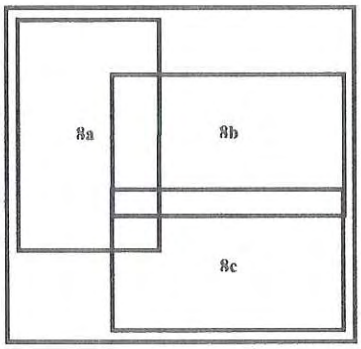


Fig. I-7: Coupe schématique de la ZHB dans la vallée de l'Arc selon Fabre (1961).

Fabre (1961) présente les grands ensembles stratigraphiques et structuraux sur une coupe de la vallée de Belleville et/ou de la vallée de l'Arc (Maurienne) dans laquelle il décrit trois zones correspondant (1) à la zone de contact entre les terrains subbriançonnais et la ZHB, (2) à la partie centrale de la ZHB et (3) à la "retombée" orientale de la ZHB et son contact avec les terrains plus internes (Fig. I-7).

Zone (1) Au-dessus et à l'Est de l'accident à pendage vers l'Est de 45° en Maurienne (vallée de l'Arc), qui fait chevaucher la ZHB sur les unités subbriançonnaises, plus externes, vient directement la Zone des Gypses de Barbier (1948), épais matelas de gypse et cargneules comportant d'énormes blocs de couverture briançonnaise. Plus vers l'Est, au dessus de la Zone des Gypses, Fabre (1961) décrit une série d'écailles

tectoniques directement au contact avec les terrains de la ZHB *s.s.* Au col des Encombres, l'écaille la plus externe au contact avec les gypses, est constituée de matériel houiller, la plus interne de matériel permo-triasique. Vers le Nord, au fond de la vallée des Encombres, on perd l'écaille houillère qui semble être remplacée par une écaille de roches permo-triasiques. Cette succession sur une coupe Ouest - Est de deux écailles qui sont très bien marquées par deux barres rocheuses de quartzites werféniennes (Gitamelon, Les Cariots, Fig. I-8a), a conduit Fabre (1961) et avant lui Barbier (1948) à attribuer à cette série d'écailles une valeur de synclinal. C'est le synclinal de Saint-Martin de Belleville. D'après Fabre (1961), le Trias est constitué de calcaires dolomitiques, de gypse et cargneule et de quartzites werféniennes qui se marquent dans la topographie par des barres rocheuses discontinues, du Cochet (au-dessus de Saint-Martin) au fond de la vallée des Encombres. Cette formation est attribuée par Fabre (1961) à une partie de la couverture briançonnaise. Le Permien est formé de schistes blancs, lie-de-vin ou verts qui contiennent de petites lentilles de carbonates ou de chlorite. Il comporte aussi des arkoses phylliteuses vertes à galets de quartz rose. Le Permien présente dans la vallée des Encombres des variations d'épaisseur très importantes. Il passe de plusieurs dizaines de mètres à une épaisseur nulle, le Trias étant alors directement au contact avec le Houiller. Le passage du Permien au Trias et au Houiller est en général continu. Cependant, Fabre (1961) a observé en contrebas de Saint-Martin un contact tectonique ("1 à 2m de roches écrasées") entre Houiller et Permien. Le Houiller, sur le versant est de la vallée des Encombres, ne présente pas de charbon. Il est essentiellement constitué de schistes noirs alternant avec des grès et arkoses gris clair à galets de schistes, de quartz, de phtanites noires et de cristallin.



Légende de la fig. 8a:

- Nappe des Gypses de Barbier (1948)
- Bloc-klippe de calcaire crétacé dans la nappe des gypses
- Schistes et conglomérats permiens
- Quartzites triasiques
- Dolomies triasiques
- ZHB
- Bande stéphanienne dans l'unité permienne

Légende des fig. 8b et 8c:

- ZHB
- Gneiss du Sapey (Détraz, 1984)
- Ecailles de gneiss du Sapey et de Houiller
- Gypses
- Calcaires triasiques de Vanoise

Fig. I-8: Fonds topographiques IGN de la région étudiée. Les noms cités dans le texte sont surlignés.

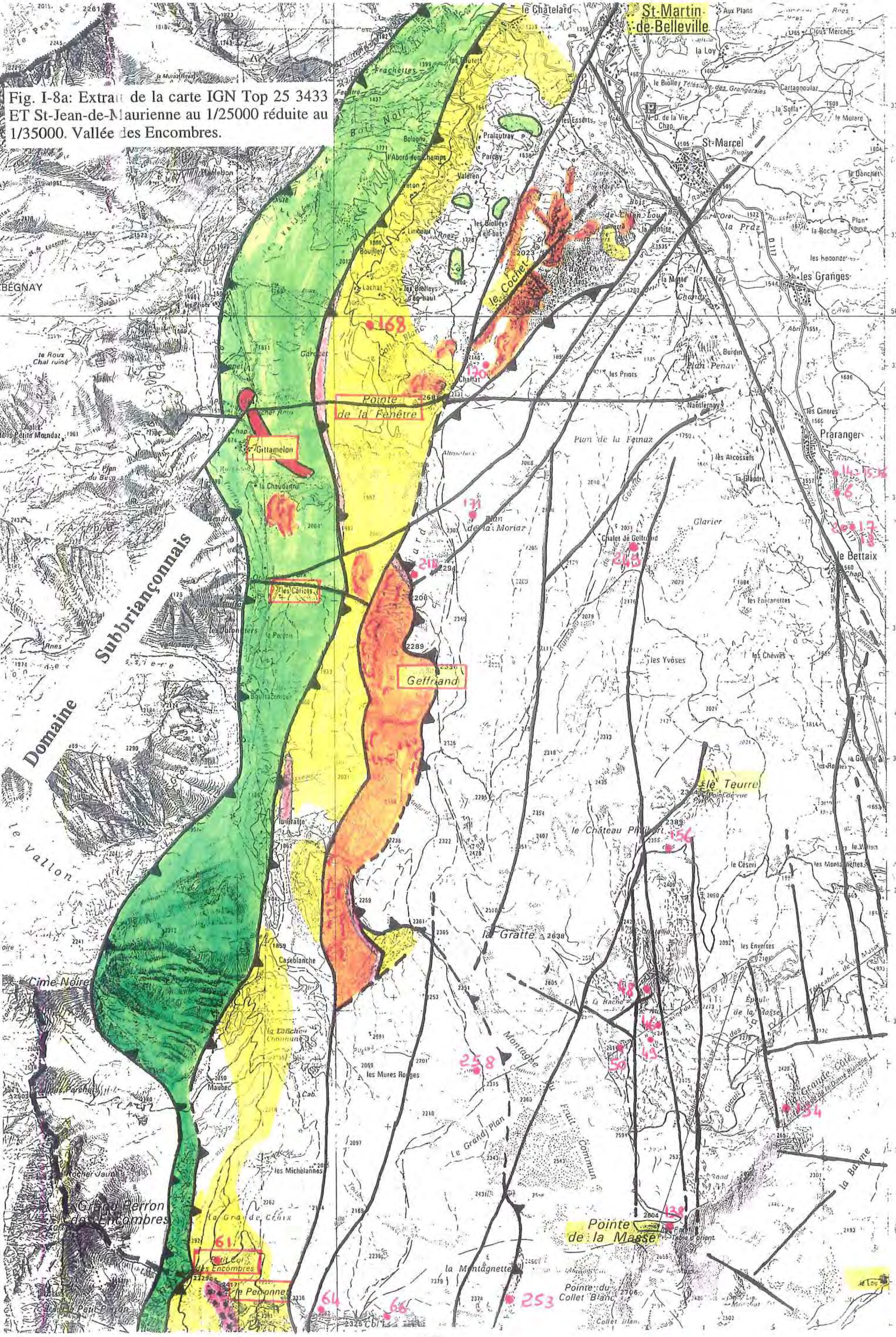


Fig. I-8a: Extrait de la carte IGN Top 25 3433 ET St-Jean-de-Maurienne au 1/25000 réduite au 1/35000. Vallée des Encombres.

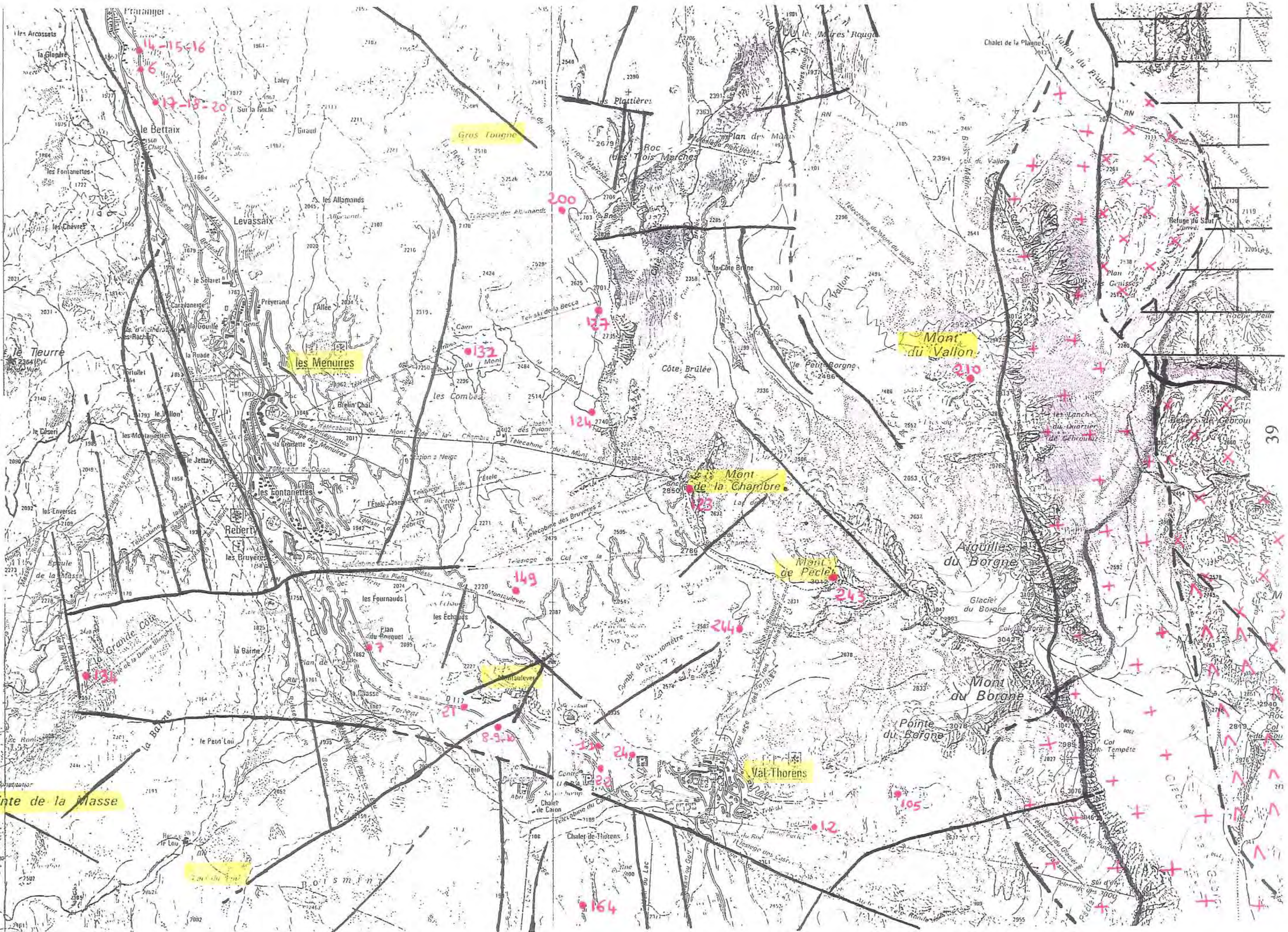


Fig. 1-8b: Extrait de la carte IGN Top 25 3534 OT Les Trois Vallées au 1/25000 réduite au 1/35000. Partie Nord de la vallée de Belleville.

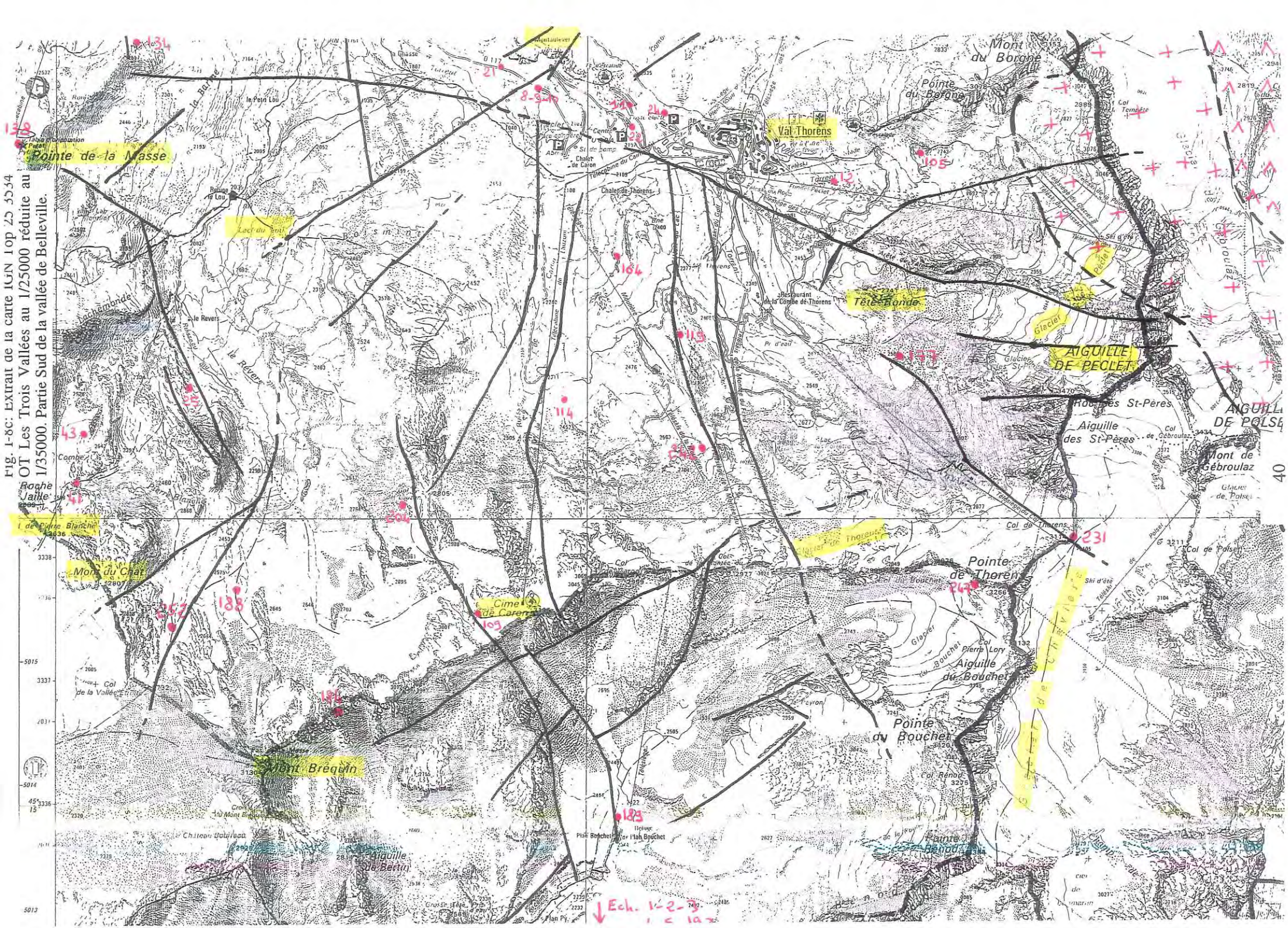


Fig. 1-8c: Extrait de la carte IGN Top 25 3534 OT Les Trois Vallées au 1/25000 réduite au 1/35000. Partie Sud de la vallée de Belleville.

Zone (2) Le synclinal occidental et l'anticlinal médian forment toute la vallée de Belleville depuis la crête longitudinale de la Pointe de La Masse au Teurre, à l'Ouest, jusqu'aux sommets orientaux du Mont de la Chambre et du Roc de Tougne. La crête de la Pointe de La Masse correspond à un anticlinal plat relayé, sur le flanc est de la crête, par un synclinal aigu limité à l'Est par un accident passant au col de Pierre Blanche. Les terrains concernés par cette structure sont d'âge stéphanien inférieur. Ils sont composés majoritairement de grès arkosiques associés à quelques veines de charbon.

Le Houiller à charbon du Lou vient, topographiquement, sous ce synclinal. Il s'agit encore de grès, très déformés et montrant dans les charnières le développement d'une schistosité très serrée. Les grès sont composés de quartz, de feldspaths et de micas blancs.

Sur le versant en rive droite du Doron de Belleville, les terrains à l'affleurement appartiennent soit à la même série replissée, soit à une formation inférieure encore constituée d'une alternance de grès arkosiques et de schistes noirs avec localement des veines de charbon. Tout le versant montre des roches d'âge Westphalien pour les schistes de Montaulever (à mi-pente) à Westphalien D - Stéphanien inférieur pour la partie sommitale de la crête Mont de La Chambre - Roc de Tougne. Plus haut, au dessus du Roc de Tougne, la série repose géométriquement sur les conglomérats versicolores du Stéphano-Permien. Sur la crête Mont du Cha - Brequin - Cime Caron, il semble que l'on retrouve les terrains précédemment décrits en rive droite du Doron. Pour expliquer l'importance de l'épaisseur apparente, l'hypothèse la plus probable est que la série soit replissée plusieurs fois.

Le passage de la série riche en anthracite, observée dans la vallée de Belleville, au houiller quasiment stérile, affleurant au glacier de Chavière, est malheureusement masqué par les moraines des glaciers de Thorens et de Péclet. Ce brusque changement lithologique correspond selon Fabre (1961) soit à un décalage stratigraphique soit à une variation brutale de faciès.

Zone (3) La bordure orientale est caractérisée par l'apparition de plis à déversement vers l'Est, uniquement développés dans la partie la plus interne de l'anticlinorium. Ces plis montrent un laminage des flancs normaux alors que les flancs inverses sont intacts (Fabre, 1961; Caby, 1963). La bordure orientale est essentiellement constituée par une formation dont l'âge est estimé Stéphano-Permien (assise de Courchevel). Elle est représentée par des faciès verts et violets. Les roches sont des schistes et des grès mais surtout des poudingues à galets pluri-décimétriques affleurant au coeur des synclinaux à déversement vers l'Est.

En résumé, Fabre (1952, 1961) décrit la stratigraphie de la ZHB selon quatre grands ensembles (Fig. I-9) qui ont été adoptés par la suite par Ellenberger (1958) et Caby (1963). Ces unités stratigraphiques sont de bas en haut:

- Les Grès de La Pra (Houiller stérile de Caby, 1963), stériles, très puissants, ont un âge probable westphalien inférieur. Cette formation est la base de la série houillère au fond de la vallée de la Maurienne. La présence d'un Namurien sous-jacent n'a pas été mise en évidence.

- L'assise de Tarentaise (Houiller productif de Caby, 1963), très puissante, est riche en anthracite et essentiellement arkosique et schisteuse. Elle est datée du Westphalien D au Stéphanien inférieur.

- L'assise de Courchevel (Assise conglomératique supérieure de Caby, 1963), stérile, constituée essentiellement d'arkoses claires et de conglomérats polygéniques, notamment à galets de socle, est datée du Stéphanien moyen à l'Eopermien (Fabre, 1961; Ellenberger, 1958).

- Le Stéphano-Permien, à faciès versicolore (schistes verts et violets) est constitué de conglomérats à galets pluri-centimétriques. Pour Caby (1963), qui ne distingue pas cette formation, elle correspondrait probablement au sommet de l'assise de Courchevel.

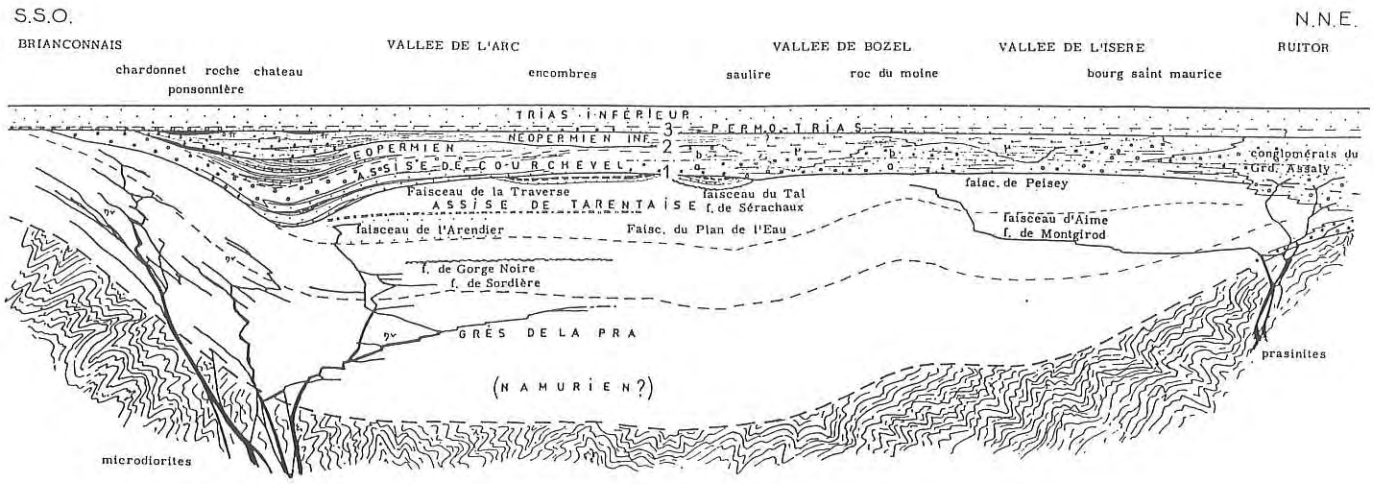


Fig. I-9: Schéma de la succession des terrains de la ZHB dans sa partie savoyarde d'après Fabre (1961). 1: discordance asturienne, 2: discordance saalienne, 3: base du Permo-Trias.

Plus à l'Est, la ZHB est au contact avec les gneiss sous-jacents du Sapey, étudiés par Ellenberger (1958). A l'échelle de la zone d'étude, les gneiss affleurent du Mont du Vallon à l'Aiguille Péclet, soit sur toute la bordure est de la ZHB. Géométriquement sur les gneiss, Ellenberger (1958) décrit la présence des formations de l'assise de Courchevel, avec ses conglomérats pluri-décimétriques, plongeant de 10 à 30 degrés sous l'assise de Tarentaise plus à l'Ouest. La série houillère est donc renversée avec les formations du Stéphano-Permien en position synclinale dans un pli isoclinal couché vers l'Est (Fig. I-7). Ellenberger (1958) interprète les gneiss comme représentant la partie terminale du Stéphano-Permien, plaçant de ce fait les gneiss du Sapey au-dessus, stratigraphiquement, des mégaconglomérats verts et violets en position synclinale. Il explique leur haut degré de métamorphisme (catazone) par la "transformation métasomatique *in situ* du sommet de la série carbonifère *s.l.*". Dès le début des années 60, la stratigraphie de la ZHB était établie et elle resta dans l'état jusqu'au milieu des années 80.

D'un point de vue géométrique, Ellenberger (1958) et Fabre (1952, 1961) reprennent l'interprétation de Favre (1861), c'est-à-dire la disposition en éventail des surfaces de schistosité dans le houiller de la ZHB. Cette disposition est à corréler avec le déversement des plis vers l'Ouest dans la partie externe de la ZHB et vers l'Est dans sa partie interne. Les schistosités de plan axial des plis montrent des pendages vers l'Est sur

la bordure ouest de la ZHB et vers l'Ouest sur son bord est. Cet éventail des schistosités a longtemps posé problème. Certains, et entre autres Kilian, M. Bertrand (in Fabre, 1961), voient dans cette disposition la preuve que la ZHB est la "zone axiale" des Alpes occidentales. Gignoux (1948) interprète cette région comme la "zone de succion" de la chaîne. D'autres interprètent les plis déversés vers l'Est comme des plis en retour par glissement gravitaire vers la zone du Piémont. Pour Ellenberger (1963) ces plis sont probablement d'anciens plis droits ou même déversés vers l'Ouest qui auraient été tardivement basculés vers l'Est comme suite au "rétro-écoulement" de la couverture (retrait des schistes lustrés). Pour cet auteur, ces plis sont de toute façon d'âge Eocène, ce qui conforte l'idée de Fabre (1961) qui leur attribue un âge antérieur aux dernières phases de chevauchement vers l'Ouest.

Les accidents en bordure de la ZHB. Sur le flanc ouest de la ZHB, l'accident qui fait reposer la ZHB sur les terrains subbriançonnais est marqué par une épais matelas de gypse, Zone des Gypses de Barbier (1948). Cet accident, selon Fabre (1961) présente des pendages très variables: 45 à 50 ° en Maurienne, plus faible au niveau du Galibier et 20° environ dans la Vallée de l'Isère. Il est par ailleurs oblique à la fois sur les unités tectoniques et stratigraphiques de la ZHB. Fabre (1961) lui associe un jeu multiple contemporain de toutes les structures alpines décrites dans la ZHB et il suggère que cet accident pourrait ne pas être le plan de charriage de la ZHB sur les terrains subbriançonnais et ultra dauphinois mais la "zone d'engloutissement" de ces derniers sous la ZHB. Il rejoint donc ici les idées de Gignoux (1948).

A l'Est, Ellenberger (1963) décrit le même genre de structures au niveau du "synclinal séparateur" entre la ZHB et la Vanoise - Mont Pourri. C'est la "zone cicatricielle d'involution" où les bordures des deux massifs viennent "s'enrouler, aspirées par une succion commune". Cette "cicatrice" montrent un parallélisme quasi-parfait avec l'accident occidental décrit ci-dessus: subvertical en Maurienne, horizontal dans la vallée de l'Isère.

I - 2b Les travaux récents sur la ZHB

Stratigraphie

Laissée dans l'oubli pendant une vingtaine d'années, il faut attendre Mercier & Beaudoin (1987) pour voir la stratigraphie de la ZHB remise au goût du jour. Ces auteurs apportent de nouvelles données stratigraphiques grâce à la découverte de gisements fossilifères dans le Carbonifère de la région de Briançon (Fig. I-10). Ils distinguent deux mégaséquences d'épaisseur inégale.

(1) La mégaséquence inférieure présente une puissance qui peut dépasser 2500 mètres. Elle comporte des terrains allant du Namurien au Stéphanien inférieur. Elle est productive. C' est donc une séquence qui regroupe les Grès de La Pra et l'assise de Tarentaise de Fabre (1961).

(2) La mégaséquence supérieure montre une épaisseur de 600 mètres. Elle est stérile et mal datée. Elle repose en discordance sur tous les termes de la mégaséquence inférieure. Elle correspond à l'assise de Courchevel de Fabre (1961) y compris son éventuel sommet d'âge Stéphano-Permien.

Si les âges avancés par Fabre (1961) ne sont pas remis en cause dans le détail, l'interprétation de la sédimentation houillère par Mercier & Beaudoin (1987) est complètement différente. Là où Fabre (1961) avait vu une sédimentation tranquille au fond de lacs, Mercier & Beaudoin (1987) décrivent une sédimentation de type fluviatile, en chenaux anastomosés avec par moment, des phases de crues limitées dans le temps, responsable de faciès de type lacustres. Ce type de dépôt dure depuis le Namurien jusqu'au Stéphanien. Le sens d'écoulement, corrélé avec une évolution verticale des faciès est estimé du SSW vers le NNE. La migration des faciès du Sud vers le Nord débute dès le Namurien - Westphalien A. A cette époque, les dépôts correspondent à des faciès détritiques grossiers qui s'affinent vers le Nord et évoluent finalement vers des dépôt lacustres. Ce type de dépôt est connu dès le Namurien en Savoie et apparaît dans la région de Briançon au Westphalien A. Du Wesphalien C au Stéphanien inférieur, ce type de dépôt perdure.

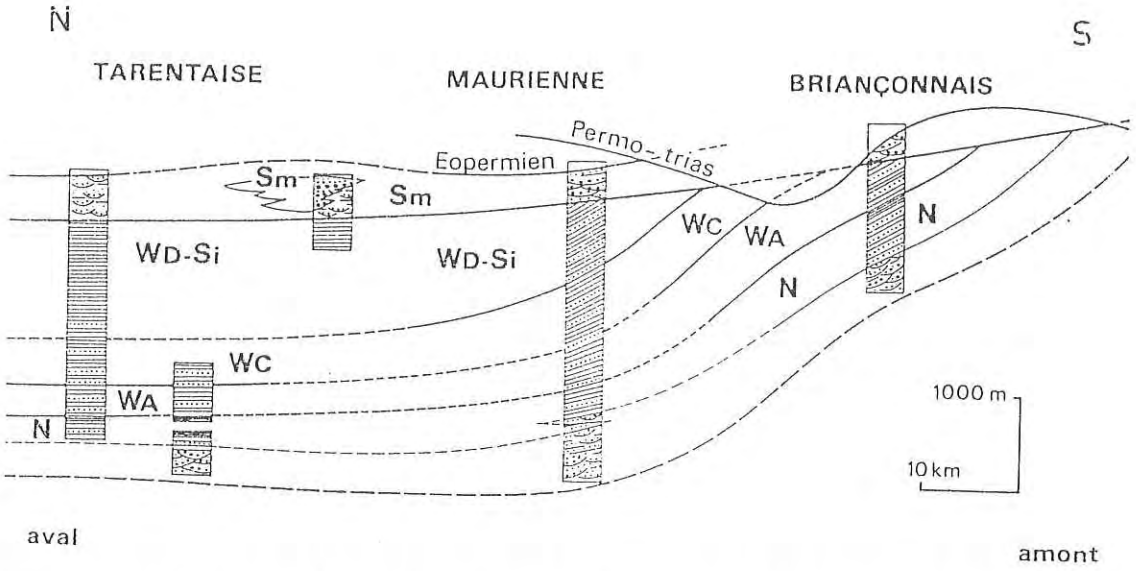


Fig. I-10: Profil longitudinal et corrélations de la série stratigraphique briançonnaise d'après Mercier & Beaudoin (1987). N: Namurien; WA, WC, WD: Westphalien respectivement A, C, D; Si et Sm: Stéphanien inférieur et moyen; pointillés: faciès gréso-conglomératiques; traits fins: faciès silto-argileux.

A la fin du Westphalien, à la faveur d'une subsidence différentielle, la partie sud de la ZHB est soumise à l'érosion alors que la Savoie plus subsidente montre des épaisseurs de sédiments très importante. C'est L'assise de Tarentaise qui est en train de se constituer. Par la suite, la reprise de la subsidence des zones méridionales entraîne un envahissement complet du bassin par des termes fluviatiles grossiers qui viennent se déposer en discordance sur les formations antérieures très légèrement basculées. La disparition d'un milieu de dépôt lacustre est alors responsable de dépôt de matériel phytogène. A la fin du Stéphanien apparaissent des dépôts versicolores annonciateurs du Permien.

La différence essentielle tient donc uniquement dans le regroupement dans la même mégaséquence des Grès de La Pra et de l'assise de Tarentaise, l'assise de Courchevel constituant à elle seule une mégaséquence ultérieure déposée en discordance. Néanmoins, les différents modèles proposés sont encore aujourd'hui discutables en ce qui concerne les âges des formations. Toutes les datations publiées sont fondées sur une étude biostratigraphique de plantes fossiles dont les empreintes sont par endroits très bien conservées dans les schistes noirs. Ce sont essentiellement des Arthrophytes et

Ptéridospermaphytes (Brousmiche-Delcambre *et al.*, 1995). Or, ces derniers auteurs remettent totalement en cause, pour la zone méridionale de la ZHB (région au Sud de Briançon), les âges donnés par Greber (1965) sur la base desquels Feys (1957), Fabre *et al.* (1953), Fabre (1961) avaient fondé leur travaux. Brousmiche-Delcambre *et al.* (1995) ne présentent malheureusement pas de données sur la ZHB entre Maurienne et Tarentaise mais émettent des doutes quant à la validité des âges annoncés.

La séquence stratigraphique, présentée sous la forme de trois Assises par Fabre (1961) ou de deux mégaséquences par Mercier & Beaudoin (1987), reste valable. Les nouvelles données de Brousmiche-Delcambre *et al.* (1995) invalident les âges Westphalien des différentes formations et attribuent ces dernières au Namurien. La ZHB doit alors avoir subi une période d'émersion au cours du Westphalien. Ces interprétations soulignent la différence significative entre le bassin de la ZHB et, par exemple, les bassins houillers en marge du Massif central ou ceux des massifs cristallins externes (Becq-Giraudon & Van Den Driessche, 1993 et références incluses) apportant ainsi des arguments en faveur d'une origine "exotique" des terrains briançonnais (Stampfli, 1993).

Structure de la ZHB

De la même manière que pour la stratigraphie, il faut attendre le début des années 80 pour que l'étude structurale de la ZHB soit reprise. Il s'agit essentiellement des travaux de Fabre *et al.* (1982) au Sud de la zone qui nous intéresse, dans la vallée de la Clarée (Massif des Rochilles). D'après un travail fondé sur les relations entre polarité stratigraphique et polarité tectonique, ces auteurs décrivent une histoire tectonique en trois événements. Ils décrivent une surface schisteuse antérieure à la schistosité principale Sp. Il s'agit d'une schistosité d'âge éocène moyen à supérieur, non reliée à un événement plicatif. Elle est marquée par la dissolution-recristallisation de galets de quartz et est parallèle ou légèrement oblique sur la surface stratigraphique. Cette relation d'obliquité permet de mettre en évidence des mouvements tangentiels vers l'Ouest. Le deuxième événement correspond à une famille de plis principaux (Pp), pluri-hectométriques,

associés à une schistosité régionale Sp, en plan axial des plis Pp. Ce sont des plis droits à légèrement déversés vers l'Est dans les parties profondes qui montrent un déversement de plus en plus important vers l'Est dans les parties superficielles au sommet desquelles les plis Pp sont nettement couchés vers l'Est. Cette attitude est probablement due à l'accentuation de structures préexistantes. La direction des plis varient de 40° autour d'une orientation statistique à N160°. Cet événement synschisteux est estimé d'âge oligocène supérieur. La schistosité Sp est une schistosité de dissolution-recristallisation marquée par l'aplatissement de galets de quartz qui montrent une fabrique d'étirement par micro-fracturation. Cette fabrique est le résultat d'un épisode ultérieur associé à l'apparition de plis crénulants Pc, de taille réduite (déci- à déca-métriques), bien marqués par le micro-plissement de niveaux phylliteux. Les plis Pc s'accompagnent d'un clivage de fracture espacé, d'orientation subméridienne et d'un pendage moyen de 45° vers l'Est. Ces plis et la schistosité associée sont uniquement développés dans la partie occidentale du Massif des Rochilles à l'Ouest de la faille des Drayères. Cet accident montre de forts pendages vers l'Est ou l'Ouest et a une attitude analogue à celle de la cicatrice d'involution d'Ellenberger (1963) et de l'accident en bordure occidentale de la ZHB décrit par Barbier (1948) et Fabre (1961). Dans ce contexte, la faille des Drayères correspond probablement à une ancienne surface de chevauchement replissée par la suite. Il s'agit peut-être des premiers charriages briançonnais de Tricart (1980) avec l'imbrication des terrains Méso-Cénozoïque sous l'effet de cisaillements horizontaux.

L'image ainsi esquissée par Fabre *et al.* (1982) correspond à celle que nous décrivons au Nord de la Maurienne (cf. § I-3) et qui fait l'objet de ce travail. Ce sont les seuls travaux réalisés au sein même de la ZHB depuis ceux de Fabre (1961). D'autres études ont été réalisées sur les bordures occidentales et orientales de la ZHB. Il s'agit des travaux de Détraz (1984), Détraz & Loubat (1984), Caby (1992), Platt & Lister (1985a et b) et Platt *et al.* (1989) en rive est de la ZHB et ceux de Andrieux & Lancelot (1980), Lu Chia (1986), Gély (1989), Spencer (1992) sur la bordure occidentale de la ZHB au Nord et au Sud de Moûtiers.

I - 2c Structure des domaines à l'Ouest de la ZHB

Les résultats des études (Gély, 1989; Epard, 1990) sont consignées dans les tableaux I-1 et I-2. Le tableau I-3 (tableaux d l'eclogae initial) voir aussi §I-4, tableau 1) permet la comparaison des structures décrites avec celles observées dans les zones externes plus au Nord.

	Domaine externe	Zones Frontales Penniques ("zone des brèches de Tarentaise")
TARDIF	Compression ENE-WSW "Backfolds" à vergence E Décrochements senestre et dextre	ENE-WSW compression "Backfolds" à vergence E Décrochements senestre et dextre
PRINCIPALE	S3 schistosité de crénulation à N20-40/80E Chevauchements recoupant les plis Schistosité S2 et plis P2, parallèles à la chaîne et correspondant à la phase majeure.	S3 schistosité de crénulation cleavage à N20-40/80E Chevauchements recoupant les plis Schistosité S2 et plis P2 Structures d'interférence avec P1 Déformation S1, plis P1 présents uniquement dans les Brèches de Tarentaise
PRECOCE	Plis EW, antérieurs au Priabonien	Structuration intense, antérieure au dépôt des flyschs par le jeu de décrochements paléocènes.
	Extension NW-SE	*Extension NW-SE*

Tableau I-1 : Evolution structurale de la Zone des Brèches de Tarentaise et des domaines externes d'après (Gély, 1989).

	Domaine externe (au SW du Mt Blanc)
D3	Enroulement des massifs cristallins externes : plis en et à vergence vers le SE. Pas de structure micro- à méso- scopique.
D2	Plis P'2 et schistosité S'2 en relation avec une évolution Plis P2 d'échelle kilo- à déca- métrique à vergence vers dans le socle) Schistosité régionale et principale S2 avec L2m
D1	D1 observée uniquement dans la couverture S1 localement préservée avec L1e Plis P1 (NNE-SSW ?) et mise en place des structures principales.
	Extension NW-SE

Tableau I-2: Evolution structurale du domaine dauphinois au SW du massif du Mont-Blanc d'après (Epard, 1990).

Différents auteurs (Andrieux & Lancelot, 1980; Lu Chia, 1986; Gély, 1989; Spencer, 1992) décrivent un évènement distensif NW-SE très bien enregistrés dans les formations marno-calcaires du Jurassique inférieur. Cette extension est le dernier événement distensif enregistré avant l'inversion tectonique (Tricart & Lemoine, 1986; Graciansky *et al.*, 1988) correspondant au début de la convergence.

Dans les brèches de Tarentaise, Gély (1989) décrit des plis anté-Priabonien. Cet événement précoce et plicatif est, pour cet auteur, absent dans le domaine dauphinois, plus externe. Pourtant, Epard (1990) a observé, vers le Nord, l'enregistrement de telles structures dans la nappe dauphinoise du Mont Joly. Spencer (1992) décrit aussi un événement plicatif à vergence vers le NW associé au développement d'une schistosité précoce S1. Cet événement serait en relation avec la mise en place des nappes subbriançonnaises sur les domaines plus externes. Le stade terminal du chevauchement de ces nappes est associé au développement de plis à vergence N-NW accompagnés d'une schistosité très pénétrative (Spencer, 1992). Gély (1989) décrit des structures identiques qui sont recoupées en continuité temporelle par les surfaces de chevauchements. Epard (1990) décrit lui aussi de telles structures dans le domaine dauphinois plus au Nord. L'événement compressif le plus tardif enregistré dans la région correspond à un plissement à vergence Est (Gély, 1989; Epard, 1990; Spencer, 1992). Ces plis en retour sont probablement en liaison avec des mouvements décrochants senestre ou dextre (Lu Chia, 1986; Gély, 1989).

	Domaine externe	Partie Nord de la Zone Pennique Frontale	Partie Sud de la Zone Pennique Frontale		Domaine Subbriançonnais
D 6	*Extension N-S*	*Extension N-S*	*Extension N-S* S N		*Extension N-S*
D 5	Plis en retour P3 à vergence ESE Schistosité S3 Localement, décrochements "en échelons".	Plis en retour P3 à vergence E - SE Schistosité S4 Rétro-charriage	Plis en retour P2 à vergence SE Rétro-charriage à vergence SE		Plis en retour P2 à vergence SE Localement, structures renversées. Rétro-charriage à vergence SE
	Déformation et charriages locaux dus à l'arrivée des nappes subbriançonnaises	Déformation et charriages locaux dus à l'arrivée des nappes subbriançonnaises			
D 3 et D 4	Charriage des zones penniques frontales sur les zones externes selon un système de duplex à vergence W. Schistosités S1 et S2; Plis P2 à vergence WNW avec extension parallèle à la chaîne.	*Faille d'Extension NS* Phase majeure de compression WNW Plis P2 et charriages avec extension parallèle à la chaîne. Développement des schistosités S2 et S3.	Phase ppale Compression WNW Duplex verg.W Plis P1 Pas d'extension parallèle à la chaîne	Dévpt struct. NW-SE Extension parallèle à la chaîne Une rampe latérale ?	
D 2	Inversion des massifs cristallins externes.	Inversion du bassin conduisant à des plis P1 couchés et associés à la schistosité S1. *Développement d'un bassin en trans-tension.*			Charriage du Subbriançonnais sur les zones plus externes. Plis P1 (?) redressant les chevauchements
D 1	*Extension NW-SE*	*Extension NW-SE*	*Extension NW-SE*		*Extension NW-SE*

Tableau I-3: Evolution structurale des zones externes, penniques frontales et subbriançonnaise d'après Spencer (1992).

I - 2d Structure des domaines en position plus interne que la ZHB

Détraz (1984) et Détraz & Loubat (1984) ont étudié les gneiss du Sapey dans lequel ils reconnaissent un socle anté-houiller qu'ils interprètent comme étant charrié sur les terrains stéphano-permiens de la ZHB avant le dépôt des formations néopermiennes.

L'hypothèse du "métasomatisme *in situ*" d'Ellenberger (1963) est totalement infirmée et les gneiss du Sapey apparaissent donc comme un socle sans aucune liaison génétique avec l'orogenèse alpine.

Caby (1992) a essentiellement travaillé sur la bordure orientale de la ZHB au Nord (région du Petit Saint Bernard) et au Sud (Massif des Rois Mages) de notre zone d'étude. Il interprète les plis à vergence est comme des plis précoces, d'âge post-éocène et qui seraient dus à un événement collisionnel après une phase de subduction sur un plan de Bénioff à pendage ouest. Ce dernier point est argumenté par l'attitude à pendage ouest du contact entre les zones briançonnaise et piémontaise. L'exhumation des massifs cristallins internes tels que le massif du Grand Paradis serait alors contemporaine de l'écaillage vers l'Est ce qui va à l'encontre des travaux de Merle & Ballèvre (1992) et de l'image sismique de la chaîne alpine (Bayer *et al.*, 1987 pour les premiers résultats, voir § I-1 pour les détails).

Au Nord de la vallée de Belleville, Baudin (1987) a décrit les structures du Massif du Ruitor. A l'Est, Platt & Lister (1985a et b) ont étudié le massif de la Vanoise. Ces massifs appartiennent à l'ensemble des nappes penniques. D'après Trümpy (1975), Milnes (1978) et d'autres encore (voir citations dans Baudin, 1987), les terrains penniques se sont formés pendant la subduction et la fermeture de l'océan piémontais à la fin du Crétacé - début de l'Eocène et se sont mis en place comme des nappes allochtones à l'Oligocène (Frisch, 1979). Comme résultat de la subduction, la majeure partie des roches penniques montrent des assemblages minéralogiques associés à un métamorphisme HP/BT éoalpin (Ernst, 1973; Frey *et al.*, 1974; Desmons 1977). Le domaine briançonnais *s.s.* reste, à l'Eoalpin, en bordure de la marge européenne dont il est séparé par les fosses valaisanes et subbriançonnaises. Sa subduction sous la plaque adriatique n'est donc que plus tardive et les minéraux du métamorphisme HP/BT donnent des âges plus récents que pour le pennique oriental.

Platt & Lister (1985b) ont travaillé sur les schistes de l'Arpont qui sont formés de roches métasédimentaires et métabasiques et correspondent au socle anté-Permien de la

couverture d'âge permien à éocène (Ellenberger, 1958; Raoult, 1980). Le massif du Ruitor (Baudin, 1987) appartient au Briançonnais *s.s.*. Il est considéré comme le socle de la ZHB. Malgré les différences évoquées ci-dessus entre terrains briançonnais *s.s.* et pennique oriental, Platt & Lister (1985b), Baudin (1987) et Platt *et al.* (1989) s'accordent sur la définition de trois événements tectoniques majeurs (Fig. I-11).

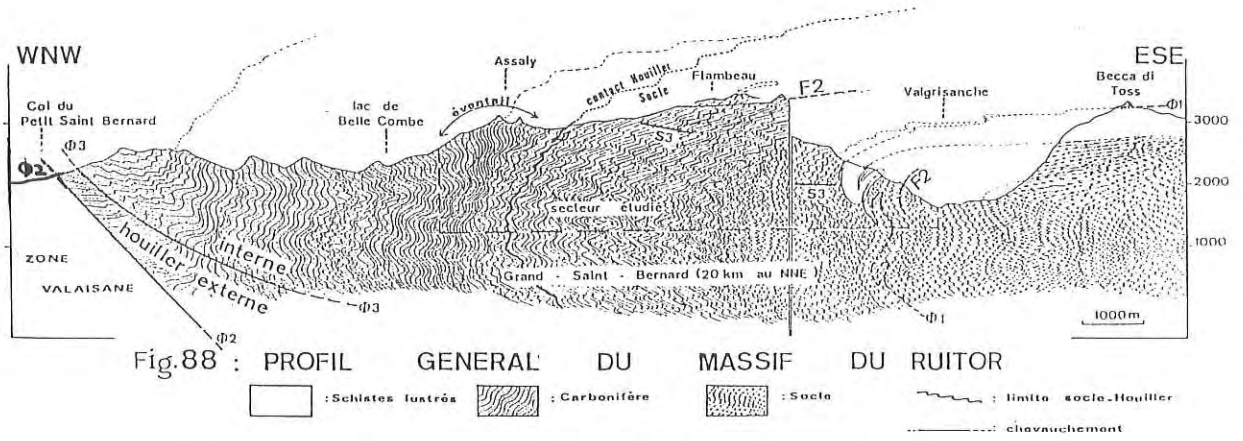


Fig. I-11: Profil général du massif du Ruitor selon Baudin (1987) mettant en évidence trois événements tectoniques majeurs.

D1: cet événement est enregistré par la présence d'une schistosité S1 précoce subhorizontale originellement et associée à une linéation L1 orientée à N110-N140. La schistosité S1 a été ultérieurement reprise et bien souvent transposée si bien qu'elle est difficilement reconnue structuralement. Par contre, elle est parfaitement caractérisées par la paragenèse métamorphique HP/BT à glaucophane, phengite, clinozoïsite, épidote et grenat ou à chloritoïde, phengite, clinozoïsite et glaucophane dans le Ruitor. Aucun pli n'a été observé. La linéation L1 est une linéation minérale à glaucophane et plus rarement à chloritoïde. Cependant, Platt & Lister (1985b) et Baudin (1987) ont observé du glaucophane en rosette dans la schistosité S1. Ceci pose un problème quant aux relations de chronologie relative du métamorphisme HP/BT et de la déformation D1. Il semble que le métamorphisme soit syn- (linéation à glaucophane) à post- (glaucophane en rosette) déformation D1. Quoi qu'il en soit, la déformation D1 est en relation avec la phase initiale de subduction responsable de l'enfouissement du Ruitor et de la Vanoise

dans des conditions de métamorphisme HP/BT. La déformation D1 est donc une conséquence de la subduction et peut correspondre à un écaillage précoce à vergence vers le NW, sans déformation plicative.

D2: l'épisode de déformation D2 est l'événement le plus intense enregistré par le Massif du Ruitor (Baudin, 1987). Développé aussi en Vanoise (Platt & Lister, 1985a et b), il est caractérisé par une déformation plicative importante associée au développement d'une schistosité (plan axial des plis P2) qui transpose la S1 et les structures anté-alpines. Le plissement P2 est isoclinal avec une vergence vers l'W-NW dans le Ruitor et vers le Nord en Vanoise. L'événement D2 est associé à un métamorphisme de faciès schistes verts. La S2 à l'origine subhorizontale (Milnes 1974) montre des caractères évoluant d'une schistosité de crénulation à une schistosité très pénétrative selon l'intensité de D2. Elle est associée à une linéation L2, orientée N100-110 dans le Ruitor et E-W en Vanoise où elle est parallèle aux axes de plis.

D3a: dans le massif du Ruitor (Baudin, 1987), il s'agit encore d'un événement plicatif de grande ampleur. Les plis P3 sont pluri-kilométriques et caractérisés par une schistosité de crénulation S3, en plan axial. Les plis P3 sont parfois serrés mais jamais isoclinaux et ils peuvent aussi correspondre à de simples ondulations. Ils sont responsables de la dispersion de la S2 selon un éventail identique à celui décrit au § I-3 au niveau du col des Encombres (partie occidentale de la ZHB) et déjà observé mais non interprété par Fabre (1961). La direction axiale des P3 est statistiquement à N50, parallèle à la direction de la chaîne. Les plis mégascopiques sont associés à des plis d'entraînement qui indiquent une vergence vers le NW. La déformation D3 ne correspond donc pas, dans le massif du Ruitor, à des structures en retour ou à des rétrocharriages comme c'est le cas pour la Vanoise (Platt & Lister, 1985b; Platt *et al.*, 1989, voir ci-après). Sur l'événement D3a, se surimposent des structures d'ECC (extension crenulation cleavage) définies par Platt & Vissers (1980). Il s'agit d'une famille de fractures, essentiellement dans des micaschistes phylliteux, inclinées de 20 à 50° vers l'W-NW. Les ECC sont postérieures aux dernières recristallisation d'albite et

montrent un mouvement vers l'Ouest. Baudin (1987) les interprète comme étant des structures de D3a activées après blocage de la déformation plicative. Tardivement, l'édifice est repris par un dernier événement qui correspond à une phase de déformation très fruste. Les structures développées sont quelques rarissimes plis, toujours macroscopiques et associés à une schistosité de crénulation verticale et orientée WNW-ESE. Cet événement tardif est responsable des grandes ondulations et de la voussure du massif du Ruitor.

D3b: En Vanoise, Platt & Lister (1985b) décrivent des plis P3 dont les axes sont orientés WSW et dont la vergence est vers le SSE. Ils sont interprétés comme étant associés à des mouvements chevauchants, globalement vers l'Est. Ces plis correspondent aux plis en retour décrits à l'échelle de la chaîne alpine en France et en Suisse (Debelmas, 1976; Milnes *et al.*, 1981). Cependant, les rétrocharriages de Vanoise sont postérieurs à l'événement D3a de Baudin puisqu'ils sont postérieurs à toute recristallisation minérale alors que l'événement D3a s'accompagne, en faciès schistes verts, d'une recristallisation d'albite. Quant aux ECC, Platt & Lister (1985b) décrivent des structures du même type mais avec un pendage et un sens de mouvement vers l'Est. Par ailleurs, les ECC de Vanoise sont clairement en liaison avec les rétrocharriages (Platt & Lister, 1985b; Dondey, 1986).

D'un point de vue cinématique, à l'échelle de la chaîne, Platt *et al.* (1989) étendent leurs interprétations au massif d'Ambin et à l'Ubaye (nappe du flysch à Helminthoïdes). Ils interprètent les événements D1 et D2 comme les phases de mise en place des nappes penniques avec un charriage précoce sur tout le domaine briançonnais *s.s.* Le charriage se serait fait parallèlement ou avec un angle très faible par rapport au plan de stratification initial. Cependant, le problème soulevé par la croissance en rosette de certains prismes de glaucophane (Baudin, 1987; Platt & Lister, 1985b) qui sont par ailleurs déformés ultérieurement et parallélisés à la linéation d'étirement pendant la croissance des amphiboles bleues, semblent indiquer que les mouvements de mise en place des nappes penniques s'est fait en trois étapes (Platt *et al.*, 1989): (1) sous-

charriage (D1) du briançonnais *s.s.* sous les nappes penniques orientales en condition fragile, (2) arrêt du sous-charriage et croissance du glaucophane en rosette par réajustement (augmentation) de la température et de la pression (métamorphisme HP/BT) en condition isotrope et (3) phase de déformation ductile (D2) aboutissant à la fermeture des plis, au développement de la schistosité régionale et de la linéation L2. Avec un tel schéma, la déformation ductile est indépendante dans le temps des chevauchements (Platt *et al.*, 1989). Les événements D1 et D2 correspondent alors à la mise en place des nappes par charriage vers l'extérieur de la chaîne. Pour l'événement D3, l'interprétation est moins claire. Pour les massifs de Vanoise et d'Ambin, Platt & Lister (1985b) et Platt *et al.* (1989) interprètent D3 comme un événement rétro-chevauchant à vergence est qui reprend les surfaces de charriages précoces (D1) et les structures ductiles de D2. De la même manière, en Ubaye, les contacts entre la nappe des flyschs à Helminthoïdes et la couverture subbriançonnaise sont des rétrocharriages. Par contre, le problème subsiste dans le massif du Ruitor (Baudin, 1987) où aucun sens de cisaillement ne correspond à un événement de rétrocharriage. Les plis P3 sont clairement à vergence externe. Par ailleurs, les plis d'entraînement sur les flancs des P3 majeurs ressemblent aux microstructures associées aux plis en retour de Vanoise, si l'on excepte la vergence. Ceci fait que les P3 du Ruitor peuvent être soit conjugués avec les rétrocharriages, soit plus tardifs (Baudin, 1987).

L'opposition entre les vergences des événements D3 (à priori synchrones ou légèrement décalé dans le temps) de Vanoise-Ambin-Ubaye (Platt & Lister, 1985a et b; Platt *et al.*, 1989) et du massif du Ruitor (Baudin, 1987) vient peut-être de la position plus externe de ce dernier. Il est à noter dès à présent que, pour la zone d'étude de ce mémoire, en position plus externe que le massif du Ruitor, la vergence des structures associées à l'événement D3 est vers l'extérieur de la chaîne et aucun critère semblant indiquer des mouvements vers l'intérieur n'a pu être observé (voir § I-3 et I-4).

I - 3 LA ZONE HOUILLERE: STRUCTURE ET PREMIERS ELEMENTS DE MODELE CINEMATIQUE.

Cette partie a fait l'objet de deux contributions.

(1) La première, réalisée après le premier été de travaux de terrains a été publiée dans les "Quaderni de geologica alpina et quaternaria" et montre une image de la ZHB un peu faussée par le fait que nous n'avions pas à l'époque reconnu la schistosité S1 qui ne se développe que dans des bandes parallèles à la stratification.

(2) La seconde contribution est publiée dans les Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris). Depuis la soumission de cet article, des observations complémentaires réalisées aux abords du col des Encombres pendant l'été 1995 ont montré qu'il y a bien une discontinuité nette dans l'intensité de la déformation et peut-être le degré de métamorphisme entre l'unité des Encombres et le reste de la ZHB. Par ailleurs, cette unité s'enrichit vers l'Ouest d'une série d'âge carbonifère (probablement stéphanien) qui se termine en biseau, coté Maurienne, sous le col des Encombres (Perronet des Encombres). Toutes les structures plicatives observées dans ces terrains ont une vergence apparente vers l'Ouest.

Ces deux contributions sont le résultat des travaux de terrains aboutissant à un modèle d'évolution de la ZHB entre les vallées de l'Arc (Maurienne) et de l'Isère (Tarentaise). Les vergences actuellement observables des structures ont été déduites des relations angulaires entre les surfaces tectoniques et/ou stratigraphiques et les polarités de dépôt. Ces dernières ne sont déterminées avec certitude que par l'observation de stratifications entrecroisées ou de chenaux. En effet, l'énergie de dépôt des sédiments détritiques de la ZHB rend très dangereux l'utilisation des granoclassements ou des figures de charges qui bien souvent nous ont donné des polarités stratigraphiques inversées. La difficulté d'obtenir des critères fiables a déjà été souligné par Fabre *et al.* (1982) et Caby (1963) décrit des granoclassements associés à des figures de charges qui indiquent des polarités contraires.

Aillères, L., Bertrand, J.M., Macaudière, J. & Champenois, M., 1994. Interpretation of seismic data using finite strain in the "Zone Houillère Briançonnaise" (French Alps). In Montrasio, A. & Sciesa, E. (Eds), Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, 2, 19-24.

Proceedings of Symposium 'CROP - Alpi Centrali', Sondrio 20-22 October 1993. A. Montrasio & E. Sciesa Editors
Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria (1994), vol. 2, 19-24 ISBN 88-86596-00-6

Interpretation of seismic data using finite strain in the «Zone Houillère Briançonnaise» (French Alps)

L. AILLÈRES*, J.M. BERTRAND*, J. MACAUDIÈRE*/** & M. CHAMPENOIS*

* C.R.P.G. - C.N.R.S., 15 rue N-D des Pauvres, BP 20, 54501 Vandoeuvre lès Nancy, France.
** E.N.S.G., 94 ave De Lattre De Tassigny, BP 452, 54000 Nancy, France.

Abstract. Deep seismic data, paleogeographic reconstruction and tectonostratigraphic modelling, all indicate that the Pennine Front is a major lithospheric structure in the western Alps, separating external and internal domains. In France, its seismic signature is quite complex and shows a crossed pattern just below the "Zone Houillère Briançonnaise" (ZHB), the interpretation of which has not been obvious. This paper presents new structural data and a cross-section from the "vallée des Bellevilles" which differ from those previously proposed. Structural data and preliminary finite strain maps are used to interpret the geometry of the ECORS seismic reflectors and to propose a kinematic interpretation of the Pennine Front in the north of French Alps.

Riassunto. In accordo con differenti autori e con diversi metodi di studio (dati sismici profondi, ricostruzioni paleogeografiche, modelli tectonostratigrafici), il fronte Penninico appare come una struttura litosferica importante delle Alpi occidentali, che separa le unità esterne da quelle interne. In Francia la sua immagine sismica é abbastanza complessa e mostra sotto la "Zone Houillère Briançonnaise" (ZHB) un caratteristico incrocio di riflettori la cui interpretazione non é facile. Questo lavoro presenta nuovi dati strutturali della "vallée des Bellevilles" e una sezione parzialmente differente da quelle sinora proposte. Dati strutturali e carte preliminari dello strain finito sono utilizzati per discutere il significato della geometria e della cinematica associate alle riflessioni sismiche ECORS.

1. Introduction

The recent seismic profile (ECORS - CROP traverse, NICOLAS *et al.*, 1990) under the Vanoise region shows a crossed pattern of westward and eastward dipping reflectors, east of the Pennine Front (PF), which interrupts the continuity of this front at depth. The interpretation of this pattern is not straightforward and has led to several different large-scale models, none of which account for all major reflectors (BAYER *et al.*, 1987; NICOLAS *et al.*, 1990). In detail, the seismic signature of the PF shows two parallel bands of high intensity reflectors, the westernmost being related to the PF and the easternmost corresponding to the Briançonnais Front (MUGNIER *et al.*, 1993). According to MUGNIER *et al.* (1993), the Briançonnais Front (BF) lies under the "Briançonnais" units, whose westernmost part corresponds to the "Zone Houillère Briançonnaise" (ZHB). Preliminary finite strain measurements in the ZHB, between the Arc River and the Isere River ("vallée des Bellevilles", Fig. 1), have shown oblique patterns of strain intensity with respect to NS-trending previously mapped structures (FABRE *et al.*, 1958) and a gradient from prolate to slightly oblate ellipsoids. The location of the studied area on top of the BF makes it interesting to consider at map scale if the finite strain pattern above a major tectonic contact can be useful in interpreting the observed seismic patterns.

