



HAL
open science

Modélisation 3D de l'interface socle varisque-couverture alpine dans le Massif du Pelvoux (Hautes Alpes, France)- Tectonique des socles et bassins à la limite secondaire-tertiaire.

Joëlle Lazarre

► To cite this version:

Joëlle Lazarre. Modélisation 3D de l'interface socle varisque-couverture alpine dans le Massif du Pelvoux (Hautes Alpes, France)- Tectonique des socles et bassins à la limite secondaire-tertiaire.. Sciences de la Terre. Université Claude Bernard - Lyon I, 1997. Français. NNT : . tel-00614882v1

HAL Id: tel-00614882

<https://theses.hal.science/tel-00614882v1>

Submitted on 17 Aug 2011 (v1), last revised 27 Aug 2012 (v2)

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.

137-97

Année 1997

THESE

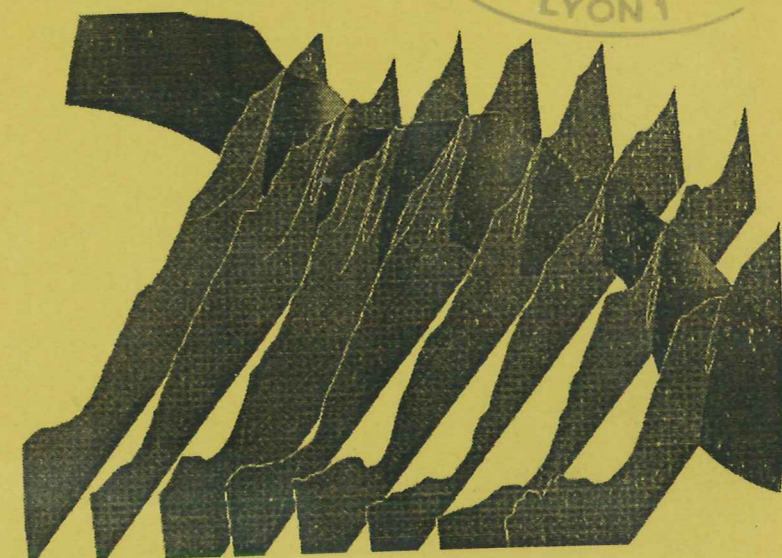
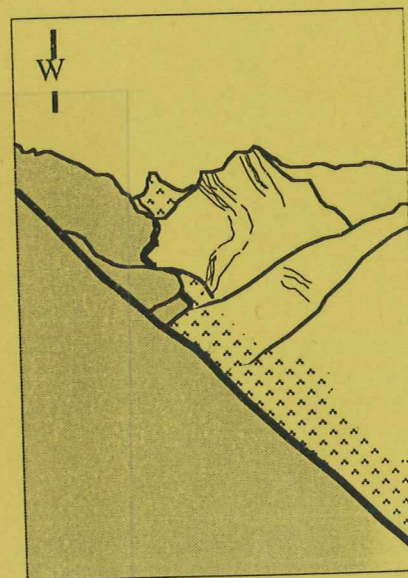
présentée devant l'Université Claude Bernard - Lyon I -
pour l'obtention du DIPLOME DE DOCTORAT
(arrêté du 30 mars 1992)

par

Joëlle LAZARRE

**MODÉLISATION 3D DE L'INTERFACE SOCLE
VARISQUE - COUVERTURE ALPINE DANS LE
MASSIF DU PELVOUX (HAUTES ALPES, FRANCE).
TECTONIQUE DES SOCLES ET DES BASSINS À LA
LIMITE SECONDAIRE - TERTIAIRE.**

BIBLIOTHÈQUE UNIVERSITAIRE
SECTION SCIENCES
LYON 1



Le massif du Pelvoux (MCE, Alpes occidentales) fait partie de la *paléo-marge passive téthysienne*. C'est un site privilégié d'étude de structures superposées. On y trouve trace d'événements extensifs téthysiens, puis compressifs alpins. Les massifs de Morges, des Pourroys et du Vallon sont des pincées de couverture mésozoïque dans le socle cristallin. Ils permettent une étude des *relations entre le socle et sa couverture*. Cet interface est un *marqueur de la déformation finie à l'échelle orogénique*.

Géométrie et cinématique montrent l'existence de *deux phases de déformation dans l'histoire alpine*. Un calage dans le temps est proposé par comparaison avec les régions environnantes: la phase D1 serait du Crétacé supérieur - Eocène inférieur (pyrénéo-provençale). La D2 est au plus vieux oligocène supérieur. Elle s'intègre au *modèle géodynamique* par rotation-expulsion si l'on abaisse la pointe de l'indenteur d'environ 10 km vers le Sud.

Le socle accommode le raccourcissement D1 vers le SW par des plis kilométriques, alors que la couverture développe des plis P1 de toute échelle. Ce *découplage mécanique* est en partie contrôlé par la distribution des *fluides*. Ils sont diffus dans la couverture, mais chenalisés dans le socle dans les grands accidents mylonitiques. La déformation est alors concentrée le long de ces zones de faiblesse. Cette tectonique est contemporaine de conditions de température de 300 à 400°C et de profondeur de 5 à 12 km.

Le raccourcissement D1 structure le massif. Cette hypothèse sur la *géométrie 3D* du massif de Morges a été illustrée par un *modèle* surfacique construit avec le modelleur STRIM. Il a été ensuite exploité pour un *dépliage*. Une autre méthode de reconstruction des surfaces a fourni des résultats corroborant ceux obtenus avec STRIM.

Un apport de cette étude est de montrer dans le Sud-Pelvoux une absence de cisaillement plat au profit *d'accidents verticaux*. Cette géométrie s'intègre à celle déduite du profil sismique ECORS pour la zone externe des Alpes.

B.U. LYON 1 - SCIENCES/THESES



* 20030832 *

MODÉLISATION 3D DE L'INTERFACE SOCLE VARISQUE -
COUVERTURE ALPINE DANS LE MASSIF DU PELVOUX.
TECTONIQUE DES SOCLES ET DES BASSINS À LA LIMITE
SECONDAIRE - TERTIAIRE.

SOMMAIRE

p. I

RÉSUMÉ

p. VII

ABSTRACT

p. VIII

LISTE DES FIGURES

p. IX

INTRODUCTION

p. 1

I) CADRE GÉOLOGIQUE

I-1) Localisation géographique de la zone d'étude	p. 7
I-2) Le Pelvoux, un des Massifs Cristallins Externes	p. 9
I-3) Structures régionales	p. 11
I-3-1) Les grands accidents du Pelvoux	p. 11
I-3-2) Structure des différentes pincées de couverture	p. 11
I-3-2-1) Structure du massif de l'Aiguille de Morges	p. 15
I-3-2-2) Structure de la pincée des Pourroys	p. 17
I-3-2-3) Structure de la pincée du Vallon	p. 17
I-3-3) Prolongement des structures des différentes pincées	p. 17
I-3-4) Conclusion sur les structures régionales	p. 19
I-4) Lithostratigraphie (massif de l'Aiguille de Morges, Pourroys-Vallon)	p. 21
I-4-1) Dépôts récents	p. 21
I-4-2) Nummulitique	p. 21
I-4-3) Jurassique (indifférencié)	p. 21
I-4-4) Permo-Trias	p. 22
I-4-5) Carbonifère ("Houiller")	p. 23

I-4-6) Socle cristallin	p. 23
I-4-6-1) Les unités litho-tectoniques	p. 23
I-4-6-2) Les datations disponibles sur les unités du socle	p. 26
I-5) Évolution tectono-stratigraphique	p. 28
I-5-1) Evolution hercynienne	p. 28
I-5-2) Evolution téthysienne (Trias - Crétacé)	p. 30
I-5-3) Orogenèse alpine s.l. (Crétacé - actuel)	p. 31
I-6) Modèles géodynamiques alpins	p. 34
I-7) Conclusion sur le contexte géologique	p. 41

II) ANALYSE DES DÉFORMATIONS

II-1) Etude tectonique de quelques secteurs-clef	p. 43
II-1-1) Exemples dans la couverture	p. 43
II-1-1-1) Le pli P1 kilométrique de Vallonpierre	p. 43
II-1-1-2) Accident Bordier Sud: jeux successifs et réactivation	p. 49
II-1-1-3) Relations entre les écaillés de Trouba et du Chapeau	p. 52
II-1-1-4) Les plis P2 de la Buffe (Unité de Navette)	p. 55
II-1-2) Exemples dans le socle	p. 57
II-1-2-1) La fracturation dans le massif de Vallonclos	p. 57
II-1-2-2) La faille du ravin de l'Adroit	p. 60
II-1-2-3) Site du Buchardet: exemple de réorientation de la foliation	p. 60
II-1-2-4) Un grand pli de socle: Croupillouse	p. 64
II-1-2-5) Chalance, Rif du Sap	p. 64
II-1-2-6) Le chevauchement du Pic de Colle Blanche	p. 66
II-1-2-7) Massif du Sirac	p. 66
II-2) Champ de déformation finie	p. 69
II-2-1) Champ de déformation finie dans la couverture	p. 69
II-2-1-1) Schistosités, plis et microplis	p. 69
II-2-1-1-a) Massif de Morges	p. 69
II-2-1-1-b) Pincée des Pourroys - Chatelard	p. 72
II-2-1-1-c) Pincée du Vallon	p. 76
II-2-1-2) Les linéations d'étirement	p. 80
II-2-1-2-a) Massif de Morges	p. 80
II-2-1-2-b) Pincée des Pourroys - Chatelard	p. 80
II-2-1-2-c) Pincée du Vallon	p. 83
II-2-1-3) La fracturation dans la couverture	p. 83
II-2-1-3-a) Massif de Morges	p. 83
II-2-1-3-b) Pincée des Pourroys - Chatelard	p. 85
II-2-1-3-c) Pincée du Vallon	p. 85

II-2-2) Champ de déformation finie dans le socle	p. 87
II-2-2-1) Les shear zones	p. 87
II-2-2-2) Les foliations et schistosités	p. 89
II-2-2-3) Les linéations	p. 90
II-2-2-4) La fracturation dans le socle	p. 90
II-3) Etude minéralogique	p. 99
II-3-1) Les différents mécanismes de déformation dans la couverture mésozoïque	p. 99
II-3-2) Minéralogie et mécanismes de déformation des minéraux du socle	p. 99
II-3-2-1) Le quartz	p. 99
II-3-2-2) La sillimanite	p. 100
II-3-2-3) Les feldspaths	p. 100
II-3-2-4) Les micas	p. 100
II-3-2-5) La pumpellyite	p. 101
II-3-2-6) Les minéraux accessoires	p. 101
II-3-3) Paragenèses métamorphiques	p. 101
II-3-3-1) Paragenèse métamorphique dans la couverture	p. 101
II-3-3-2) Paragenèse métamorphique dans le socle	p. 102
II-3-4) Mécanisme de déformation du socle	p. 102
II-3-5) Signification du métamorphisme	p. 102
II-4) Minéralisation	p. 106
II-5) Relations entre le socle et la couverture	p. 107
II-6) Conclusion de l'étude structurale	p. 108

III) MODÉLISATION 3D

III-1) Objectifs / intérêts	p. 115
III-2) Données	p. 119
III-2-1) Géoréférence	p. 119
III-2-2) Les données brutes	p. 120
III-2-2-1) Carte géologique	p. 120
III-2-2-2) MNT (Modèle Numérique de Terrain)	p. 123
III-2-2-3) Données structurales	p. 123
III-2-2-4) Coupes	p. 125
III-2-3) Mise en forme des données	p. 125
III-2-3-1) Carte géologique	p. 125
III-2-3-2) MNT	p. 126
III-2-3-3) Données structurales	p. 127
III-2-3-4) Coupes	p. 128
III-3) Méthodologies	p. 131

III-3-1) Calcul d'une surface avec une fonction polynomiale	p. 131
<u>III-3-1-1) Construction du MNT texturé</u>	p. 131
<u>III-3-1-2) Création du fichier de points</u>	p. 131
<u>III-3-1-3) Calcul du plan de régression</u>	p. 132
<u>III-3-1-4) Calcul de la surface de régression</u>	p. 132
<u>III-3-1-5) Calcul du volume</u>	p. 135
<u>III-3-1-6) Précaution</u>	p. 141
<u>III-3-1-7) Limites du calcul par fonctions polynomiales</u>	p. 141
<u>III-3-1-8) Conclusion sur le calcul par fonctions polynomiales</u>	p. 141
III-3-2) Calcul d'une surface avec le modeleur surfacique STRIM	p. 142
<u>III-3-2-1) STRIM</u>	p. 142
<u>III-3-2-2) Mise en forme des données</u>	p. 142
<u>III-3-2-3) Structuration des données</u>	p. 143
<u>III-3-2-4) Construction des contours (carte structurale, coupes)</u>	p. 143
<u>III-3-2-5) Cohérence des données</u>	p. 146
<u>III-3-2-6) Traitement des données structurales isolées</u>	p. 148
<u>III-3-2-7) Construction d'un interface: exemple de l'ABS</u>	p. 151
III-4) Modèle final	p. 152
III-4-1) Description du modèle complet	p. 152
III-4-2) Surfaces modélisées de différents accidents	p. 155
<u>III-4-2-1) L'Accident Bordier Sud</u>	p. 155
<u>III-4-2-2) Le chevauchement du Pic Gazonné</u>	p. 155
<u>III-4-2-3) Le chevauchement du Sirac</u>	p. 156
<u>III-4-2-4) Le massif de Vallonclos</u>	p. 156
<u>III-4-2-5) Le chevauchement de la Planta</u>	p. 159
<u>III-4-2-6) L'unité de Navette</u>	p. 159
<u>III-4-2-7) Les écaïlles de Morges</u>	p. 160
III-4-3) Apports et limites du modèle	p. 163
III-4-4) Une exploitation du modèle: le dépliage	p. 166
III-5) Conclusion sur la modélisation 3D	p. 177

IV) INTÉGRATION DES RÉSULTATS À L'ÉCHELLE DU PELVOUX ET DE LA CHAÎNE ALPINE

IV-1) Déformations alpines aux alentours du Pelvoux: datation des différentes phases	p. 179
IV-1-1) Datation du chevauchement du Sirac: D2	p. 179
IV-1-2) Datation de D1	p. 180
IV-1-3) Âge des différentes phases	p. 183

IV-2) Cadre géodynamique régional	p. 183
IV-3) Prolongements des accidents sur une coupe à l'échelle crustale	p. 185
IV-4) Géodynamique régionale	p. 187
IV-4-1) Dynamique du Sud-Pelvoux: rappel des résultats	p. 187
IV-4-2) Intégration aux modèles	p. 188
IV-4-3) Schéma géodynamique régional	p. 191
IV-5) Conclusion sur l'intégration des résultats à l'échelle du Pelvoux et de la chaîne alpine	p. 195

V) CONCLUSIONS

V-1) Au plan régional	p. 199
V-3) Au plan méthodologique	p. 200
V-3) Au plan thématique	p. 200

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

p. 203

ANNEXES

A I- CRAS 1996	p. A1
A II- Listing de la base de données	p. A9
A III- Tableau BSS minier	p. A65
A IV- Photographies de terrain	p. A66
A V- Note du BRGM [Calcagno <i>et al</i> , 1997]	p. A72
A VI- Différentes vues du modèle	p. A89
A VII- Vue perspective du placage de la carte géologique numérisée sur le MNT (opération effectuée avec CasCade)	p. A91
A VIII- Cohérence des données	p. A93
A IX- Photographies de lames minces	p. A95
A X- Coupes séries NNW-SSE	p. A97

Résumé

Le massif du Pelvoux (MCE, Alpes occidentales) fait partie de la *paléo-marge passive téthysienne*. C'est un site privilégié d'étude de structures superposées. On y trouve trace d'événements extensifs téthysiens, puis compressifs alpins. Les massifs de Morges, des Pourroys et du Vallon sont des pincées de couverture mésozoïque dans le socle cristallin. Ils permettent une étude des *relations entre le socle et sa couverture*. Cet interface est un *marqueur de la déformation finie à l'échelle orogénique*.

Géométrie et cinématique montrent l'existence de *deux phases de déformation dans l'histoire alpine*. Un calage dans le temps est proposé par comparaison avec les régions environnantes: la phase D1 serait du Crétacé supérieur - Eocène inférieur (pyréno-provençale). La D2 est au plus vieux oligocène supérieur. Elle s'intègre au *modèle géodynamique* par rotation-expulsion si l'on abaisse la pointe de l'indenteur d'environ 10 km vers le Sud.

Le socle accommode le raccourcissement D1 vers le SW par des plis kilométriques, alors que la couverture développe des plis P1 de toute échelle. Ce *découplage mécanique* est en partie contrôlé par la distribution des *fluides*. Ils sont diffus dans la couverture, mais chenalisés dans le socle dans les grands accidents mylonitiques. La déformation est alors concentrée le long de ces zones de faiblesse. Cette tectonique est contemporaine de conditions de température de 300 à 400°C et de profondeur de 5 à 12 km.

Le raccourcissement D1 structure le massif. Cette hypothèse sur la *géométrie 3D* du massif de Morges a été illustrée par un *modèle* surfacique construit avec le modéleur STRIM. Il a été ensuite exploité pour un *dépliage*. Une autre méthode de reconstruction des surfaces a fourni des résultats corroborant ceux obtenus avec STRIM.

Un apport de cette étude est de montrer dans le Sud-Pelvoux une absence de cisaillement plat au profit *d'accidents verticaux*. Cette géométrie s'intègre à celle déduite du profil sismique ECORS pour la zone externe des Alpes.

The Pelvoux massif (External Crystalline Massif, western Alps) belongs to the palaeo-passive margin of the Tethys. It is a relevant area for the study of superimposed structures: evidences of the Tethyan rifting and the Alpine shortening can be observed.

The Aiguille de Morges, Puy des Pourroys and Vallon massifs are pinches of mesozoic cover sediments on the crystalline basement. The basement - cover contact is, therefore, clearly visible in these massifs. This contact can be used as a marker of the finite deformation at an orogenic scale.

Two stages of deformation have been recognized in the alpine cycle by geometric and kinematic studies. A first NE-SW shortening stage is followed by a E-W shortening deformation. By comparison with neighbouring areas led to propose that the first stage D1 is of late Cretaceous - early Eocene age, related to the "pyreneo-provencal" event. The D2 stage is late Oligocene.

The characterization of these two episodes gives additional constraints on the geodynamic models. The crystalline basement was reactivated along pre-existing faults and developed kilometric-scale folds in response to the D1 shortening whereas the mesozoic sediments were folded at all scales. This mechanical division is partly related to the distribution of fluids: these were diffuse in the sediments cover, but concentrated along big mylonitic faults of the basement, along which the deformation concentrated. This deformation is contemporaneous with temperature conditions about 300 to 400 °C, and pressures ranging from 2 to 4 kbars, according to the mineralogic association of chlorite - muscovite - albite - pumpellyite on the S1 plane in the basement.

The D1 shortening is mainly responsible for the actual structure of the Morges massif. This hypothesis about the 3D geometry of the Morges massif is illustrated by a 3D surfacic model which was built using STRIM software. The model was restored using a 3D surfacic unfolding method (Unfold). The results of unfolding are in agreement with the main NE-SW compression D1. This study shows that in the South-Pelvoux, the cover - basement contact becomes sub-vertical at depth. This geometry is consistent with that inferred from the ECORS seismic profile in the external part of the Alps.

I) CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Figure I-1: Extraits de la carte topographique
 (a) de la zone de Morges p. 3
 (b) de la zone des Pourroys - Vallon p. 5
Figure I-2: Localisation de la zone d'étude sur un schéma des Alpes occidentales p. 8
Figure I-3: Localisation de la zone d'étude sur un schéma structural du Pelvoux p. 10
Figure I-4: Grandes lignes structurales de la zone d'étude, fond numérisé dans la base de données (coordonnées Lambert 2 étendu) p. 12
Figure I-5:
 Cartes modifiées d'après Debelmas et al. [1984] et Gillcrist [1988]
 (a) Carte géologique du massif de l'Aiguille de Morges p. 13
 (b) Schéma structural du massif de l'Aiguille de Morges p. 14
Figure I-6: Coupe E-W du massif de l'Aiguille de Morges, d'après Gillcrist [1988] p. 16
Figure I-7: Coupes p. 18
 (a) Coupe NW-SE extraite de la carte géologique d'Orcière [Debelmas et al, 1984]
 (b) Coupe NW-SE au travers de la zone de Soleil Bœuf, au Sud du Pelvoux [Ford, 1996]
Figure I-8: Echelle litho-stratigraphique, massif de l'Aiguille de Morges p. 20
Figure I-9: Filons basiques p. 25
 (a) Rosace des directions des épontes des filons basiques
 (b) Photo d'un filon basique alpin recoupant un panneau de socle (site M92, Vallonclos)
Figure I-10: Schéma de l'évolution du socle pré-Mésozoïque dans le domaine helvétique [von Raumer et al, 1993] p. 29
Figure I-11: Reconstitution du mouvement de l'Afrique p. 35
Figure I-12: Carte des linéations dans les Alpes occidentales [Malavielle, 1974] p. 37
Figure I-13: Différents modèles géodynamiques alpins, en plan et en coupe, pour une convergence Afrique-Europe SE-NW à SSE-NNW p. 39

II) ANALYSES DES DÉFORMATIONS

Figure II-1: Localisation des principaux sites d'études dans le massif de l'Aiguille de Morges p. 44
Figure II-2: Synforme de Vallonpierre p. 45
Figure II-3: Détails du synforme de Vallonpierre p. 46
Figure II-4: Relations entre S0, S1 et S2 p. 47
Figure II-5: Exemple de déformation dans la couverture p. 48

Figure II-6: Boudinage des "spilites"	p. 50
Figure II-7: Affleurements du Col de Gouiran: détermination de deux jeux successifs le long de l'ABS	p. 51
Figure II-8: Ecaille de Trouba	p. 53
(a) Panorama de l'écaille de Trouba et du Chapeau, vue vers le Nord	
(b) Un banc de grès bancs de l'écaille de Trouba, vue plongeante vers le Sud	
Figure II-9:	p. 54
(a) Photographie du cirque de la Buffe, vue vers le Sud: contact entre l'écaille de Trouba et celle du Chapeau	
(b) Extrait et interprétation partielle de la photographie aérienne correspondante	
Figure II-10: Plis à axes verticaux du site de la Buffe. Esquisse cartographique, interprétation structurale et dynamique	p. 56
Figure II-11: Massif de Vallonclos	p. 61
(a) Réorientation de la foliation dans une faille N20 de Vallonclos	
(b) Panorama du massif de Vallonclos	
Figure II-12: Fracturation dans Vallonclos	p. 58
(a) Rosaces	p. 59
(b1) Panorama de l'entaille Nord de Vallonclos	p. 59
(b2) Carte des failles dans le massif de Vallonclos	p. 62
Figure II-13: Faille du ravin de l'Adroit	
(a) Brèche syn-sédimentaire à forte teneur en oxydes	
(b) Boudinage des grès dans la faille	
Figure II-14: Réorientation de la foliation des orthogneiss dans la zone mylonitique du Buchardet	p. 63
Figure II-15: Coupe 3, où le pli P1 de socle de Croupillouse est bien visible	p. 65
Figure II-16: Cisaillements conjugués pour un aplatissement E-W (D2) dans des gneiss (Chalance, M97)	p. 67
Figure II-17: Plis de socle dans le massif du Sirac [Biju-Duval, 1975]	p. 67
Figure II-18: Exemple de réfraction de la schistosité S1	p. 70
Figure II-19: Carte de la schistosité S1 et de sa trajectoire dans le massif de l'Aiguille de Morges	p. 71
Figure II-20: Carte des axes des plis et des micro-plis liés à la phase D1	p. 73
Figure II-21: Carte et rosace en direction de la schistosité S2 et de sa trajectoire dans le massif de l'Aiguille de Morges	p. 74
Figure II-22:	p. 75
(a) Panorama du Puy des Pourroys, vue vers le Nord	
(b) Stéréogrammes des mesures relevées sur les affleurements du massif du Puy des Pourroys	
Figure II-23: Chevauchement dans le Puy des Pourroys	p. 77
(a) Photo du chevauchement de la couverture (calcaire du Trias) sur le socle (granite de	

Colle Blanche), vue vers l'EST, site P51	
(b) Zoom avant sur la base de ce chevauchement	
Figure II-24: Site du Vallon	p. 79
(a) Panorama et de (b) à (e) Stéréogrammes	
Figure II-25: Carte des linéations d'étirement à chlorite (massif de l'Aiguille de Morges)	p. 81
Figure II-26: Marqueurs de l'étirement lié à D1	p. 82
(a) Conglomérat où les galets de basaltes sont étirés (Aiguillette)	
(b) Belemnites étirées (montagnon ou Vallon plat)	
Figure II-27: Carte de la fracturation et rosace de direction des failles dans le massif de l'Aiguille de Morges	p. 84
Figure II-28: Fracturation dans la zone du Puy des Pourroys	p. 86
Figure II-29:	p. 88
(a) Shear-zones en faciès Schiste Vert, dans le granite de Colle blanche (P12)	
(b) Enclave basique dans le granite décalée par une shear alpine senestre (P21)	
Figure II-30: Foliation à biotite et schistosité à chlorite, photographie de l'affleurement et interprétation (P13)	p. 91
Figure II-31:	
(a) Photographie aérienne de la zone de Croupillouse	p. 92
(b) Interprétation de la photographie aérienne	p. 93
Figure II-32: Carte des trajectoires de schistosités dans la couverture (S1) et dans le socle (schistosité à chlorite), et trajectoire de la foliation, à l'échelle du Sud-Pelvoux	p. 95
Figure II-33: Carte des trajectoires de linéations à l'échelle du Sud-Pelvoux	p. 97
Figure II-34:	p. 103
(a) Grille pétrogénétique pour les métabasites	
(b) Détails de la partie correspondant au métamorphisme de bas degré	
(c) Diagramme P-T montrant les principaux faciès métamorphiques et le point triple Al_2SiO_5 (d'après Holdaway, 1971)	
Figure II-35: Schéma des bassins sédimentaires de Morges et des Pourroys avant la déformation D1	p. 110
Figure II-36:	p. 113
(a) Coupe équilibrée à l'échelle crustale, d'après Ménard et Thouvenot [1987]	
(b) Intégration des données sur le socle de la zone d'étude	
III) Modélisation 3D	
Figure III-1: Différentes hypothèses de structuration du massif de l'Aiguille de Morges	p. 117
Figure III-2: Géoréférence: le quadrillage Lambert	p. 118

<u>Figure III-3</u> : Exemple de traitement photos aériennes: l'ABS	p. 121
<u>Figure III-4</u> : Panorama de l'Accident Bordier Sud, vue vers l'Ouest	p. 122
<u>Figure III-5</u> : MNT	p. 124
<u>Figure III-6</u> : Schéma structural du massif de l'Aiguille de Morges et localisation des coupes sériées	p. 128
<u>Figure III-7</u> : Coupes NS dans le massif de Morges	p. 128
(a) Coupe 3	
(b) Coupe 8	
<u>Figure III-8</u> : Exploitation des deux cartes géologiques	p. 129
<u>Figure III-9</u> : Protocole d'une modélisation géométrique 3D suivant les deux méthodes utilisées	p. 130
<u>Figure III-10</u> : MNT texturé avec la carte géologique	p. 133
<u>Figure III-11</u> : MNT avec placage des plages de couleur correspondant aux contours géologiques numérisés (traitement CasCade)	p. 134
<u>Figure III-12</u> : Calcul des surfaces polynomiales de degrés 2 (a) et 3 (b) pour l'interface socle - couverture de l'écaille de Trouba	p. 136
<u>Figure III-13</u> : Calcul des surfaces polynomiales de degrés 4 (a) et 5 (b) pour l'interface socle - couverture de l'écaille de Trouba	p. 137
<u>Figure III-14</u> : Calcul des surfaces polynomiales de degrés 2 (a) et 3 (b) pour l'interface socle - couverture de l'écaille du Chapeau	p. 138
<u>Figure III-15</u> : Calcul des surfaces polynomiales de degrés 4 (a) et 5 (b) pour l'interface socle - couverture de l'écaille du Chapeau	p. 139
<u>Figure III-16</u> : Calcul du volume d'une couche	p. 140
<u>Figure III-17</u> : Précaution d'interprétation lors d'un calcul de surface par fonctions polynomiales	p. 145
<u>Figure III-18</u> : Calcul des courbes sous STRIM	p. 145
<u>Figure III-19</u> : Construction d'un point de jonction sous STRIM	p. 147
<u>Figure III-20</u> : Coupe n°10, de direction ESE-WNW, extraite du modèleur	p. 149
<u>Figure III-21</u> : Coupes sériées et surface calculée, exemple de l'ABS	p. 150
<u>Figure III-22</u> : Modèle total de Morges	p. 153
<u>Figure III-23</u> : Surfaces isolées du modèle	p. 154
(a) ABS	p. 154
(b) Chevauchement du Pic Gazonné	p. 157
(c) Chevauchement du Sirac	p. 157
(d) Massif de Vallonclos	p. 158
(e) Chevauchement de la Planta	p. 158
(f) Unité de Navette	p. 161
(g) Chevauchement du Chapeau et de Trouba	p. 161
(h) Unités de Morges (USM, UIM, U3)	p. 161
<u>Figure III-24</u> : Influence des microplissements sur le rendu des volumes suivant les	

méthodes	p. 164
<u>Figure III-25</u> : Coupe NE-SW n°13m, extraite du modèle	
(a) Sortie brute	p. 162
(b) Coupe NE-SW n°13m redessinée suivant les conventions d'origine	p. 164
<u>Figure III-26</u> : Qualité des surfaces dépliées, données de sortie de UNFOLD	
(a) USM, surface initiale et dépliée	p. 167
(b) UIM, surface dépliée	p. 167
(c) Ecaille du Chapeau, surface initiale et dépliée	p. 168
(d) Unité 3 de Morges, surface dépliée	p. 168
(e) Ensemble des surfaces initiales et dépliées	p. 169
<u>Figure III-27</u> : Hypothèses d'ajustement des blocs à l'origine suivant la restauration minimum	p. 171
<u>Figure III-28</u> : Restauration minimum et restauration par blocs jointifs. Obtention du champ de raccourcissement	p. 173
<u>Figure III-29</u> :	
(a) Position des paléo-failles téthysiennes dans le massif de l'Aiguille de Morges	p. 175
(b) Restauration des coupes	p. 176

IV) INTÉGRATION DES RÉSULTATS à l'échelle du Pelvoux et de la chaîne alpine

<u>Figure IV-1</u> : Schéma structural des chaînes subalpines [Lemoine, 1972]	p. 181
<u>Figure IV-2</u> :	p. 186
(a) Profil sismique ECORS [Tardy et al, 1990]	
(b) Coupe équilibrée crustale [Ménard et Thouvenot, 1987]	
(c) Déformation dans le socle	
<u>Figure IV-3</u> :	p. 189
(a) Carte de restauration des positions des chevauchements vers le NW et des chevauchements vers le SW dans les Alpes occidentales, d'après Butler et al [1986]	
(b) Abaissement de l'indenteur apulien dans le modèle par rotation - expulsion	
<u>Figure IV-4</u> :	p. 190
(a) Trajectoire de déformation dans les chaînes subalpines, au SW du massif du Pelvoux [Gratier et al 1989]	
(b) Schéma géodynamique dans les chaînes subalpines pour la période pyrénéo-provençale d'après Ford [1996]	
<u>Figure IV-5</u> : Schéma géodynamique régional	p. 193
<u>Figure IV-6</u> : Schéma géodynamique régional simplifié	p. 197

Annexe I

"Héritage téthysien et polyphasage alpin, réinterprétation tectonique du "synclinal de l'Aiguille de Morges" (Massif du Pelvoux, Alpes occidentales)". Lazarre J., Tricart P., Courrioux G. et Ledru P. (1996). C. R. Acad. Sci., 323, p. 1051-1058. p. A1

Annexe II: Listing de la base de données

p. A9

Annexe III: tableau A "Extrait de la BSS"

p. A65

Annexe IV: photographies de terrain

A IV-1: Une épaisse dalle de Grès du Chamsaur chevauche sur le massif des Pourrouys au niveau de l'Ubac du Tourrond p. A66

A IV-2: Série monotone du "Lias schisteux". Panorama vers le NW de vallon plat, du pic de Vallonpierre et du Montagnon (à gauche) p. A66

A IV-3: Dolomie capucin p. A67

A IV-4: Epais banc de grès du Trias, ravin de l'Adroit p. A67

A IV-5: Calcaire marmorisé du trias, site du Chatelard p. A68

A IV-6: Schistes noirs et grès micacés du Carbonifère. Val Estrèche, ravin de la côte de cendre (P58) p. A68

A IV-7: Brèche le long de l'ABS p. A69

A IV-8: Placage de brèche à éléments de socle et à matrice chloriteuse au contact socle de Vallonclos - couverture du Pic gazonné (affleurement M152). La S1 dans la couverture se poursuit dans la brèche et dans le socle p. A69

A IV-9: Photo correspondant à la figure II-37: cisaillements conjugués pour un aplatissement E-W (D2) dans les gneiss de Chalance (M97) p. A70

A IV-10: Relation entre S0, S1 et S2 dans un calcschiste p. A70

A IV-11: Exemple d'une faille à barytine p. A71

A IV-12: Chevauchement du Pic gazonné p. A71

Annexe VI- Différentes vues du modèle

p. A91

Annexe VII- Vue perspective du placage de la carte géologique numérisée sur le MNT (opération effectuée avec CasCade)

p. A91

Annexe VIII- Cohérence des données

p. A93

Annexe IX- Photographies de lames minces

A IX-1: Chlorite de rétro-morphose, en association avec la muscovite p. A95

A IX-2: Foliation à biotite p. A95

A IX-3: Mylonite à séricite p. A96

A IX-4: Pumpellyite, en association avec la muscovite et la chlorite

p. A96

Annexe X- Coupes sériées NNE-SSW

A X-1: Coupes 2 et 3

p. A97

A X-2: Coupes 4 à 6

p. A98

A X-3: Coupes 7 à 9

p. A99

Stéphane L. ...
Héritage ...
L'Argille de ...
Géologie ...
SRA ...
de ...