Furthermore, it became rapidly obvious that published geological cross-sections were useless (DEBELMAS, 1988) and that a more detailed structural survey was necessary. Preliminary results from this study also cast doubt on existing stratigraphic correlations (FABRE *et al.*, 1958) in the "vallée des Bellevilles". The aim of this paper is to show that mapping and measurements of finite strain, together with micro-

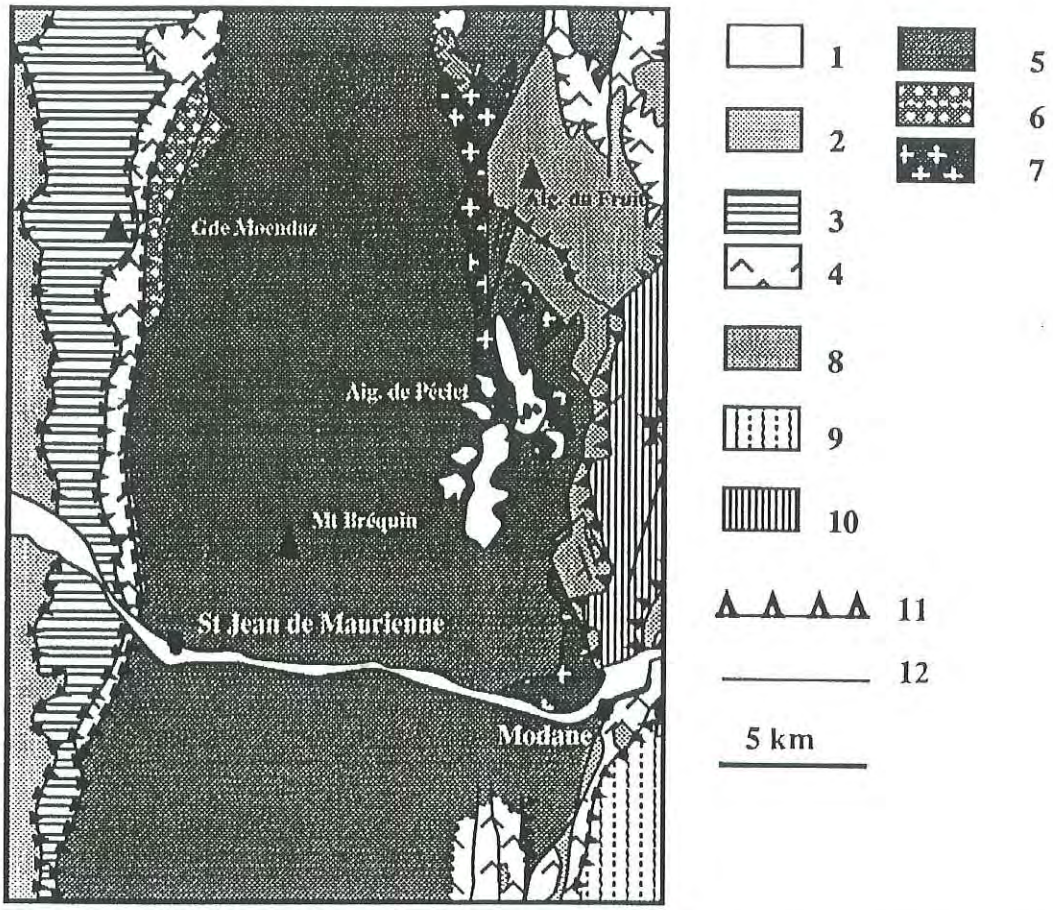


Fig. 1: Schematic structural map showing (1) Quaternary deposits, (2) "Ultradauphinois" zone, (3) "Subbriançonnais" zone. (4) gypsum outcrops between "Briançonnais" and "Subbriançonnais" domain to the west and at the bottom of the "schistes lustrés" nappe to the east, (5) ZHB (6) ZHB cover (7) Sapey gneisses, (8) Mesozoic cover of the Vanoise-Ambin zone, (9) "schistes lustrés" nappe (10) Chasseforêt basement, (11) thrusts and (12) undetermined tectonic contacts. (Modified from DEBELMAS, 1988).

Fig. 1: Carta strutturale schematica che mostra (1) depositi Quaternari, (2) zona Ultradelfinese, (3) zona Subbrianzonese. (4) affioramenti di gesso entro i domini Brianzonese e Subbrianzonese ad occidente e alla base della falda "Schistes lustrés" ad oriente, (5) ZHB, (6) copertura della ZHB, (7) gneiss del Sapey, (8) copertura Mesozoica della zona Vanoise-Ambin, (9) falda "Schistes lustrés", (10) basamento di Chasseforêt, (11) accavallamenti e (12) contatti tectonici indeterminati (modificato di DEBELMAS, 1988).

structural analysis in the field, may provide insights on the geometry at depth and may explain the high intensity of seismic reflectors located just below the ZHB.

2. Geological and tectonic setting

The study area is located in the French Alps, across the divide between the Tarentaise and Maurienne valleys (Fig. 1). It includes a complete section of the ZHB, from the BF in the west to the contact with the Sapey gneisses in the east. On its west side, the ZHB is separated from the "Subbriançonnais" domain (here represented by the Grande Moendaz unit) by the BF, the latter domain being in turn separated from the external domains ("Dauphinois" = Helvetic) by the PF (MUGNIER *et al.*, 1993). On our section, the most external part of the Pennine realm, the Valaisan domain, is lacking and is relayed by the "Subbriançonnais" (ANTOINE, 1972). If, according to recent work in Switzerland (STAMPFLI, 1993; SCHMID *et al.*, 1990), the "Valaisan" domain represents a paleo-oceanic domain, then the PF should correspond to a major alpine suture.

The two main tectonic fronts (PF and BF) show a similar seismic signature, i.e. two bands of high intensity reflectors dipping about 30° to the east, but, in the Belleville valley, the apparent dip of the BF is higher than 45° to the east (about 20 km south of the seismic profile). The westernmost and most external front (PF) does not have a marked topographic expression. It separates "Valaisan" and/or "Subbriançonnais" units from the parautochtonous "Dauphinois" domain, which rests on the external crystalline massifs, that is Variscan basement of the european plate. The PF itself is difficult to locate on the field because of lithological similarities between "Dauphinois" and "Subbriançonnais" formations. Several gypsum-outlined tectonic

contacts are possible candidates for the location of the main PF.

The trace of the easternmost front (BF) is marked by deep and steep valleys and is delineated by large gypsum outcrops. It may also correspond to a still active tectonic zone, as suggested by its morphology. The ubiquitous presence of gypsum (and/or anhydrite) along both fronts makes the direct determination of their kinematics very difficult. The kinematics can only be reconstructed by comparing the geometry of structures on both sides or by analysing small-scale secondary faults associated with the fronts. For the "Subbriançonnais" domain, SPENCER (1992) has determined a W-NW oriented transport direction from finite strain measurements on syntectonic fibres. Preliminary results concerning the the ZHB, east of the BF are shown here. Within the ZHB itself, several units can be distinguished on the basis of their very different structural behaviour. Except for the westernmost unit (see below), they are separated by thin zones of strongly schistose black shales parallel to the S1 schistosity (Fig. 2). The S1 regional schistosity is well developed and dips gently to the west, as seen on the schematic cross-section of Figure 2.

Above the "Subbriançonnais" units, three different tectonic units have been distinguished from west to east:

(1) The "Encombres" unit, in the westernmost part of the section, lies on the top of the BF which is outlined by "cargneule" and gypsum. This unit dominantly consists of arkoses and green to violet schists of assumed Permian age. It is characterized by a strong schistosity with an average eastward dip of 45°, parallel to the apparent dip of the BF. Its faulted contact with the overlying "La Masse" unit is outlined toward the north by lenses of Mesozoic formations with "Briançonnais" affinities (possibly equivalent to the "Faisceau de Salins" further north).

(2) The "La Masse" unit is characterized by a well-developed, gently westward dipping schistosity (S1) locally perturbed by hectometric F2 folds. S1 is characterized by flattened quartz pebbles and is locally refolded by F2 folds. These folds show N-S subhorizontal axes and westward dipping axial planes in the western part of the unit, while in the eastern part, the axes trend about N150°. F2 folds also show a S2

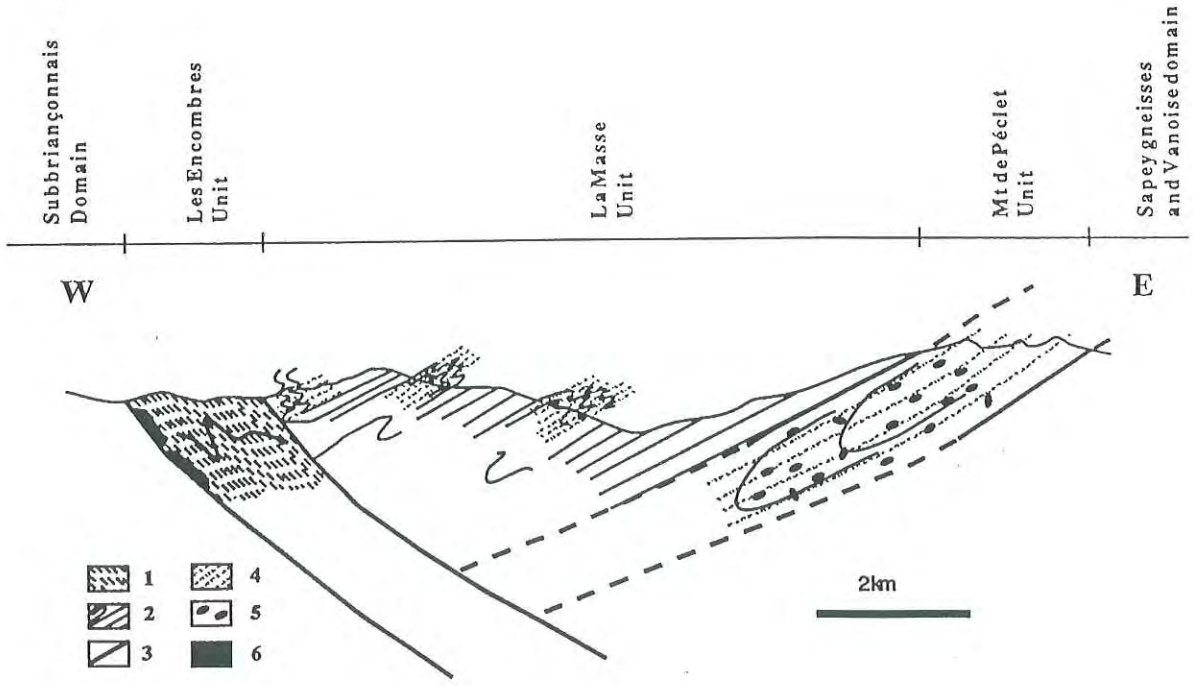


Fig. 2: Schematic cross-section of the ZHB from the BF to the Sapey gneisses. The "Mt de Péclet" consists of megaconglomeratic rocks, with pebbles showing an apparently isotropic fabric. (1) schistosity S_n in "Les Encombres" unit, (2) surface S_{n-1} in "Les Encombres" unit, (3) S1, (4) S2, (5) megaconglomeratic unit and (6) gypsum outcrops.

Fig. 2: Sezione schematica della ZHB dal BF fino agli gneiss del Sapey. Il "Mt de Péclet" é costituito da megaconglomerati. con ciottoli che mostrano un fabric isotropo apparente. (1) scistosità S_n nell'unità "Les Encombres", (2) superficie S_{n-1} nell'unità "Les Encombres", (3) S1, (4) S2, (5) unità megaconglomeratica, (6) gessi.

axial plane schistosity, which is nearly coplanar with S1 in the limbs of F2 folds when it exists and clearly cross-cuts the quartz pebbles in the fold hinges. In most cases, the observed regional schistosity may represent a combination of S1 and S2 parallel schistosities. However, large bodies of rock, the extent of which are unknown, clearly lack the S2 schistosity. F1 decametric folds have been recognized in many places (S0/S1 relationship, quartz pebbles flattened in the axial planes), and a faint EW intersection lineation is interpreted as representing L1.

(3) The "Mont de Péclet" unit shows a kilometre-scale F2 fold in the coarse-grained conglomeratic and green-violet schist formation ("assise de Courchevel" = Stephano-Permian, FABRE 1961). Axial planes dip westward while fold axes trend N150° and are subhorizontal. This unit lies on the Sapey gneisses either tectonically (DETRAZ, 1984) or stratigraphically ("Mont du Vallon" region). The significance of this eastern contact is still obscure. It may have initially been sedimentary but was probably reactivated during early-Eocene to Oligocene deformation (PLATT *et al.* 1989).

3. Finite strain measurement and maps

3.1 Finite strain determination techniques

All the measured samples are from sandstone or micro-conglomerate units. They were cut parallel to the three principal planes of strain, defined with respect to S1 because S2 seems to be only developed in the F2 fold hinges: (1) XY parallel to S1, (2) XZ parallel to the faint lineation and perpendicular to S1 and (3) YZ perpendicular to S1 and to the lineation. In each plane, oriented thin sections were cut and from these sections, finite strain ellipses determined using quartz grains as strain markers. The axial ratios in each plane (R_{XY}, R_{XZ}, R_{YZ}) and the orientation of the ellipses have been calculated.

The "Féret" diameter method (LAPIQUE *et al.*, 1988) is used for determination of the finite strain ellipses. This method is based on grain-shape analysis and requires a record of the whole boundary of the quartz grains. This information is obtained using image analysis techniques on numeric images from thin sections of the micro-conglomerates (AILLERES *et al.*, in press).

Figure 3 shows a plot of the finite strain data on a Flinn diagram (FLINN, 1962).

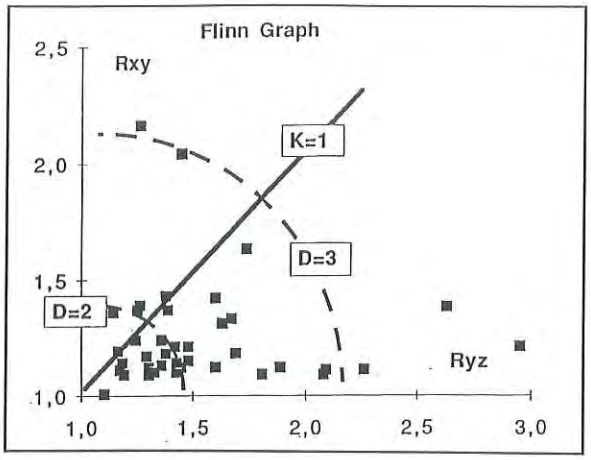


Fig. 3: FLINN plot (1962). K is the Flinn parameter and D is the intensity of strain.
Fig. 3: Grafico FLINN (1962). K é il parametro Flinn e D é la intensità dello strain.

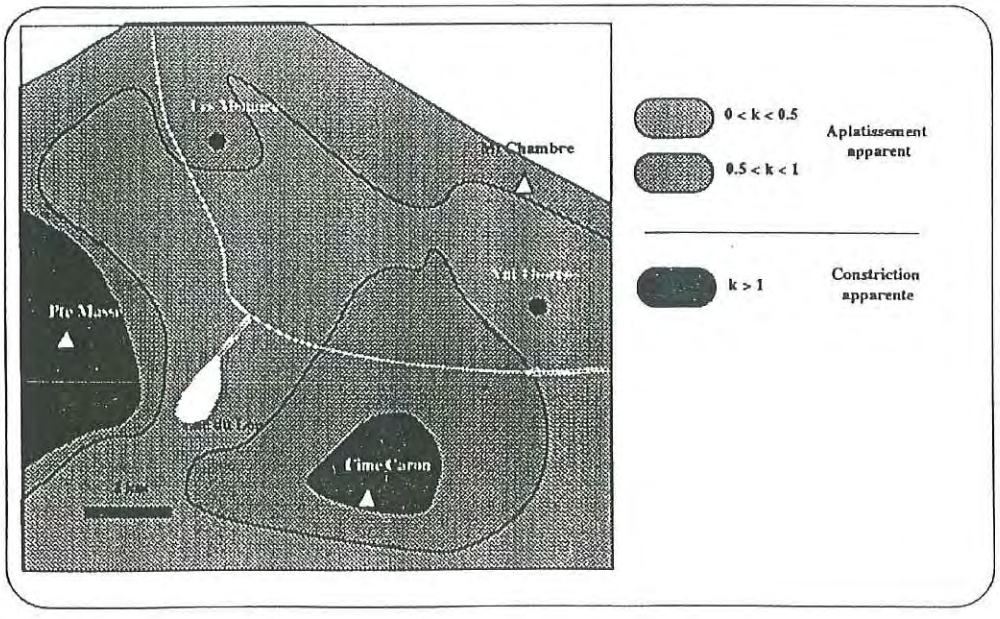


Fig. 4: Map of K Flinn parameter including the "La Masse" and "Mt de Péclet" units.
Fig. 4: Carta del parametro K-Flinn con le unità "La Masse" e "Mt de Péclet".

Most of the data plot in the field of apparent flattening (RAMSAY, 1973). RAMSAY (1967) defined a measure of the intensity of finite strain as $D = \sqrt{R_{xy}^2 + R_{yz}^2}$ This parameter has rather low values for all the samples, even for those very close to the BF (Fig. 5). As we have measured the flattened quartz pebbles lying in the S1 schistosity, this result is consistent with those of PLATT *et al.* (1989) concerning the low intensity of the early-Eocene deformation.

3.2 Maps of finite strain

These maps are only preliminary since the sampling is still too scattered and our network still has many gaps. The preliminary trends presented here have to be confirmed.

The map of K-Flinn parameter (Fig. 4) shows a wide area where apparent flattening predominates while apparent constriction is only restricted to two narrow zones. Apparent constriction is generally linked to a stretching lineation, but such a lineation has never been seen in the field, even close to the BF. Actually, the apparent constriction appears to be directly related to F2 fold hinges, where the quartz pebbles previously flattened by S1 are cross-cut and redeformed by S2, to give them a mullionned shape. The map of K-Flinn parameter thus outlines the major hinges of F2 folds. Two such hinge areas were located: (1) close to the La Masse summit, showing a N-S trend which corresponds to the measured direction of the fold in the field, and (2) in a small area around the Caron summit corresponding to the intersection of the hinge of a large F2 fold with the topography.Elsewhere, apparent flattening predominates, corresponding to zones where S1 and S2 are nearly parallel. The F2 fold axes determined using this map are well correlated with the measurements made in the field.

The X axes of the finite strain ellipses are nearly horizontal and their trends show no clear preferred orientation, as might be expected for strain ellipsoids in the apparent flattening field.

The map of the intensity of finite strain (Fig. 5) is not yet related to structural features in the field. It could correspond either to zones where a particular lithology allowed easier deformation or to tectonic contacts not yet recognized.

4. Discussion and conclusion

Results from finite strain analysis and structural observations suggest that the internal structure of the ZHB is completely unrelated to the BF structures. Within the ZHB, the large scale structures, resulting from superimposed folding, show gently westward-dipping schistosities (S_1 and S_2) and present flat lying XY planes (related to S_2) as confirmed by our finite strain analysis. Structural features observed in the ZHB are geometrically similar to those of the Vanoise adomain (PLATT *et al.*, 1989).

Our structural section show a better agreement with seismic data than previously proposed sections. The well-defined, west dipping reflectors are interpreted as related to west dipping contacts within the ZHB, *i.e.* the contact between "La Masse" and "Mont de Péclet" units and perhaps the tectonic contact between the ZHB

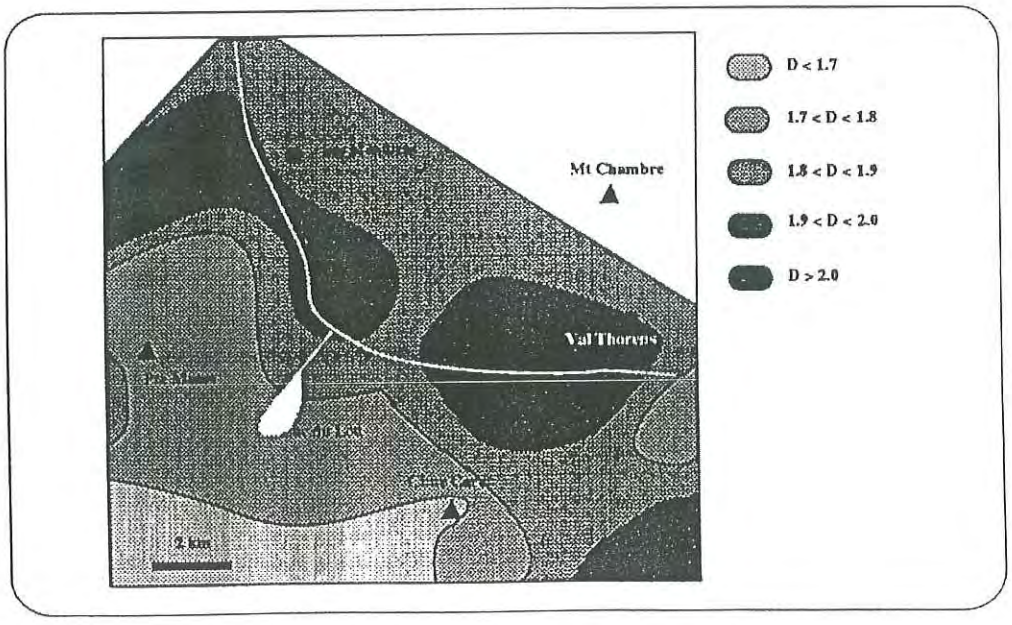


Fig. 5: Map of the intensity of finite strain.
Fig. 5: Carta della intensità dello strain finito.

and the external units of the Vanoise. The two narrow bands of east dipping reflectors are clearly related to the PF and BF (BAYER, 1987; NICOLAS, 1990; MUGNIER, 1993). They are locally outlined by a narrow zone showing an east dipping schistosity, here the "Les Encombres" unit, the relative age of which relative to S1 and S2 in the ZHB and its tectonic significance being still unknown.

Thus, the ZHB structures are sharply crosscut by the earstward-dipping BF and the overlying "Les Encombres" unit and the two domains show orthogonal relationships. This geometry suggests that the BF corresponds to a late structure with respect to the main deformation history of the ZHB and Vanoise domains.

The age and kinematics of this contact are still unknown as no direct kinematic observation may have been done so far in the brecciated and "cargneule"-invaded faulted contacts. One of the simplest interpretation, at this stage of our study is to assume a normal fault movement, moving the ZHB downward, as suggested by the observed general geometry of the contact (Fig. 2). Such an hypothesis has now to be constrained by small-scale field observations. Similar evidences for late extension along the Pennine Front are given by SEWARD & MANCKTELOW (1993, and in prep.) in the prolongation of the Simplon fault zone. The present attitude of the BF may then be the result of a late tilting of the whole crust, possibly related to the uplift of the External Crystalline Massives, which induced the steepening and reactivation of previously shallow-dipping earlier tectonic contacts such as the BF and PF.

Acknowledgments. We thank G. Giuliani for the translation of the abstract and the captions into italian, the CNRS for its financial support, and an anonymous reviewer who helped to clarify text and preliminary interpretations.

References

AILLERES L., CHAMPENOIS M., MACAUDIERE J. & BERTRAND J.M. (in press): *Use of Image Analysis in the Measurement of Finite Strain by the normalized Fry method: geological implications for the "Zone Houillère" (Briançonnais zone, French Alps).* Mineral. Mag.

ANTOINE P. (1972): *Le domaine pennique externe entre Bourg Saint Maurice (Savoie) et la frontière franco-italienne.* Géologie alpine, **48**, 5-40.

BAYER R., CAZES M., DAL PIAZ G.V., DAMOTTE B., ELTER G., GOSSO G., HIRN A., LANZA R., LOMBARDO B., MUGNIER J.L., NICOLAS A., NICOLICH R., POLINO R., ROURE F., SACCHI R., SCARASCIA S., TABACCO I., TAPPONNIER P., TARDY M., TAYLOR M., THOUVENOT F., TORREILLES G. & VILLIEN A. (1987): *Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique reflexion verticale (Programme ECORS-CROP).* C. R. Acad. Sc. Paris, Série II, **305**, 1461-1470.

DEBELMAS J. (1988): *Carte géologique de la France 1/50000, feuille de Modane,* Ed. BRGM.

DETRAZ G. (1984): *Etude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Péclet-Polset (Alpes de Savoie).* Th. Université de Grenoble, 163p.

FABRE J. (1961): *Contribution à l'étude de la zone Houillère Briançonnaise en Maurienne et Tarentaise (Alpes de Savoie),* Mémoire BRGM.

FABRE J., FEYS R. & GREBER C. (1958): *Carte Géologique Interprétative de la Zone Houillère.*

FLINN D. (1962): *On folding during 3-D progressive deformation.* Quarterly Journal of the Geological Society of London, **118**, 385-428.

LAPIQUE F., CHAMPENOIS M. & CHEILLETZ A. (1988): *Un analyseur vidéographique interactif: description et applications.* Bull. Mineral., **18**, 1387-1393.

MUGNIER J.L., LOUBAT H. & CANNIC S. (1993): *Correlation of seismic images and geology at the boundary between internal and external domains of the western alps.* Bulletin de la Société Géologique de France, **5**, 697-708.

NICOLAS A., HIRN A., NICOLICH R., POLINO R. & ECORS-CROP WORKING GROUP (1990): *Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse.* Geology, **18**, 587-590.

PLATT J.P., LISTER G.S., CUNNINGHAM P., WESTON P., PEEL F., BAUDIN T., & DONDEY H. (1989): *Thrusting and backthrusting in the Briançonnais domain of the western Alps.* In Coward, M.P., Dietrich, D., and Park, R.G.(eds.), 1989, Alpine Tectonics. Geological Society Special Publication. **45**, 135-152.

RAMSAY J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks.* Mc Graw Hill, New York, 568p.

RAMSAY J.G. & WOOD D.S. (1973): *The geometric effects of volume change during deformation processes.* Tectonophysics, **16**, 263-277.

SEWARD D. & MANCKTELOW N. (1993): *The continuation of the Rhone-Simplon Line in the Mt Blanc region based on fission track dating.* Terra nova. **5**, p.246.

SEWARD D. & MANCKTELOW N. (in prep) submitted to Geology.

SCHMID S.M., RUECK P. & SCHEURS G. (1990): *The significance of the Schams nappe for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Pennine zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland).* Mém. Soc. géol. Fr., **156**, 263-287.

SPENCER S. (1992): *A kinematic analysis incorporating incremental strain data for the Frontal Pennine Zones of the western French Alps.* Tectonophysics, **206**, 285-305.

STAMPFLI G.M. (1993): *The Brianconnais, Exotic Terrane in the Alps?* Eclogae Geol. Helv., **86**, 1-45.

Received 23 February 1994
Accepted 25 July 1994

Aillères, L., Bertrand, J.M., Macaudière, J. & Champenois, M., 1995, Structure de la Zone Houillère Briançonnaise (Alpes françaises), tectonique néoalpine et conséquences sur l'interprétation des Zones Penniques Frontales. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 321, 247-254.

C.R. Acad. Sci. Paris,
t. 321, série II *a*,
p. 247 à 254,
1995

Structure de la Zone Houillère Briançonnaise (Alpes françaises), tectonique néoalpine et conséquences sur l'interprétation des Zones Penniques Frontales

Laurent Aillères, Jean-Michel Bertrand, Jean Macaudière et Michel Champenois

L. A., J.-M. B., J. M. et M. C. :
Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CNRS),
BP n° 20, 54501 Vandœuvre, France ;

J. M. : Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy (INPL),
BP n° 452, 54001 Nancy, France.

Résumé Le profil ECORS-Alpes montre, à l'aplomb de la Zone Houillère Briançonnaise (ZHB), deux ensembles de réflecteurs à pendages opposés, plongeant vers l'Ouest à l'Est et vers l'Est à l'Ouest. De nouvelles données structurales issues de la Vallée des Belleville permettent de dresser un modèle cinématique de la ZHB, qui remet en cause l'interprétation actuelle de ces réflecteurs et notamment de leur lien éventuel avec les Fronts Briançonnais (FB) et Pennique (FP). Les accidents associés jusqu'ici aux deux bandes de réflecteurs à pendage est et dénommés classiquement FB et FP correspondraient à des failles en extension d'âge néoalpin, plutôt qu'à des contacts tectoniques antérieurs séparant des domaines paléogéographiques.

Mots-clés : Front Pennique, Zone Houillère, Alpes françaises, Structure néoalpine.

Abstract **New structural data from the "Zone Houillère Briançonnaise" (French Alps), neoalpine Tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front**

Beneath the "Zone Houillère Briançonnaise" (ZHB), the ECORS seismic profile shows a singular crossed pattern. From new stuctural data from the "Vallée des Belleville", a new kinematic model is proposed which brings into question the classical interpretation of these reflectors. The problem is: are they related to the "Briançonnais" (BF) and Pennine Fronts (PF) or not. It appears that the so-called BF and PF, classically interpreted as corresponding to the two east-dipping bands of reflectors, are more likely related to a neoalpine extensional event than to earlier tectonic contacts,original BF and PF, which separate palaeogeographic domains.

Keywords: Pennine Front, "Zone Houillère", French Alps, Neoalpine structure.

Abridged English Version

BENEATH the "Zone Houillère Briançonnaise" (ZHB), seismic reflectors imaged by the ECORS-CROP profile show a singular crossed pattern. Reflectors form two narrow East-dipping bands in the westernmost part of the ZHB, scattered reflectors dip gently to the West beneath the ZHB and Vanoise further East (Bayer *et al.*, 1987). Such a seismic image confirms at first glance the fan structure of the ZHB previously described by Favre (1861), Ellenberger (1958) and Caby (1963, 1992). This paper presents new structural observations from the "Vallée des Belleville" (department of Savoie, France), north of the Maurienne valley (**fig. 1 A**). Schematic cross-sections (**fig. 1**) across the ZHB are proposed, which differ significantly from previous interpretations (Debelmas *et al.*,

Note

présentée par
Michel Durand-Delga.

remise le 27 mars 1995,
acceptée après révision le 12 mai 1995.

1250-8050/95/03210247 • $ 2.00 © Académie des Sciences

1988; Caby, 1992; Aillères *et al.*, 1994). These new cross-sections are also compared with available interpretations of the upper crust seismic imaging beneath the ZHB. According to Mugnier *et al.* (1993), the two bands of East-dipping reflectors are related to the "Pennine Front" (PF) for the more external band and to the "Briançonnais Front" (BF) for the more internal one. The PF corresponds to the tectonic contact separating the Subbriançonnais domain from external Alps. The BF separates the Subbriançonnais domain and the Briançonnais domain whose ZHB constitutes the most external unit. Nevertheless, at present, we prefer to call this later contact the "Les Encombres Fault" (LEF) in order to distinguish palaeogeographic limit and tectonic contact. The cross-sections presented here are located just East of the LEF and show three tectonic units (**figs. 1 and 2**) which are from West to East: the "Les Encombres" unit, the "La Masse" unit and the "Mont de Péclet" unit. These units have suffered low grade metamorphism under greenschist facies conditions. The "Les Encombres" unit is made of Permian rocks which are green to violet slates and arkoses. In places, these rocks are overlain by upward facing Triassic quartzites and dolomites. The "La Masse" unit consists of Upper Carboniferous microconglomerates and black slates which are the typical rocks of the ZHB. The "Mont de Péclet" unit is made up of the "Assise de Courchevel" (megaconglomerates and green to violet slates) described by Fabre (1961). These units have been defined from a stratigraphic point of view as described above but they also correspond to tectonic units which probably correspond to mega-units related to the D1 tectonic event (*see* below). In these units, three major tectonic events followed by a later extensional stage have been evidenced.

The D1 tectonic event (fig. 1 C) is very well evidenced in the "Mont de Péclet" unit where younger events do not mask the D1 structures. D1 event consists in thin "layers" (a few metres thick) which present a strongly penetrative S1 schistosity, separated by thick S1-undeformed layers. S1 is generally parallel to S0. The younging direction of S0 is similar in all undeformed horizons and will be discussed later. D1 corresponds to the piling up of units (**fig. 2**), the vergence of which is not well understood yet.

The D2 tectonic event (fig. 1 B and C) is the major folding and cleavage-forming event. S2 schistosity is the regional schistosity and is associated with (1) the flattening of quartz grains in the S2 planes (Aillères *et al.*, 1995) and (2) F2 folds. The present relationships between (1) S1 (parallel to S0) and S2 and (2) the younging direction (towards the East) indicate that these folds, at present, are eastward verging. Their axial planes (S2) are gently dipping to the West. Nevertheless, in the model we discuss later, it looks more likely that these folds were west-verging or were upright F2 folds but have been brought into their present position during later tectonic phases.

The D3 tectonic event (fig. 1 B) corresponds to a kilometre-scale F3 fold corresponding to the fan shape of the S2 schistosity. The hinge of this F3 fold is close to the LEF in the "Les Encombres" unit. Moreover, F3 mesoscopic folds have been evidenced, whose axes are about N20-30°. A non-penetrative S3 schistosity develops in the hinges of the folds and is generally horizontal. This complete wrapping of the S2 schistosity is responsible for the tilting of F2 folds.

The D4 tectonic event (fig. 1 B) corresponds to an extensional motion along the LEF. This normal faulting is only evidenced by the bending of the S3 planes close to the LEF. S3 planes are dipping to the East in the western part of the ZHB and to the West in the eastern part of the "La Masse" unit (**fig. 1 B**). No kinematic criterion has been observed within the mélange belt with gypsum matrix outlining the LEF.

DISCUSSION-CONCLUSION

Structural observations lead to the model described on fig. 2. A further feature questions the D3-D4 relationships: the overall pattern of folds and schistosities is complicated by mesoscopic normal shear zones (NSZ) evidenced in many places within the ZHB and further to the East, since the contact of the ZHB with the Sapey gneisses (Detraz, 1984) shows the same geometry. The NSZ are North-South trending and always dip to the West. They

cross-cut D1 and D2 structures but are difficult to relate precisely to either D3 or D4 since they cannot be observed together. They may be related either to D3 in accommodating a westward motion, if a compressive context is assumed for D3, or to D4 antithetic shear zones associated with the normal faulting along the LEF. In the latter hypothesis, D3 and D4 could represent a unique event, interpreted as a roll-over style deformation.

Nevertheless, the structure and kinematics of the ZHB are similar to what has been described by Platt *et al.* (1989) further to the East in Vanoise, except for the late extensional event. The west dipping seismic reflectors are probably related to the internal structure of the ZHB and the Vanoise. In such an interpretation, they correspond to the signature of the D2 deformation.

Concerning the two bands of east-dipping reflectors, they probably correspond to the signature of east-dipping late detachment (?) faults unrelated to the internal structures of the ZHB. Thus, these two bands cannot only represent the actual traces of the genuine and original PF and BF as postulated by Mugnier *et al.* (1993) because the two main schistosities (S1 and S2) are parallelized to the LEF, due to a large-scale F3 fold which produces the observed fan structure. In that case, the PF and BF should have partly been reactivated and steepened during a later, probably neoalpine extensional event, such as the late uplift of the external crystalline massifs (Seward and Mancktelow, 1994). The late faults, such as the LEF, are, then, partly superimposed upon the original thrust contacts and are hiding both primary PF and BF. Such a hypothesis may be compared with the complex folded shape of the PF as shown by the Swiss profile NFP-20 (Schmid *et al.*, 1990; Schreurs, 1993; Schmid *et al.*, in press). The large-scale geometry deduced from our data suggests that the main tectonic discontinuities, outlined by gypsum and previously interpreted as the map trace of the PF and BF, may correspond, in fact, to late normal faults which partly rework older weakened zones induced by the BF and PF. In such an interpretation, the original PF should be related to the S1 schistosity.

INTRODUCTION

A l'aplomb de la Zone Houillère Briançonnaise (ZHB), les réflecteurs du profil sismique ECORS-Alpes montrent deux orientations principales à pendages opposés (Bayer *et al.*, 1987). La plus nette correspond à deux bandes denses de réflecteurs rectilignes et parallèles à pendage est. Ces deux bandes sont situées en position externe par rapport à la ZHB. La seconde orientation correspond à de nombreux réflecteurs discontinus à pendage ouest, situés sous la ZHB et la Vanoise. Cette image rappelle la structure en éventail de la ZHB décrite par Favre (1861) et Ellenberger (1958) et reprise par Caby (1963, 1992).

D'après Mugnier *et al.* (1993), la bande de réflecteurs la plus externe correspond à l'accident majeur qui fait reposer la zone subbriançonnaise sur le domaine dauphinois. Pour ces auteurs, cette bande est interprétée comme la signature du « Front Pennique » *s.s.* (FP). De même la seconde bande, plus interne, sépare le domaine subbriançonnais de la ZHB et est interprétée comme la trace sismique du « Front Briançonnais » (FB), limitant le domaine subbriançonnais du domaine briançonnais. Nous préférons, cependant, appeler cet accident la Faille des Encombres (FE), afin de bien séparer les notions de limite paléogéographique (BF) et d'accident tectonique.

Dans cette Note, nous présentons de nouvelles données structurales issues de la Vallée des Belleville (département de Savoie, France), juste en arrière de la FE (**fig. 1 A**). Ces observations permettent d'identifier trois événements tectoniques majeurs, eux-mêmes suivis d'un événement extensif. Les relations géométriques entre ces épisodes sont illustrées à l'aide de coupes sériées de la ZHB au Nord de la vallée de la Maurienne. Ces coupes (**fig. 1**) diffèrent très sensiblement des coupes présentées dans la littérature (Debelmas *et al.*, 1988 ; Caby, 1992 ; Aillères *et al.*, 1994) et permettent de proposer une nouvelle interprétation des réflec-

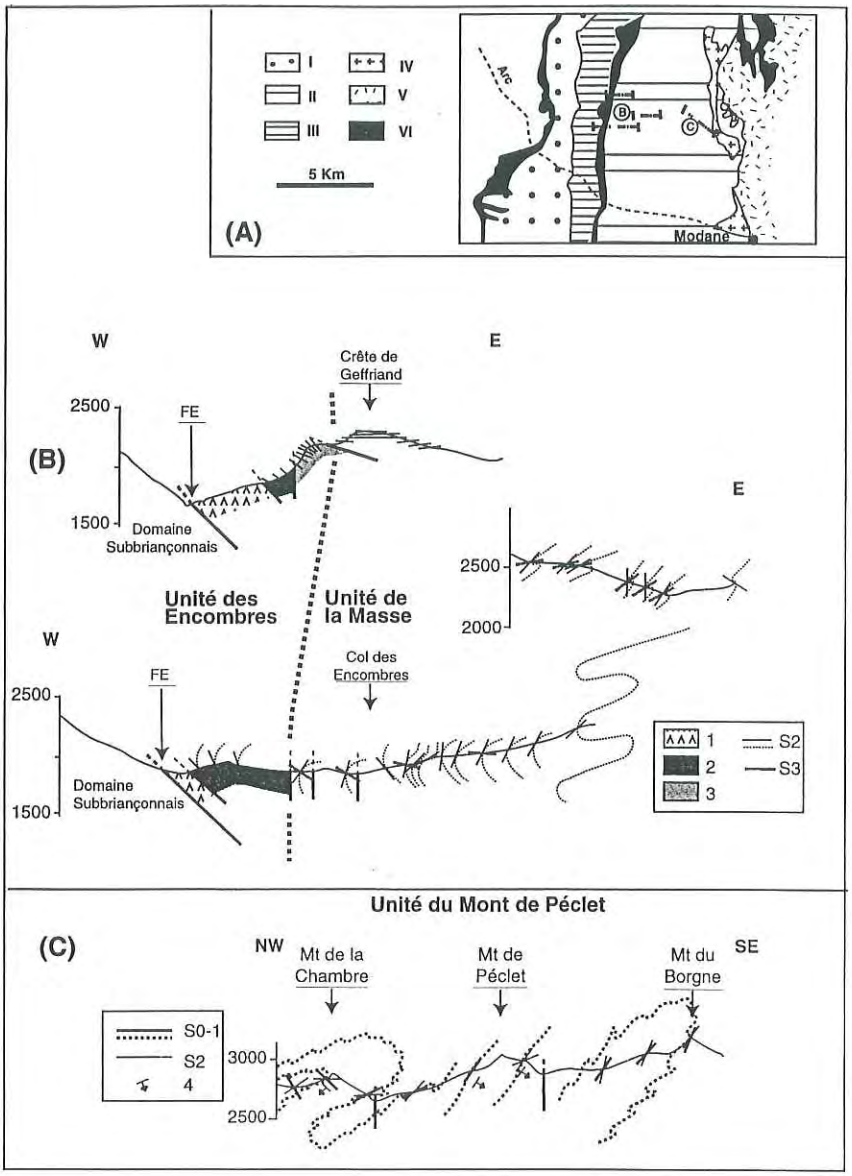


Fig. 1 Schémas microtectoniques de la Zone Houillère Briançonnaise au niveau de la Vallée des Belleville, sans exagération verticale. (A) Cartouche de situation des coupes : (I) Ultra-Dauphinois, (II) Subbriançonnais, (III) Zone houillère, (IV) Gneiss du Sapey, (V) Vanoise et (VI) Zones des Gypses *s.l.* (B) Les trois coupes ont été replacées relativement à leur position longitudinale ; (1) correspond au gypse, (2) au Permien et (3) au Trias. (C) (4) indique le haut de la polarité stratigraphique. Pour toutes les coupes, les traits pleins correspondent à des mesures, les pointillés à l'interprétation.

Microtectonic sections of the "Zone Houillère Briançonnaise" in the "Vallée des Belleville" with no vertical amplification. (A) Location map of the sections: (I) Ultra-Dauphinois, (II) Subbriançonnais, (III) Zone houillère, (IV) Vanoise, (V) Sapey gneisses and (VI) Gypsum zones s.l. (B) Serial cross-sections, (1) is for gypsum, (2) for Permian, (3) for Triassic. (C) (4) indicates the younging directions. In all sections, continuous lines correspond to measurements, dotted lines to interpretation.

teurs à pendage ouest et est, dans un modèle conceptuel et cinématique de la ZHB (**fig. 2**).

Par ailleurs, nous distinguons trois unités (**fig. 1 et 2**) qui sont d'Ouest en Est : l'unité des Encombres, l'unité de La Masse et l'unité du Mont de Péclet. Ces unités sont définies d'après leur contenu lithologique, mais elles correspondent surtout à des ensembles tectoniques homogènes en relation avec l'événement D1 (*voir* ci-après). Ces trois unités ont subi un métamorphisme en contexte épizonal, relativement plus faible au niveau de l'unité des Encombres, la plus externe. D'un point de vue stratigraphique, l'unité des Encombres est constituée d'arkoses et de schistes verts et violets, attribués classiquement au Permien. Par endroits, cette série est surmontée par des niveaux de quartzites triasiques, localement associés à des dolomies jaunes de même âge. La série apparaît donc à l'endroit. L'unité de La Masse est formée de roches typiques de la ZHB qui sont des grès ou des microconglomérats du Carbonifère supérieur alternant avec des niveaux de schistes noirs. L'unité du

Mont de Péclet est constituée essentiellement par l'assise de Courchevel (mégaconglomérats et schistes verts et violets) décrite par Fabre (1961).

Événement D1 (fig. 1 C)

L'épisode de déformation D1 est très bien caractérisé dans l'unité du Mont de Péclet, où les phases ultérieures sont soit absentes soit co-axiales et ne masquent donc pas complètement les structures propres à cette phase. D1 correspond à l'apparition très locale (quelques mètres d'épaisseur) de niveaux très déformés, avec développement d'une surface S1 subparallèle à la stratification (S0). La schistosité S1 est localisée dans des bandes métriques, mais non pénétrative à une échelle plurimétrique. Entre les niveaux où S1 est exprimée, la stratification n'est pas déformée par D1. Une linéation E-W et quelques rares critères de rotation (le haut allant vers l'Est dans la position actuelle) semblent pouvoir être associés à ces bandes de déformation. Aujourd'hui, l'ensemble des surfaces S0-S1 dessinent de grands plis isoclinaux (**fig. 1 C**) en relation avec une phase de déformation ultérieure.

L'ensemble de la structure est interprété comme un empilement d'écailles (**fig. 2**) dont la direction de mouvement est inconnue, même si les rares critères dont nous disposons indiquent un transport vers l'Est, dans la position actuelle.

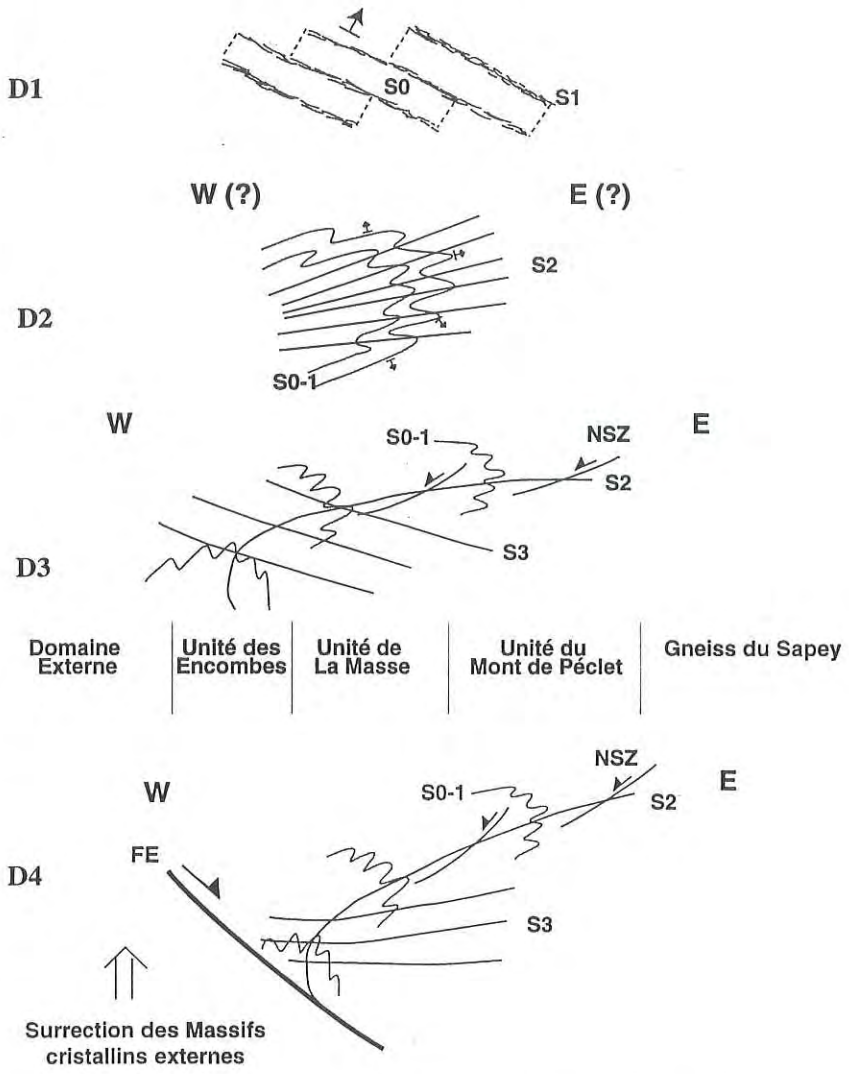


Fig. 2 Modèle cinématique conceptuel de la ZHB. S0 à S3 : *voir* texte.

Kinematic model of the ZHB. S0 to S3: *see* text.

Événement D2 (fig. 1 B et C)

D2 est marqué par une schistosité S2 qui est très pénétrative et représente la schistosité régionale à l'échelle de la ZHB (**fig. 1 B et C**). Cette schistosité est caractérisée par l'aplatissement de galets de quartz qui ont, par ailleurs, fait l'objet d'une cartographie régionale de la déformation finie (Aillères *et al.*, 1995). Elle est associée au développement de plis synschisteux (P2), à vergence actuelle vers l'Est et dont les plans axiaux sont à pendage faible vers l'Ouest (**fig. 1 C**). La vergence actuelle des plis P2 n'est probablement que le résultat d'un basculement vers l'Est de plis à vergence originelle inconnue (vergence ouest ou plis droits), comme le suggère le modèle proposé par la suite (**fig. 2**). Dans l'unité du Mont de Péclet, la déformation D2 se traduit par un pli mégascopique dont l'axe tourne de N50° à proximité du Mont de Péclet à N150° en allant vers le Sud, à la suite de déformations ultérieures qui ne montrent pas de manifestations pénétratives.

Notons ici que, compte tenu de certaines inversions locales des critères de vergence (relation S0-1 et S2 comparée avec la polarité stratigraphique) des plis P2, l'existence de plis isoclinaux de phase 1 (P1) n'est pas à exclure.

Le style de déformation de l'événement D2 correspond à un contexte compressif

avec un mécanisme essentiellement en aplatissement, bien démontré par l'absence de linéation et par les données de la déformation finie (Aillères *et al.*, 1995).

Événement D3 (fig. 1 B)

L'événement D3 dessine un pli P3 d'échelle kilométrique qui reprend les structures de D1 et D2 et dont la charnière principale, déjà observée par Fabre (1961, p. 43), se situe au contact de la FE, juste en bordure externe de l'unité des Encombres. Les plans de schistosités S2 sont alors disposés suivant un éventail passant d'un léger pendage vers l'Ouest dans l'unité de La Masse à des pendages très redressés, puis s'inversant vers l'Est dans et au contact de l'unité des Encombres.

Ce pli est associé à de nombreux replis secondaires dont les axes sont orientés N20° à N30°. Les plis P3 présentent, uniquement dans les charnières, une schistosité de plan axial S3 qui est très peu pénétrative. La schistosité de plan axial S3 est statistiquement horizontale, avec des pendages faibles vers l'Est ou l'Ouest. Cet événement est responsable du basculement des plis P2 envisagés précédemment.

Événement D4 (fig. 1 B)

D4 est marqué par le rebroussement de la schistosité S3 à proximité de la FE. S3 passe de pendages faibles vers l'Ouest au niveau de la Pointe de La Masse (à l'Est) à des pendages faibles vers l'Est à proximité de la FE (à l'Ouest). Du fait de la présence d'importantes quantités de gypse, aucun critère cinématique clair n'a pu être observé dans le contact le long de la FE. L'événement D4 peut être interprété comme le résultat d'une évolution tardive de l'ensemble de la ZHB. Il correspondrait à un jeu en faille normale le long de la FE, impliquant le basculement vers l'Ouest des structures D1-2-3 (**fig. 2**). Le jeu en faille normale n'est argumenté qu'indirectement par le rebroussement de la schistosité S3.

DISCUSSION-CONCLUSION

Les données structurales nous conduisent donc à un modèle d'évolution de la ZHB, décomposé en trois événements majeurs suivis d'une extension (**fig. 2**). Ce modèle est compliqué par la présence, en de multiples endroits, de zones de cisaillement orientées N-S et à pendage ouest. Le contact entre la ZHB et, à l'Est, les gneiss du Sapey (Detraz, 1984) est du même type. Ces structures montrent un jeu normal. Elles recoupent les structures antérieures à D3, mais elles n'ont pu être précisément calées, puisqu'elles n'ont jamais pu être observées en relation directe avec des structures de D3. Les zones de cisaillement normal (ZCN) peuvent très bien s'intégrer dans l'événement D3, en accommodant un mouvement vers l'Ouest des terrains de la ZHB. Dans ce cas, D3 correspondrait à une structure compressive à vergence ouest. Mais les ZCN peuvent aussi être interprétées comme des structures antithétiques associées au jeu normal de la FE et donc appartenir à l'événement D4 selon un modèle de type « roll-over ». Dans cette dernière hypothèse, les événements D3 et D4 ne formeraient alors qu'une seule et même phase.

Quoi qu'il en soit, la structure et l'histoire de la ZHB sont, pour nous, globalement comparables à celles décrites en Vanoise, plus à l'Est (Platt *et al.*, 1989), à l'exception de l'événement extensif tardif. Notons cependant que, du fait de l'importance de D3 et de l'éventail des schistosités S2, l'attitude originelle des structures D2 est inconnue. Leur attribution à des plis « en retour » n'est justifiée que par rapport à la géométrie actuelle. Il apparaît, cependant, que les réflecteurs sismiques à pendage ouest sont parallèles à la structuration interne de la ZHB et de la Vanoise, c'est-à-dire qu'ils apparaissent comme la signature de la déformation D2. Ils correspondraient donc à des événements précoces de l'évolution alpine.

En revanche, les deux bandes de réflecteurs à pendage est peuvent être interprétées comme la signature d'accidents tardifs (FE),

d'âge néoalpin, sans relation évidente avec la structure interne de la ZHB. Ces bandes de réflecteurs ne peuvent donc pas correspondre uniquement à la signature sismique des vrais FP et FB originels, comme le suggèrent Mugnier *et al.* (1993). Mais, il semble plus probable que les FP et FB ont dû, en partie, être redressés et réactivés tardivement, par exemple lors de la surrection des Massifs cristallins externes (Seward et Mancktelow, 1994). Les failles néoalpines, telle que la FE, viennent donc se surimposer à l'ensemble de la structure et surtout aux fronts tectoniques et paléogéographiques originels (FP et FB) en utilisant les régions de plus faible résistance préalablement créées. Même si, par endroits, FB et FE sont confondus, du moins à l'échelle de la carte, il apparaît que les bandes de réflecteurs à pendage est sont la signature des failles normales tardives. Les FP et FB originels, c'est-à-dire les limites de domaines paléogéographiques et tectoniques précoces, sont donc, plus probablement, à rechercher parmi des surfaces équivalentes à des mouvements tangentiels anciens et donc à des surfaces correspondant à la S1. L'interprétation des deux bandes de réflecteurs comme étant la signature sismique de failles récentes permet d'expliquer la pente régulière et la continuité de ces bandes, qui n'est pas compatible avec la géométrie replissée du FP observée en Suisse le long du profil NFP-20 (Schmid *et al.*, 1990 ; Schreurs, 1993 ; Schmid *et al.*, sous presse). Les données cinématiques fiables manquent encore, mais la géométrie d'ensemble évoque plutôt un jeu en faille normale qui est partiellement confirmée par les âges apparents en traces de fission de Seward et Mancktelow (1994) obtenus à l'arrière du Massif du Mont Blanc.

La structure en éventail des schistosités observées dans la ZHB ne peut de toute manière plus être interprétée comme correspondant à une vaste synforme formée de deux antiformes à vergence opposée puisque, dans la partie orientale de la ZHB (région de Modane), il s'agit de mégastructures D2 alors que dans la partie occidentale, ce sont des mégastructures D3.

Remerciements : Nous remercions MM. M. Durand-Delga et R. Trümpy pour les remarques constructives apportées à la clarté de cette Note. Cette Note est la contribution 1092 du CRPG.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AILLÈRES, L., BERTRAND, J. M., MACAUDIÈRE, J. et CHAMPENOIS, M., 1994. Interpretation of seismic data using finite strain in the « zone Houillère Briançonnaise » (French Amps), *In* MONTRASIO, A. et SCIESA, E., éd., *Proceedings of Symposium CROP-Alpi Centrali, Sondrio 20-22 October 1993, Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria*, 2, p. 17-22.

AILLÈRES, L., CHAMPENOIS, M., MACAUDIÈRE, J. et BERTRAND, J. M., 1995. Use of Image Analysis in the Measurement of Finite Strain by the normalized Fry method: geological implications for the « Zone Houillère » (Briançonnais zone, French Alps), *Mineral Mag.*, 59, p. 179-187.

BAYER, R., CAZES, M., DAL PIAZ, G. V., DAMOTTE, B., ELTER, G., GOSSO, G., HIRN, A., LANZA, R., LOMBARDO, B., MUGNIER, J. L., NICOLAS, A., NICOLICH, R., POLINO, R., ROURE, F., SACCHI, R., SCARASCIA, S., TABACCO, I., TAPPONNIER, P., TARDY, M., TAYLOR, M., THOUVENOT, F., TORREILLES, G. et VILLIEN, A., 1987. Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP), *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, série II, p. 1461-1470.

CABY, R., 1963. Etude géologique et métallogénique du bord interne de la zone houillère et de la bordure des schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite (Savoie, Haut Val-de-Susa), *Thèse 3e cycle*, Fac. Sc. Paris.

CABY, R., 1992. Hiérarchie des déplacements et exhumation du socle de la Zone Briançonnaise, des Alpes Cottiennes aux Alpes Graies, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 315, série II, p. 1517-1523.

DEBELMAS, J., SHADE, J., FABRE, J., DETRAZ, G., JAILLARD, E., ACCARIE, H., GOFFÉ, B., LISTER, G., PLATT, J. P., PEELS, F., MÉNARD, G., DONDEY, H., LANDES, B., FUDRAL, S. et PACHOUD, A., 1988. *Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Modane.*

DETRAZ, G., 1984. Les gneiss du Sapey, *Thèse*, Université Grenoble.

ELLENBERGER, F., 1958. Etude géologique du Pays de Vanoise, *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*

FABRE, J., 1961. Contribution à l'étude de la Zone Houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie), *Mém. BRGM*, 2, 315 p.

FAVRE, A., 1861. Notice sur la réunion extraordinaire de la Société géologique de France à St. Jean de Maurienne (Savoie), *Arch. Sci. Phys. Nat. Genève*, XII.

MUGNIER, J. L., LOUBAT, H. et CANNIC, S., 1993. Correlation of Seismic Images and Geology at the Boundary Between Internal and External Domains of the Western Alps, *Bull. Soc. géol. France*, 164, p. 697-708.

PLATT, J. P., LISTER, G. S., CUNNINGHAM, P., WESTON, P., PEEL, F., BAUDIN, T. et DONDEY, H., 1989. Thrusting and backthrusting in the Briançonnais domain of the western Alps. *In* COWARD, M. P., DIETRICH, D. et PARK, R. G., éd., *Alpine Tectonics, Geological Society Special Publication*, p. 135-152.

SCHMID, S. M., RUESCK, P. et SCHREURS, G., 1990. The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Pennine zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland), *Mém. Soc. géol. France*, 156, p. 263-287.

SCHMID, S. M., FROITZHEIM, N., KISSLING, E., PFIFFNER, A. et SCHÖNBORN, G., 1995. Integrated cross section and tectonic evolution of the Alps along the eastern transect. *In* HEITZMANN *et al.*, éd., *Deep structure of the Swiss Alps - Results from NFP/PNR 20*, Birkhäuser AG Basel (à paraître).

SCHREURS, G., 1993. Structural Analysis of the Schams Nappes and Adjacent Tectonic Units - Implications for the Orogenic Evolution of the Penninic Zone in Eastern Switzerland, *Bull. Soc. géol. France*, 164, p. 415-435.

SEWARD, D. et MANCKTELOW, N. S., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission track dating, *Geology*, 22, p. 803-806.

Le modèle cinématique final comprend trois événements majeurs peu différents de ceux décrits par Baudin (1987) dans le massif du Ruitor y compris des structures similaires aux ECC et que nous avons appelées "Normal Shear Zones" (NSZ). Ce sont des zones de cisaillement en faille normale à pendage ouest. Leur relation avec les ECC du Ruitor est discutée au § I-4, contribution (Bertrand *et al.*) acceptée pour Eclogae Geologicae Helveticae.

Concernant les événements D1 et D2 décrits dans la note, ils correspondent probablement à la mise en place des nappes penniques orientales sur le domaine briançonnais *s.s.* décrits par Platt & Lister (1985b) et Platt *et al.* (1989). Pour ces auteurs, ces événements sont associés à la déformation ductile responsable du développement des plis couchés isoclinaux et de la schistosité précoce subhorizontale. Cependant, le lien entre le plissement et les chevauchements n'est pas très clair génétiquement puisque Platt *et al.* (1989) n'ont jamais observé de gradient de déformation dans les plis en s'approchant des surfaces de charriages ou de flancs inverses laminés comme par exemple dans la nappe de Morcles (Valais, Suisse). Ceci laisse supposer que les plis étaient initialement ouverts et peut-être droits et qu'ils ont été placé dans leur position actuelle par une déformation ductile ultérieure. Ils arrivent donc à une conclusion similaire à la notre où D1 est interprétée comme un événement chevauchant et D2 comme un événement plicatif dont la vergence n'est absolument pas déterminée. La différence essentielle réside ici dans l'absence apparente de métamorphisme HP/BT dans la ZHB entre D1 et D2.

Quant à D3, la ZHB semble se comporter comme le massif du Ruitor. Elle montre des structures à vergence externe sans relation avec de possibles rétrocharriages. Le § suivant montre l'extension du modèle aux domaines alentours entre Tarentaise et Maurienne.

Il faut cependant souligner la position ambiguë de l'unité des Encombres. Les deux interprétations que nous donnons dans les contributions aux C. R. Acad. Sci., Paris et aux Quaderni di Geodinamica alpina e Quaternaria sont très sensiblement différentes.

Même si nous avons tendance à privilégier l'interprétation donnée dans les C. R. Acad. Sci., la réalité se situe certainement quelque part entre les deux. Le modèle décrit ci-dessus rend compte de la géométrie des structures observées à l'Est de cette unité, mais le renversement des structures n'y apparaît pas. Les observations montrent pas ailleurs que la série est statistiquement à l'endroit. La coupe présentée dans la contribution aux Quaderni di Geodinamica alpina e Quaternaria laissait supposer que cette unité a peut-être échappé à l'événement D3. Il est alors possible que l'unité des Encombres soit l'équivalent, vers le Nord, de la bande de houiller, peu métamorphique et apparemment peu déformée, décrite par Baudin (1987) qui apparaît sur la bordure ouest du massif du Ruitor au niveau du col du Petit-Saint-Bernard. Cette unité, si son individualité se confirme, pourrait elle correspondre au "socle", actuellement inconnu, du domaine subbriançonnais qui ne comporte que des terrains décollés au niveau du Trias supérieur?

I - 4 EXTENSION DU MODELE STRUCTURAL ET CINEMATIQUE A LA ZONE PENNIQUE FRONTALE.

Cette partie a fait l'objet d'une contribution acceptée dans Eclogae Geologicae Helveticae.

Bertrand, J.M., Aillères, L., Gasquet, D. & Macaudière, J., In Press, The Pennine Front zone in Savoie (western Alps), a review and new interpretations from the Zone Houillère Briançonnaise. Eclogae Geologicae Helveticae.

(9609

18. Dez. 1995

Approved
Bon à tirer
Gut zum Druck

Date: Unterschrift:
Signature:

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 1

Eclogae geol. Helv. 89/1: ■–■ (1996)

0012-9402/96/010199-[illegible] $1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel

16
1124

The Pennine Front zone in Savoie (western Alps), a review and new interpretations from the Zone Houillère Briançonnaise

JEAN MICHEL BERTRAND[1], LAURENT AILLÈRES[1], DOMINIQUE GASQUET[1,2] & JEAN MACAUDIÈRE[1,2]

Key words: Pennine Front, Moûtiers region, Mesozoic, tectonic evolution, neotectonics, western Alps

ABSTRACT

What is the significance of the Pennine Front (PF) and where is it precisely located in the Savoie segment of the alpine chain between the Isère and Arc valleys? The only continuous guide to precisely locating the PF is the Zone Houillère Briançonnaise (ZHB), a lithological unit which may be followed over about 200 km, and outlined along its western side by a continuous belt of gypsum and cargneule, the Briançonnais Front (BF). The PF itself is defined as separating the Pennine domain from the Dauphinois domain i.e. the Mesozoic to Cenozoic parautochtonous to allochtonous cover of the external basement massifs (EBM). In Savoie, the Valaisan units, the most external units of the Pennine domain, die out with the Niélard sub-unit located south of Moûtiers. Toward the south, the Valaisan is relayed by the so-called Sub-Briançonnais units. A sharp contrast in stratigraphy and tectonic evolution seems to exist between Briançonnais (= Mesozoic to Early Cenozoic Pennine formations) and Dauphinois, with the Sub-Briançonnais showing an intermediate, poorly documented, structural evolution.

This paper attempts to fit existing map and structural data on both sides of the PF zone with the classical tectonic units which are, until now, mostly defined upon stratigraphical grounds and palaeogeographical interpretations. The apparent correlation of major seismic reflectors shown on the ECORS-CROP profile with gypsum and cargneule-outlined belts, especially in the BF case, pleads for a relatively simple structure, with two parallel east-dipping tectonic contacts corresponding respectively to the PF and the BF, with the Sub-Briançonnais units resting in between. The actual significance of these tectonic contacts, at least for the BF, is interpreted here as the result of a late extensional event. A structural study of the ZHB suggests a new interpretation of the contrast between dominantly gently west-dipping schistosities in the ZHB and east-dipping schistosities in the Sub-Briançonnais. A neoalpine event, including a late extension, leads to the broad refolding of earlier structures behind the BF and may explain the present geometry and the linearity of the seismic reflectors. Preliminary observations of the neotectonic behaviour in the PF zone provide a preliminary test of this interpretation.

RESUME

Quelle est la signification et la localisation précise du Front Pennique (PF) en Savoie, entre les vallées de l'Arc et de l'Isère? Le seul marqueur continu correspond à la Zone Houillère Briançonnaise (ZHB), une unité lithologique qui peut être suivie sur environ 200 km et qui est soulignée, sur sa bordure ouest, par une ceinture continue de gypses et de cargneules, le Front Briançonnais (BF). Le PF lui-même est défini comme marquant la limite entre les domaines pennique et dauphinois, ce dernier correspondant à la couverture mésozoïque et cénozoïque des Massifs Cristallins Externes. En Savoie, les unités valaisannes, partie la plus externe du domaine pennique, disparaissent avec l'unité du Niélard au sud de Moûtiers. Vers le sud, les unités valaisannes sont

[1] C.R.P.G. – C.N.R.S., BP 20, F–54501 Vandœuvre-lès-Nancy
[2] E.N.S. Géologie, BP 452, F–54001 Nancy Cedex 1

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 2

relayées par les unités dites sub-briançonnaises. Les formations briançonnaises (mésozoïque à cénozoïque inférieur du domaine pennique) contrastent fortement, par la stratigraphie et la tectonique, avec celles du domaine dauphinois, le Sub-Briançonnais présentant une évolution structurale intermédiaire, encore mal connue.

Cette note a pour but de confronter les données cartographiques et structurales existantes des deux côtés du PF avec les définitions classiques des unités tectoniques basées jusqu'à présent sur leur stratigraphie et sur des reconstitutions paléogéographiques. La corrélation apparente entre les principaux réflecteurs sismiques du profil ECORS-CROP et les ceintures de gypses et de cargneules, surtout dans le cas du BF, indique une structure relativement simple avec deux contacts tectoniques à pendage est correspondant respectivement au BF et au PF, qui encadrent les unités subbriançonnaises. En réalité, ces contacts tectoniques correspondraient, du moins pour le BF, à un évènement tardif en extension. L'étude structurale de la ZHB suggère une nouvelle interprétation du contraste entre les pendages à dominante ouest de la ZHB et ceux vers l'est des unités subbriançonnaises. Un évènement néoalpin responsable de l'enroulement des structures tectoniques précoces contre le BF, pourrait expliquer la géométrie actuelle et la linéarité des réflecteurs sismiques (BF et PF). Des observations néotectoniques préliminaires de la zone du PF fournissent un début de test pour cette interprétation.

1. Introduction

In the western Alps (Fig. 1), the Carboniferous to Permian "Zone Houillère Briançonnaise" (ZHB), the most external unit of the Briançonnais domain, is the only litho-tectonic unit that is continuous along-strike east of the External Basement Massifs (EBM). This observation provides a reference point, as the ZHB broadly follows the boundary zone between what is classically considered as external (i.e. strictly European) and internal (i.e. the Pennine domain, which may in part consist of exotic terranes; Stampfli 1993). The precise location of the genuine "Pennine Front" (PF) is somewhat obscured by the occurrence, west of the continuous belt of the ZHB, of several discontinuous tectonic units, whose attribution to internal or external domains has often been discussed (Fig. 2).

Actually, the most obvious tectonic break shown on existing maps is not the PF but the "Briançonnais Front" (BF), also called the première zone des gypses or nappe des gypses. This fault zone is outlined by a thick, almost continuous, gypsum and cargneule belt containing numerous pluri-hectometric to kilometric blocks (blocs-klippes) of Permo-Triassic quartzites, dolomites and even Cretaceous marbles (Barbier 1948, 1963). It corresponds to a dramatic geomorphological signature (the major passes of Galibier, Encombres and Petit Saint Bernard).

In contrast, the precise location of the PF (see discussion and references in Mugnier et al. 1993) is more difficult to assess and largely depends on the palaeogeographic attribution of the tectonic units. No clear structural break can be established either from the literature or from maps, except perhaps north of Moûtiers where the Valaisan domain (*i.e.* Pennine) is thrust upon the Dauphinois domain (*i.e.* Helvétic).

The aim of this paper is to briefly summarize some of the stratigraphical and structural features which characterize the PF zone in Savoie. The stratigraphical and sedimentological record of each of the defined units will not be detailed, but a short presentation is necessary in order to point out where the main problems lie. We rather insist on the, unfortunately still scattered, structural observations. As an example, a case study of a small part of the ZHB and its bearing on future tectonic modelling of the PF zone in Savoie is briefly presented and discussed. Numerous unsolved questions and shortcomings are highlighted as aims for future research.

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 3

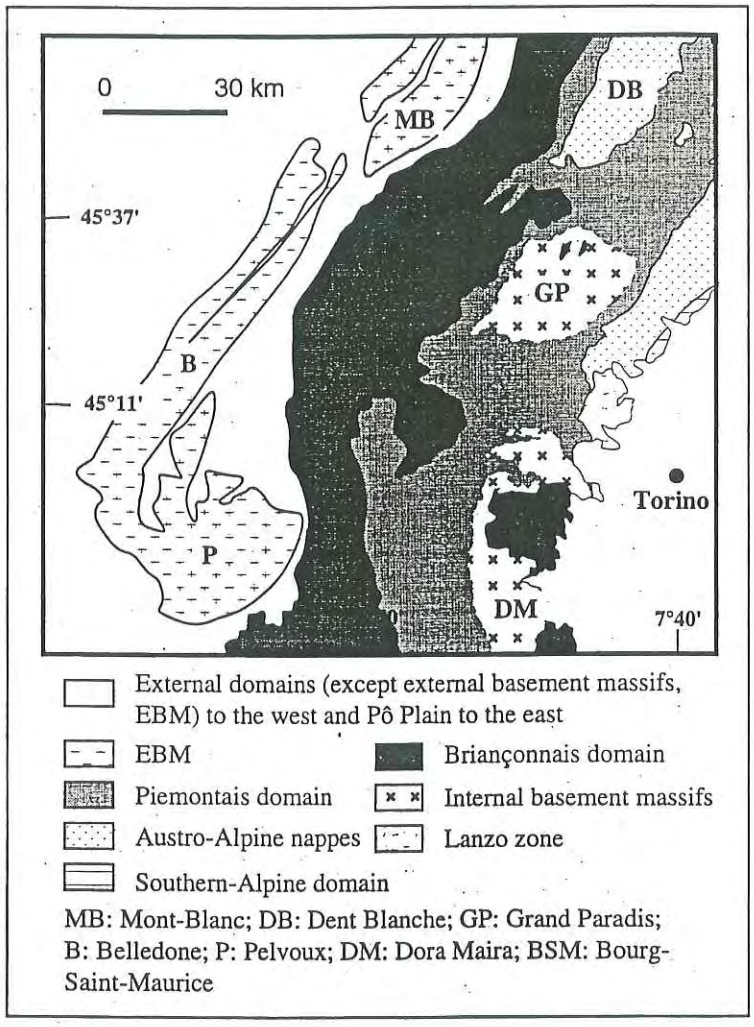


Fig. 1. Sketch map of the western Alps between Pelvoux and Mont-Blanc massifs.

2. Main stratigraphic features of the different domains

Many local investigations and previous reviews have dealt with the stratigraphy and palaeogeographical attribution of the numerous nappes or units defined in the PF zone (e.g. Barbier et al. 1963; Debelmas & Lemoine 1970). The definition of these classical units is mostly based upon the stratigraphy, palaeogeographical interpretations and map correlations and established continuity in the field. However, it is noteworthy that the structures are not cylindrical along the belt as suggested by the NNE-SSW oriented sketch of a longitudinal section as presented by Butler et al. (1986).

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 4

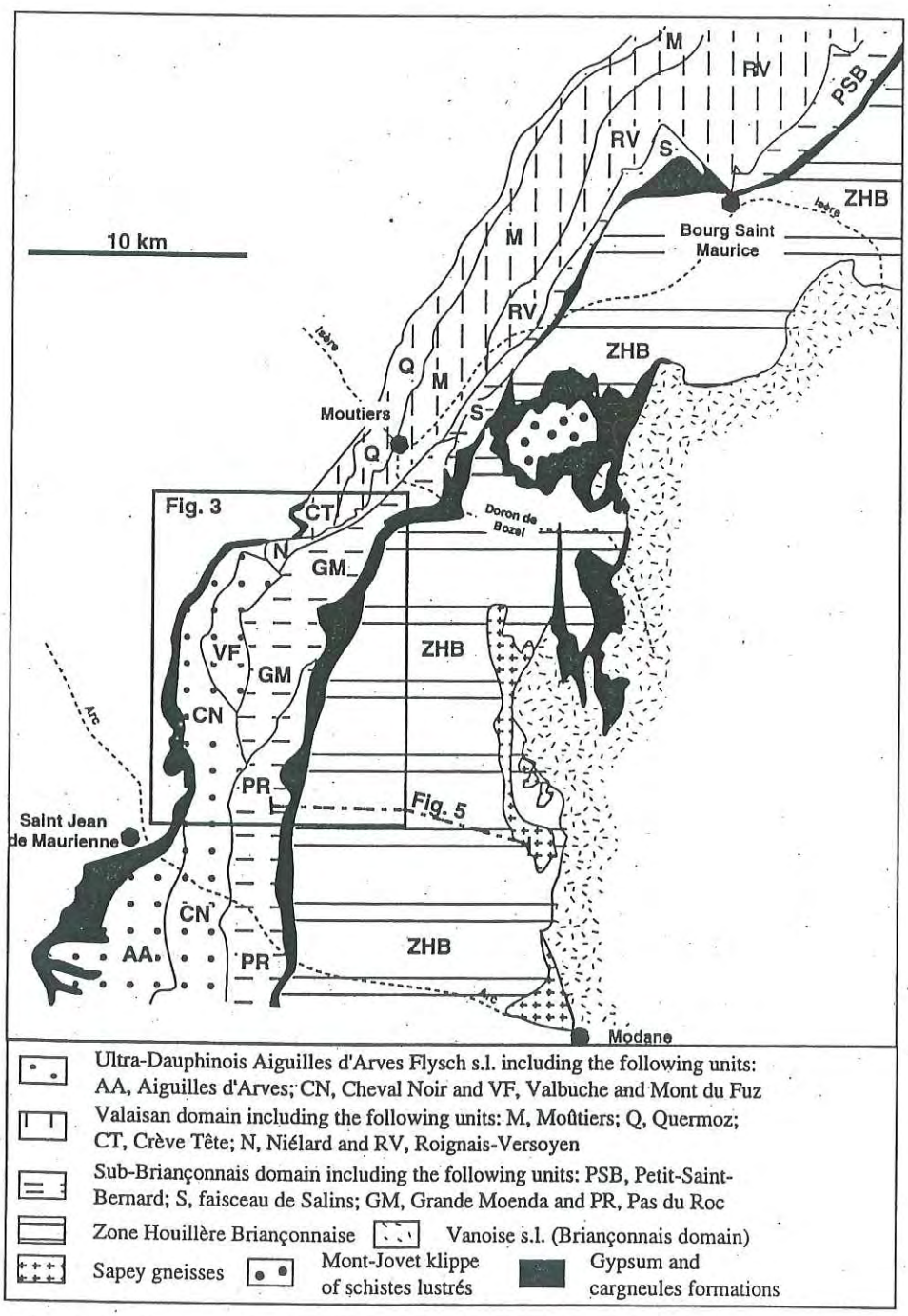


Fig. 2. Sketch paleogeographic and tectonic map of the region between the Petit-Saint-Bernard pass and Modane (modified from structural sketches of the 1/50,000 map sheets of Saint Jean de Maurienne, La Rochette, Bourg Saint Maurice, Modane et Moûtiers).

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 5

Even though the stratigraphical content of one tectonic unit may vary along strike, major palaeogeographic domains were parallelized with tectonic units in most of the literature. In the following we will briefly describe the main classical domains across a west to east composite section (see sketch maps on Fig. 2, 3).

a. Dauphinois (Helvetic) domain)

This domain constitutes the parautochtonous sedimentary cover of the EBM which is part of the European Variscan basement. A thin Permo-Triassic cover, often attached to the basement, is overlain by thick Lower to Middle Jurassic formations. Cretaceous units are also claimed in some places (Triboulet & Eltchaninoff 1980; Eltchaninoff et al. 1982). Most of these formations are involved in a nappe complex. The allochtonous or parautochtonous nature of the various units, including the Variscan basement, is discussed in many papers (e.g. Beach 1981; Eltchaninoff et al. 1982; Butler 1985; Butler et al. 1986; Epard 1990).

b. Ultra-Dauphinois (Ultra-Helvetic) domain

This domain tectonically rests on top of the Dauphinois units. According to the first definition by Barbier (1948), the Ultra-Dauphinois units are characterized by a Tertiary flysch unconformably overlying a Dauphinois substratum that was already deformed (the so-called Arvinche event). The thin pre-flysch formations are either tectonically fragmented or correspond to olistoliths according to Bravard et al. (1981). According to some authors, the composition of these Mesozoic formations suggests the possibility that two different flysch units are relaying from south to north: the Aiguilles d'Arves flysch, outcropping south of the Arc valley, has a Dauphinois substratum while the Cheval Noir flysch (in between Arc and Isère valleys) has a Briançonnais substratum (Martinez et al. 1979; Bravard et al. 1981; Serre et al. 1985). This discrepancy illustrates the urgent need to understand more clearly the relationships between the different flysch sub-units to locate precisely the PF south of Moûtiers.

The Valbuche and Mont du Fuz sub-units (Antoine et al. 1978; Martinez-Reyes 1980) are located east of the Cheval Noir flysch. They consist of basement (Valbuche) with overlying Carboniferous to Permo-Triassic and younger Mesozoic formations, and represent either tectonic slices or rather, mega-olistoliths within the flysch. Their stratigraphy suggests a Dauphinois origin. On the other hand, the Niélard sub-unit, also squeezed in between the Cheval Noir flysch and the Mesozoic formations of the Grande Moenda nappe (Sub-Briançonnais domain), is an olistostrom containing Jurassic breccias similar to those encountered in the Brèches de Tarentaise of the Valaisan domain. The Niélard sub-unit is considered to represent a major transversal break (Gély 1989) or a ridge separating the Sub-Briançonnais from the Valaisan domains (Antoine et al. 1978, Antoine et al. 1980).

c. Brèches de Tarentaise – Valaisan domain

This domain is composed of several tectonic units which are relaying from north to south and show a variable stratigraphical content. From west to east, the following units have been established (Fig. 2).

9609_Bertrand 15.12.1995 8:05 Uhr Seite 6

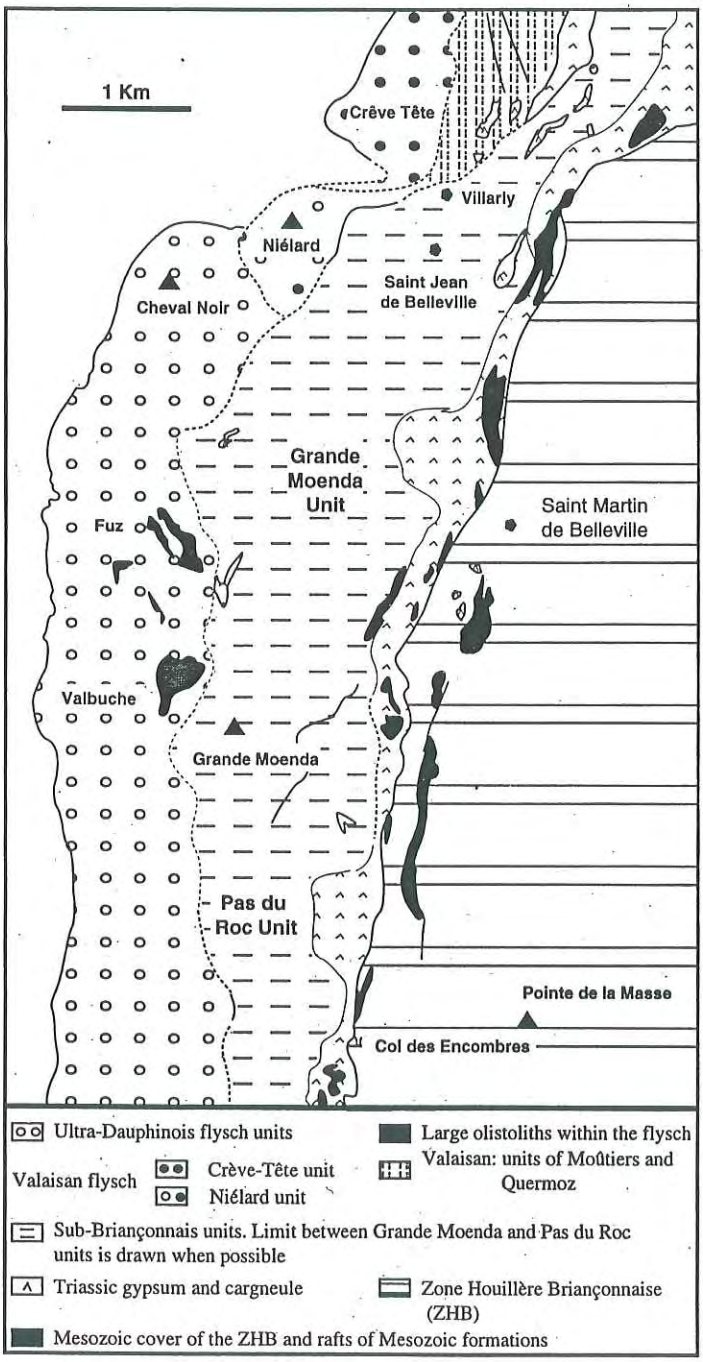


Fig. 3. Tentative sketch map of the key area, south of Moûtiers (adapted from 1/50,000 map sheets of Moûtiers, Modane, Saint Jean de Maurienne and La Rochette).

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 7

(a) The Quermoz unit (Antoine & Barbier 1978a) – in map view continuous with the Crève Tête unit of Gély (1989) south of Moûtiers: Lower breccias are attributed to the Jurassic while a clastic upper formation (flysch de Tarentaise) is of Late Cretaceous to Tertiary age. The Niélard sub-unit, south of Moûtiers (see above), may be also attributed to this unit according to Antoine & Barbier (1978b). To the west, the base of the Quermoz – Crève Tête unit is outlined by highly deformed slices of terranes of different ages. Near Moûtiers and toward the north this could represent the genuine PF, directly overlying the Dauphinois formations.

(b) The Moûtiers unit (Antoine & Barbier 1978b; Andrieux & Lancelot 1980) consists of crystalline basement (Hautecour), a Carboniferous to Early Jurassic cover (very similar to that of the Sub-Briançonnais domain) and a Cretaceous to Paleocene flysch. The Cretaceous to Paleocene flysch (flysch de Tarentaise) contains a formation characterized by black schists interlayered with green quartzite horizons (Marmontains beds), considered to be characteristic for the Valaisan domain (Antoine & Barbier 1978a).

(c) The Rognais-Versoyen unit consists either of a Carboniferous to Early Jurassic series of Sub-Briançonnais type or of black schists and mafic volcanics (Versoyen formation), both overlain by the Tarentaise flysch (Antoine 1971; Lancelot 1979; Lasserre & Laverne 1976; Andrieux & Lancelot 1980; Cannic et al. in press). The Versoyen formation contrasts with its surroundings by the presence of high-pressure metamorphic assemblages (ref in Cannic et al. 1996). The significance of the Punta Rossa granitoids is questionable: do they represent a Permian basement or a felsic body related to the Versoyen magmatism?

(d) The Salins unit (Faisceau de Salins) contains Carboniferous, Triassic and Early Jurassic series (Andrieux & Lancelot 1980). This unit may also be considered as the substratum of the unconformable Tarentaise flysch (Fudral 1980). According to Fudral (1980), block-bearing schists underlying the flysch conglomerates suggest a similarity with the Cheval Noir and Niélard sequences. This observation further outlines the ambiguity of the classical distinctions between Valaisan and Ultradauphinois units in the region.

d. Sub-Briançonnais domain (external Grande Moenda nappe and internal Pas du Roc nappe)

This domain is only known south of Moûtiers. The oldest formation is of Late Triassic age (Keuper) and contains gypsum, dolomites and violet schists. It is overlain by a thick Jurassic pile with some Cretaceous calcschists (marbres en plaquettes). This domain shows a strong stratigrahic contrast when compared with the Briançonnais domain, where the Jurassic formations are generally very thin. The Petit Saint Bernard unit and some isolated so-called blocs-klippes, contained within the "nappe des gypses" near Bourg-St Maurice, were attributed to the Sub-Briançonnais domain (Elter & Elter 1957). Fudral (1980) considers the Petit Saint Bernard unit as a tectonic unit, with no specific attribution, squeezed in between the ZHB and the Rognais-Versoyen unit while Cannic et al. (1996) suggest a Valaisan origin.

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 8

e. Briançonnais domain

East of the "nappe des gypses", the detrital and siliceous formations of the ZHB sharply contrast with the mainly calcareous and marly terranes outcropping to the west. Carboniferous and Permian formations are well-represented together with some Werfenian quartzites. A muscovite-chlorite greenschist facies metamorphic grade is characteristic. The classical Mesozoic Briançonnais series (e.g. Ellenberger 1958; Raoult 1980) with their thick Middle to Upper Triassic limestones and dolomites, only crop out further to the east. They are separated from the ZHB by a discontinuous strip consisting of the "Gneiss du Sapey", representing pre-Carboniferous basement according to Détraz (1984). The age of the Sapey gneisses is still unknown but the work of Guillot (1987) on the Mont Pourri basement in the Vanoise may suggest Variscan or even pre-Variscan ages (Guillot et al. 1991; Guillot et al. 1993).

In several places (e.g. Les Encombres, Saint Martin de Belleville, west of Mont Jovet and Petit Saint Bernard), the ZHB is bordered in the west by a strip consisting of lower grade, fossiliferous, Carboniferous to Permian formations (Mercier & Beaudouin 1987), locally separated from the main ZHB by discontinuous lenses of Trias (quartzites, dolomites and cargneules).

f. Discussion

This succession of domains, described above from west to east, is never complete in any particular section. It must be noted that south of Moûtiers, according to currently accepted (or proposed) correlations, the Valaisan domain is missing. The main change occurs immediately south of Moûtiers, where the Niélard sub-unit is exposed, the attribution of which is still in question (Martinez-Reyes 1980; Gély 1989). Towards the north, the Sub-Briançonnais domain is largely missing except for some discontinuous lenses of controversial attribution (near Bourg-Saint-Maurice and the Petit-Saint-Bernard unit). Thus, west of the BF, units are organized in relay, separated by tectonic contacts.

On the contrary, the Briançonnais domain is clearly non-cylindrical at map scale as evidenced by the patchy pattern shown on existing maps. However the Carboniferous formations of the ZHB and the slices of the Sapey gneisses are outcropping all along the studied strip, suggesting, together with the metamorphic contrast with the Vanoise, that this part of the Briançonnais domain had a specific behaviour, somewhat guided by the BF.

A strike-slip model has been proposed in order to explain the origin of the Sub-Briançonnais domain (Ricou 1980; Ricou & Siddans 1986) and the southward disappearance of the Valaisan domain. According to this model, the complexity of the Sub-Briançonnais, a stack of units of variable stratigraphic content, dragged below the PF, is the result of an Eocene strike-slip event (Ricou & Siddans 1986; Stampfli 1993). The Pennine domain has been emplaced as a nappe stack during Oligocene times, and hence after the strike-slip event which may have controlled parts of the flysch basins. According to Stampfli (1993), the Briançonnais domain may be interpreted as an exotic microplate. The time relationships between the evolution of the Valaisan trough and the emplacement of the Briançonnais domain, both comprising Eocene formations, may imply a large scale strike-slip event predating the Oligocene nappe emplacement.

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 9

g. Internal basement

Recent surprises concerning the Early Palaeozoic age of parts of the Mont Pourri basement (Guillot et al. 1991) also suggest the need for a closer look at the geochronology of pre-Mesozoic formations in the Vanoise and at the small pieces of basement occuring in the Valaisan, Sub-Briançonnais and Ultra-Dauphinois domains (Valbuche, Hautecour, Tête Rousse). In the Briançonnais domain the Sapey gneisses (basement slices according to Détraz 1984), outcropping along the eastern edge of the ZHB, are different in lithology from the Ruitor basement (Baudin 1987). Although strongly deformed and metamorphosed during Alpine events, these basement rocks may reveal significant differences in the provenance of the corresponding units. They may also help to place limits on the timing of the events of crustal thinning associated with the formation of both the Piemontese and Valaisan oceanic domains. At present, at least for precise U-Pb ages, the western internal Alps in France and Italy are almost terra incognita. This dating of the basement should also be complemented by attempts to decipher, using other geochronological methods, the precise timing of alpine metamorphic events within the several tectonic units to both sides of the PF zone.

3. Main structural features of the different domains

Only a few detailed structural studies are available in the key region of the Frontal Pennine Zone (FPZ) around Moûtiers (Andrieux & Lancelot 1980; Lu Chia 1986; Gély 1989; Spencer 1992). The most recent results (Spencer 1992) are summarized in Table 1 where two zones are distinguished in the FPZ according to this author: the North Frontal Pennine Zone (NFPZ) and the South Frontal Pennine Zone (SFPZ).

A major stage of NW-SE directed extension, especially well-preserved in the Lower Jurassic calcareous marls represents the oldest tectonic event, registered in both Dauphinois and Sub-Briançonnais domains. In these domains, two sets of calcite veins (respectively parallel and perpendicular to bedding) clearly predate all the folds and sets of cleavages (Spencer 1992). The veins are interpreted as resulting from a NW-SE extension (D_1 event of Spencer, Tab. 1) which predates the tectonic inversion of the Mesozoic basins, the formation of which was controlled by this extension. The Middle Tertiary collision, complicated by the lateral movements already quoted, produced the inversion of the basins. In the Valaisan domain (NFPZ – Valais and Brèche de Tarentaise zone), an extensional regime is still active until late Cretaceous to early Tertiary times. This extensional regime is broadly synchronous with the syntectonic (?) emplacement of the large Ultra-Dauphinois flysch units further south. However, from the available literature, the precise age of the different flysch units (Upper Cretaceous to Early Tertiary) is still discussed. Pre-Priabonian folds, sealed by an unconformity below Eocene flysch (Arvinche event of Barbier 1948), have also been reported by Gély (1989).

The age of the main collisional event is rather ill-constrained although considered by all authors to be post-Eocene (Middle to Late Oligocene for Eltchaninoff et al. 1982). According to Gély (1989) the first stage of this event is only recorded in the Brèches de Tarentaise but is lacking in the Dauphinois domain, an interpretation which is in disagreement with Epard's (1990) observations in the Dauphinois Mont Joly nappe to the north. This early stage, generally poorly preserved, is also described by Spencer (1992) in

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 10

	External	NFPZ (1)	SFPZ (2) S	SFPZ (2) N	Subbriançonnais
D6	*N-S extension.*	*N-S extension .*	*N-S extension.*		*N-S extension .*
D5	ESE facing F_3 backfolds. S_3 cleavage. Locally, "en échelon" strike-slip faults.	ESE facing F_3 backfolds. S_4 cleavage linked backthrust system.	SE facing F_2 backfolds. Backthrusts with a SE movement.		SE facing F_2 backfolds. Locally downward facing structures. Backthrusts with a SE movement.
	Deformation and local thrusting associated with the arrival of the Subbriançonnais thrust sheet.	Deformation and local thrusting associated with the arrival of the Subbriançonnais thrust sheet.			
D3 et D4	Thrusting of the FPZ over the external zones with foreland directed duplex. S_1 and S_2 cleavages ; WNW vergent F_2 folds with along strike extension.	*Extensional faults trending N-S.* Main WNW compressional phase. F_2 folds and thrusting associated with along-strike extension. Development of S_2 and S_3 cleavages.	Main WNW compressional phase,with foreland directed duplex and F_1 folds. No along strike extension.	Dévelopment of NW-SE trending structures with strong along-strike extension. A lateral ramp?	
D2	Inversion of the external crystalline massifs.	Inversion of the basin leading to recumbent F_1 folds associated with a S_1 cleavage. *Development of a strike slip extensional basin.*			Thrusting of the Subbriançonnais on to the more external zones. F_1 folds back-steepening the faults.
D1	*NW-SE extension.*	*NW-SE extension .*	*NW-SE Extension.*		*NW-SE extension.*

Table 1. Structural evolution of the External, Frontal Pennine (FPZ) and Subbriançonnais zones according to S. Spencer (1992)
(1) NFPZ : North Frontal Pennine Zone – Valais or Brèche de Tarentaise zone.
(2) SFPZ: South Frontal Pennine Zone - Niélard, Valbuche, Mont du Fût and Aiguilles d'Arves zones.

the NFPZ but is lacking in the SFPZ (Niélard, Valbuche, Mont du Fuz and Aiguilles d'Arves areas). NW-verging F_1 folds (Late D_2 event, Tab. 1) and associated S_1 cleavage may be related to the emplacement of the Sub-Briançonnais nappe onto the more external regions.

During the D_3/D_4 events (Tab. 1), according to Spencer (1992), a strong cleavage related to WNW verging folds with along-strike extension and thrusting, developed in the NFPZ (F_2 folds and S_2/S_3 cleavage). Meanwhile, F_1 folds showing the same vergence developed in the SFPZ, associated with cleavage in the southern part of the zone, but not in the northern part of the zone where along-strike extension occurred. These events were followed by the thrusting of the FPZ over the external zones. The final emplacement of the Sub-Briançonnais thrust sheet took place after D_4 (Tab. 1). Also for Gély (1989), this stage is marked by a S_2 cleavage and by folds parallel to the strike of the zone and followed by later thrusts cutting these folds. Further north, in the Dauphinois domain near Megève, Epard (1990) describes kolometric- to decametric-size NW-verging F_2 folds with a S_2 cleavage.

The last recorded compressive event (Gély 1989; Spencer 1992; Epard 1990) corresponds to east-facing (locally ENE, ESE or SE) backfolds (D_5 in Tab. 1) which, according to Gély (1989) and Lu Chia (1986), may be associated with both sinistral and dextral strike-slip faults. It develops F_3/S_3, F_3/S_4 and F_2 structures respectively in the external, NFPZ and SFPZ (Spencer 1992).

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 11

The large-scale sinistral displacement postulated by Ricou (1980) is nowhere recorded in the deformation sequence as it corresponds to a pre-flysch and thus pre-D_2 event in the scheme of Table 1. The importance of strike-slip movements in the structural pattern of the EBM and Dauphinois domain, postulated by Barféty (1976), has not been confirmed by Beach (1981) in the Pelvoux region.

From this review, it appears very difficult to precisely correlate the deformation sequences in the different units as, except for the work of Spencer (1992) and Andrieux & Lancelot (1980), there is little data dealing with finite strain and kinematic indicators. Furthermore, the flysch units, both in the Ultra-Dauphinois and Valaisan domains, have not yet been well-studied structurally. They now appear as key-areas for deciphering the large-scale evolution of the FPZ. The existence of several periods of large-scale nappe emplacement is obvious at least in the Briançonnais domain where the base of the Mont Jovet-Schistes Lustrés nappe cuts across earlier structures. However, the precise chronology of these successive thrust events is not clear from the available literature.

4. Structure and kinematics of the Zone Houllière Briançonnaise

We will now focus on the tectonic evolution of the ZHB, studied in detail by Aillères et al. (1994, 1995a). The aim of this study was to determine the structure and kinematics of the ZHB in order to propose a new interpretation of the seismic ECORS-CROP-Alpes section crossing the PF zone (ECORS-CROP Gravity Group 1989; Nicolas et al. 1990; Mugnier et al. 1993).

a. Structural evolution of the ZHB

The ZHB is the easternmost unit of the Briançonnais domain. Its structural position, at the contact with the Sub-Briançonnais domain and on top of the BF, emphasizes its interest in locating the BF and understanding its kinematics. The structure of the ZHB has long been described as a fan structure (Favre 1861; Ellenberger 1958; Fabre 1961; Caby 1963; Fabre et al. 1982; Caby 1992). However, structural observations from the Vallée des Belleville (Savoie, France), north of the Arc valley, lead to a new kinematic model of the ZHB and of its western tectonic contact. The synthetic cross section (Fig. 4) shows the geometrical relationships between the different tectonic surfaces recognized within the ZHB just east of the so-called BF. The new proposed model (Fig. 5a) differs from those previously published by Debelmas et al. (1989b), Caby (1992) and also from a preliminary reinterpretation (Aillères et al. 1994). Three main tectonic events (still uncorrelated with the classifications given on Tab. 1) have been established and were followed by a late extensional stage.

The D_1 event is marked by strongly deformed thin layers alternating with thick layers of undeformed rocks. The strongly deformed layers show a penetrative S_1 schistosity, nearly parallel to S_0. The younging direction of S_0 remains identical in all undeformed layers. The D_1 event is interpreted to represent the piling up of tectonic units with an unknown transport direction.

The D_2 event develops the S_2 regional schistosity which is gently dipping to the west except close to the BF. The S_2 surfaces are axial planar to F_2 folds which correspond, in their present position, to km-size recumbent folds facing toward the east as evidenced by

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 12

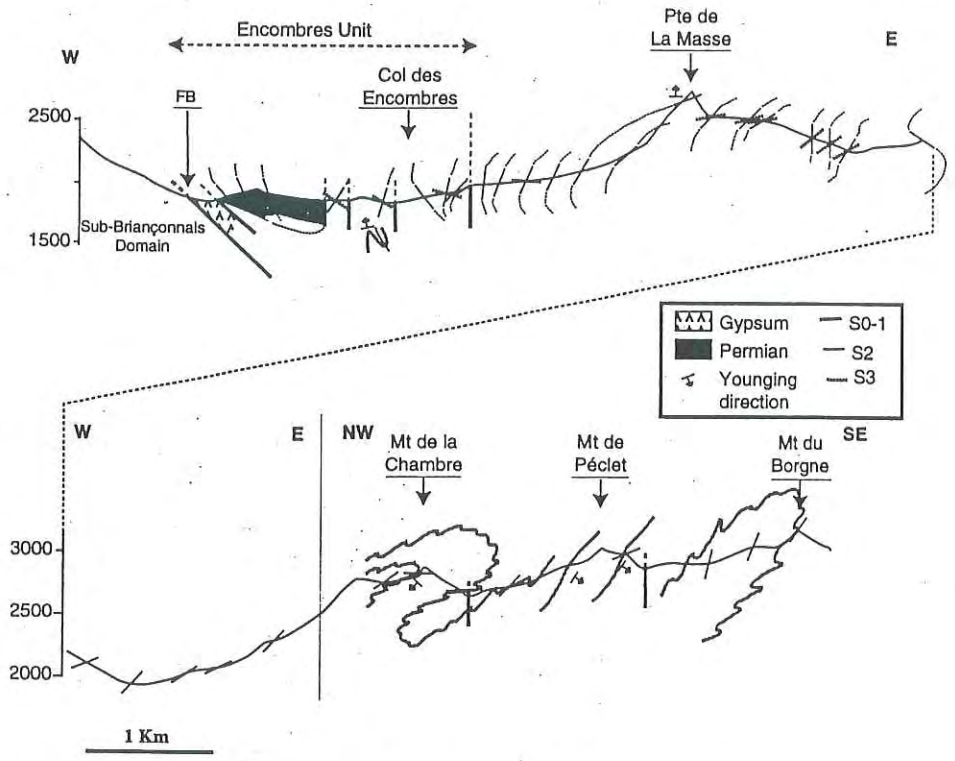


Fig. 4. Schematic cross-section of the ZHB stressing the attitude of the successive schistosities.

sedimentary younging and bedding-cleavage relationships. However, the original attitude of the F_2 folds cannot be determined with certainty since their gently-dipping attitude could be the result of later tectonic events.

The D_3 event corresponds to a large-scale bending of the S_2 schistosity around a km-size F_3 fold. This fold is partly responsible for the fan shape of the S_2 schistosity close to the Les Encombres pass (see discussion below). A S_3 schistosity, generally horizontal, develops only in the hinges of second order F_3 folds. Thus, the apparent eastward facing of the F_2 folds is probably due to the bending of D_2 structures around the large F_3 fold.

A late extensional stage, the time relationship relative to D_3 being still not clearly determined, is related to normal faulting along the so-called BF. Structural evidence is ambiguous as, on one hand, the geometrical relationships between the subhorizontal S_3 and the steeply east-dipping fault plane (BF) suggest synchronism but, on the other hand, S_3 appears slightly bended close to the BF, suggesting a downward movement of the eastern block. Unfortunately, no obvious kinematic criterion has been observed within the large gypsum belt outlining the BF.

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 13

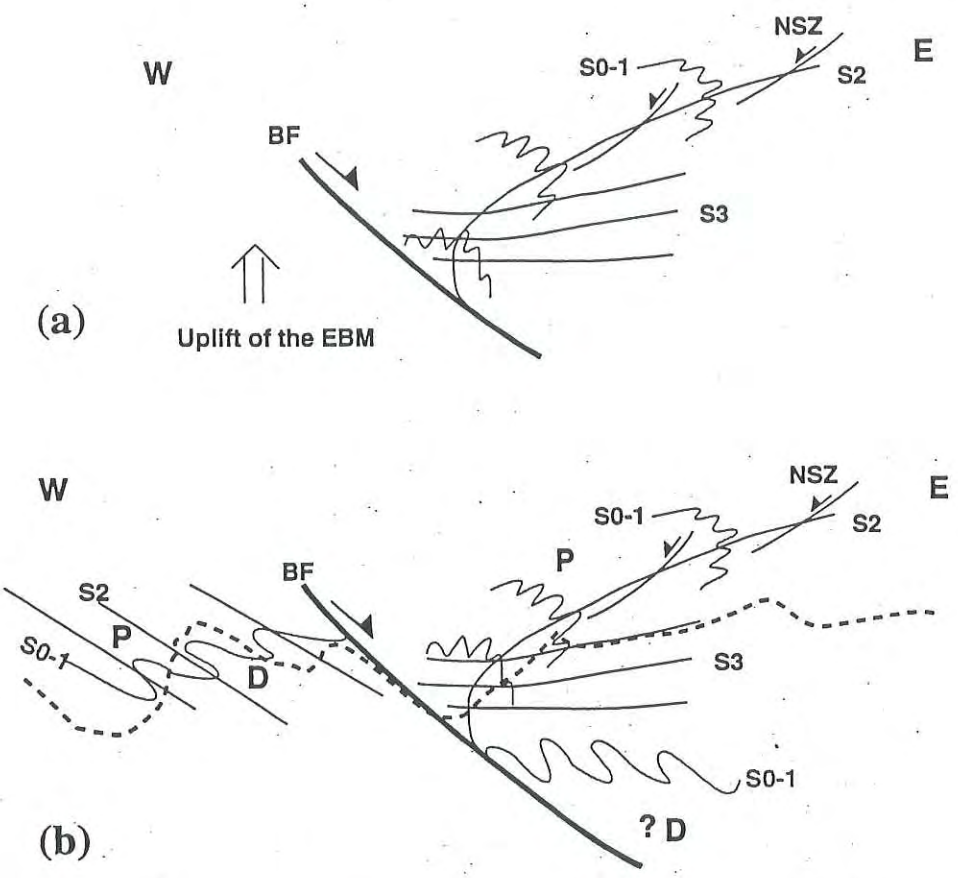


Fig. 5. (a) Structural evolution of the ZHB. NSZ: Normal shear zones. S_0 to S_3: see text and Fig. 4. (b) Enlarged model showing how the Sub-Briançonnais and Valaisan outcrops can be inverted at map scale. The dotted line corresponds to an average topography. P: Pennine domain s.l. including Valaisan terranes; D: Dauphinois, Ultra-Dauphinois and Sub-Briançonnais domains.

In a previous paper (Aillères et al. 1994), we interpreted the east-dipping penetrative schistosity (about 60° to 70° toward east), parallel to the BF observed in the "Les Encombres unit" as possibly related to a late normal faulting behaviour of the BF. Such interpretation is unlikely because the schistosity observed in this unit presents the same characteristics of our S_2 except that it is facing west, with Permian and Triassic formations overlying the Carboniferous. The "Les Encombres unit" (Fig. 4) is separated from the rest of the ZHB and from the larger F_3 fold described above by a vertical N30 trending fault. Could not such an east-dipping attitude of folds and main schistosity, rather be closer to the original attitude of D_2 folds?

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 14

West-dipping normal shear zones (NSZ) are developed especially in black schist layers in the central part of the studied area, far from the BF, and along the contact with the Sapey gneisses. These NSZ cross-cut both D_1 and D_2 structures but their direct relationships with D_3 or with the late extensional stage have never been observed. Baudin (1987) described similar structures in the Ruitor area (extensional crenulation cleavage, Platt & Vissers 1980) which here are immediately following his D_3 bending. This author interpreted the extensional crenulation cleavage as the result of the accomodation of his D_3 folding event and thus belonging to the same broad kinematic event.

b. Kinematic model

The sequence of events presented above does not differ significantly from those described in the Vanoise region (Platt et al. 1989), in the ZHB's Ruitor area (Baudin 1987) and in the Névache valley (Fabre et al. 1982), except for the vergence of the D_3 event and the interpretation of the backfolding and thrusting (Platt & Lister 1985; Platt et al. 1989). Our interpretation differs also from Détraz (1984) and from the recent synthesis by Caby (1992), who did not identify the D_1 non-penetrative deformation. We consider the D_1 event to be responsible (1) for the formation of the oldest nappe pile and (2) for the tectonic emplacement of the Sapey gneisses and easternmost units upon the ZHB. The dominant eastward younging direction observed in the Carboniferous formation of the eastern part of the ZHB suggests such an interpretation.

The D_2 event is responsible for early folding of the whole nappe pile formed during D_1, but its primary attitude is not yet clear. The most important new result is the evidence that the S_1 schistosity, where present, is always refolded. On the contrary, the S_2 schistosity which appears as the main regional feature in the ZHB is only affected by later folds in the vicinity of the BF. Assuming the identity of the main schistosities in the ZHB and in the Vanoise region (our S_2), it is possible that the D_3 folding is contemporaneous to Platt & Lister's (1985) backfolding. This possibility is still to be tested with a careful study of the critical Chavière fault zone which separates the ZHB from the Vanoise. Along the BF, on the western edge of the ZHB, the D_3 event produced the complete westward refolding of older structures, including early nappe contacts. Thus, the west-dipping S_2 schistosities in the ZHB and Vanoise could be equivalent, in time, to some of the east-dipping regional schistosities described in more external units. The problem raised by the west-dipping, post-S_2 NSZ may lead to two different interpretations for the D_3 event:

- (1) If the NSZ are interpreted as the progressive evolution of the D_3 event (Baudin 1987) which outlines a general westward movement during a compressional event, then, the observed tilting (Fig. 5a) of the ZHB and Vanoise is related to late normal faulting along the so-called BF (Cannic et al. in press; Aillères et al. 1995a). In that case, D_3 is related to a compressional event and is distinct from the late extension along the BF.
- (2) Another possible interpretation of the D_3-NSZ relationships could be that the NSZ represent antithetic shear zones with respect to the late normal faulting. In this case, the D_3 event may correspond to a roll-over style deformation induced by normal faulting along the BF. In other words, D_3, together with the extensional faulting, may be defined as corresponding to a late extensional event, most probably neoalpine in age.

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 15

5. Toward a new geological evolutionary model

The geometry and kinematics of the PF and BF zones may be interpreted in three different ways:

(1) the PF represents the genuine primary tectonic contact between Dauphinois (Helvetic *s.l.*) and Pennine domains. Some relatively well-preserved D_1 (in most cases D_1+D_2) tectonic contacts have been observed in the ZHB. Similarly, north of Moûtiers, there is a strong stratigraphic contrast between the Valaisan domain and the Dauphinois series and they are separated by a major tectonic contact.

(2) the large-scale D_3 structure identified close to the BF may be related to a post-collisional (Miocene?) westward movement of a subcrustal indenter similar to the one identified in the Central Alps (e.g. Schmid et al. in press). A similar indenter is also suggested by the crocodile imaged by the ECORS-CROP Profile below the Vanoise (Ménard & Thouvenot 1984; Mugnier et al. 1989; Roure et al. 1989; Thouvenot et al. 1990; Nicolas et al. 1990; Tardy et al. 1990). It must be noted that, in the Arc valley, the eastern edge of the ZHB (the contact with the Sapey gneisses) apparently shows a similar geometry to that of the western contact, with a subvertical S_0–S_1 and a subhorizontal S_2, but it is devoid of D_3 deformation (unpublished observations from 600 m-deep SNCF drilling).

(3) a late, large-scale crustal delamination occurring across the BF zone is suggested by (a) the existence of an east-dipping, thick and continuous gypsum and cargneule scar (b) well-marked seismic reflectors (see below) and (c) the contrasting geometry of the main tectonic surfaces (east-dipping west of the BF and west-dipping east of the BF). In this case, the western margin of the Pennine domain may have collapsed along the BF producing a roll-over style structure as subcrustal deformation moved from east to west, producing the uplift of the EBM (Aillères et al. 1995a).

Which of these three interpretations is pertinent? Or is it possible that along a unique map trace, the so-called PF, three distinctive mechanisms and/or successive events may have occurred? Model (1) tectonic contacts apparently occur west of the Sub-Briançonnais and Valaisan domains according to the literature (Mugnier et al. 1993) – the genuine PF – but are more difficult to assess across the BF. Regarding both models (2) and (3) a late event, Neoalpine in age, must be postulated to explain the present geometrical pattern of both sides of the BF. Figure 5b tentatively sketches such an interpretation and shows schematically how a primary, D_1-related thrust contact which could partly correspond also to a palaeogeographical break is folded by D_2 and is subsequently wrapped around a large D_3 fold. In this case, the more external position of the Valaisan domain with respect to the Sub-Briançonnais domain, close to Moûtiers, can be easily explained. Such a situation could be the result of the intersection of the topographic surface with a complex tectonic edifice, essentially resulting from a westward D_3-refolding of older structures – whatever the corresponding mechanism (indenter or collapse). Such an interpretation addresses the hypothesis of a major back-folding event proposed by most authors because the initial geometry of the D_2-related structures is unknown. However, such an emphasis on the role of the D_3 event does not signify that the backfolds and backthrusts observed further east, in Vanoise (Platt & Lister 1985), were initially foreland verging structures because they may also belong to the D_3 event. Is their present position, with often gently west-dipping axial surfaces, a primary feature? Would it be com-

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 16

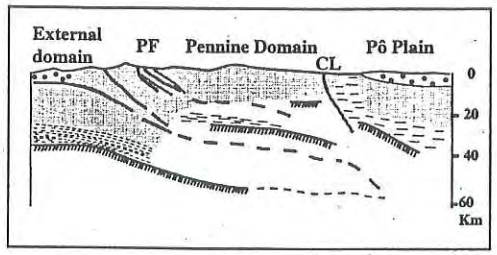


Fig. 6. Interpretative schematic cross-section from migrated vertical reflexion and refraction, wide-angle reflection (black lines with inclined barbs) data and gravity modelling. Grey is for upper crust, dotted lines represent the lower crust. Wide-angle data show the location of the Moho. CL: Canavese Line; PF: Pennine Front. Modified from ECORS-Crop Gravity Group (1989).

pared with ZHB's S_2 or NSZ? In the ZHB, the dominant flattening measured from finite strain analysis which dealt mostly with S_2 schistosity (Aillères et al. 1995b) suggests that D_2 structures were initially steep. However, the possibility that a large part of the Vanoise region could be upside down with respect to the early nappe structures is a provocative question (relative age of the megascopic Mont Pourri recumbent fold? Guillot 1987).

6. The seismic image under the PF zone

Is such an interpretation fitting with available geophysical data? Mapping of the Moho under the French-Italian Alps has been carried out by vertical seismic reflection, wide-angle reflection and gravity modelling (ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group 1989; Nicolas et al. 1990; Thouvenot et al. 1990). Data show (ECORS-CROP Gravity group 1989) two superposed reflective zones, both interpreted as the seismic signature of the Moho (Fig. 6). Under the EBM, the reflective zones, attributed to the European Moho, is at a depth of 37 km. Under the PF zone, it reaches a depth of 55 km and is relayed by a shallower (25–30 km) similar reflective zone which underlies the Pennine domain. This suggests crocodile structure (Meissner 1989) as proposed by Roure et al. (1989) and Nicolas et al. (1990). At the upper-crust level and just below the ZHB, time-migrated vertical reflection data (Mugnier & Marthelot 1991; Sénéchal & Thouvenot 1991) show two narrow and parallel bands of east-dipping reflectors which have been interpreted as the seismic signature of the PF s.l. (Mugnier et al. 1993). According to these authors, the external east-dipping band corresponds to the PF which separates the external Alps (Dauphinois and EBM) from the Valaisan domain (and Sub-Briançonnais?). The most internal band corresponds to the BF, separating the Valaisan domain from the Briançonnais domain. At depth the two bands cross-cut a series of poorly defined, west-dipping reflectors within the ZHB and the Vanoise further east. Tardy et al. (1990) proposed two different interpretations of these reflectors: they may correspond either to early alpine structures, subsequently tilted by the Grand Paradis massif exhumation or to late backthrusting.

Coming back to structural features, the west-dipping reflectors correlate well with the main D_2 pattern, especially east of the PF zone. The interpretation is less clear concerning the two east-dipping linear bands of reflectors as no easy correlation may be proposed with the D_3 event. However, the linearity of the two bands is the main evidence to suggest their relation with a late event, probably extensional according to structural observations (Seward & Mancktelow 1994; Cannic et al. in press; Aillères et al. 1995a).

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 17

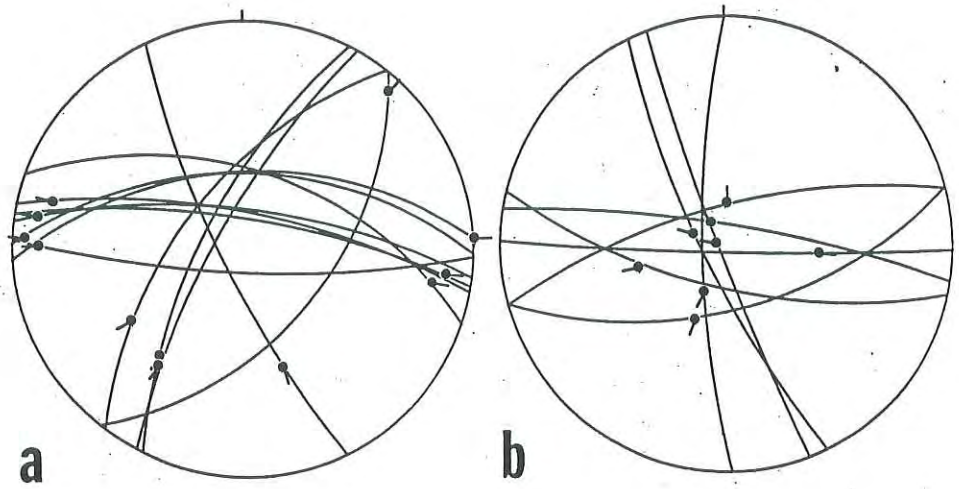


Fig. 7. Equal-area, lower-hemisphere stereographic representation of (a) strike-slip – mainly dextral – faults and (b) normal faults close to the PF zone near the Belleville valley.

7. A local test for the model of late extension: Neotectonic data in the ZHB

At least for the latest stages, the neotectonic data may be used as a test for the above model.

(a) Altimetry

Based on recent geodetic data Ménard (1988) and Jouanne & Ménard (1994) show a differential uplift of the EBM of up to 1.5 mm/yr with respect to the Internal Alps. The inflexion point of the uplift curve occurs close to the PF zone in the Arc valley. Lenotre et al. (1993) indicates an uplift of 2.5 mm/yr, not localized precisely, for the whole Alps. According to Ménard (1988), the maximum uplift is located along the easternmost part of the EBM.

(b) Seismic data

The Briançonnais zone is seismically active, with four significant events (with a magnitude > 4) during the last century (Thouvenot et al. 1991). Hypocenters are shallow (max. 10 km) and focal mechanisms indicate possible dextral movement with an EW extensional component. The 1993 La Plagne event, close to the BF is related to a normal fault mechanism with a probable fault plane N155/70 SW and a hypocenter at 7 km depth (Thouvenot, pers. comm).

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 18

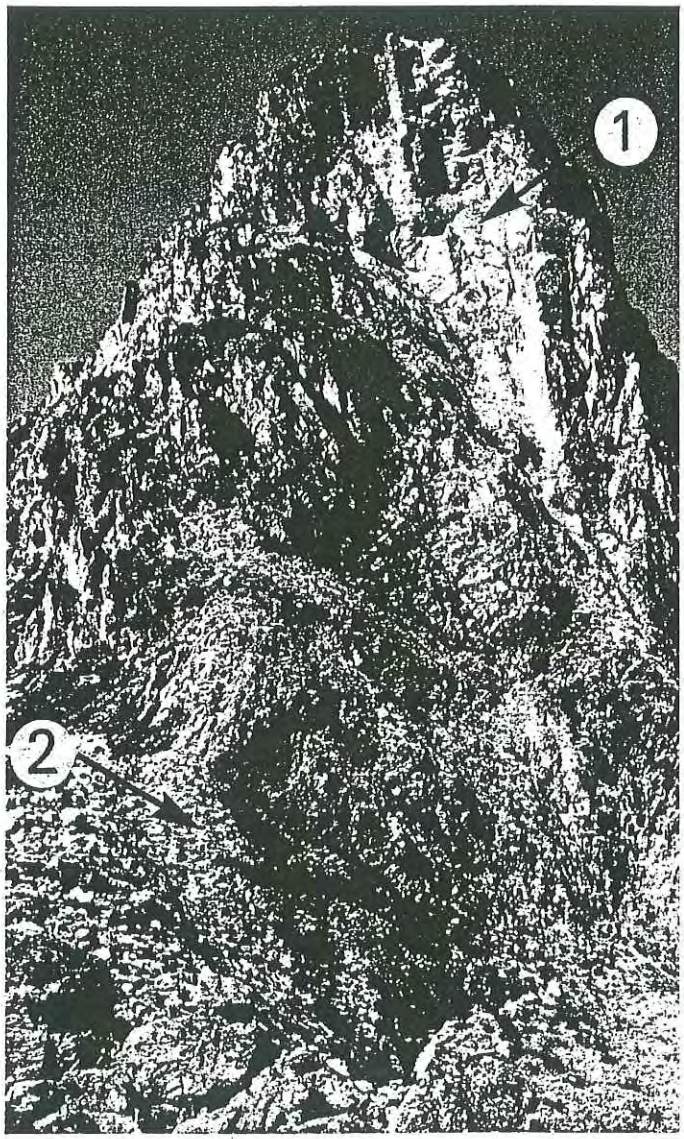


Fig. 8. Active fault from north of Pointe de Fenêtre (Belleville valley). The white cliff (see arrow 1) near the top of the peak corresponds to a very recent rockslide in the fault plane which forms a light grey tongue of unweathered screes (arrow 2).

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 19

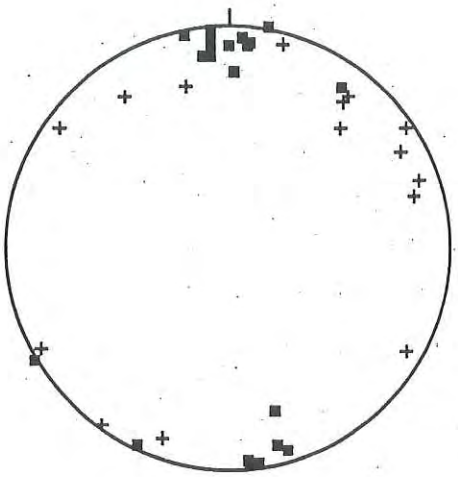


Fig. 9. Equal-area, lower-hemisphere stereographic representation of open joints from Pointe de Fenêtre (crosses) and north of Mont Brequin (squares).

(c) Active faulting

Ménard (1988) outlines the role of glacial abrasion to explain the fact that only neotectonic events younger than 10,000 years may be observed in the Alps. This may explain the relative paucity of published observations. Goguel (1969) and Blès et al. (1993) describe a N30, east-dipping normal fault with a dextral component near Peisey-Nancroix.

We have studied active faults near St Martin de Belleville. Fracture data show N40 and N90–100E strike-slip (mainly dextral) faults (Fig. 7a) and N75–N100E and N150–180E normal faults (Fig. 7b). These faults clearly reflect quaternary movements as underlined by rockslides and landslides (Fig. 8). Open joints have been observed in two main places: Mont Brequin and Pointe de Fenêtre – Geffriand. Close to the Mont Brequin, directions (Fig. 9) are well-defined at N80 to N100E. In the Pointe de Fenêtre – Geffriand area, they are scattered. The E-W joints (Mont-Brequin, Fig. 10) partly correspond to old quartz veins recently re-opened. This re-opening has not a topographical origin because their strikes are perpendicular to the slopes. All these data suggest one or two poorly-defined extensional events, parallel (NE-SW) to the local trend of the alpine belt.

(d) Fission track dating

Fission-track dating on zircons and apatites, on both sides of the PF and Simplon fault (Seward & Mancktelow 1994), shows a significant age difference with younger closure ages on the EBM side and thus, recent, and probably still active, exhumation.

7. Conclusions

There are still many unsolved questions concerning the structure of the PF and BF zones. This is primarily due to uncertainties still existing for the tectonic evolution of the ZHB, considered as the most continuous marker along the PF zone. Questions are (1) the

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 20

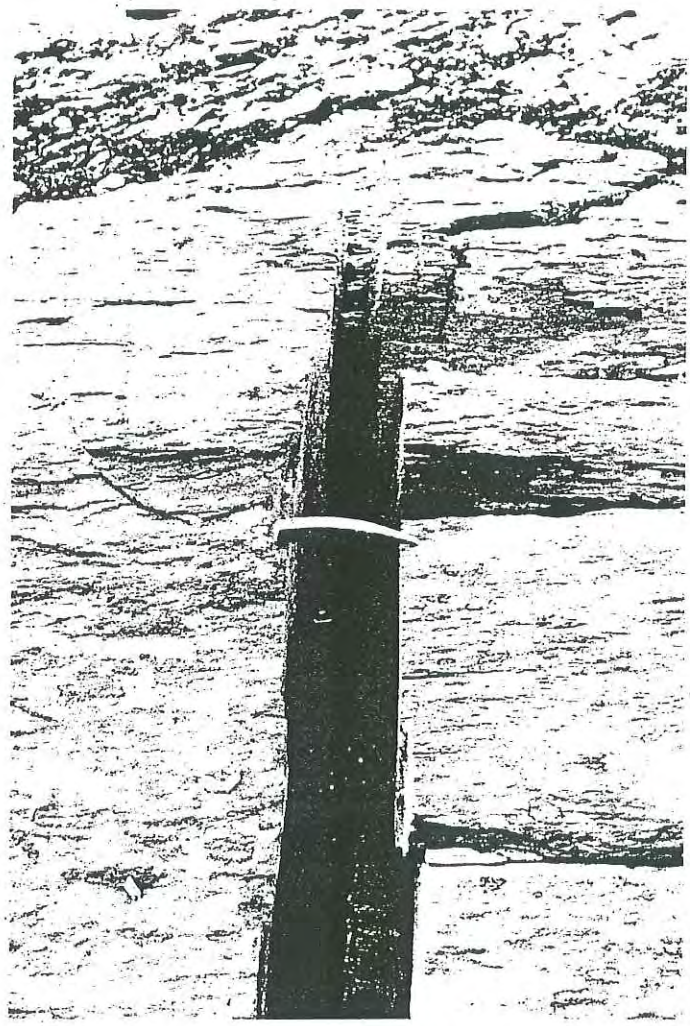


Fig. 10. E-W re-opened joint from Mont Brequin. The sharp edges of the joint indicate that the opening event occurs after the retreat of the last glaciers.

movement directions during D_1, (2) the primary attitude of D_2 structures and the reason why D_2 only records a dominant flattening (Aillères et al. 1995b), and (3) the scale and tectonic regime of the D_3 event (west-verging compression or extension-related roll-over structures).

The kinematic interpretation of S_1 and the geometry of the D_1 pile which shows little evidence for associated isoclinal folds are critical: is S_1, as we observed until now, always nearly parallel to S_0? Similarly, the primary relationships between ZHB and Sapey gneisses raises the same problem. In the present geometry, the Sapey gneisses outcrop

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 21

below downward-facing formations of the ZHB. If we do not accept the previous interpretation of a Permian migmatization (Ellenberger 1958), highly dubious since Détraz's (1984) findings of obvious basement lithologies, the gneisses represent a tectonic unit resting above a formerly upward-facing D_1 pile. As this pile is now overturned, did it occur during D_2 or during the D_3 stage?