INTRODUCTION

La science s'inscrit dans un cadre théorique et méthodologique qui lui confère son caractère propre. Elle se distingue de la philosophie par son objet d'étude et de la littérature par sa méthode. Elle est une activité humaine qui vise à comprendre le monde qui nous entoure. Elle est une recherche qui se fait en équipe et qui nécessite une communication constante. Elle est une science qui évolue et qui s'adapte à son époque. Elle est une science qui est au service de l'humanité et qui vise à améliorer notre qualité de vie. Elle est une science qui est ouverte à tous et qui ne connaît pas de frontières. Elle est une science qui est en constante évolution et qui s'adapte à son époque. Elle est une science qui est au service de l'humanité et qui vise à améliorer notre qualité de vie. Elle est une science qui est ouverte à tous et qui ne connaît pas de frontières.

INTRODUCTION

Le monde est un vaste champ d'exploration et de découverte. Il est un lieu où se jouent les plus grandes batailles de l'humanité. Il est un lieu où se créent les plus belles œuvres d'art et les plus grands chefs-d'œuvre de la science. Il est un lieu où se jouent les plus grandes batailles de l'humanité. Il est un lieu où se créent les plus belles œuvres d'art et les plus grands chefs-d'œuvre de la science. Il est un lieu où se jouent les plus grandes batailles de l'humanité. Il est un lieu où se créent les plus belles œuvres d'art et les plus grands chefs-d'œuvre de la science.

Le monde est un vaste champ d'exploration et de découverte. Il est un lieu où se jouent les plus grandes batailles de l'humanité. Il est un lieu où se créent les plus belles œuvres d'art et les plus grands chefs-d'œuvre de la science. Il est un lieu où se jouent les plus grandes batailles de l'humanité. Il est un lieu où se créent les plus belles œuvres d'art et les plus grands chefs-d'œuvre de la science. Il est un lieu où se jouent les plus grandes batailles de l'humanité. Il est un lieu où se créent les plus belles œuvres d'art et les plus grands chefs-d'œuvre de la science.

INTRODUCTION

La chaîne alpine est née de la subduction d'un domaine océanique (la Téthys) puis de la collision entre deux domaines continentaux: la plaque européenne et la microplaque apulienne, promontoire de la plaque africaine. Il est classiquement admis que les massifs cristallins externes français (MCE) *i.e.* Mont-Blanc, Belledonne, Pelvoux et Argentera font partie de la marge continentale européenne de la Téthys. Ces massifs correspondent à d'anciens blocs basculés liés au rifting téthysien, limités par des failles de transfert généralement localisées le long d'accidents hercyniens. Ces blocs ont été plus ou moins réactivés lors de la collision alpine. Le massif du Pelvoux est un site privilégié pour l'étude de ces structures superposées. En effet, la plupart des paléo-failles normales téthysiennes sont affectées par des phénomènes d'inversion tectonique. Ces failles correspondent à l'interface socle - couverture mésozoïque. Cette interface est un marqueur de la déformation finie à l'échelle orogénique. En effet, si l'on considère que le Pelvoux a été pénéplané au début du Trias, cette interface marque par sa géométrie les déformations survenues au cours du rifting téthysien puis de l'orogénèse alpine.

Différents modèles en coupe existent à l'échelle de la croûte pour la zone externe des Alpes. Suivant ces modèles, les paléo-failles normales et les failles de transfert s'horizontalisent en profondeur, ou, au contraire, restent verticales.

Le premier objectif de ma thèse était de définir la géométrie en profondeur de ces accidents dans le Sud-Pelvoux. Pour cela, il était indispensable de mener une analyse structurale en carte et en coupe ainsi qu'une analyse cinématique des accidents. Ces résultats ont permis de réaliser une modélisation géométrique tridimensionnelle (3D).

Le second objectif de ma thèse était de développer une méthodologie de modélisation géométrique 3D, qui permette de mieux appréhender la déformation des zones plissées. Ce travail a nécessité le développement de "routines" alors inexistantes et la mise en place d'un protocole de construction de surfaces 3D.

L'exemple choisi pour illustrer cette géométrie et mieux contraindre les principales phases de déformation du Sud-Pelvoux est le massif de l'Aiguille de Morges. Il s'agit d'une large pincée de couverture mésozoïque dans le socle cristallin du massif du Pelvoux. Ce site permet donc une étude des relations structurales et pétrographiques entre le socle et sa couverture. L'étude a aussi porté sur des pincées de couverture mésozoïque situées plus au Sud (Puy des Pourroys, Vallon). Le massif de l'Aiguille de Morges présente un dénivelé naturel important (jusqu'à 1500 m), qui permet l'acquisition de données suivant la dimension verticale. Cela est indispensable pour une bonne construction 3D. Cette construction a ensuite été exploitée pour un dépliage des surfaces obtenues.

L'exemple utilisé a présenté une structure plus complexe que prévue. Cela a rallongé le temps consacré à sa modélisation, mais a permis corrélativement un bon test des procédés.

Ce travail a été conduit sur plusieurs lieux: le traitement des données structurales et pétrographiques a été fait dans les universités de Grenoble et Lyon. La modélisation géométrique avec le modèleur STRIM a été effectuée au BRGM, à Orléans. Une méthode de reconstruction des surfaces, en cours de développement, a été utilisée à l'ENS de Lyon.

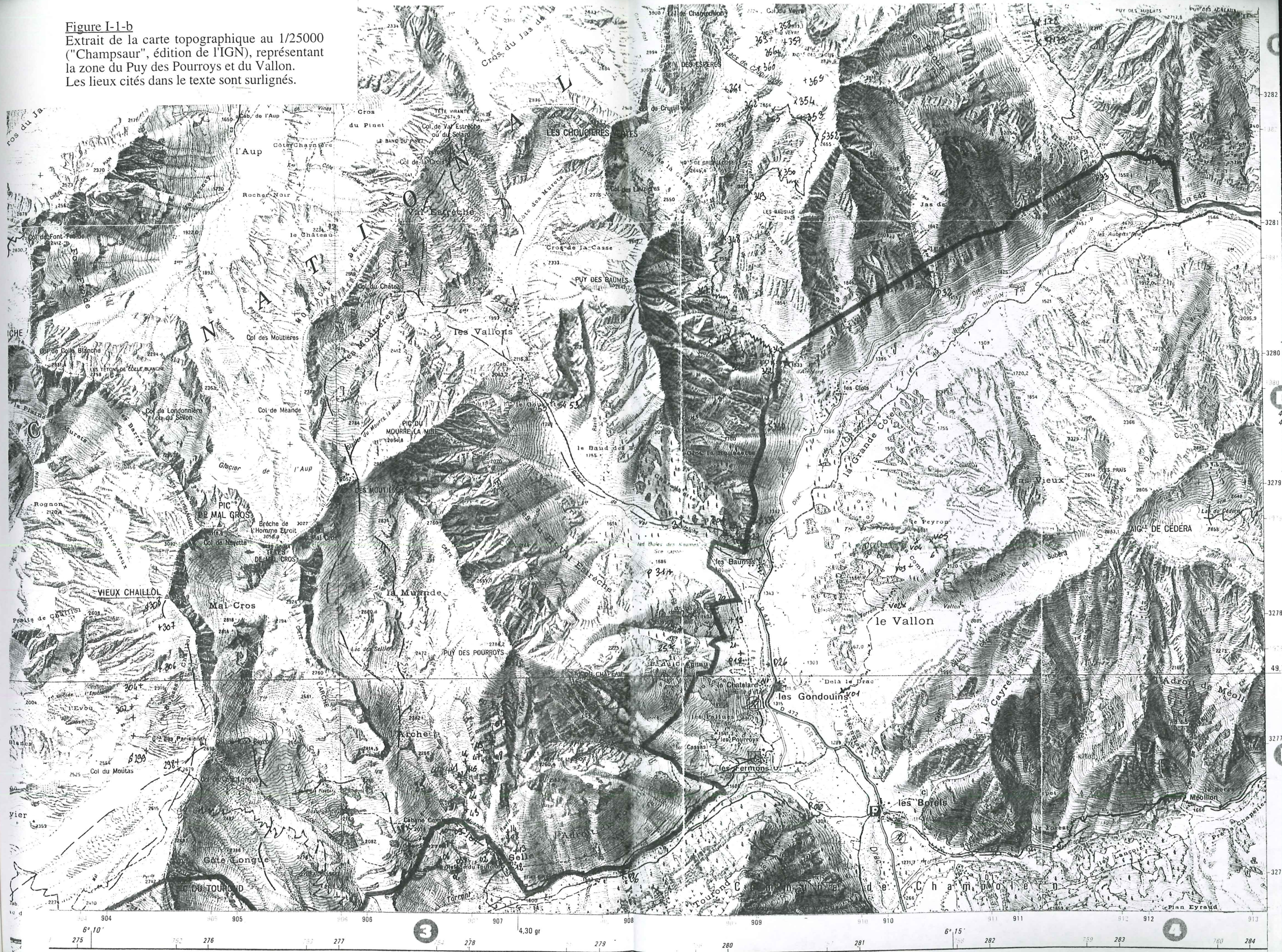
Ce mémoire se compose de cinq parties. La *première partie* est une synthèse des données structurales, tectoniques, stratigraphiques et métamorphiques du Sud-Pelvoux. Dans la *deuxième partie* sont détaillés différents résultats de l'étude structurale, cinématique et pétrographique de la zone. La *troisième partie* porte sur les travaux de modélisation effectués au cours de cette thèse. Une *quatrième partie* intègre les différents résultats dans le cadre de l'arc alpin. Enfin, la *cinquième partie* correspond à la conclusion générale.

PARTIE 1

Figure I-1-a
Extrait de la carte topographique au 1/25000
("Champsaur", édition de l'IGN), centré sur le
massif de l'Aiguille de Morges.
Les lieux cités dans le texte sont surlignés.



Figure I-1-b
Extrait de la carte topographique au 1/25000
("Champsaur", édition de l'IGN), représentant
la zone du Puy des Pourroys et du Vallon.
Les lieux cités dans le texte sont surlignés.



I) CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Ce chapitre propose une synthèse des principaux travaux disponibles sur la géologie du massif du Pelvoux. Ce massif connaît actuellement un regain d'intérêt, après une période de désuétude de près de 20 ans. Aussi, la majorité des publications disponibles concernant ce secteur sont-elles relativement anciennes. Mais des études sur ce secteur sont générées entre autres dans le cadre du programme GéoFrance 3D [BRGM,colloque GéoFrance 3D, 1995].

I-1) Localisation géographique de la zone d'étude

Géographiquement, la zone d'étude se situe dans les Alpes occidentales, dans le département français des Hautes Alpes, en grande partie à l'intérieur du Parc National des Écrins. Cette zone s'étend du *massif de l'Aiguille de Morges* au Nord à la zone du *Puy des Pourroys* au Sud.

Les limites du massif de l'Aiguille de Morges sont:

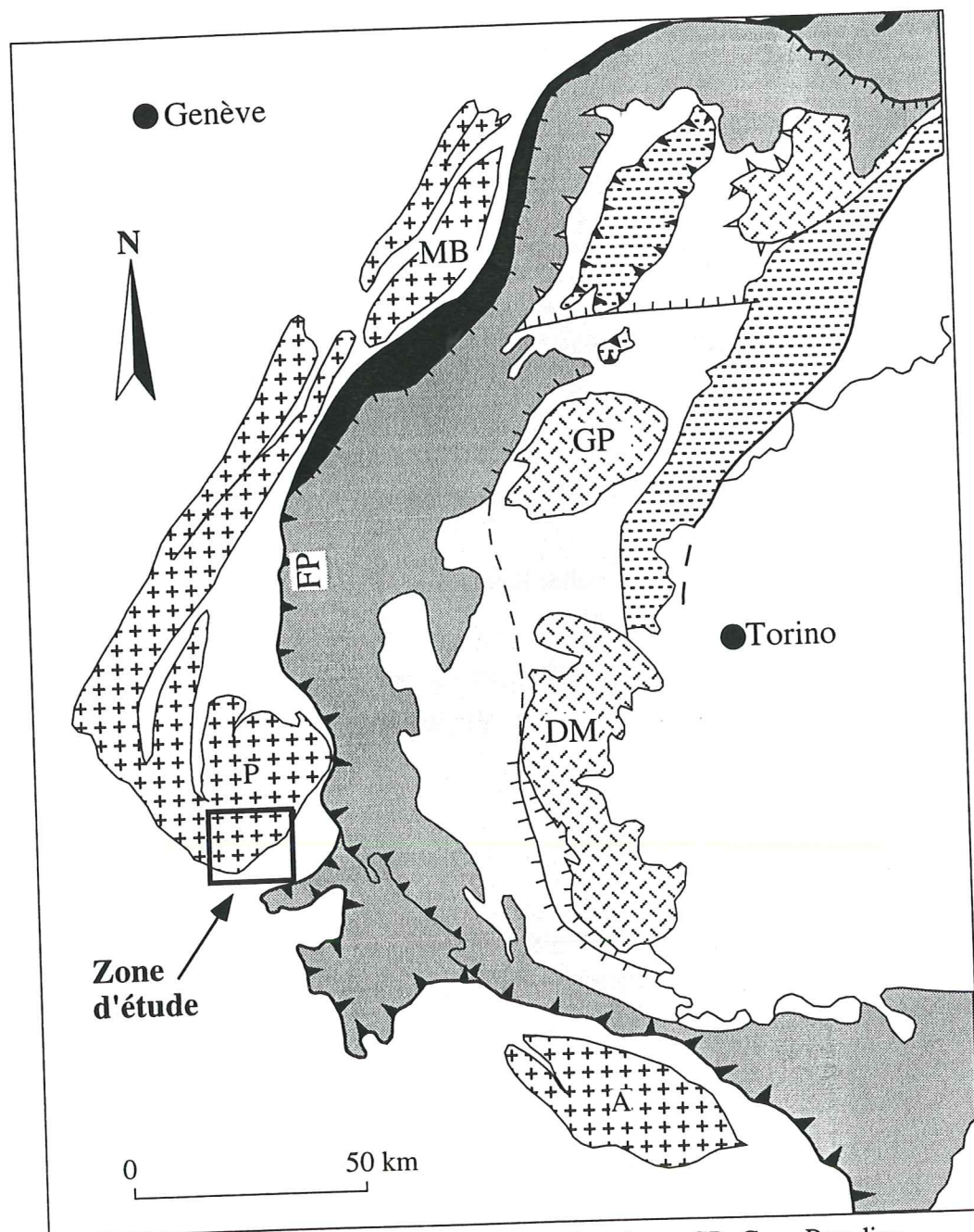
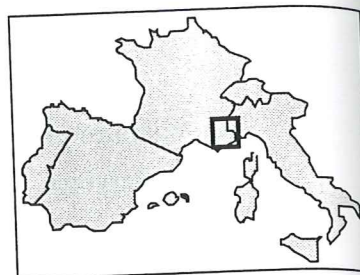
- au Sud, l'accident bordier Sud, qui court de Navette à l'Aiguille de Clapouse, puis au Puy de Rivarol
- à l'Ouest, le flanc Ouest de la vallée de Navette
- à l'Est, le massif cristallin du Sirac
- au Nord, la vallée du Valgaudemar (rivière de la Séveraisse).

La figure I-1 (Figure I-1-a) est un extrait de la carte topographique [IGN, 1989] du massif de l'Aiguille de Morges et des Pourroys (Figure I-1-b). Les noms des lieux cités dans ce mémoire y sont surlignés.

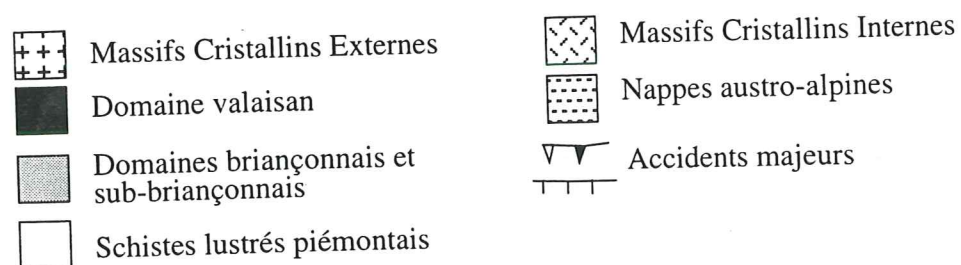
La zone des Pourroys couvre les alentours (dans un rayon de 1 à 1,5 km) du Puy des Pourroys, et à l'Est la vallée du *Vallon*.

L'étude a aussi concerné, de manière moins systématique, (i) les zones intermédiaires entre ces deux sites: vallées du Val Estrèche, de Croupillouse, du torrent d'Isora (rive gauche), (ii) le sud du massif du Vieux Chaillol et le Pic de Colle Blanche (données de S. Guillot).

Figure I-2
Localisation de la zone d'étude sur un schéma des Alpes occidentales



A: Argentera, DM: Dora Maira, FP: Front Pennique, GP: Gran Paradiso, MB: Mont Blanc, P: Pelvoux.



I-2) Le Pelvoux, un des Massifs Cristallins Externes

L'arc alpin occidental se dispose selon un arc à convexité Ouest (Figure I-2). Il peut être divisé en deux grands domaines: une zone externe, séparée d'une zone interne par le front des nappes internes (Front Pennique ou Front Briançonnais suivant la transversale). Le domaine externe correspond à la partie haute de la marge européenne de la Téthys. Le domaine interne dérive de la partie basse de la marge et de son océan (ophiolites). Les unités du domaine externe ont été transportées vers l'extérieur de la chaîne, lors de la déformation alpine majeure de la zone externe, qui commence à l'Oligocène supérieur et se poursuit au Miocène.

La zone d'étude se situe dans le domaine externe, dans les *Massifs Cristallins Externes* (MCE) des Alpes occidentales, dans le *Sud du massif des Ecrins-Pelvoux*.

Les MCE se rattachent à la croûte européenne. Ils sont essentiellement constitués d'un socle cristallin structuré lors de l'orogénèse hercynienne. Ils ont subi une évolution orogénique polycyclique proche de celle du Massif central français [Ledru *et al*, 1989; Bogdanoff *et al*, 1991; Ménot *et al*, 1994]. Les MCE sont affectés du Trias au Jurassique moyen par le rifting téthysien, traduit entre autres par les basaltes alcalins ("spilites") [Adline, 1982]. Ils sont ensuite repris en compression lors de l'orogénèse alpine. Des pincées de couverture mésozoïque jalonnent les réseaux d'accidents alors repris ou créés [voir par exemple Gratier et Vialon, 1980]. La plus importante des pincées du massif des Ecrins-Pelvoux est le "synclinal de l'Aiguille de Morges" [Vernet, 1965; Le Fort, 1973; Gratier *et al*, 1973; Gillcrist, 1988; Lazarre *et al*, 1996]. D'autres pincées de moindre superficie, celles du Vallon ou du Puy des Pourroys entre autres, situées plus au Sud, sont chevauchées par les formations du Nummulitique. Elles sont localisées sur la figure I-3.

L'interface socle - couverture est bien visible sur ces sites: ils permettent donc l'étude d'un marqueur de la déformation finie à l'échelle orogénique [Baudin et Marquer, 1994]. En effet, si l'on considère que le Pelvoux était pénéplainé au début du Trias (cf. I-4-4), l'interface socle-couverture mésozoïque marque par sa géométrie les déformations survenues au cours de l'orogénèse alpine.

Figure I-3



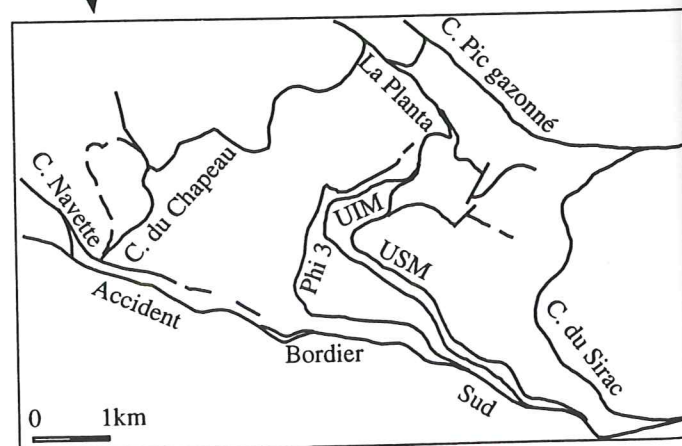
FAC: Faille d'Après-les-Corps, FS: Faille de la Selle, GB: Granite du Bourg, GCB: Granite de Colle blanche

ZONES EXTERNES

- Orthogneiss, gneiss migmatitiques, amphibolites
- Granite tardi-hercynien
- Unité litho-tectonique du Vieux Chaillol
- Mylonite alpine
- Couverture nummulitique et son olistostrome sommital
- Couverture mésozoïque
- Couverture stéphano-permienne

ZONES INTERNES

- Zone subbriançonnaise (unité de Vallouise)
- Zone briançonnaise
- Nappes du flysch à helminthoïdes et leurs écaïlles basales d'origine interne



- Chevauchements anté-nummulitiques
- Chevauchements
- Failles alpines majeures
- Failles
- Failles téthysiennes reprises à l'alpin (rectangle vers le demi-graben)
- Olistolithes
- Terrains glissés

I-3) Structures régionales

I-3-1) Les grands accidents du Pelvoux

Le massif du Pelvoux est affecté par plusieurs *décro-chevauchements majeurs* (Figure I-3): ceux de la *Meije-Olan*, du col de la *Muzelle*, de *Villard Loubière*, qui passent d'une orientation sub-méridienne au Nord à une orientation E-W au Sud du massif de Morges, celui du *Combeynot*, le plus septentrional.

Le massif du Pelvoux est bordé à l'Est par le *Front Pennique* [Gignoux et Moret, 1934], frontière entre les unités internes et externes, et le *Front Briançonnais* (chevauchement briançonnais frontal) [Tricart, 1980]. Ces deux fronts se confondent pratiquement au niveau du massif du Pelvoux.

Le massif du Pelvoux est aussi à la *jonction des directions* maîtresses d'extension jurassique, en partie d'héritage hercynien, des MCE:

- NE-SW "cévenoles" pour les septentrionaux (Belledonne) (cf. I-5-1)]
- NW-SE pour le méridional (Argentera).

Ses structures majeures présentent des directions intermédiaires entre les deux, méridiennes (paléo-faille téthysienne du col d'Ornon) ou ESE-WNW (accident bordier Sud de Morges). Le mode de jonction entre les deux est encore discuté: intersection ou courbure. Pour cela, le massif du Pelvoux est à un emplacement critique.

I-3-2) Structure des différentes pincées de couverture

Au niveau de l'ensemble du massif du Pelvoux, les déformations alpines s'expriment rarement toutes sur un même site.

Les descriptions disponibles concernent surtout le jeu de la couverture, le socle ayant été moins précisément étudié.

La figure I-4 (Figure I-4) est une carte géologique simplifiée des différents massifs étudiés. Elle illustre leur position respective. Sa forme réduite servira dans les figures qui vont suivre à la localisation des affleurements. Cette carte a servi de fond topographique dans la base de données.

Figure I-4
Grandes lignes structurales de la zone d'étude, fond numérisé dans la base de données (coordonnées lambert 2 étendu).

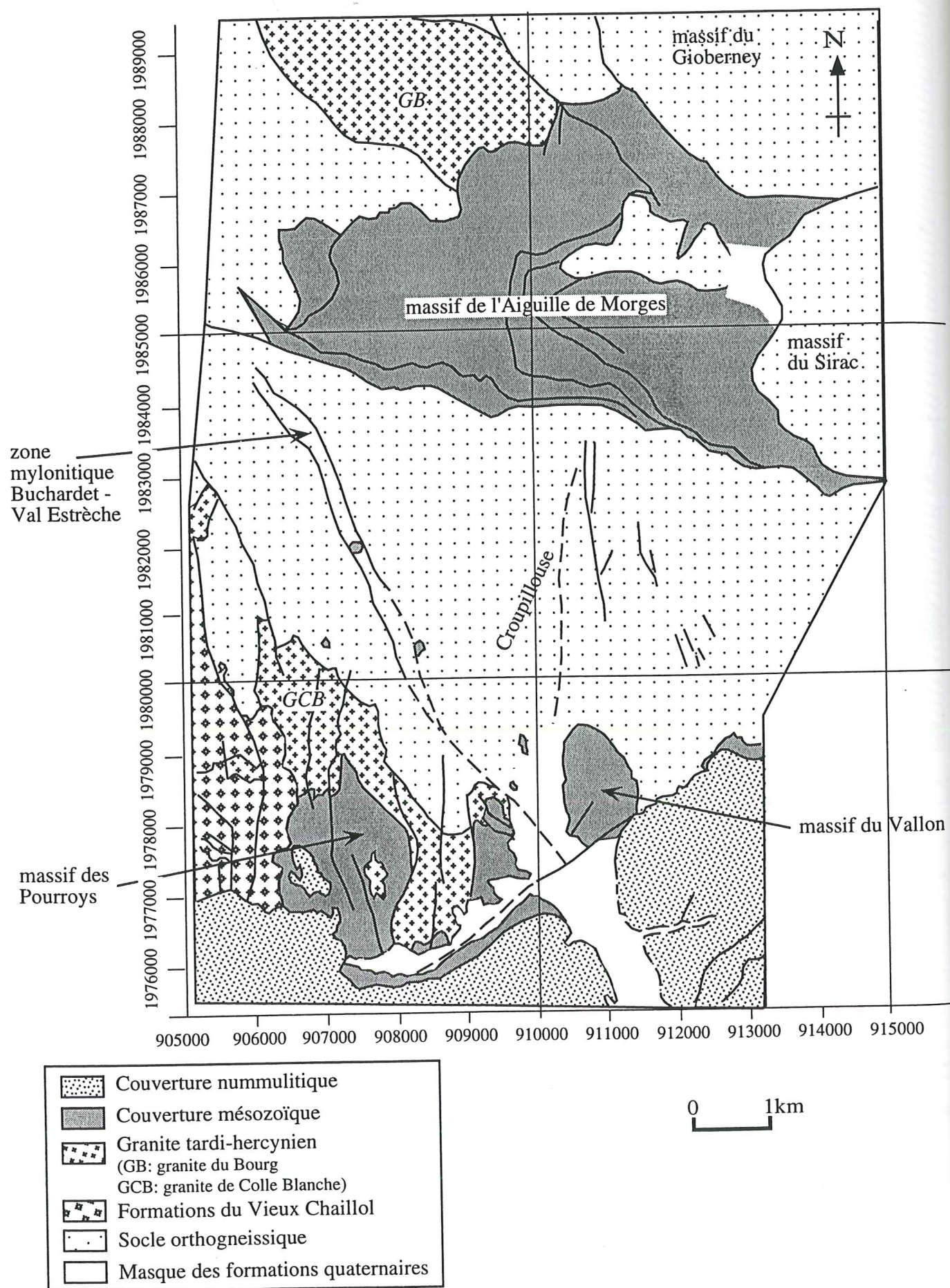


Figure I-5-a
Carte géologique du massif de l'Aiguille de Morges, modifiée d'après Debelmas et al [1980] et Gillcrist [1988]