What are the time and/or kinematic relationships between extension along west-dipping fault described further south (Philippot 1990) and extension along the east-dipping PF?

An extrapolation of our preliminary model from the ZHB to the external tectonic units of the alpine belt is difficult because of the lack of good structural data for the Sub-Briançonnais and flyschs s.l. zones. A precise comparison of the relative chronologies of deformation of the Valaisan, Sub-Briançonnais and Ultra-Dauphinois units is a necessary prerequisite to any retrotectonic modelling and thus a testing the adequacy of the palaeogeographical interpretations. This approach is necessary to understand the relationships between deformation and sedimentation in the flysch units. Structural correlations should be extended toward the north (Val Ferret and Gd St Bernard) and the south (Briançon) to test the validity of the proposed model, whose main difference with respect to previous interpretations is the emphasis on the latest (Miocene to recent) events in the building of the present geometry of the Alpine belt. Knowing more about the neotectonic events may help to better understand the post-collisional evolution of the Alpine belt.

To conclude, keeping in mind the great number of available stratigraphic and map data, the geometric and kinematic data and the hypotheses outlined above, the need for a reassessment of the ECORS-CROP profile is only too clear. A special emphasis on linking seismic lines with a well-constrained 3D geometry may help to interpret the obvious major seismic reflectors apparently associated with the PF. An approach similar to that recently completed in the Central Alps (e.g. Schmid et al. in press) is now essential for the western Alps.

Acknowledgements

This work was supported by the CRPG (CNRS). It greatly benefited from field discussions and exchanges of data with S. Schmid, F. Guillot, F. Thouvenot and G. Ménard. J. Lacombe (SNCF-Paris) is especially thanked for access to drill-cores of the Modane région. We also are grateful to N. Mancktelow, JL. Mugnier and S. Schmid for their constructive reviews.

REFERENCES

AILLERES, L., BERTRAND, J.M., MACAUDIÈRE, J. & CHAMPENOIS, M. 1994: Interpretation of seismic data using finite strain in the zone Houillère Briançonnaise (French Alps). In: Proceedings of Symposium CROP-Alpi Centrali, Sondrio 20–22 October 1993 (Ed. by MONTRASIO, A. & SCIESA, E.). Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria 2, 17–22.

– 1995a: Structure de la Zone Houillère Briançonnaise (Alpes françaises), tectonique néoalpine et conséquences sur l'interprétation du Front Pennique. C.R. Acad. Sci. Paris 231, IIa, 247–254.

AILLERES, L., CHAMPENOIS, M., MACAUDIÈRE, J. & BERTRAND, J.M. 1995b: Use of Image Analysis in the Measurement of Finite Strain by the normalized Fry method: geological implications for the Zone Houillère (Briançonnais zone, Franch Alps). Mineral. Mag. 59, 179–187.

ANDRIEUX, J. & LANCELOT, J.C. 1980: Les plis transverses dans la zone des Brèches de Tarentaise. C.R. Acad. Sci. Paris, série D, 290, 1059–1061.

ANTOINE, J. 1971: La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière Italo-Suisse. Mém. Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble, 9.

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 22

ANTOINE, P. & BARBIER, R. 1978a: La terminaison méridionale de la zone des Brèches de Tarentaise au sud de Moûtiers (Savoie). C.R. Acad. Sci. Paris, série D, 286, 1849–1851.

– 1978b: Idées nouvelles sur la structure de la région de Moûtiers (Savoie). Géol. Alpine 54, 5–14.

ANTOINE, P., BARBIER, R., BRAVARD, C. & GIDON, M. 1978: Les rapports entre le Flysch des Aiguilles d'Arves et le domaine valaisan au cirque de Valbuche (Savoie). C.R. Acad. Sci. Paris, série D, 286, 1751–1753.

ANTOINE, P., BARBIER, R., BARFÉTY, J.C. & DEBELMAS J. 1980: Précisions sur la formation de base du flysch des Aiguilles d'Arves entre l'Arc et l'Isère (Savoie). C.R. Acad. Sci. Paris, série D, 290, 1451–1453.

ANTOINE, P., BARFÉTY, J.C., VIVIER, G., DEBELMAS, J., DESMONS, J., FABRE, J., LOUBAT, H. & VAUTRELLE C. 1992: Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Bourg-Saint-Maurice. Bur. Rech. Géol. Min.

BARBIER, R. 1948: Les zones ultradauphinoises et subbriançonnaises entre l'Arc et l'Isère. Mém. Carte géol. France.

– 1963: Reflexions sur la zone dauphinoise orientale et la zone ultradauphinoise. Livre à la mémoire du professeur P. Fallot, Mém. hors-série Soc. géol. Fr. Paris II, 321–329.

BARBIER, R. & BARFÉTY, J.C. 1977: Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Saint Jean de Maurienne. Bur. Rech. Géol. Min.

BARBIER, R., BLOCH, J.P., DEBELMAS, J., ELLENBERGER, F., FABRE, J., FEYS, R., GIDON, M., GOGUEL, J., GUBLER, Y., LANTEAUME, M., LATREILLE, M. & LEMOINE, M. 1963: Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. Livre à la mémoire du professeur P. Fallot, Mém. hors-série Soc. géol. Fr. Paris II, 332–377.

BARFÉTY, J.C. 1976: Données nouvelles sur les traits fondamentaux de la structure de la zone dauphinoise au nord du massif du Pelvoux. C.R. Acad. Sci. Paris, série D, 283, 889–892.

BARFÉTY, J.C., BLAISE, J, FOURNEAUX, J.C. & MÉLOUX J. 1984: Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de La Rochette. Bur. Rech. Géol. Min.

BAUDIN, T. 1987: Etude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes): évolution structurale d'un socle briançonnais. Th. univ. Grenoble.

BEACH, A. 1981: Thrust structures in the eastern Dauphinois Zone (French Alps), north of the Pelvoux Massif. J. struct. Geol. 3, 299–308.

BLES, J.L., GHAFIRI, A. & SAURET, B. 1993: Mise en évidence de déplacements horizontaux sub-actuels au voisinage des chevauchements du Briançonnais interne (Massif de l'Aiguille Grive, Savoie). Géol. Alpine. Série spéciale Résumés de colloques 2, 10.

BRAVARD, C., KERCKHOVE, C. & BARBIER, R. 1981: Réinterprétation du sommet de la série des Aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone briançonnaise dans la vallée de l'Arc (Savoie, Alpes occidentales). C.R. Acad. Sci. Paris, série II, 292, 531–534.

BUTLER, R.W.H. 1985: The restoration of thrust systems and displacement continuity around the Mont-Blanc massif, NW external Alpine thrust belt. J. struct. Geol. 7, 569–582.

BUTLER, R.W.H., MATTHEWS, S.J. & PARRISH, M. 1986: The NW external Alpine Thrust Belt and its implications for the geometry of the Western Alpine Orogen. In: Collision Tectonics (Ed. by COWARD, M.P. & RIES, A.C.). Geol. Soc. Spec. Publ. 19, 245–260.

CABY, R. 1963: Etude géologique et métallogénique du bord interne de la zone houillère et de la bordure des schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite (Savoie, Haut Val de Susa). Th. univ. Paris.

– 1992: Hiérarchie des déplacements et exhumations du socle de la zone briançonnaise, des Alpes Cottiennes aux Alpes Graies. C.R. Acad. Sci. Paris, série II, 315, 1517–1523.

CANNIC, S., LARDEAUX, J.M., MUGNIER, J.L. & HERNANDEZ, J. 1996: Tectono-metamorphic evolution of the Rognais-Versoyen unit (Valaisan domain, France). Eclogae geol. Helv. 89, ■■–■■.

CANNIC, S., MUGNIER, J.L. & LARDEAUX, J.M. in press: Mise en évidence d'une faille normale ductile dans l'unité du Roignais-Versoyen (Alpes occidentales, France). C.R. Acad. Sci., Paris.

DEBELMAS, J. & LEMOINE, M. 1970: The western Alps: Paleogeography and structure. Earth Sci. Rev. 6, 221–256.

DEBELMAS, J., ANTOINE, P., BARFÉTY, J.C., DABROWSKI, H., DESMONS, J., ELLENBERGER, F., GOFFÉ, B., GUILLOT, F., JAILLARD, E., PACHOUD, A., RAOULT, J.F. & VAUTRELLE, C. 1989a: Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Moûtiers. Bur. Rech. Géol. Min.

DEBELMAS, J., DESMONS, J., ELLENBERGER, F., GOFFÉ, B., FABRE, J., JAILLARD, E. & PACHOUD, A. 1989b: Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Modane. Bur. Rech. Géol. Min.

DÉTRAZ, G. 1984: Etude géologique du bord interne de la zone Houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Peclet-Polset (Alpes de Savoie). Th. univ. Grenoble.

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 23

ECORS-CROP Deep Seismic Sounding group: Hirn, A., Nadir, S., Thouvenot, F., Nicolich, R., Pellis, G., Scaracia, S., Tabacco, I., Castellano, F. & Merlanti, F. 1989: Mapping the Moho of the Western Alps by wide-angle reflection seismics. Tectonophysics 162, 193–202.

ECORS-CROP Gravity group: Bayer, R., Carozzo, M.T., Lanza, R., Miletto, M. & Rey, D. 1989: Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the western Alps. Tectonophysics 162, 203–218.

Ellenberger, F. 1958: Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. Carte géol. France.

Eltchaninoff-Lancelot, C., Triboulet, S., Doudoux, B., Fudral, S., Rampenoux, J.P. & Tardy, M. 1982: Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mont-Blanc et Belledone (Savoie – Alpes occidentales). Implications régionales. Bull. Soc. géol. Fr. Paris 24, 817–830.

Elter, G. & Elter, P. 1957: Sull'esistenza, nei dintorni del Piccolo S. Bernardo, di un elemento tettonico riferibile al ricoprimento del Pas du Roc. Rend. dell'Acad. Naz. dei Lincei, VIII, vol XXII, 181–187.

Epard, J.L. 1990: La nappe de Morcles au sud-ouest du Mont-Blanc. Mém. Géol., Lausanne 8.

Fabre, J. 1961: Contribution à l'étude de la Zone Houillère Briançonnaise en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). Mém. Bur. Rech. géol. min.

Fabre, R., Gidon, M. & Tricart, P. 1982: La structure du Paléozoïque de la zone briançonnaise axiale au nord de Névache. Géol. Alpine 58, 31-52.

Favre, A. 1861: Notice sur la réunion extraordinaire de la Soc. géol. Fr. Saint Jean de Maurienne (Savoie).

Fudral, S. 1980: Une nouvelle interprétation de l'unité de Salins (zone des Brèches de Tarentaise) au nord-ouest de Bourg-Saint-Maurice (Savoie). Conséquences structurales. C.R. Acad. Sci. Paris, série D, 290, 1333–1336.

Gély, J.P. 1989: Stratigraphie, tectonique et métamorphisme comparés de part et d'autre du Front Pennique en Tarentaise (Alpes de Savoie, France). Th. univ. Chambéry.

Goguel, J. 1969: Des failles d'âge quaternaire à Peisey (Savoie). Bull. Soc. géol. France 7, XI, 35–39.

Guillot, F. 1987: Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (Zone briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). Th. univ. Lille.

Guillot, F., Liégeois, J.P. & Fabre, J. 1991: Des granophyres du Cambrien terminal dans le Mont Pourri (Vanoise, zone briançonnaise): première datation U-Pb sur zircon d'un socle des zones internes des Alpes françaises. C.R. Acad. Sci. Paris, Série II, 313, 239–244.

Guillot, F., Desmons, J. & Ploquin, F. 1993: Lithostratigraphy and geochemical composition of the Mt. Pourri volcanic basement, Middle Penninic W-Alpine zone, France. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 73, 319–334.

Jouanne, F. & Menard, G. 1994: Quantification des mouvements verticaux actuels du Sud du Jura et des Alpes nord-occidentales par comparaison de nivellements: première analyse. C.R. Acad. Sci. Paris, Série II, 319, 691–697.

Lancelot, J.C. 1979: Etude tectonique de la zone des Brèches de Tarentaise dans la région de Bourg-Saint-Maurice (Savoie). Th. univ. Paris 7.

Lasserre, J.L. & Laverne, C. 1976: Le volcanisme tholéitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes): minéralogie, pétrographie et géochimie. Th. univ. Grenoble.

Lenotre, N., Delfau, M., Fourniguet, J. & Mouroux, B. 1993: Carte de France de mouvements verticaux actuels (comparaison de nivellements). Géol. Alpine. Série spéciale Résumés de colloques 2, 33.

Lu Chia, Y. 1986: Analyse tectonique et microtectonique dans la zone des Brèches de Tarentaise (région de Moûtiers) et dans les Schistes lustrés du Mont Jovet (Savoie). Th. univ. Chambéry.

Martinez-Reyes, J, 1990: Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales entre Arc et Isère, région du Mont Niélard et du Cheval Noir (Savoie); le problème des unités à flysch. Th. univ. Chambéry.

Martinez, J.R., Fudral, S., Rampnoux, J.P. & Tardy, M. 1979: Regard sur la stratigraphie du substratum du flysch des Aiguilles d'Arves entre Arc et Isère (Savoie): conséquences paléogéographiques. C.R. Acad. Sci. Paris, Série D, 288, 203–206.

Meissner, R. 1989: Rupture, creep, lamellae and crocodiles: happenings in the continental crust. Terra nova 1, 17–28.

Ménard, G. 1988: Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales. Th. univ. Grenoble.

Ménard, G. & Thouvenot, F. 1984: Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales: arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. Bull. Soc. géol. Fr. Paris 5, 147–156.

Mercier, D. & Beaudouin, B. 1987: Révision du Carbonifère briançonnais: stratigraphie et évolution du bassin. Géol. Alpine, Mém. hors-série 13, 25–31.

9609_Bertrand 14.12.1995 13:14 Uhr Seite 24

MUGNIER, J.L., GUELLEC, S., MÉNARD, G. & ROURE, F. 1989: Géométrie et structure du socle des Alpes externes déduites du profil ECROS-CROP Alpes 1 et ECORS Alpes 2. C.R. Acad. Sci. Paris, 309, 733–739.

MUGNIER, J.L., LOUBAT, H. & CANNIC, S. 1993: Correlation of seismic images and geology at the boundary between internal and external domains of the western Alps. Bull. Soc. géol. Fr. Paris 164, 697–708.

MUGNIER, J.L. & MARTHELOT, J.M. 1991: Crustal reflections beneath the Alps and the alpine foreland: geodynamic implications. AGU, Geodyn. Ser. 22, 177–183.

NICOLAS, A., POLINO, R., HIRN, A., NICOLICH, R. & ECORS WORKING GROUP 1990: ECORS-CROP traverse and deep structure of the western Alps. A synthesis. In: Deep structure of the Alps (Ed. by ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R.). Mém. Soc. géol. Fr. Paris, 156; Mém. Soc. géol. suisse, Zürich 1; Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma 1, 15–27.

PHILIPPOT, P. 1990: Opposite vergence of nappes and crustal extension in the French-Italian western Alps. Tectonics 9, 1143–1164.

PLATT, J.P. & LISTER, G.S. 1985: Structural evolution of a nappe complex, southern Vanoise massif, French Penninic Alps, J. struct. Geol. 7, 145–160.

PLATT, J.P., LISTER, G.S., CUNNINGHAM, P., WESTON, P., PEEL, F., BAUDIN, T. & DONDEY, H. 1989: Thrusting and backthrusting in the Briançonnais domain of the western Alps. In: Alpine tectonics (Ed. by COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G.). Geol. Soc. Special Pub. 45, 135–152.

PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M. 1980: Extensional structures in anisotropic rocks. J. struct. Geol. 4, 397–410.

RAOULT, J.F. 1980: Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). Rev. de Géogr. phys. Géol. dyn. 22, 303–312.

RICOU, L.E. 1980: La zone sub-briançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre subméridien. C.R. Acad. Sci. Paris, série D, 290, 835–838.

RICOU, L.E. & SIDDANS, A.W.B. 1986: Collision tectonics in the western Alps. In: Collision Tectonics (Ed. by COWARD, M.P. & RIES, A.C.). Geol. Soc. Spec. Publ. 19, 229–244.

ROURE, F., POLINO, R. & NICOLICH, R. 1989: Poinçonnement, rétrocharriages et chevauchements post-basculement dans les Alpes occidentales: évolution intra-continentale d'une chaîne de collision. C.R. Acad. Sci., Paris 309, 283–290.

SÉNÉCHAL, G. & THOUVENOT, F. 1991: Geometrical migration of line-drawings: a simplified method applied to ECORS data. AGU, Geodyn. Ser. 22, 401–407.

SCHMID S.M., FROIZTHEIM, N., KISSLING, E., PFIFFNER, A. & SCHÖNBORN, G., in press: Integrated cross section and tectonic evolution of the Alps along the eastern transect. In: Deep structure of the Swiss Alps – Results from NFP/PNR 20 (Ed. by HEITZMANN et al.). Birkhäuser AG Basel.

SERRE, A., TOURY, A., RAMPNOUX, J.P., MARTINEZ-REYES, J. & TARDY, M. 1985: Individualisation de deux unités à flysch nummulitique d'origines paléogéographiques différentes au sein de l'Ecaille ultradauphinoise des Aiguilles d'Arves (région de Saint-Jean-de-Maurienne, Savoie). C.R. Acad. Sci. Paris, série D, 301, 637–642.

SEWARD, D. & MANCKTELOW, N.S. 1994: Neogene kinematics of the central and western Alps: evidence from fission-track dating. Geology 22, 803–806.

SPENCER, S. 1992: A kinematic analysis incorporating incremental strain data for the Frontal Pennine Zones of the western French Alps. Tectonophysics 206, 285–305.

STAMPFLI, G.M. 1993: Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? Eclogae geol. Helv. 86, 1–45.

TARDY, M., DEVILLE, E., FUDRAL, S., GUELLEC, S., MÉNARD, G., THOUVENOT, F. & VIALON, P. 1990: Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front Pennique et la ligne du Canavese (Alpes occidentales). In: Deep structure of the Alps (Ed. by ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R.). Mém. Soc. géol. Fr. Paris, 156; Mém. Soc. Géol. suisse, Zürich, 1; Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma, 1, 217–226.

THOUVENOT, F., PAUL, A., SÉNÉCHAL, G., HIRN, A. & NICOLICH, R., 1990: ECORS-CROP wide-angle reflection seismics: constraints on deep interfaces beneath the Alps. In: Deep structure of the Alps (Ed. by ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R.). Mém. Soc. géol. Fr. Paris 156; Mém. Soc. géol. suisse, Zürich 1; Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma 1, 97–106.

THOUVENOT, F., FRÉCHET, J., VIALON, P., GUYOTON, F. & CATTANEO, M. 1991: Les séismes de Cervières (Hautes Alpes) des 11 et 13 février 1991: un coulissage dextre entre zones piémontaise et briançonnaise. C.R. Acad. Sci. Paris, série II, 312, 1617–1623.

TRIBOULET, S. & ELTCHANINOFF, C. 1980: Etude géologique entre Belledonne et le Mont-Blanc. Livre synthétique. Th. univ. Paris 6.

Manuscript received April 17, 1995
Revision accepted October 10, 1995

Malgré l'absence de critère chronologique fiable, l'histoire de la ZHB et des zones penniques frontales entre Isère et Arc s'intègre dans la chronologie des événements classiquement adoptés pour décrire l'orogenèse alpine. La Fig. I-12 montre la succession d'événements. Les événements D1 et D2 correspondent très probablement à la première phase de serrage en liaison avec la fermeture de l'océan piémontais. Le faible degré de métamorphisme (faciès schistes verts à priori) des terrains de la ZHB contraste énormément avec les assemblages métamorphiques HP/BT décrits en Vanoise plus à l'Est (Ernst, 1973; Frey *et al.*, 1974; Desmons 1977; Platt & Lister, 1985b; Platt *et al.*, 1989). La ZHB est donc restée dans un niveau structural plus élevé que la Vanoise au cours de la subduction, probablement au sein du prisme d'accrétion tectonique. La position actuelle montre que la Vanoise est géométriquement au-dessus de la ZHB, ce qui est probablement le résultat de l'événement D2. L'interprétation proposée est que, au cours de D1, la ZHB reste dans le prisme d'accrétion de la zone de subduction et subit un écaillage vers l'Ouest selon des plans sub-parallèle à la stratification. Il en est de même pour la Vanoise à la différence qu'elle est entraînée dans la subduction. Ceci explique le caractère syn- à post D1 du métamorphisme HP/BT en Vanoise. Au cours de D2, la subduction de la Vanoise se bloque et celle-ci est, dans un premier temps, charriée sur la ZHB (chevauchements de phase D2 de Platt & Lister, 1985b; Platt *et al.*, 1989) puis elle vient s'emboutir dans la ZHB avec développement de plis, droits ou légèrement incliné vers l'Ouest (ils montrent aujourd'hui une vergence apparente vers l'Est) et de la schistosité régionale sub-horizontale originellement.

L'événement D3 est génétiquement lié à l'indentation de la croûte européenne par le poinçon adriatique mis en évidence sur les profils sismiques ECORS-CROP (voir références du § I-1). Cette indentation peut être la cause du basculement vers l'Ouest de toutes les zones internes (peut-être encore actif au vu des données néotectoniques précédemment exposées) avec pour conséquences le départ des nappes penniques orientales et la surrection des MCE réactivant une surface correspondant au FP originel (structure D2 mettant au contact la ZHB et le domaine subbriançonnais). Le

rebroussement résultant, à proximité du FP, produit une structure de type roll-over dont on observe actuellement uniquement le flanc inverse. Les rétrocharriages de Vanoise viennent alors s'inscrire comme des fractures d'intrados de ce grand plis couché vers l'Ouest. On rejoint l'idée que les grands charriages vers l'Ouest (mise en place des nappes penniques) et les rétrocharriages vers l'Est peuvent être contemporains (Mattauer & Tapponier, 1978; Malavieille *et al.*, 1984; Philippot, 1990). La phase D4, en extension, provoque alors le basculement de tout l'édifice vers l'Ouest. Dans ce contexte, la position actuelle de la klippe du Mont Jovet (schistes lustrés), avec à sa base un accident plat, indique que sa mise en place est postérieure à D3. S'agit il d'un mouvement dû à la phase extensive déjà décrite ci-dessus ou d'une phase ultérieure? Dans le futur, l'étude de cette klippe et des nombreux accidents plats observés un peu partout en Vanoise semble être une clef pour la compréhension de la chaîne alpine dans son ensemble.

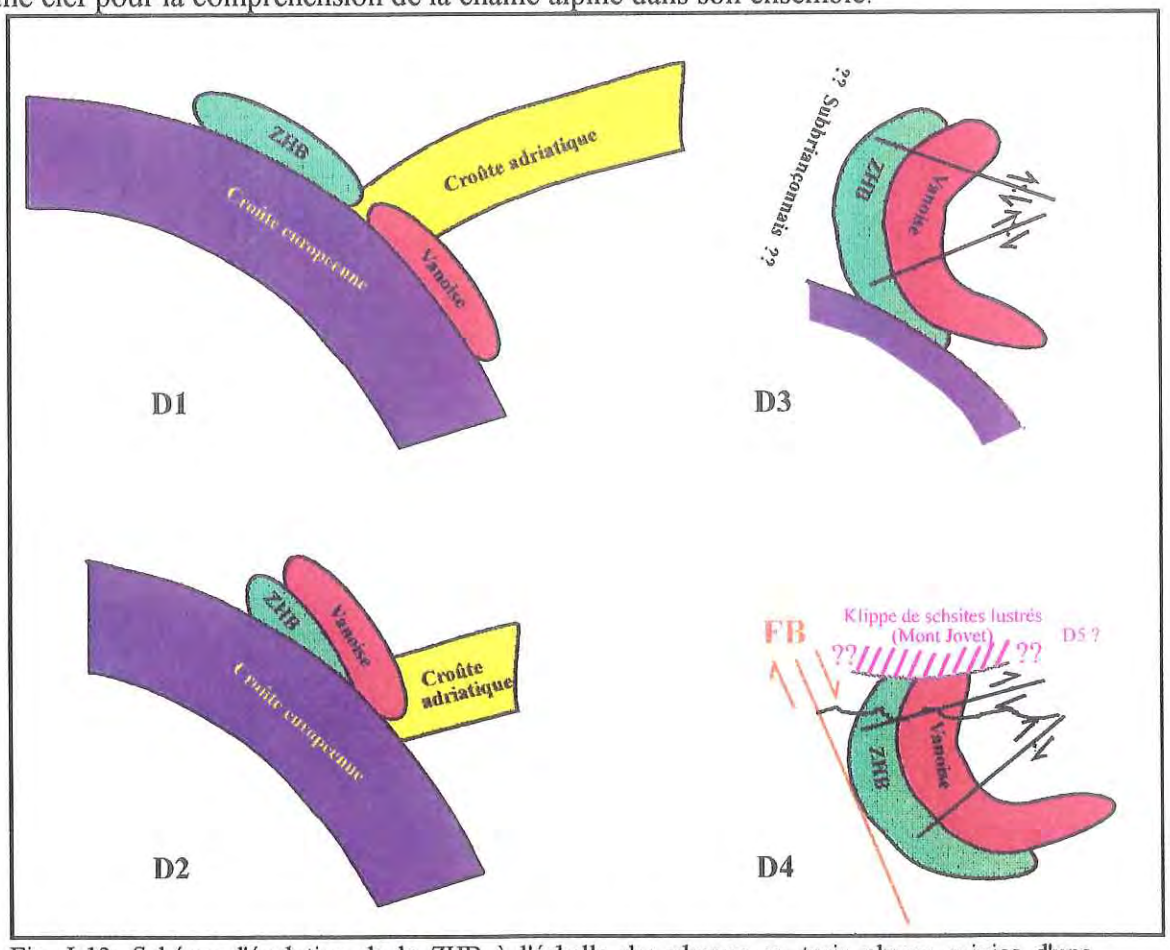


Fig. I-12: Schéma d'évolution de la ZHB à l'échelle des plaques en trois phases suivies d'une extension le long du FB. La courbe en noir sur le quatrième schéma correspond à une éventuelle topographie actuelle.

Avec ce schéma d'évolution, nous allons maintenant restaurer un état non déformé à partir des données de déformation finie replacées dans leur contexte géologique. Dans un cas idéal, l'inversion des données doit aboutir à un schéma d'évolution identique. Si ce n'est pas le cas, elle doit de toute manière apporter des contraintes supplémentaires sur la construction d'un tel modèle.

CHAPITRE II - LES METHODES DE QUANTIFICATION DE LA DEFORMATION FINIE : application des Techniques d'Analyse d'Images

INTRODUCTION

L'état fini de la déformation est caractérisé par un ellipsoïde défini par les trois principaux axes de la déformation (X: axe d'étirement maximal, Y: axe intermédiaire et Z: axe de raccourcissement maximal). Cette définition sous-entend que l'état initial est caractérisé par une sphère définissant un état isotrope avant déformation. Mesurer la déformation finie consiste en la détermination des trois axes principaux de la déformation.

Les différentes méthodes de mesures de la déformation finie proposées dans la littérature prennent en compte soit la position des marqueurs (Fry, 1979; Erslev, 1988; Erslev, 1990) soit leur forme (Ramsay, 1967; Dunnet, 1969; Panozzo, 1983 et 1984; Lapique, 1987). Les différents paramètres géométriques requis par ces méthodes (longueurs et orientations des grands et petits axes, coordonnées des centres, coordonnées des points du contour des grains) peuvent être calculés à partir des coordonnées de certains points du contour à condition d'assimiler la forme des grains à une ellipse. L'algorithme décrit par la suite permet à partir d'une image numérique en niveaux de gris d'individualiser les différents grains de quartz afin d'en extraire des points du périmètre qui servent au calcul des paramètres géométriques cités ci-dessus. A partir de ces données, les ellipses de déformation finie sont déterminées en utilisant soit la méthode des diamètres de Féret (Lapique, 1987) soit la méthode de Fry normée (Fry, 1979; Erslev , 1988) automatisée au cours de ce travail.

II - 1 QUELQUES NOTIONS D'ANALYSE D'IMAGES

Toutes les définitions présentées dans ce paragraphe peuvent être retrouvées dans des ouvrages de Coster et Chermant (1985) et Serra (1982).

II - 1a Qu'est-ce qu'une image?

Une image est constituée d'un ensemble de petites surfaces élémentaires appelées pixels. Le rapport nombre de pixels / taille de l'image conditionne la définition de l'image.

Une image en niveaux de gris présente des pixels qui peuvent prendre une valeur comprise entre 0 (noir) et 255 (blanc) alors qu'une image binaire ne comporte que des pixels affectés de la valeur 0 (noir) ou 1 (blanc). De manière plus générale, une image correspond à une fonction du type z = f(x,y) où x et y sont les coordonnées entières et discrètes du pixel et z son niveau de gris (0 ou 1 pour une image binaire; entre 0 et 255 pour une image en niveau de gris).

II - 1b Les opérations sur les images en niveaux de gris utilisées dans le traitement des microconglomérats de la ZHB

- *Soustraction du négatif d'une image à elle-même*:

Cette opération revient à inverser l'image. On obtient l'image negf(x,y) = 255 - f(x,y). Puis on soustrait l'image negf(x,y) à l'image initiale pour obtenir F(x,y) = 2 f(x,y) - 255 (Fig. II-1, courbe 2) avec bien évidemment les bornes 0 et 255 pour les valeurs de gris de l'image résultante. La Fig. II-1 montre la relation entre les valeurs de niveaux de gris de l'image initiale et ceux de l'image résultante après une et deux soustractions. Il en ressort que les pixels initialement blancs restent blancs et que les pixels plus foncés voient leur niveau de gris baisser et

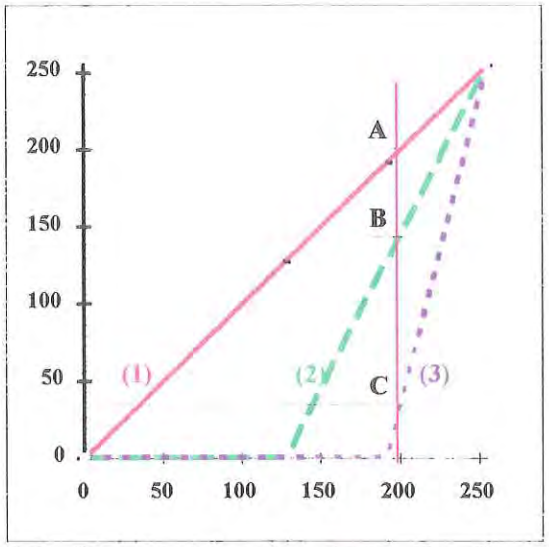


Fig. II-1: Correspondance des niveaux de gris entre l'image initiale (courbe 1), l'image résultat d'une 1° soustraction (courbe 2) et l'image résultat d'une 2° soustraction (courbe 3). Les points B et C montrent les valeurs prises sur ces différentes images pour un pixel initialement affecté de la valeur 200 (point A).

donc tendent vers le noir. Cette opération permet d'augmenter le contraste entre des objets blancs et un fond grisé.

- *Convolution de l'image par un filtre de moyenne à l'aide d'un masque carré de taille 5x5 pixels*: l'image est balayée par le masque de convolution. Pour chaque position (x,y) du pixel central du masque, la valeur moyenne des niveaux de gris des 25 pixels constitutifs du masque est calculée. Cette valeur est affectée au pixel de coordonnées (x,y) de l'image convoluée.

- *Seuillage et binarisation*: le seuillage (voir Fig. 3 du § II-2) permet de déterminer un intervalle particulier de niveaux de gris défini par une borne inférieure (borninf) et une borne supérieure (bornsup). La binarisation consiste à partir de l'image en niveaux de gris à construire une image binaire ne montrant que deux teintes. Le noir (correspondant à 0 sur l'image binaire) est affecté aux pixels ayant initialement une valeur de niveau de gris à l'extérieur de l'intervalle de seuillage, le blanc (correspondant à 1) aux pixels dont la valeur de niveau de gris appartenait à l'intervalle de seuillage. La binarisation réalise la transformation de l'image initiale f(x,y) en l'image F(x,y) de la manière suivante:

si borninf $\leq$ f(x,y) $\leq$ bornsup $\Rightarrow$ F(x,y) = 1

si (f(x,y) > bornsup) ou (f(x,y) < borninf) $\Rightarrow$ F(x,y) = 0

II - 1c Les opérations sur images binaires employées dans le traitement des microconglomérats de la ZHB

- *Erosion et dilatation euclidiennes*:

Ce sont des transformations "en tout ou rien" (Coster & Chermant, 1985) faisant appel à la théorie ensembliste. Elles utilisent un masque de taille et de forme connues appelé "élément structurant". Celui-ci est déplacé sur la totalité de l'image et pour chaque position, on pose une question relative à l'intersection ou à l'inclusion de l'élément structurant (B) avec ou dans l'ensemble X à transformer (Fig. II-2).

La dilatation (Fig. II-2b) est relative à l'intersection. La question est: l'élément structurant B, centré sur le pixel x de l'image, a-t-il une intersection non vide avec l'ensemble X? Si oui, le pixel considéré appartient au dilaté de X soit l'ensemble dilaté $D^B(X)$ est donné par: $D^B(X)$ = (x de l'image / $B \cap X \neq 0$).

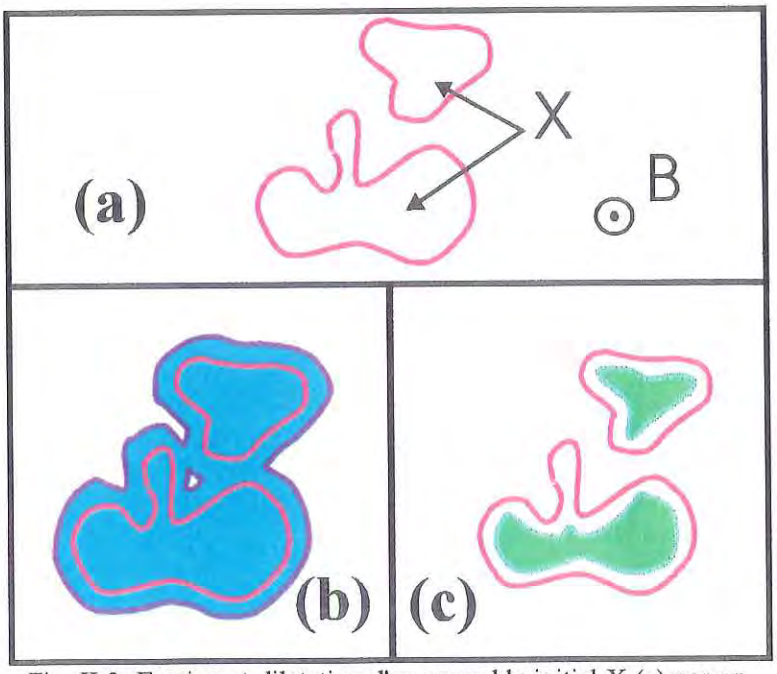


Fig. II-2: Erosion et dilatation d'un ensemble initial X (a) par un élément structurant B. En bleu, résultat de la dilatation (b) et en vert, de l'érosion (c). Le tracé de l'ensemble initial est rappelé en rouge. D'après Coster & Chermant (1985).

L'érosion (Fig. II-2c) correspond à la question relative à l'inclusion. La question est: l'élément structurant B, centré sur le pixel x de l'image, est il totalement inclus dans X? Si oui, le pixel considéré appartient à l'érodé de X, soit l'ensemble érodé $E^B(X)$ est caractérisé par:

$E^B(X)$ = (x de l'image / $B \subset X$).

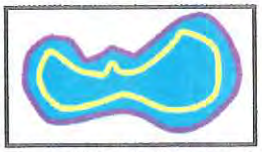


Fig. II-3: Résultat (en bleu) de la dilatation d'une partie de l'ensemble X érodé de la Fig.II-2c (contour rappelé en jaune). Erosion et dilatation sont duales.

La Fig. II-3 montre que érosion et dilatation ne sont pas réversibles, elles sont duales. L'érodé du dilaté de X est différent de X (et vice-versa).

-Dilatation géodésique:

Une opération géodésique se réfère aux objets constitutifs de l'image. Une telle opération nécessite

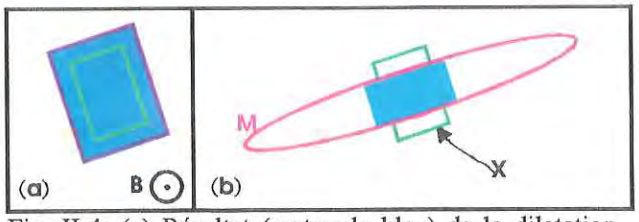


Fig. II-4: (a) Résultat (rectangle bleu) de la dilatation euclidienne d'un marqueur (rectangle vert) par l'élément structurant B. (b) Résultat (en bleu) de la dilatation géodésique du même marqueur par le même élément structurant selon le masque M.

un marqueur qui sera transformé par rapport à et dans un masque. Le résultat de la transformation sera donc obligatoirement limité par et inclus dans le masque. Pratiquement, une dilatation géodésique s'exprime par une dilatation euclidienne du marqueur suivie immédiatement par l'intersection entre le dilaté et le masque. La Fig. II-4 montre le résultat de la dilatation géodésique du marqueur X par l'élément structurant B selon le masque M. Le résultat, $D_M{}^B(X)$, est tel que tous les points de $D_M{}^B(X)$ appartiennent à la fois à M et à $D^B(X)$, soit $D_M{}^B(X) = \{m \in (M \cap D^B(X)) \}$.

Reconstruction: La reconstruction fait appel à la notion de connexité. La connexité d'un ensemble est relative à l'existence d'un chemin, au moins, inclus dans cet ensemble permettant de lier 2 à 2 les pixels de l'ensemble. La Fig. II-5 montre la différence entre un ensemble connexe et un ensemble non connexe.

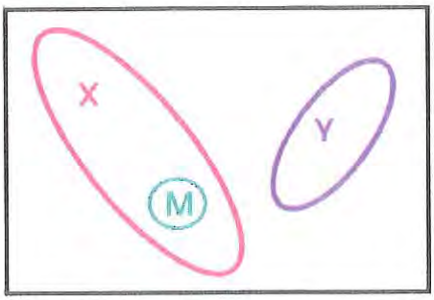


Fig. II-5: Notion de connexité: les ensembles X et Y sont connexes car 2 points de X (resp.Y) peuvent être reliés par un chemin totalement inclus dans X (resp.Y). L'ensemble XUY n'est pas connexe.

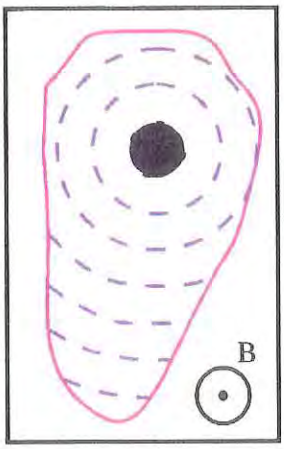


Fig. II-6: Dilatations géodésiques successives de l'ensemble X (en noir) par l'élément structurant B selon M (contour rouge).

Si M est une partie de X, on peut aisément reconstruire X à partir de M en effectuant une itération de la dilatation géodésique de M par un élément structurant B selon X. On reconstruit ainsi les parties connexes entre le masque M et le marqueur X. L'itération est nécessaire pour reconstruire entièrement (Fig. II-6), par étapes successives de dilatations géodésiques, toutes les parties du masque, connexes avec le marqueur.

L'itération s'arrête quand le nombre de pixels constitutifs de l'image après l'itération n+1 est égal au nombre de pixels de l'image n.

- *Séparation de particules*: La séparation des particules, dans notre cas de grains de quartz qui seraient accolés, se fait en deux étapes. La première consiste en l'obtention des érodés ultimes des grains et la seconde permet de reconstruire l'image initiale avec les grains séparés à partir de l'image en érodés ultimes.

L'érodé ultime d'un grain s'obtient par application d'un nombre variable d'érosions. Il correspond au dernier pixel ou au dernier ensemble de pixels restant avant qu'une érosion supplémentaire ne le fasse disparaître. Le processus complet consiste en une succession d'érosions et de comparaisons avec l'image précédente de manière à repérer la disparition des zones correspondant aux érodés ultimes de certains grains et de leur affecter un numéro d'ordre (correspondant au nombre d'érosions nécessaires pour obtenir l'érodé ultime et donc à la taille initiale du grain). A la fin du processus, nous obtenons une image constituée d'un nuage d'érodés ultimes qui sert de marqueur pour reconstruire l'image dans le masque défini par l'ensemble des grains de l'image initiale. L'image est ensuite reconstruite par l'application d'épaississements successifs qui permettent par rapport à la reconstruction géodésique de ne pas reconnecter deux objets initialement connexes. De ce fait, deux grains accolés sur l'image de départ donnant deux érodés ultimes distincts seront reconstruits comme deux grains séparés (Fig. II-7). La position de la séparation sur le segment joignant le centre de chacun des grains est fonction de la différence de numéro d'ordre entre les deux grains puisque les objets sont reconstruits en fonction de ces derniers. Par exemple, si le grain A a un érodé ultime dont le numéro d'ordre est égal à P, et le grain B un numéro d'ordre égal à P-20, B ne commence à être épaissi que quand A a été épaissi vingt fois. Ceci permet de tenir compte de la taille relative des grains et d'obtenir une séparation correcte qui n'est pas nécessairement à mi-distance des deux grains.

Ce processus est en partie illustré § II-2 (Fig. 3, de la contribution à Mineralogical Magazine). En fait, sur cette figure, le processus d'érosion ultime est stoppé au bout de 5 itérations pour une question de temps de calcul et d'efficacité et c'est alors à l'opérateur de finir manuellement la séparation.

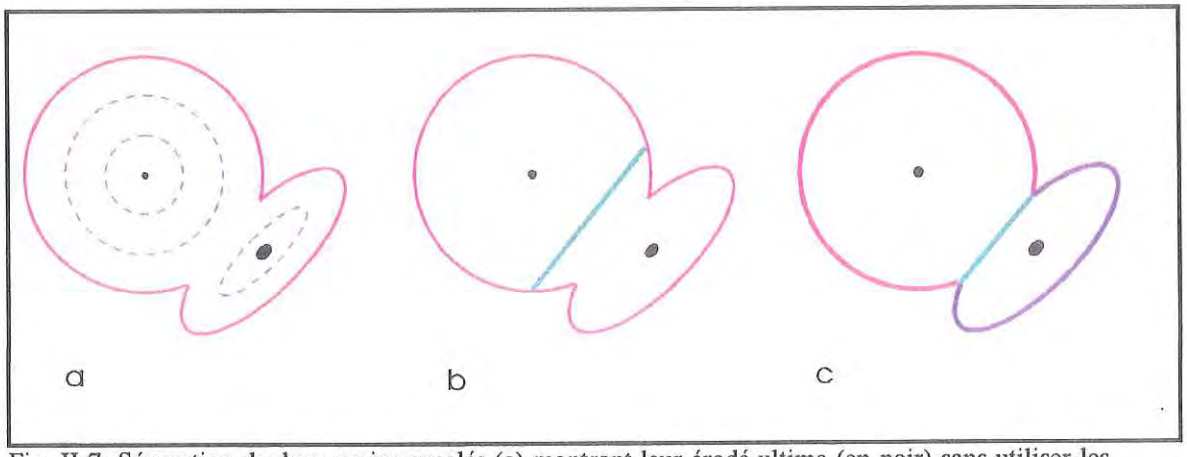


Fig. II-7: Séparation de deux grains accolés (a) montrant leur érodé ultime (en noir) sans utiliser les numéros d'ordre (b) et en les utilisant (c).

- *Border-kill*: l'application d'un border-kill est nécessaire dès qu'un des objets est coupé par la fenêtre d'acquisition ou de travail, la mesure des paramètres géométriques d'un tel objet étant alors nécessairement biaisée. Ce filtre élimine l'ensemble des pixels connexes avec l'ensemble des pixels constitutifs du bord de la fenêtre.

Ces quelques notions d'analyse d'images vont permettre maintenant une plus facile compréhension de l'algorithme développé au cours de ce travail en vue de l'extraction des paramètres géométriques des grains de quartz des micro-conglomérats de la ZHB ainsi que l'algorithme de semi-automatisation de la méthode de Fry normée (Fry, 1979; Erslev, 1988).

II - 2 EXTRACTION DU CONTOUR DES GRAINS DE QUARTZ

Cette partie a fait l'objet d'une contribution dans Mineralogical Magazine

Aillères, L., Champenois, M., Macaudière, J. & Bertrand, J.M., 1995, Use of image analysis in the measurement of finite strain by the normalized Fry method: geological implications for the "Zone Houillère" (Briançonnais zone, French Alps), Min. Mag., 59, 179-187.

Use of image analysis in the measurement of finite strain by the normalized Fry method: geological implications for the 'Zone Houillère' (Briançonnais zone, French Alps)

L. AILLERES, M. CHAMPENOIS, J. MACAUDIERE* AND J.M. BERTRAND

C.R.P.G.-C.N.R.S., 15 rue N-D des Pauvres, B.P. 20, 54501 Vandoeuvre les Nancy, France.

Abstract

Image analysis techniques are used to quantify finite strain in microconglomerates from the 'Zone Houillère' (Briançonnais Zone, French Alps) using the normalized Fry method. Two different techniques have been developed to extract the necessary parameters from quartz grains: the first uses an interactive videographic image analyser linked to a digitizer, and the second uses a semi-automatic image analyser algorithm working on numeric images. Comparison between these two techniques allows the data provided by the latter to be validated. Semi-automated image analysis is then employed to compute the characteristics of the finite strain ellipse as defined by the normalized Fry method. This has been tested on natural and simulated fabrics and gives accurate results. Finally, these techniques have been applied to samples from the French Alps, in an attempt to correlate the regional pattern of finite strain with deep seismic reflectors. This paper presents the preliminary results using finite strain data determined by image analysis processing.

KEYWORDS: image analysis, finite strain, normalized Fry method, French Alps.

Introduction

FINITE strain data can provide important information about the structure of a deformed terrane, such as strain intensity gradients close to a shear zone, or distribution of strain within a nappe complex. Many methods of finite strain determination exist, and are based either on grain-location analysis (Fry, 1979; Erslev, 1988) or on grain-shape analysis [Rf/ϕ method of Ramsay (1967) and Dunnet (1969); Panozzo methods (Panozzo, 1983, 1984); Feret diameters method of Lapique *et al.* (1988)]. These methods require different parameters to characterize the shape or location of the quartz grains or other strain markers (coordinates of the centres of mass, lengths of major and minor axes and their orientations, or location of whole boundaries of grains). In fact, all of these parameters can be computed from the whole boundary of a grain, if it is assumed to be an ellipse.

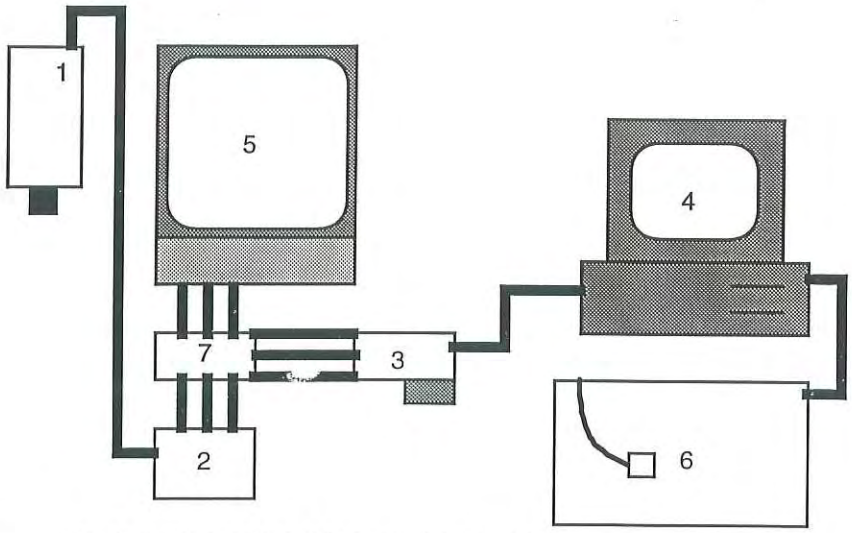
This paper deals with image analysis processes which allow (1) the extraction of grain boundary measurements from thin sections of microconglomerates of the 'Zone Houillère' (Briançonnais zone, French Alps) and (2) the computation of the finite strain ellipse using the normalized Fry method (Fry, 1979; Erslev, 1988). A third part presents preliminary geological implications concerning relationships between finite strain and deep seismic data.

Grain-boundary determination

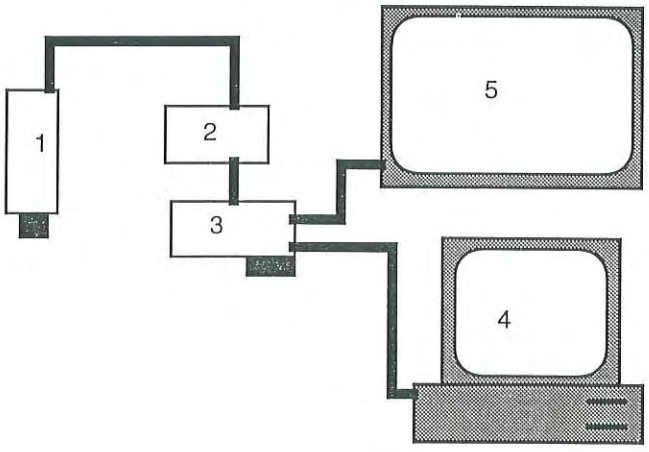
Hardware equipment. Extraction of grain boundary information can be made using either a

* Alternative address: E.N.S.G., 94 ave De Lattre De Tassigny, BP 452, 54501 Nancy, France.

Mineralogical Magazine, June 1995, Vol. 59, pp. 179–187
© *Copyright the Mineralogical Society*



a Configuration of the Videographic Analyser



b Configuration with Optimas

FIG. 1. The two different hardware configurations used in the grain boundary determination process. (*a*) Videographic interactive image analyser: Video camera images (1) are converted into R.G.B. signals (2). Drawing on the digitizer (6) is managed by a videographic card (3) located in a computer (4). Images from the camera and the graphic card are superimposed (7) to give a single R.G.B. image which is shown on the display (5). (From Lapique *et al.*, 1988). (*b*) Semi-automatic system: Images are from the videographic camera (1) they are converted into digital signals (2) and processed by the MFG-AMVS board (3) driven by Optimas 4.0 software running on the host computer (4). The initial and processed images are shown on the display (5).

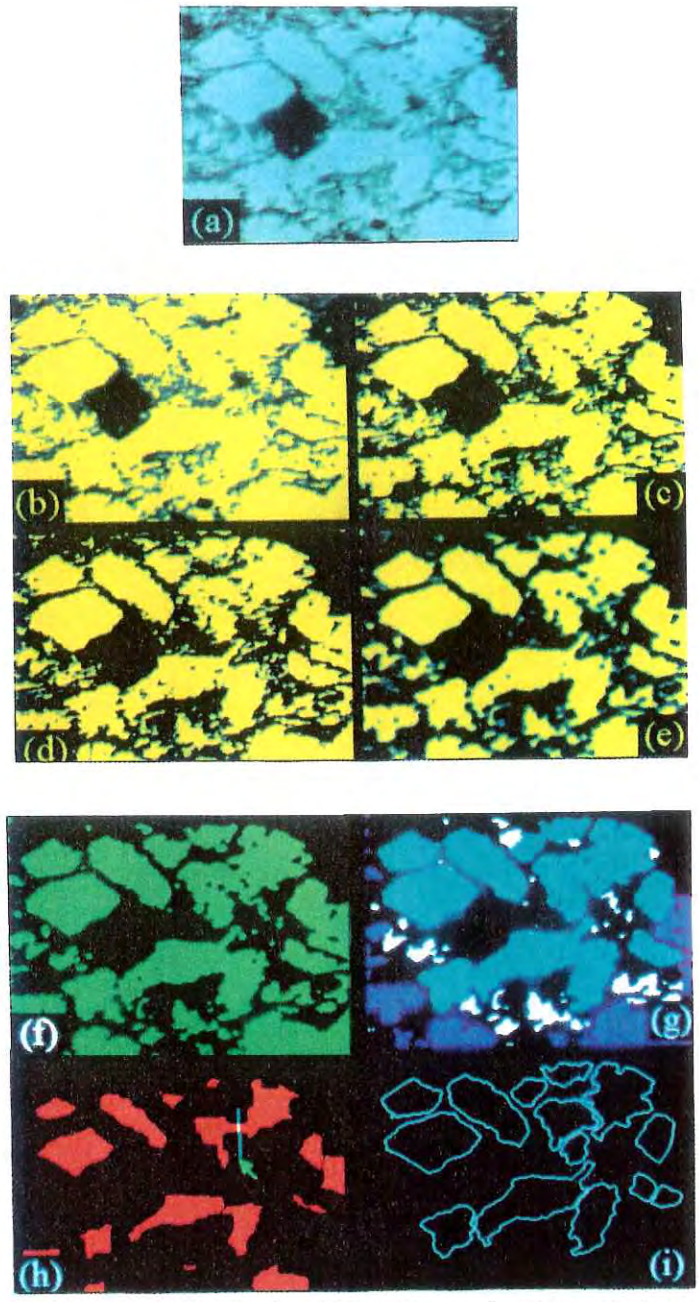


PLATE. 1. An example of image processing showing: (*a*) the initial grey-level image; the image enhancement phase: (*b*), (*c*), (*d*) and (*e*) show in yellow, for the first four steps of the process, the pixels belonging to the grey-level range (166–255); (*b*) again is the initial image; (*c*) the image resulting from the first subtraction; (*d*) the image resulting from the second subtraction; and (*e*) the image after averaging filtering. The resulting binary image (*f*) after thresholding using the former grey-level range. (*g*) shows grains cut by the border of the image (in dark blue), small impurities in the matrix (in white) and grains of interest (in light blue); (*h*) is the image after five 'erosions to point' during the segmentation process presentingg a blue line allowing separation of touching grains; and (*i*) shows the resulting labelling.

Videographic Interactive Image Analyser (Lapique *et al.*, 1988) or a Semi-Automatic Image Analyser.

The first configuration (Fig. 1*a*), using a videographic image analyser, has been developed by Lapique (1987) and Champenois (1989) at the CRPG (Nancy, France). By using a digitizing tablet, it allows the drawing of superimposed figures, such as grain boundaries or anything else, onto a videographic image. Thus, only the characteristics chosen by the operator are digitized and registered by the monitoring computer.

The second configuration (Fig. 1*b*) uses image processing software called Optimas 4.0, distributed by Imasys Inc. This drives a graphic card (Modular Frame Grabber (MFG) from Imaging Tech. Inc.) linked to a variable-scan acquisition module (AMVS). This hardware is installed on a personal computer and allows the acquisition of images from a video camera. The signal provided by the camera is digitized by the frame grabber and the resulting image is displayed on a second screen. All subsequent image processes are carried out by Optimas 4.0 using the MFG-AMVS board on this numeric image.

The semi-automatic process algorithm, using Optimas 4.0, is shown on Fig. 2, and is explained in the following sections. The first part of the process consists of enhancement of the contrast between the grains and the matrix while the second consists of grain segmentation, labelling and finally extraction of data (Plate 1; see colour plate section).

Image acquisition. Images are captured from thin sections of microconglomerates illuminated by plane-polarized light under a petrographic microscope. The optical contrast between quartz grains and matrix (made up of quartz + feldspars + micas) in the thin section is enhanced by preliminary etching using fluoroboric acid. The initial digital images are computed as the average of five successive video acquisitions in order to reduce aleatory noise from the acquisition line. Light intensity, diaphragm aperture and the gain on the video signal during image capture are set so that quartz grains will appear as white as possible (Plate 1*a*).

Contrast enhancement. The aim of this operation is to lower the grey-levels of pixels representing the matrix whilst keeping the grey level of pixels belonging to quartz grains as high as possible, so that grey-level thresholding can successfully separate the grains from the matrix. This process begins with the subtraction of the initial image (Plate 1*b*) from its inverse. The resulting image (Plate 1*c*) is submitted again to the same operation (Plate 1*d*). The process continues with the application of a square averaging filter mask of size 5 × 5 pixels (Plate 1*e*).

The two subtractions have the effect of minimizing, down to a value close to 0, the grey-levels of

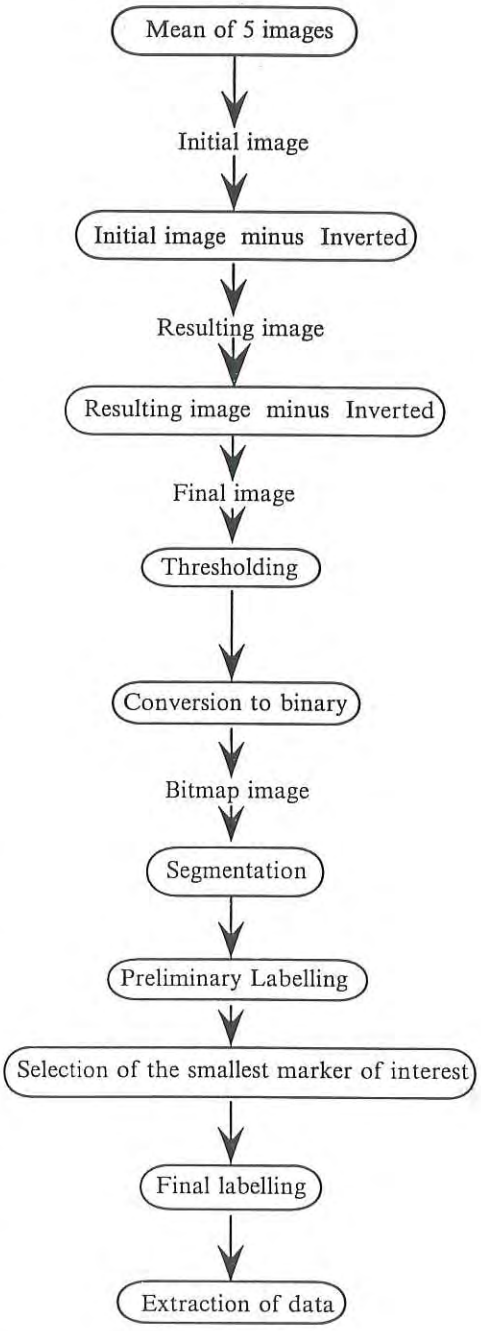


FIG. 2. Image processing algorithm.

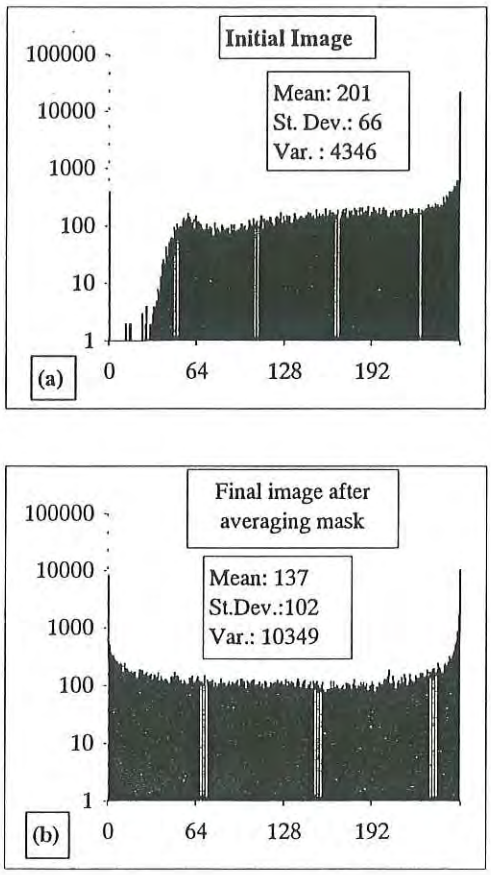


FIG. 3. Grey-level histograms of (*a*) the initial image and (b) the image resulting from the contrast enhancement phase. The value for white (grey-level = 255) pixels remains unchanged while that for black (grey-level = 0) pixels increases. In fact, even when the difference between noise (intermediate grey-levels) and the white and/or black pixels appears to be very low, because of the logarithmic scale, thresholding is successful in picking out quartz grains from the matrix. Note that the mean grey-level decreases while standard deviation and variance increase.

all the pixels whose initial grey-level was less than 191. The averaging operation succeeds in reducing grey-level values of isolated pixels and small clusters of pixels (impurities) to a value which is dependent on their initial size (with respect to a square 5 × 5 pixel mask). Some of them will disappear; others remain present as 5 pixels thick rings whose individual pixels have very low grey level values.

Figure 3 shows grey-level histograms from (*a*) the inital image and (*b*) the image resulting from the contrast enhancement process. The number of white pixels (grey-level = 255) remains at the original value whilst the number of black pixels (grey-level = 0) is increased by more than one order of magnitude. More generally, the number of pixels whose grey-level is less than 128 increases whilst the number of pixels whose grey-level are higher than 128 decreases. This corresponds with an increase in the standard deviation and decrease in the mean of the grey-values (Fig. 3). Pixels belonging to quartz grains, which were initially at a value of 255, remain white while the matrix becomes progressively darker (Plate 1).This first phase greatly improves the grain-matrix contrast even if some isolated impurities are not eliminated (Plate 1*e*).

Thresholding, segmentation, labelling and extraction of data. The preliminary phase enables the quartz grains to be distinguished from the matrix, and it is then possible to pick out these grains by grey-level thresholding (binary selection of pixels on the basis of grey-level threshold values). The lower and higher threshold limits are set interactively by the operator. Once set, the threshold limits control conversion of the image to a binary format. The resulting image (Plate 1*f*) presents all the grains of interest, but three problematic features remain (Plate 1*g*): (1) some grains are touching each other, (2) others are cut by the border of the image and (3) some small impurities are still present.

The first two problems are solved using object segmentation and border-kill processes (Serra, 1982; Coster and Chermant, 1985). The segmentation process is interactive, allowing the operator to correct the resulting image by manually separating or connecting objects (quartz grains) which have not been correctly delineated (Plate 1*h*). The third is solved by allowing the operator to select the smallest grain of interest. Object labelling (Plate 1*i*) and extraction of data are then carried out only on grains whose area is greater than the area of the selected grain.

Data extracted by the software are the coordinates of the pixels belonging to the grain boundaries. To be able to correlate one field of view of a thin section with another, these coordinates are corrected (using translation vectors) to allow for the spatial distribution of each field with respect to another. The program also extracts major and minor axes (and their orientation) and calculates the axial ratio of the grains.

The extracted data are saved in a file from which the program computes and creates subsidiary files of the parameters required by the different finite strain analysis methods which have been enumerated above. In the following, we present results obtained using image analysis with the normalized Fry method (Erslev, 1988).

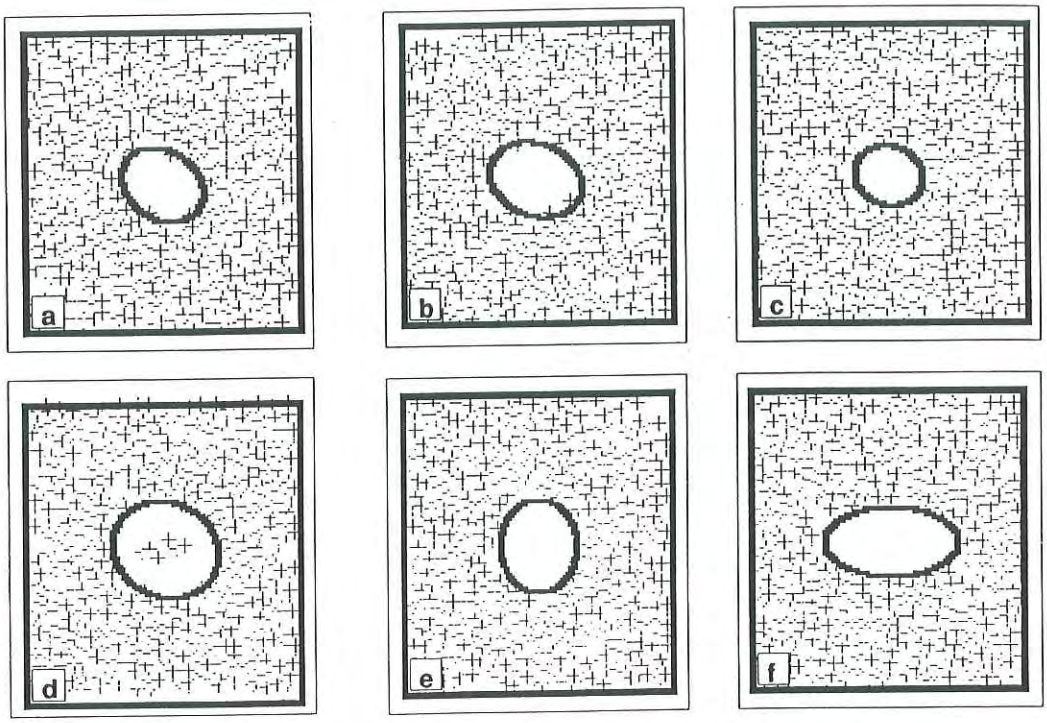


FIG. 4. Examples of normalized Fry diagrams with the superimposed computed ellipse. The process is successful even if some points plot in the centre of the central 'void'.

Computation of the finite strain ellipse using the normalized Fry method

The Fry method (Fry, 1979) is a graphical method providing a diagram showing a central void which is representative of the finite strain ellipse (Fig. 4). Originally, the structural geologist had to visually estimate the ellipse which best fits the central void and to measure manually its axial ratio and orientation. The idea is to use image analysis to compute these parameters and by this means obtain reproducible and more objective results.

Construction of a normalized Fry diagram. The building of a normalized Fry diagram (Erslev, 1988) is very simple, and was originally designed as a manual method (Fig. 5). First, the centres of grains are marked on a sheet of tracing paper. Then, using the tracing paper as the future Fry diagram, the procedure is to place the centre of the tracing paper over the centre of a grain and plot all the centres of the neighbouring grains, the distance between the centre of the diagram and a neighbouring grain being refered to as D. The centre of the diagram is then moved to another grain, the process is repeated, and so on. Erslev (1988) proposed the normalization of the distance D using the size of the grains, in order to improve the definition of the central void. The distance D becomes:

$$Dn = D/\sqrt{(\text{major axis})^2 + (\text{minor axis})^2}$$

The program described here builds normalized Fry diagrams from the data file provided by the grain boundary determination process described above.

Image analysis process and finite strain ellipse computation. The resulting normalized diagram takes the form of a binary image (100 × 100 pixels). It contains a central void (area of switched off pixels) and additional holes outside this void (Fig. 4). This image is processed by carrying out a five-order closing process (Serra, 1982; Coster and Chermant, 1985) which has the effect of eliminating the external holes while conserving the central void. Pixels which remain switched off are considered to be those belonging to the central void. The characteristics of the finite strain ellipse are then calculated using Principal Components Analysis. The covariance matrix is calculated using the reference axes of the display. The eigen vector corresponding to the greater eigen value gives the orientation of the ellipse, while the square root of the eigen values ratio

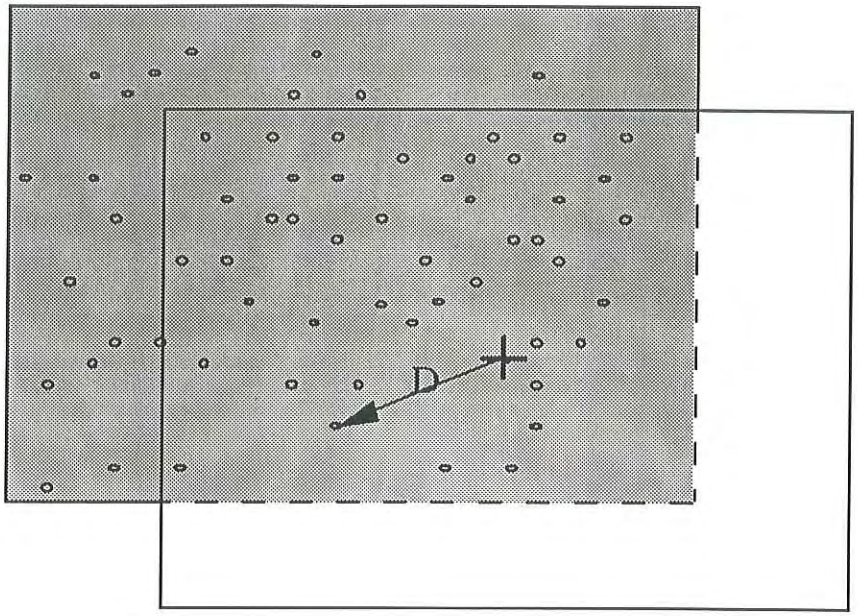


FIG. 5. Constructing a Fry diagram: The grey window represents a thin section whose grain centres have been plotted as black points. The white window represents the tracing paper on which the diagram is built. The cross at its centre is placed over the centre of grain, and the operator then plots the centres of neighbouring grains. The distance between the centre of the diagram and a neighbouring grain is called D.

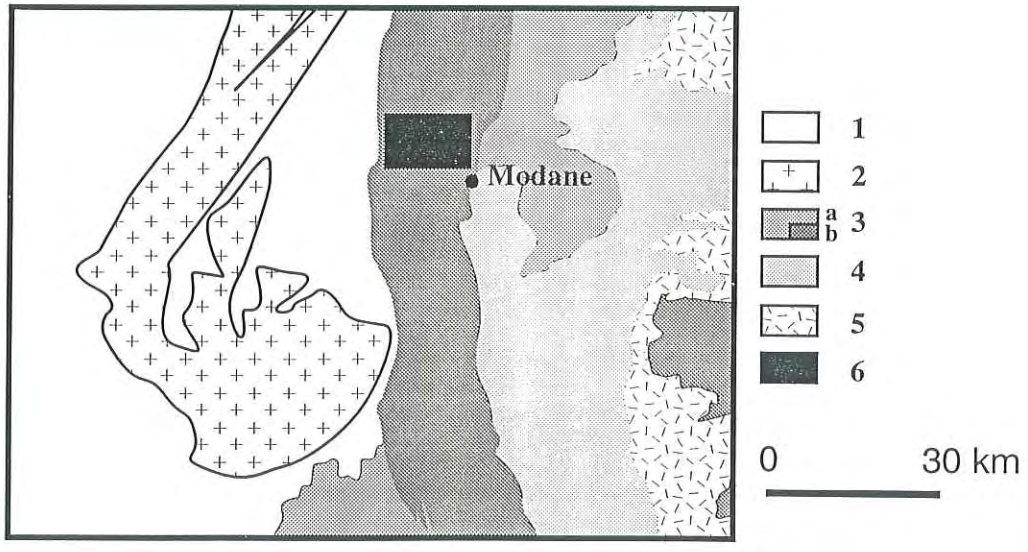


FIG. 6. Schematic structural map of the western Alps: (1) external zones except external crystalline massifs; (2) external crystalline massifs; (3) Briançonnais Domain (a) and (b) Zone Houillère; (4) Piemontais Domain; (5) internal crystalline massifs; and (6) study area.

gives its axial ratio (Aillères and Champenois, 1994). By considering that the preliminary error on pixel positions is equal to $\sqrt{2}$, in order to compensate for the effect of the square gridding, error margins are calculated by the computation of the 1 pixel larger and smaller ellipses. The resulting composite ellipse is then superimposed on the original normalized Fry diagram (Fig. 4).

Geological application

Geological setting. The two techniques presented above have been employed to quantify finite strain in the Zone Houillère close to the Penninic Frontal Thrust (PFT). The aim was to attempt to correlate results of a finite strain study with structures revealed by seismic cross sections (Bayer *et al.*, 1987; Nicolas *et al.*, 1990). The study area is located in the French Alps between the Tarentaise and Maurienne valleys (Fig. 6). The Zone Houillère is the external unit of the Briançonnais domain. It lies directly on the PFT to the west and on the Sapey Gneisses to the east. The main structural feature of this domain is a regionally well-developed horizontal schistosity (S1) which is locally deformed by coaxial folds (F2). S1 is characterized by flattened quartz pebbles lying in and parallel to the S1 schistosity planes. F2 folds have N–S axes and develop S2 schistosity in axial planes. Although S2 is usually sub-parallel to S1, it cross-cuts the previously deformed quartz pebbles in the hinges of F2 folds.

Sample preparation. Microconglomerates have been sampled for this study from both the hinges of F2 folds and their limbs. All the samples have been cut in the three principal planes of strain: (1) XY planes parallel to the S1 schistosity planes; (2) XZ planes parallel to the stretching lineation and perpendicular to S1; and (3) YZ planes perpendicular to S1 and to the lineation. Oriented thin sections were then prepared in each plane. Using these, finite

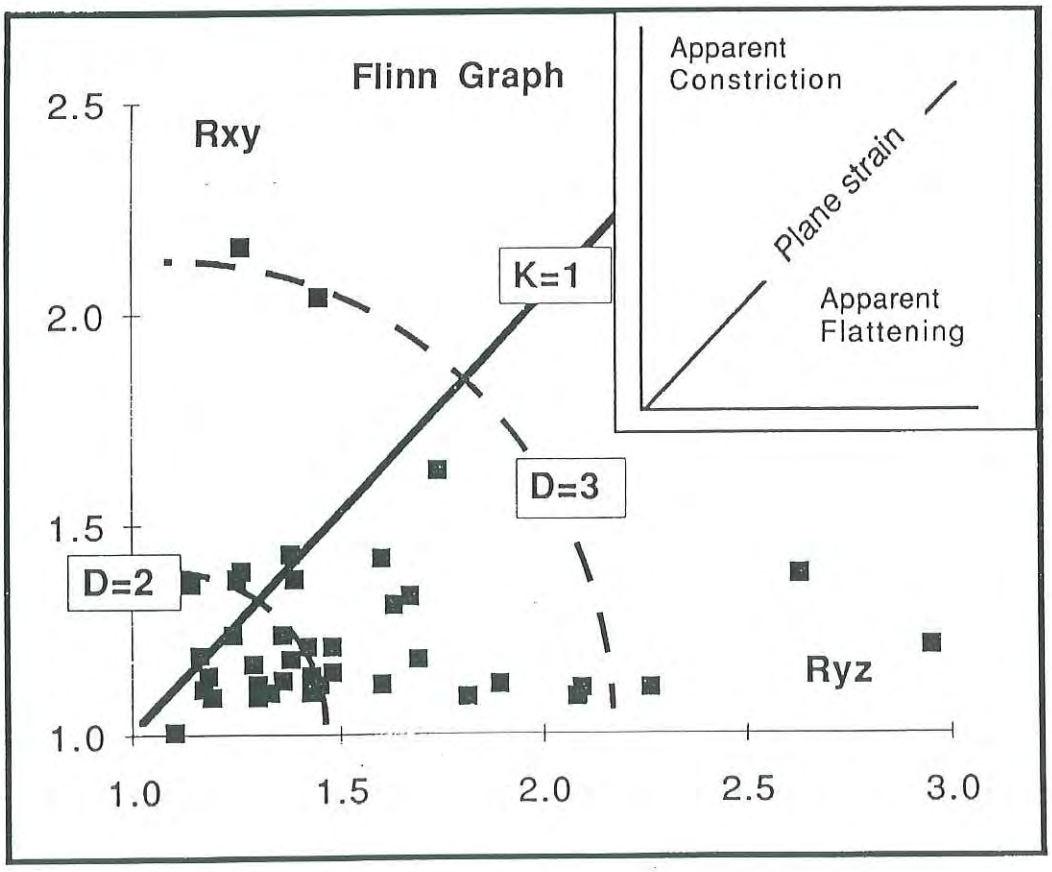


FIG. 7. Flinn graph (1962) where K is the Flinn parameter, and D is the strain intensity.

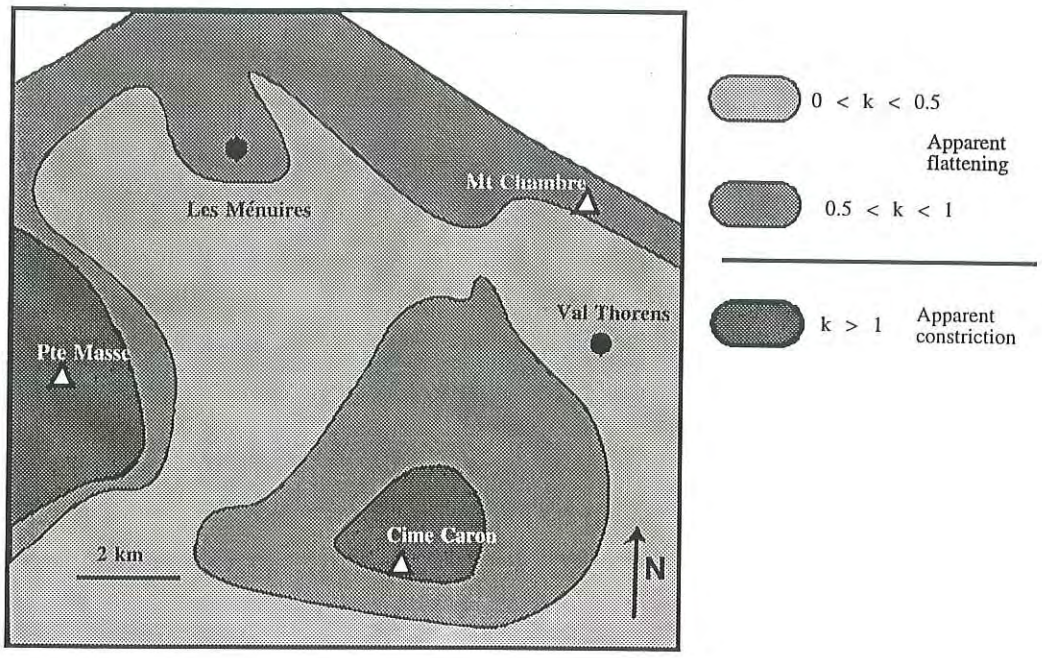


FIG. 8. Map of the Flinn parameter in the study area.

strain ellipses have been determined, and the axial ratios in each plane (called Rxy, Rxz, Ryz) computed together with the orientation of the ellipse in each plane.

Results. The finite strain data have been plotted on a Flinn graph (Flinn, 1962) (Fig. 7). The intensity of finite strain (ID), defined by Ramsay (1967) as:

$$ID = \sqrt{R_{xy}^2 + R_{yz}^2}$$

is rather low for all the samples, even for those very close to the PFT. On Fig. 7, most of the data plot in the apparent flattening field (Ramsay and Wood, 1973). This corresponds to estimates of finite strain obtained from samples in limbs of F2 folds where quartz pebbles are flattened into the plane of the S1 schistosity. Data plotting in the apparent constriction field (Fig. 7) correspond to estimates from the hinges of these folds, where S2 schistosity cross-cuts the quartz pebbles. Thus, mapping of the K-Flinn parameter (Flinn, 1962) in the study area may be used to locate the hinges of major F2 folds which correspond to zones of apparent constriction. The resulting map (Fig. 8) defines two areas where apparent constriction predominates: (1) the first, close to the La Masse Peak, shows a N–S trend consistent with the trend of the F2 folds; (2) the second on the Caron summit appears as a small, rounded area which is interpreted as resulting from the intersection of a F2 fold hinge with the topography. The remainder of the study area is a zone of apparent flattening, and corresponds to areas where S1 and S2 are sub-parallel in the F2 limbs. The position of the fold axes determined using this map correlates well with measurements made in the field.

Discussion and conclusions

Geological application. The results of the finite strain study indicate that deformation in the Zone Houillère was dominated by apparent flattening. A map of finite strain estimates has aided in the positioning of F2 hinges in an area where strain intensity is very low. The zone lies close to a major alpine thrust contact (the PFT) with a prominent seismic signature (Bayer *et al.*, 1987; Nicolas *et al.*, 1990), where one would have expected the finite strain map to show apparent constriction and a marked strain gradient increasing towards the major thrust boundary. It follows that the PFT cannot be related to the structure of the Zone Houillère. It is likely that the high intensity reflectors located just below the PFT correspond to a late event (Tardy *et al.*, 1990; Mugnier *et al.*, 1993), which may be extensional.

Image analysis processes. The semi-automated quartz grain boundary determination process and the interactive videographic image analyser yield very similar results. The procedure for determining the finite strain ellipse using the normalized Fry method has also been tested on simulated fabrics, initially isotropic and subsequently deformed with a superimposed shear coefficient of up to 2 (resulting in an axial ratio of the finite strain ellipses of up to 6). Differences calculated with respect to theoretical values (Lapique, 1987) are typically <12% for axial ratios, and <8° in the orientation of the finite strain ellipsoid.

It is clear that image analysis techniques can be used for determination of the characteristics of the finite strain ellipse. Moreover, use of digital images allows the computations to be semi-automatic and thus more reliable, objective and reproducible than a manual or interactive process. Comparison between results obtained with the semi-automatic process and equivalent results provided by the interactive analyser has helped to verify the validity of the semi-automatic process. The semi-automatic image analysis system is not a 'black box' providing data whose reliability is not established.

In conclusion, the semi-automatic process allows the analysis of a large number of samples and hence the acquisition of a great quantity of data. This is a very important aspect of image analysis techniques, allowing them to be applied regionally to large geological areas such as the Zone Houillère (the size of which is $\sim$ 200 $\times$ 20 km).

Acknowledgements

We would like to thank the C.R.P.G. (C.N.R.S.) and the E.N.S.G. (Ecole Nationale Supérieure de Géologie) for their financial supports. We thank also the two anonymous reviewers and we are grateful to Neil Fortey (BGS Nottingham) particularly for the English correction he made to this paper.

References

Aillères, M. and Champenois, M. (1994) Refinements to the Fry method (1979) using image processing. *J. Struct. Geol.*, **16**, 1327–30.

Bayer, R., Cazes, M., Dal Piaz, G. V., Damotte, B., Elter, G., Gosso, G., Hirn, A., Lanza, R., Lombardo, B., Mugnier, J. L., Nicolas, A., Nicolich, R., Polino, R., Roure, F., Sacchi, R., Scarascia, S., Tabacco, I., Tapponier, P., Tardy, M., Taylor, M., Thouvenot, F., Torreilles, G. and Villien, A. (1987) Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique reflexion verticale (Programme ECORS-CROP). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* (Paris), Série II, **305**, 1461–70.

Champenois, M. (1989) Apport de l'analyse interactive d'images à l'étude de l'évolution structurale de zones déformées: application à une zone de cisaillement pan-africaine de l'Adrar des Iforas (Mali) et aux orthogneiss du massif du Grand Paradis (Italie). Thèse INPL, 210 pp.

Coster, M. & Chermant, J. L. (1985) *Précis d'analyse d'images*. Academic Press, Ed. du C.N.R.S., 521 pp.

Dunnet, D. (1969) A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, **7**, 117–36.

Erslev, E. A. (1988) Normalized center to center strain analysis of packed aggregates. *J. Struct. Geol.*, **10**, 201–9.

Flinn, D. (1962) On folding during 3-D progressive deformation. *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, **118**, 345–428.

Fry, N. (1979) Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, **60**, 89–105.

Lapique, F. (1987) Traitement informatique de la déformation finie et interptétation de l'évolution tectonique Pan-africaine de la région de Timgaouine (Hoggar, Algérie). Thèse Univ. Nancy I, 224 pp.

Lapique, F., Champenois, M. and Cheilletz, A. (1988) Un analyseur vidéographique interactif: description et application. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **18**, 1387–93.

Mugnier, J. L., Loubat, H. and Cannic, S. (1993) Correlation of seismic images and geology at the boundary between internal and external domains of the western Alps. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **5**, 697–708.

Nicolas, A., Hirn, A., Nicolich, R., Polino, R., ECORS-CROP Working Group. (1990) Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse. *Geology*, **18**, 587–90.

Panozzo, R. H. (1983) Two-dimensionnal analysis of shape fabric using projections of digitized lines in a plane. *Tectonophysics*, **95**, 279–94.

Panozzo, R. (1984) Two-dimensional strain from the orientation of lines in a plane. *J. Struct. Geol.*, **6**, 215–21.

Ramsay, J. G. (1967) *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill, New York, 568 pp.

Ramsay, J. G. and Wood, D. S. (1973) The geometric effects of volume change during deformation processes, *Tectonophysics*, **16**, 263–77.

Serra, P. (1982) *Image analysis and mathematical morphology*. Academic press, 568 pp.

Tardy, M., Deville, E., Fudral, S. Ménard, G. Thouvenot and F. Vialon, P. (1990) Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front pennique et la ligne du Canavese. In Roure, F., Heiztman, P. and Polino, R., Eds., *Mém. de la Soc. géol. de France*, **186**. Contribution C.R.P.G., n° 1046.

[*Revised manuscript received 24 August 1994*]

II - 3 MESURES DE LA DEFORMATION FINIE

Parmi toutes les méthodes proposées dans la littérature, celles qui ont été utilisées sont la méthode de Fry normée (Fry, 1979; Erslev, 1988) et la méthode des diamètres de Féret dérivée de la méthode de Panozzo (1983) et développée par Lapique (1987) en parallèle avec l'analyseur vidéographique interactif du CRPG (Lapique *et al.*, 1988).

II - 3a La méthode de Fry normée

Au cours de ce travail, la méthode a fait l'objet d'une semi-automatisation de la mesure de l'ellipse de déformation finie à partir d'un diagramme de Fry normé. Ceci est décrit dans une contribution pour le Journal of Structural Geology.

Aillères L. & Champenois, M., 1994. Refinements to the Fry method (1979) using image processing. J. Struct. Geol, 16, 1327-1330.

Pergamon

Journal of Structural Geology, Vol. 16, No. 9, pp. 1327 to 1330, 1994
Copyright © 1994 Elsevier Science Ltd
Printed in Great Britain. All rights reserved
0191-8141/94 $07.00+0.00

0191-8141(94)E0034-V

Brevia

SHORT NOTES

Refinements to the Fry method (1979) using image processing

LAURENT AILLERES* and MICHEL CHAMPENOIS

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (C.N.R.S.), 15 rue N-D des Pauvres, BP20, 54501 Vandoeuvre, France

(*Received* 8 *November* 1993; *accepted in revised form* 27 *February* 1994)

Abstract—The Fry method is a very powerful way to determine the finite strain ellipse in a deformed rock, but the problems of reproducibility and objectivity of the measurements still remain. Using image processing, the program presented here extracts the central void from Normalized Fry diagrams and computes the characteristics of the best fitted ellipse. It runs automatically on Personal Computers, but remains interactive with the operator, as does the videographic image analyzer.

INTRODUCTION

MANY improvements have been made to the Fry method (1979) since its first application, but the problems of subjectivity and reproducibility still remain. The Fry method for strain determination is a graphical technique. To measure finite strain parameters, one must manually and graphically fit an ellipse on the rim of maximum point density, around the central void presented by the plot. This manual measurement of the axial ratio and the orientation cannot give reproducible results, especially when the central void or the rim of maximum density is not well enough defined.

Erslev & Ge (1990) proposed the Enhanced Normalized Fry method to compute the finite strain ellipse characteristics. Their method consists in the selection of points belonging to an initial Normalized Fry plot (Erslev 1988) and corresponding to certain pairs of neighbour objects. The selection criterion for these pairs of neighbour objects is the value of the "object-pair selection factor" (centre-to-centre distance divided by the sum of the elliptical radii of each object of the pair) which has to be less than a given value, sometimes interactively chosen (Erslev & Ge 1990). The selected points, using the optimal selection factor, determine the rim of maximum density of the initial Normalized Fry plot. Co-ordinates of these points are then introduced in an algorithm which computes the best fitted ellipse using a least-squares method. So, results obtained by this method are dependent on the value given to the selection factor.

The program presented here uses the Normalized Fry method (Erslev 1988), introducing a size parameter to normalize the centre-to-centre distances. This correction eliminates variations due to object size and sorting (Erslev 1988) and improves the definition of the central void. The aim of the paper is to describe an automatic algorithm which allows the objective and reproducible determination of finite strain ellipses, using image analysis.

DATA ACQUISITION AND PROCESSING

Data acquisition

The program runs using digitized files provided by the Interactive Videographic Image Analyzer (Lapique *et al.* 1988) at the C.R.P.G. (Nancy, France). The image analyzer, using a microcomputer, allows the operator to draw superimposed figures on a video image provided by a high resolution video camera. Parameters necessary for the Normalized Fry method (Erslev 1988) are major and minor axes and co-ordinates of the centre of each marker. We propose two ways to extract these parameters. The first consists in the digitization of the two axes assuming grains to be ellipses. The co-ordinates of each centre could then be calculated. The second method consists in the digitization of the whole boundary of the grains. The centre of each marker is calculated as the barycentre of all the points of the grain boundary. The major axis is calculated as the greater length of perpendicular projections of the grain on lines, orientations of which vary from 0 to 180° (greater Feret diameter; Lapique 1987). The minor axis is then calculated by assuming the boundary to be an ellipse,

*Also at Ecole Nationale Supérieure de Géologie, 94 ave De Lattre de Tassigny, BP 452, 540001 Nancy, France.

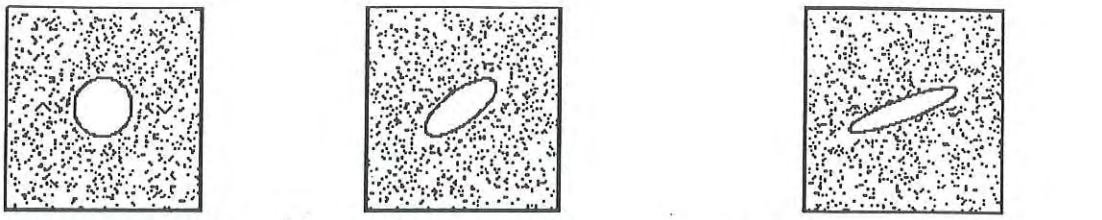


Fig. 1. Normalized Fry diagrams with superimposed ellipse computed for simulated fabrics (sample C1) with increasing shear coefficients (γ) from (a) to (c). AR is for axial ratio.

measuring its area and then dividing this area by a coefficient equal to ($\pi \times$ major axis).

Another problem is the number of objects. The Fry method needs a greater number of markers than is usually obtained by processing of one screen (2×2.58 mm with a magnification of 25) of a thin section under the optical microscope. Since the Normalized Fry method (Fry 1979, Erslev 1988) takes into account the spatial distribution of the markers, we allow the facility to move the section, introducing coefficients of translation corresponding to displacements parallel to X and/or Y of the thin section. This facility greatly improves the results obtained using the Fry method on the analyzer.

Data processing

Using the Normalized Fry method (Erslev 1988), a normalized diagram is computed so that the ratio of switched on pixels to the grid area (100×100 pixels) takes a value between 19.5% and 20.5%. This density (about 20%) has been experimentally determined to approach an image with an optimal definition of the central void. This is automatically obtained by enlargement or reduction of the whole diagram.

The resulting image is submitted to a five-order morphological closing (Serra 1982, Coster & Chermant 1985). A five-order closing consists in the succession of five dilations followed by five erosions. A dilation produces a growth of the initial set due to the result of a "hit and miss" transformation applied on the whole grid (100×100 pixels). The dilation is relative to the intersection between the initial set and a structural element (here, a square mask of $3 \times$ pixels) which is superimposed pixel-by-pixel on the grid. For each position, if one of the 9 pixels in the mask is switched on, the central pixel of the mask will be switched on in the resulting set.

The erosion corresponds to the same scanning of the input set but the central pixel of the mask will be switched on in the resulting set only if the 9 pixels in the superimposed mask are on. This process produces a size reduction of the initial set.

The five-order closing succeeds in switching on all the pixels outside the central void of the diagram. Then, pixels which remain switched off belong to the central void.

CALCULATION OF THE PARAMETERS OF THE FINITE STRAIN ELLIPSE: RESULTS

Using Principal Component Analysis (PCA) on the set of pixels belonging to the central void, the characteristics of the finite strain ellipse are calculated. Using the reference axes of the digitizer, the covariance matrix is calculated. The eigenvector corresponding to the greater eigenvalue gives the orientation of the ellipse, while the square root of the eigenvalues ratio gives its axial ratio.

The preliminary error on pixel positions is equal to $\sqrt{2}$ (in grid unit) corresponding to the square grid. Then, the program computes the finite strain ellipse characteristics for 2 other sets of pixels: (1) initial dilated set, (2) initial eroded set (see above, Serra 1982, Coster & Chermant 1985). So the program gives an uncertainty range for the axial ratio.

Concerning the orientation, the uncertainty range is given by the comparison between the orientation computed using PCA and the orientation measured from the greater Feret diameter (Lapique 1987). These error intervals account for the square grid.

Concerning errors eventually provided by image processing (the five-order closing may make a slight change to the shape of the central void), they are accounted for in part by the uncertainty range, as their calculations are made on both eroded and dilated sets. In other respects, this later eventual source of errors is minimized by the computation method which takes into account all the pixels belonging to the central void and not only its boundary.

EXAMPLES

The process has been tested on simulated fabrics, initially isotropic (Fig. 1a) which are subsequently deformed with different shear coefficients (Figs. 1b & c). The isotropic fabric corresponds to 100 circles of radii between one and two (in arbitrary unit). They are isotropically distributed, they do not overlap each other but are nearly touching. This fabric can correspond to an ideal sedimentary rock, e.g. showing poorly sorted oolites. The two deformed fabrics result from mathematically applying a simple shear matrix to an initial

Table 1. Table of results on simulated fabrics, (a) initially isotropic which have been subsequently deformed with different shear coefficients, (b) uncertainty ranges computed by the program, and (c) relative errors with respect to theoretical values from Lapique (1987). Sample C4 shows no result for $\gamma = 1$ because of the impossibility to determine automatically the finite strain ellipse. γ is for shear coefficient, AR for axial ratio, ϕ for the orientation, C1–C6 are the names of the simulated populations

(a) Table of results

Samples	$\gamma = 0$ A.R.	$\gamma = 1$ A.R.	$\gamma = 1$ ϕ	$\gamma = 2$ A.R.	$\gamma = 2$ ϕ
C1	1.03	2.62	−34	5.49	−20
C2	1.05	2.32	−30	5.23	−22
C3	1.05	2.31	−31	5.37	−21
C4	1.06	< >	< >	5.43	−21
C5	1.06	2.6	−29	4.62	−20
C6	1.07	2.46	−30	5.49	−22

(b) Table of error intervals computed by the program

Samples	$\gamma = 0$ On A.R. (%)	$\gamma = 1$ On A.R. (%)	$\gamma = 1$ On ϕ (°)	$v = 2$ On A.R. (%)	$v = 2$ On ϕ (°)
C1	0.49	7.06	8	19.13	4
C2	0.48	3.23	2	10.52	3
C3	0.48	3.03	6	10.15	4
C4	1.89	< >	< >	3.13	4
C5	0.47	4.42	2	10.28	7
C6	1.87	4.07	6	12.11	3

(c) Table of relative errors compared with theoretical values

Theoretical values	1	2.62	−32	5.83	−22
Samples	$\gamma = 0$ On A.R. (%)	$\gamma = 1$ On A.R. (%)	$\gamma = 1$ On ϕ (°)	$\gamma = 2$ On A.R (%)	$\gamma = 2$ On ϕ (°)
C1	3	0	2	5.83	2
C2	5	11.45	2	10.29	0
C3	5	11.83	1	7.89	1
C4	6	< >	< >	6.86	1
C5	6	0.76	3	20.75	2
C6	7	6.11	2	5.83	0

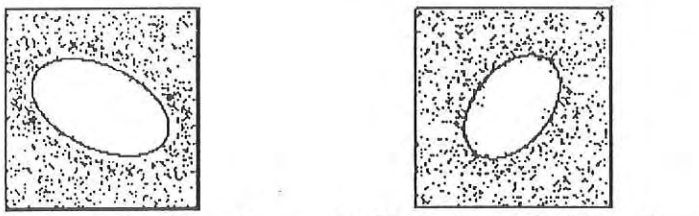


Fig. 2. Normalized Fry diagrams with superimposed elipses computed for natural samples of deformed ironstone oolites: (a) fig. 7.7, and (b) fig. 5.7 of Ramsay & Huber (1983). AR is for axial ratio.

isotropic fabric, with different shear coefficients. The results and the theoretical values are given in Table 1, except for sample C4 with $\gamma = 1$. Results are excellent for shear strain coefficients up to about 2 (axial ratio about 6), but the axial ratios are underestimated for increasing deformation. Note that according to Fry (1979), his method is only valid for axial ratios up to 6. Relative errors (Table 1c) computed with respect to theoretical values are less than 12% (except for sample C5 with $\gamma = 2$), and are reasonable. Concerning the orientation, its determination is always very accurate with absolute errors (Table 1c) less than 3° (in comparison with theoretical values). This error decreases with increasing shear coefficients and axial ratios.

The program has also been tested on natural fabrics in ironstone, oolites (figs. 5.7 and 7.7 from Ramsay & Huber 1983; see Figs. 2a & b). A comparison with their measurements shows nearly identical values. For fig. 5.7 Ramsay & Huber determined an axial ratio of 1.7, using the Rf/Phi method (Ramsay 1967, Dunnet 1969) while the above program computes a value of 1.56. For fig 7.7, they calculated a value of 1.79, whereas our program computes 1.82. These computed values are as accurate a those computed by Erslev & Ge (1990) using the

Enhanced Normalized Fry method (1.567 and 1.641, respectively).

The uncertainty ranges computed by the above program (Table 1b) are very low except for some samples whose central void shape is very complicated, thus introducing higher changes on the central void shape by dilation and erosion processes. Another problem comes from initial Normalized Fry diagrams which present a poorly defined central void (e.g. sample C4 with $\gamma = 1$). The automatic determination of the ellipse is then impossible. We must then interactively and visually fit an ellipse on the Normalized Fry plot, setting the axial ratio, the major axis length and its orientation. For sample C4, results are 2.58 for the axial ratio and $-31°$ for the orientation, which compare well with the known theoretical value (Table 2c).

CONCLUSIONS

The refined Fry method described allows characterization of the whole area of a thin section by the interactive introduction of translation vectors corresponding to the displacement of the section. The digitization technique makes it possible to apply many different methods for the determination of the finite strain ellipse, using either the spatial distribution (Normalized Fry method) as described above or the shape of the grains such as Rf/Phi method (Ramsay 1967, Dunnet 1969) or the Feret diameters method (Lapique 1987).

The program presented here allows the automatic determination of the finite strain ellipse parameters from Normalized Fry plots, but remains interactive with the operator. In case of very high strain (axial ratio over 6) or bad definition of the central void, the operator can adjust the results interactively. The different parameters (axial ratio and orientation) can be changed and the new ellipse is drawn on the initial diagram. In this case, the result is as subjective as the manual fitting of an ellipse on the Normalized Fry plot.

In most cases, corresponding to axial ratios between 1 and 6, the automatic determination is robust. For most samples, the parameters are set to default values (20% for switched-on pixel density in the Normalized Fry diagram and five for the order of closing to extract the central void). That means an objective and reproducible determination of the finite strain ellipse.

Acknowledgements—We would like to thank A. M. Boullier, J. M. Bertrand and J. Macaudière for the very useful discussion and criticisms on this work and the C.R.P.G. (C.N.R.S.) and the E.N.S.G. for their financial supports. We thank also the two reviewers (Dr N. Fry and Dr E. Erslev) and Dr S. H. Treagus for their very useful comments.

REFERENCES

Coster, M. & Chermant, J. L. 1985. *Précis d'analyse d'images*. CNRS, Paris. C.R.P.G. N° 967.

Dunnet, D. 1969. A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics* **7**, 117–136.

Erslev, E. A. 1988. Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates. *J. Struct. Geol.* **2**, 201–209.

Erslev, E. A. & Ge, H. 1990. Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis. *J. Struct. Geol.* **8**, 1047–1059.

Fry, N. 1979. Random point distribution and strain measurement in rocks. *Tectonophysics* **60**, 89–105.

Lapique, F. 1987. Traitement informatique de la déformation finie et interprétation de l'évolution tectonique Pan-Africaine de la région de de Timgaouine (Hoggar, Algérie). Unpublished thèse de l'Université de Nancy I.

Lapique,. F., Champenois, M. & Cheilletz, A. 1988. Un analyseur vidéographique interactif: description et application. *Bull. Minéral.* **111**, 676–687.

Ramsay, J. G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks* . McGraw Hill, New York.

Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Volume 1. Strain Analysis. Academic Press, London.

Serra, J. 1982. *Image Analysis and Mathematical Morphology*. Academic Press, London, 373–423.

II - 3b La méthode des diamètres de Féret

Cette méthode dérive de la méthode de Panozzo (1983) et a été développée par Lapique (1987). Le diamètre de Féret relatif à une direction D est défini comme étant la longueur du segment déterminé par la projection orthogonale sur D des points de tangence de 2 droites orthogonales à D avec le marqueur (Fig. II-8). En faisant varier l'orientation de D de 0 à 180°, on peut obtenir la fonction de distribution des diamètres de Féret pour l'ensemble de la population de marqueurs. Le rapport axial de l'ellipse de la déformation finie est alors égal au rapport entre les valeurs maximale et minimale de la fonction de distribution, l'orientation est donnée par la classe angulaire de la valeur maximale.

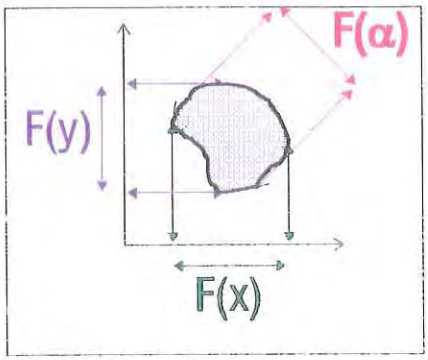


Fig. II-8: Exemple de diamètres de Féret pour les directions x, y et α dans le cas d'un seul marqueur.

	γ=0	γ=1	γ=2
Théorie	**1**	**2.62**	**5.83**
test20	1.06	2.46	5.34
test30	1.02	2.64	
test40	1	2.61	
test50	1.05	2.66	5.79
test60	1.21	3.03	
test70	1.07	2.79	5.99
test80	1.01	2.63	
test90	1.01	2.53	

Tableau II-1: Résultats des simulations de Lapique (1987) avec des valeurs de coefficients de cisaillement (γ) comprises entre 0 et 2.

Cette méthode a été testée par Lapique (1987) sur des fabriques simulées. Celles-ci sont obtenues en tirant au hasard entre des valeurs données la forme des grains, leur orientation et leur nombre dans une plage donnée. Les populations obtenues sont considérées isotropes au départ. A partir de ces fabriques simulées, Lapique (1987) a

calculé les populations obtenues suite à l'application de cisaillement d'intensité croissante. Les résultats sont consignés dans le tableau II-1. Les résultats obtenus sont très proches des valeurs théoriques avec des erreurs relatives généralement inférieures à 10%. et montrent la fiabilité de la méthode.

Les outils développés au cours de cette étude ou au cours des thèses de F. Lapique (1987) puis M. Champenois (1989)et présentés précédemment permettent maintenant la mesure de la déformation finie. Les résultats obtenus sont fiables et objectifs. L'utilisation de l'analyse d'images qui permet la semi-automatisation des mesures rend possible la mesure de la déformation finie (ou de tout autre paramètre géométrique) à l'échelle d'une région avec une maille d'échantillonnage réduite. Ceci fait l'objet du troisième chapitre de ce travail où nous discuterons les données obtenues en terme de processus de déformation.

CHAPITRE III - INTERPRETATION ET DISCUSSION DES MESURES DE LA DEFORMATION FINIE.

INTRODUCTION

En utilisant les méthodes décrites au chapitre II, les mesures de la déformation finie ont été réalisées sur 67 échantillons par la méthode des diamètres de Féret (Lapique et al., 1988). Sur ces 67 échantillons 47 ont aussi été traités par la méthode de Fry normée (NFry) semi-automatisée (Fry, 1979; Erslev, 1988; voir chapitre II).

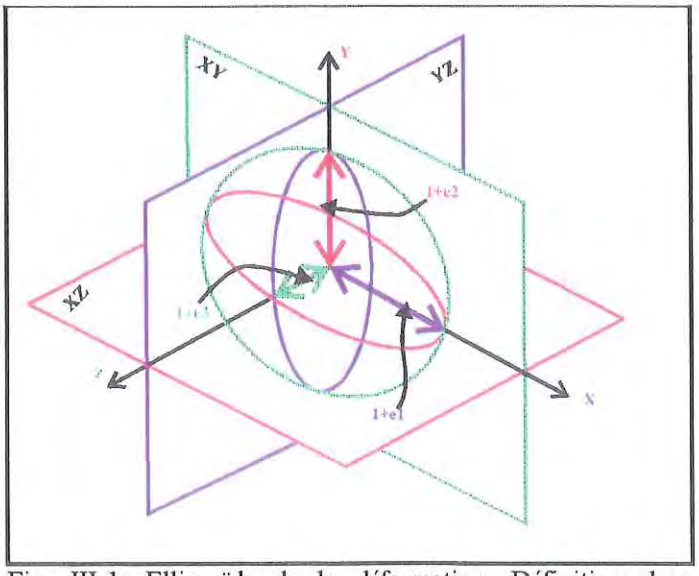


Fig. III-1: Ellipsoïde de la déformation. Définition des directions principales X, Y et Z, des extensions principales e_1, e_2 et e_3 et des plans principaux de la déformation XZ, YZ et XY (d'après Ramsay & Huber, 1983).

Les données sont consignées en annexe. Elles ont été effectuées en prenant D2 comme événement de référence, seule déformation enregistrée à une échelle régionale. Le choix de la référence n'est lié qu'à son caractère régional, qui n'est pas montré par les événements D1 et D3 et aussi par le fait que la schistosité S2 est statistiquement et généralement horizontale. Cependant, nous verrons au chapitre IV que le choix de D2 comme événement de référence pose malgré tout problème quant à l'interprétation et la validation des restaurations de la déformation. Notamment, l'éventuelle superposition de fabriques entre D1 et/ou D3 avec D2 rend complexe la détermination de la part relative de ces événements sur la fabrique restaurée.

Les mesures de déformation finie ont été effectuées à partir de lames minces orientées placées sous un microscope optique en lumière naturelle. Pour chacun des échantillons, trois lames minces orthogonales ont été traitées. Chaque lame mince correspond à un des trois principaux plans de la déformation D2 (Fig. III-1). Nous

définissons ainsi trois rapports axiaux relatifs à une ellipse de la déformation finie (EDF) dans chacun des trois plans contenant deux des trois axes principaux de la déformation (Fig. III-1):

Rxz: rapport axial dans le plan XZ, soit le plan perpendiculaire à la schistosité S2, contenant l'axe maximal d'étirement (X) et l'axe de racourcissement maximal (Z). Le rapport Rxz est aussi donné par la formule: $(1+e_1)/(1+e_3)$ où e_1 et e_3 sont respectivement les extensions principales maximale et minimale.

Ryz: rapport axial dans le plan YZ, soit le plan perpendiculaire à la schistosité S2 et à l'axe maximal d'étirement. Le plan YZ contient Z et l'axe de racourcissement intermédiaire (Y). Le rapport Ryz est aussi donné par la formule: $(1+e_2)/(1+e_3)$ où e_2 est l'extension principale intermédiaire.

Rxy: rapport axial dans le plan XY, parallèle à la schistosité S2 et contenant X et Y. Le rapport Rxy est aussi donné par la formule: $(1+e_1)/(1+e_2)$.

Ces définitions étant rappelées, nous allons maintenant discuter les données en termes de caractéristiques de la déformation puis en terme d'utilisation des données comme valeurs de champs sur l'ensemble de la région étudiée dans la ZHB.

III - 1 CARACTERISTIQUES DE LA DEFORMATION

III - 1a Comparaison des résultats entre les méthodes NFry et des diamètres de Féret

La méthode de Fry (1979) est fondée sur la position relative des marqueurs les uns par rapport aux autres. Elle traduit donc la dispersion des grains dans la matrice. La méthode des diamètres de Féret (Lapique, 1987) est basée sur l'étude statistique de la forme de chaque grain sans considération aucune sur les voisins de chaque marqueur. La comparaison des résultats obtenus par chacune des méthodes doit donc permettre de mettre en évidence une différence dans le comportement de la matrice (méthode NFry) et

des grains (méthode des diamètres de Féret) vis-à-vis de la déformation qu'ils ont subie. Ceci n'est valable que si les grains ne sont pas accolés les uns aux autres, ce qui est vérifié dans notre cas.

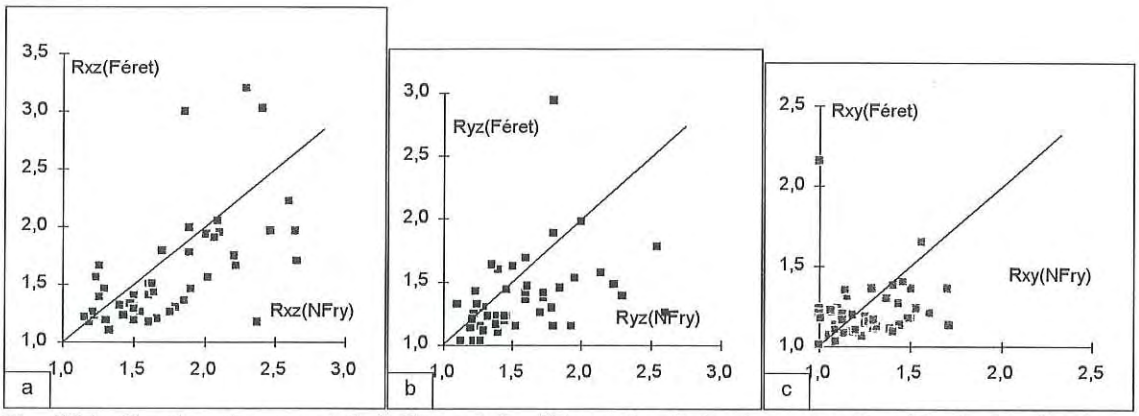


Fig. III-2: Graphes du rapport de l'ellipse de la déformation finie obtenu par la méthode des diamètres de Féret en fonction du rapport issu de la méthode NFry, dans les trois principaux plans de la déformation (a: plan XZ, b: plan YZ, c: plan XY).

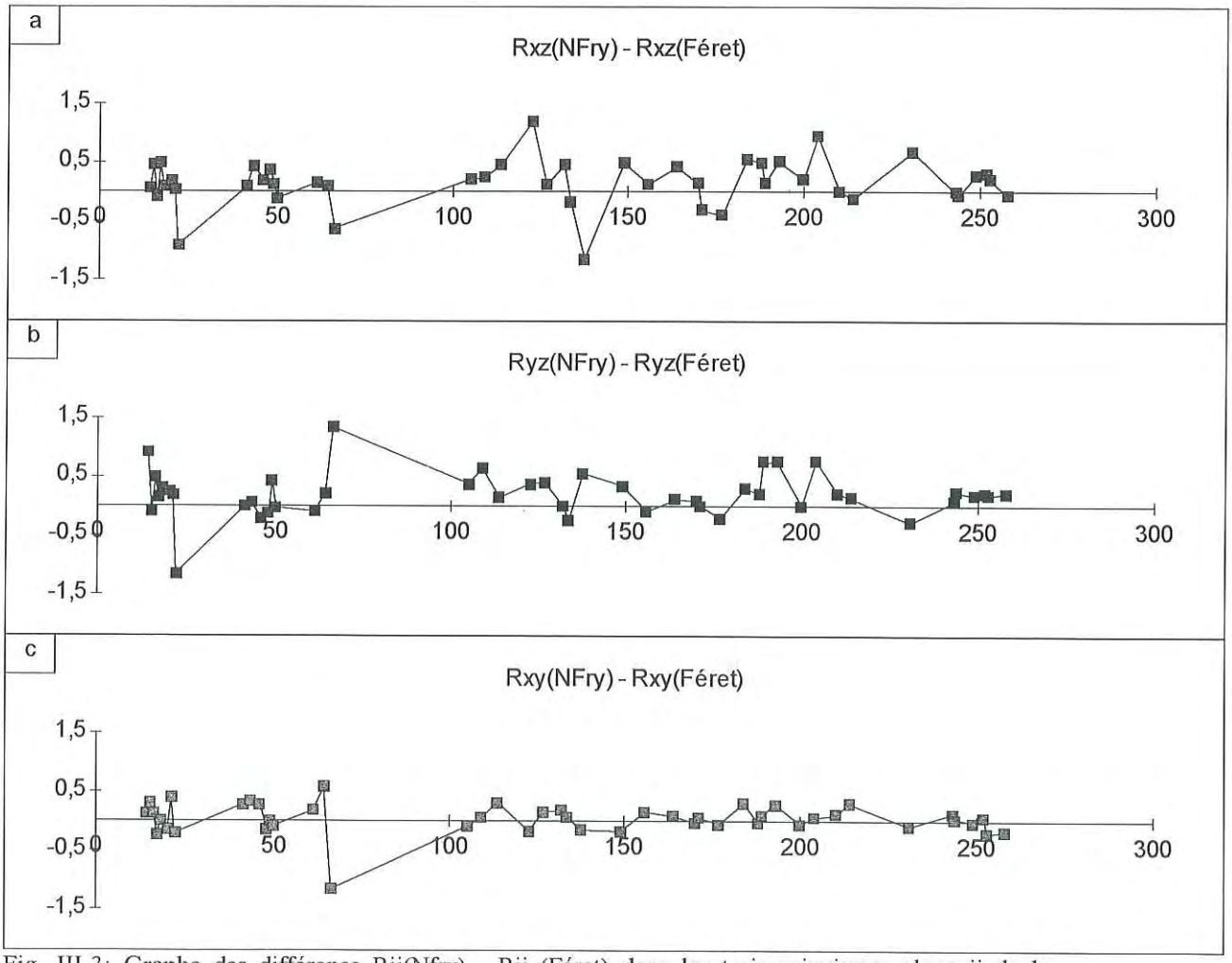


Fig. III-3: Graphe des différence Rij(Nfry) - Rij (Féret) dans les trois principaux plans ij de la déformation en fonction du numéro d'échantillon.

La Fig. III-2 montre, pour chacun des trois plans principaux, les graphes des rapports axiaux des EDF obtenus par la méthode de Féret en fonction de ceux obtenus par la méthode NFry. Cette figure et la Fig. III-3 montrent que les rapports axiaux obtenus par la méthode NFry sont en général supérieurs à ceux issus de la méthode des diamètres de Féret. Le tableau III-1 montre la valeur moyenne, l'écart-type et la variance des différents rapports dans chaque plan, le tableau III-2 donne ces valeurs statistiques pour les différences (Rij (NFry) - Rij (Féret)) pour les trois plans ij.

	Rxz (NFry)	Rxz (Féret)	Ryz (NFry)	Ryz (Féret)	Rxy (NFry)	Rxy (Féret)
Moyenne	1.755	1.607	1.582	1.383	1.262	1.222
Ecart-type	0.426	0.488	0.364	0.323	0.1983	0.184
Variance	0.181	0.239	0.132	0.104	0.039	0.034

Tableau III-1: Moyenne, écart-type et variance des rapports axiaux des ellipses de la déformation finie, dans les trois principaux plans de la déformation, mesurés par les méthodes NFry et des diamètres de Féret.

	Rxz (NFry-Féret)	Ryz (NFry-Féret)	Rxy (NFry-Féret)
Moyenne	0.148	0.199	0.040
Ecart-type	0.411	0.382	0.259
Variance	0.169	0.146	0.067

Tableau III-2: Moyenne, écart-type et variance de la différence entre les rapports axiaux des ellipses de la déformation finie mesurés par la méthodes NFry et celle des diamètres de Féret.

	Plan XZ	Plan YZ	Plan XY
Ecart relatif	9.2%	14.4%	3.3%

Tableau III-3: Ecart relatif des moyennes des rapports axiaux mesurés par la méthode des diamètres de Féret par rapport à la méthode NFry.

Les tableaux III-1, III-2 et III-3 montrent que la matrice a enregistré une déformation légèrement plus importante que les grains. L'utilisation seule des données issues de la méthode des diamètres de Féret entraîne une sous-estimation de la déformation. Les valeurs correspondent alors à une valeur minimale de la déformation enregistrée par les microconglomérats.

III - 1b Aplatissement prédominant

Flinn (1962) a défini le paramètre K comme étant le rapport: K = (Rxy - 1) / (Ryz - 1). Ce paramètre traduit la forme de l'ellipsoïde de la déformation finie. Si K est supérieur à 1, l'ellipsoïde a une forme de cigare, traduisant une déformation en constriction. Si K est inférieur à 1, l'ellipsoïde a une forme de galette traduisant une déformation par aplatissement.

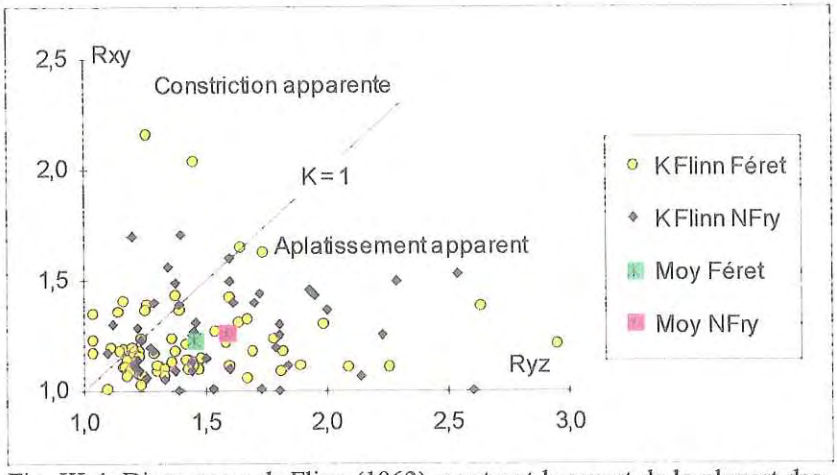


Fig. III-4: Diagramme de Flinn (1962) montrant le report de la plupart des données dans le domaine de l'aplatissement apparent. Ce diagramme montrent 47 valeurs obtenues par la méthode NFry et 67 par la méthode des diamètres de Féret. Le point moyen de chaque population a été représenté et se reporte lui aussi dans le domaine de l'aplatissement. La droite K=1 correspond à la déformation plane.

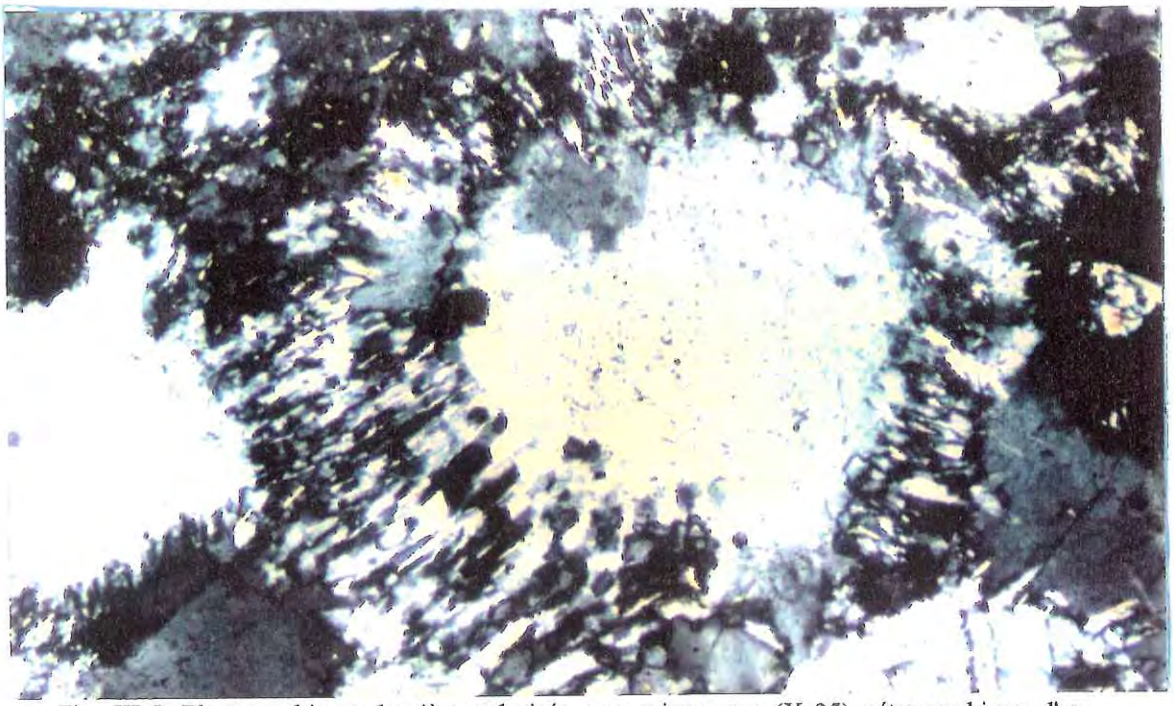


Fig. III-5: Photographie en lumière polarisée sous microscope (X 25) pétrographique d'un grain de quartz dans le plan de schistosité S2. La croissance radiale de fibres de quartz montre le caractère "en aplatissement" de la déformation.

Si K égale 1, la déformation est plane. Le report des données sur un graphe de Flinn (1962) montre (Fig. III-4) que la majorité des points de coordonnées (Ryz, Rxy) se retrouvent dans le domaine de l'aplatissement apparent (Ramsay & Wood, 1973). Ces données confirment l'observation, en lames minces, de fibres de quartz en rosette croissant autour de certains clastes dans le plan de la schistosité S2 (Fig. III-5). Cette observation montre que l'aplatissement mesuré est réel et confirme les observations de terrain où les galets de quartz sont aplatis dans le plan de schistosité (XY) sans linéation nette.

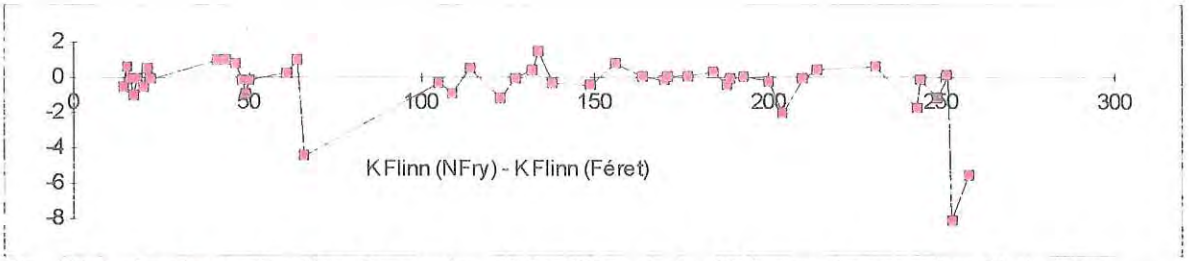


Fig. III-6: Graphe en fonction du numéro d'échantillon de la différence du paramètre K de Flinn (1962) calculé selon les mesures obtenues avec la méthode NFry et celles issues de la méthode des diamètres de Féret. La moyenne de la différence est égale à -0.4.