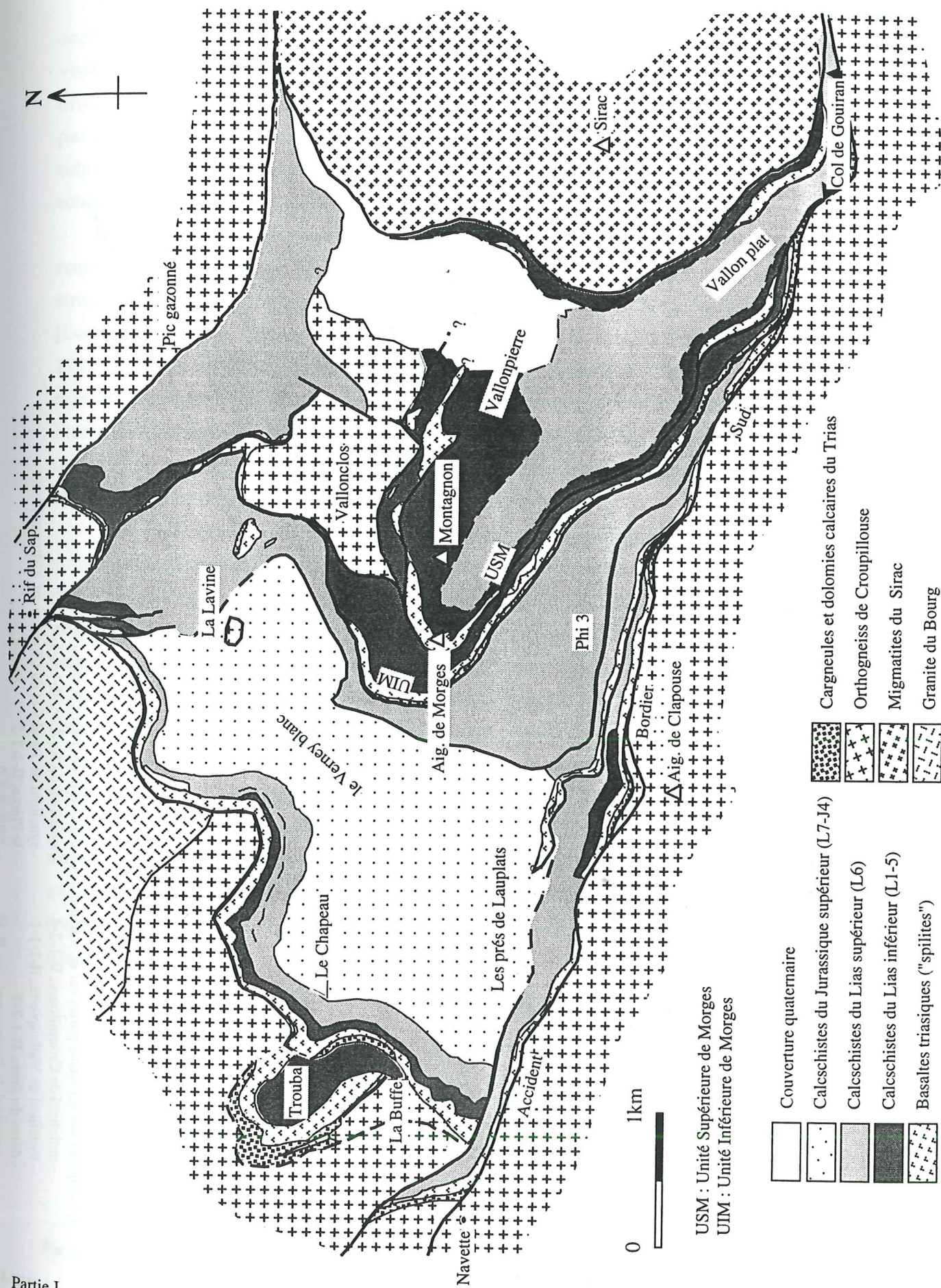
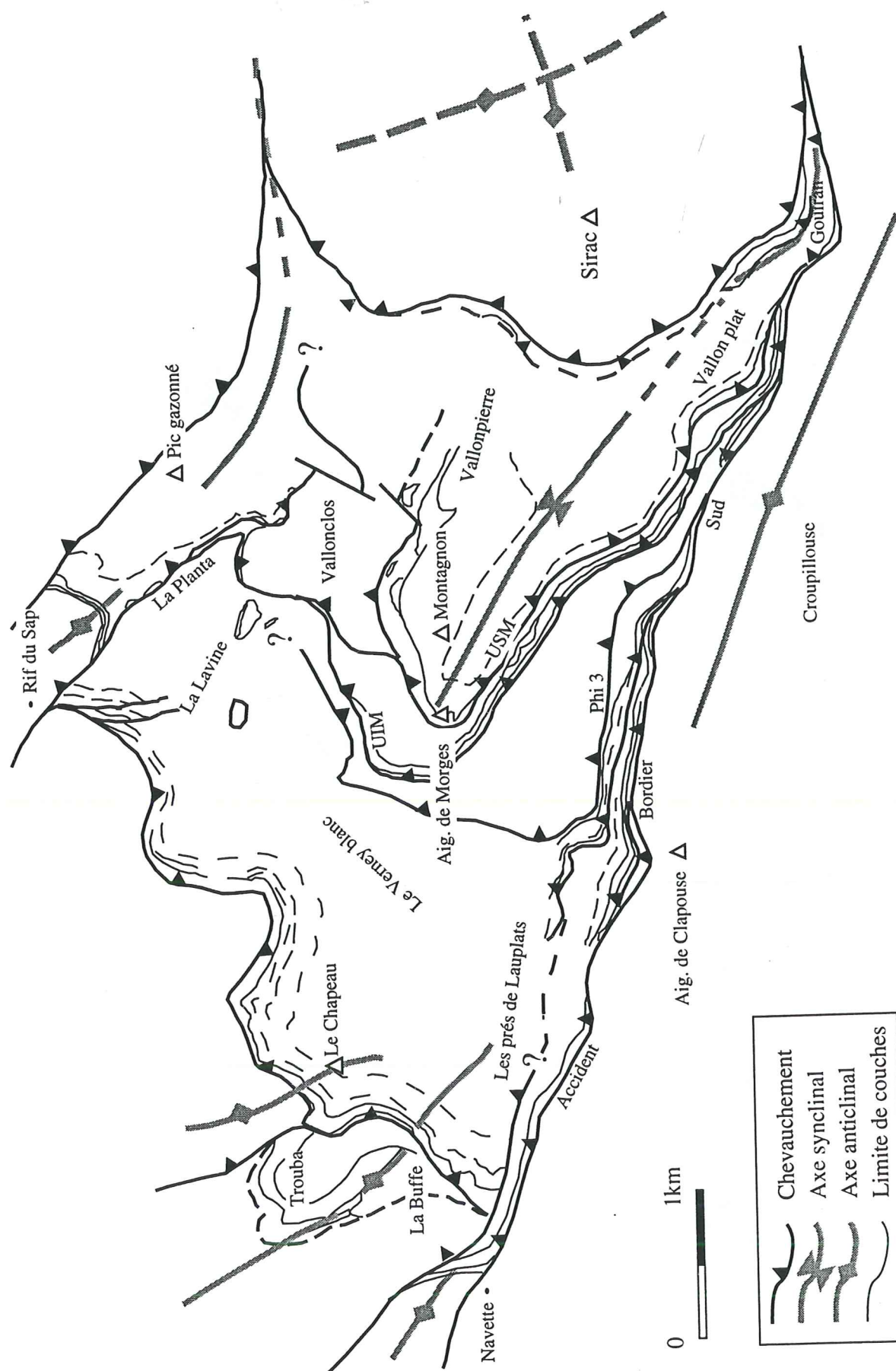


Figure I-5-b
Schéma structural du massif de l'Aiguille de Morges, modifié d'après Debelmas et al [1980] et Gillcris [1988]



La majorité des accidents portés sur ce schéma structural sont décrits dans le mémoire:

- anticlinal de Croupillouse, II-1-2-4
- synclinal de Navette, II-1-1-4
- synclinal de Trouba et du Chapeau, cf. Gillcris 1988
- la Planta, II-1-2-5
- ABS, II-1-2
- dôme du Sirac, II-1-2-7
- synclinal du Pic gazonné, fig. II-15

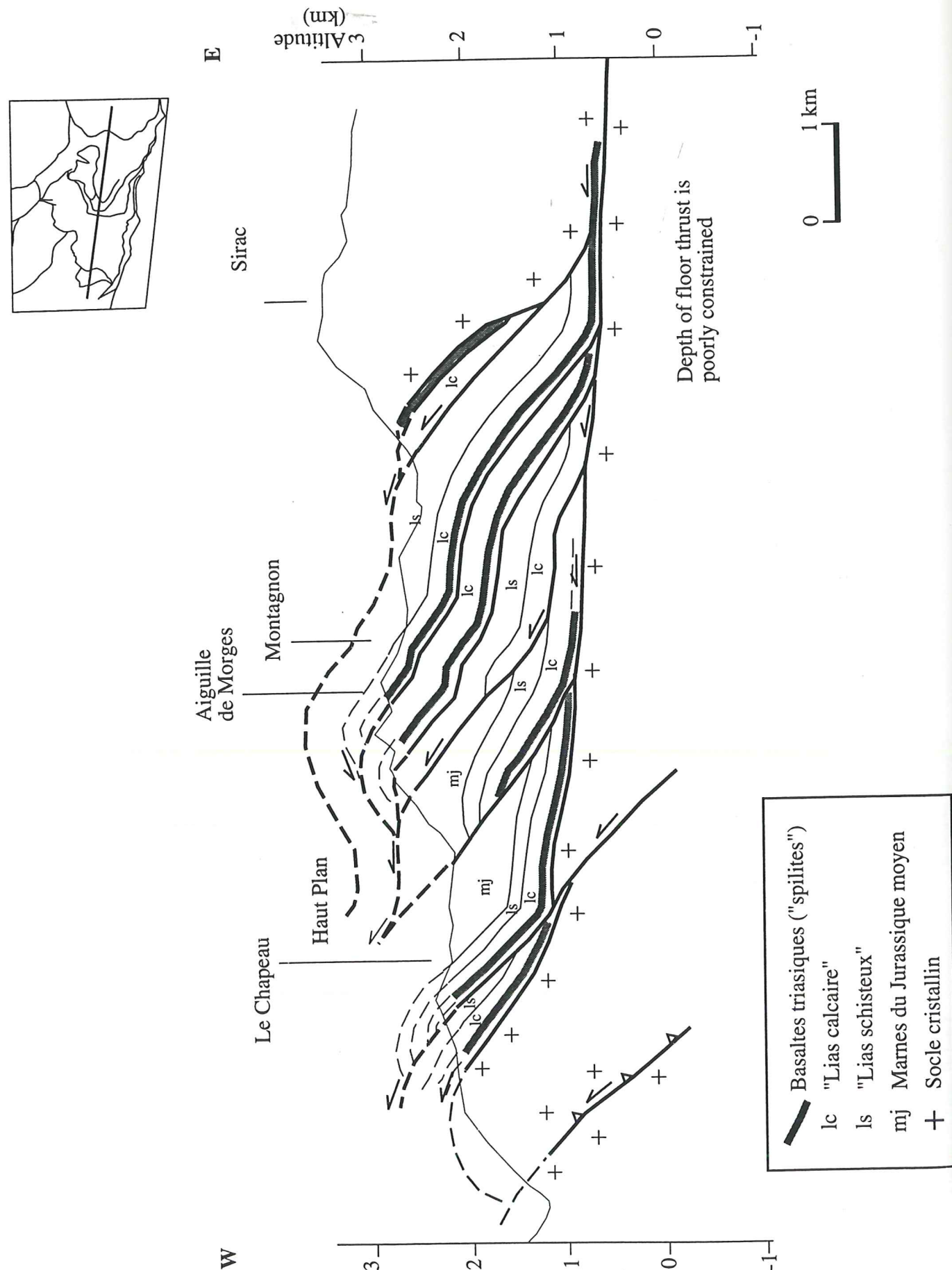
I-3-2-1) Structure du massif de l'Aiguille de Morges

Le massif de l'Aiguille de Morges est une *pincée de couverture mésozoïque au sein d'un socle cristallin*. Elle est structurée suivant une *pile d'écailles*. Les limites de celles-ci sont visibles sur la carte géologique (Figure I-5-a). Ces écailles se superposent d'Ouest en Est. Le niveau de décollement majeur passe dans le Trias calcaréo-dolomitique, à sa base, et se marque par des cargneules. Beaucoup plus rarement, le décollement emprunte le toit des séries schisteuses jurassiques. Les écailles sont affectées par des plis kilométriques, rapportés sur le schéma structural (Figure I-5-b).

L'orogénèse hercynienne et le rifting téthysien ont créé un héritage qui conditionne le comportement mécanique du socle du Pelvoux à la déformation alpine. Il est en particulier structuré suivant une série de blocs basculés marquant le haut de la paléo-marge téthysienne [Lemoine *et al*, 1986; Ménard, 1988; Lemoine *et al*, 1989; Coward et Dietrich, 1989; Dumont, 1994]. Des traces de ces failles se retrouvent dans l'ensemble du massif de Morges. Par exemple, les lentilles de socle décimétriques qui jalonnent le chevauchement de la crête de la Planta sont considérées comme des olistolithes, il dériverait donc de la réactivation d'une faille de socle de pendage NE. De telles traces ont été aussi décrites pour le Puy des Pourrois: olistolithes et mouvements jurassiques [Barféty, 1988].

Les premiers travaux [Vernet, 1965] donnent des interprétations désuètes pour la structuration alpine de Morges. La géométrie actuellement proposée [Gillcris, 1988] montre des écailles s'agencant suivant un *système complexe de chevauchements imbriqués*. Cette géométrie a été illustrée par une coupe type coupe équilibrée (Figure I-6), ce qui sous-entend une unique direction de transport. Les chevauchements suivraient une série de paliers et rampes, dans une direction probable de chevauchement WNW, mais il existerait des rampes latérales de chevauchement vers le SW et autres directions intermédiaires. En suivant l'hypothèse d'une structuration uni-directionnelle en chevauchements imbriqués, on ne peut respecter suivant une coupe E-W une épaisseur réaliste de Lias à l'Est du Montagnon qu'en supposant certains chevauchements masqués en avant, au niveau de Haut plan. Le non-affleurement de Lias calcaire au Montagnon peut s'expliquer par la même construction géométrique. Les surfaces de chevauchement seraient réorientées par les structures profondes (rampes) pentées vers le NE, situées plus au SW dans le socle Chaillol - Clapouse lui-même soulevé.

Figure I-6
Coupe E-W du massif de l'Aiguille de Morges, d'après Gillcrist [1988]



I-3-2-2) Structure de la pincée des Pourroys

Il s'agit d'une pincée de couverture, majoritairement triasique, présentant en son sein des lambeaux de couverture nummulitique. Elle est recouvert en discordance au Sud par le Nummulitique non érodé (Soleil-Bœuf). Elle est affectée par une série de failles méridienne, dont la plus à l'Est, la faille du ravin de l'Adroit, limite la pincée (cf. II-1-2-3).

Peu d'études ont porté sur cette zone, elles sont essentiellement à caractère stratigraphique [Barféty, 1988].

L'interprétation de la carte conduirait une structure plus simple que celle de Morges, car peu de chevauchement sont marqués. Les coupes disponibles montrent cependant un plissement de grande ampleur du socle, impliquant un plissement moindre et un décollement de la couverture (Figure I-7).

I-3-2-3) Structure de la pincée du Vallon

La pincée du Vallon se situe en contrebas à l'Ouest de l'Aiguille de Cédéra.

La carte géologique indique un *synclinal* de couverture mésozoïque, recouvert en discordance au Sud et à l'Est par le Nummulitique. Ce pli est donné comme couché vers le SE [Debelmas *et al*, 1980].

I-3-3) Prolongement des structures des différentes pincées

Les accidents du massif de l'Aiguille de Morges ont des prolongements cartographiques nets à l'échelle du Pelvoux. Cela est illustré sur la figure I-3 (Figure I-3):

- La faille de la Planta est dans le prolongement de l'accident décro-chevauchant la Meije - Olan. Le granite du Bourg jalonne par son écaïlle bien développée ce chevauchement Meije - Olan, au SW de Rif du Sap.

- L'accident bordier sud de Morges (ABS) est en continuité avec le décro-chevauchement du Pic de Valsenestre, puis celui du col de la Muzelle. Le lien avec le chevauchement de la Muzelle est moins évident.

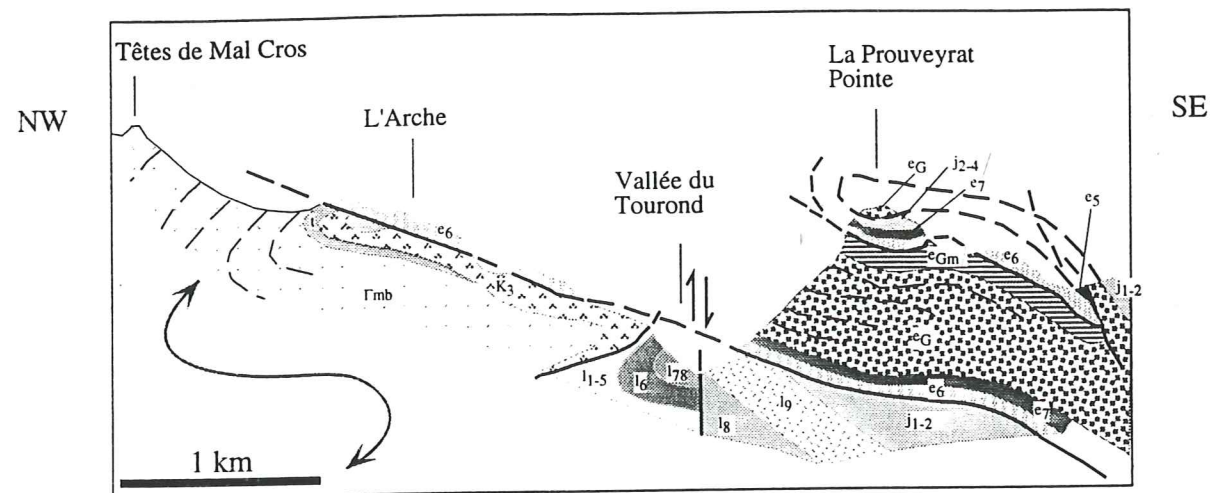
- Le décro-chevauchement de Navette montre une même direction de transport que celui de Villar-Loubière: le compartiment oriental va plutôt vers l'WNW.

Donc, les grands *décro-chevauchements* de la partie ouest du massif du Pelvoux, d'orientation NE-SW à N-S, *s'infléchissent et convergent* au niveau du massif de l'Aiguille de Morges vers une direction NW-SE.

La pincée des Pourroys se présente comme une entité isolée, puisque le tracé des chevauchements dans la couverture mésozoïque ne se poursuit pas dans le socle.

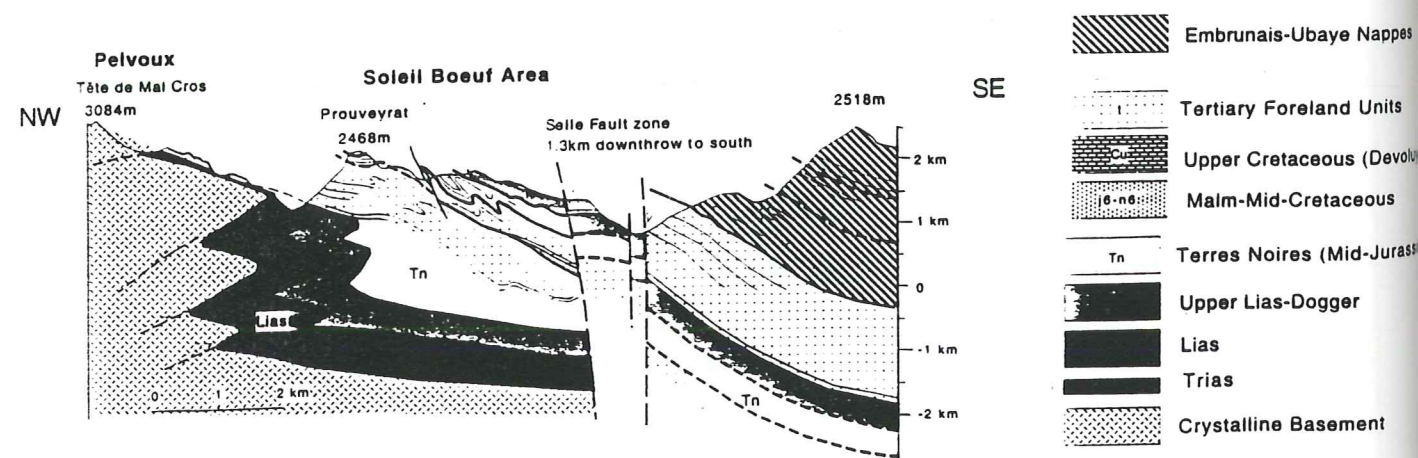
Figure I-7

(a) Coupe structurale extraite et complétée de la carte géologique d'Orcières [Debelmas et al, 1980]. Le socle montre un plissement kilométrique déversé vers le Sud.



- | | | |
|--------------------------------------|---|---|
| l6: Domérien | j2-4: "Terres noires" (Bathonien supérieur, Callovien, oxfordien) | e7: marnes à Globigérines |
| l1-5: Lias inférieur calcaire | j1-2: Bajocien - Bathonien inférieur indifférencié | e6: calcaires à Nummulites |
| K3: Basaltes triasiques ("spilites") | l9: Aalénien indifférencié | eGm: horizons marneux importants |
| t: Trias indifférencié | l8: Toarcien supérieur | eG: Grès du Champsaur (Priabonien terminal à Oligocène inférieur) |
| Γmb: gneiss à deux micas du Chaillol | l7: Toarcien inférieur à moyen | |

(b) Coupe structurale simplifiée au travers de la zone de Soleil Bœuf, au Sud du Pelvoux [Ford, 1996]



La coupe (b) est plus étendue en longueur et profondeur que la coupe (a).

Cette coupe illustre les plissements de socle déversés vers le SE. Ils sont pré-Priaboniens, recouvert par le chevauchement tardi-alpin vers le NW des sédiments tertiaires

La faille de la Selle est une faille majeure, sub-verticale. L'épaisseur du Lias est inégale de part et d'autre de cette faille. Elle sépare, suivant un jeu normal - dextre, des unités à l'histoire tectonique différente: au NW, l'unité de Mal Cros est structurée suivant des chevauchements vers le NW, lesquels sont replissés suivant un axe NE-SW. Les grès du Champsaur ne montrent que les plissements.

Par contre, les failles méridiennes qui affectent la pincée se prolongent dans le socle. Entre autre, la zone mylonitique du ravin de l'Adroit se connecte à celle du Buchardet. On se trouve en présence d'un faisceau plus ou moins anastomosé de *mylonites hercyniennes reprises à l'alpin* (cf. II-1-2-2).

De telles zones de failles méridiennes découpent tout le massif du Pelvoux. Elles sont reconnues à l'Ouest ("linéament de la Pilatte" [cf. Grandjean et al, 1996]) et au Nord (Meije, Rochail). Elles jouent en dextre lors de l'un des raccourcissement alpin. Nous verrons suite à l'analyse structurale qu'il peut s'agir de la phase de déformation D1 reconnue dans le Sud Pelvoux.

I-3-4) Conclusion sur les structures régionales

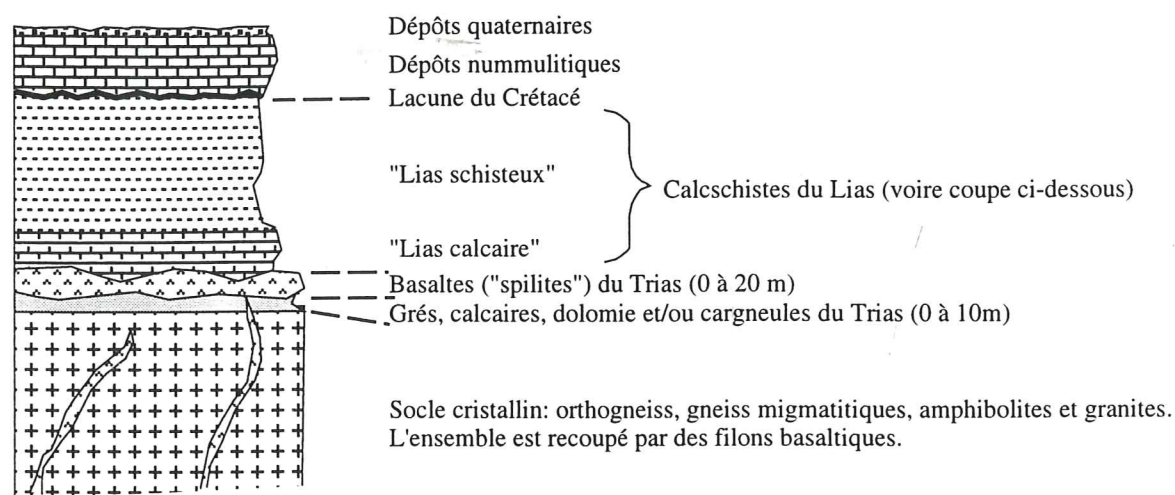
Les accidents majeurs des MCE dans les Alpes occidentales se répartissent suivant deux directions distinctes, qui sont les directions maîtresses d'extension jurassique, en partie d'héritage hercynien: les failles NE-SW dominant au Nord, les SE-NW au Sud. Ces directions, dites "Belledonne" ("cévenoles") et "Argentera", se joignent et se recoupent au niveau du Pelvoux. Entre les deux, des failles méridiennes découpent le centre et l'Ouest du massif.

Les grands décro-chevauchements de la partie ouest du massif du Pelvoux, d'orientation NE-SW à N-S, s'infléchissent et convergent au niveau du massif de l'Aiguille de Morges vers une direction NW-SE. Dans le détail, les décro-chevauchements du massif du Pelvoux sont affectés par de petites failles décrochantes d'orientation variée qui permettent leur incurvation (exemple du chevauchement de la Meije [Bartoli et al, 1974]).

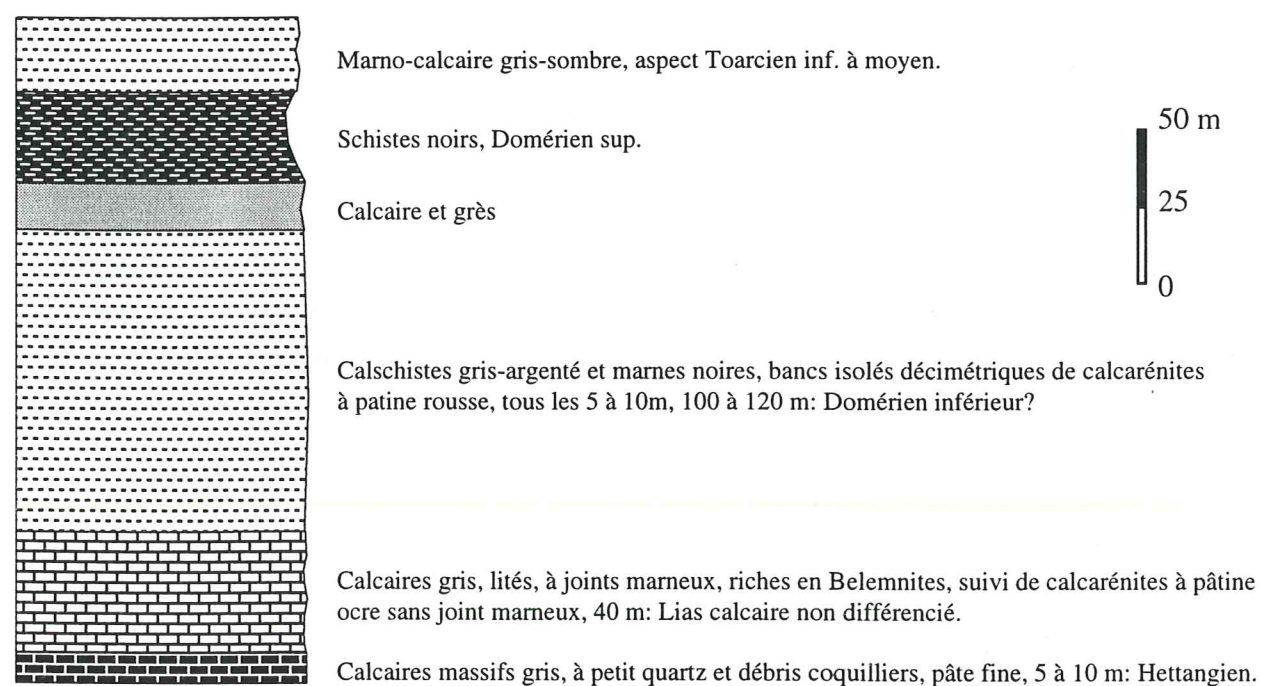
La compression liée à l'orogénèse alpine entraîne des phénomènes d'inversion tectonique pour beaucoup des accidents pelvoux. Des pincées de couvertures mésozoïques jalonnent ces réseaux d'accidents.

Le Sud et l'Ouest du Pelvoux est transgressé, puis chevauché par les formations du Nummulitique (cf. I-4-2). Cette discordance permettra le calage dans le temps de certaines phases de déformation.

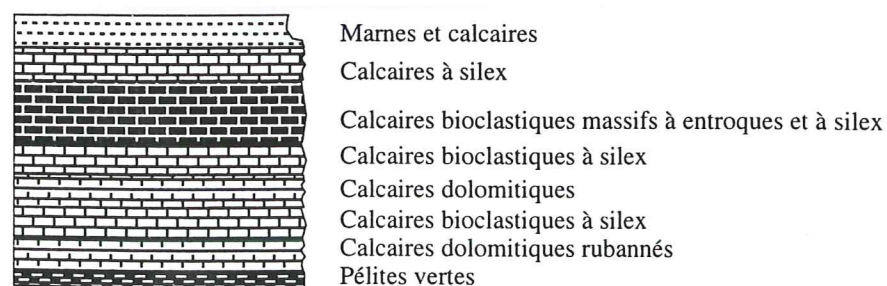
Figure I-8
Echelle litho-stratigraphique, massif de l'Aiguille de Morges



Série liasique du Chapeau (d'après Gidon, dans Barféty 1988)



Série liasique de Vallon Plat (d'après Dumont, 1994)



I-4) Lithostratigraphie (massif de l'Aiguille de Morges, Pourroys-Vallon)

Je me suis basée en grande partie sur des travaux existants, thèses et notices des cartes géologiques, pour la rédaction de ce chapitre. La lithologie observée (Figure I-8) lors des différentes campagne de terrain confirmait les descriptions existantes. Néanmoins, des observations inédites ont été faites.

I-4-1) Dépôts récents

On trouve de nombreux *dépôts glaciaires* (moraine de Vallonpierre, du Cros des Chevrettes, ...). Les éboulis occupent quasi-systématiquement le bas des pentes. Les vallées de la Séveraisse et les autres cours d'eaux du secteur sont remplies d'alluvions.

I-4-2) Nummulitique

Le Nummulitique couvre depuis la période de l'Éocène moyen-supérieur comprenant le Bartonien - Priabonien, soit un âge de 40 à 33 Ma, jusque dans l'Oligocène puisqu'il inclue les grès du Champsaur. Ces grès sont les derniers dépôts du bassin. La transgression (calcaires à Nummulites) dans le bassin des grès du Champsaur commence au Priabonien inférieur, et localement au Bartonien. La sédimentation des grès et la mise en place de l'olistostrome sommital date probablement dans l'Oligocène inférieur, par comparaison avec les grès d'Annot, Ravène *et al*, 1987; Ivaldi, 1989]. En effet, au sommet des grès du Champsaur, des fossiles sont priabonniens, mais remaniés. Dans les grès d'Annot par contre, les fossiles en place sont datés de l'Oligocène inférieur. Des galets andésitiques contemporains de la sédimentation des grès du Champsaur donnent un âge à la limite Éocène - Oligocène (37,5 Ma environ, par K/Ar) [Fontignie *et al*, 1987], voir plus tardif, à 30 Ma (mi- Oligocène) [PT / HL, comm. pers.]. La tectonisation du bassin se fait lors du chevauchement Briançonnais frontal, c'est-à-dire après le dépôt des grès du Champsaur.

Le Nummulitique recouvre en discordance les séries mésozoïques et leur socle au Sud du massif des Ecrins-Pelvoux. Dans la zone du Puy des Pourroys, où il subsiste en lambeau, il se compose de calcaire à Nummulites et de conglomérats. Cela indique que la transgression nummulitique s'est effectuée sur une surface irrégulière avec des escarpements en proie à l'érosion [Debelmas *et al*, 1980]. L'ensemble de Soleil-Bœuf, qui forme la falaise de l'Ubac du Tourrond (Annexe A IV-1), est constituée des "Grès du Champsaur" [Ford, 1996; Plotto, 1977 in Debelmas *et al*, 1980].