La Fig. III-6 montre le graphe de la différence des paramètres de Flinn (1962) en fonction des méthodes utilisées pour la mesure des EDF. En moyenne, la méthode NFry donne un paramètre de Flinn inférieur de 0.5 unité par rapport à la valeur obtenue par la méthode des diamètres de Féret. Cependant, cette différence moyenne, relativement élevée, est le résultat de forts écarts attribuables uniquement à certains échantillons dont le paramètre K est très fort pour les mesures effectuées par la

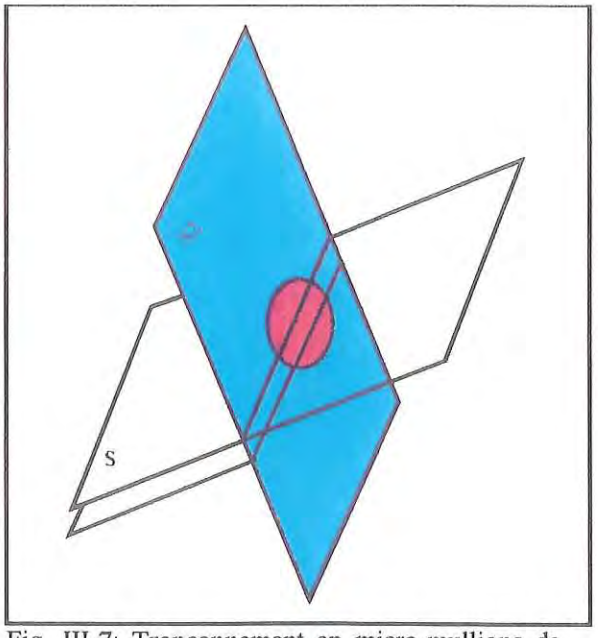


Fig. III-7: Tronçonnement en micro-mullions de galets de quartz (rouge) aplatis dans la schistosité S2 (bleu) par une schistosité S, postérieure.

méthode des diamètres de Féret alors qu'il reste moyen pour les mesures issues de la méthode NFry. D'une manière générale, les deux méthodes donnent des valeurs du paramètre K similaires (Fig. III-4 et III-6). Les différences décrites ci-dessus proviennent essentiellement du fait que la constriction apparente mesurée est le résultat du tronçonnement des galets de quartz préalablement aplatis dans S2 par une déformation ultérieure. Les grains en forme de galette sont transformés en plusieurs grains en forme de cigare. Ceci a été observé dans les charnières de plis post-D2 et explique pourquoi une déformation peut donner une fabrique "en cigare" pour les grains et "en galette" pour la matrice. La constriction observée résulte uniquement de l'intersection de deux surfaces et non pas d'un processus de déformation (Fig. III-7).

III - 1c Variation de volume au cours de la déformation

La Fig. III-8 montre le graphe des rapports axiaux des EDF dans le plan XZ (Rxz) en fonction du produit des rapports axiaux dans les plans XY (Rxy) et YZ (Ryz) pour la méthode Nfry et la méthode des diamètres de Féret. La première bissectrice de ce graphe correspond à l'égalité : $Rxz = Rxy \cdot Ryz$, c'est à dire à une déformation à volume constant.

La non-connaissance d'une, au moins, des valeurs absolues des extensions principales rend impossible la quantification de la variation de volume entre l'état fini et un état initial supposé connu (sphère de rayon unitaire) puisque le système suivant est lié:

* $Rxz = Rxy \cdot Ryz$

* $1 + \Delta v = (1 + e_1)(1 + e_2)(1 + e_3)$ où Δv exprime la variation relative de volume entre l'état fini et l'état initial.

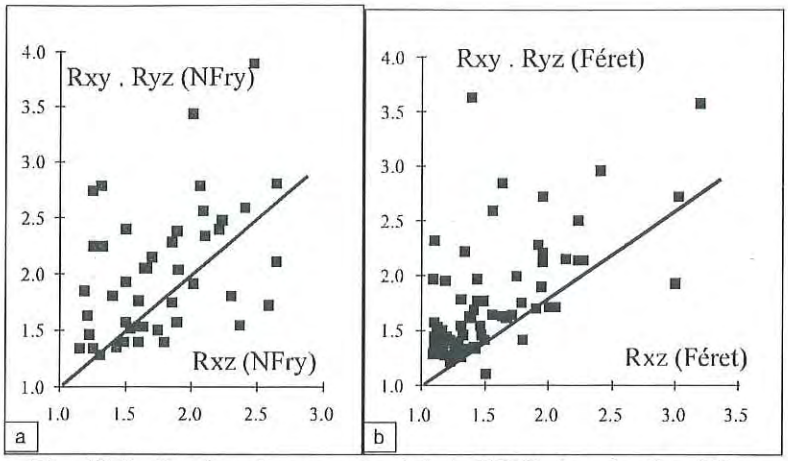


Fig. III-8: Graphes du rapport axial de l'EDF dans le plan XZ en fonction du produit des rapports axiaux dans les plans YZ et XY pour (a) la méthode NFry et (b) la méthode des diamètres de Féret.

Néanmoins, il apparaît que la déformation s'accompagne d'une variation de volume (Fig. III-8) puisque l'égalité n'est pas respectée. Il semble qu'il y ait perte de matière à la fois dans la matrice et autour des grains ce qui est compatible avec le caractère de schistosité de dissolution-recristallisation de la schistosité S2 prise comme référence. Ceci implique que les mesures de déformation finie ne prennent en compte qu'une part de la déformation totale de la roche.

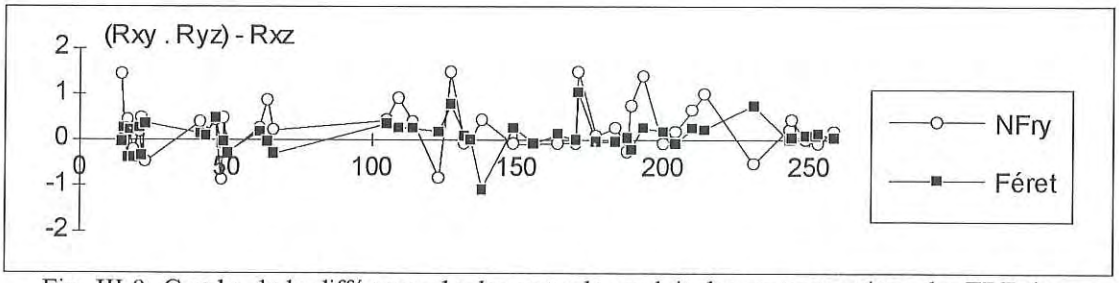


Fig. III-9: Graphe de la différence absolue entre le produit des rapports axiaux des EDF dans les plans XY et YZ et le rapport axial dans le plan XZ en fonction du numéro d'échantillon.

Par ailleurs, la Fig. III-9 montre que la différence n'est élevée que pour certains échantillons (Tar-171 et Tar-231) qui montrent des rapports axiaux de l'EDF dans le plan de schistosité S2 supérieur à la normale. Par ailleurs, la différence est élevée essentiellement pour des résultats issus de la méthode NFry. Il semble donc que la matrice ait enregistré des variations de volume plus importante que les grains.

En conclusion, et c'est le fait important à retenir, la moyenne des différences absolues entre le rapport Rxz et le produit Rxy.Ryz est de l'ordre de 0.25 sur 47 échantillons traités par la méthode NFry et de 0.21 sur 67 échantillons traités par les diamètres de Féret. Ces différences absolues correspondent à des différences relatives (par rapport à la valeur moyenne de Rxz) respectivement de 14.2% pour la méthode NFry et 13.1% pour la méthode des diamètres de Féret. Compte tenu des erreurs de mesures (de l'ordre de 10% en moyenne), ces résultats indiquent que la variation de volume, existant bel et bien, ne modifie que faiblement les données obtenues et reste faible.

Ceci est confirmé par le graphe de Flinn (Fig. III-4) et les travaux de Ramsay & Wood (1973). Selon ces auteurs, une perte de matière entraîne une translation de la droite de la déformation plane (K=1) vers les Ryz croissant en augmentant corrélativement le champ de la constriction vraie. Or, les observations en lames minces et de terrain montrent que l'aplatissement mesuré est réel et non seulement apparent. Ceci implique que l'on ne peut translater au maximum la droite de la déformation plane que de 0.1 unité selon l'axe Ryz. Cette valeur correspond à une valeur maximale de la variation relative de volume de 10% (Ramsay & Wood (1973).

III - 1d Intensité de la déformation

L'intensité de la déformation (D) a été définie par Ramsay (1967) comme $D=\sqrt{Rxy^2 + Ryz^2}$. Les différentes valeurs seuils de l'intensité de la déformation correspondent donc a des quarts de cercles sur le graphe de Flinn (1962). La Fig. III-10 représente les valeurs de l'intensité de la déformation pour les deux méthodes de mesures de la déformation finie.

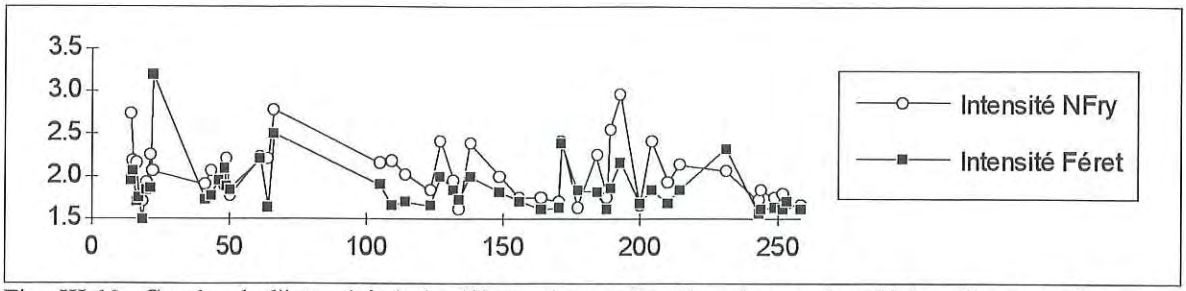


Fig. III-10: Graphe de l'intensité de la déformation en fonction du numéro d'échantillon pour les méthodes NFry et des diamètres de Féret.

Le fait le plus important a signaler au premier abord, est que la déformation montre une intensité qui est restée faible à la fois dans la matrice et sur les grains.

L'intensité est cependant plus élevée pour la matrice (résultats issus de la méthode NFry) que pour les grains même si d'un échantillon à l'autre, les valeurs d'intensité restent proportionnelles.

III - 2 PROFILS DE QUELQUES PARAMETRES A TRAVERS LA ZHB

Les Fig. III-11 et III-12 montrent les graphes du rapport axial des EDF pour le plan XZ, de l'intensité et du paramètre K de Flinn (1962) en fonction de l'altitude et de la longitude des points d'échantillonage. Le Front Briançonnais (longitude moyenne sur la zone d'étude: 4.58 gr) juste à l'Ouest de la zone d'étude, est globalement N-S à cette latitude. Il est considéré comme une des structures chevauchantes majeures des Alpes.

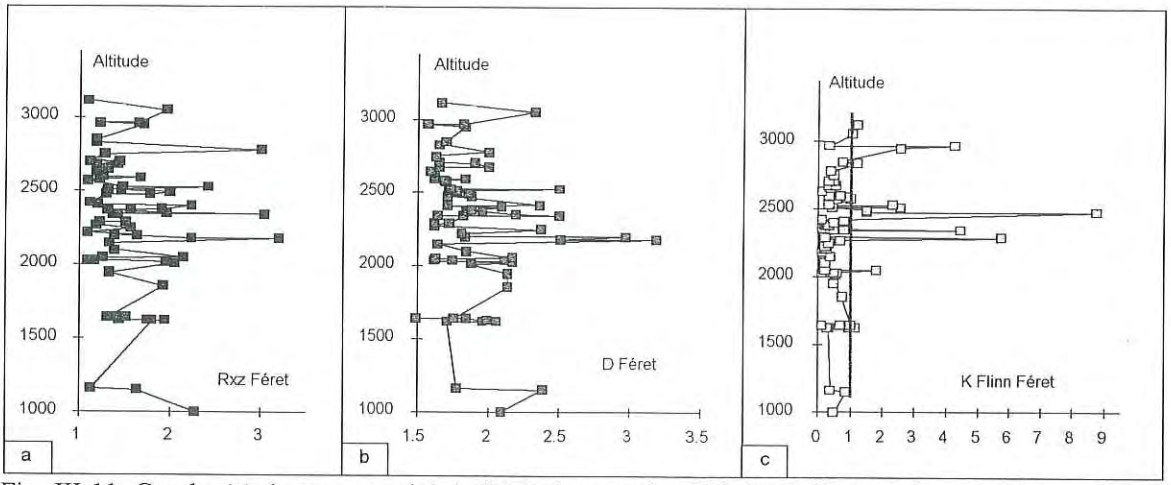


Fig. III-11: Graphe (a) du rapport axial de l'EDF dans le plan XZ, (b) de l'intensité de la déformation et (c) du paramètre K de Flinn (1962) en fonction de l'altitude, d'après les mesures obtenues par la méthode des diamètres de Féret.

En s'en approchant, on s'attendrait donc à observer l'apparition d'un gradient avec des valeurs de déformation croissantes en intensité. Il serait même logique d'avoir l'apparition d'une fabrique de forme en constriction traduisant le développement d'une forte linéation (rapport de l'EDF dans le plan XZ). Or, au vu des Figs. III-11 et III-12, il n'en est rien. Les paramètres caractéristiques de la déformation finie ne montrent ni gradient selon une coupe en fonction de la longitude, ni en fonction de l'altitude. Rappelons que les données en constriction apparente à proximité de la Pointe de La Masse sont le résultat de la superposition de deux événements.

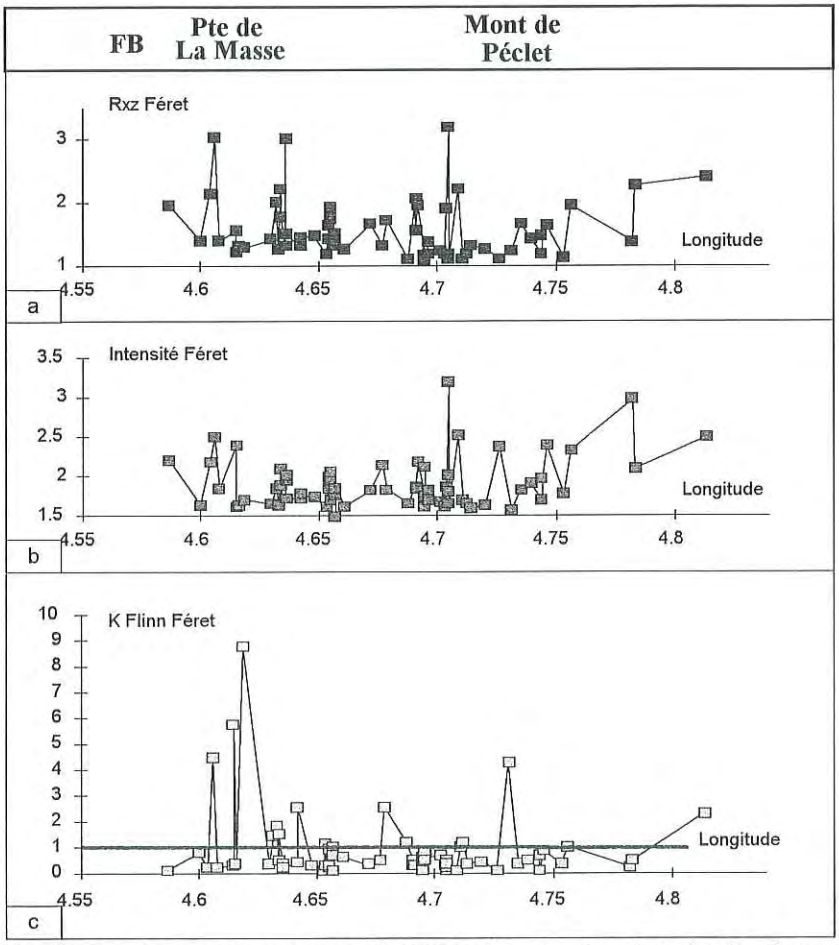


Fig. III-12: Graphe (a) du rapport axial de l'EDF dans le plan XZ, (b) de l'intensité de la déformation et (c) du paramètre K de Flinn (1962) en fonction de la longitude (en grade), d'après les mesures obtenues par la méthode des diamètres de Féret. Les positions moyennes du FB, de la Pointe de La Masse et du Mont de Péclet ont été rappelées.

Par la suite, pour des raisons de nombre de mesures de la déformation finie, nous n'utiliserons que les données issues de la méthode des diamètres de Féret, donc une

méthode ne prenant pas en compte la déformation de la matrice. Il faut donc garder à l'esprit que nous allons travailler avec des valeurs minimales de la déformation. Le § suivant présente les variations spatiales des paramètres de la déformation à l'échelle de la ZHB.

III - 3 INTERPOLATION DES DONNEES DE LA DEFORMATION FINIE

III - 3a Méthode d'interpolation

L'interpolation a été réalisée sous le logiciel GOCAD développé par l'équipe du Professeur J.L. Mallet à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy (INPL - CRPG). L'interpolateur utilisé est DSI (Discrete Smooth Interpolateur, Mallet, 1992). L'interpolation est effectuée en 3D dans une grille régulière appelée "voxet". Dans notre cas, la voxet présente des parallélépipèdes de 500m de cotés selon les direction E-W et N-S et de 100m d'épaisseur. La voxet utilisée a 28 éléments selon la direction E-W, 26 selon la direction N-S et 20 selon la verticale. Cette voxet permet la prise en compte de la totalité des échantillons. Cependant, la répartition des données ponctuelles sur la surface topographique implique nécessairement qu'une grande partie du volume ainsi représenté va montrer, après interpolation, des valeur extrapolées, sans aucune signification. Il a donc été nécessaire d'extraire de la voxet d'interpolation une "voxet extraite" ne montrant plus que 20 éléments sur la direction E-W, 18 sur la direction N-S et 13 en vertical.

La Fig. III-13 montre la répartition des données dans l'espace, la voxet d'interpolation et la voxet extraite.

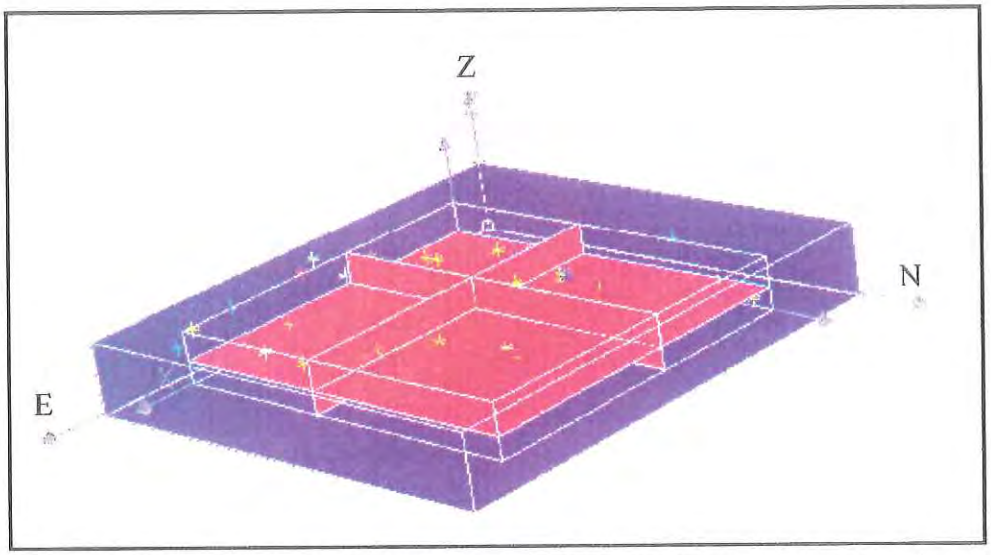


Fig. III-13: Voxet d'interpolation (en bleu) et voxet extraite (en rouge). La voxet d'interpolation (resp. extraite) est constituée de parallélépipèdes carrés de 500m de côté et de 100m d'épaisseur. Elle montre 28 éléments (resp. 20) selon la direction E-W, 26 (resp. 18) en N-S et 18 (resp.13) selon la verticale.

III - 3b Interprétation des résultats

L'interpolation du paramètre K de Flinn (1962) permet de confirmer le caractère régional de la fabrique en aplatissement (Fig. III-14 et III-15). Les domaines montrant une fabrique en constriction correspondent uniquement à des zones où nous avons mis en évidence la charnière de plis d'entraînement sur le flanc du pli pluri-kilométrique du col des Encombres. Il s'agit en fait de la crête N-S de la Pointe de la Masse séparant la vallée des Belleville de celle des Encombres. Dans ce contexte, la fabrique en constriction résulte, comme nous l'avons déjà dit, du découpage des galets de quartz préalablement aplatis dans la schistosité S2 par la schistosité S3. Il ne s'agit donc pas d'une fabrique réelle de constriction.

Par ailleurs, la Fig. III-15 montre une zone en constriction à proximité du Mont de la Chambre au NE de Val Thorens. Il s'agit d'une zone définie par un unique point (point à très forte valeur en constriction sur la Fig. III-12c à la longitude du Mont de Péclet) qui présente des valeurs des rapports axiaux des EDF dans les trois plans principaux de la déformation très proches de l'unité. Cette zone ne présente donc aucune signification réelle.

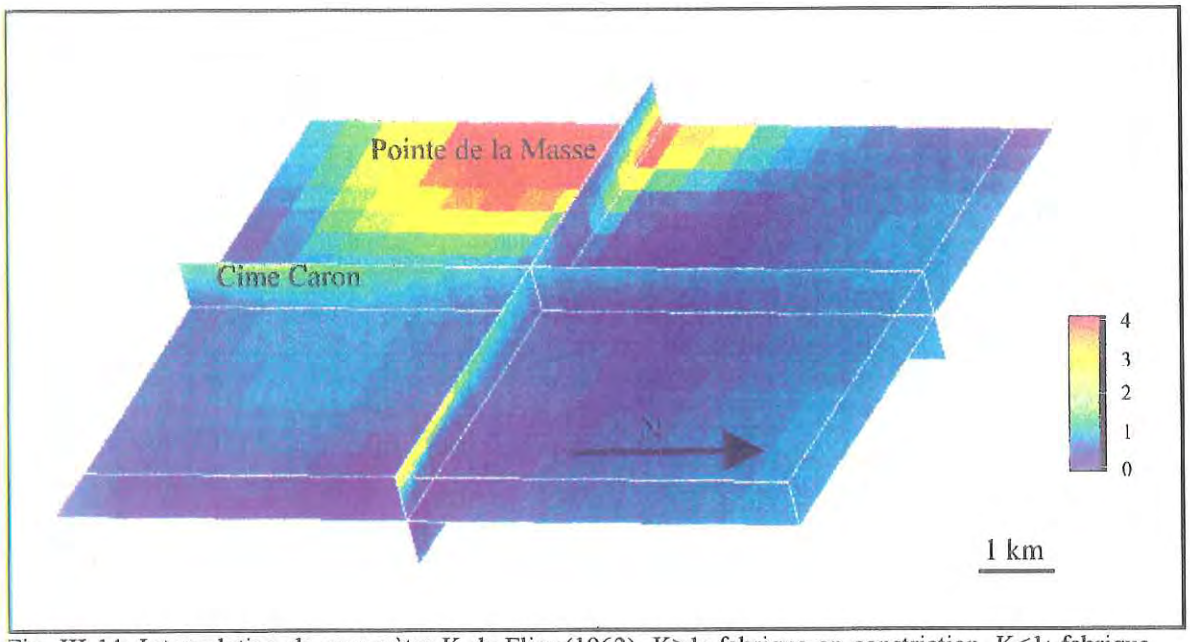


Fig. III-14: Interpolation du paramètre K de Flinn(1962). K>1: fabrique en constriction, K<1: fabrique en aplatissement.

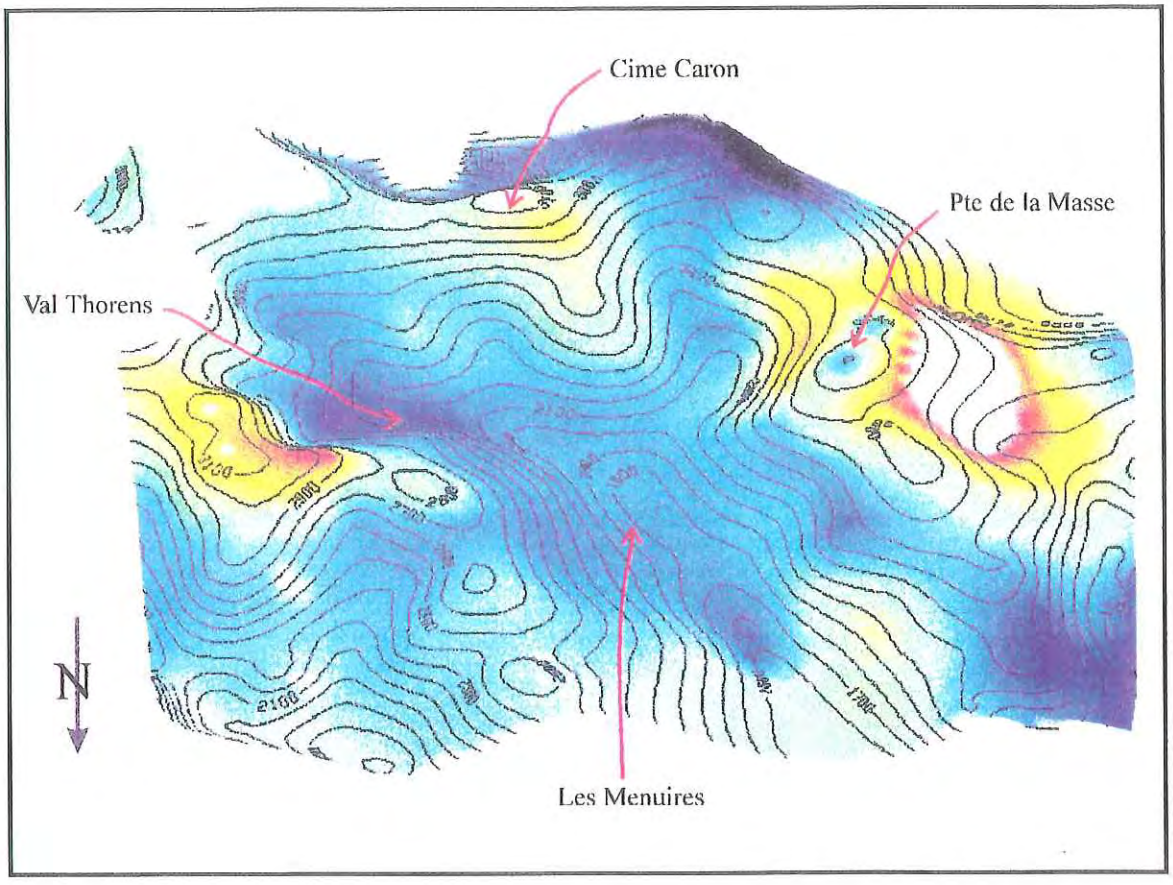


Fig. III-15: Interpolation du paramètre K de Flinn et visualisation du champ résultant sur la surface topographique. La sur face est vue depuis le Nord. L'échelle des couleurs est la même que pour le Fig. III-14.

CONCLUSION PARTIELLE:

La déformation enregistré dans les micro-conglomérats de la ZHB se traduit régionalement par une fabrique de forme de type aplatissement avec une très faible (< 10%) variation de volume à l'échelle de la lame mince. L'intensité de la déformation reste très faible. Il semble que les déformations liées au charriage de la ZHB sur le domaine Subbriançonnais aient été complètement effacées. Le problème est d'expliquer comment, avec une déformation de faible intensité et à priori de basse température, on peut détruire ce type de structure ?

Dans le chapitre suivant, nous allons restaurer la déformation finie pour tenter d'apporter des contraintes sur le modèle cinématique établi d'après les données de terrain.

CHAPITRE IV - NOUVELLES CONTRAINTES SUR LE MODELE CINEMATIQUE DE LA ZONE HOUILLERE BRIANÇONNAISE: APPORTS ET LIMITES DE L'INVERSION DE LA DEFORMATION FINIE

INTRODUCTION

En utilisant les données interpolées au chapitre III, et notamment la structure de "voxet extraite", nous allons maintenant restaurer la déformation finie dans trois plans horizontaux (sub-parallèles à la direction statistique de la schistosité S2) aussi proches que possibles de la surface topographique et donc des données réelles. De cette manière, les valeurs représentées sur ces plans peuvent être considérées comme appartenant au domaine d'interpolation de la voxet initiale et n'interfèrent pas avec la zone en constriction définie par un seul point au NE de Val Thorens. Les plans sont constitués d'une grille carrée régulière de 18 éléments selon la direction E-W et de 20 éléments selon la direction N-S. Les plans choisis sont les plans d'altitude 2500, 2600 et 2700m.

La restauration fait appel à des notions d'éléments finis et est effectuée en deux étapes: (1) restauration de la déformation finie (restauration de la déformation interne) dans chacun des éléments sans tenir compte de ses voisins éventuels et (2) reconstitution d'une surface la plus continue possible en réajustant les éléments les uns aux autres de manière à minimiser les recouvrements ou les trous entre les éléments de la grille.

IV-1 RESTAURATION DE LA DEFORMATION INTERNE DES ELEMENTS FINIS

IV-1a Aspect théorique

Les bases théoriques ont été établies par Cobbold (1977, 1979 et 1980) et Cobbold & Percevault (1983) puis appliquées par Percevault & Cobbold (1982), Percevault (1983) aux structures hercyniennes de Bretagne centrale. Les hypothèses de départ sont les suivantes: (1) la déformation est isochorique et (2) les galets sont considérés comme sphériques avant déformation.

L'ellipsoïde de la déformation fini s'écrit quand ses axes (axes principaux de la déformation) correspondent aux axes du référentiel choisi sous la forme:

$$E = \begin{pmatrix} 1/\lambda_1^2 & 0 & 0 \\ 0 & 1/\lambda_2^2 & 0 \\ 0 & 0 & 1/\lambda_3^2 \end{pmatrix}$$ où les λ_i sont les extensions principales.

La matrice E représente les composantes tensorielles de la déformation (Percevault, 1983). En tenant compte des rotations rigides qu'a pu subir le système, si R est la matrice de rotation, la matrice D de la déformation s'écrit:

$$D = R\,E$$

d'où il vient que la matrice D' de restauration de la déformation s'écrit:

$$D' = {}^tR\,E^{1/2}$$

ce qui revient à appliquer la déformation réciproque à l'élément déformé.

IV-1b Transformation des données

Nous nous proposons de restaurer le champ de la déformation finie dans des plans bien définis. Pour chacun des plans, il faut connaître l'ellipse de déformation finie résultat de l'intersection entre le plan choisi P et l'ellipsoïde de la déformation.

L'équation d'un ellipsoïde s'écrit de manière générale sous la forme matricielle suivante dans le repère formé par les axes propres de l'ellipsoïde:

$$(X\ Y\ Z)\cdot\begin{pmatrix} 1/\lambda_1^2 & 0 & 0 \\ 0 & 1/\lambda_2^2 & 0 \\ 0 & 0 & 1/\lambda_3^2 \end{pmatrix}\cdot\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} = (X\ Y\ Z)\cdot E\cdot\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} = 1$$

Les données initiales sont issues de l'interpolation des azimuts, plongement et normes des axes X, Y et Z de l'ellipsoïde la déformation finie. Dans chaque élément, on connaît la matrice M de passage du repère déterminé par les axes propres de l'ellipsoïde dans le repère géographique (I vers l'Est, J vers le Nord et K vers le haut).

La matrice M s'écrit.

$$M = \begin{pmatrix} a_i & b_i & c_i \\ a_j & b_j & c_j \\ a_k & b_k & c_k \end{pmatrix} \quad \text{avec}$$

$$a_i = \sin(azimut(i)) \bullet \cos(plongement(i))$$
$$b_i = \cos(azimut(i)) \bullet \cos(plongement(i)) \quad \text{pour i=X,Y,Z}$$
$$c_i = -\sin(plongement(i))$$

D'où, l'équation de l'ellipsoïde s'écrit dans le repère géographique:

$$(X \;\; Y \;\; Z) {}^tM \cdot E \cdot M \cdot \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}$$

Si l'on écrit ${}^tM \cdot E \cdot M = a_{ij}$, l'intersection du plan horizontal avec cet ellipsoïde donne $a_{ij} = 0$ pour i=3 ou j=3, ce qui ramène à l'équation d'une ellipse dans le plan horizontal du type:

$$(x \;\; y) \cdot \begin{pmatrix} a & c \\ c & b \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = (x \;\; y) \cdot E' \cdot \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = 1$$

La diagonalisation de la matrice E' aboutit à deux valeurs propres positives L_1 et L_2.
Si L1 > L2 alors le grand axe de l'ellipse est égal à $\sqrt{1/L_2}$ et le petit axe est donné par $\sqrt{1/L_1}$. L'orientation du grand axe est alors celle du vecteur propre correspondant à L_2

Dans le cas d'un plan vertical, la méthodologie est la même, il suffit de changer les valeurs de la matrice E' avec $a_{ij} = 0$ pour i=1 ou j=1 pour un plan N-S et pour i=2 ou j=2 pour un plan E-W.

IV-1c Résultats

Champs initiaux de la déformation finie

La grille d'inversion de la déformation contient 18 éléments finis selon l'axe E-W et 20 selon l'axe N-S. La numérotation des éléments est croissante d'Ouest en Est puis du Nord vers le Sud. Toutes les grilles sont présentées avec le Nord vers le haut de la grille. La Fig. IV-2 montre les champs initiaux de la déformation finie pour les trois plans considérés.

A première vue, le champ de la déformation finie dans les trois plans horizontaux représentés sur la Fig. IV-2, est homogène avec une valeur moyenne du rapport axial de l'EDF de 1.35. La Fig. IV-1 montre les faibles variations de ce rapport axial en fonction du numéro de l'élément fini correspondant. Seuls quelques éléments montrent des valeurs plus élevées. Il s'agit d'éléments représentant la zone de la Pointe de La Masse (rectangles bleus sur la Fig. IV-2 et numéros entre 200 et 300 dont le rapport axial est supérieur à 2) où la déformation montre des caractéristiques de fausse constriction (cf. chapitre III), l'axe majeur des galets tronçonnés se plaçant dans le plan horizontal. L'intersection d'un ellipsoïde caractérisant une telle fabrique avec un plan horizontal donne donc nécessairement une ellipse fortement étirée. Les autres éléments (rectangles verts sur la Fig. IV-2 et numéros proches de 0 sur la Fig. IV-1) sont au NW de la zone de restauration. Ils coïncident avec une région où les données ont été extrapolées puisque la surface topographique est à une altitude inférieure à 2500m et ne représente donc qu'un artefact.

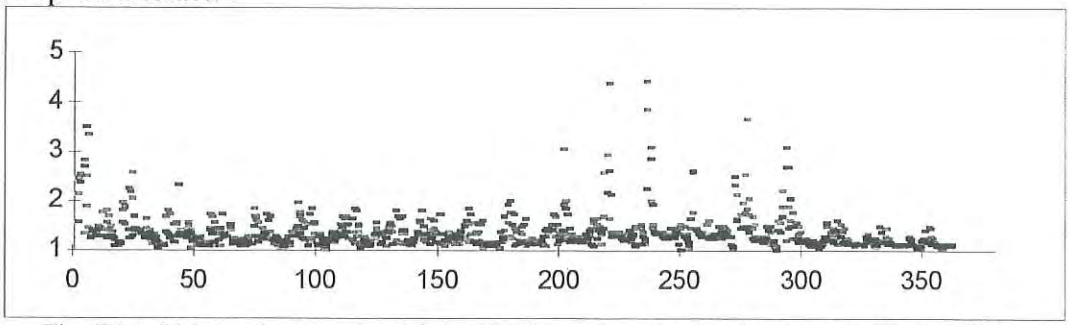


Fig. IV-1: Valeurs du rapport axial de l'EDF dans les plans horizontaux d'altitude 2500m (rouge), 2600m (vert) et (2700m (bleu) en fonction du numéro de l'élément fini correspondant. Les valeurs fortes correspondent soit à la région de la Pointe de La Masse (numéros compris entre 200 et 300) soit à la zone en extrapolation du NW (numéros proches de 0).

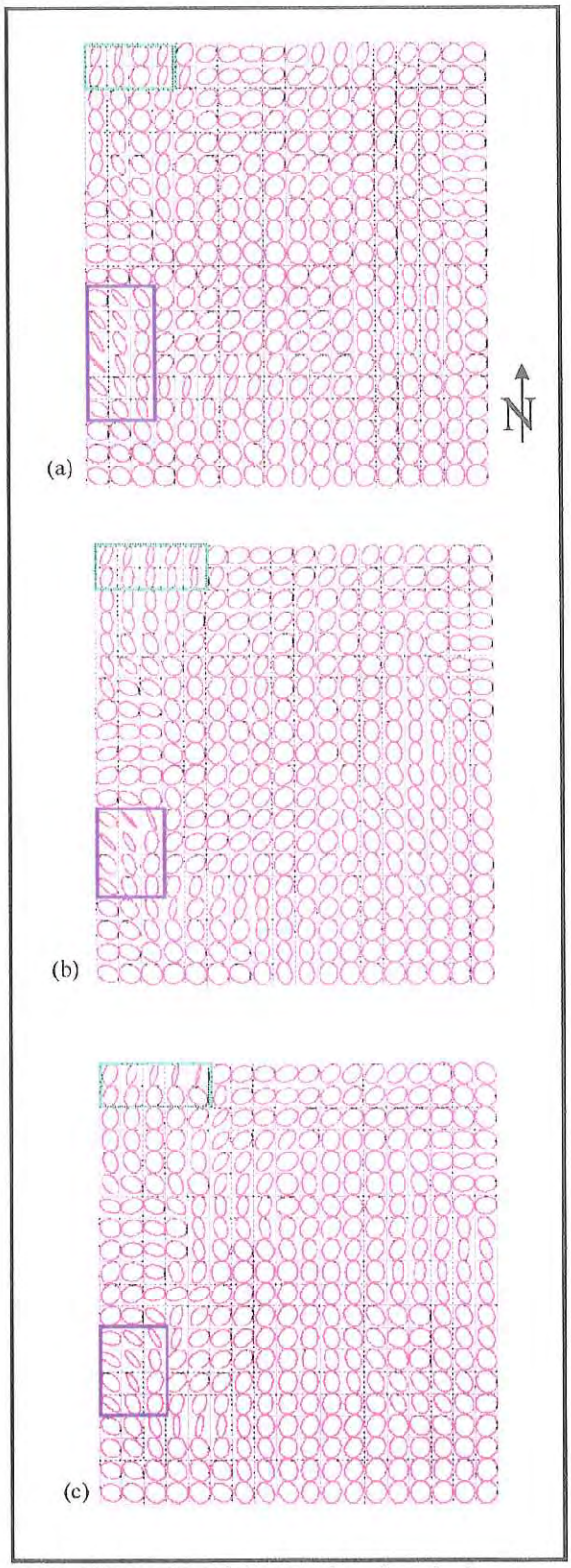


Fig. IV-2: Champs initiaux de la déformation finie pour les plans horizontaux d'altitude (a) 2500m, (b) 2600m et (c) 2700m. Les ellipses sont le résultat de l'intersection entre les ellipsoïdes de déformation finie et les plans horizontaux. Les rectangles bleus signalent la zone de la Pointe de La Masse qui montrent des données en fausse constriction, les verts les zones en extrapolation.

En conclusion, la visualisation (Fig. IV-2) du champ de la déformation finie dans trois plans horizontaux d'altitude donnée confirme la faible intensité de la déformation dans la ZHB et la prédominance de l'aplatissement au cours de la déformation D2, événement de référence. Donc, puisqu'elles représentent une déformation ultérieure à D2, les données en "fausse" constriction devront être éliminées quand il s'agira de restaurer des surfaces horizontales planes après restauration de la déformation interne (voir § IV-3).

La restauration de la déformation interne a été réalisée en considérant que la déformation était soit en aplatissement soit en cisaillement simple.

Restauration de la déformation interne par aplatissement

Comme on l'a vu au § IV-1, restaurer la déformation interne de chaque élément fini revient à appliquer à cet élément la matrice $D' = {}^{t}R\ E^{1/2}$. Si on ne considère qu'une déformation en aplatissement, la matrice D' s'écrit dans le repère géographique $D' = \begin{pmatrix} \sin\theta & -\cos\theta \\ \cos\theta & \sin\theta \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} Ga & 0 \\ 0 & Pa \end{pmatrix}$ et avec θ: orientation, Ga et Pa: respectivement grand et petit axes de l'EDF. La Fig. IV-3 montre le résultat de l'application de l'inversion de la déformation finie interne par aplatissement de chacun des éléments finis du champ initial (Fig. IV-2). Elle permet de visualiser les vides et recouvrements créés lors de cette inversion. Les éléments, carrés au départ, montrent une forme rectangulaire plus ou moins allongée en fonction de la valeur initiale de la déformation. La particularité des zones en "fausse" constriction apparaît à nouveau puisque ces régions (zone extrapolée du NW ou Pointe de La Masse) présentent des rectangles fortement allongés. Le reste de la zone inversée montre des rectangles très peu allongés. Leur grand coté est généralement orienté EW, ce qui indique une direction de racourcissement EW au cours de la phase D2, si on ne prend en compte qu'une déformation en aplatissement. Globalement, les trois plans d'altitude 2500m, 2600m et 2700m montrent à nouveau le même comportement et notamment vis à vis de la surface totale de vides et de recouvrements créés au cours de l'inversion.

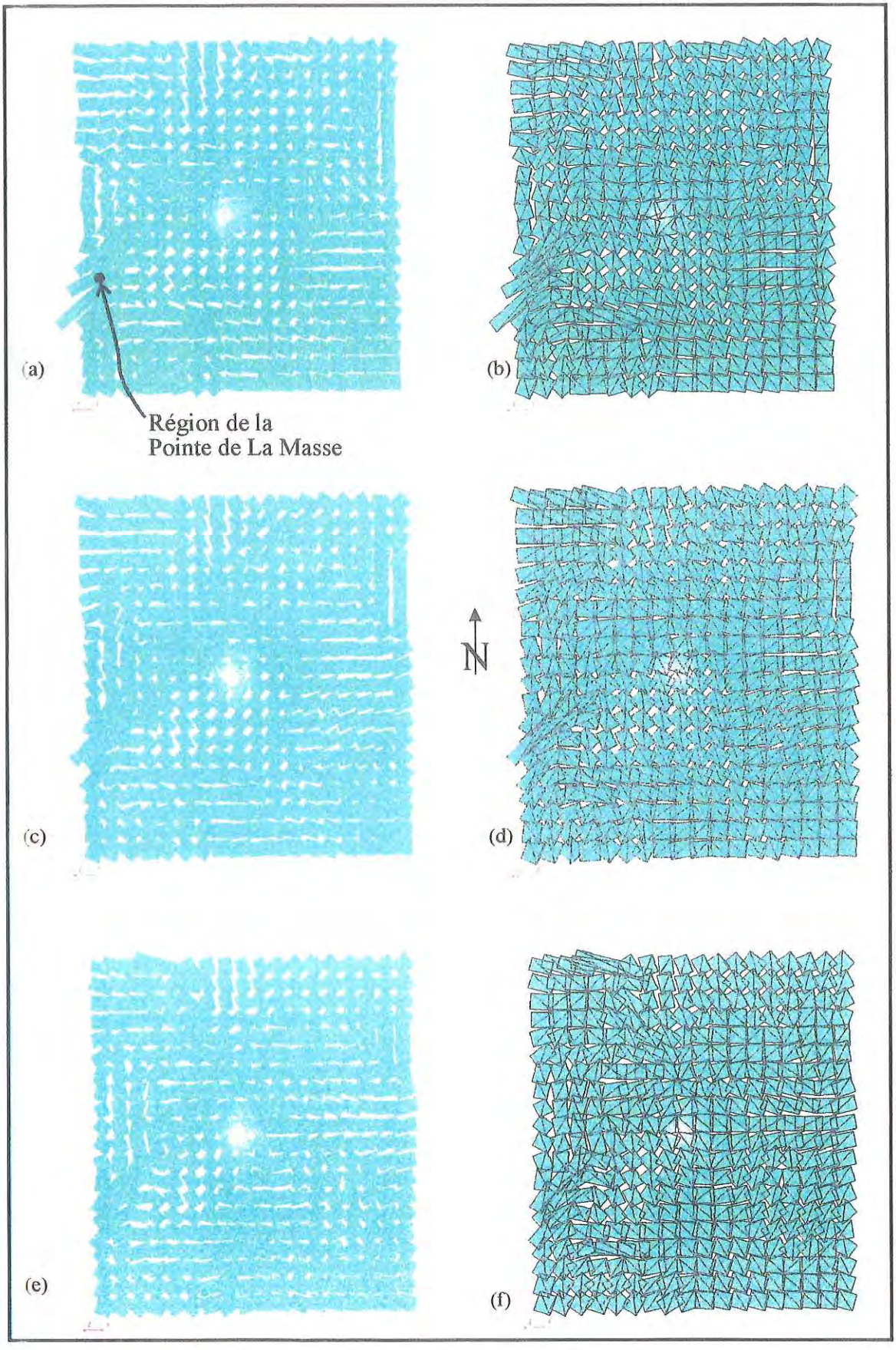


Fig. IV-3: Champ de la déformation restauré par application d'une déformation en aplatissement. (a), (c) et (e): Visualisation des trous créés. (b), (d) et (f): Visualisation des recouvrements pour les plans d'altitude 2500m, 2600m et 2700m. Les surfaces sont visualisées sous GOCAD. La tache blanche est un artéfact due aux reflets créés par GOCAD.

Restauration de la déformation interne par cisaillement simple

L'inversion de la déformation interne des éléments par cisaillement simple d'intensité maximale correspond à l'application d'un cisaillement orienté à 45° du grand axe de l'EDF et d'une intensité γ avec $\gamma = (\lambda_1 - \lambda_2)/2$ où λ_1 et λ_2 sont les extensions quadratiques de l'ellipse dans le plan horizontal.

La matrice D' correspondant à cette déformation réciproque s'écrit, dans le repère géographique décrit précédemment:

$$D' = \begin{pmatrix} 1 - \gamma \cdot \cos\alpha \cdot \sin\alpha & \gamma \cos^2\alpha \\ -\gamma \sin^2\alpha & 1 + \gamma \cdot \sin\alpha \cdot \cos\alpha \end{pmatrix}$$

où α est l'orientation du cisaillement par rapport à l'axe X.

La Fig. IV-4 montre le champ des directions de cisaillement appliqués pour restaurer la déformation.

Aucune tendance particulière n'est observable. On pourrait tenter d'individualiser certains domaines, mais la signification de ces directions est directement reliée à l'orientation

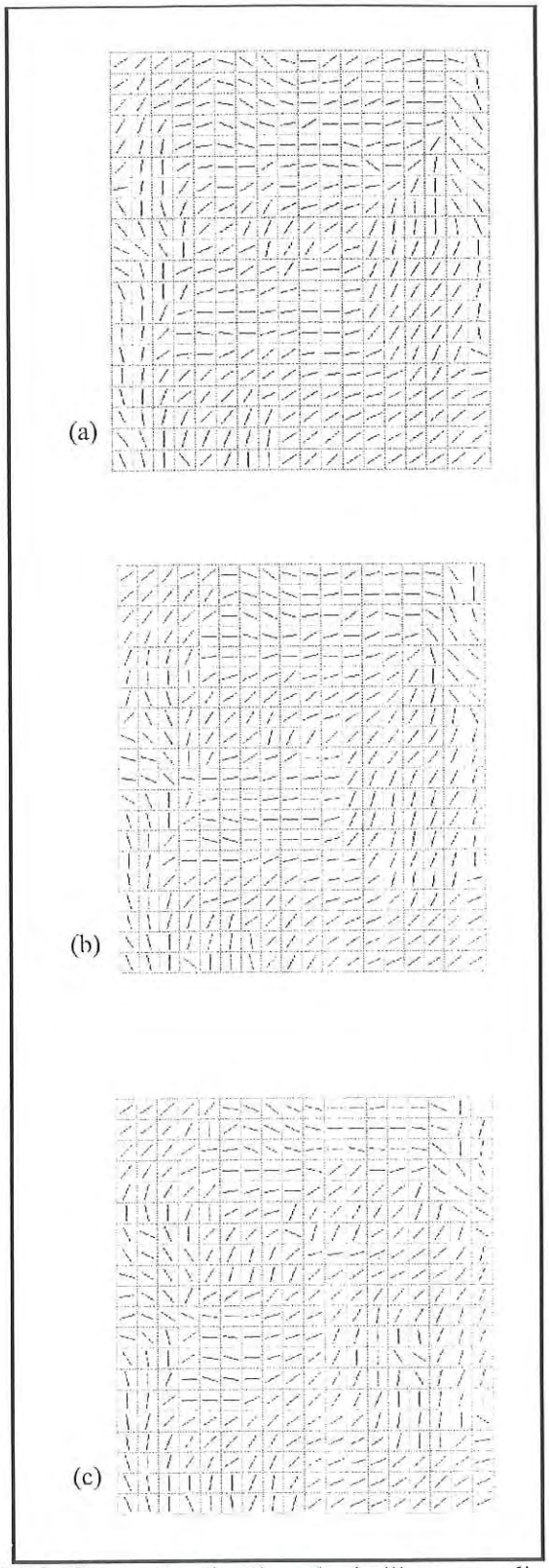


Fig. IV-4: Champs des directions de cisaillement appliqués dans la restauration de la déformation interne par cisaillement simple pour les plans (a) 2500m, (b) 2600m et (c) 2700m.

du grand axe de l'EDF. Or, cette dernière orientation est étroitement corrélée à l'azimut de l'axe X de l'ellipsoïde de la déformation finie (axe principal majeur d'étirement) qui est très mal défini du fait de la fabrique en aplatissement. La Fig. IV-5 montre les variations de l'orientation du cisaillement réciproque appliqué au cours de l'inversion de la déformation interne en fonction du numéro de l'élément fini. Ce graphe montre que, globalement, les directions de cisaillement ne prennent aucune orientation préférentielle.

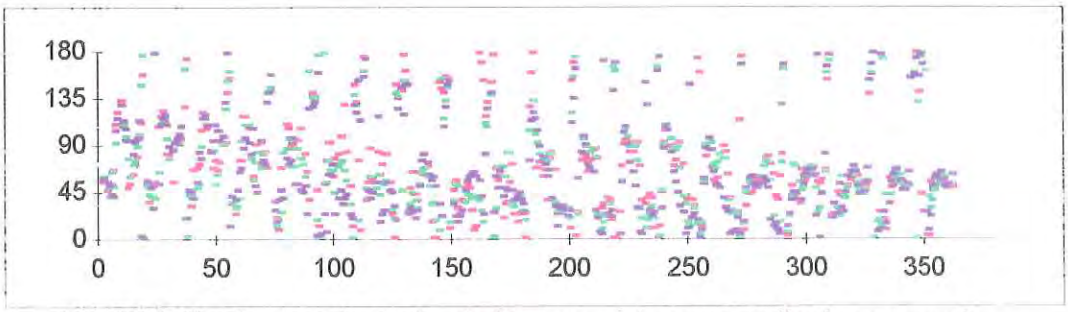


Fig. IV-5: Graphe des azimuts des cisaillements réciproques appliqués au cours de la restauration de la déformation interne par cisaillement simple d'intensité maximale en fonction du numéro de l'élément fini. Aucune orientation préférentielle ne se dégage.

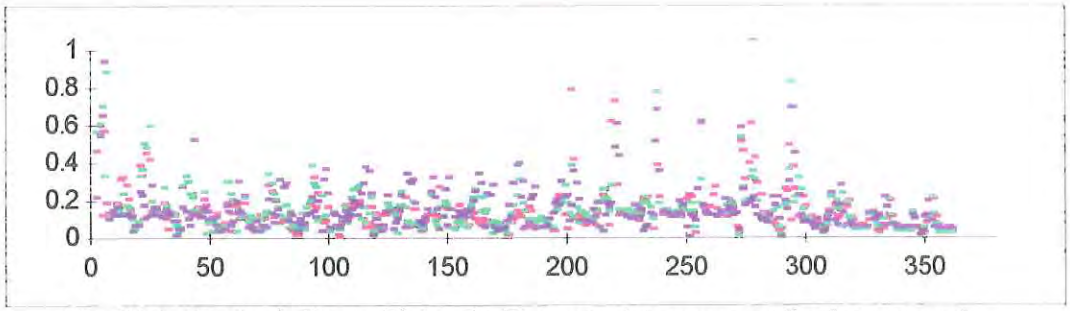


Fig. IV-6: Graphe de l'intensité des cisaillements réciproques appliqués au cours de la restauration de la déformation interne par cisaillement simple d'intensité maximale en fonction du numéro de l'élément fini. Trois valeurs supérieures à 1 ont été éliminées de ce graphe pour le plan d'altitude 2500m, trois encore pour le plan 2600m et une pour le plan 2700m et ce pour une question de lisibilité de la figure. L'intensité des cisaillements réciproques est très faible.

La Fig. IV-6 montre le graphe de l'intensité du cisaillement réciproque (différence entre les extensions principales majeure et mineure de l'EDF dans le plan horizontal) en fonction du numéro de l'élément fini. Malgré le retrait de 7 valeurs de cisaillement comprises entre 1 et 2.5, les intensités des cisaillements réciproques sont très faibles (moyenne de 0.16 tous plans confondus), excepté, bien évidemment, pour les zones initialement en "fausse" constriction.

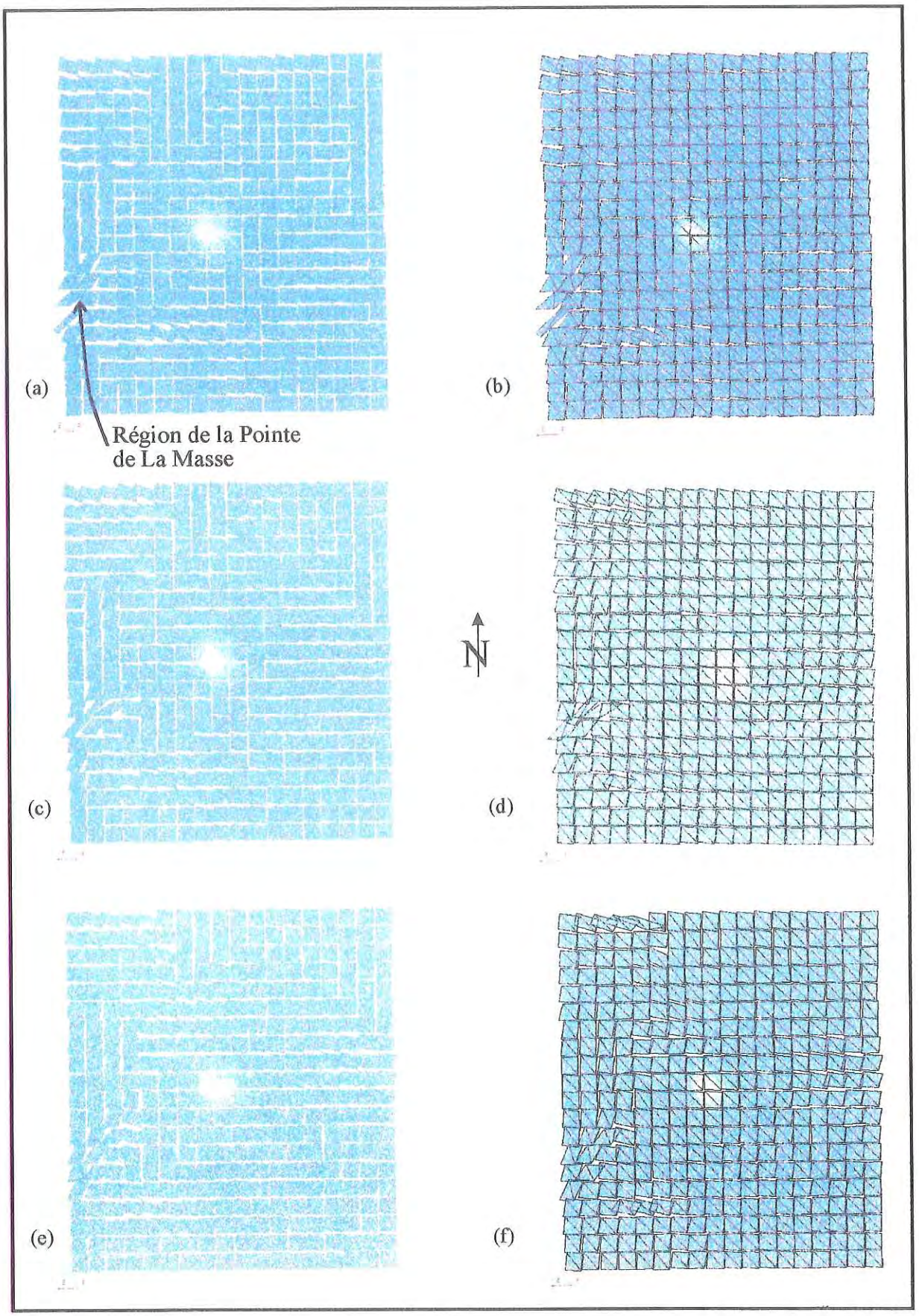


Fig. IV-7: Champ de la déformation restauré par application d'une déformation réciproque en cisaillement simple à coefficient maximal. (a), (c) et (e): Visualisation des trous créés. (b), (d) et (f): Visualisation des recouvrements pour les plans d'altitude 2500m, 2600m et 2700m. Les surfaces sont visualisées sous GOCAD. La tache blanche est un artéfact due aux reflets créés par GOCAD.

La Fig. IV-7 montre le résultat de l'inversion de la déformation interne des éléments finis pour les trois plans. La surface totale des vides et des recouvrements est visiblement et sensiblement inférieure à celle créée au cours de l'inversion de la déformation interne par aplatissement (Fig. IV-3).

La faible intensité du cisaillement réciproque confirme que la fabrique résultante de la déformation D2 n'a enregistrée qu'une faible part de cisaillement simple. Cela confirme que D2 s'est accompagnée d'une déformation en aplatissement.

IV-2 RECONSTITUTION DE LA SURFACE INITIALE

Le but de cette partie est de reconstituer une surface la plus continue possible à partir des résultats de l'inversion de la déformation interne. Il s'agit de minimiser les vides et les recouvrements. Nous avons utilisé le logiciel FaultPack, développé par l'équipe du Professeur Peter R. Cobbold de l'Université de Rennes 1, au cours de la thèse de Delphine Rouby (1994) et du DEA de O. Bourgeois (1994).

Ce programme a été conçu pour la restauration en carte de champs faillés, connaissant le rejet horizontal de chacune des failles. Il a été appliqué sur le bassin de Campos au Brésil (Rouby *et al.*, 1993a et 1993b). FaultPack permet donc de réajuster des éléments finis correspondant à des blocs séparés par des failles en contexte distensif (Rouby *et al.*, 1993a et b; Rouby, 1994) ou compressif (Bourgeois, 1994) pour des blocs de forme irrégulière (Audibert, 1991). Il reprend en partie la méthodologie élaborée par Percevault & Cobbold (1982), Percevault (1983) et Cobbold & Percevault (1983) pour les domaines continus. Cette méthode a aussi été utilisée manuellement par Guillier (1991), Gratier *et al.* (1991) et Gratier & Guillier (1993) en Mer de Chine.

IV-2a Aspect théorique

L'ajustement des blocs est réalisé par itération de rotations et de translations de manière à minimiser les vides et recouvrements par une méthode de moindres carrés. Les blocs sont dans un premier temps numérotés. Dans notre cas, ils sont numérotés de

gauche à droite et de haut en bas avec l'élément numéro 1, bloc choisi arbitrairement fixe au cours de la restauration, au centre du maillage. Le résultat est alors connu à une rotation et une translation près, c'est-à-dire connu au déplacement du bloc fixe près.

Le déplacement d'un bloc est calculé par rapport à ses voisins potentiels, c'est-à-dire par rapport à l'ensemble des blocs qui sont susceptibles de lui être adjacents à la fin de la restauration (Fig. IV-8). L'ensemble des blocs voisins est déterminé dès le début du processus par l'opérateur. Le processus débute par une itération "Fast Pack" (Cobbold & Percevault, 1983) au cours de laquelle le déplacement d'un bloc ne dépend que de la position des blocs de numéro d'ordre inférieur. L'itération Fast Pack permet un ajustement grossier et rapide des éléments les uns par rapport aux autres, qui sera affiné par les itérations suivantes.