I-4-3) Jurassique (indifférencié)

Les variations de faciès du *Lias* (~180-140 Ma) témoignent d'un environnement de *dépôts de bassin*. L'épaisseur de ces formations est difficilement déterminable: le caractère pénétratif

de la déformation dans la couverture complexifie la stratigraphie fine du Jurassique. Les coupes les plus épaisses donnent une centaine de mètres pour le Lias [Debelmas *et al*, 1980; Barféty et Pécher, 1984].

Au niveau d'une colonne litho-stratigraphique, les termes du Jurassique moyen sont donc intégrés dans la formation indifférenciée du Lias supérieur. Le Lias supérieur se présente comme un ensemble schisteux monotone, essentiellement constitué de marnes noires, d'âge supposé Toarcien (L6) à Oxfordien (J4).

Le Lias est subdivisé classiquement selon un *Lias Inférieur "calcaire"* et un *Lias Supérieur "schisteux"* (Annexe A IV-2), dénominations qui recouvrent des extensions stratigraphiques très variables. Il s'agit en tout cas d'un Lias inférieur réduit, comme décrit ailleurs à l'Est de la ligne Bourg d'Oisans -Muzelle (à l'Ouest, la série est épaisse, comme par ex. dans le graben de Bourg d'Oisans) [Grand, 1987; Dumont, 1994]. "Dans la zone dauphinoise, les dépôts marins liasiques apparaissent à la suite d'une évolution sédimentaire indiquant un enfoncement progressif et non brutal, débutant dès le Trias" [Pécher *et al*, 1992].

I-4-4) Permo-Trias

Le massif du Pelvoux dérive d'une ancienne pénéplaine anté - dépôts triasiques: le *Trias* (250-205Ma) s'est déposé sur une surface d'érosion. Les termes inférieurs du *Trias* sont constitués par des *calcaires et dolomies* (Annexe A IV-3), localement des grès. Les grès, au niveau de Morges, sont un terme mince et irrégulier difficilement discernable de la surface altérée du cristallin; au niveau des Pourroys, ils se présentent en banc épais (Annexe A IV-4). Le calcaire est parfois marmorisé (Annexe A IV-5), à proximité de failles et/ou de zones à circulation fluide (Rif du Sap, Chatelard - Navette par exemple). Le Trias est présent sous forme de cargneules lorsqu'il a servi de surface de décollement. Des calcaires dolomitiques en voie de cargneulisation sont visibles dans la pincée du Puy des Pourroys.

Un *volcanisme basique* effusif ("spilites") et intrusif (cortège filonien doléritique) [Aumaître et Buffet, 1973; Vatin-Pérignon *et al*, 1974; Adline, 1982; Laurent, 1992] répond à la fin du Trias à une extension crustale. Les "spilites" apparaissent jusqu'aux premiers dépôts marins francs du Lias - Hettangien [Lemoine *et al*, 1986; Laurent, 1992]. Elles se présentent sous forme de coulées interstratifiées, parfois superposées, ou de dykes. Elles sont d'une grande régularité en âge et en présence sur le massif de Morges. Les dykes sont bien développés dans le massif de l'Aiguille de Morges, ainsi qu'au niveau des lacs de Croupillouse. On trouve des formes vésiculaires (vacuoles de gaz remplies de calcite, puis altérées, ce qui donne des trous). Cela indique une mise en place effusive des volcanites à l'air libre ou en milieu sous-marin peu profond. Les filons doléritiques et les sills sont fortement altérés par hydratation (hydrothermalisme liasique ?). Des *conglomérats* à éléments de spilites et à graviers de socle (voir Figure II-26-b) ont été trouvés dans le massif de Morges (campagne de

terrain 1995-96), intercalés entre les coulées de basaltes: le socle était donc localement émergeant et soumis à érosion au Trias supérieur. De tels conglomérats ont été décrits au niveau des Pourroys [Barféty, 1988].

I-4-5) Carbonifère ("Houiller")

Il est représenté par des schistes noirs et des grès micacés, sur un petit affleurement en flanc nord de Val Estrèche (Annexe A IV-6). Il apparaît aussi pris dans la faille du ravin de l'Adroit (observation inédite).

Des filons basaltiques recoupant le socle orthogneissique sont datés du Stéphanien (cf. I-4-6 "Socle cristallin").

I-4-6) Socle cristallin

I-4-6-1) Les unités litho-tectoniques

Le socle du Pelvoux se compose de plusieurs unités litho-tectoniques:

(a) Dans la zone de Morges, le socle est essentiellement représenté par les "*gneiss œillés de Croupillouse*". Ce sont des gneiss leucocrates, de patine claire, à porphyroblastes d'orthose dans le faciès de base, évoluant vers des gneiss à amygdales granitiques jusqu'à des migmatites. Celles-ci dérivent de la ségrégation migmatitique du protolithe, les granites étant collectés parallèlement à la surface de foliation.

La foliation métamorphique est frustrée, soulignée par les yeux de feldspath centimétriques, ovoïdes et allongés. Elle est orientée ESE-WNW, avec un pendage variable. Les lits micacés sont plus ou moins développés. Ces gneiss sont injectés de nombreux filons basiques, dont la majorité est à relier au cortège basaltique triasique. Les gneiss œillés de Croupillouse dériveraient d'un ancien massif de granites porphyroïdes, mis en place dans un bâti déjà fortement structuré, métamorphisé et migmatisé (1ère migmatisation, calédonienne ou hercynienne précoce). Ces granites sont antérieurs à la migmatisation II. Un âge de refroidissement anté-alpin 325 Ma (Rb/Sr sur roche totale) a été donné pour les gneiss de Croupillouse [Le Fort, 1973].

On trouve parfois des reliques de sillimanite, déstabilisée en mica blanc.

La morphologie associée à ces formations est molle, lissée par un fort poli glaciaire (cf. Figures II-30 ou III-3). La limite avec les séries sédimentaires est marquée par une rupture de pente, bien visible sur les photos aériennes (cf. Figure III-3).

Les gneiss du massif de *Vallonclos* montrent un faciès proche des gneiss de Croupillouse

(et non des migmatites du Sirac). La roche a subi une déformation cataclasique (silicification et minéralisation) forte, et l'intense oxydation minérale donne au massif une teinte rouille.

(b) Les *migmatites du Sirac* représentent la formation du socle la moins développée dans le massif de Morges. Ce sont des gneiss biotitiques, plus ou moins migmatisés, gneiss œillés peu abondants, migmatites rubanées généralement bien litées, et, en niveau interstratifié dans tout l'ensemble, des amphibolites [Biju-Duval, 1975].

(c) Des *gneiss à niveaux amphibolitiques* composent le socle au Nord de la zone. Ils dérivent d'une série volcano-détritique non datée. La foliation est méridienne, redressée. Des faciès granulitiques ont été déterminés dans cette unité, dans la formation dite de Peyre-Arguet [voir Grandjean *et al*, 1996].

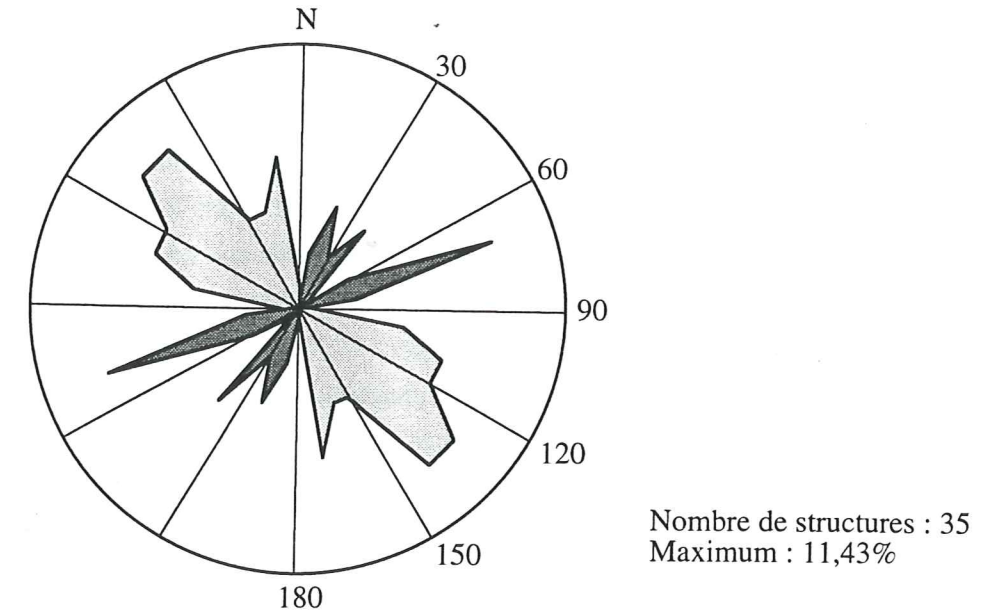
(d) Des granites tardi-hercyniens recoupent gneiss et migmatites. Dans le massif de Morges, deux massifs sont distingués:

Le *granite du Bourg* est un granite intrusif du cycle varisque, appartenant à la séquence granitique calco-alkaline des granites du Pelvoux [Le Fort, 1970; Bonin, 1987; Vittoz, 1987; Ménot et Paquette, 1993]. C'est une roche à grain fin, de teinte gris-verdâtre (chlorite), à orthose (nuance rose) et plagioclase, à quartz peu visibles. La fracturation est forte, de direction N-S. Des zones de cisaillements dextres présentent cette même direction NS.

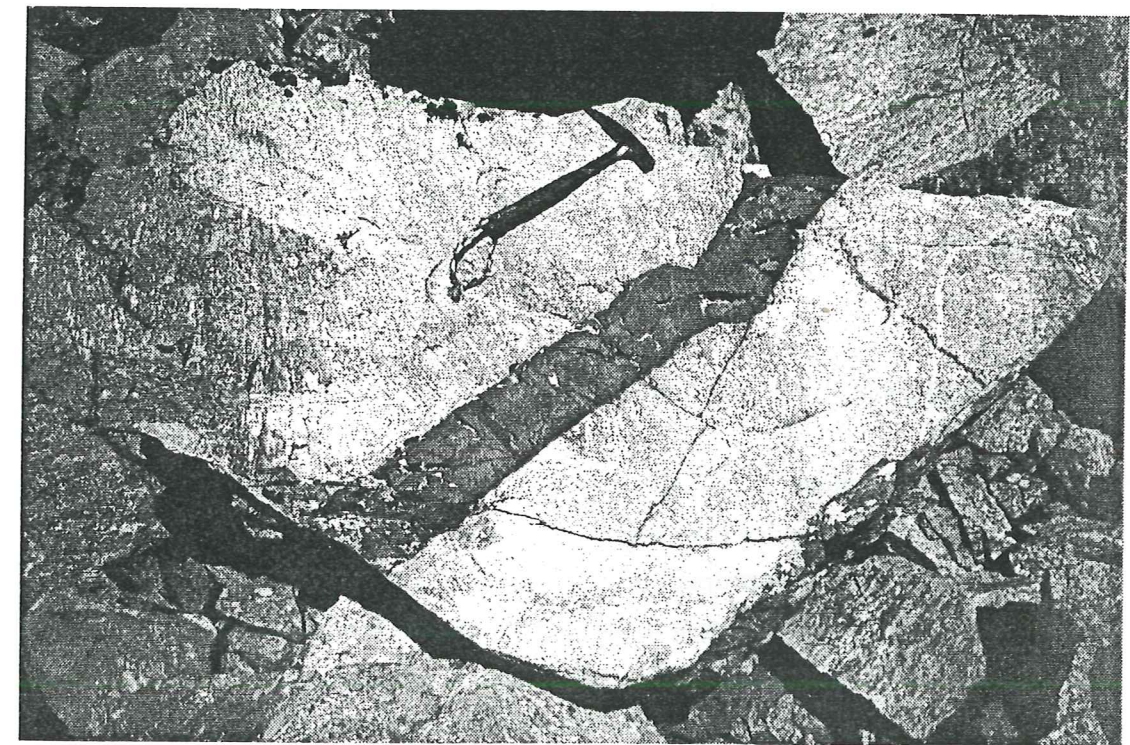
Le *granite de Colle blanche* est le principal soubassement de la pincée des Pourroys. C'est un granite de faciès hétérogène, majoritairement à grain fin, recoupé de filon de granite sombre. Il présente par endroit des enclaves sombres à amphiboles. Il est chloritisé et séritisé (altération SV, cf. II-3).

(e) Les *formations du Chaillol* appartiennent à la "zone corticale" de la littérature, domaine externe non migmatitique au contraire du "noyau" migmatitique. Elles forment une série épaisse de plus de 1500m. Elles sont constituées [Debelmas *et al*, 1980], de haut en bas, de gneiss à deux micas, d'un puissant horizon conglomératique, de micaschistes, d'un niveau de cipolin et, à la base, des amphibolites.

Figure I-9



(a) Rosace des directions des épontes des filons basiques dans le massif de l'Aiguille de Morges. La grande majorité des filons mesurés dans notre zone d'étude sont des filons basiques datés du Trias. Leur direction dominante est ici N130 (grisé clair). Les quelques filons rattachables au cortège tardi-hercynien donnent les directions mineures N70 et N30 de la rosace (grisé sombre).



(b) Photo d'un filon basique alpin recoupant un panneau de socle (site M92, massif de Vallonclos).

Le socle du Pelvoux est injecté de nombreux *filons basiques*. Deux générations de filons, appartenant à deux cortège clairement distincts en âge et en nature, ont été mise en évidence (Figure I-9-a):

(a) Une minorité appartient au cortège tardi-hercynien: il s'agit de lamprophyres datés du *Carbonifère*, plus précisément du Stéphanien [Demeulemeester, 1982]. Leurs bordures non franches supposent un encaissant encore chaud. Dans les orthogneiss du site de Buchardet, des filons présentent un contact lobé, avec des morceaux de granite emballés dans la roche basique; leur mise en place s'est donc effectuée dans un encaissant à température équivalente, et peut être donc daté plutôt Carbonifère.

Ces lamprophyres se décomposent en deux types synchrones: des minettes et kersantites dans la zone corticale, orientée N40 à N70, associés à des vosgénites et quartzodiorites présents aussi dans le "noyau"; ces dernières sont eux orientés N90 à N135. Notons qu'il n'a pas été repéré de vosgénites associées aux lamprophyres micacées du Champsaur [Laurent, 1992].

(b) En majorité, il s'agit de filons aux bordures franches, rattachés au cortège "éo-alpin" (Figure I-9-b): il se compose de tholéites, puis de dolérites spilitiques, datées du Trias terminal- Lias. En Bas Valgaudemar, un filon doléritique a donné un âge de 197 ± 10 Ma (méthode K/Ar), c'est-à-dire Trias supérieur [Debelmas *et al*, 1980].

Elles se mettent en place dans un contexte de *croûte continentale amincie*. Elles traduisent la direction d'extension téthysienne. Dans le secteur de l'Olan, ces dolérites et tholéites forment des filons pluri-kilométriques sensiblement E-W. Ils sont découpés par des décrochements alpins. La direction dominante, assez constante, des filons triasiques est N130, la direction des filons les moins déformés est E-W [Laurent, 1992], la direction mineure (inf. à 10%) est NE-SW à NS.

Cette direction N130 est perpendiculaire à la direction de raccourcissement de la phase D1 (cf. II), post-liasique. Cela peut traduire une reprise et une inversion des directions d'extension carbonifère lors de l'orogénèse alpine.

I-4-6-2) Les datations disponibles sur les unités du socle

Dans le Pelvoux, les datations disponibles sont peu nombreuses et dispersées [Hunziker *et al*, 1992]. Les âges radiométriques les plus anciens obtenus sur les "formations du noyau" aux alentours du massif de Morges se groupent autour de 340 Ma (*Dinantien*, Carbonifère inf.) [Demeulemeester, 1982, 1986]. Ils donnent la migmatisation locale HT-BP, post-cinématique, qui précède l'intrusion des granites tardi-hercyniens.

Le granite de Colle Blanche n'est pas daté. Par analogie avec une phase métamorphique déterminée en Chaillol et auquel il semble lié, un âge de 328 Ma (Viséen) pourrait être donné [Debelmas *et al*, 1980].

Les granites tardi-hercyniens directement datés ont des âges compris entre 330 et 275 Ma

(Rb/Sr conventionnel, K/Ar conventionnel sur biotite et muscovite [Barbieri, 1970; Le Fort 1973], isochrone Rb/Sr pour le granite du Rochail [Bonhomme *et al*, 1963]), c'est-à-dire *Carbonifère sup. à Permien*. Ces âges ne sont pas ou peu rajeunis par l'orogénèse alpine, et correspondent à la date de mise en place des granites. Certaines datations donnent 50 Ma (Éocène inférieur, K/Ar sur le granite du Riou Blanc [Demeulemeester, 1982]), âge intermédiaire dû à la réouverture du système. La diversité des âges est due à l'influence des déformations alpines et des méthodes utilisées. Ces influences ont été étudiées par Demeulemeester [1982], par la comparaison entre les résultats des méthodes Rb/Sr et K/Ar. Le Rb/Sr est censé être moins sensible aux événements métamorphiques et/ou tectoniques que le K/Ar, et donc mieux refléter les événements hercyniens. Effectivement, la différence entre les âges obtenus par les deux méthodes s'accroît à proximité des chevauchements majeurs (Meije, Combeynot, bordure occidentale du massif), marque de l'influence alpine. L'altération des biotites (chloritisation) est responsable de cet écart, vu que ces minéraux servent pour la méthode K/Ar. Un rajeunissement des âges (Rb/Sr et K/Ar) ne peut pas être attribué à un événement tectonique particulier, anté - ou post- Nummulitique. Les âges isotopiques peuvent aussi bien correspondre à un épisode tectonique précoce qu'à un âge intermédiaire entre ces deux épisodes alpins et/ou hercynien.

I-5) Évolution tectono-stratigraphique

I-5-1) Evolution hercynienne

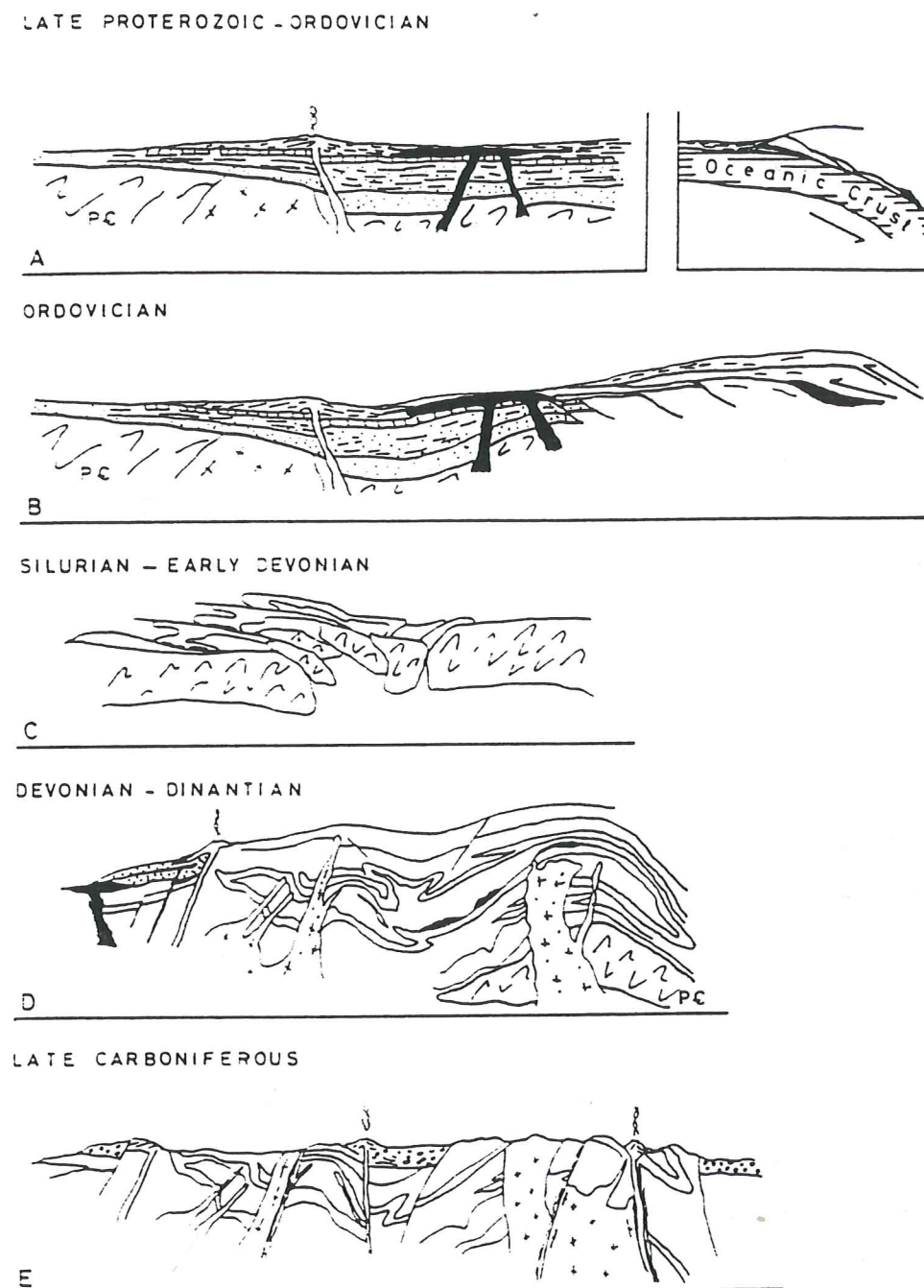
Les MCE, auxquels appartient le massif du Pelvoux, représentent, sauf à quelques exceptions, les *domaines axiaux de l'orogène varisque d'Europe moyenne* [Von Raumer et Ménot, 1989]. Le domaine varisque intra-alpin apparaît à vergence Sud et, globalement, ses fragments, inclus dans les unités alpines, semblent de plus en plus externes du domaine helvétique au domaine austro-alpin [Von Raumer, 1988].

La figure I-10 (figure I-10) illustre un schéma d'évolution du socle pré-Mésozoïque d'après von Raumer *et al* [1993]. La chaîne varisque dériverait de la fermeture à l'Ordovicien (500 - 420 Ma) de deux domaines océaniques d'extension inconnue par subduction vers le Nord et vers le Sud, avec obduction dans les deux sens, puis de la collision asymétrique au Dévono-Carbonifère (380 - 290 Ma) du Gondwana et de la Laurasia, produisant le supercontinent de la Pangée à la fin du Carbonifère [Matte, 1986; Ménot *et al*, 1994]. La déformation intra-continentale complexe qui a suivi cette collision résulte d'une double subduction de lithosphère continentale. Cette subduction, accompagnée d'un découplage croûte-manteau, est responsable de l'épaississement crustal et de la migration progressive de la déformation dans le temps depuis les zones de suture vers l'extérieur de la chaîne. Le fini-Dévonien (360-345 Ma) est le stade de verticalisation des nappes, partielle dans le Haut dauphiné [Bogdanoff *et al*, 1991]. Les nappes sont ensuite reprises et perturbées par des écaillages à polarité Sud et par des coulissements contemporains des granitisations carbonifères (300-330 Ma [Demeulemeester, 1982]). La fin du Paléozoïque est marquée par un amincissement crustal qui induit une structuration en "basin and range province" [Ménard et Molnar, 1988].

Les grands *accidents hercyniens* qui structurent les MCE sont orientés NE-SW [Ménard et Molnar, 1988] à N-S [Rousset, 1986]. La foliation hercynienne est généralement raide, voire verticale. Le Haut Dauphiné et Belledonne présente une structuration plus complexe, puisque que la foliation peut y être faiblement pentée.

Ce socle déjà structuré est repris lors de l'orogénèse alpine. L'inversion tectonique affecte donc essentiellement des zones fragilisées du socle, étroites, orientées N170 à N20, et de pendage raide.

Figure I-10
Schéma d'évolution du socle pré-mésozoïque dans le domaine helvétique [von Raumer et al, 1993]



A - Protérozoïque supérieur - Ordovicien: Un socle supposé pré-cambrien est surmonté par des sédiments et des volcanites acides et basiques pré-cambriens et paléozoïques. *A droite*: A la même période, on suppose l'existence latéralement d'une croûte océanique et d'une zone de subduction.

B - Ordovicien (et plus jeune): Subduction et obduction de croûte océanique. Les premières nappes correspondent peut-être à la phase Taconienne.

C - Silurien - Dévonien inférieur: Premières phases de collision et formation de nappes à grande échelle avec transport de roches ultra-basiques et d'éclotites à un niveau crustal supérieur; assemblages à Disthène dans les métapélites et des mylonites. Premières générations de plis.

D - Dévono - Dinantien: Augmentation du gradient géothermique et formation d'assemblages minéralogiques à Sillimanite ± Cordiérite. Premiers fluides anatectiques et fluides de fusion sèche à Cordiérite.

E - Carbonifère supérieur: Période caractérisée par des mouvements décrochants, le développement de bassins en transtension ou en pull-apart, avec des dépôts de sédiments détritiques et des volcanites; les granites tardi-varisques sont contrôlés par les structures décrochantes.

I-5-2) Evolution téthysienne (Trias - Crétacé)

Le massif du Pelvoux appartient à la marge passive européenne de la Téthys. Il subit l'extension téthysienne, marquée par l'épanchement de basaltes. Le *rifting* débute au Trias, et s'achève vers la fin du Dogger (160 Ma) par l'ouverture océanique. Celle-ci se poursuit au moins jusqu'au milieu du Crétacé (100 Ma) pour la Téthys, en parallèle avec l'Océan Atlantique Central.

Le *rifting* se traduit par le développement de *blocs basculés*, limités par des failles syn-sédimentaires jurassiques, marquant le haut de la *paléo-marge téthysienne* [Lemoine *et al*, 1986; Ménard, 1988; Lemoine *et al*, 1989; Coward et Dietrich, 1989; Coward et Ries, 1991; Dumont, 1994]:

- Dans le secteur dauphinois, l'ensemble des blocs basculés est majoritairement à regard Est [Barféty, 1988].

- Dans Belledonne et dans le Nord du Pelvoux, les failles normales de bordures de blocs sont surtout orientées NS à NE-SW. La faille d'Ornon [Lemoine *et al*, 1986; Barféty, 1988] en est l'exemple-type. C'est une faille téthysienne peu réactivée, et de faible pendage.

- La suture orientale du Pelvoux (Ailefroide, Combeynot, Arsine) correspond elle à une zone de hauts fonds mobiles, accentués, plus actifs au Sud qu'au Nord.

Ces paléo-failles normales sont associées à un faisceau de failles transformantes NW-SE, dont le jeu accommode la rotation de la plaque africaine par rapport à l'Eurasie [Lemoine *et al*, 1989]. L'angle droit limitant au SE le massif du Pelvoux pourrait correspondre à la géométrie de la marge téthysienne [Gillcrist, 1988].

Une étude assez exhaustive sur le Jurassique dauphinois a été menée par Barféty [1988]. Ce paragraphe s'appuie très largement sur ses conclusions.

Le Sud-Ouest Pelvoux présente une lacune à l'*Hettangien* (Lias inf.), correspondant à un haut fond par rapport à une plate-forme carbonatée peu profonde. La mer recouvre les coulées basaltiques, ce qui date l'arrêt du volcanisme à l'*Hettangien* inférieur.

Au *Sinemurien* - *Carixien*, la sédimentation se compose de calcaires bioclastiques peu épais au Nord et NE Pelvoux (de calcaires biodétritiques "à Belemnites" à Morges), calcaires argileux ailleurs. Elle traduit une forte subsidence au Sud, rattachable au bassin sub-alpin fortement subsident vers le SW. Des fractures sont actives pendant la sédimentation, suivant un réseau NS et/ou NE-SW.

Au *Domérien* (base du "Lias inférieur schisteux"), le massif de Morges et d'autres sites du pourtour Pelvoux portent des traces d'activité tectonique (brèche et olistolithe).

La subsidence continue jusqu'au *Toarcien moyen* au Sud et SW Pelvoux. Il existe des blocs surélevés mobiles (Rochail, Pelvoux oriental et central). Au *Toarcien sup.* - *Aalénien*, le faciès argilites à nodules siliceux se généralise, indiquant une subsidence généralisée, même si elle est moins marquée en Valbonnais. L'organisation des faciès est suivant une *direction E-W*, qui traduit une *flexure majeure* suivant cette orientation. Cette disposition disparaît au *Toarcien*

sup. Les structures majeures de dépôts deviennent méridiennes à NE-SW.

Au *Bajocien inférieur*, le faciès de dépôt dans le massif de Morges et dans tout le Sud alpin est marno-calcaire. Il correspond à la bordure (talus) de la plate-forme septentrionale du Lyon - Jura méridional. Le Rochail, le Pelvoux Centre et Est sont des hauts au *Bajocien supérieur*, mais ses mouvements sont sans échos repérés (absence de données) dans le bassin dauphinois.

Dans le massif du Pelvoux, il n'a pas été trouvé de termes plus élevés que le *Bajocien*, et de manière anecdotique: au niveau du Mont Pelvoux, des ammonites piégées dans de profondes fissures sub-méridiennes du socle donnent un âge Jurassique moyen au remplissage [Barféty *et al*, 1986]. Cette formation est donc post-rift, alors que la distension est normalement finie. Ceci est "interprétable par des phénomènes de distension E-W, liés à des mouvements de blocs de socle et comparables à ceux bien étayés que l'on connaît dans toute la zone dauphinoise au Lias, donc syn-rift. Ils tendent à confirmer que la distension s'est poursuivie ici jusque dans un Jurassique tardif" [Pécher *et al*, 1992].

I-5-3) Orogenèse alpine s.l. (Crétacé - actuel)

La tectonique en compression alpine a été en grande partie contrôlée par le pré-découpage du socle. Elle entraîne le rejeu des failles téthysiennes, et de certaines zones de faille étroites hercyniennes [Ménot *et al*, 1994]. Une partie du raccourcissement est absorbée par l'inversion de ces structures.

La translation de la plaque africaine vers le SE, qui ouvre l'océan Piemont-Ligure, s'achève durant le Crétacé. Poussée par l'ouverture atlantique, l'Afrique se déplace vers le NW et referme l'océan Téthys-Ligure [Vialon, 1990; Olivet, 1996]. Le massif du Pelvoux est affecté une période de déformation, inscrite dans une dynamique *pyrénéo-provençale* (pré-Sénonien) entraînant une compression méridienne, et qui se traduit par une contraction régionale en senestre NE-SW [Sue, 1995; Ford, 1996; Lazarre *et al*, 1996].

La couverture *crétacée* montre une lacune quasi-complète sur l'ensemble du Pelvoux. Elle s'exprime ailleurs dans le Pelvoux sous forme de plis et chevauchements vers le Nord, comme celui de Valsenestre ou de Lanchatra (Figure I-03). Alors que le raccourcissement alpin du socle du Pelvoux est intervenu à une température suffisamment basse pour suggérer un comportement cassant, des plis se sont développés. Ces plis couchés sont centrifuges au SW du Pelvoux [Ford, 1996], et disparaissent rapidement au large du massif. Ils sont mal datables, car il n'existe pas de sédiments syn-orogéniques. Les mécanismes de déformation, et l'âge même du plissement majeur, restent discutés:

- Pour certains [Gidon, 1979; Bravard et Gidon, 1979], il est pré-Priabonnien, c'est-à-dire pré-Nummulitique, *fini-Crétacé* [Debelmas *et al*, 1980]. Ce plissement est alors

considéré comme relié aux plis *turoniens*¹ [H. Arnaud, comm. pers.] du Dévoluy. Dans le Taillefer, des chevauchements vers le Nord peuvent relever de cette phase de plissement Dévoluy [Barféty et Gidon, 1990]. La borne supérieure de cette phase est donnée par la discordance infra-Priabonienne² des flyschs des Aiguilles d'Arves sur des plis E-W.

- Pour d'autres auteurs [Beach, 1981; Coward et Ries, 1991], il est oligocène ou plus jeune.

Après comparaison avec les régions Ouest et Sud environnantes [Ford, 1992, 1996], il ressort que *les plis début-alpin du Pelvoux sont géométriquement distincts et interfèrent tardivement avec les plis turoniens du Dévoluy*. Le plissement majeur qui affecte le Pelvoux est donc antérieur au Turonien. Il est relié à une compression pyrénéo-provençale, c'est-à-dire fini-Crétacé / début Éocène, de direction NNE-SSW. Elle s'exprime par un cisaillement senestre NE-SW régional (du Pelvoux au Ventoux).

Dans le Champsaur, un plissement NW-SE anté-Priabonien est reconnu: des plis N120-130 (direction locale) à vergence Sud précèdent la transgression nummulitique datée du Bartonien - Priabonien [Lemoine, 1972].

Le *Nummulitique* n'est pas schistosé [Debelmas *et al*, 1980]. Il s'agit en général d'une simple dalle monoclinale dont les accidents sont liés à la mise en place des écailles ultra-dauphinoises.

Les mouvements post-flyschs nummulitiques, *oligocènes* (entre 35 et 25 Ma) à *pliocènes*, produisent déformation et soulèvement du socle à partir du Miocène sup. (~ 15 à 5 Ma), ainsi que l'écaillage et le plissement de l'ultra-dauphinois (mouvements des nappes vers l'Ouest, comme le chevauchement des grès du Champsaur ou grands mouvements d'écaillage comme celui de la Meije par exemple). On peut noter que la déformation alpine de la nappe de Parpaillon [Merle et Brun, 1984] se compose d'une phase de compression N-S Éocène suivie d'une compression E-W tardi-Oligocène à Miocène. Pour ces auteurs, ces directions de compression peuvent être généralisées aux Alpes occidentales.

Le massif a acquis son altitude actuelle du *Miocène à l'actuel* par mouvement surtout verticaux, plus une légère distension E - W, trahit par les "fentes alpines", peu perceptible au niveau du massif de Morges. Ces fractures tardives, disposées selon un réseau assez dense d'orientation grossièrement méridienne, provoquent une altération plus ou moins dense de la roche (chloritisation des biotites, séritisation des plagioclases) et l'apparition de nombreux filonnets de quartz, calcite et chlorite.

Le Pelvoux (comme l'Argentera) est un môle élevé depuis l'Éocène, voire le Crétacé sup.

¹ Turonien = Crétacé sup. = 91-88 Ma

² Priabonien = Éocène sup = 37-34 Ma

[Tricart, 1981, 1984; Barféty, 1988]. Deux hypothèses sont proposées par les auteurs: 1) le Pelvoux monte sur une rampe de socle d'orientation E-W, suivant un chevauchement vers le Nord; les failles méridiennes varisques jouent alors en failles de transfert, 2) le raccourcissement postérieur NW-SE engendre le rejeu des failles de direction varisques, soit un chevauchement vers l'Ouest suivant une rampe méridienne, sans rejeu des chevauchements pyrénéo-provençaux (déconnectés de leur racine?).

Cette histoire en raccourcissement fait que le Pelvoux est un massif de *forte épaisseur*, environ 40 km, liée à un empilement d'écaille impliquant du socle et sa couverture [Ménard, 1979; Hsü, 1979; Beach, 1981].

I-6) Modèles géodynamiques alpins

L'évolution tectonique du massif du Pelvoux doit s'intégrer dans un modèle géodynamique alpin. Les auteurs en proposent plusieurs. Ces modèles de dynamique alpine intègrent des observations communes:

(i) Le raccourcissement alpin résulte du poinçonnement de la bordure SW de l'Eurasie (paléo-marge européenne de la Téthys) par le promontoire apulo-adriatique, solidaire de l'Afrique [Tapponnier, 1977; Channell *et al*, 1979]. Durant le cycle alpin, la dérive de l'Afrique relativement à l'Europe est d'abord un mouvement vers l'Est, qui se traduit par un coulissage senestre E-W. Il engendre le rifting et l'ouverture téthysienne en régime transtensif [Lemoine *et al*, 1986]. La direction du mouvement de l'Afrique évolue vers une convergence vers le Nord et éventuellement le NW [Dewey *et al*, 1989] (Figure I-11). Cela entraîne la fermeture téthysienne, puis la collision alpine. Il est possible que le promontoire apulo-adriatique ait constitué un bloc indépendant [Savostin *et al*, 1985 in Ménard, 1988], dont la rotation senestre aurait accentué l'effet de poinçon (30° au Crétacé supérieur?).

La cinématique ne permet pas de fixer quand au coulissage senestre Europe - Afrique (expansion téthysienne) succède la convergence Nord - Sud (collision alpine). Ce changement intervient en effet pendant la période magnétiquement calme du Crétacé (anomalies M0 - 120 Ma environ - à M34 - 80 Ma environ -). Les marqueurs sédimentaires et tectono-métamorphiques de la collision alpine apparaissent plus tôt dans le Crétacé dans les Alpes orientales que dans les Alpes occidentales. La collision se développe au cours du Tertiaire, en réponse à une avancée croissante du promontoire apulien. Les auteurs proposent une gamme d'âge moyennement étendue pour la réorientation du mouvement vers l'Est vers un mouvement Nord: 107 Ma [Olivet, 1996], 100 Ma [Biju-Duval *et al*, 1977] ou 80 Ma [Le Pichon *et al*, 1988]. Lorsqu'elle est proposée, l'évolution vers un mouvement NW est donnée entre 37 Ma [Olivet, 1978, Savostin *et al*, 1985 et Bonnin, 1978 in Ménard, 1988] et 13,7 à 11,6 Ma [Dewey *et al*, 1989]. L'Adria pourrait même se déplacer vers l'Ouest, étant limitée au Nord par le décrochement dextre de la ligne Insubrienne [Laubscher, 1971, 1988, in Gillcris, 1988].

Cette dynamique "africaine" interfère cependant avec les mouvements de la plaque ibérique, à laquelle sont soudées la Corse et la Sardaigne [Olivet, 1996] jusqu'au Miocène inférieur. Au Crétacé inférieur, le rifting "Atlantique" entraîne des effets distensifs N-S dans les chaînes sub-alpines méridionales. Puis, les effets de cette dynamique deviennent compressifs (orogénèse pyrénéo-provençale). Ils sont ressentis dans la zone externe de la branche Sud des Alpes occidentales, jusqu'au Nord du massif du Pelvoux (Aiguille d'Arves), du Sénonien à l'Éocène moyen.

(ii) Le régime tectonique actuel alpin et les derniers stades de la collision alpine combinent *chevauchements et décrochements*. Les décrochements sont surtout actifs suivant la ligne péri-adriatique, en bordure interne des Alpes centrales et orientales.

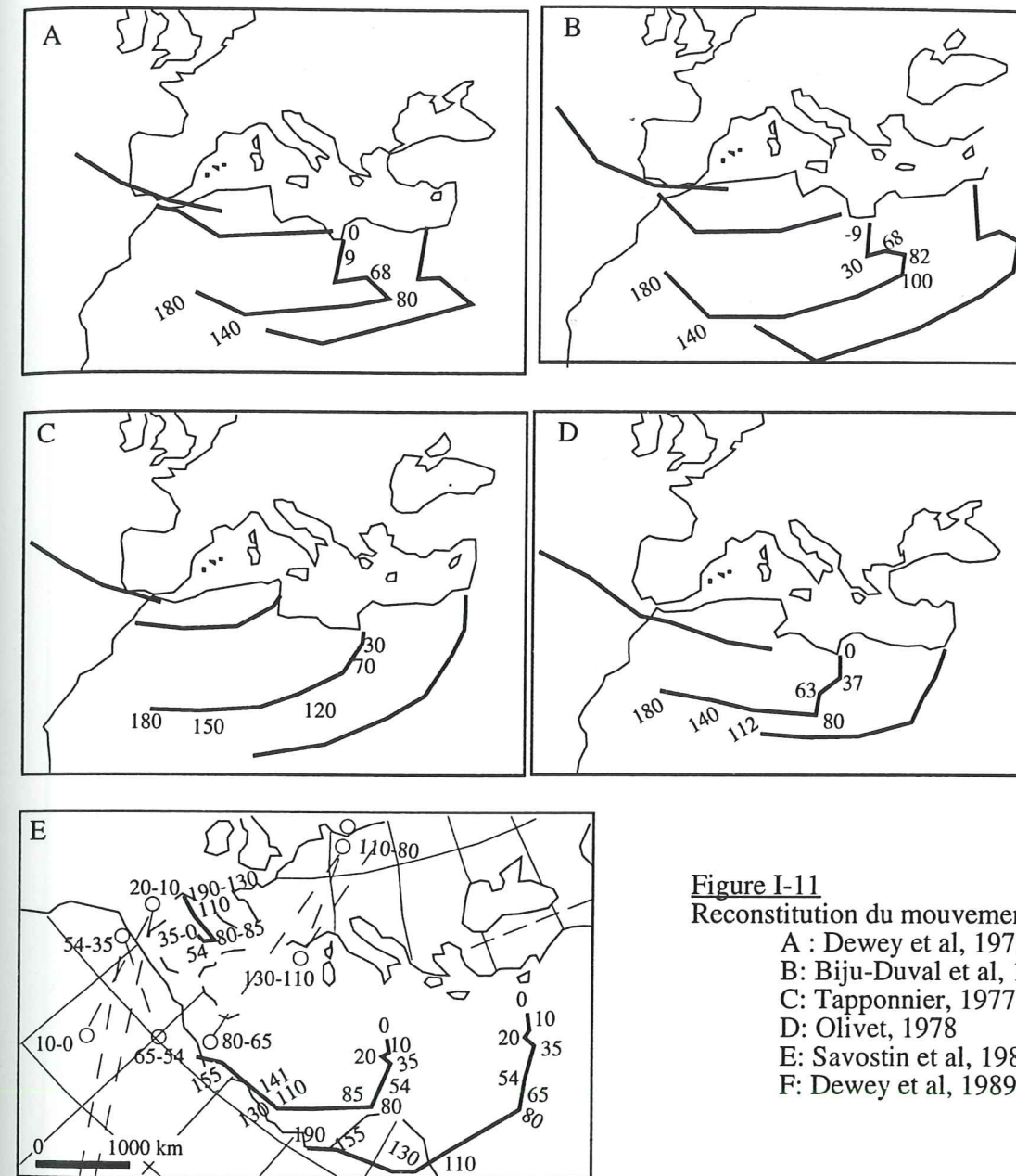
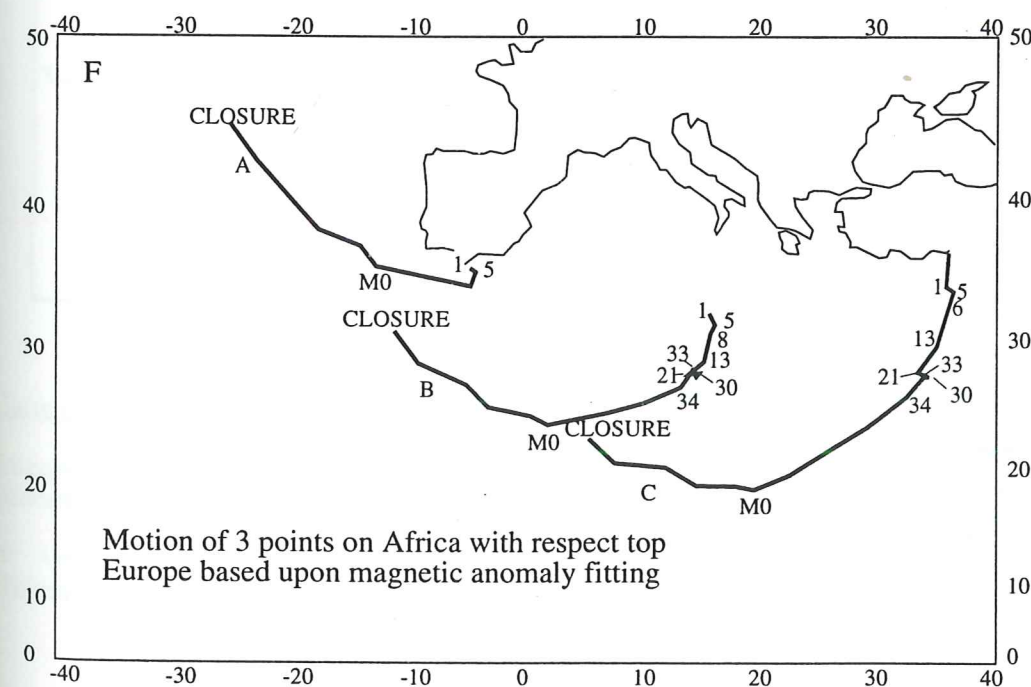


Figure I-11
Reconstitution du mouvement de l'Afrique d'après
A : Dewey *et al*, 1973
B : Biju-Duval *et al*, 1977
C : Tapponnier, 1977
D : Olivet, 1978
E : Savostin *et al*, 1985
F : Dewey *et al*, 1989



Des inflexions de ces lignes de failles créent localement d'importantes extensions (transtension suivant les lignes du Brenner ou du Simplon). Le jeu dextre de ces accidents accommoderait au Nord la composante Ouest de la dérive du poinçon apulo-adriatique. Des chevauchements vers l'extérieur de l'arc accommoderaient alors le complément du mouvement de convergence. Les chevauchements au front de la chaîne, dans les MCE, traduisent un raccourcissement radial à l'arc alpin. La déformation progresse de manière centrifuge: les chevauchements les plus récents sont les plus externes. Au total, l'association chevauchements - décrochements traduirait une partition de la déformation à l'échelle de la chaîne. Par contre, le lien avec la forte extension récente au cœur de l'arc alpin occidental [Lazarre *et al*, 1994] reste à établir: passage sur une rampe profonde, étalement gravitaire, transtension?

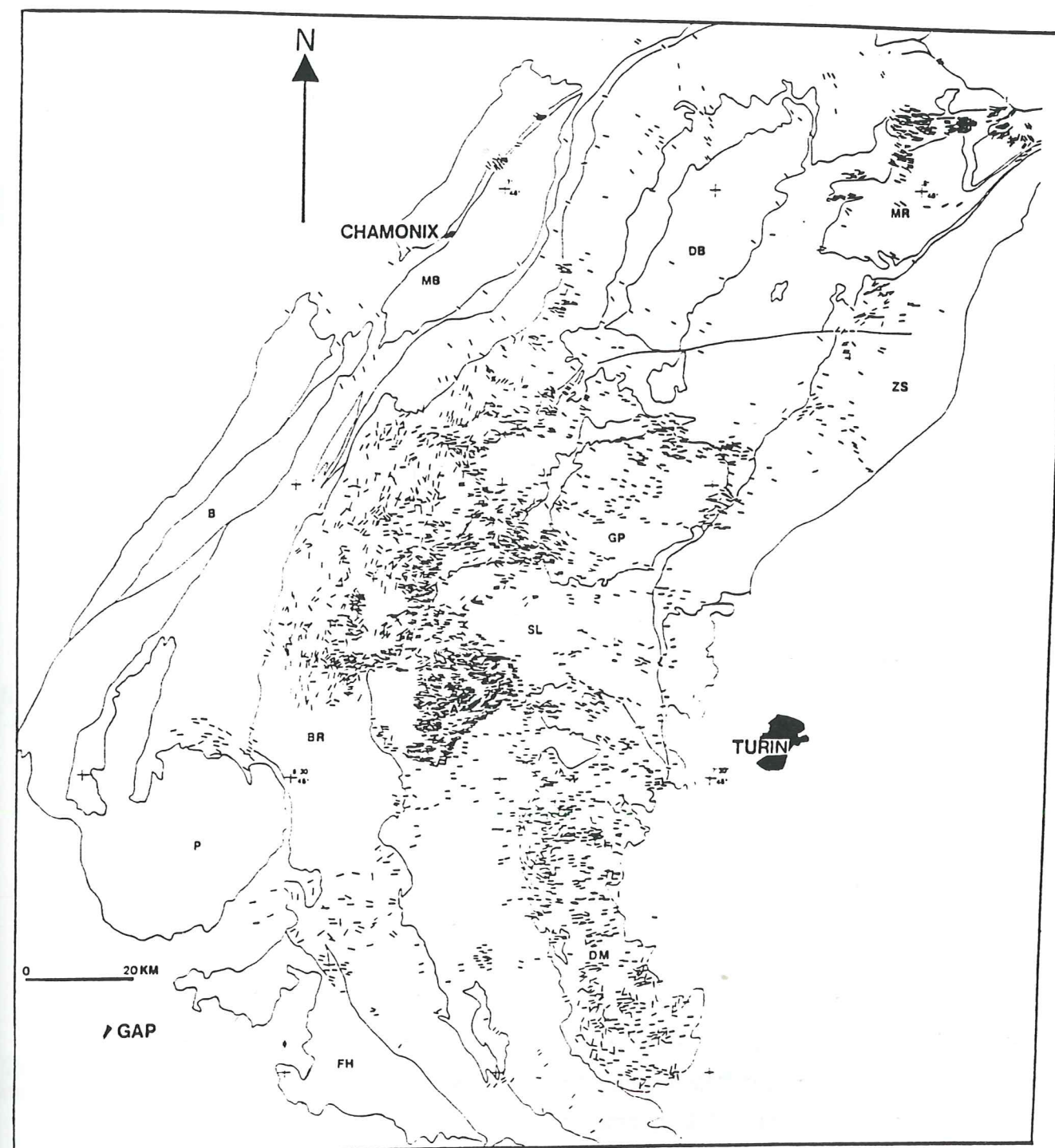
Le coulissage dextre domine dans la branche Sud de l'arc alpin occidental, suivant la direction NW-SE (axe Pelvoux - Argentera). Il est conjugué avec un coulissage senestre de direction NE-SW (faille de moyenne Durance, hiatus sud-Pelvousien). Ce régime décrochant peut s'interpréter comme un effet direct de la convergence Nord - Sud de l'Afrique vers l'Europe, transmise par la Méditerranée occidentale. Ces mouvements se superposent aux effets plus anciens (Oligo-Miocène) d'un poinçonnement Apulo-Adriatique.

La compression actuelle observée dans le bassin Ligure et sa fermeture pourrait être interprétée de deux manières [Madeddu *et al*, 1996]: soit elle résulte d'un effet secondaire de la rotation anti-horaire dans la chaîne alpine occidentale, soit elle est la conséquence directe de la compression NW-SE européenne. De même, la direction NW-SE de compression dans le secteur Sud à Sud-Est Argentera (Alpes du Sud) peut correspondre soit à la résultante de la rotation progressive de la direction N-S suivant la logique des modèles conçus à partir des axes de pression, soit à un champ de contrainte de second ordre [Zoback, 1992 in Madeddu *et al*, 1996].

(iii) *L'héritage hercynien et téthysien* marque fortement la structure actuelle de la chaîne. La géophysique et la carte des MCE donnent à penser que le socle cristallin est un bloc en forme d'angle dont les limites dépendent des failles hercyniennes, surtout les cévenoles, cachées sous la couverture sédimentaire [Lemoine *et al*, 1989; Vialon, 1990]. De tels héritage sont proches de ceux décrits dans le massif central français. Les failles antérieures, hercyniennes, sont réactivées en normal pendant le rifting de la marge passive européenne de l'océan alpin. Une réactivation inverse intervient lors de la collision alpine.

(iv) *Le profil sismique ECORS* passe d'ailleurs très au Nord de notre zone d'étude. Mais des résultats généraux peuvent être extrapolés. Bien que assez mal visible sur le profil ECORS, l'épaississement crustal correspondant aux MCE se fait aux dépens de la seule croûte supérieure, par des empilements d'écaillés (Figure I-12). La croûte inférieure plongerait en profondeur, solidaire du manteau, entraînant une délamination crustale. Des failles normales majeures découpent la croûte supérieure en blocs basculés, et s'horizontalisent en profondeur dans la croûte inférieure ductile.

Figure I-12



Carte des linéations dans les Alpes occidentales [Malavieille *et al*, 1984].

Cette carte est dressée à partir de données bibliographiques et d'observations personnelles des auteurs. Il s'agit essentiellement de linéations d'allongement, toutefois, dans les quelques secteurs où les auteurs ne précisait pas leur nature, toutes les linéations ont été reportées sans discrimination.

MB: Mont blanc, P: Pelvoux, B: Belledonne, BR: Briançonnais, MR: Mont Rose, GP: Grand Paradis, A: Ambin, DM: Dora Maira, ZS: zone Sesia, DB: Dent Blanche, SL: Schistes Lustrés, FH: Flysch à Helminthoïdes.

Le massif du Pelvoux est actuellement asismique [Fréchet et Pavoni, 1979]. La localisation des failles actives actuelles n'est donc pas faisable par l'analyse de la sismicité.

(v) L'étude des *bassins flexuraux* apporte des indications d'âge. Le *bassin des flyschs nummulitiques* se développe au front des nappes internes métamorphiques (Briançonnais, Piémontais, ...) de l'Éocène supérieur à l'Oligocène inférieur, en progression vers l'extérieur de l'arc. Son remplissage est constitué de plusieurs centaines de mètres de turbidites, correspondants aux "grès d'Annot" au Sud, aux "grès du Champsaur" au pied du Pelvoux, et à de nombreux équivalents au Nord (flyschs des aiguilles d'Arves, ...) jusqu'aux Alpes centrales. Des molasses associées se déposent plus loin du front des nappes, comme dans le Dévoluy. La transgression dans ce bassin flexural contourne le Pelvoux, donc déjà soulevé lors des événements pyrénéo-provençaux.

(vi) Des cartes à petites échelles des *linéations* interprétables comme une direction de transport dans les Alpes internes ont été proposées [Malavieille *et al*, 1984]. Les données sont beaucoup plus riches dans les Alpes internes, où les linéations peuvent être datées par rapport aux événements tectono-métamorphiques. Ces cartes montrent une orientation générale des linéations vers l'Ouest, avec de fortes dispersions localisées. Mais ce report concerne des linéations de tout âge. Des cartes plus étendues et sur des périodes de temps plus limitées, bien que très larges [Choukroune *et al*, 1986], montrent une dispersion plus radiale (Figure I-12). Les directions de transport convergent vers le même point situé dans la plaine du Pô [Vialon, 1990].

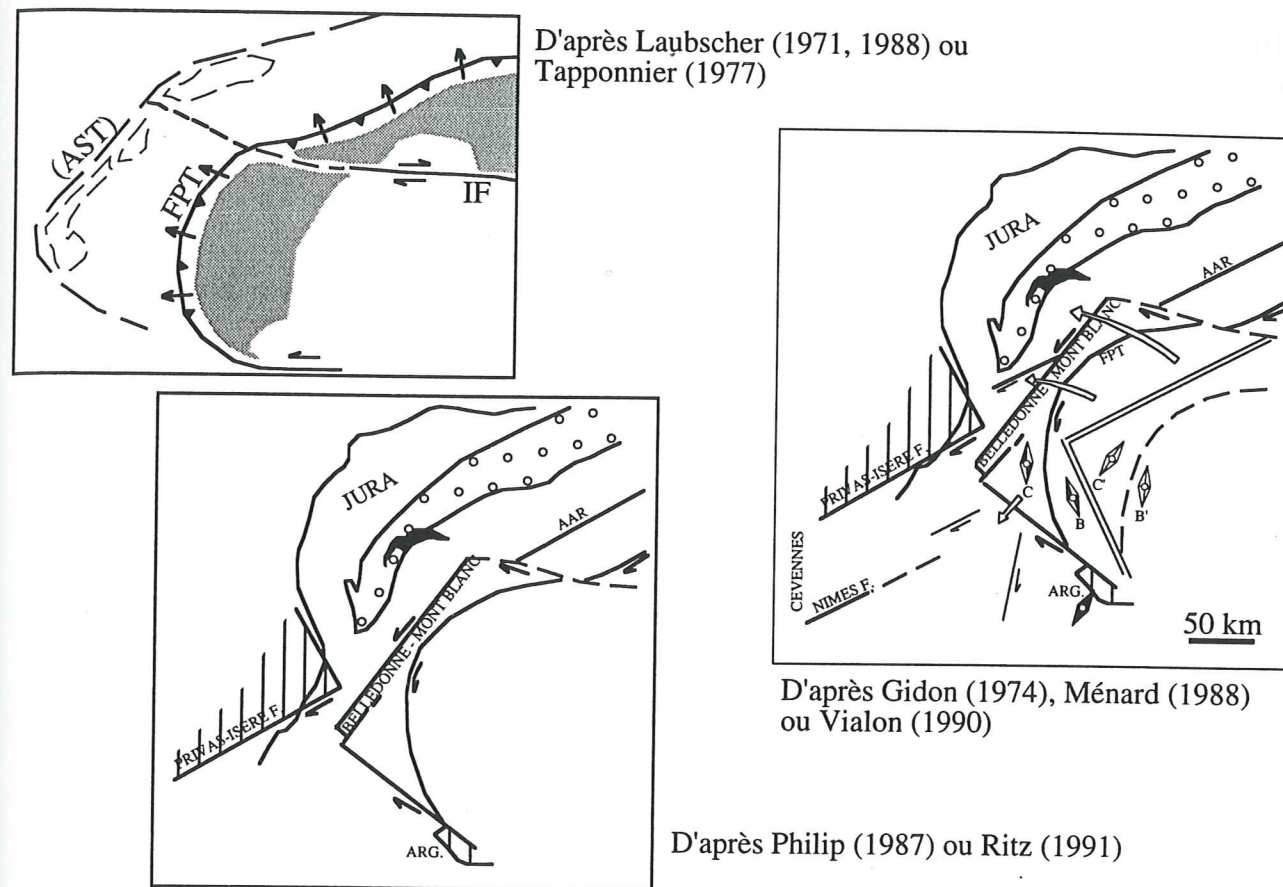
Il est délicat de proposer un classement des modèles géodynamique alpins. Ci-après, ils sont présentés suivant le choix de leurs auteurs quant à la direction de l'indenteur apulien, et illustrés par la figure I-13 (Figure I-13) [BRGM, Colloque GéoF3D, 1995].

Si l'on considère que l'indenteur apulien se déplace vers le NW, l'alignement Aar - Mont Blanc - Belledonne est un alignement frontal par rapport à la déformation, et l'alignement Pelvoux - Argentera est parallèle à la direction de déplacement. Des modèles géodynamiques alpins sont proposés pour un tel déplacement vers le NW du promontoire apulien:

(i) L'arc alpin occidental s'agence suivant de grands chevauchements, de vergence NW au Nord et SW au Sud. Les trajectoires de déplacements majeurs sont rectilignes [Malavieille *et al*, 1984; Choukroune *et al*, 1986]: la direction de transport, transverse à la chaîne (vers l'Ouest), serait constante depuis le pré-Nummulitique. Elles se traduisent par une direction d'allongement E-W régulière sur l'ensemble des Alpes occidentales.

Figure I-13

Différents modèles géodynamiques alpins, en plan et en coupe, pour une convergence SE-NW à SSE-NNW.

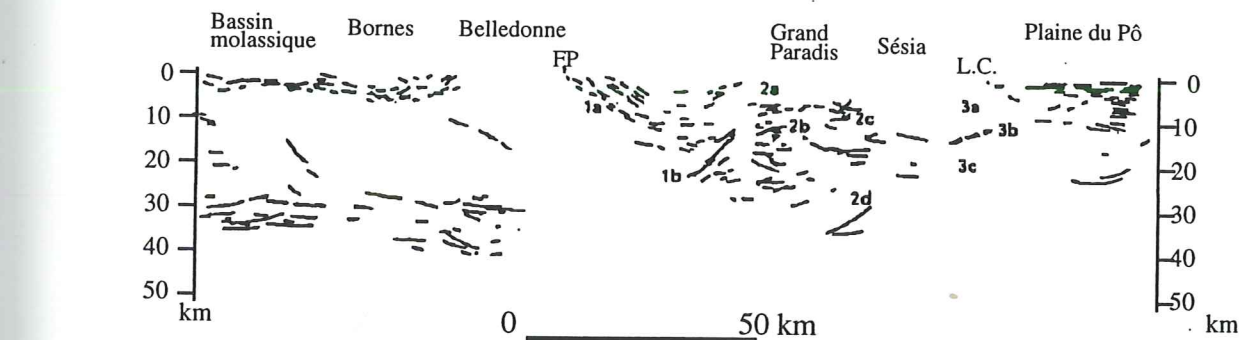


D'après Laubscher (1971, 1988) ou Tapponnier (1977)

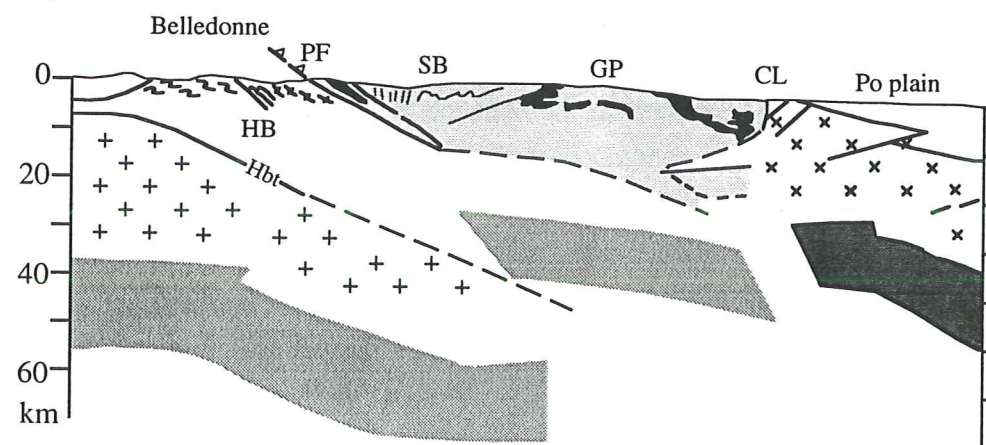
D'après Gidon (1974), Ménard (1988) ou Vialon (1990)

D'après Philip (1987) ou Ritz (1991)

Profil ECORS (pointé sismique migré, coupe profondeur), d'après Tardy *et al* (1990). L.C.: ligne du Cavanèse, FP: Front pennique.



Ecaillage lithosphérique, subsidence de l'avant-pays, pro- et rétro-chevauchements. Interprétation d'après Polino *et al* [1990]



(ii) Modèle par rotation rigide antihoraire [Gidon, 1974; Vialon *et al*, 1989; Vialon, 1990; Cannic, 1996]: déformation par rotation - expulsion d'unités déformées sur la plate-forme européenne, coincée sur son avant-pays stable. La rotation débute au Tertiaire, elle suit et/ou accompagne la translation. La partie externe de la chaîne se translate vers le NW et les parties internes sont expulsées vers le SW. Les chevauchements évoluent en décrochements dextre, alors que de nouveaux chevauchements (MCE) s'initient à l'avant de la chaîne. L'ensemble Mont Blanc - Belledonne fonctionne en chevauchement dans sa partie frontale et en décrochement dextre dans sa partie interne; le déplacement vers le SW se décompose lui-même en chevauchement vers le SW de l'ensemble Pelvoux - Argentera et un décrochement dextre au Front Pennique (expulsion latérale de la zone pennique vers le SE).