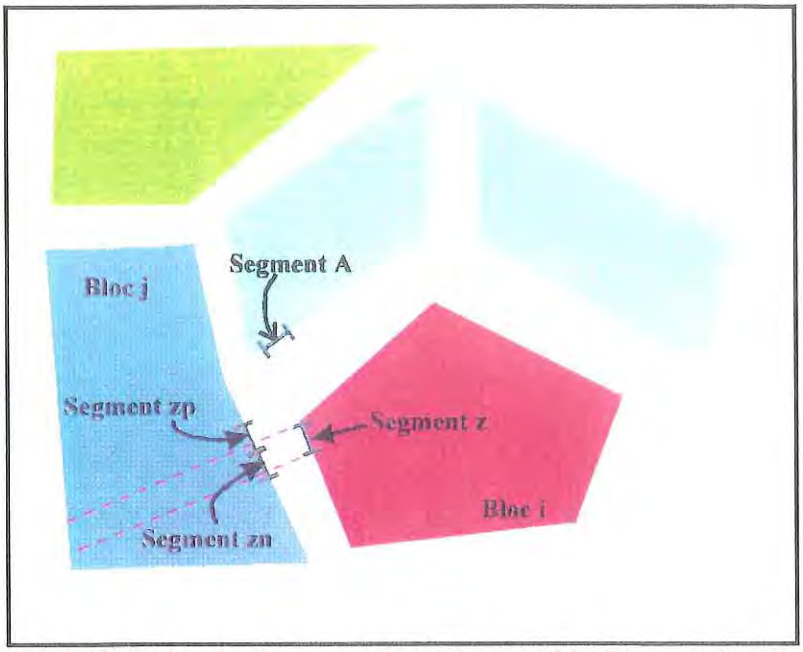


Fig. IV-8: Recherche des segments voisins parmi les blocs voisins. Le segment unitaire du bloc i recherche son segment voisin parmi les blocs voisins du bloc i (en bleu). La position du segment z implique que seuls des segments du bloc j peuvent convenir, dans la limite des deux droites en pointillé rouge. Le segment A ne satisfait pas le critère d'orientation. Le segment zn est choisi car il est plus proche de z que le segment zp. Le bloc vert n'est pas un bloc voisin du bloc i. D'après Rouby (1994).

Au cours d'une itération, les blocs sont traités par numéro d'ordre croissant. Le déplacement d'un bloc est pris en compte dans le calcul du déplacement du bloc suivant, au risque d'amplifier les erreurs (Rouby, 1994).

Chaque côté du bloc traité est divisé en segments élémentaires. Pour chacun d'entre eux, l'algorithme recherche, sur les blocs voisins, le segment élémentaire qui satisfait à la fois un critère de distance et un critère d'orientation. Le critère d'orientation

(Rouby, 1994) consiste à ne rechercher le segment voisin que dans un secteur défini par deux droites orthogonales au segment unitaire considéré. Le critère de distance (Audibert, 1991) correspond à choisir le segment voisin le plus proche dans le cas où le premier critère aboutit à plusieurs segments possibles (Fig. IV-8). Une fois trouvé l'ensemble des segments voisins pour tous les segments unitaires du bloc considéré, on calcule le vecteur joignant le centre des segments deux à deux (Fig. IV-9). La somme de tous les vecteurs donnent le vecteur translation correspondant (Fig. IV-9). Pour les rotations, on cherche la valeur de l'angle de rotation qui minimise la somme des distances segment unitaire - segment voisin.

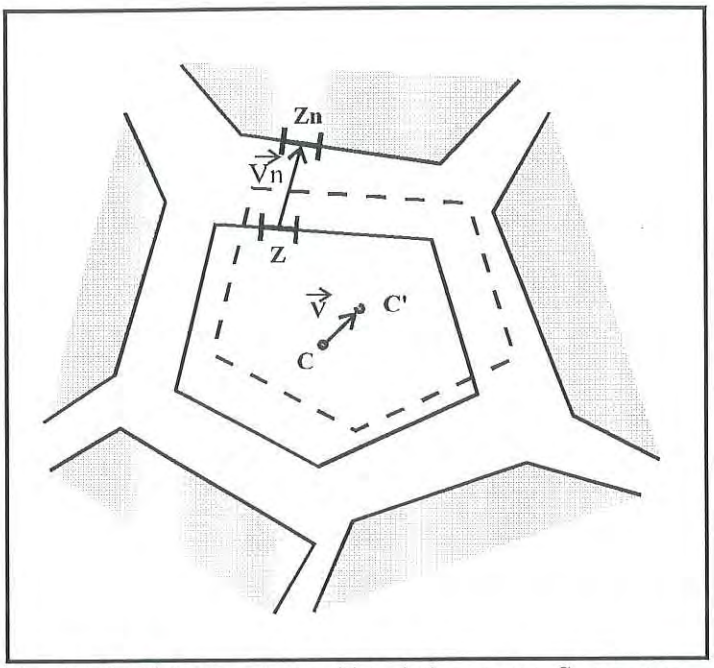


Fig. IV-9: Déplacement d'un bloc de barycentre C vers une position C' par translation. La somme des vecteurs élémentaires Vn est égale au vecteur de translation V.

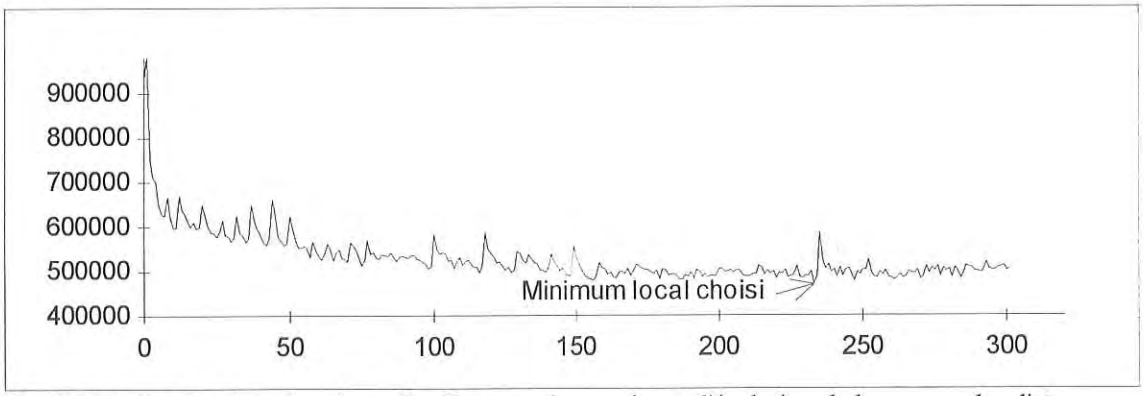


Fig. IV-10: Courbe de la fonctionnelle. Cette courbe représente l'évolution de la somme des distances au carrés pour chacun des couples segment unitaire - segment voisin en fonction du numéro de l'itération correspondante. Le minimum local de cette courbe reflète le nombre d'itérations nécessaires pour obtenir un ajustement le meilleur possible.

Au cours de chaque itération, on calcule la somme des distances au carré de chaque couple segment unitaire - segment voisin. On obtient alors un graphe, appelé

fonctionnelle (Rouby, 1994), de la somme des distances au carré en fonction du nombre d'itérations. Cette courbe (Fig. IV-10) ne montre pas un minimum unique et il faut appliquer l'algorithme sur un grand nombre d'itérations (300 par défaut) et ensuite lire sur la fonctionnelle la valeur du nombre d'itérations nécessaires à l'obtention du minimum. Il suffit alors de relancer la restauration avec ce nombre fixé d'itérations.

IV-2b Résultats

FaultPack a été appliqué pour minimiser les vides et recouvrements issus de la restauration de la déformation interne (§ IV-1, Fig. IV-3 et IV-7). Cependant, les données en fausse constriction (cf. chapitre III), qui représentent une phase de déformation ultérieure à D2, ont été éliminées avant restauration des plans traités par aplatissement. Pour les plans dont la restauration de la déformation interne a été réalisée par cisaillement simple, nous avons conservé ces données car le résultat de la restauration interne ne différait que peu des résultats obtenus pour les éléments finis adjacents. Et surtout, l'absence de cisaillement confirmé par la restauration interne et déduit des observations de terrain fait que la restauration des surfaces issues de l'inversion de la déformation finie par cisaillement simple ne présente à priori qu'un intérêt anecdotique.

La Fig. IV-11 montre la restauration complète de la déformation pour les trois plans dont l'inversion de la déformation interne a été effectuée par aplatissement et par cisaillement simple d'intensité maximale. A première vue, les restaurations effectuées sur le plan d'altitude 2600m (Fig. IV-11b et e) donnent un très mauvais résultat. Pourtant, après restauration de la déformation interne (Fig. IV-3 et IV-7), ce plan ne montrait ni recouvrements ni vides plus importants que les deux autres plans. Le problème vient du fait que la fonctionnelle pour ce plan n'a donné aucun minimum local bien défini, mais plusieurs de valeurs similaires. Le choix du nombre exact d'itérations à réaliser n'était donc pas possible.

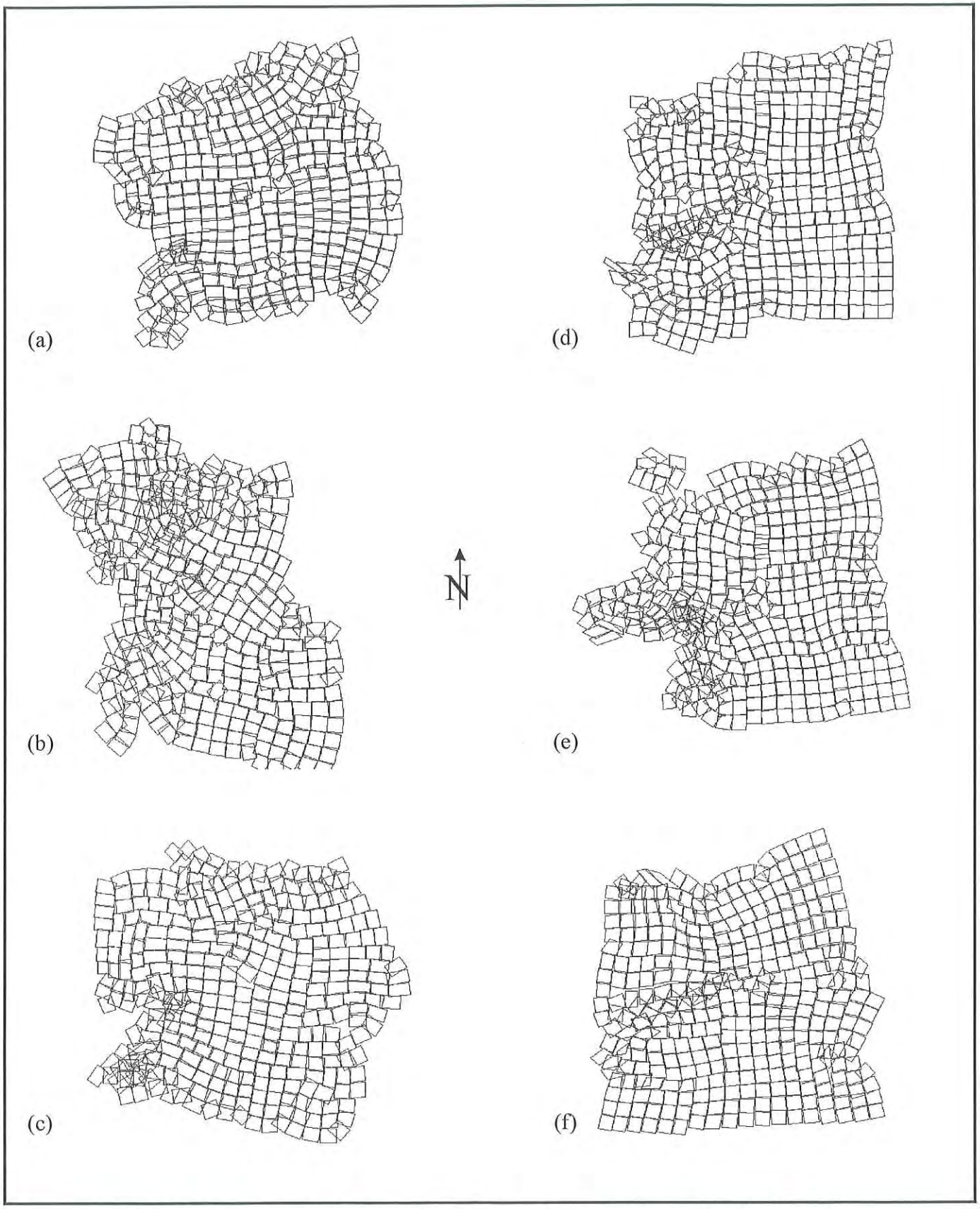


Fig. IV-11: Restauration de la déformation finie par application du logiciel FaultPack sur le champ issu de l'inversion de la déformation interne par aplatissement pour les plans d'altitude (a) 2500m, (b) 2600m, (c) 2700m et par cisaillement simple pour les plans d'altitude (d) 2500m, (e) 2600m et (f) 2700m.

Les plans d'altitude 2500m et 2700m montrent une restauration incomplète. Notamment, on note des problèmes sur les bordures. Ceci provient du nombre plus petit de voisins pour les éléments finis correspondant par rapport à des éléments plus centraux. Ailleurs, la restauration semble satisfaisante mis à part pour les secteurs de la Pointe de La Masse où l'élimination des blocs en fausse constriction a abouti à une bordure encore plus complexe. Le reste de la région interpolée est quant à elle correctement restaurée. A partir des déplacements subis par les différents éléments finis, FaultPack propose de représenter les vecteurs translations globaux et les montants des rotations pour chacun des éléments.

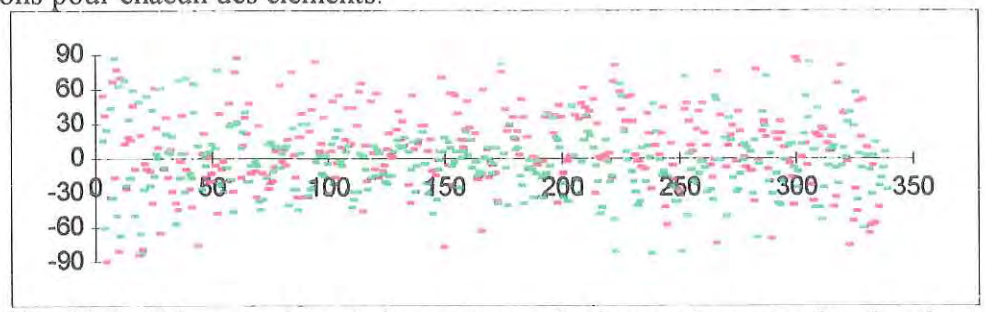


Fig. IV-12: Valeur angulaire de la rotation appliquée pour la restauration des plans d'altitude 2500m (en rouge) et 2700m (en vert) après inversion de la déformation interne par aplatissement pour chacun des éléments.

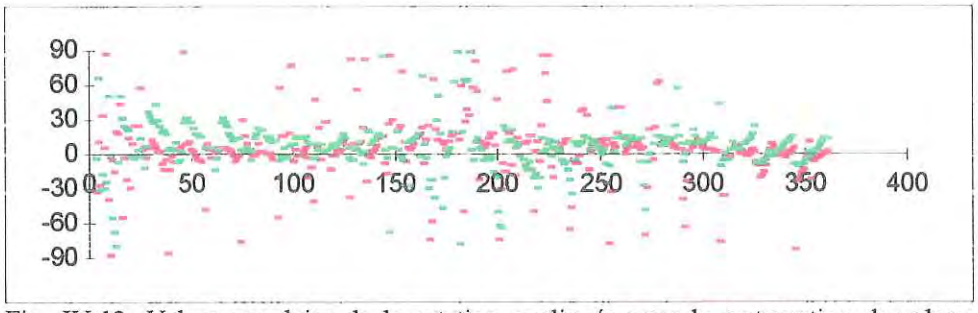


Fig. IV-13: Valeur angulaire de la rotation appliquée pour la restauration des plans d'altitude 2500m (en rouge) et 2700m (en vert) après inversion de la déformation interne par cisaillement simple pour chacun des éléments.

Les Figs. IV-12 et IV-13 montrent les valeurs angulaires des rotations appliquées pour la restauration des deux plans. Il apparaît que les rotations sont très faibles. Dans la majorité des cas, elles restent comprises entre -30 et 30°. Ceci est très net dans le cas où la déformation interne a été inversée par cisaillement simple (Fig. IV-13). Ceci doit être corrélé avec la surface totale des vides et recouvrements qui est très peu importante, conséquence de la faible intensité des cisaillements réciproques.

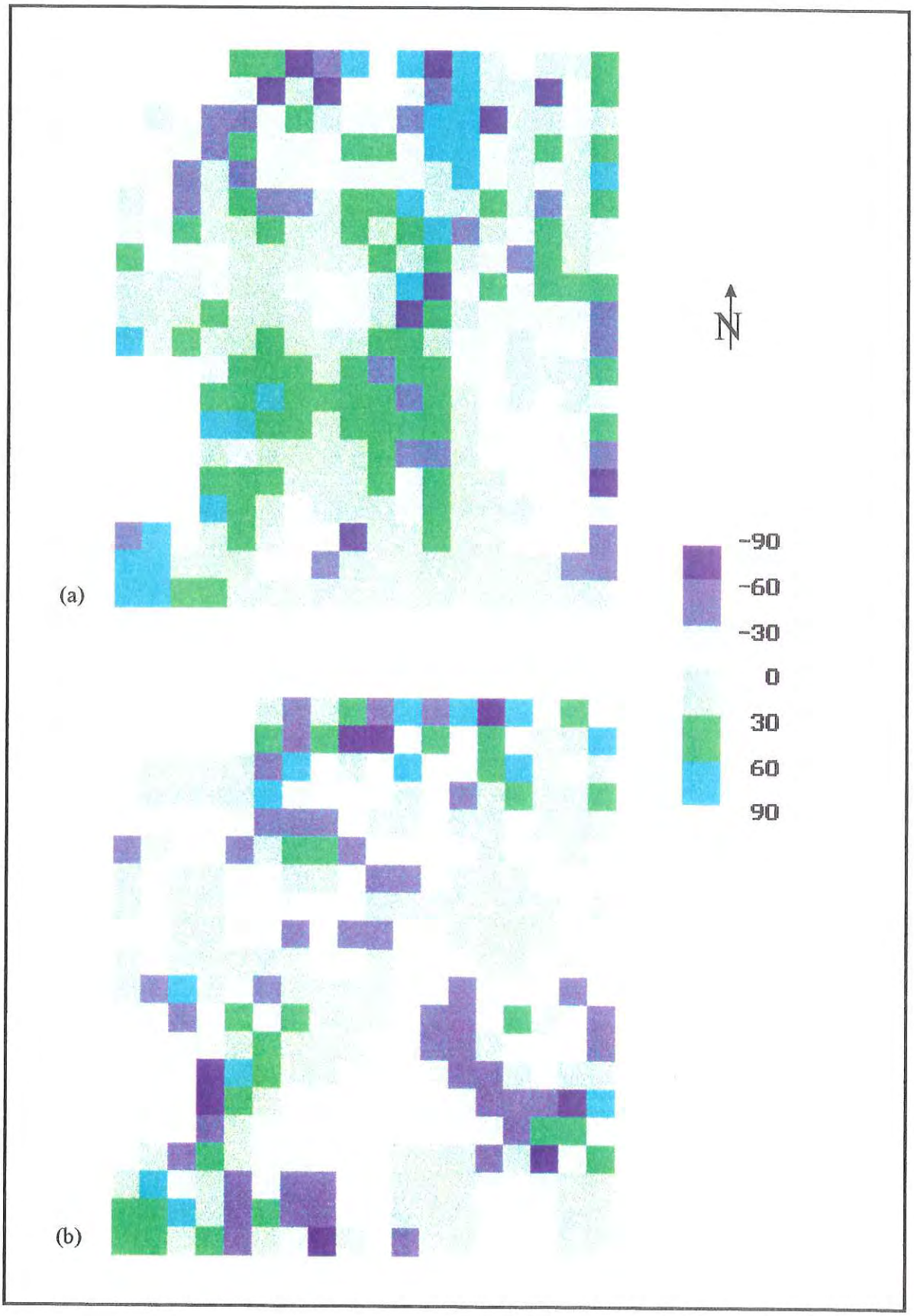


Fig. IV-14: Champ des rotations appliquées pour la restauration des plans d'altitude (a) 2500m et (b) 2700m après inversion de la déformation interne par aplatissement.

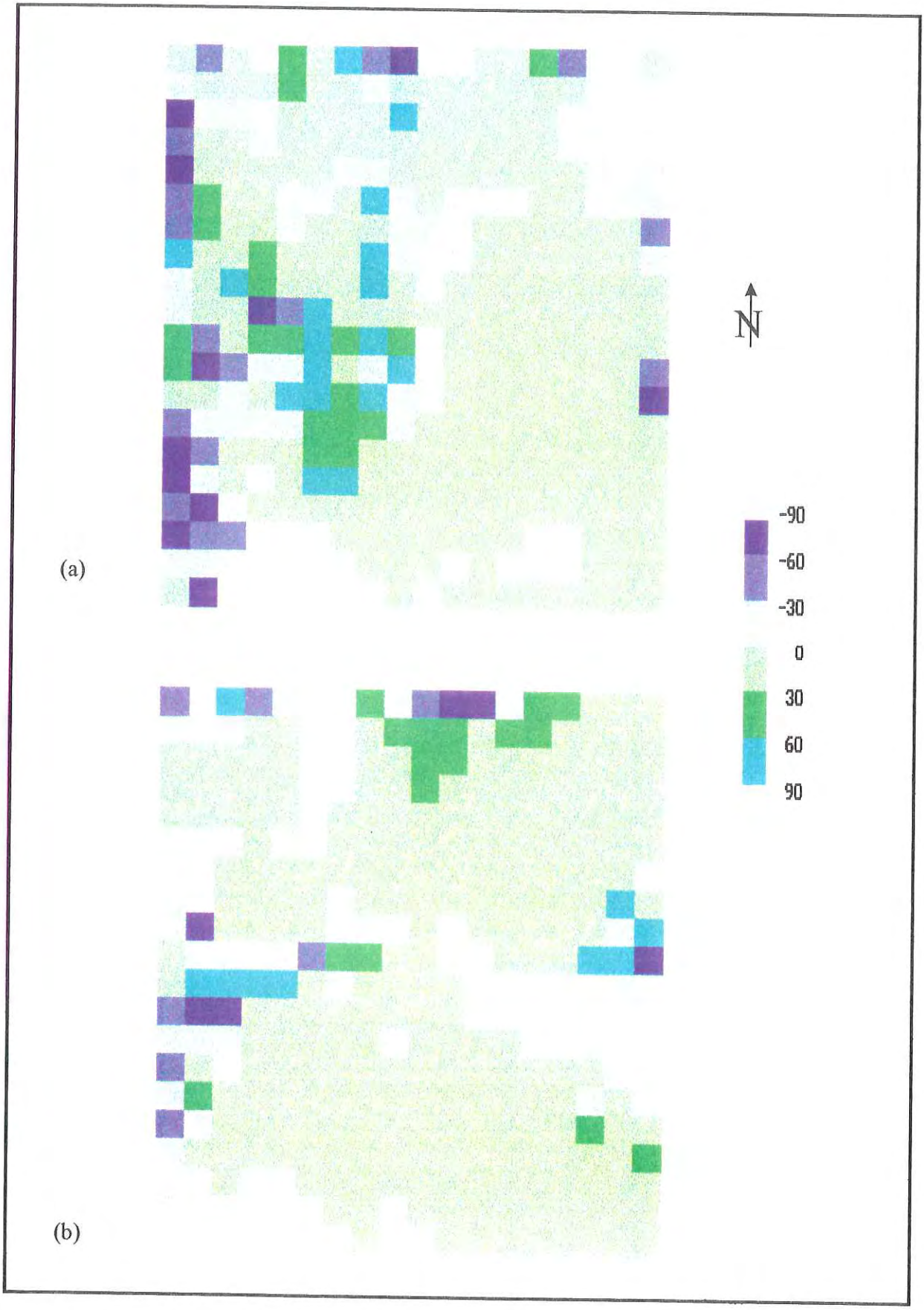
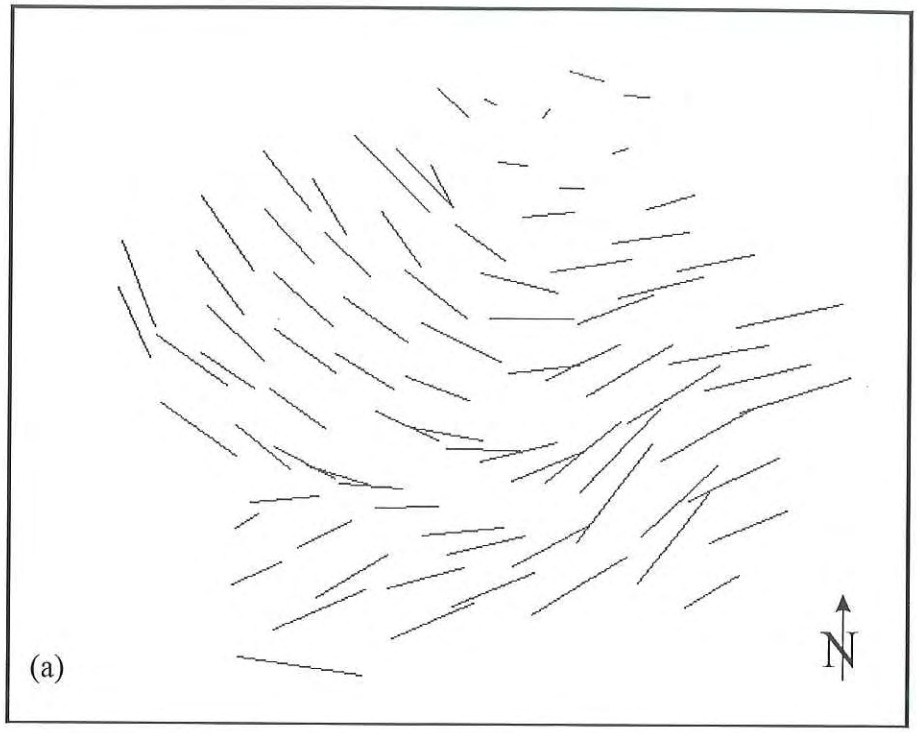


Fig. IV-15: Champ des rotations appliquées pour la restauration des plans d'altitude (a) 2500m et (b) 2700m après inversion de la déformation interne par cisaillement simple.

Les Figs. IV-14 et IV-15 montrent le champ des rotations appliquées pour la restauration. Les champs de rotation appliquées pour la restauration confirme que la majorité des rotations est négligeable. Pour la restauration après inversion de la déformation interne par aplatissement (Fig. IV-14), la valeur angulaire des rotations n'est élevée que pour des éléments en bordure ou encore pour les éléments appartenant à une région centrale juste à l'Est de la Pointe de La Masse. Les données correspondent à des mouvements dextres au cours de la déformation prograde.

Pour le cas où l'inversion de la déformation interne a été effectuée par cisaillement simple, la valeur angulaire des rotations n'est à nouveau élevée que pour les éléments en bordure et ceux appartenant à la région de la Pointe de La Masse. Pour le plan d'altitude 2500m (Fig. IV-15a), il apparaît une zone centrale où les valeurs sont significatives et élevées (entre 30 et 90°). Les rotations inverses correspondent ici à des mouvements sénestres équivalents au cours de la déformation prograde à des mouvements dextres. Cette zone, large sur le plan 2500m, se retrouve sur le plan 2700m sous la forme d'une bande mince (largeur d'un élément fini de la grille) de même direction de mouvement.

Les Figs. IV-16 et IV-17 montrent le champ des translations appliquées pour la restauration par FaultPack. Pour les plans dont l'inversion de la déformation interne a été réalisée par aplatissement (Fig. IV-16), sans tenir compte des régions limitrophes de la Pointe de La Masse et de la zone en extrapolation du NW où la restauration est incomplète (Fig. IV-11), on observe une direction des translations globalement E-W pour le plan d'altitude 2500m et NW-SE pour le plan d'altitude 2700m. Ceci correspond à une direction de racourcissement respectivement E-W et NW-SE au cours de D2, ce qui est logique d'après les données de terrain. Cependant, l'angle, relativement élevé entre les deux directions de translations entre deux plans séparés de 200m uniquement pose problème. Cela a-t-il une signification cinématique (sans lien avec les observations de terrain) ? Il est possible que, pour le plan 2500m, une zone constituée de 4 éléments en N-S et 5 en E-W et située à l'extrémité NE de la grille (Fig. IV-11a), joue le rôle d'un



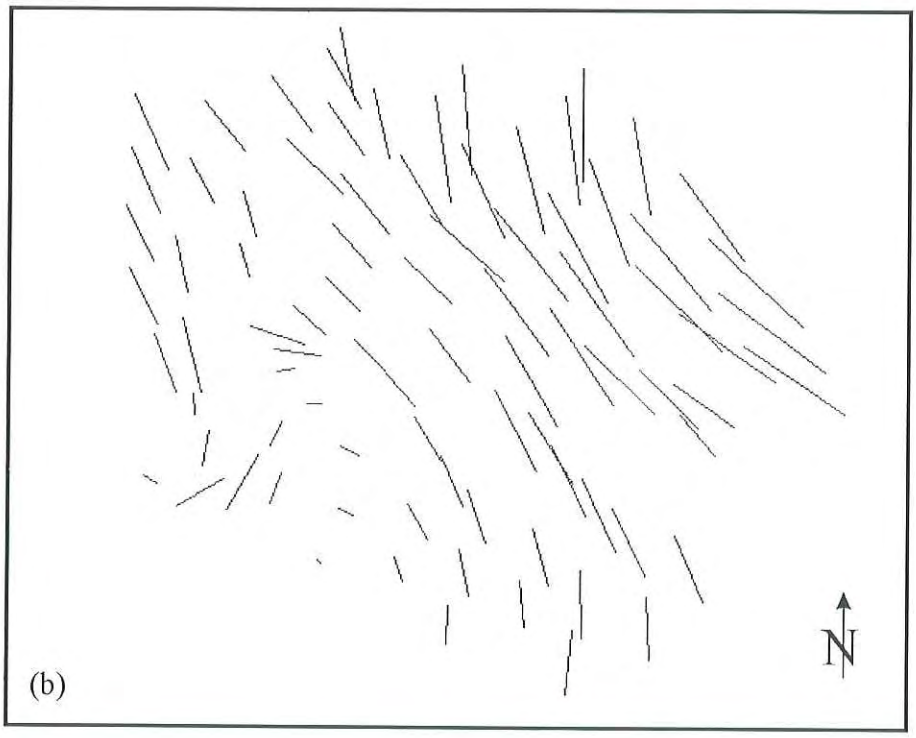


Fig. IV-16: Champ des translations appliquées pour la restauration des plans d'altitude (a) 2500m et (b) 2700m après inversion de la déformation interne par aplatissement.

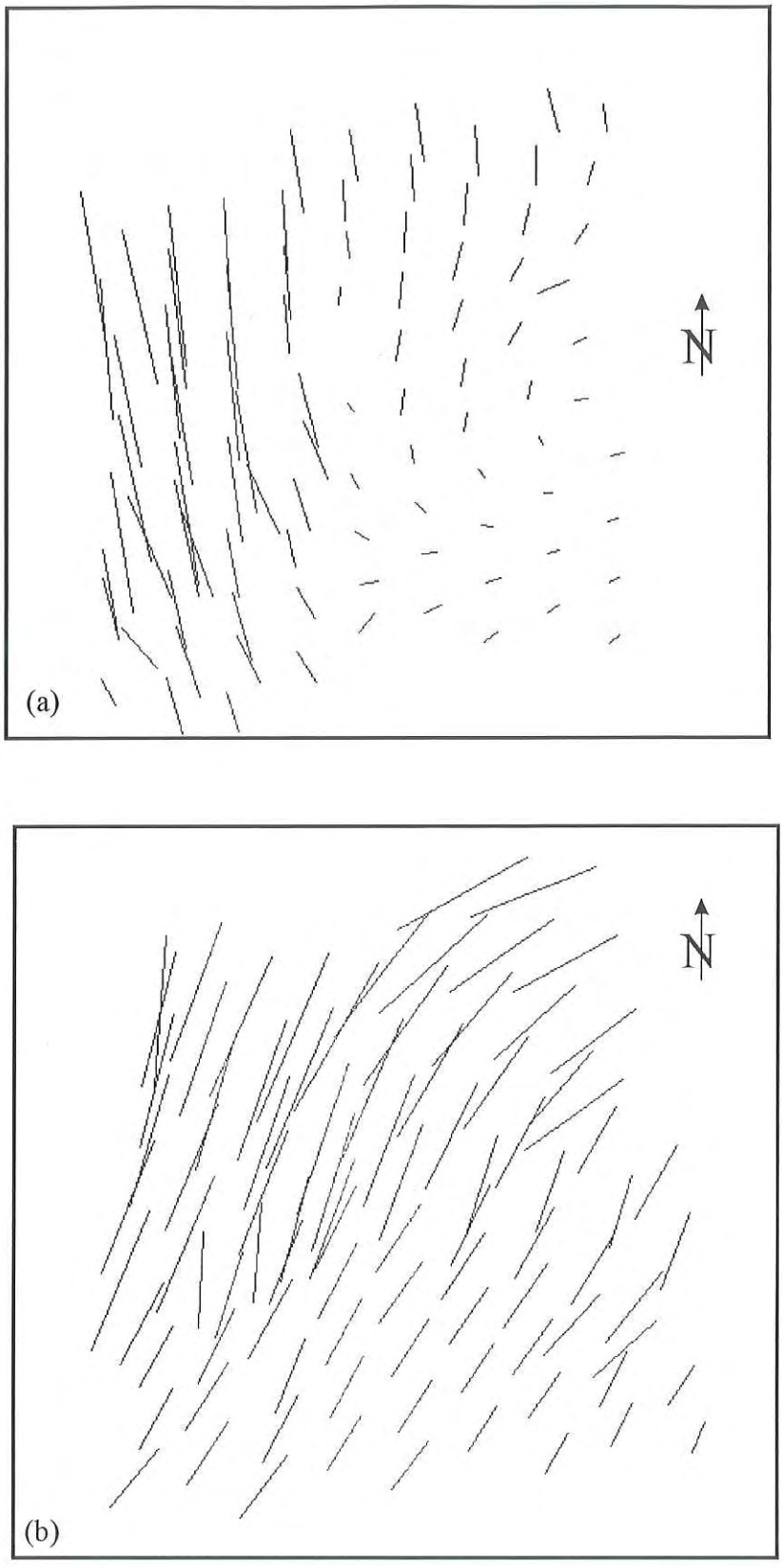


Fig. IV-17: Champ des translations appliquées pour la restauration des plans d'altitude (a) 2500m et (b) 2700m après inversion de la déformation interne par cisaillement simple.

mole rigide au cours des restauration. Ce mole obligerait ses voisins à le contourner pour minimiser les vides et recouvrements, entrainant alors des trajectoires courbes.

Pour les plans dont l'inversion de la déformation interne a été effectuée par cisaillement simple, il se dégage une orientation globalement N-S pour le plan d'altitude 2500m (Fig. IV-17a) avec une anomalie sur le bord oriental de la région restaurée. Cette anomalie correspond à une zone où la restauration peut être considérée comme parfaite (Fig. IV-11d). Les directions de translations passent de E-W au Sud à une direction N-S au Nord du Mont de Péclet. Ceci est probablement en liaison avec la virgation de l'axe du pli P2 décrit dans cette région (chapitre I). Pour le plan d'altitude 2700m, les directions des translations sont relativement constantes, orientées au N-NE sur l'ensemble de la zone restaurée. On note cependant l'existence d'un gradient pour les normes des vecteurs translations avec une augmentation des normes en rapprochant de la bordure occidentale, et ce pour les deux plans.

DISCUSSION ET CONCLUSION PARTIELLE

Les résultats obtenus par inversion de la déformation finie restent donc relativement flous et difficilement interprétables. Ceci provient de plusieurs facteurs. Les premiers sont liés à l'algorithme utilisé, les seconds à la qualité des données.

(1) FaultPack a été développé pour restaurer des champs faillés en carte à la fois en contexte distensif (Rouby *et al.* 1993a et 1993b; Rouby, 1994) et compressif (Bourgeois, 1994). Il semblait donc, à première vue, qu'il serait capable de restaurer les configurations planes issues de l'inversion de la déformation interne (Fig. IV-3 et IV-7). Or, dans le cas des champs faillés, aucune contrainte sur la continuité des surfaces n'est imposée. Pour le cas qui nous intéresse ici, on sait à priori pour chacun des éléments finis de la grille qu'ils sont voisins "obligatoires" et non potentiels. On sait même quel sommet de tel élément doit se retrouver le plus proche possible de tel sommet du bloc voisin. Cette contrainte n'existe pas encore sous FaultPack dont le but, rappelons le, est autre.

Des essais, après modification du code par D. Rouby (ce jour à Stanford sous la direction de J. Suppe) ont été réalisés directement sous environnement GOCAD mais n'ont pas donné les résultats escomptés pour des problèmes de compatibilité de données.

Ceci peut par exemple entraîner des problèmes de convergence et l'apparition de plusieurs minima locaux pour la fonctionnelle. (voir par exemple l'allure de la fonctionnelle sur la Fig. IV-10) ou encore aboutir à des restaurations incomplètes (Fig. IV-11).

(2) Un autre problème qui rend l'interprétation des résultats difficiles est lié aux conditions aux limites. Le fait de fixer un bloc fait que les trajectoires des éléments finis au cours de la restauration sont connues à une rotation et une translation près. Il serait bon d'associer systématiquement à cette technique des mesures de paléomagnétisme (e.g. Thomas *et al.*, 1994) ou de tout autre paramètre permettant de repositionner l'élément fixé.

(3) La troisième source d'erreur provient des données initiales. La superposition des événements tectoniques fait qu'il est possible de retrouver dans un même échantillon les enregistrements de plusieurs phases de déformation. Si, à priori, nous avons éliminé les éléments finis pour lesquels la superposition D2 - D3 était évidente, il se peut que nous en ayons malgré tout conservés. Ceci expliquerait pourquoi la région de la Pointe de La Masse s'individualise par son comportement dans toutes les restaurations. Par ailleurs, l'éventuelle existence d'une fabrique anté-D2 (déformation D1 voire anté-alpine) n'a jamais pu être infirmée. De ce fait, la simple restauration de la déformation D2 n'apporte d'informations que sur une petite période de la structuration de la ZHB. Il faudrait alors essayer de trouver une zone (dans la région du Mont de Péclet) où la déformation D2 ne soit pas enregistrée sur la fabrique liée à D1.

Quoi qu'il en soit, les résultats obtenus par les restaurations apportent de nouveaux arguments qui confirment la faible intensité de la déformation en contexte d'aplatissement sans cisaillement. Cette déformation aboutit à un racourcissement globalement E-W, si l'on considère que l'ensemble de la ZHB, très allongée sur un axe N-S, n'a pas pu subir de

rotation de forte valeur angulaire. Il s'avère malheureusement impossible, puisque les restaurations sont incomplètes, de quantifier ce racourcissement.

Par ailleurs, les restaurations ont permis la mise en évidence d'un gradient, faible, dans l'intensité de la déformation avec des translations plus importants sur la bordure occidentale de la ZHB que sur sa bordure orientale.

CONCLUSION GENERALE

L'objectif de cette thèse était de développer une méthode pour essayer de mettre en évidence des structures non observables directement en surface à partir de données structurales en les considérant comme des données de champ. Le choix du paramètre structural pouvant être utilisé à condition de pouvoir acquérir de nombreuses données à l'échelle d'une région s'est porté sur la déformation finie. Suite aux travaux de F. Lapique (1987) et M. Champenois (1989), l'outil était disponible (analyse d'images) et pouvait être amélioré par le développement d'algorithmes de traitement d'images semi-automatiques plus objectifs et reproductibles. La Zone Houillère Briançonnaise a été choisie car elle se situe directement au-dessus du Front Briançonnais (structure tectonique majeure des Alpes occidentales) et en fonction de sa lithologie, qui se prête parfaitement à la quantification de la déformation finie. Par ailleurs, les travaux antérieurs concernant la Zone Houillère semblaient pouvoir nous en donner une bonne image géométrique et cinématique.

Or, dès le début, il s'est avéré que ces travaux, essentiellement une tentative de reconstitution stratigraphique, présentaient une image de la Zone Houillère très sensiblement différente de celle que l'on peut s'en faire par une approche géométrique et structurale. Ce mémoire présente les résultats de nos observations structurales et propose un nouveau modèle cinématique pour la Zone Houillère qui s'articule autour de trois événements tectoniques principaux suivis d'un épisode extensif (chapitre I). L'événement D1 traduit très probablement la subduction de l'océan piémontais à l'Eoalpin. La Zone Houillère reste alors dans le prisme d'accrétion tectonique et subit un écaillage vers l'Ouest selon des plans discrétisés et sub-parallèles à la stratification. Pendant ce temps, une partie de la Vanoise est entraînée dans la subduction et est soumise à un métamorphisme HP/BT. Au cours de D2, la subduction de la Vanoise se bloque. Cette zone est alors charriée sur la Zone Houillère puis l'emboutit avec pour résultat le développement de plis P2. L'événement D3, probablement d'âge néoalpin, est associé à l'indentation tardive de la croûte européenne par le poinçon adriatique. Cette indentation est la cause du basculement vers l'Ouest de toutes les zones internes avec

pour conséquences le départ des nappes penniques orientales et la surrection des Massifs cristallins externes qui réactive une surface correspondant au Front Briançonnais originel (décollement précoce du prisme d'accrétion tectonique D1 et/ou structure D2 mettant au contact la Zone Houillère et le domaine subbriançonnais) en faille normale. Le rebroussement résultant de la surrection des Massifs cristallins externes, à proximité du Front Briançonnais et dans la Zone Houillère *s.s.*, produit une structure de type roll-over dont on observe localement le flanc inverse. L'événement extensif D4, continuum de D3 mais en conditions plus fragiles, provoque alors le basculement de tout l'édifice vers l'Ouest.

Le modèle cinématique brièvement rappelé ci-dessus est en partie confirmé par la restauration de la déformation. Les données de déformation finie, qui ont été ensuite inversées, ont été acquises par l'utilisation de l'analyse d'images. L'amélioration des algorithmes pré-existants par semi-automatisation (chapitre II) a permis l'acquisition d'un nombre très important de données, à la fois par l'utilisation de méthodes fondées sur l'analyse de position ou sur l'analyse de forme des grains de quartz constitutifs des microconglomérats de la Zone Houillère. Les résultats et leur comparaison permettent de préciser les mécanismes de déformation à l'échelle de la lame mince. Les données montrent (chapitre III) que, au cours de l'événement D2, le mécanisme de déformation à l'échelle régionale est l'aplatissement. Aucun gradient d'intensité, aucune variation de la fabrique de forme n'ont été mis en évidence comme on aurait pu l'attendre à proximité d'un chevauchement majeur des Alpes occidentales. L'unique changement, apparaissant sur la bordure occidentale de la Zone Houillère, correspond à l'apparition d'une fabrique en "fausse" constriction qui s'est révélée être le résultat d'une intersection entre deux surfaces tectoniques (S2 et S3) et qui ne peut être interprétée en terme de déformation progressive simple.

L'inversion de la déformation a tout d'abord nécessité l'interpolation des données dans une grille en éléments finis (ou blocs) à l'aide du logiciel GOCAD (LIAD-ENSG-INPL). Puis, la déformation interne a été enlevée dans chaque élément pris

indépendamment soit par aplatissement soit par cisaillement simple, même si ce dernier mécanisme ne semble pas devoir être retenu pour la Zone Houillère. Cette inversion de la déformation interne aboutit à une nouvelle grille où les éléments finis, initialement carrés, sont devenus soit des rectangles (restauration par aplatissement) soit des losanges (restauration par cisaillement). Des vides et des recouvrements entre les blocs se créent au cours du processus. L'utilisation du logiciel FaultPack (Univ. Rennes1) permet à priori de restaurer une surface la plus continue possible à partir de ce type de grille. En fait, ce logiciel a été conçu pour la restauration en carte de champ faillé, connaissant le rejet horizontal des failles et il s'est avéré que l'algorithme utilisé était sous-contraint pour réussir à restaurer complètement la grille obtenue après inversion de la déformation interne. Dans notre cas, les voisins d'un bloc sont nécessairement les mêmes avant et après restauration, ce qui n'est pas le cas pour les champs faillés.

Quels sont alors les apports de la modélisation inverse de la déformation finie sur le modèle cinématique classique de la Zone Houillère Briançonnaise ? C'est le test qui était proposé par le titre de ce mémoire. Les résultats obtenus confirment les nouvelles observations de terrains obtenues par des méthodes classiques (mécanisme d'aplatissement prédominant, absence de cisaillement, très faible intensité de la déformation, particularité de la région de la Pointe de La Masse ...) et apportent de nouveaux arguments pour leur interprétation. Cependant, l'obtention d'une restauration incomplète rend cette interprétation difficile et le travail réalisé ne semble donc pas rentable en terme de rapport qualité des résultats - temps et moyens mis en oeuvre pour les obtenir. Un des principaux problèmes vient très probablement du fait que la région étudiée est une zone tectoniquement polyphasée. Même si nous avons essayé de minimiser les effets de déformations ultérieures (la référence prise pour la restauration est D2), la superposition de D2 avec D3 semble ne pas être aussi simple et ne pas s'être concentrée uniquement là où c'est le plus visible (zone de la Pointe de La Masse). Il est donc impossible de quantifier la part de D3 dans la fabrique supposée issue uniquement de la déformation D2 (+D1). Par ailleurs, la superposition de D1 avec D2, bien mise en

évidence sur la bordure orientale de la Zone Houillère, complique le schéma général. Nous avions pensé que cela n'aurait que peu d'influence sur les restaurations de par le parallélisme apparent des directions principales de déformation de ces deux événements. Mais apparemment, il est nécessaire encore une fois de connaître la part de D1 dans la fabrique mesurée.

En conclusion, la restauration numérique de domaines tectonisés a un bel avenir, mais pour l'instant, il semble que l'on doive se cantonner uniquement à des cas relativement simples, non tectoniquement polyphasés. Avant de s'attaquer à de tels objets avec la technique utilisée ici (inversion de la déformation finie), il semble nécessaire de compléter les restaurations géométriques tridimensionnelles.

BIBLIOGRAPHIE

Aillères L., Bertrand J. M., Macaudière J. & Champenois M., 1994. Interpretation of seismic data using finite strain in the "zone Houillère Briançonnaise" (French Alps). In Montrasio, A. & Sciesa, E., *Proceedings of Symposium CROP-Alpi centrali, Sondrio 20-22 October 1993, Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria.* C.N.R., Milano, **2**, 17-22.

Aillères L., Bertrand J. M., Macaudière J. & Champenois M., 1995. Structure de la Zone Houillère Briançonnaise (Alpes françaises), tectonique néoalpine et conséquences sur l'interprétation des Zones Penniques Frontales. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **321**, 247-254.

Aillères L. & Champenois M., 1994. Refinements to the Fry method (1979) using image processing. *J. Struct. Geol.*, **16**, 1327-1330.

Aillères L., Champenois M., Macaudière J. & Bertrand J. M., 1995. Use of Image Analysis in the Measurement of Finite Strain by the normalized Fry method: geological implications for the "Zone Houillère" (Briançonnais zone, French Alps). *Min. Mag.*, **59**, 179-187.

Andrieux J. & Lancelot J. C., 1980. Les plis tranverses dans la zone des Brèches de Tarentaise. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **290**, 1059-1061.

Antoine J., 1971. La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière Italo-Suisse. Mém. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, 9.

Antoine P., 1972. Le domaine pennique externe entre Bourg Saint Maurice (Savoie) et la frontière franco-italienne. *Géol. Alpine*, **48**, 5-40.

Antoine P. & Barbier R., 1978a. Idées nouvelles sur la structure de la région de Moûtiers (Savoie). *Géol. Alpine*, **54**, 5-14.

Antoine P. & Barbier R., 1978b. La terminaison méridionale de la zone des Brèches de Tarentaise au sud de Moûtiers (Savoie). *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **286**, 1849-1851.

Antoine P., Barbier R., Barféty J. C. & Debelmas J., 1980. Précisions sur la formation de base du flysch des Aiguilles d'Arves entre l'Arc et l'Isère (Savoie). *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **290**, 1451-1453.

Antoine P., Barbier R., Bravard C. & Gidon M., 1978. Les rapports entre le Flysch des Aiguilles d'Arves et le domaine valaisan au cirque de Valbuche (Savoie). *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **286**, 1751-1753.

Antoine P., Barféty J. C., Vivier G., Debelmas J., Desmons J., Fabre J., Loubat H. & Vautrelle C., 1992. Carte géologique de la France à 1/50000, feuille de Bourg-Saint-Maurice. B.R.G.M.

Argand E., 1934. La zone pennique. *Guide géol. de la Suisse*, **III**, 149-189.

Audibert M., 1991. Déformation discontinue et rotation de blocs: méthodes numériques de restauration. *Mém. Doc. Centre Armoricain Etud. Struct. Socles, Rennes*, 239p.

Avigad D., Chopin C., Goffé B. & Michard A., 1993. Tectonic Model for the Evolution of the Western Alps. *Geology*, **21**, 659-662.

Barbier R., 1948. Les zones ultradauphinoises et subbriançonnaises entre l'Arc et l'Isère. *Mémoire Carte géologique de la France*, , .

Barbier R., 1963. Réflexions sur la zone dauphinoise orientale et la zone ultradauphinoise. Livre à la mémoire du professeur P. Fallot. *Mémoire hors-série Soc. géol. Fr.*, **II**, 321-329.

Barbier R. & Barféty J. C., 1977. Carte géologique de la France à 1/50000, feuille de Saint-Jean de Maurienne. B.R.G.M.

Barbier R., Bloch J. P., Debelmas J., Ellenberger F., Fabre J., Feys R., Gidon M., Goguel J., Gubler Y., Lanteaume M., Latreille M. & Lemoine M., 1963. Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. Livre à la mémoire du professeur P. Fallot. *Mémoire hors-série Soc. géol. Fr.*, **II**, 332-377.

Barféty J. C., 1976. Données nouvelles sur les traits fondamentaux de la structure de la zone dauphinoise au nord du massif du Pelvoux. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **283**, 889-892.

Barféty J. C., Blaise J., Fourneaux J. C. & Méloux J., 1984. Carte géologique de la France à 1/50000, feuille de La Rochette. B.R.G.M.

Baudin T., 1987. Etude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes): évolution structurale d'un socle briançonnais. Th. Univ. Grenoble.

Bayer R., Cazes M., Dal Piaz G. V., Damotte B., Elter G., Gosso G., Hirn A., Lanza R., Lombardo B., Mugnier J. L., Nicolas A., Nicolich R., Polino R., Roure F., Sacchi R., Scarascia S., Tabacco I., Tapponier P., Tardy M., Taylor M., Thouvenot F., Torreilles G. & Villien A., 1987. Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP). *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **305**, 1461-1470.

Beach A., 1981. Thrust structures in the eastern Dauphinois Zone (French Alps), north of the Pelvoux Massif. *J. Struct. Geol.*, **3**, 299-308.

Becq-Giraudon J. F. & Van Den Driessche J., 1993. Continuité de la sédimentation entre le Stéphanien et l'Autunien dans le bassin de Graissesac-Lodève (sud du Massif central): implications tectoniques. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **317**, 939-945.

Bertrand J. M., Aillères L., Gasquet D. & Macaudière J., sous presse. The Pennine Front zone in Savoie (western Alps), a review and new interpretations. *Eclogae Geol. Helv.*

Blès J. L., Ghafiri A. & Sauret B., 1993. Mise en évidence de déplacements horizontaux sub-actuels au voisinage des chevauchements du Briançonnais interne (Massif de l'Aiguille Grive, Savoie). *Géologie Alpine. Série spéciale: Résumés de colloques*, **2**, p.10.

Bocquet (Desmons) J., Delaloye M., Hunziker J. C. & Krummenacher D., 1974. K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas, and associated minerals from the western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **47**, 7-26.

Bourgeois O., 1994. Restauration numérique de la déformation discontinue dans les domaines en compression. Application à la dépression Tadjik (Asie centrale). DEA Univ. Rennes 1.

Bravard C., Kerckhove C. & Barbier R., 1981. Réinterprétation du sommet de la série des Aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone briançonnaise dans la vallée de l'Arc (Savoie, Alpes occidentales). *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **292**, 531-534.

Brousmiche-Delcambre C., Mercier D. & Coquel R., 1995. Implications stratigraphiques de la révision de la flore au Sud de Briançon. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **320**, 335-340.

Butler R. W. H., 1985. The restoration of thrust systems and displacement continuity around the Mont-Blanc massif, NW external Alpine thrust belt. *J. Struct. Geol.*, **7**, 569-582.

Butler R. W. H., Matthews S. J. & Parrish M., 1986. The NW external Alpine Thrust Belt and its implications for the geometry of the Western Alpine orogen. In Coward, M.P. & Ries, A.C., *Collision Tectonics* Geol. Soc. Special Pub., **19**, 245-260.

Caby R., 1963. Etude géologique et métallogénique du bord interne de la zone houillère et de la bordure des schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite (Savoie, Haut Val de Susa). Th. 3ème cycle, Univ. Paris, 134p.

Caby R., 1992. Hiérarchie des déplacements et exhumation du socle de la Zone Briançonnaise, des Alpes Cottiennes aux Alpes Graies. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **315**, 1517-1523.

Cannic S., Lardeaux J. M., Mugnier J. L. & Hernandez J., in press. Tectono-metamorphic evolution of the Rognais-Versoyen unit (Valaisan domain, France). *Eclogae Geol. Helv.*

Cannic S., Mugnier J. L. & Lardeaux J. M., 1995. Mise en évidence d'une faille normale ductile dans l'unité du Roignais-Versoyen (Alpes occidentales, France). *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **321**, 513-519.

Carpéna J., 1984. Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes: relation tectonique-métamorphisme. Th. Univ. Orsay, 200p.

Champenois M., 1989. Apport de l'analyse interactive d'images à l'étude de l'évolution structurale de zones déformées: application à une zone de cisaillement pan-africaine de l'Adrar des Iforas (Mali) et aux orthogneiss du massif du Grand Paradis (Italie). Th. de l'INPL Nancy, 210p.

Cobbold P. R., 1977. Compatibility equations and the integration of finite strain in two dimensions. *Tectonophysics*, **39**, T1-T6.

Cobbold P. R., 1979. Removal of finite deformation using strain trajectories. *J. Struct. Geol.*, **1**, 67-72.

Cobbold P. R., 1980. Compatibility of two-dimensional strains and rotations along strain trajectories. *J. Struct. Geol.*, **2**, 379-382.

Cobbold P. R. & Percevault M. N., 1983. Spatial integration of strains using finite elements. *J. Struct. Geol.*, **5**, 299-305.

Coster M. & Chermant J. L., 1985. Précis d'analyse d'images. Ed. du C.N.R.S.

Coward M. P. & Dietrich D., 1989. Alpine tectonics - an overview. In Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G., *Alpine Tectonics.* Geological Society Special Publication, **45**, 1-29.

Debelmas J., 1957. Quelques remarques sur la conception actuelle du terme "cordillère" dans les Alpes internes françaises. *Bull. Soc. géol. France*, **6**, 463-474.

Debelmas J., 1976. Deux coupes transversales des Alpes franco-italiennes. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, **56**, 561-565.

Debelmas J. & Kerckhove C., 1980. Les Alpes franco-italiennes. *Géol. Alpine*, **56**, 21-58.

Debelmas J. & Lemoine M., 1970. The western Alps: Paleogeography and structure. *Earth Sci. Rev.*, **6**, 221-256.

Debelmas J., Shade J., Fabre J., Détraz G., Jaillard E., Accarie H., Goffé B., Lister G., Platt J. P., Peels F., Ménard G., Dondey H., Landes B., Fudral S. & Pachoud A., 1989. Carte géologique de la France à 1/50000, feuille de Modane. B.R.G.M.

Delaloye M. & Desmons J., 1976. K-Ar radiometric age determination of white micas from the Piemont Zone, French-Italian Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **57**, 297-303.

Desmons J., 1977. Mineralogical and petrological investigations of Alpine metamorphism in the internal French western Alps. *Amer. J. Sci.*, **277**, 1045-1066.

Détraz G., 1984. Etude géologique du bord interne de la zone Houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Péclet-Polset (Alpes de Savoie). Th. Univ. Grenoble, 163p.

Détraz G. & Loubat H., 1984. Faciès à disthène, staurotide et grenat dans un micaschiste appartenant à l'unité des "Gneiss du Sapey" (Vanoise, Alpes françaises). *Géol. Alpine*, **60**, 5-12.

Dondey H., 1986. Etude Géologique des Unités de Vanoise Méridionale de Pralognan à Aussois. Th. Univ. Grenoble.

Dunnet D., 1969. A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, **7**, 117-136.

ECORS-CROP DEEP SEISMIC SOUNDING GROUP, Hirn A., Nadir S., Thouvenot F., Nicolich R., Pellis G., Scaracia S., Tabacco I., Castellano F. & Merlanti F., 1989. Mapping the Moho of the western Alps by wide-angle reflection seismics. *Tectonophysics*, **162**, 193-202.

ECORS-CROP GRAVITY GROUP, 1989. Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the Western Alps. *Tectonophysics*, **162**, 203-218.

Ellenberger F., 1958. Etude géologique du Pays de Vanoise. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 551p.

Ellenberger F., 1963. La Vanoise, un géanticlinal métamorphique. Livre à la mémoire du Pr. P. Fallot. *Mémoire hors -série de la Soc. géol. Fr.*, **II**, 383-393.

Eltchaninoff-Lancelot C., Triboulet S., Doudoux B., Fudral S., Rampenoux J. P. & Tardy M., 1982. Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mont-Blanc et Belledone (Savoie - Alpes occidentales). Implications régionales. *Bull. Soc. géol. France*, **24**, 817-830.

Elter G. & Elter P., 1957. Sull'esistenza, nei dintorni del Piccolo S. Bernardo, di un elemento tettonico riferibile al ricoprimento del Pas du Roc. *Rend. dell'Acad. Naz. dei Lincei*, **XXII**, 181-187.

Epard J. L., 1990. La nappe de Morcles au sud-ouest du Mont-Blanc. *Mém. de Géologie, Lausanne*, **8**, 159p.

Ernst G., 1973. Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, 2053-2078.

Erslev D. & Ge H., 1990. Least-squares center to center and mean object ellipse fabric analysis. *J. Struct. Geol.*, **12**, 1047-1059.

Erslev E. A., 1988. Normalized center to center strain analysis of packed aggregates. *J. Struct. Geol.*, **10**, 201-209.

Fabre J., 1952. Note préliminaire sur quelques résultats stratigraphiques obtenus dans le Houiller de Tarentaise et de Maurienne (zone briançonnaise). *C. R. somm. SGF*, , 34-35.

Fabre J., 1961. Contribution à l'étude de la Zone Houillère Briançonnaise en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém. BRGM*, **2**, 315p.

Fabre J., Feys R. & Greber F., 1953. Note préliminaire. Relation du Westphalien et du Stéphanien dans la zone houillère briançonnaise. *C. R. somm. SGF*, **13**, 270-272.

Fabre R., Gidon M. & Tricart P., 1982. La structure du Paléozoïque de la zone briançonnaise axiale au nord de Névache. *Géol. Alpine*, **58**, 31-52.

Favre A., 1861. Notice sur la réunion extraordinaire de la Soc. Géol. de Fr. St Jean de Maurienne (Savoie), Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève.

Feys R., 1957. Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes Alpes). *Mém. BRGM*, **6**, 387p.

Flinn D., 1962. On folding during 3-D progressive deformation. *Quat. J. Geol. Soc. London*, **118**, 385-428.

Frey M., Hunziker J. C., Frank W., Bocquet J., Dal Piaz G. V., Jäger E. & Niggli E., 1974. Alpine metamorphism of the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, **54**, 247-290.

Frey M., Hunziker J. C., O'Neil J. R. & Schwander H. W., 1976. Equilibrium-desequilibrium relations in the Monte Rosa granite, western Alps: petrological, Rb-Sr and stable isotope data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **55**, 147-179.

Frisch W., 1979. Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. *Tectonophysics*, **60**, 121-134.

Fry N., 1979. Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, **60**, 89-105.

Fudral S., 1980. Une nouvelle interprétation de l'unité de Salins (zone des Brèches de Tarentaise) au nord-ouest de Bourg-Saint-Maurice (Savoie). Conséquences structurales. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **290**, 1333-1336.

Gély J. P., 1989. Une nouvelle interprétation de l'unité de Salins (zone des Brèches de Tarentaise) au nord-ouest de Bourg-Saint-Maurice (Savoie). Conséquences structurales. Th. Univ. Chambéry, 344p.

Gignoux M., 1948. Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, **XXVIII**, .

Gillet P., Choukroune P., Ballèvre M. & Davy P., 1986. Thickening history of the western Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **89**, 48-62.

Glangeaud L., 1956. Corrélation chronologique des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Appenin et l'Atlas nord-africain. *Bull. Soc. géol. France*, **6**, 867-891.

Goffé B. & Chopin C., 1986. High-pressure metamorphism in the western Alps: Zoneography of metapelites, chronology and consequences. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, **66**, 41-52.

Goguel J., 1969. Des failles d'âge quaternaire à Peisey (Savoie). *Bull. Soc. géol. France*, **7**, 35-39.

Graciansky d. P.C., Dardeau G., Lemoine M. & Tricart P., 1988. De la distension à la compression: l'inversion structurale dans les Alpes. *Bull. Soc. géol. France*, **4**, 779-786.

Gratier J.P. & Guillier B., 1993.Compatibility constraints on folded and faulted strata and calculation of total displacement using computational restoration. (UNFOLD program). *J. Struct. Geol.*, **15**, 391-402

Gratier J.P., Guillier B., Delorme A. & Odonne F., 1991. Restoration and balanced cross-section of a folded and faulted surface by computer program: principle and application. *J. Struct. Geol.*, **13**, 11-115

Greber C., 1965. Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. *Mém. BRGM*, **21**, 380p.

Guillier B., 1991. Dépliage automatique de strates plissées et faillées: application à l'équilibrage des structures naturelles. Th. Univ. Grenoble, 160p.

Guillot F., 1987. Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (Zone briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). Th. Univ. Lille, 280p.

Guillot F., Desmons J. & Ploquin F., 1993. Lithostratigraphy and geochemical composition of the Mt. Pourri volcanic basement, Middle Penninic W-Alpine zone, France. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, **73**, 319-334.

Guillot F., Liégois J. P. & Fabre J., 1991. Des granophyres du Cambrien terminal dans le Mont Pourri (Vanoise, zone briançonnaise): première datation U-Pb sur zircon d'un socle des zones internes des Alpes françaises. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **313**, 239-244.

Haug E., 1925. Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, **XXV**, 97-244.

Hunziker J. C., Desmons J. & Martinotti G., 1989. Alpine thermal evolution of the central and western Alps. In Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G., *Alpine Tectonics.* Geological Society Special Publication, **45**, 353-367.

Hunziker J. C. & Martinotti G., 1984. Geochronology and evolution of the western Alps. *Società Geologica Italiana, Memorie*, **29**, 43-56.

Jouanne F. & Ménard G., 1994. Quantification des mouvements verticaux actuels du Sud du Jura et des Alpes nord-occidentales par comparaison de nivellements: première analyse. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **319**, 691-697.

Lancelot J. C., 1979. Etude tectonique de la zone des Brèches de Tarentaise dans la région de Bourg-Saint-Maurice (Savoie). Th. univ. Paris 7.

Lapique F., 1987. Traitement informatique de la déformation finie et interprétation de l'évolution tectonique Pan-africaine de la région de Timgaouine (Hoggar, Algérie). Th. 3ème cycle, Univ. Nancy I, 224p.

Lapique F., Champenois M. & Cheilletz A., 1988. Un analyseur vidéographique interactif: description et application. *Bull. Mineral.*, **18**, 1387-1393.

Lasserre J. L. & Laverne C., 1976. Le volcanisme tholéitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes): minéralogie, pétrographie et géochimie. Th. univ. Grenoble.

Lemoine M., 1953. Remarques sur le caractère et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. *Bull. Soc. géol. France*, **6**, 105-120.

Lemoine M., 1988. Des nappes embryonnaires aux blocs basculés: évolution des idées et des modèles sur l'histoire mésozoïque des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, **4**, 787-797.

Lenotre N., Delfau M., Fourniguet J. & Mouroux B., 1993. Carte de France de mouvements verticaux actuels (comparaison de nivellements). *Géologie Alpine. Série spéciale: Résumés de colloques*, **2**, p. 33.

Lu Chia Y., 1986. Analyse tectonique et microtectonique dans la zone des Brèches de Tarentaise (région de Moûtiers) et dans les Schistes lustrés du Mont Jovet (Savoie). Th. Univ. Chambéry, 145p.

Malavieille J., Lacassin R. & Mattauer M., 1984. Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, **26**, 895-906.

Mallet J. L., 1992. Discrete smooth interpolation in geometric modelling. *Computer-aided design*, **24**, 178-191.

Marchant R., 1993. The underground of the western Alps. Mém. de Géologie, Lausanne, **15**, 137p.

Martinez J. R., Fudral S., Rampnoux J. P. & Tardy M., 1979. Regard sur la stratigraphie du substratum du flysch des Aiguilles d'Arves entre Arc et Isère (Savoie): conséquences paléogéographiques. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **288**, 203-206.

Martinez-Reyes J., 1980. Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales entre Arc et Isère, région du Mont Niélard et du Cheval Noir -Savoie -; le problème des unités à flysch. Th. Univ. Chambéry, 146p.

Mattauer M. & Tapponnier P., 1978. Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes franco-italiennes. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **287**, 899-902.

Meissner R., 1988. Rupture, creep, lamellae and crocodiles: happenings in the continental crust. *Terra review*.

Ménard G., 1988. Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales. Th. ès Sciences, Univ. Grenoble, 268p.

Ménard G., Molnar P. & Platt J. P., 1991. Budget of crustal shortening and subduction of continental crust in the Alps. *Tectonics*, **10**, 231-244.

Ménard G. & Thouvenot F., 1984. Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales: arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. *Bull. Soc. géol. France*, **5**, 147-156.

Mercier D. & Beaudoin B., 1987. Révision du Carbonifère briançonnais: stratigraphie et évolution du bassin. *Géologie Alpine. Mém. Hors-série*, **13**, 25-31.

Merle O. & Ballevre M., 1992. Late Cretaceous-early Tertiary detachment fault in the Western Alps. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **315**, 1769-1776.

Milnes A. G., 1974. Structure of the Pennine zone (central Alps): a new working hypothesis. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **85**, 1727-32.

Milnes A. G., 1978. Structural zones and continental collision. *Tectonophysics*, **47**, 369-392.

Milnes A. G., Greller M. & Muller R., 1981. Sequence and style of major post-nappe structures. *J. Struct. Geol.*, **3**, 411-420.

Monié P. & Philippot P., 1989. Mise en évidence de l'âge éocène moyen du métamorphisme de haute-pression de la nappe ophiolitique du Mont Viso (Alpes Occidentales) par la méthode 39Ar/40Ar. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **309**, 245-251.

Mugnier J. L., Guellec S., Ménard G. & Roure F., 1989. Géométrie et structure du socle des Alpes externes déduites du profil ECROS-CROP Alpes 1 et ECORS Alpes 2. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **309**, 733-739.

Mugnier J. L., Loubat H. & Cannic S., 1993. Correlation of Seismic Images and Geology at the Boundary Between Internal and External Domains of the Western Alps. *Bull. Soc. géol. France*, **164**, 697-708.

Mugnier J. L. & Marthelot J. M., 1991. Crustal reflections beneath the Alps and the alpine foreland: geodynamic implications. *AGU, Geodyn. Ser.*, **22**, 177-183.

Nicolas A., Hirn A., Nicolich R., Polino R. & ECORS-CROP Working Group, 1990. Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse. *Geology*, **18**, 587-590.

Panozzo R., 1984. Two-dimensionnal strain from the orientation of lines in a plane. *J. Struct. Geol.*, **6**, 215-221.

Panozzo R. H., 1983. Two-dimensionnal analysis of shape fabric using projections of digitized lines in a plane. *Tectonophysics*, **95**, 279-294.

Percevault M. N., 1983. Problème inverse en déformation finie: Application au segment hercynien de Bretagne centrale. Th. Univ. Rennes, 141p.

Percevault M. N. & Cobbold P. R., 1982. Mathematical removal of regional ductile strains in central Brittany: evidence for wrench tectonics. *Tectonophysics*, **82**, 317-328.

Philippot P., 1990. Opposite vergence of nappes and crustal extension in the french-italian alps. *Tectonics*, **9**, 1143-1164.

Platt J. P., 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressuremetamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **98**, 1037-1053.

Platt J. P. & Lister G. S., 1985a. Structural evolution of a nappe complex, southern Vanoise massif, French Penninic Alps. *J. Struct. Geol.*, 7, 145-160.

Platt J. P. & Lister G. S., 1985b. Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to Alpine tectonic events. *J. Struct. Geol.*, 7, 19-35.

Platt J. P., Lister G. S., Cunningham P., Weston P., Peel F., Baudin T. & Dondey H., 1989. Thrusting and backthrusting in the Briançonnais domain of the western Alps. In Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G., *Alpine Tectonics.* Geological Society Special Publication, **45**, 135-152.

Platt J. P. & Vissers R. L. M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, **4**, 397-410.

Polino R., Dal Piaz G. V. & Gosso G., 1990. Tectonic erosion of the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. In Roure, F., Heitzman, P. & Polino, R., *Deep structure of the Alps.* Mém. Soc. Géol. France, Paris, 156; Mém. Soc. géol. Suisse, Zürich, 1; Vol. spec. Soc. Geol. Italy, Roma, 15-27.

Ramsay J. G., 1967. Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill, New York, 568p.

Ramsay J. G. & Huber M. I., 1983. The techniques of modern structural geology. Academic Press inc., London, 1, 307p.

Ramsay J. G. & Wood D. S., 1973. The geometric effects of volume change during deformation processes. *Tectonophysics*, **16**, 263-277.

Raoult J. F., 1980. Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, **22**, 303-312.

Ricou L. E., 1980. La zone sub-briançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre sub-méridien. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **290**, 835-838.

Ricou L. E. & Siddans A. W. B., 1986. Collision tectonics in the Western Alps. In Coward, M.P. & Ries, A.C., *Collision Tectonics.* Geol. Soc. Special Pub., **19**, 229-244.

Rouby D., 1994. Restauration en carte des domaines faillés en extension: Méthode et applications. Th. Univ. Rennes, Mém. Géosci., n°58, 228p.

Rouby D., Cobbold P. R., Szatmari P., Demercian S., Coelho D. & Rici J. A., 1993a. Least-squares palinspatic restoration of regions of normal faulting - application to the Campos basin (Brazil). *Tectonophysics*, **221**, 439-452.

Rouby D., Cobbold P. R., Szatmari P., Demercian S., Coelho D. & Rici J. A., 1993b. Restoration in plan view of faulted Upper Cretaceous and Oligocene horizons and its bearing on the history of salt tectonics in the Campos Basin (Brazil). *Tectonophysics*, **228**, 435-445.

Roure F., Polino R. & Nicolich R., 1989. Poinçonnement, rétrocharriages et chevauchements post-basculement dans les Alpes occidentales: évolution intra-continentale d'une chaîne de collision. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **309**, 283-290.

Schmid S. M., Froitzheim N., Kissling E., Pfiffner A. & Schönborn G., in press. Integrated cross section and tectonic evolution of the Alps along the eastern transect. In Heitzman, *et.al.* , *Deep structure of the Swiss Alps - Results from NFP/PNR 20.* Basel, Bikhäuser AG.

Schmid S. M., Rueck P. & Schreurs G., 1990. The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Pennine zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). *Mém. Soc. Géol. Fr., Paris*, **156**, 263-287.

Schreurs G., 1993. Structural Analysis of the Schams Nappes and Adjacent Tectonic Units - Implications for the Orogenic Evolution of the Penninic Zone in Eastern Switzerland. *Bull. Soc. géol. France*, **164**, 415-435.

Sénéchal G. & Thouvenot G., 1991. Geometrical migration of line-drawings: a simplified method applied to ECORS data. *AGU, Geodyn. Ser.*, **22**, 401-407.

Serra P., 1982. Image analysis and mathematical morphology. Academic Press, 568p.

Serre D., Toury A., Rampnoux J. P., Martinez-Reyes J. & Tardy M., 1985. Individualisation de deux unités à flysch nummulitique d'origines paléogéographiques différentes au sein de "l'Ecaille ultradauphinoise des Aiguilles d'Arves" (région de Saint-Jean-de-Maurienne, Savoie). *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **301**, 637-642.

Seward D. & Mancktelow N., 1993. The continuation of the Rhone-Simplon Line in the Mt Blanc region based on fission track dating. *Terra Abstracts*, **5**, p.246.

Seward D. & Mancktelow N. S., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission track dating. *Geology*, **22**, 803-806.

Spencer S., 1992. A kinematic analysis incorporating incremental strain data for the Frontal Pennine Zones of the western French Alps. *Tectonophysics*, **206**, 285-305.

Stampfli G. M., 1993. The Brianconnais, Exotic Terrane in the Alps? *Eclogae Geol Helv*, **86**, 1-45.

Tardy M., Deville E., Fudral S., Ménard G., Thouvenot F. & Vialon P., 1990. Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front pennique et la ligne du Canavese. In Roure, F., Heitzman, P. & Polino, R., *Deep structure of the Alps.* Mém. Soc. Géol. France, Paris, 156, 697-708; Mém. Soc. géol. Suisse, Zürich, 1; Vol. spec. Soc. Geol. Italy, Roma, **1**, 217-226.

Thomas J.C., Chauvin A., Gapais D., Bazhenov M.L., Perroud H., Cobbold P.R. & Burtman V.S., 1994. Paleomagnetic evidence for Cenozoic block rotations in the Tadjik depression (Central Asia). *J. Geophys. Res.*, **99**, 15141-15160.

Thouvenot F., Fréchet J., Vialon P., Guyoton F. & Cattaneo M., 1991. Les séismes de Cervières (Hautes Alpes) des 11 et 13 février 1991: un coulissage dextre entre zones piémontaise et briançonnaise. *C. R. Acad.Sci. (Paris)*, **312**, 1617-1623.

Thouvenot F., Paul A., Sénéchal G., Hirn A. & Nicolich R., 1990. ECORS-CROP wide-angle reflection seismics: constraints on deep interfaces beneath the Alps. In Roure, F., Heitzman, P. & Polino, R., *Deep structure of the Alps.* Mém. Soc. Géol. France, Paris, 156; Mém. Soc. géol. Suisse, Zürich, 1; Vol. spec. Soc. Geol. Italy, Roma, **1**, 97-106.

Triboulet S. & Eltchaninoff C., 1980. Etude géologique entre Belledonne et le Mont-Blanc. Livre synthétique. Th. Univ. Paris VI.

Tricart P., 1980. Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Th. d'Etat, Strasbourg.

Tricart P. & Lemoine M., 1986. From faulted blocks to megamullions and megaboudins: Tethyan heritage in the structure of the Alps. *Tectonics*, **5**, 95-118.

Trümpy R., 1949. Der Lias der Glarner Alpen. *Denkschr. Schweiz. Naturf. Gesellsch.*, Zürich, Bd. 79, 1, 192p.

Trümpy R., 1957. Quelques problèmes de paléogéographie alpine. *Bull. Soc. géol. France*, **6**, 443-461.

Trümpy R., 1960. Paleotectonic evolution of the central and western Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **71**, 843-908.

Trümpy R., 1971. Stratigraphy in mountain belts. *Quat. J. Geol. Soc. London*, **126**, 293-318.

Trümpy R., 1975. Penninic- Austro-Alpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. *Amer. J. Sci.*, **275-A**, 209-238.

Vialon P., 1990. Deep Alpine structures and geodynamic evolution: an introduction and outline of a new interpretation. In Roure, F., Heitzman, P. & Polino, R., *Deep structure of the Alps.* Mém. Soc. Géol. France, Paris, 156; Mém. Soc. géol. Suisse, Zürich, 1; Vol. spec. Soc. Geol. Italy, Roma, **1**, 7-14.

ANNEXES

ANNEXE A

Liste des données

N° d'échantillon	Rxz Féret	Ryz Féret	Rxy Féret
14	1.9	1.4	1.4
15	1.8	1.7	1.2
16	1.8	1.3	1.1
17	1.3	1.2	1.2
18	1.5	1.1	1.0
20	1.4	1.4	1.2
21	2.1	1.4	1.2
22	3.2	3.0	1.2
41	1.3	1.3	1.1
43	1.5	1.1	1.4
46	1.3	1.6	1.1
48	2.2	1.6	1.3
49	1.8	1.3	1.4
50	2.0	1.3	1.4
61	2.0	1.9	1.1
64	1.4	1.2	1.1
66	3.0	1.3	2.2
105	1.4	1.5	1.2
109	1.1	1.2	1.2
114	1.2	1.2	1.2
123	1.2	1.2	1.2
127	1.2	1.5	1.3
132	1.6	1.5	1.1
134	1.5	1.3	1.1
138	3.0	1.6	1.2
149	1.4	1.4	1.2
156	1.5	1.3	1.1
164	1.2	1.2	1.1
170	1.3	1.2	1.1
171	1.6	2.0	1.3
177	1.7	1.4	1.1
184	1.7	1.4	1.1
188	1.3	1.2	1.1
189	1.9	1.5	1.2
193	2.0	1.8	1.2
200	1.2	1.2	1.2
204	1.7	1.2	1.4
210	1.2	1.2	1.2
214	1.4	1.5	1.1
231	2.0	1.6	1.7
243	1.2	1.0	1.2
244	1.3	1.2	1.1
249	1.3	1.1	1.2
252	1.2	1.2	1.0
253	1.3	1.0	1.4

N° d'échantillon	Rxz Féret	Ryz Féret	Rxy Féret
258	1.2	1.0	1.2
1	2.27	1.63	1.31
2	1.13	1.36	1.13
3	1.38	2.63	1.38
4	2.41	1.45	2.04
5	1.63	1.74	1.63
6	1.43	1.38	1.43
7	1.33	1.67	1.33
8	1.17	1.29	1.17
9	1.09	1.81	1.09
10	1.09	1.19	1.09
11	1.1	1.43	1.1
12	1.11	2.09	1.11
13	1.92	1.6	1.42
24	2.23	2.26	1.11
25	1.63	1.45	1.12
119	1.1	1.2	1.2
124	1.12	1.24	1.08
168	2.14	1.82	1.18
224	1.42	1.24	1.08
242	1.31	1.18	1.07
247	1.48	1.67	1.06

N° d'échantillon	Rxz Fry	Ryz Fry	Rxy Fry
14	2.0	2.3	1.5
15	2.2	1.6	1.5
16	1.7	1.8	1.2
17	1.8	1.4	1.0
18	1.6	1.4	1.0
20	1.6	1.6	1.1
21	2.1	1.6	1.6
22	2.3	1.8	1.0
41	1.4	1.3	1.4
43	1.9	1.2	1.7
46	1.5	1.4	1.4
48	2.6	1.5	1.2
49	1.9	1.7	1.4
50	1.9	1.2	1.3
61	2.1	1.8	1.3
64	1.5	1.4	1.7
66	2.4	2.6	1.0
105	1.6	1.8	1.1
109	1.3	1.8	1.3
114	1.7	1.4	1.5
123	2.4	1.5	1.0
127	1.3	2.0	1.4
132	2.0	1.5	1.3
134	1.3	1.1	1.2
138	1.9	2.1	1.1
149	1.9	1.7	1.0
156	1.6	1.2	1.2
164	1.6	1.3	1.2
170	1.5	1.3	1.1
171	1.2	2.0	1.4
177	1.3	1.2	1.1
184	2.2	1.7	1.4
188	1.8	1.4	1.1
189	2.1	2.2	1.3
193	2.5	2.5	1.5
200	1.4	1.2	1.1
204	2.7	1.9	1.5
210	1.2	1.5	1.3
214	1.3	1.6	1.4
231	2.6	1.4	1.6
243	1.2	1.1	1.3
244	1.2	1.4	1.1
249	1.5	1.3	1.2
252	1.5	1.4	1.1
253	1.5	1.2	1.1
258	1.2	1.3	1.1

Avertissement sur les orientations données pour les trois axes principaux de la déformation fine.

Certaines données montrent un plongement nul ou très faible pour lesquels la mesure de l'azimut de l'axe est impossible. Les valeurs données sont issues d'une construction sur canevas de Wulff.

N° d'échantillon	Latitude	Longitude	Altitude	Azi. / Plgt de X	Azi. / Plgt de Y	Azi. / Plgt de Z
1	4.783	50.221	1000	319/13	222/19	80/65
2	4.753	50.225	1160	314/29	211/19	93/53
3	4.782	50.272	2200	324/56	72/10	167/32
4	4.814	50.291	2525	114/6	22/18	220/70
5	4.746	50.23	1150	230/24	130/20	6/58
6	4.654	50.386	1625	44/30	302/19	184/53
7	4.677	50.341	1945	105/11	14/11	238/74
8	4.695	50.335	2030	22/10	289/1	195/80
9	4.695	50.335	2030	198/22	107/3	9/68
10	4.695	50.335	2030	116/46	356/26	248/32
11	4.705	50.333	2220	235/6	144/10	352/78
12	4.726	50.328	2415	244/16	346/33	132/52
13	4.576	50.165	1855	108/0	18/4	198/86
14	4.655	50.388	1620	209 / 70	101/6	10/18
15	4.655	50.387	1620	279/4	224/4	58/83
16	4.655	50.386	1620	332/5	63/14	221/75
17	4.657	50.384	1640	145/5	60/42	229/47
18	4.657	50.383	1640	275/6	9/37	174/52
20	4.657	50.382	1640	80/6	337/66	172/23
21	4.691	50.337	2010	353/16	263/1	166/74
22	4.705	50.332	2180	17/3	298/2	169/86
24	4.709	50.333	2180	109/13	201/7	317/75
25	4.654	50.31	2200	354/10	256/38	97/50
41	4.642	50.303	2510	118/30	346/49	224/24
43	4.642	50.307	2510	47/14	311/26	162/59
46	4.636	50.346	2370	305/15	43/26	188/59
48	4.634	50.347	2400	208/2	299/5	277/84
49	4.634	50.345	2475	12/10	278/32	116/56
50	4.632	50.345	2490	183/20	84/23	311/58
61	4.587	50.353	2350	84/65	193/8	287/53
64	4.6	50.324	2342	174/3	270/60	82/28
66	4.606	50.324	2342	8/7	278/12	126/75
105	4.739	50.33	2700	241/23	324/16	202/62
109	4.688	50.292	3115	346/5	257/19	64/70
119	4.711	50.314	2570	264/5	358/36	166/53
123	4.712	50.354	2830	110/26	214/27	342/50
127	4.705	50.368	2675	94/5	5/1	270/84
132	4.691	50.364	2370	248/10	347/41	146/47
134	4.648	50.339	2525	315/33	234/13	161/54
138	4.636	50.331	2780	84/32	175/2	268/58
149	4.696	50.345	2340	278/11	10/21	162/66
156	4.636	50.359	2290	260/62	30/18	128/20
164	4.703	50.322	2270	5/16	94/1	185/74
168	4.604	50.399	2050	6/26	106/20	228/56

N° d'échantillon	Latitude	Longitude	Altitude	Azi. / Plgt de X	Azi. / Plgt de Y	Azi. / Plgt de Z
170	4.616	50.396	2146	138/11	47/5	292/78
171	4.615	50.385	2245	321/0	50/23	231/66
177	4.735	50.313	2590	270/22	176/8	70/66
184	4.672	50.284	2966	79/12	347/12	210/73
188	4.661	50.294	2595	353/32	210/51	94/17
189	4.704	50.276	2375	307/2	48/78	216/11
193	4.692	50.258	2020	149/0	249/80	69/10
200	4.701	50.375	2580	350/38	80/0	170/52
204	4.679	50.301	2950	210/2	302/30	116/59
210	4.744	50.363	2850	268/10	0/10	133/76
214	4.608	50.38	2100	180/15	84/23	300/62
224	4.63	50.321	2675	5/14	95/1	195/75
231	4.756	50.299	3050	130/9	43/9	266/77
242	4.714	50.306	2645	224/14	318/13	88/70
243	4.731	50.346	2965	135/16	38/26	254/59
244	4.72	50.342	2750	36/35	270/38	151/31
247	4.744	50.295	3150	250/25	97/62	345/10
249	4.633	50.383	2045	49/10	319/1	220/80
252	4.653	50.291	2630	251/28	156/9	52/60
253	4.619	50.325	2475	200/9	114/54	296/36
258	4.615	50.343	2285	17/1	108/61	286/18

ANNEXE B

Photographies d'affleurement

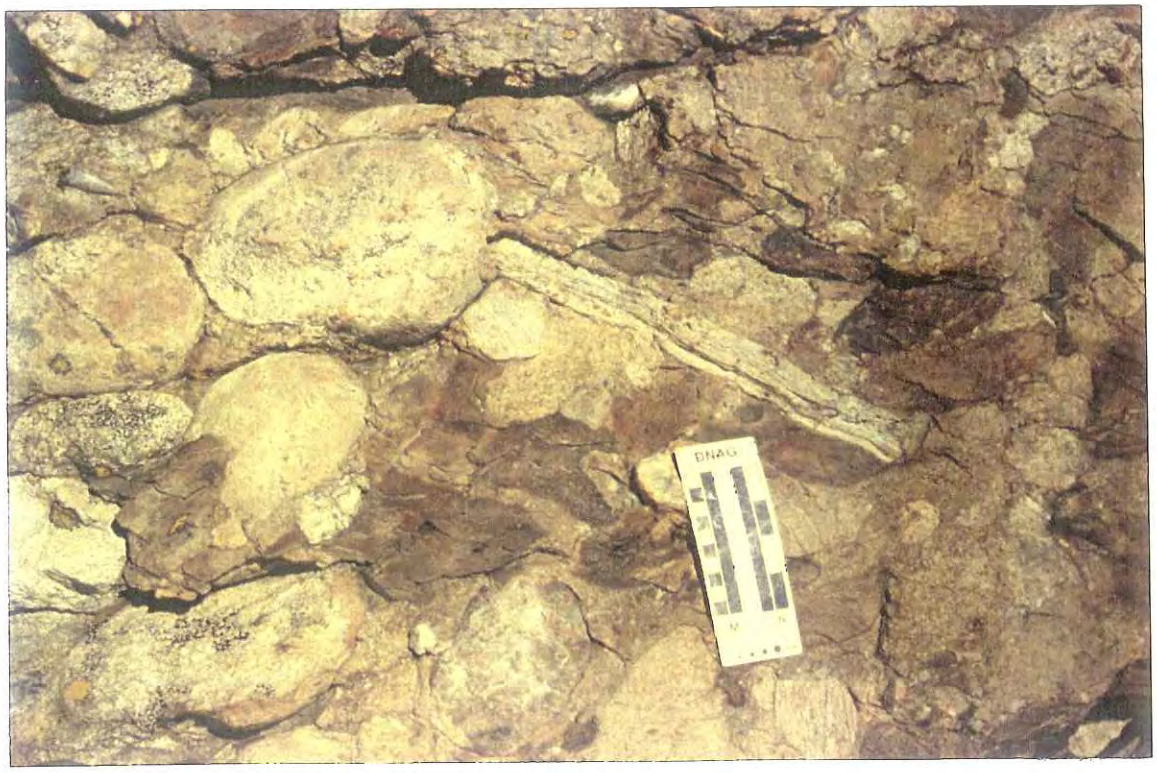


Photo 1: Structure sédimentaire. Mégaconglomérats de l'Assise de Courchevel au sommet du Mont de Péclet.

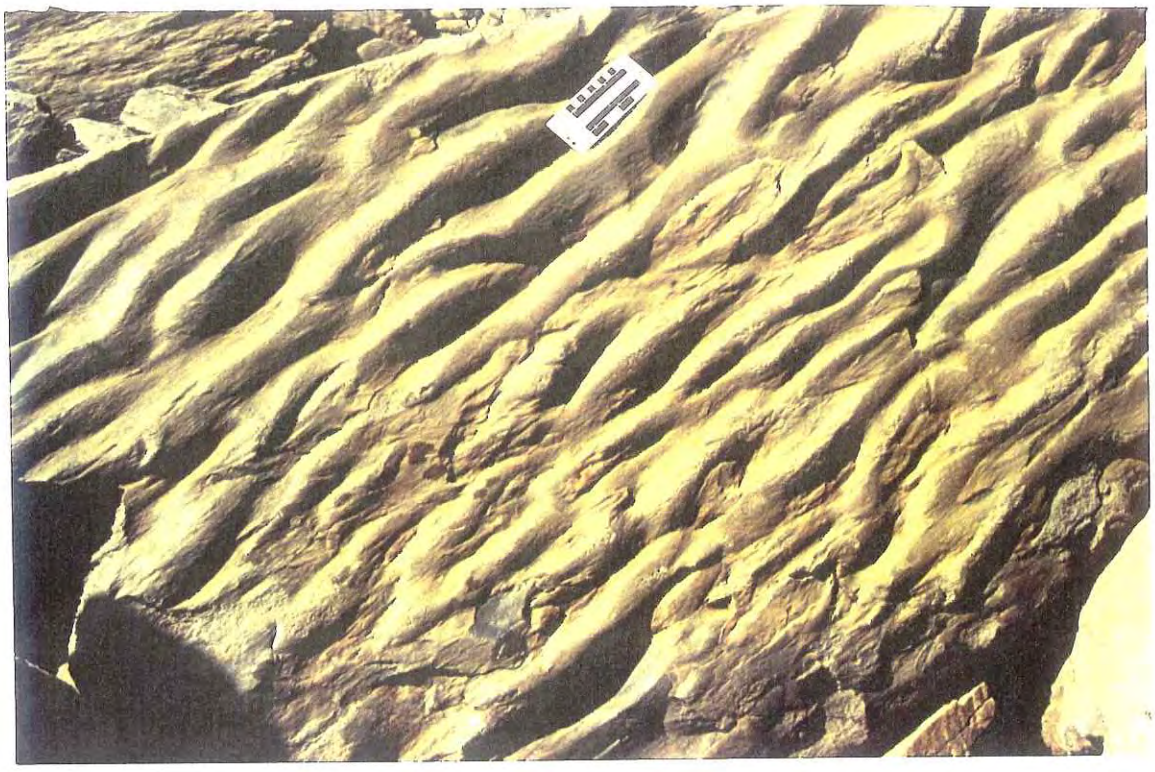


Photo 2: Structure sédimentaire. Ripple marks dans la combe au NW de la Cime Caron.

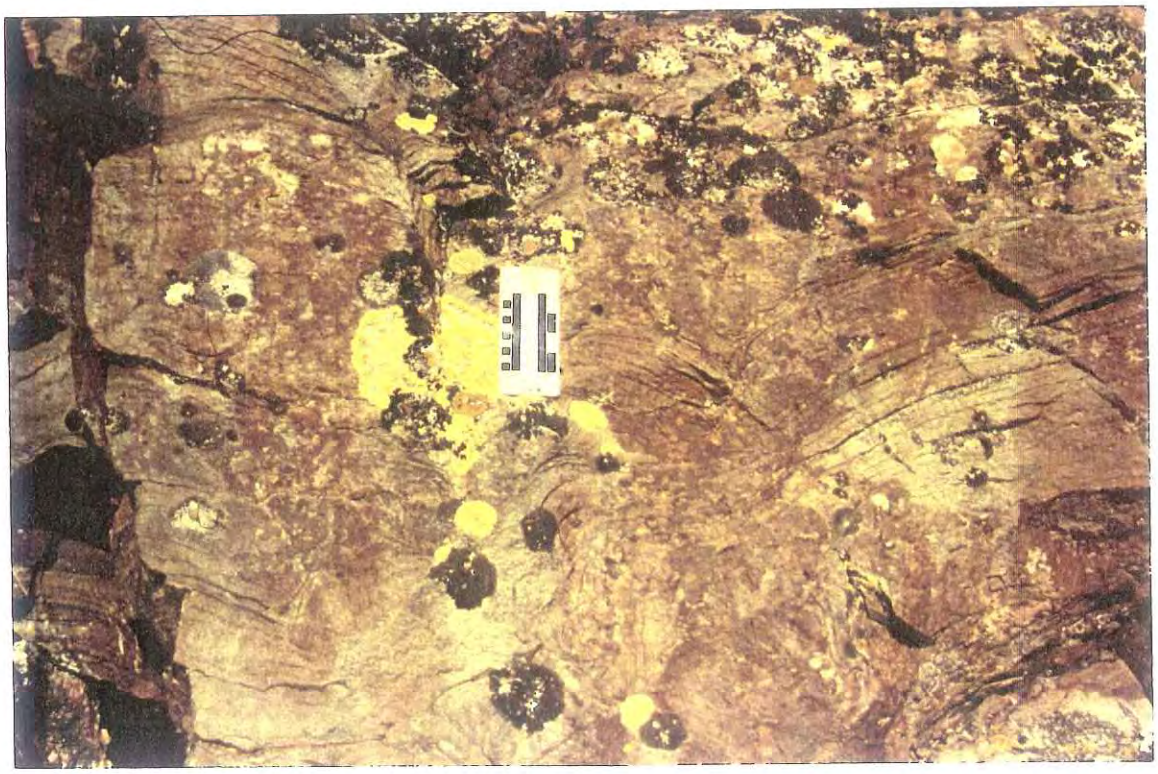


Photo 3: Structure sédimentaire. Stratification entrecroisée et diapir de boue indiquant une série à l'envers sous le sommet du Mont de La Chambre.

Photo 4: Structure sédimentaire. Chenaux et diapir de boue indiquant une série à l'endroit au col de Monfiot au Sud de la pointe de La Masse.

Photo 5: Vue depuis le Nord du contact du Houiller sur les formations stéphano-permiennes de l'unité des Encombres. Contact observé au-dessus du hameau des Cariots dans la vallée des Encombres. La schistosité S2 est sub-horizontale dans le houiller.

Photo 6: Vue depuis le Sud d'un grand pli P2 sur l'arête des Encombres au niveau du col des Encombres.

Photo 7: Boudinage dans la schsitosité S2 (+S1 ?) au col de Lachemonde sur l'arête descendant de la pointe de La Masse vers le Sud. S2 pend très légèrement vers l'Ouest. Apparition d'une schistosité de fracture très espacée et fortement pentée vers l'Est.

Photo 8: Relation S0, S1 et S2 dans la combe au Nord du Mont Brerquin.

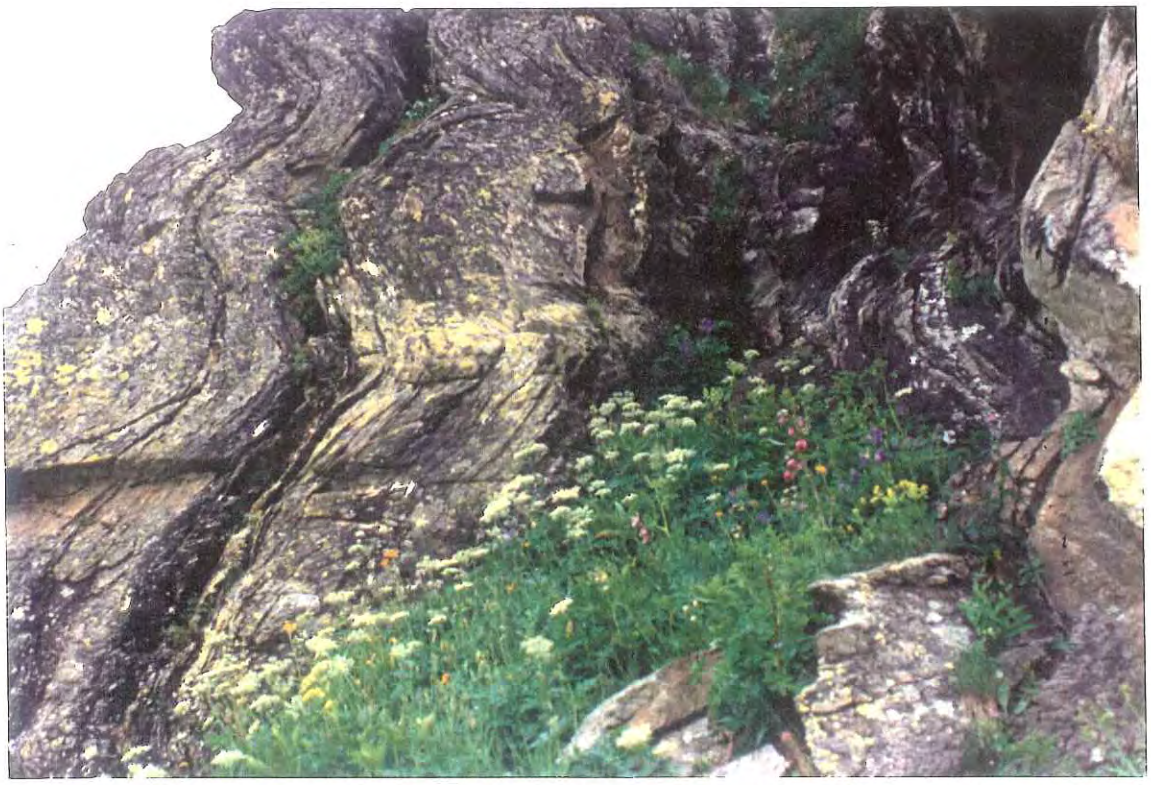


Photo 9: Plis P2 replissant S0 et S1 au col des Mines (vallon du Doron des Allues, Méribel).

Photo 10: Relation S0-S1 verticales et plissées par un pli P2 synschisteux à schsitosité S2 sub-horizontale. Détail de la paroi ouest de l'arête des Saint-Pères, en rive gauche du glacier de Péclet.

Photo 11: Vue d'ensemble de l'association S0-S1 verticales sur la face ouest de l'arête des Saint-Pères. Les ondulations sont dues aux plis P2 synschisteux.

Photo 12: Vue globale de la face ouest de l'aiguille de Péclet montrant S0-S1 très fortement pentées vers le Sud. La polarité de la stratification correspond à une base de la série vers le Sud.

Photo 13: NSZ (3Normal Shear Zone") dans la formation des gneiss du Sapey. Le sens de mouvement est en faille normale vers l'Ouest. Le contact entre les gneiss du Sapey et la ZHB est du même type juste sous l'arrivée du Funitel (arrivée sur le glacier de Péclet).

Photo 14: Structure interne des gneiss du Sapey au Lac du Mont Coua (rive droite du glacier de Gébroulaz). La schistosité très pénétrative est anté-alpine et est replissée par des plis P2.

Annexe C: Cartes des linéations d'intersections et des surfaces structurales.

Points remarquables:

(1) régularité des linéations d'intersections dans la région à l'Ouest de la Pointe de La Masse correspondant aux plis P2 replissés en plis P3, probablement coplanaires.

(2) zone anomalique de la Cime Caron où les directions de linéations d'intersection ne sont pas du tout réglées.

(3) virgation des directions de linéation autour du massif de Péclet, traduisant la virgation de l'axe du pli P2 de Péclet.

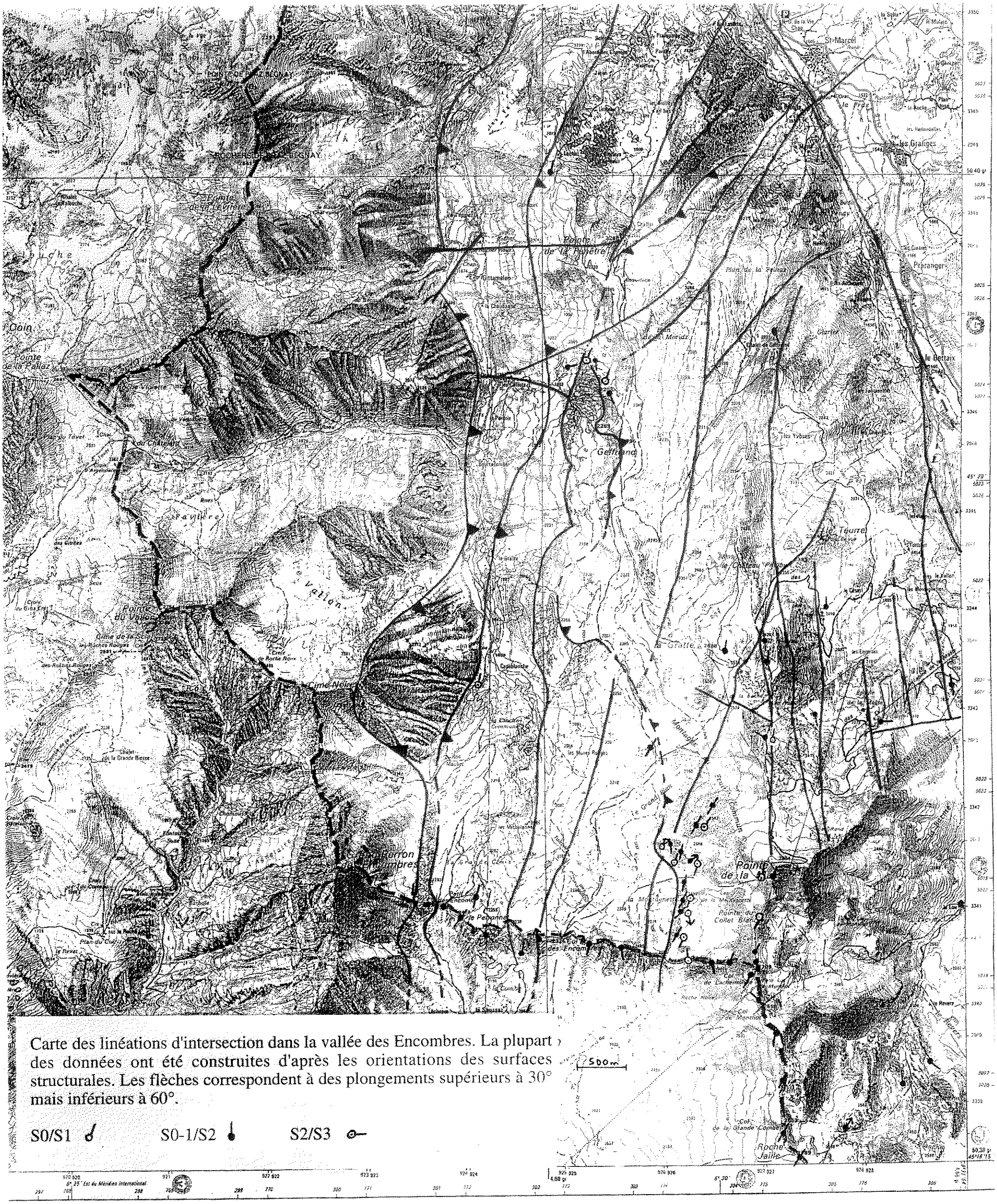
(4) la zone du Mont du Vallon montre des directions de linéations EW, à 90° des zones alentour.

Carte des surfaces structurales dans la vallée des Encombres.

S0 S1 S2 S3

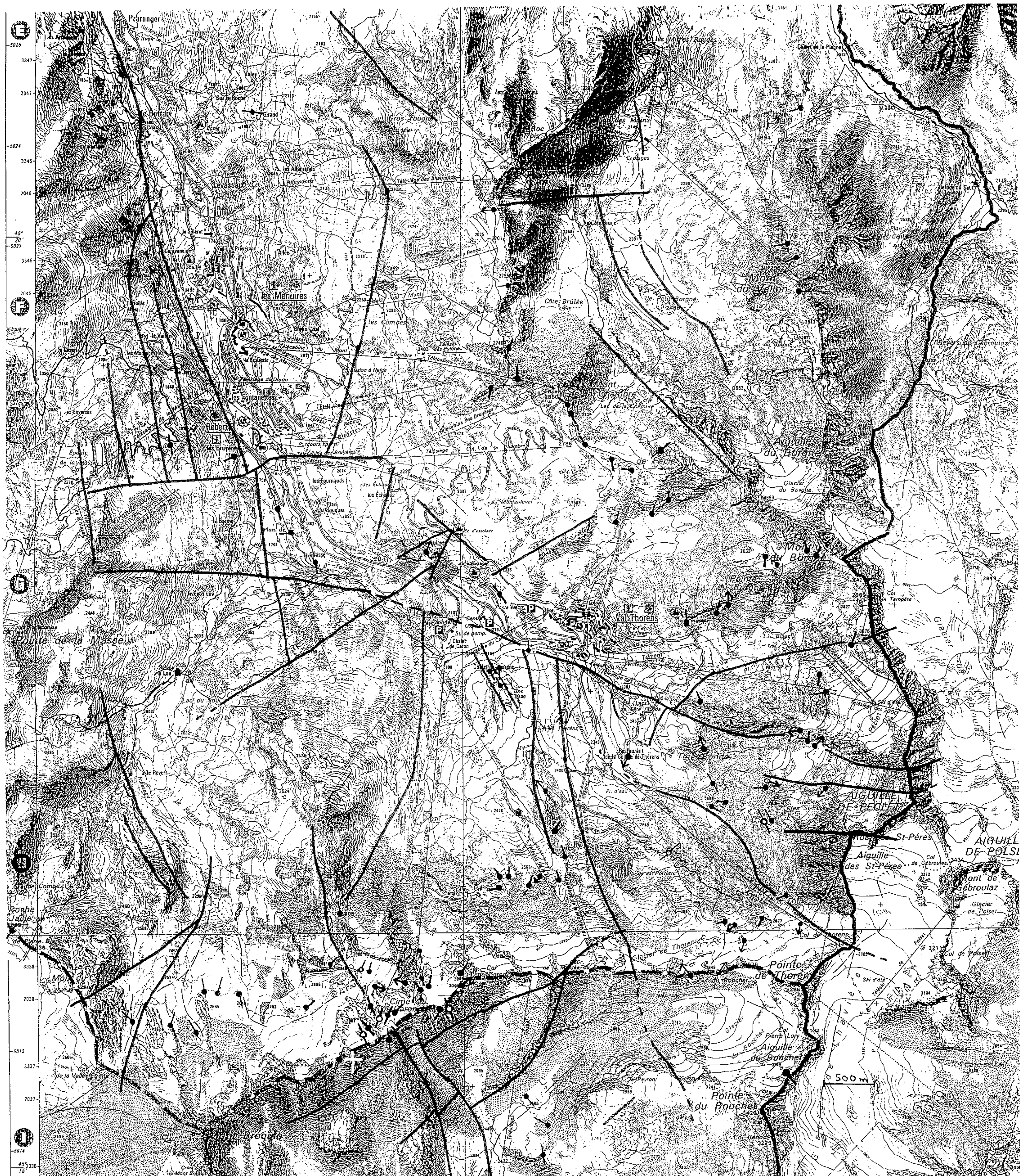
Carte des surfaces structurales dans la vallée des Belleville.

S0 S1 S2 S3



Carte des linéations d'intersection dans la vallée des Encombres. La plupart des données ont été construites d'après les orientations des surfaces structurales. Les flèches correspondent à des plongements supérieurs à 30° mais inférieurs à 60°.

S0/S1 S0-1/S2 S2/S3

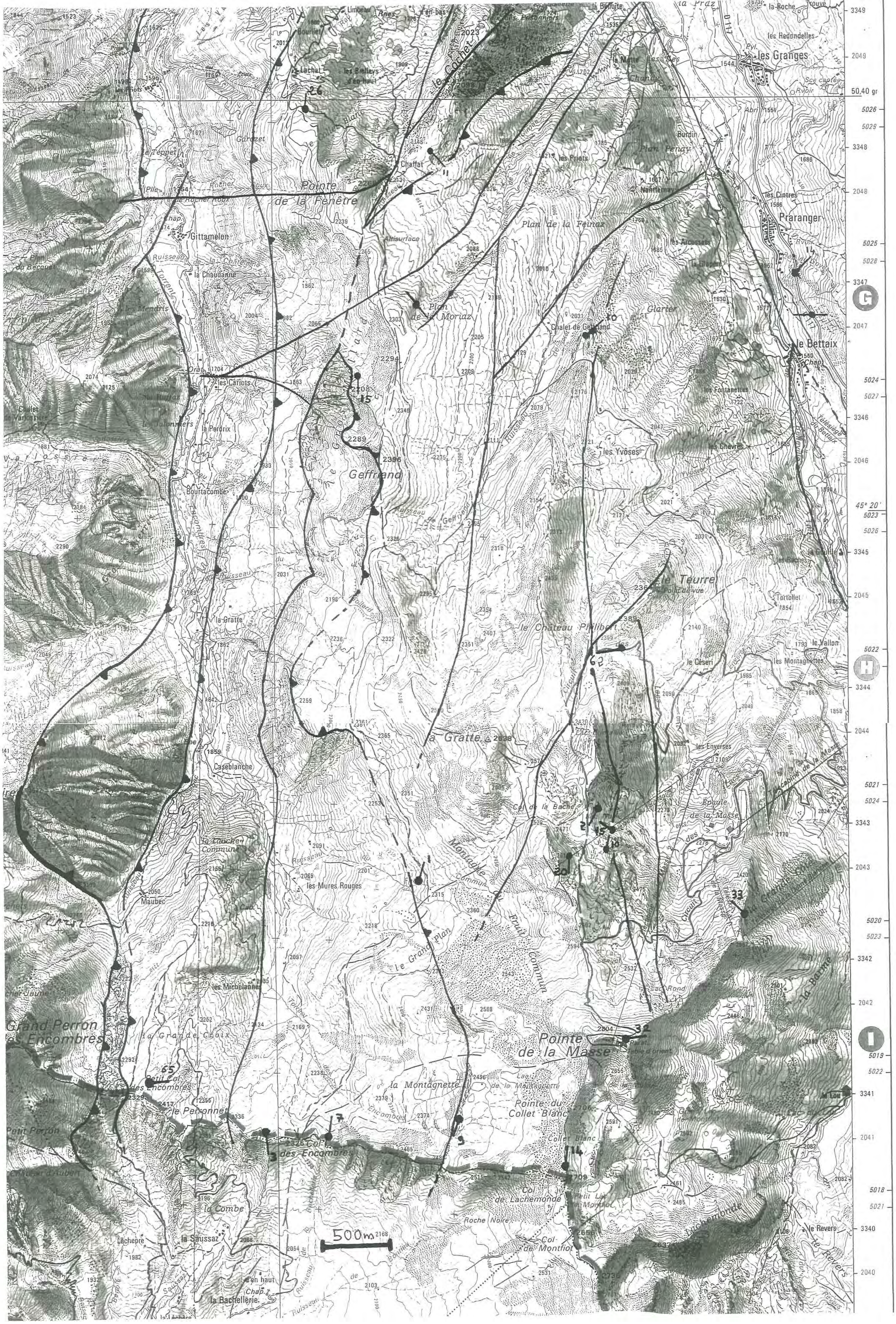


Carte des linéations d'intersection dans la vallée des Belleville. La plupart des données ont été construites d'après les orientations des surfaces structurales. Les flèches correspondent à des plongements supérieurs à 30° mais inférieurs à 60°.

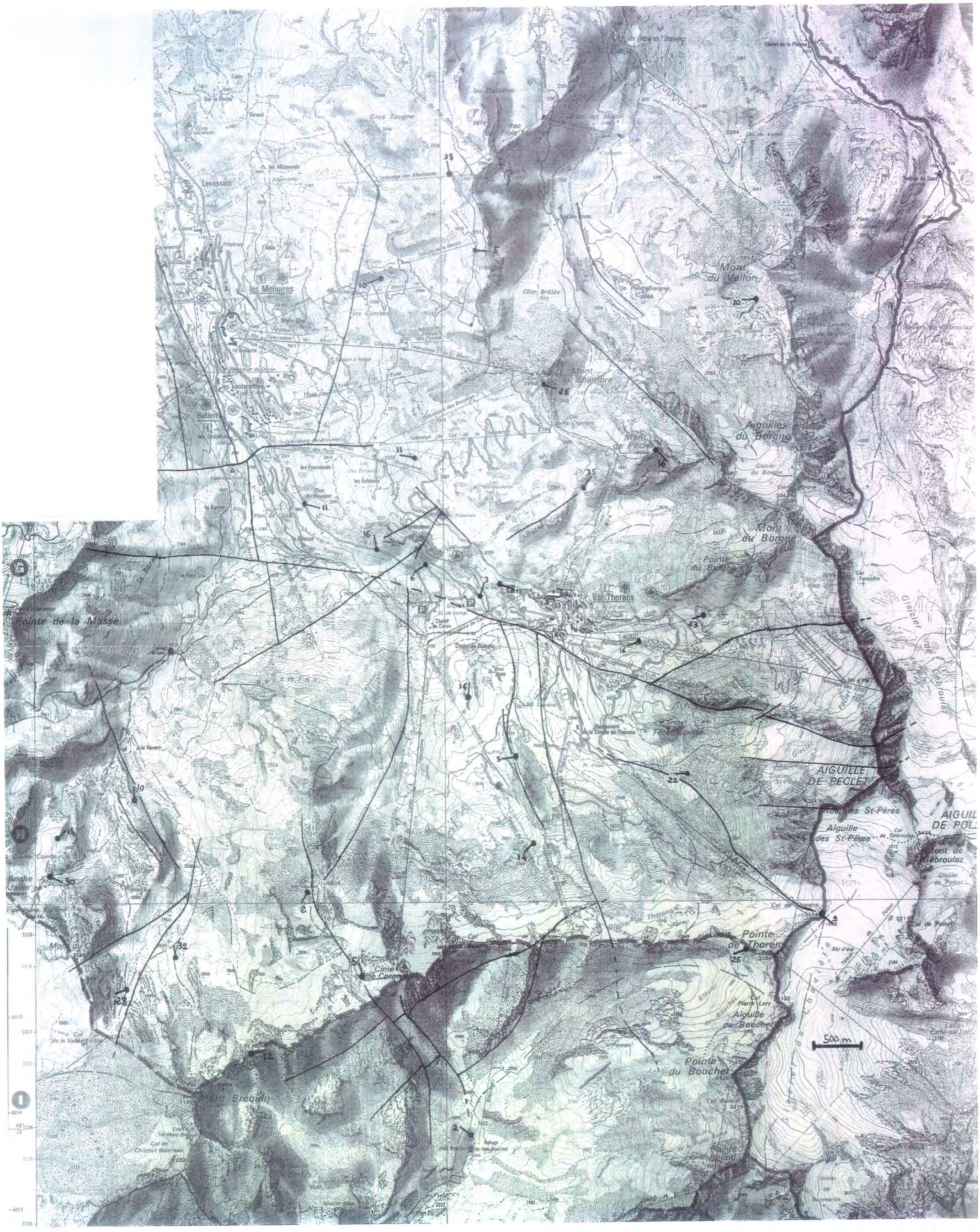
S0/S1 S0-1/S2 S2/S3

Annexe D

Carte des axes majeurs principaux d' "étirement" (X) mesurés sur les échantillons ayant été utilisés pour la mesure de la déformation fine.



Limbeau
Bourliet
Lachat
les Brelleys d'en haut
26
le Cochet
2023
2098
la Bettoite
1535
la Praz
D 117
la Roche
les Redondelles
les Granges
1544
Sce captée
Rvoir
50,40 gr
la Motte
Chanay
Abri
1551
le Teppet
Garozet
1671
Chaffat
2146
11
les Priots
Burdin
Plan Penay
1785
1686
Pointe de la Fenêtre
Plles
1754
de Rocher Roux
Nantfernay
1667
les Cintres
1566
Praranger
Gittamelon
2239
Altisurface
2088
Plan de la Feinaz
1750
les Arcussats
14
Plan du Becqua
Ruisseau de la Châtelaine
la Chaudanne
1599
Torrent
1962
2010
1685
la Gitapore
1957
les Mendris
2004
2066
Plan de la Moriaz
2303
2198
Glarier
1630
1577
G
Chalet de Geffriand
2031
10
2205
2047
2074
2125
1704
les Cariots
1863
2294
2208
15
2209
2129
1675
le Bettaix
1560
Chap.
Chalet de Varlossière
les Jolonniers
la Perdrix
2346
2176
1864
les Fontanettes
1722
2079
Télésiège du Bettaix
1881
Varlossière
2289
2396
2235
2111
2121
les Yvôses
les Chèvres
1655
Geffriand
Bourtacombe
1900
2184
1590
2354
2021
Ruisseau de Geffriand
2195
2121
45° 20'
2373
2326
2031
la Goulle
les Baches
2290
2031
2318
2198
2435
le Teurre
2364
Point de vue
Tortollet
1854
la Gratte
1789
1937
2295
2407
2389
2140
le Château Philibert
2355
1862
2236
2322
2351
62
le Cèseri
1793
le Vallon
les Montagnettes
2049
H
1985
1865
2259
2409
2090
1858
1842
2420
2500
la Gratte
2638
2361
2365
2092
les Enversés
2109
1859
Caseblanche
2317
2351
2253
2605
Col de la Bache
2520
2471
2273
Epaule de la Masse
Télécabine de la Masse
2024
2
15
18
2278
2170
la Laucher Commune
2091
2069
les Mures Rouges
2201
20
2475
2420
33
la Grande Côte
2050
Maubec
2315
2360
Fruit Commun
2218
2218
2097
le Grand Plan
2502
2594
2543
Lac Longet
2532
les Michelannes
Lac Rond
2301
la Barme
Grand Perron des Encombres
2262
la Grande Croix
2134
2169
2431
2568
2446
2804
32
Pointe de la Masse
Table d'orient.
2292
65
Petit Col des Encombres
2238
la Montagnette
2496
Lac de la Montagnette
2655
2329
2417
le Perronnet
12355
2336
2379
2374
Pointe du Collet Blanc
2706
2591
le Lou
Petit Perron
7
3
2325
Col des Encombres
2485
9
Collet Blanc
14
2709
2515
Col de Lachemonde
Petit Lac de Montfiot
2461
2485
la Combe
Roche Noire
Lachemonde
la Saussaz
Léchepre
1982
2068
500m
2168
2054
2655
Col de Montfiot
2637
le Revers
1932
d'en haut
Chap.
la Bachellerie
2103
2531
2736
2104
3349
2049
5026
5029
3348
2048
5025
5028
3347
2047
5024
5027
3346
2046
5023
5026
3345
2045
5022
3344
2044
5021
5024
3343
2043
5020
5023
3342
2042
I
5019
5022
3341
2041
5018
5021
3340
2040


Gros Tougne
Levassaux
les Menuires
les Fontanettes
Roberts
les Bruyères
les Fournauds
les Echauds
Plan du Bouquet
Plan de Lanty
la Masse
les Allamands
Taléseige des Allamands
Taléseige de la Becca
Les Combes
Côte Brûlée
les Platières
Hoc
Trois Marches
Plan des Mauts
Col du Vallon
Mont du Vallon
Pointe Borgne
Les Lanches
Pierre du Saut
Plan des Genisses
Vallon du Nant
Les Grands Divers
Chalet de la Plagne
Les Aiguilles Rouges
Mont de la Chambre
Mont de Pecles
Aiguilles du Borgne
Glacier du Borgne
Col du Borgne
Mont du Borgne
Pointe du Borgne
Col Tempête
Val Thorens
Chalet de Caron
Chalet de Thorens
Restaurant Le Cembe de Thorens
Tête Ronde
Glacier de Gébroulaz
Ski d'été
Pointe de la Masse
Lac du Lou
Le Revers
Roche Taillée
Pierre Blanche
Mont du Cr...
Cime de Caron
Col de la Vallée Noire
Mont Brequin
Col de Château Bourreau
Aiguille du Berlin
Refuge Peclet-Polset
AIGUILLE DE PECLET
Aiguille des St-Pères
Col des St-Pères
Col de Gébroulaz
Col de Polset
Glacier de Polset
Col de Thorens
Pointe de Thorens
Col Pierre Lory
Aiguille du Bouchet
Pointe du Bouchet
Col Rance
Glacier de Bonnenuit
500 m

INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE
DE LORRAINE

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :
Monsieur COBBOLD Peter Robert, Professeur, Université de Rennes I,
Monsieur SCHMID Stefan, Professeur, Université de Bâle (Suisse).

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur AILLERES Laurent

NANCY BRABOIS
2, AVENUE DE LA
FORET-DE-HAYE
BOITE POSTALE 3
F - 5 4 5 0 1
VANDŒUVRE CEDEX

à soutenir devant l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE, une thèse intitulée :
"Structure et cinématique de la zone houillière Briançonnaise entre Arc et Isère (Alpes françaises) : apport de l'inversion des données de la déformation finie aux modèles cinématiques classiques".

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : **"GEOSCIENCES"**

Fait à Vandoeuvre le, **22 Décembre 1995**
Le Président de l'I.N.P.L.,
M. LUCIUS

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE * DE LORRAINE NANCY

TEL. 33/83.59.59.59
FAX. 33/83.59.59.55

RESUME

L'objectif du travail présenté dans ce mémoire est de développer une méthode pour mettre en évidence des structures non observables directement en surface à partir de données structurales utilisées comme données de champ. Le paramètre choisi est la déformation finie. La fiabilité de la méthode est testée en comparant les restaurations de la déformation (d'après les données de déformation finie) avec les modèles cinématiques issus d'une approche classique de terrain. La région d'application est la Zone Houillère Briançonnaise. Elle est située juste au-dessus du Front Briançonnais (FB) qui est une des structures majeures des Alpes occidentales associée au Chevauchement Pennique Frontal (limite entre les zones internes et externes).

Le modèle cinématique issu de l'approche classique de terrain a permis de mettre en évidence trois événements principaux suivis d'un épisode extensif. L'événement D1 traduit très probablement la subduction de l'océan piémontais au cours de laquelle, restant à un niveau structural élevé dans le prisme d'accrétion tectonique, la Zone Houillère subit un écaillage vers l'Ouest alors qu'une partie de la Vanoise, située plus à l'Est, est entraînée dans la subduction. Au cours de D2, la subduction de la Vanoise se bloque et cette zone est alors charriée sur la Zone Houillère puis elle l'emboutit. L'événement D3 est associé à l'indentation de la croûte européenne par le poinçon adriatique. Cette indentation est, entre autre, la cause de la surrection des Massifs cristallins externes qui réactive une surface correspondant au FB originel (décollement précoce D1 et/ou structure D2) en faille normale. Le rebroussement résultant de la surrection des Massifs cristallins externes produit une structure de type roll-over. L'événement extensif D4, continuum plus superficiel de D3, provoque alors le basculement de tout l'édifice vers l'Ouest.

Les données de déformation finie ont été acquises par l'utilisation d'algorithmes d'analyse d'images, semi-automatisées au cours de ce travail. Les méthodes utilisées sont fondées soit sur l'analyse de forme des grains (diamètres de Féret) soit sur l'analyse de leur position (méthode de Fry normée). La comparaison et l'analyse des résultats obtenus montrent que la déformation enregistrée au cours de l'événement D2 (surface régionale de référence) est de très faible intensité. Le processus de déformation est l'aplatissement accompagné d'une variation de volume inférieure à 10%.

Les données ont été ensuite interpolées et visualisées à l'aide de GOCAD (modeleur 3D développé par l'équipe de J.L. Mallet, ENSG-LIAD). L'inversion de la déformation en plan a été effectuée à l'aide du logiciel FaultPack en collaboration avec l'équipe de P.R. Cobbold (Univ. Rennes 1). Les restaurations, bien qu'incomplètes, confirment, au cours de l'événement D2, l'absence d'une déformation cisaillante, la faible intensité de la déformation et la prédominance de l'aplatissement à l'échelle de la Zone Houillère entre l'Isère et l'Arc.

Cependant, ce genre d'approche devra être à l'avenir associé très étroitement à une restauration géométrique 3D préalable, le problème majeur, non encore résolu, étant de faire la part de chaque événement de déformation dans les fabriques mesurées.