Deux modèles se basent sur un raccourcissement direct N-S engendré par la convergence Afrique - Europe

(i) la déformation plus tardive accommode le raccourcissement en utilisant deux directions de décrochements le long des MCE, dextre pour l'axe Mont Blanc - Belledonne et senestre pour l'axe Pelvoux - Argentera [Philip, 1987 et Ritz, 1991, in colloque GéoFrance 3D 1995]. Les jeux pré-Nummulitique ne sont pas précisés.

(ii) La translation vers le NNW du promontoire apulien est accommodée par des décrochements dextres dans la partie Nord de l'arc alpin (ligne insubrienne, Alpes centrales et orientales) et senestres au Sud (le long du Front Pennique) à l'arrière du Pelvoux et du Mercantour; le Front Pennique est chevauchant vers l'Ouest et vers le Nord, radialement à l'arc. Ces structures s'expliquent par un modèle par poinçonnement et écrasement rigide - plastique [Tapponnier, 1977]. Ce modèle est proposé pour la période post-Jurassique. Elles peuvent être induites directement par la bordure du poinçon apulien [Laubscher, 1971, 1988 in Ménard, 1988].

Les modèles tiennent compte de la coupure majeure dans l'histoire de la chaîne qui intervient au Tertiaire, lors de la transition d'un régime de déformation lié à la dynamique pyrénéo-provençale à celui contrôlé par la collision alpine ss. La succession des deux phases de déformations dans le Sud-Pelvoux traduirait ce fait.

Dans le modèle par rotation rigide, ce changement se traduit quand la tectonique contrôlée par chevauchements crustaux internes passe à une tectonique contrôlée par le chevauchement externe des MCE [Ménard 1988]. Les chevauchements actifs (FP) évoluent en décrochements dextres, alors que de nouveaux chevauchements (MCE) s'initient à l'avant de la chaîne. Il n'y a pas de continuité en direction entre les déformations anté- et post-nummulitiques. L'hypothèse cinématique utilisée est celle du poinçonnement: la chaîne est le résultat de la déformation de la marge sud-européenne par un poinçon rigide adriatique, qui monte vers le Nord.

I-7) Conclusion sur le contexte géologique

Le massif du Pelvoux est donc un lieu privilégié pour l'étude de la déformation lors de l'orogénèse alpine de la marge passive européenne de la Téthys. La compression liée à cette orogénèse entraîne des phénomènes d'inversion tectonique pour beaucoup des accidents pelvousiens hérités du rifting téthysien. Les pincées de couverture mésozoïque qui les parsèment sont autant de marqueurs de la déformation des blocs de la paléo-marge.

Nous avons donc conduit une analyse structurale sur les massifs de l'Aiguille de Morges, du Puy des Pourroys et de Vallon. Cette étude est présentée dans la deuxième partie.

1990 Census, 1990
U.S. Census Bureau
U.S. Department of Commerce
Washington, D.C.

PARTIE 2

Les données de la présente publication sont basées sur les données recueillies dans le cadre de l'enquête décennale de 1990. Les données sont présentées dans la figure 2-1 (Figure 2-1). Des exemples de données sont présentés dans le tableau ci-dessous de sorte illustrative.

1-1. Les données de la présente publication

1-1-1. Les données de la présente publication

Les données de la présente publication sont basées sur les données recueillies dans le cadre de l'enquête décennale de 1990. Les données sont présentées dans la figure 2-1 (Figure 2-1). Des exemples de données sont présentés dans le tableau ci-dessous de sorte illustrative.

Les données de la présente publication sont basées sur les données recueillies dans le cadre de l'enquête décennale de 1990. Les données sont présentées dans la figure 2-1 (Figure 2-1). Des exemples de données sont présentés dans le tableau ci-dessous de sorte illustrative.

Les données de la présente publication sont basées sur les données recueillies dans le cadre de l'enquête décennale de 1990. Les données sont présentées dans la figure 2-1 (Figure 2-1). Des exemples de données sont présentés dans le tableau ci-dessous de sorte illustrative.

Les données de la présente publication sont basées sur les données recueillies dans le cadre de l'enquête décennale de 1990. Les données sont présentées dans la figure 2-1 (Figure 2-1). Des exemples de données sont présentés dans le tableau ci-dessous de sorte illustrative.

II) ANALYSE DES DÉFORMATIONS

Dans cette partie sont détaillés différents résultats de l'étude structurale de la zone. Le premier chapitre comporte les descriptions de certains sites particuliers, choisis pour leur représentativité d'un phénomène. Le deuxième chapitre porte sur le champ de déformation finie, dans le socle comme dans la couverture, avec une étude qualitative des structures et micro-structures associées. Le troisième chapitre décrit les différents mécanismes de déformations, observés en lame mince. Le quatrième indique la minéralisation observée sur la zone. Une synthèse des résultats conclue cette partie.

Les mesures structurales ont été traitées avec les logiciels MacCan et CanSaisie [JP Bouillin, Grenoble] et STEM [A. Pécher, Grenoble]. Les canevas de Wulff sont présentés en hémisphère inférieur.

II-1) Etude tectonique de quelques secteurs-clefs

Différents sites ont été choisis comme illustration de structures, et sont détaillés ci-après. Leur localisation est repérable sur la figure II-1 (Figure II-1). Des exemples sont pris dans la couverture (premier paragraphe) et dans le socle (deuxième paragraphe).

II-1-1) Exemples dans la couverture

II-1-1-1) Le pli P1 kilométrique de Vallonpierre

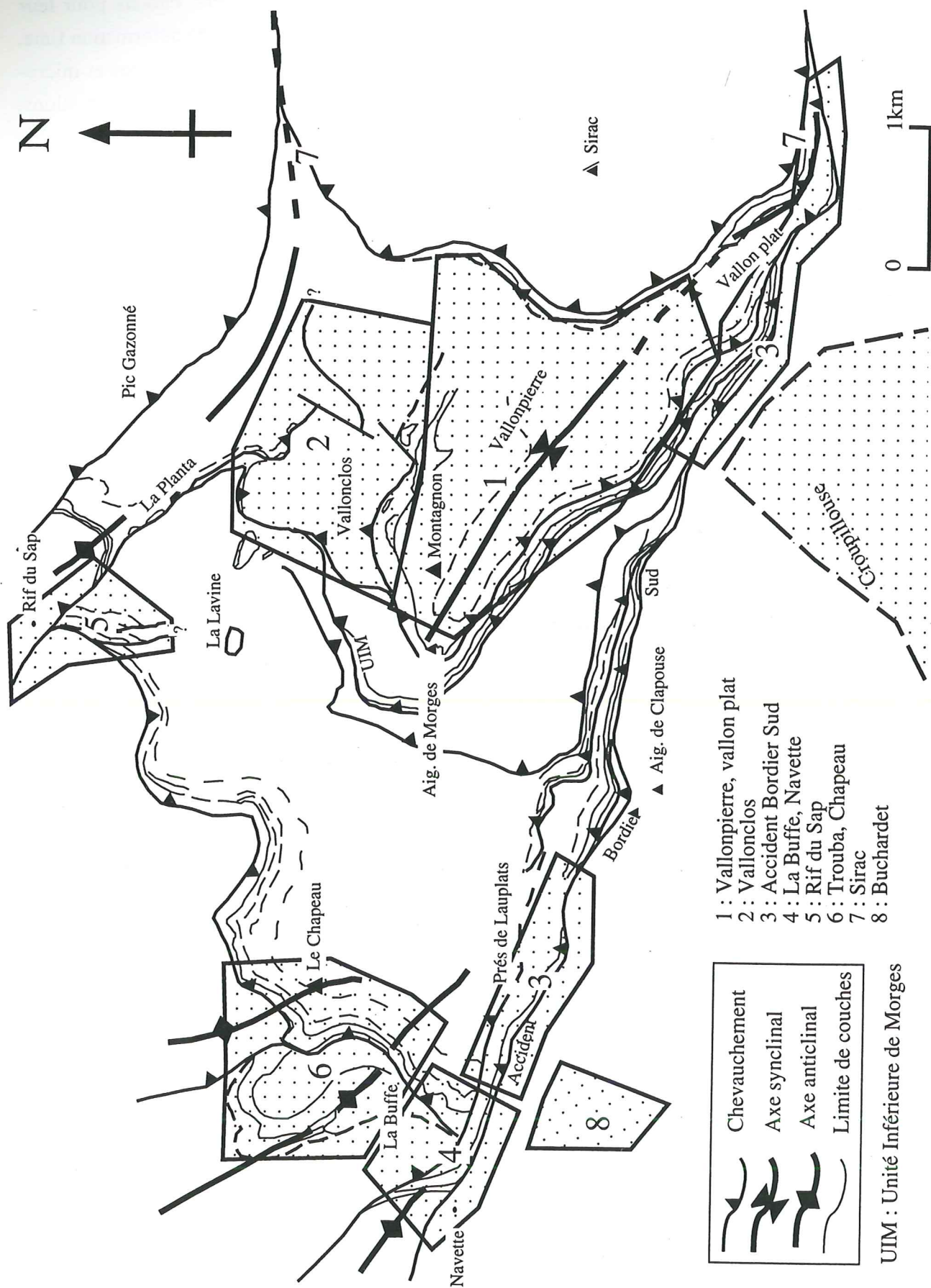
Le *synclinal* couché de Vallonpierre est un pli *P1* kilométrique, limité au Nord par le massif de Vallon clos et au sud par le chevauchement de l'USM (Unité Supérieure de Morges), pris en relais vers l'Est par l'UIM (Unité Inférieure de Morges), puis par l'ABS (Accident Bordier Sud de Morges).

Il est mis en évidence par les relations S0/S1 (Figures II-2,3). Son axe est orientée WNW-ESE, avec un plongement faible (environ 10°) vers l'Est.

Il marque une première phase de raccourcissement vers le SSW. Elle est aussi marquée par des plis syn-schisteux (S1) dans le Lias, dont les axes sont parallèles à certaines stries relevés sur l'ABS.

Ce pli est affecté par une phase de déformation (D2), qui tord son axe en avant du chevauchement du Sirac. La direction de cet axe passe de WNW-ESE à Vallonpierre à NW-SE à Vallon plat. Les couches de la couverture mésozoïque sont affectées par des chevauchements plans vers l'Ouest (Figure II-4c), et un micro-plissement P2 faible, d'axe NNW-SSE, du plan de S1 (Figure II-2).

Figure II-1
 Localisation des principaux sites d'études dans le massif de l'Aiguille de Morges
 (schéma structural modifié d'après Debelmas et al, 1980 et Gillcrist, 1988)



- 1 : Vallonpierre, vallon plat
- 2 : Valloncielos
- 3 : Accident Bordier Sud
- 4 : La Buffe, Navette
- 5 : Rif du Sap
- 6 : Trouba, Chapeau
- 7 : Sirac
- 8 : Buchardet

- Chevauchement
- Axe synclinal
- Axe anticlinal
- Limite de couches

UIM : Unité Inférieure de Morges

Figure II-2:
 Synforme de Vallonpierre

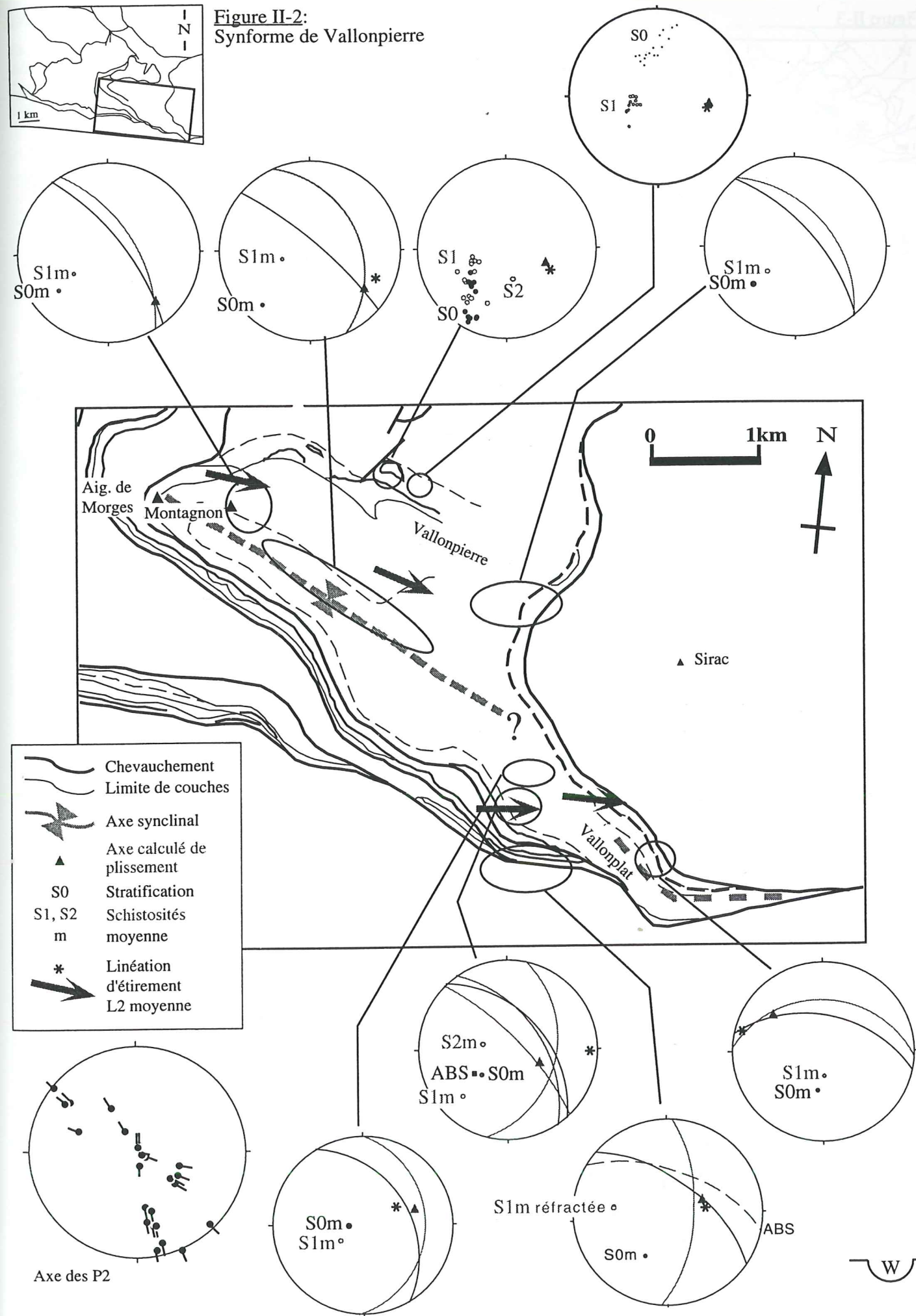
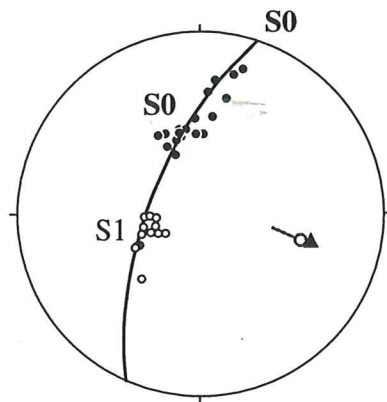
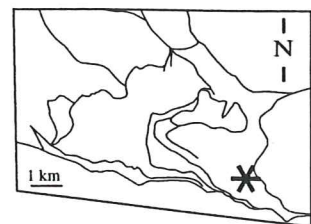
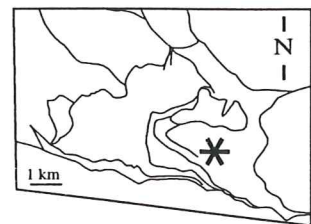


Figure II-3



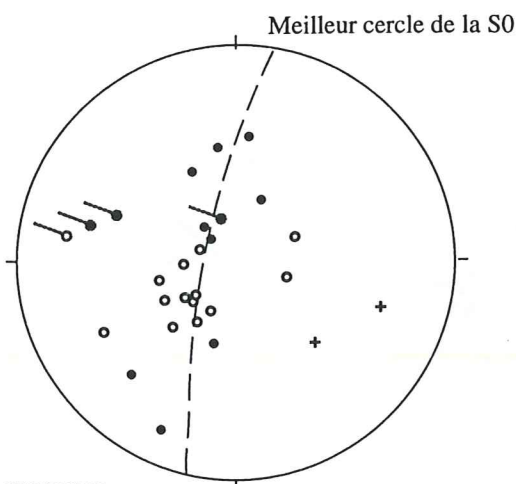
Ce canevas de l'affleurement M73 illustre un plissement syn-schisteux pluri-héctométrique d'axe ESE-WNW ("synforme de Vallonpierre"): la S0 est répartie suivant un grand cercle; la S1 en est la schistosité de plan axial. Ce plissement affecte les calcschistes du Lias, les mesures se rapportent au site M73. Ce plissement s'effectue en réponse à un cisaillement régional vers le SW (phase D1).

▲ Linéation d'intersection
○ Axe du meilleur cercle de la S0 = axe construit de plissement : 116E36.



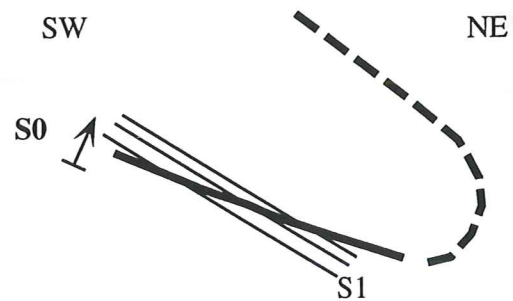
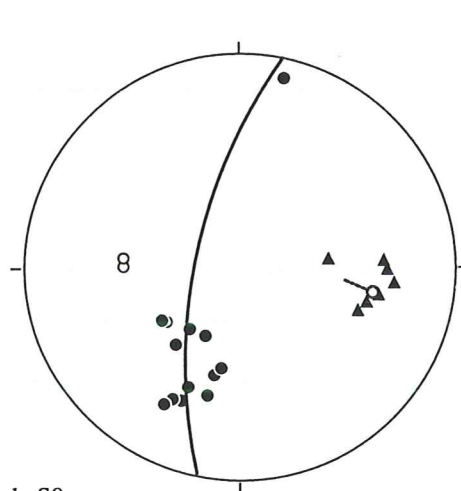
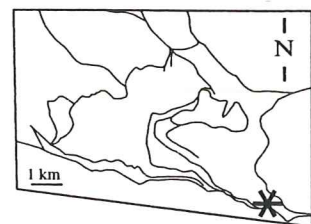
	Meilleur plan/axe	Meilleur grand cercle
S0	-	101 E 15
S1	147 E 29	156 N 15
Axe du pli	108 W 15	

Ce canevas illustre ce même plissement syn-schisteux, dans des calcschistes du Lias. L'axe des micro-plis P1 au niveau du Pic de Vallonpierre (sites M161 à M164) est ESE-WNW (meilleur cercle de la S0).



• S0
○ S1
+ Linéation d'étirement
— Axe de micropli P1 mesuré
- - - Axe P1 calculé

31 mesures

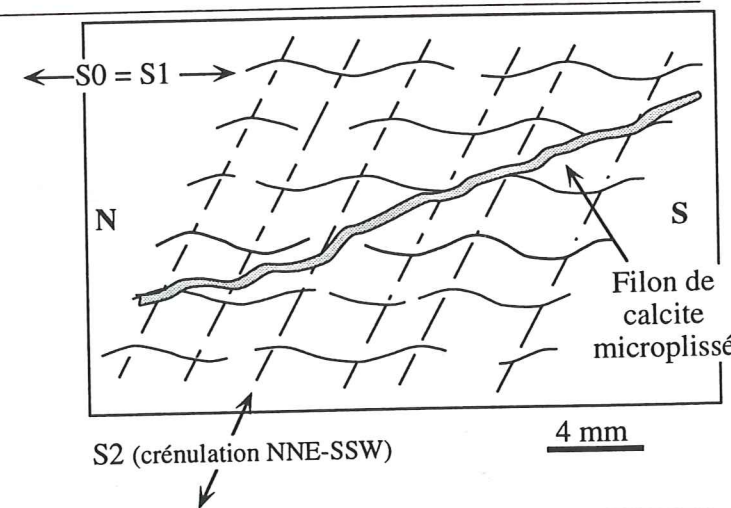
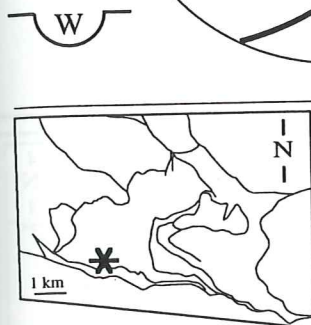
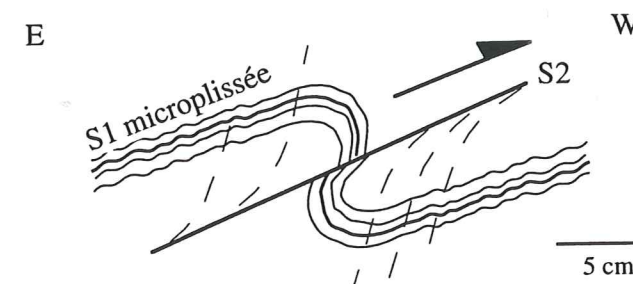
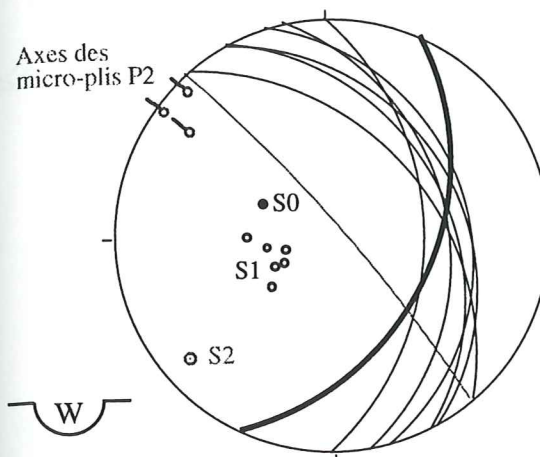
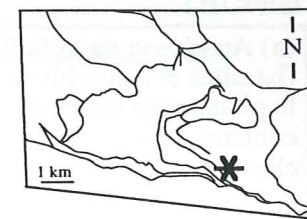


On retrouve le synforme de Vallonpierre, d'axe ESE-WNW, dans les affleurements du site de Vallon plat (M54 à M57, calcschistes et basaltes).

▲ Linéation d'intersection
○ Axe du meilleur cercle de la S0 = axe construit de plissement

Figure II-4

(a) Schistes noirs du Lias, barre des Mourières, Sud de Vallonpierre (affleurement M120). La S1 est régulière et intense. Les directions des axes des micro-plis qui affectent la S1 et de la S2 sont compatibles avec un raccourcissement ENE-WSW sub-horizontale (D2).



(b) A l'échelle microscopique, on retrouve le caractère crénelé de la S2, et les axes de micro-plissements WNW-ESE associés. Exemple est pris dans des schistes noirs, sur le site des prés de Lauplats.

(c) Chevauchement plat affectant les calcschistes schistosés du Lias (flanc inverse du synforme de Vallonpierre). Il est rattaché à la phase D2.

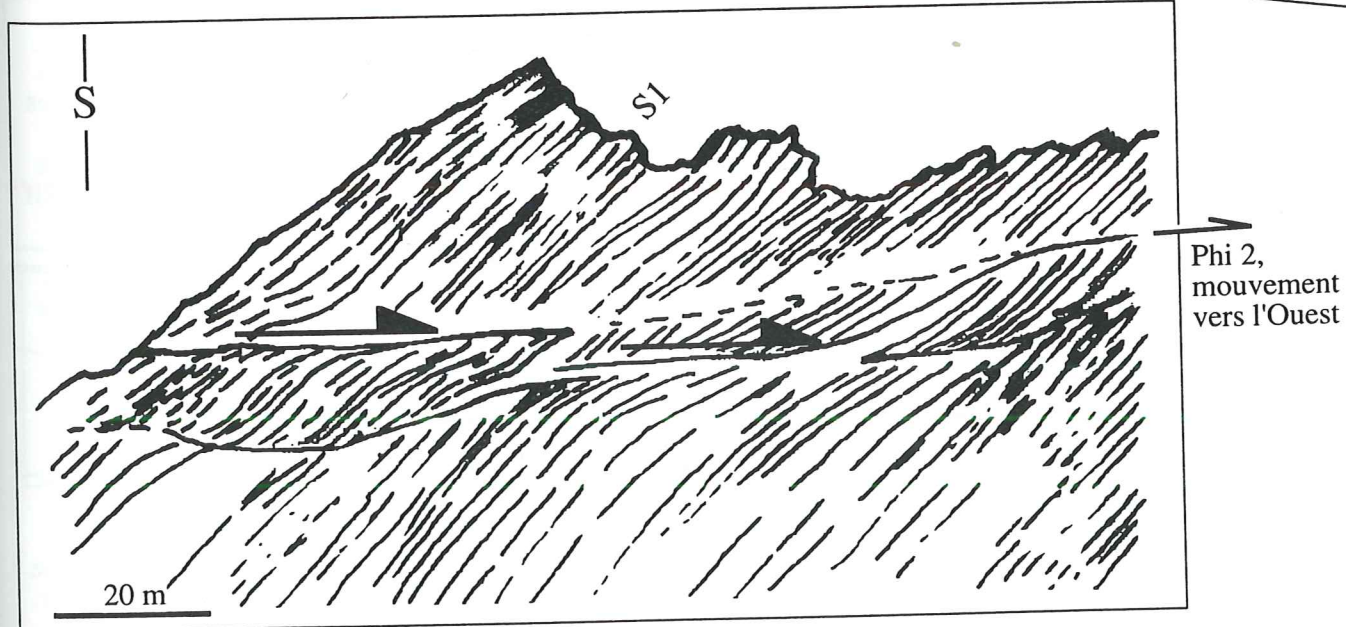
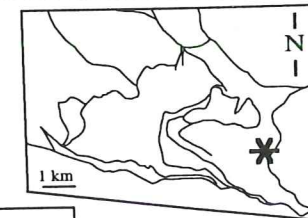
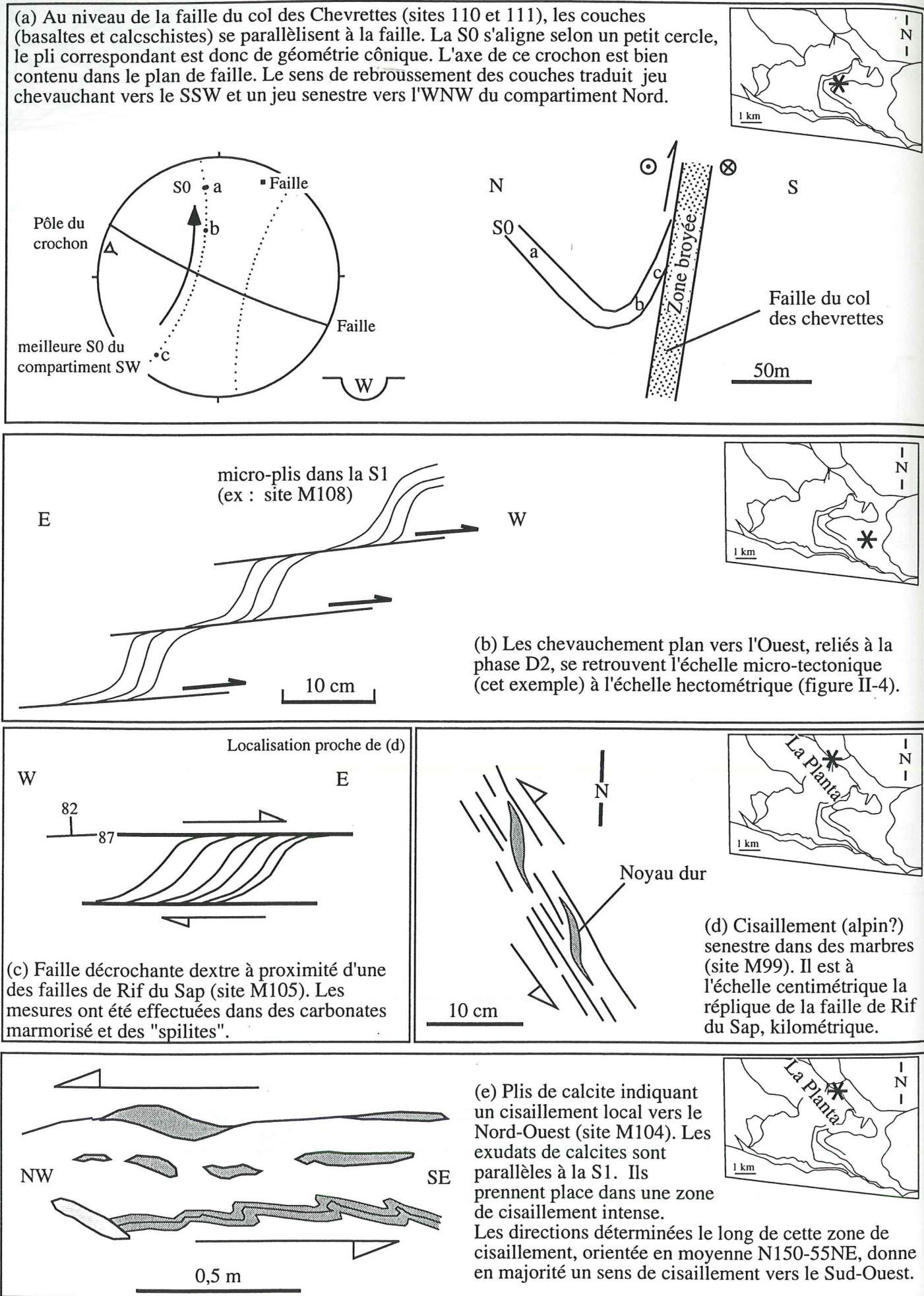


Figure II-5



Cette même phase entraîne le rebroussement des couches dans un mouvement cisailant vers l'Ouest le long de l'ABS (exemple à Vallon plat, à l'affleurement M55).

Cette seconde direction de transport, vers l'Ouest, est aussi traduite

(1) macroscopiquement par des chevauchements plans vers l'Ouest qui recoupent les structures de type 1 (Figure II-4 et Figure II-5-b).

(2) par des marques d'une déformation E-W post-schisteuse (post-S1) plutôt coaxiale devenant cisailante vers l'Ouest (Lias schisteux du torrent du Vallon plat).

(3) par le boudinage fort des basaltes triasiques, à la base de l'unité inférieure de Morges (Figure II-6).

Une analyse des populations de failles associées à ce boudinage a été faite par la méthode des dièdres droits [Pegoraro, 1972, in Mercier et Vergely, 1992]. La méthode des dièdres droits est une méthode graphique, applicable à des failles congénères de jeux différents. Dans le meilleur des cas, elle permet de définir des portions d'espace où se localisent les axes principaux des contraintes, c'est à dire les directions pour les axes σ_1 de compression et σ_2 de tension. Elle ne permet pas de calculer R. Le résultat (affleurements M79 et M54) est une direction de compression WNW-ESE et/ou une direction d'extension NNE-SSW.

II-1-1-2 Accident Bordier Sud: jeux successifs et réactivation

Cet accident limite le massif de l'Aiguille de Morges au Sud. Il est orienté WNW-ESE, et penté assez fortement (45 à 70°) vers le Nord. Il se suit sur cinq kilomètres, sa race est réparable sur l'image-satellite.

L'ABS est un trait paléo-géographique majeur. Il présente les caractéristiques d'une ancienne faille sur la paléo-marge téthysienne:

- Il met en contact le socle et la couverture.

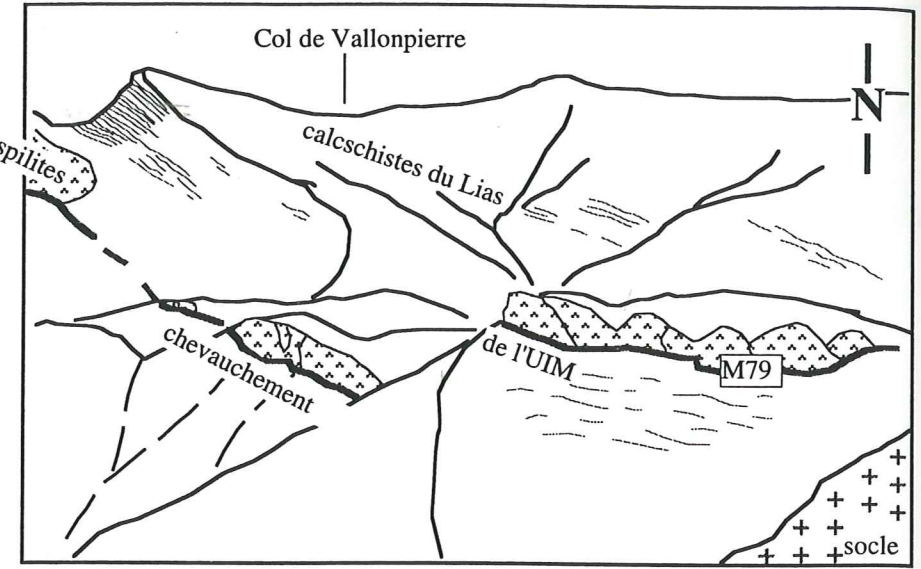
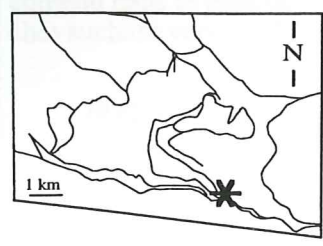
- Il est jalonné de brèches: au Prés de Lauplats (affleurement M09f), elle est à matrice fine, homogène, chloriteuse, emballants des éléments siliceux centi- à décimétriques, où la calcite des filons est déformée en intra-granulaire (rotation). Vers le Col de Gouiran, des brèches à éléments de schistes noirs ressemblent à celles décrites pour les paléo-failles jurassiques (téthysienne) du Pelvoux (Annexe A IV-7).

- L'épaisseur des dépôts du Lias schisteux (Domérien - Toarcien) diminue de l'ABS vers le Nord [Barféty, 1988].

L'ABS forme un angle faible avec les autres paléo-failles reconnues (La Planta). Une option de construction d'une autre paléo-faille téthysienne au sud de Vallonclos vers le Chapeau (cf. Figure III-27) peut être prise. Cette faille est marquée par une rupture de pente anormale dans les calcschistes du Verney blanc (observations personnelles).

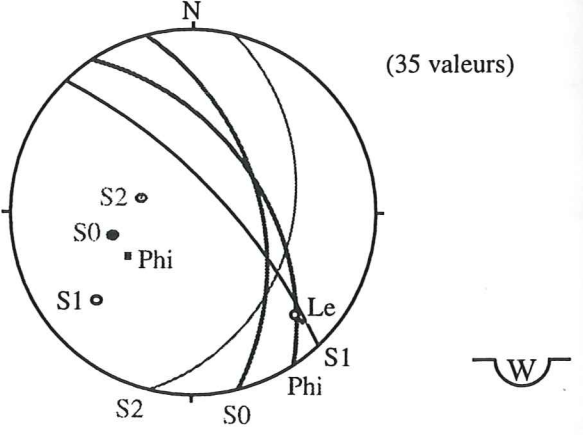
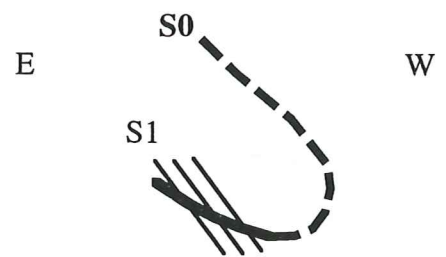
Figure II-6

(a) Panorama de Vallon plat, vue vers le Nord.

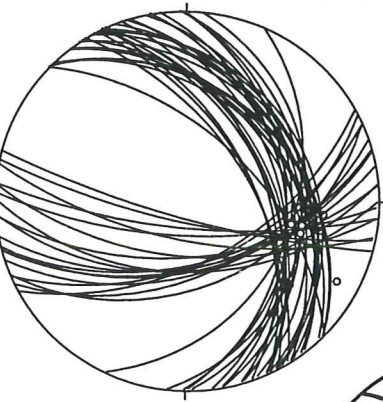


Les "spilites" de l'unité inférieure de Morges sont boudinés. Le boudinage se fait dans le plan moyen de la S1, sub-parallèle à la S0 et au chevauchement basal (UIM).

(b) Dans les schistes liasiques, le cisaillement est marqué par une linéation d'étirement (Le) forte. La S1 y est plus pentée que la S0, ce qui situe le site M79 sur le flanc normal du synclinal de Vallonpierre.

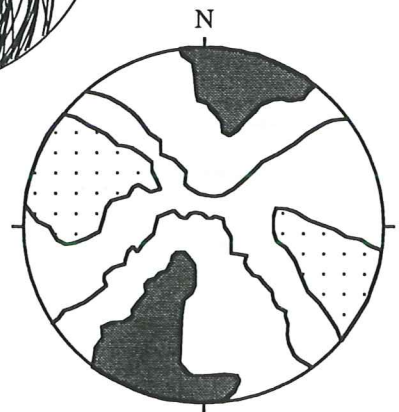


(c) Un calcul par la méthode des dièdres droits a été appliqué sur les populations de failles qui forment la pointe des navettes de "spilites", sur le site M79 (vallon plat, cf. panorama). La direction d'extension maximum est contenue dans le champ clair, celle de compression maximum dans le champ sombre.



59 mesures

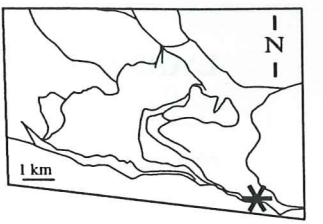
Avec une assez faible dispersion, on obtient une direction de compression orientée WNW-ESE, horizontale. Le boudinage des basaltes se fait donc en réponse à un fort étirement vers le WNW.



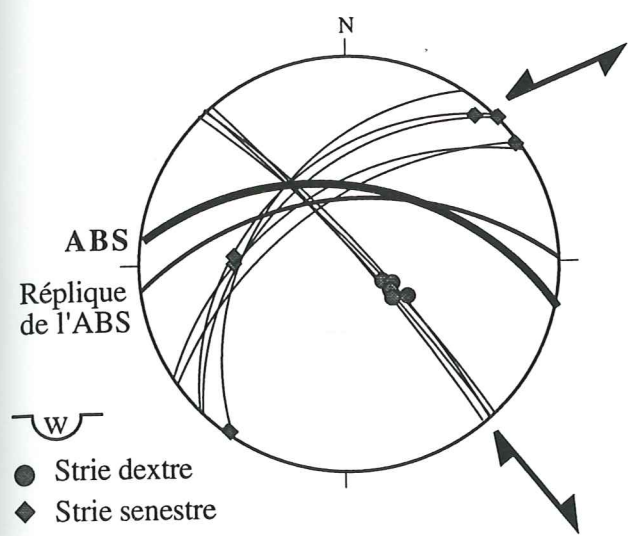
Sur d'autres boudins plus à l'Ouest du site M79 (47 données), une des familles de faille est mieux exprimée que l'autre, ce qui diminue la fiabilité du calcul. La dispersion des minimas ne permet pas de contraindre fortement la direction : la compression est orientée entre NE-SW et SE-NW, sub-horizontale, l'extension est sub-verticale.

Figure II-7

(a) Deux jeux successifs ont pu être déterminés sur le site du Col de Gouiran (M54 à M56), à l'Est de Vallon plat.

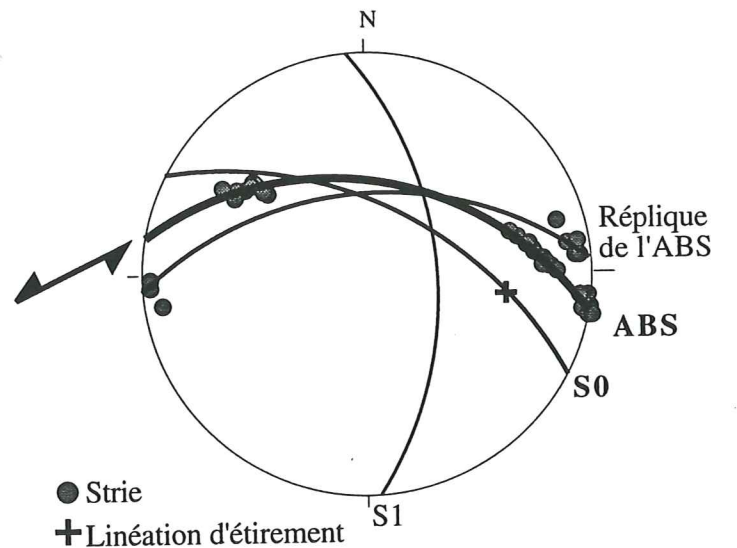


Jeu 1 : Raccourcissement NNE-SSW

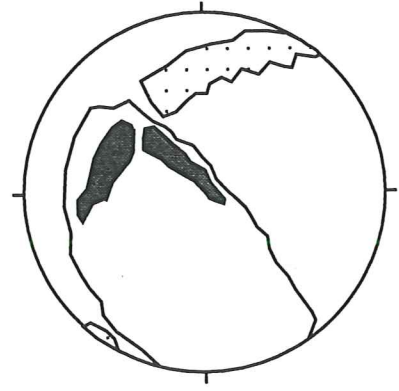


● Strie dextre
◆ Strie senestre

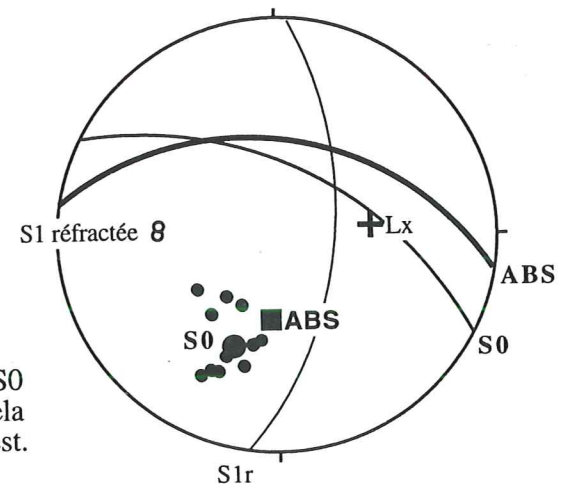
Jeu 2 : Raccourcissement vers l'WNW



(b) Un calcul par la méthode des dièdres droits a été appliqué sur les populations de failles qui forment la pointe des boudins de basalte du site M74 (proximité du Col de Gouiran). La direction d'extension maximum est contenue dans le champ clair, elle est plutôt NNE; celle de compression maximum, dans le champ sombre, est plutôt WNW. Du fait du groupement serré des stries sur des failles à fort pendage, le calcul est assez peu contraint. Le site a été basculé, mais on peut rapporter l'orientation des axes au premier jeu, c'est-à-dire un mouvement ESE-WNW compressif.



(c) L'ABS est proche du plan moyen de la S0: le décollement se fait suivant la stratification.



La linéation d'intersection de la S1 réfractée et de la S0 est parallèle à la linéation d'étirement (Lx). Cela indique un mouvement de fort cisaillement vers l'Ouest.

L'ABS porte les marques de plusieurs mouvements: cannelures anciennes, puis stries (Figure II-7-b). Les qualités (direction, sens) de ces marqueurs micro-structuraux ont permis de reconstituer une partie de l'histoire tectonique de cet accident:

- un jeu NNE-SSW, associable à D1. Il se traduit par des cannelures sur le socle, et par une déformation de même direction dans la couverture proche. Par exemple, du côté de Navette, la linéation d'étirement dans la couverture est dans la ligne de plus grande pente de l'ABS, ce qui est compatible avec un mouvement chevauchant vers le SSW.

- un jeu senestre, où l'ABS joue en *rampe latérale* lors d'un mouvement général vers l'Ouest. Il est marqué par des stries et des fibres de quartz, postérieures aux cannelures. Des lentilles métriques de socle, jalonnant l'ABS au Nord et emballées dans la couverture, montrent des traces de cisaillement senestre. Ce jeu est bien marqué à proximité du Sirac (Gouiran, Vallonplat). Dans le socle, un cisaillement plutôt vers le NW (senestre - inverse) est visible dans la zone quartzifiée qui affecte l'ABS à la limite de la couverture par le développement de shear-zones tardives. Ce jeu senestre est associable à D2.

- un jeu dextre, local, se marque loin du Sirac, à l'Aiguille de Château Morel (affleurement M26), par du cisaillement dans les orthogneiss. Le jeu senestre est amorti ou masqué à ce niveau des prés de Lauplats. Un tel jeu dextre est attendu dans un modèle en rotation comme celui de Ménard.

II-1-1-3) Relations entre les écailles de Trouba et du Chapeau

L'écaille de Trouba est la plus occidentale des écailles du massif de Morges. Elle repose sur le socle de Navette selon un chevauchement souligné par des cargneules. Elle est surmontée à l'Est par l'écaille du Chapeau (Figure II-8-a).

La limitation exacte de l'écaille de Trouba est délicate à déterminer, elle est d'ailleurs estimée en pointillés sur la carte géologique [Barfety et Pécher, 1984].

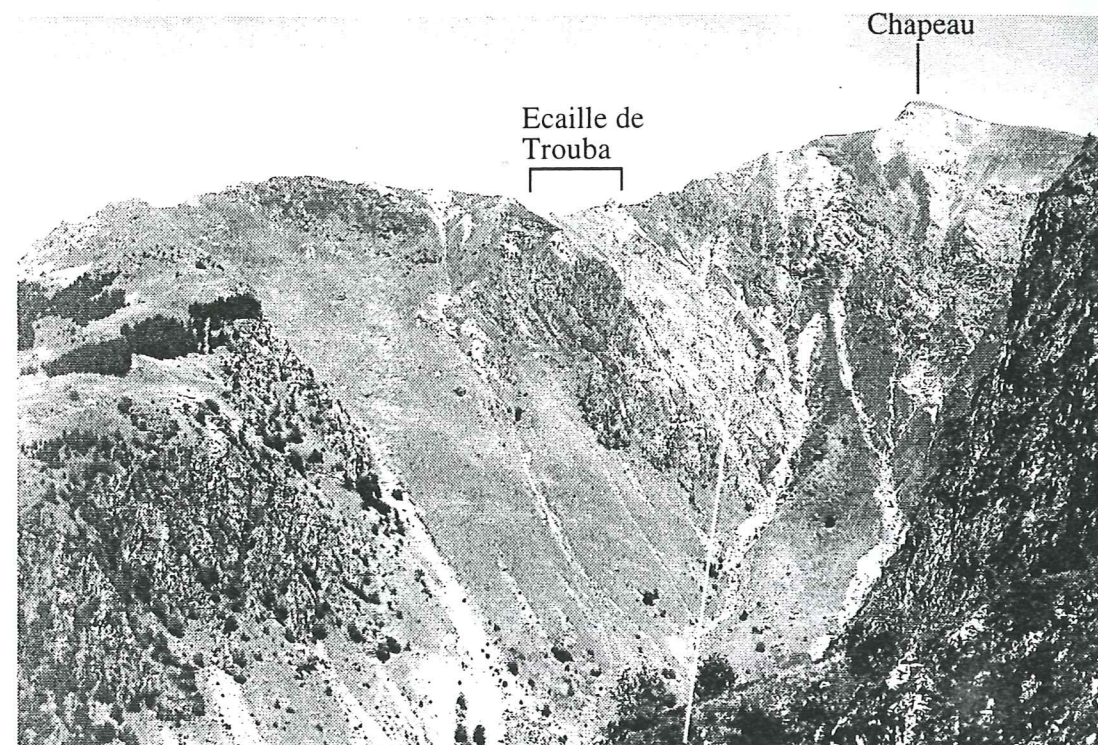
- au Nord du torrent, elle se présente comme une série normale (des cargneules triasiques au schistes du Lias sup.) régulièrement structurée suivant une géométrie monoclinale à pendage fort vers l'Est. Cette structure correspond à un aplatissement pratiquement pur (Figure II-8-b).

- Cette série bien organisée s'arrête sur la falaise en base Sud de la cascade de la Buffe. Cet affleurement est illustré sur la photographie de la figure II-9-a (Figure II-9). Cette falaise correspond à une faille dont le tracé est en partie suivi en amont par le ruisseau du Tempier, dans la masse schisteuse des prés de Lauplats. Cela est clairement visible sur les photos aériennes. Cet accident limiterait l'écaille de Trouba et l'écaille du Chapeau ss au Sud. Il les séparerait de la masse "perturbée" du Lias du Sud du torrent ("Chapeau Sud").

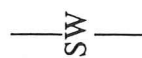
- Le Lias du Chapeau Sud est lui-même en contact anormal, marqué par une autre falaise, avec l'unité de Navette. Les plis P2 de la Buffe sont bien développés à ce niveau de l'unité de Navette.

Figure II-8

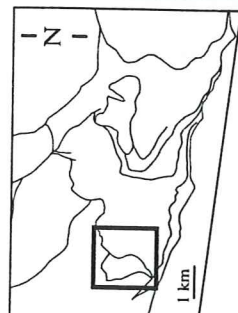
(a) Panorama des écailles de Trouba et du Chapeau, vue vers le Nord-Est. L'écaille de Trouba repose sur le socle (orthogneiss) de Navette. Elle est surmontée à l'Est par l'écaille du Chapeau. Ce chevauchement est souligné par des cargneules.



(b) Banc de grès boudiné dans la couverture sédimentaire de l'écaille de Trouba. Ce type de déformation traduit un aplatissement pratiquement pur. Vue plongeante vers le Sud.

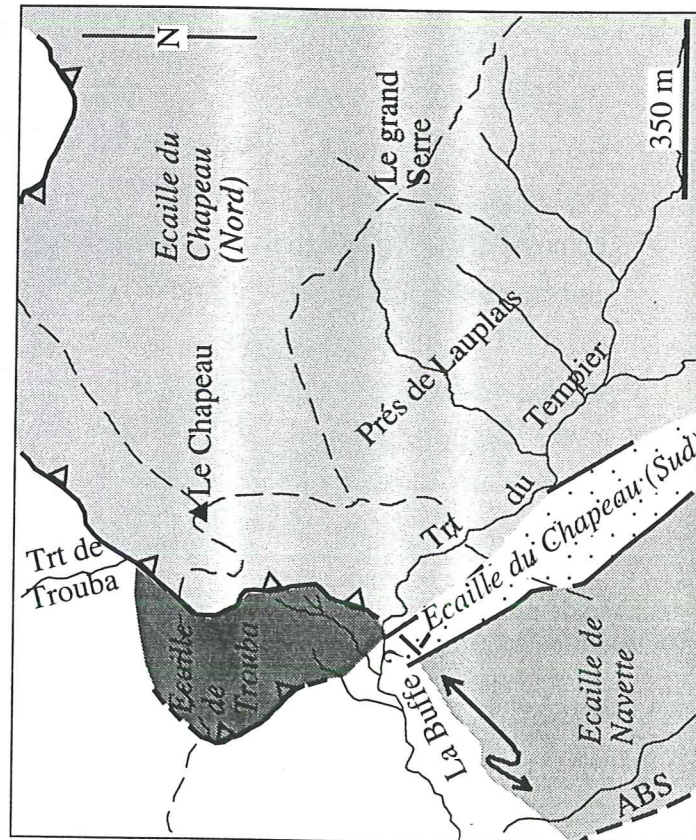


(a) Falaise de la cascade de la Buffe, marqueur de la faille limitant les sous-écailles du Chapeau. Cette faille est bien visible sur les photographies aériennes (voir b). Au premier plan, la sous-écaille Nord.



(b) Extrait et interprétation partielle de la photographie aérienne du cirque de la Cascade de la Buffe.

Cette interprétation présente une hypothèse de découpage de l'unité du Chapeau en deux sous-écailles. La limite de l'écaille du Chapeau au Sud-Ouest est mal visible sur la photographie, de même que l'ABS. Le plissement par des plis à axes verticaux est marqué par les calcaires du Lias inf., dans l'écaille du Chapeau Sud.



Cette unité du "Chapeau Sud" est donc une petite écaille délicate à individualiser. Elle est incluse par commodité dans l'unité du Chapeau.

L'écaille de Trouba est chevauchée par celle du Chapeau. L'écaille du Chapeau est bordée au Sud par l'unité de Navette. Le mouvement D2 de cette unité a réaffecté l'écaille du Chapeau, entraînant le replissement des sédiments au contact.

L'établissement de la chronologie et de la géométrie de ces contacts permettra ultérieurement la construction raisonnée du modèle 3D.

On remarque une saute de qualité de déformation de part et d'autre du chevauchement du Chapeau:

- dans l'écaille de Trouba, à proximité du chevauchement, les échantillons prélevés présentent des faciès préservés des déformations majeures, puisqu'ils indiquent au maximum un faciès d'anchizone. Quand leur composition s'y prêtent, ils ne montrent pas chlorite. Le calcaire n'est pas marmorisé. Les opaques ne sont pas réorientés dans la matrice.

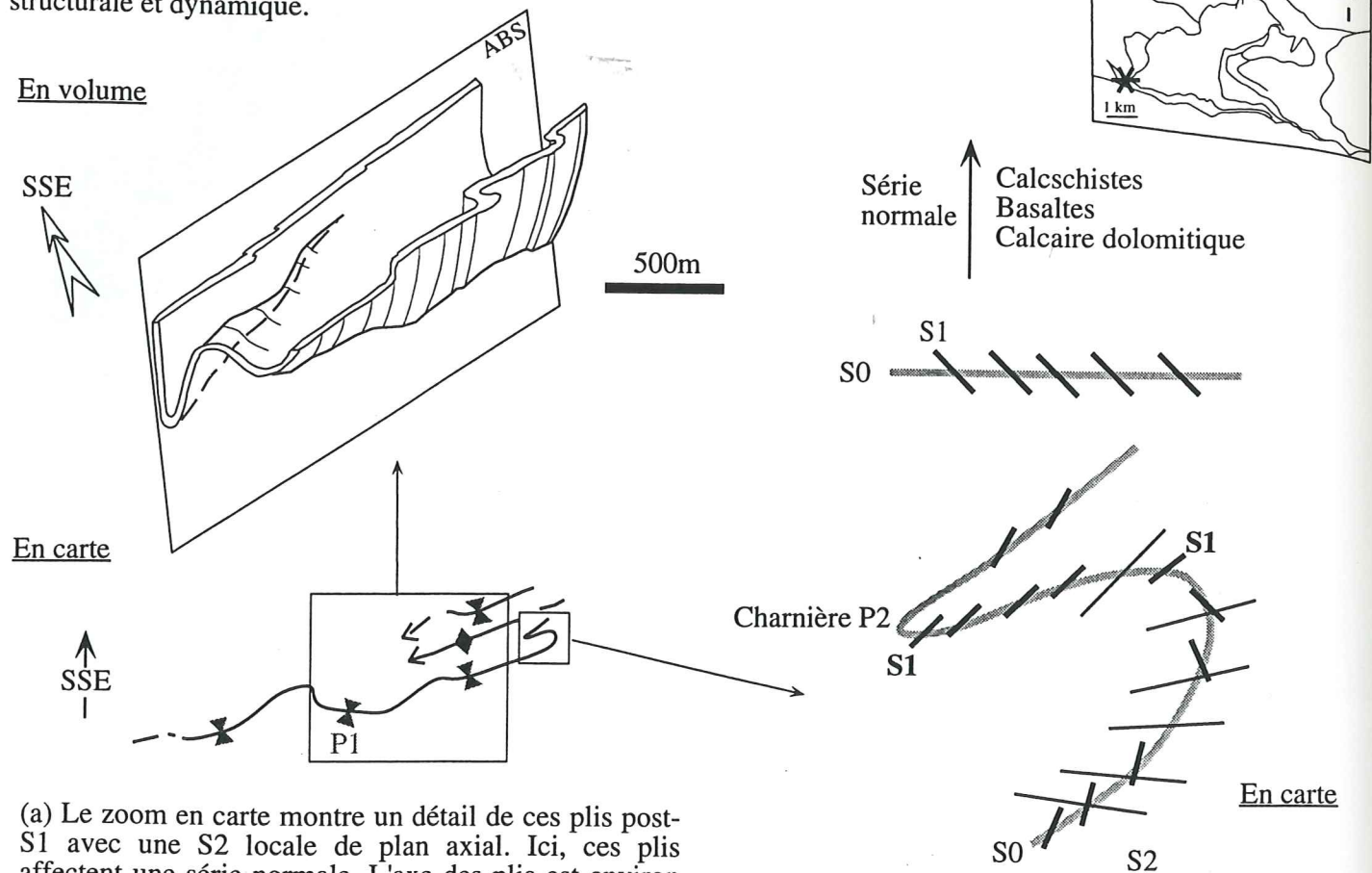
- dans l'unité du Chapeau, à proximité du chevauchement, des méta-pélites indique un degré de métamorphisme plus élevé.

L'unité de Trouba peut constituer un autochtone relatif (la présence de cargneules indiquant un mouvement tectonique), chevauché par la couverture allochtone de l'unité du Chapeau.

II-1-1-4) Les plis P2 de la Buffe (Unité de Navette)

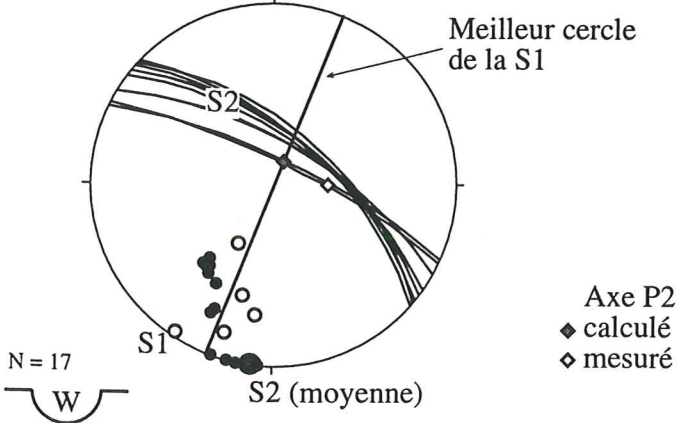
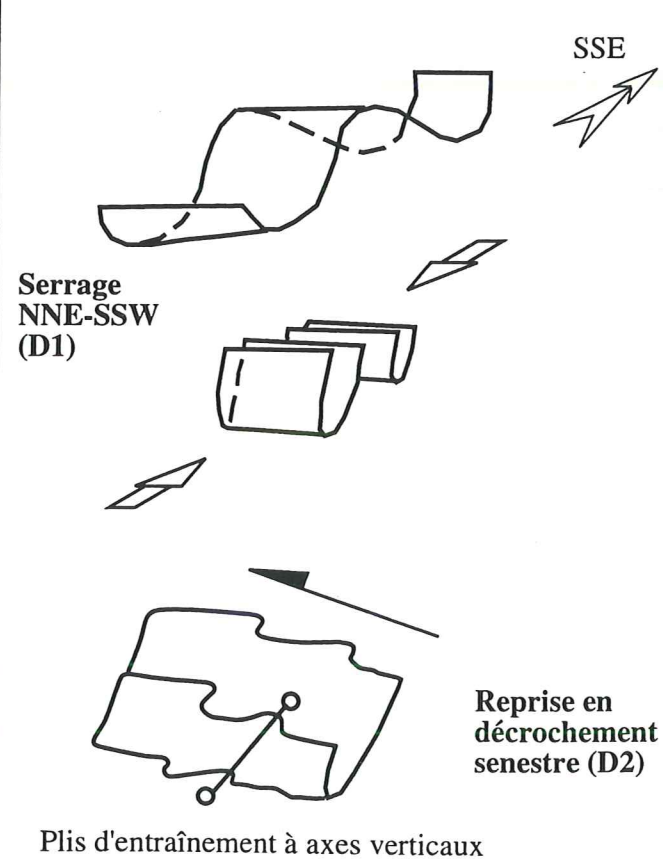
La couverture et la base du chevauchement sont localement (au niveau de la Buffe) replissés selon des plis P2 à axes très redressés, associés à une S2. Ce plissement est illustré sur la figure II-10 (Figure II-10). Ces plissements s'inscrivent dans une dynamique senestre de l'ABS: les plis à axes verticaux seraient des plis d'entraînement. Ils reprennent des synclinaux déjà pincés lors d'une première phase, comme proposé dans le scénario de la figure II-10-c.

Figure II-10
Plis à axes verticaux du site du cirque de la Buffe. Esquisse cartographique, interprétation structurale et dynamique.



(a) Le zoom en carte montre un détail de ces plis post-S1 avec une S2 locale de plan axial. Ici, ces plis affectent une série normale. L'axe des plis est environ N120, ils sont parallèles à l'Accident Bordier Sud. Le déversement des plis est compatible avec un mouvement cisailant vers le SW (D2), postérieur au raccourcissement D1 qui a engendré les plis hectométriques d'axe horizontal illustrés dans le schéma en volume. Un mouvement cisailant vers le SW est aussi montré par des stries relevées sur le socle.

(c) Un scénario pour l'évolution du plissement de la couverture dans la zone de la Buffe - Navette.



(b) La S2 locale est bien groupée et permet le calcul d'un meilleur plan axial N101-90 pour les plis P2. L'axe calculé (meilleur grand cercle des S1) est peu éloigné de l'axe déduit de S2.

II-1-2) Exemples dans le socle

II-1-2-1) La fracturation dans le massif de Vallonclos

Le massif de Vallonclos est une écaille de socle, située au centre du massif de Morges. Il est scindé en deux unités, séparé par une faille et une pincée de schistes liasiques. Il s'agit vraisemblablement d'un haut de bloc basculé, car la forte altération hydrothermale correspond bien à celle développée sur un sommet altéré de bloc basculé: le massif a subi une cataclase intense et les gneiss œillés sont plus ou moins écrasés (Figure II-11-b).

Le massif de Vallonclos présente une *fracturation intense* (Figures II-11-a et II-12-a). La foliation des orthogneiss est en général réorientée dans les accidents majeurs. On peut grosso modo classer les failles en trois familles. Leur séparation a été conduite manuellement, sur des critères relatifs entre elles (chronologie) et/ou sur des critères qualitatifs (direction, pendage, qualité de l'altération et de l'oxydation, tectonique, jeu). Elles sont illustrées sur les rosaces de la figure II-12-a, mais le relevé n'ayant pas été systématique, les proportions relatives sont mal représentatives:

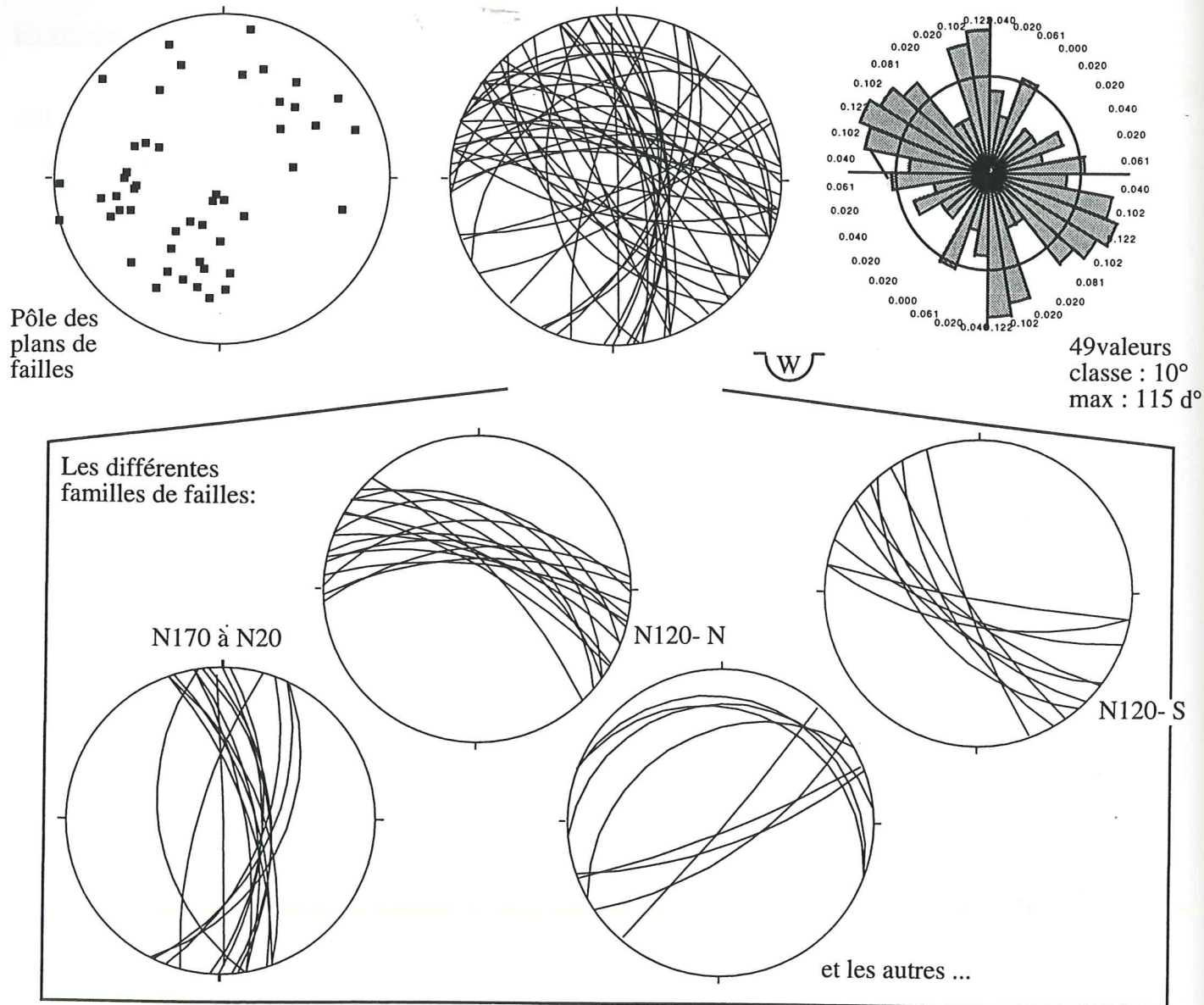
- N120 à N140, environ 60°. Elles découpent le massif tous les 5-10 m. Cette direction détermine deux sous-familles, dont les failles sont pentées régulièrement vers le Nord ou vers le Sud. Ces plans reprennent pour certains la foliation des gneiss. Le contact entre les gneiss de Vallon clos et la couverture (basalte au contact) du Pic gazonné se fait le long d'une de ces failles (N140-62N), avec un placage de brèche à élément de socle et à matrice chloriteuse (Annexe A IV-8). Peu fréquemment, cette direction correspond à des plans très cassants, vraiment tardifs dans l'histoire de Vallonclos.

- N170 et N20. Les failles N170 sont raides (70°). Elles présentent souvent une forte oxydation. La faille bordière de l'entaille nord appartient à cette famille (Figure II-12-b). Cette direction est celle de la S1 dans la couverture proche du Pic gazonné (Rappel Annexe A IV-8). En général, la schistosité alpine est proche en direction de la S1 déterminée aux alentours du massif de Vallon clos, comme l'illustre la figure II-12-a. Son pendage est par contre plus raide. Les N20 sont proche en comportement de ces failles N170. Souvent, leur jeu est dextre (Figure II-11-a).

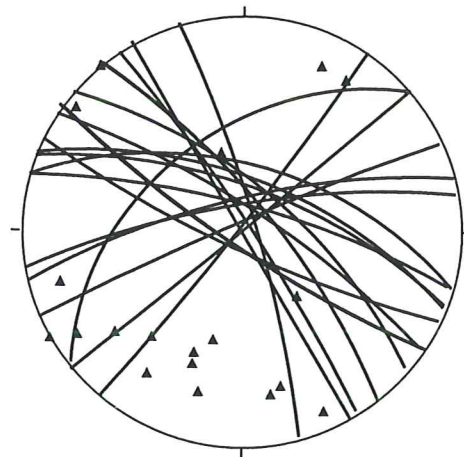
- Il existe d'autres plans plus rares: des failles semi-ductiles qui redressent la foliation en décro-chevauchement senestre, des fractures N100 à faible pendage, des chevauchements cassants vers le Sud reprenant la foliation.

Un calcul suivant la méthode des dièdres droits sur les failles qui s'y prêtent (conjuguées, striées) donne un *axe de compression* N30-10S ou un *axe d'extension* N60-70E. La direction de compression correspond à celle de la phase D1 décrite dans les méta-sédiments alentours.

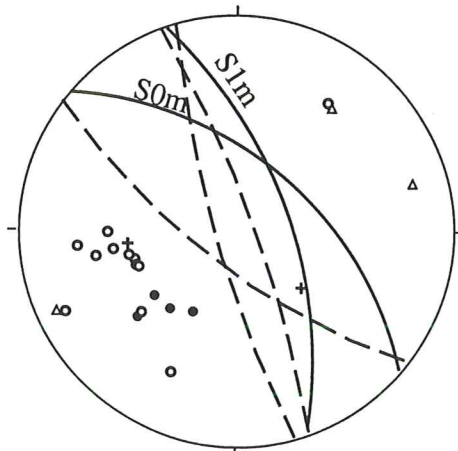
Figure II-12-a
Stéréogrammes représentant la fracturation dans le massif de Vallon clos



Foliation des orthogneiss

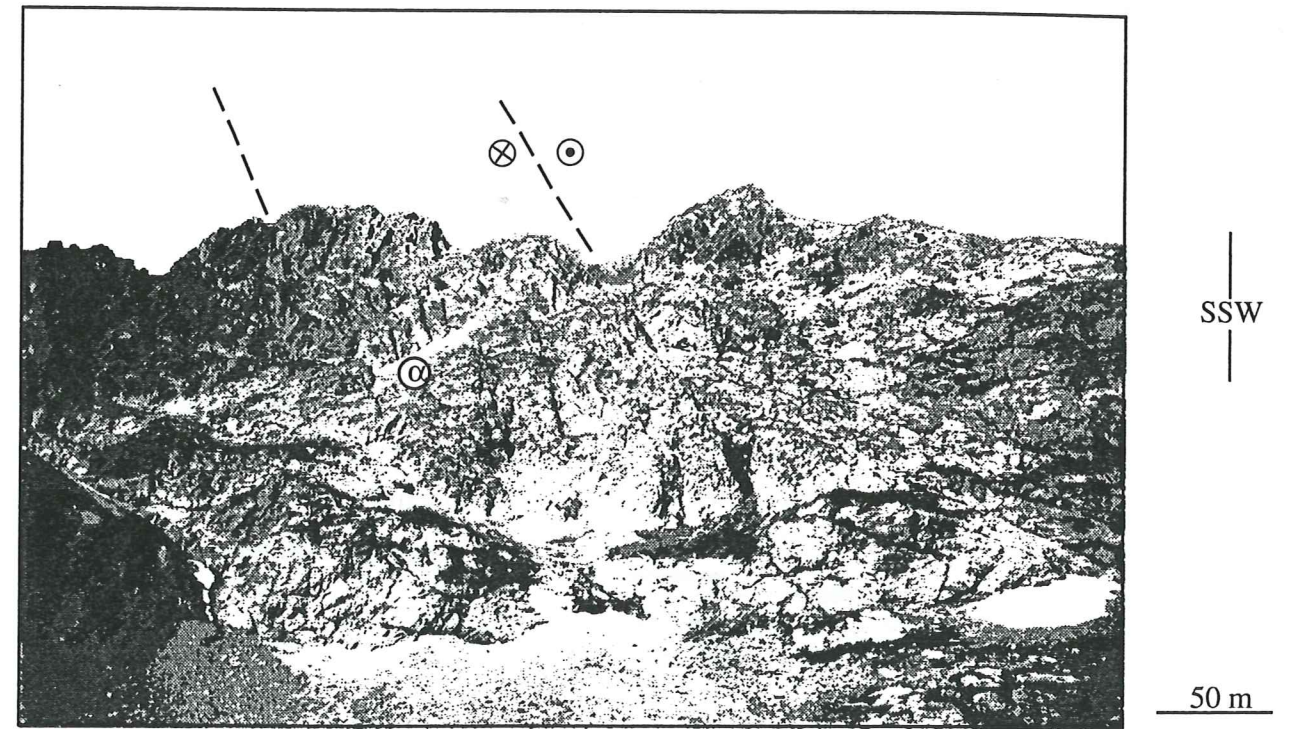


Zone de contact entre la couverture sédimentaire du Pic gazonné et le socle de Vallonclos

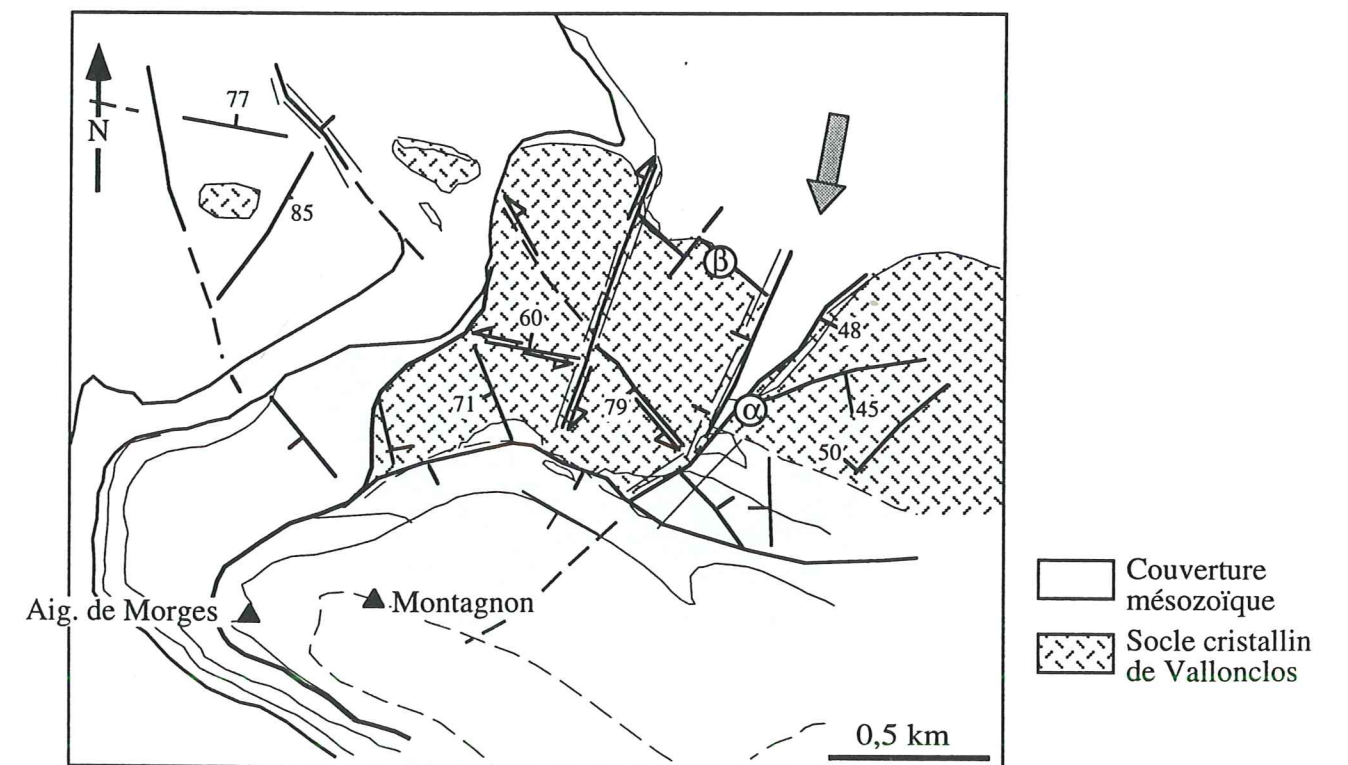


- S0, contact (moyenne: N130-52E)
- S1 (moyenne: N161-62E)
- + Linéation d'étirement
- △ Schistosité à chlorite (cyclo. en pointillé)

Figure II-12-b
Fracturation dans le massif de Vallon clos



(b1) Entaille Nord de Vallonclos. Les faces de cette entaille correspondent aux plans des failles N20.



(b1) Carte de la fracturation dans le massif de Vallonclos (extrait de la figure II-27).
α: faille localisée sur la photographie b1, β: localisation de l'affleurement dont la photographie est en annexe IV-8.

II-1-2-2) La faille de l'Adroit

Le ravin de l'Adroit marque le tracé d'une faille majeure, large de plus de 10m. Cette faille de l'Adroit borde la pincée des Pourroys.

Son orientation évolue vers le Nord de N10 à N50, en se couchant de 70 à 55E.

On peut rattacher la faille de l'Adroit, suivant un trajet en anastomose, à la bande mylonitique du Buchardet - Val Estrèche. Ces failles affectent des zones où le socle a été migmatisé.

Cette faille présente une zone de *brèche syn-sédimentaire* très importante, emballant des blocs parfois métriques (Annexe A IV-4, Figure II-13-b). Cette composition est proche de celle trouvée pour la zone mylonitique de Val Estrèche, où la brèche inclus des sédiments remontant jusqu'au Carbonifère (ravin de la côte de cendre, affleurement P58, cf. I-4-5). La brèche de la faille de l'Adroit se compose des graviers de socle, de schistes organiques carbonifères, de calcaires et basaltes triasiques.

II-1-2-3) Site du Buchardet -Val Estrèche: exemple de réorientation de la foliation

Une *bande mylonitique* (d'environ 10 * 0,8 km), d'orientation NNW - SSE, court de la Navette au Sud du Puy des Baumes. Les mylonites sont fortement chloritisés. Les orthogneiss qu'elle implique ont subi une migmatisation, comme l'indiquent les traces de leucosomes ou les migmatites orientées. Cette migmatisation serait hercynienne, par comparaison avec d'autres zones mylonitiques affectant les orthogneiss de Croupillouse [Le Fort, 1973].

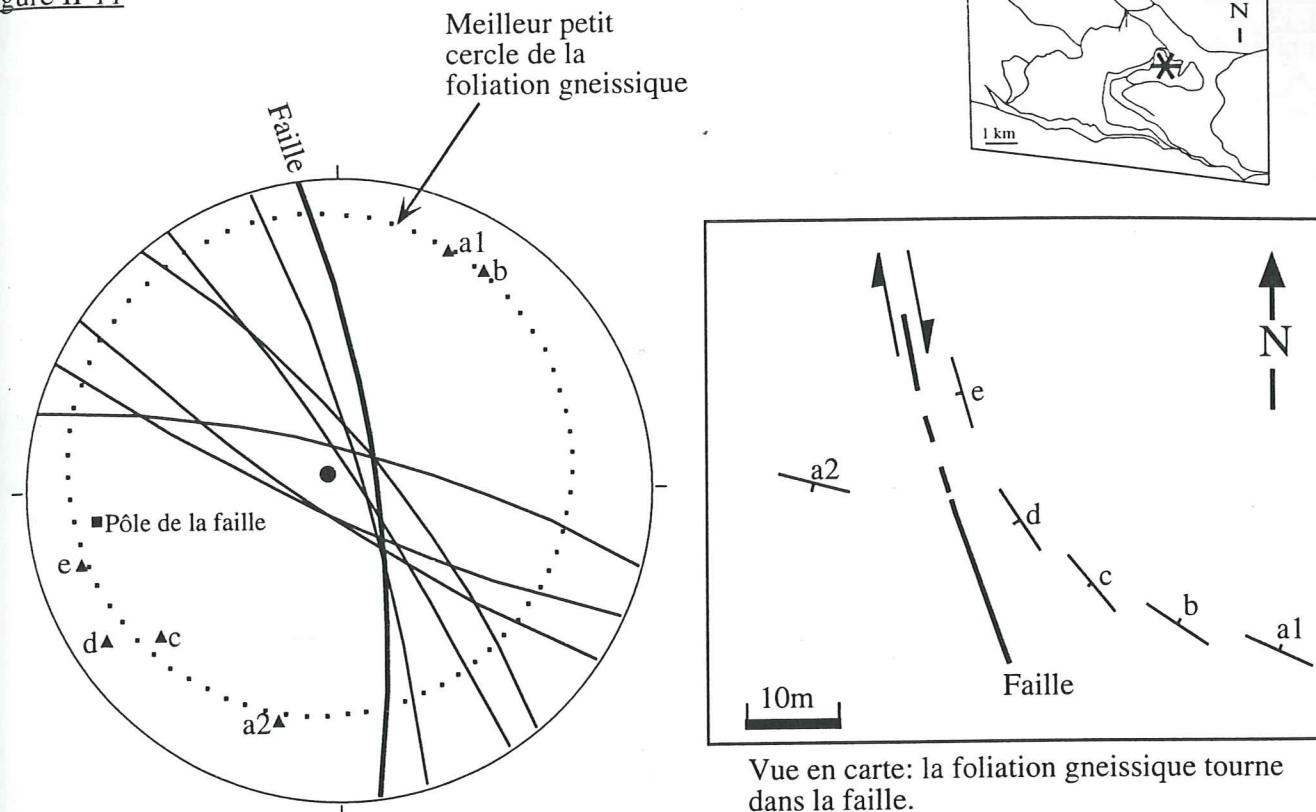
Les orthogneiss sont recoupés par des filons de laves basiques. Les bordures non franches de certains supposent un encaissant encore chaud. Les orthogneiss sont aussi recoupés par des dykes de laves basique de quelques mètres de large. Leur contact avec l'encaissant se fait par l'intermédiaire de brèche.

La linéation d'étirement alpine L1 (Figure II-14) est méridienne, peu pentée vers le Sud. Il s'agit d'une linéation à chlorite, qui reprend la linéation à biotite hercynienne. Celle-ci est donc réorientée en dextre dans cette zone de cisaillement (de E-W, elle passe à N-S).

On retrouve dans toute la zone Buchardet - Navette - Pétarel des plans de cisaillement sub-verticaux, à chlorite. Les plans majeurs sont dextres NNE-SSW, les mineurs senestres WNW-ESE. Ils sont associables à un raccourcissement ENE-WSW (ou à une extension NNW-SSE).

La foliation hercynienne, transposée par la schistosité alpine, se parallélise aux cisaillement majeurs, c'est-à-dire méridienne sub-verticale. Elle porte une linéation d'étirement faiblement plongeante vers le Sud.

Figure II-11



Vue en carte: la foliation gneissique tourne dans la faille.

(a) Une faille dextre majeure, d'une vingtaine de mètres de large, affecte la foliation des gneiss de Vallon clos suivant un jeu dextre. Elle évolue plus au Nord vers une direction N20. Quelques répliques mineures fracturent le massif aux alentours immédiats. On retrouve cette famille de faille sur l'ensemble du massif de Vallon clos.

(b) Panorama vers le NW du massif de Vallonclos. Le massif est fortement fracturé. Sa teinte rouille est due à une forte oxydation.

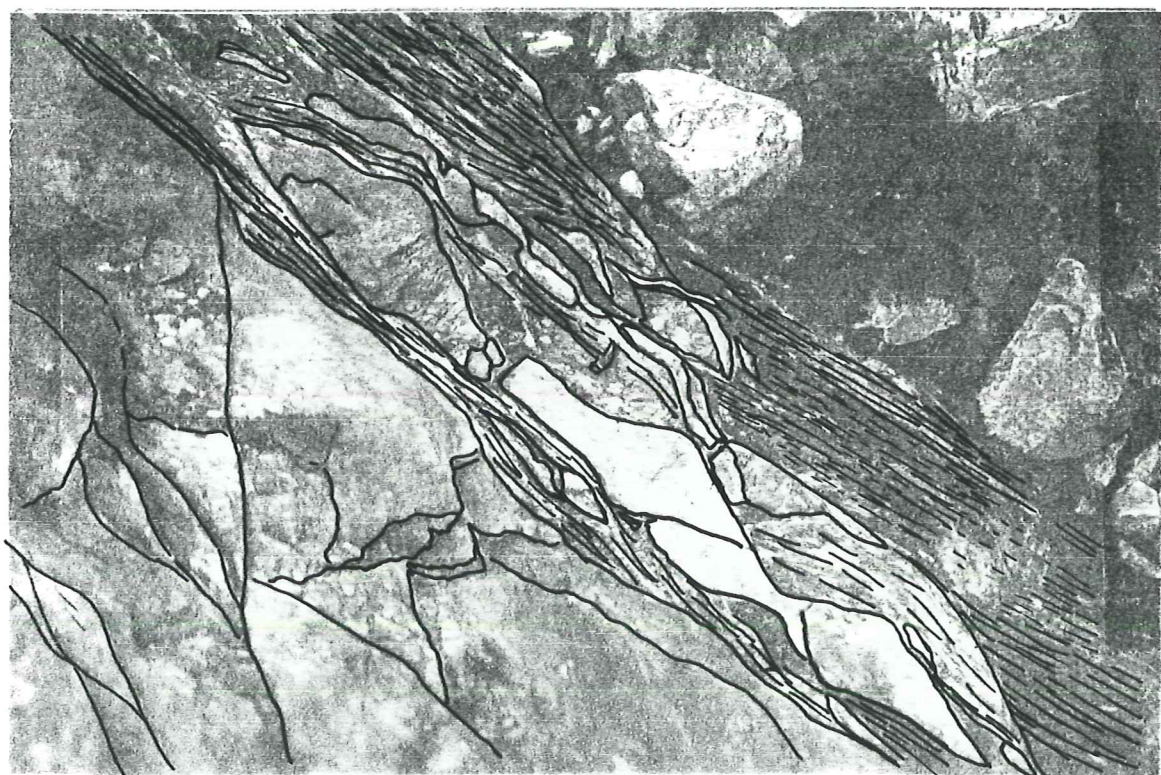


Figure II-13
Faille du ravin de l'Adroit

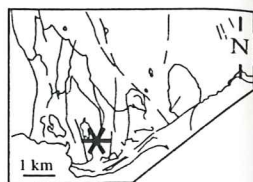
(a) La brèche de la faille de l'Adroit présente une très forte teneur en oxydes.



(b) Boudinage des bancs de grès de la faille de l'Adroit. Il traduit un cisaillement N-S.



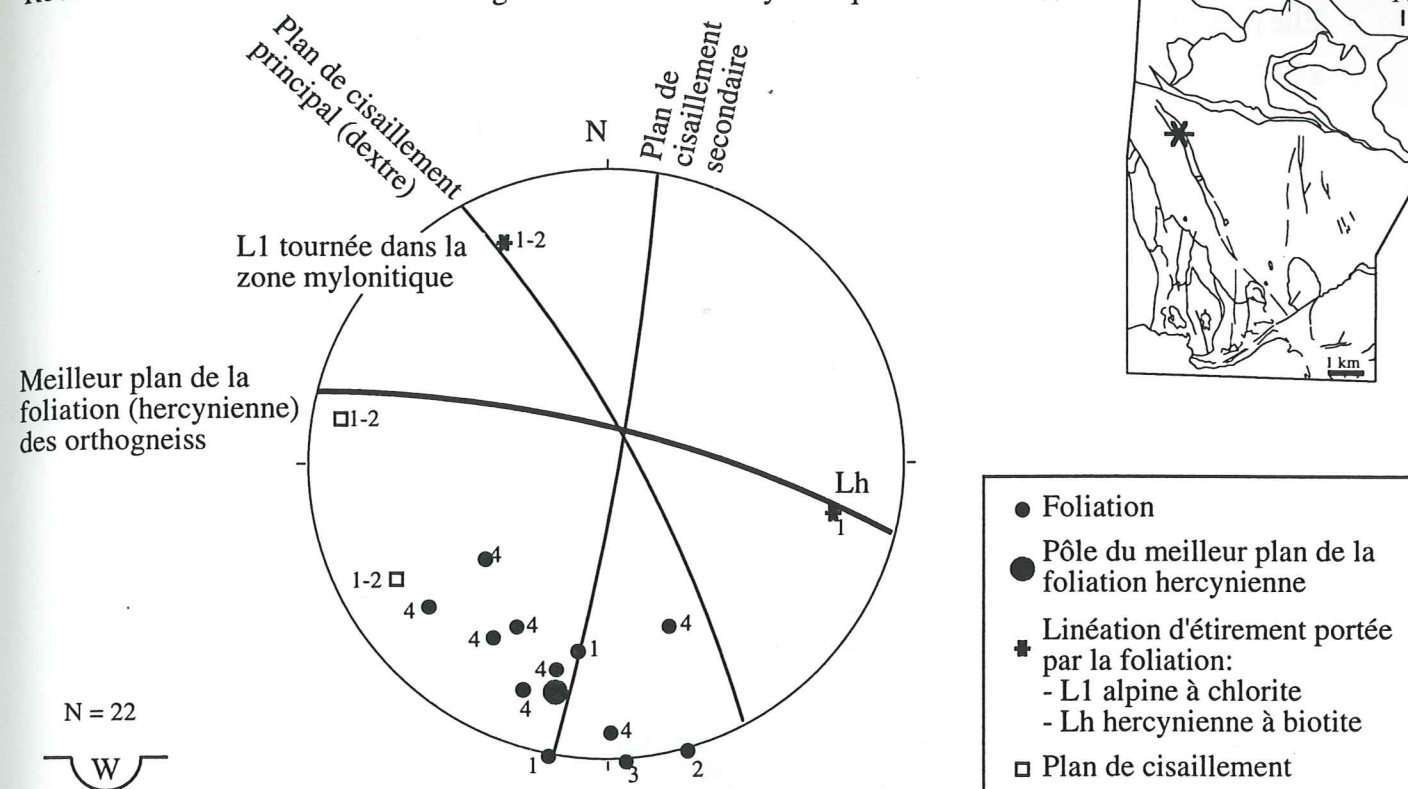
10 cm



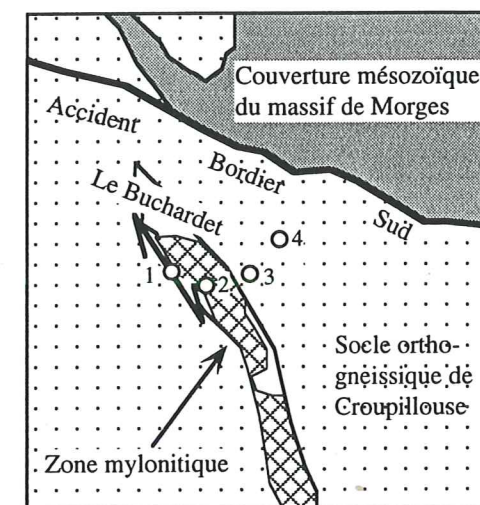
N

E

Figure II-14
Réorientation de la foliation des orthogneiss dans la zone mylonitique du Buchardet

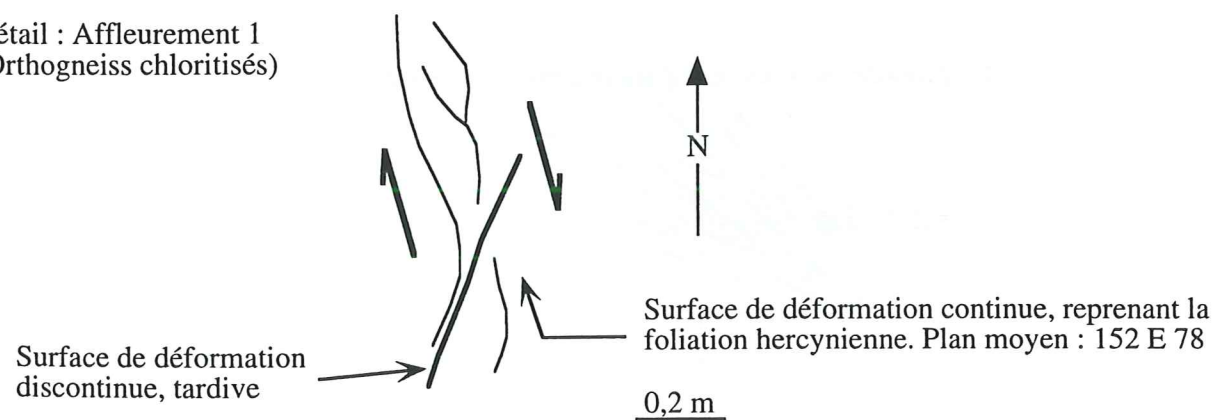


Extrait de la carte géologique au 1/50 000 [Debelmas *et al*, 1984, édition du BRGM].



Localisation des d'affleurements. La zone mylonitique s'avère être aussi une zone de cisaillement dextre tardif.

Détail : Affleurement 1 (Orthogneiss chloritisés)



Elle présente une très forte teneur en oxydes et surtout en chalco-pyrite, et en sulfures (blende, galène) (Figure II-13-a). De nombreuses brèches de ce type, fortement minéralisées, sont connues du Stéphanien jusqu'au Permo-Trias, en association avec un volcanisme bi-modal.

La faille de l'Adroit a donc fonctionné au Carbonifère et au long du Permo-Trias.

Elle a joué en dextre lors de la compression alpine D1. Cela se traduit par un boudinage des blocs de socle et des quartzites du Trias, comme illustré par la photo (b) de la figure II-13: à un moment de l'histoire (D1), le cisaillement horizontal le long de cette faille a été N-S. Des fibres de quartz, de pitch 29NE, traduisent aussi un jeu décrochant dextre.

II-1-2-4) Un grand pli de socle: Croupillouse

La schistosité alpine des orthogneiss de Croupillouse a une orientation constante, au environ de N120. La variation du pendage indique une disposition *anticline*, pluri-héctométrique (Figure II-15). En effet, elle évolue d'un pendage moyen vers le Sud (N126-39S, affleurement S340) à un pendage plus fort vers le Nord (N95-50N au point S357), jusqu'à être parallèle à l'ABS (N110-50N, affleurement M009).

Ce plissement de socle est de grande amplitude. La foliation hercynienne, à biotite, est entièrement chloritisée. Le développement de ce minéral, en association avec de la pumpellyite, de la muscovite et de l'albite (cf. II-3 et annexe IX), permet d'estimer les conditions physiques de températures entre 250 et 350°C, et 4 à 7 kilomètres de profondeur. Le raccourcissement du socle s'effectue donc à la limite-fragile ductile. Les implications de ces conditions PT seront traitées dans le paragraphe II-3-4.

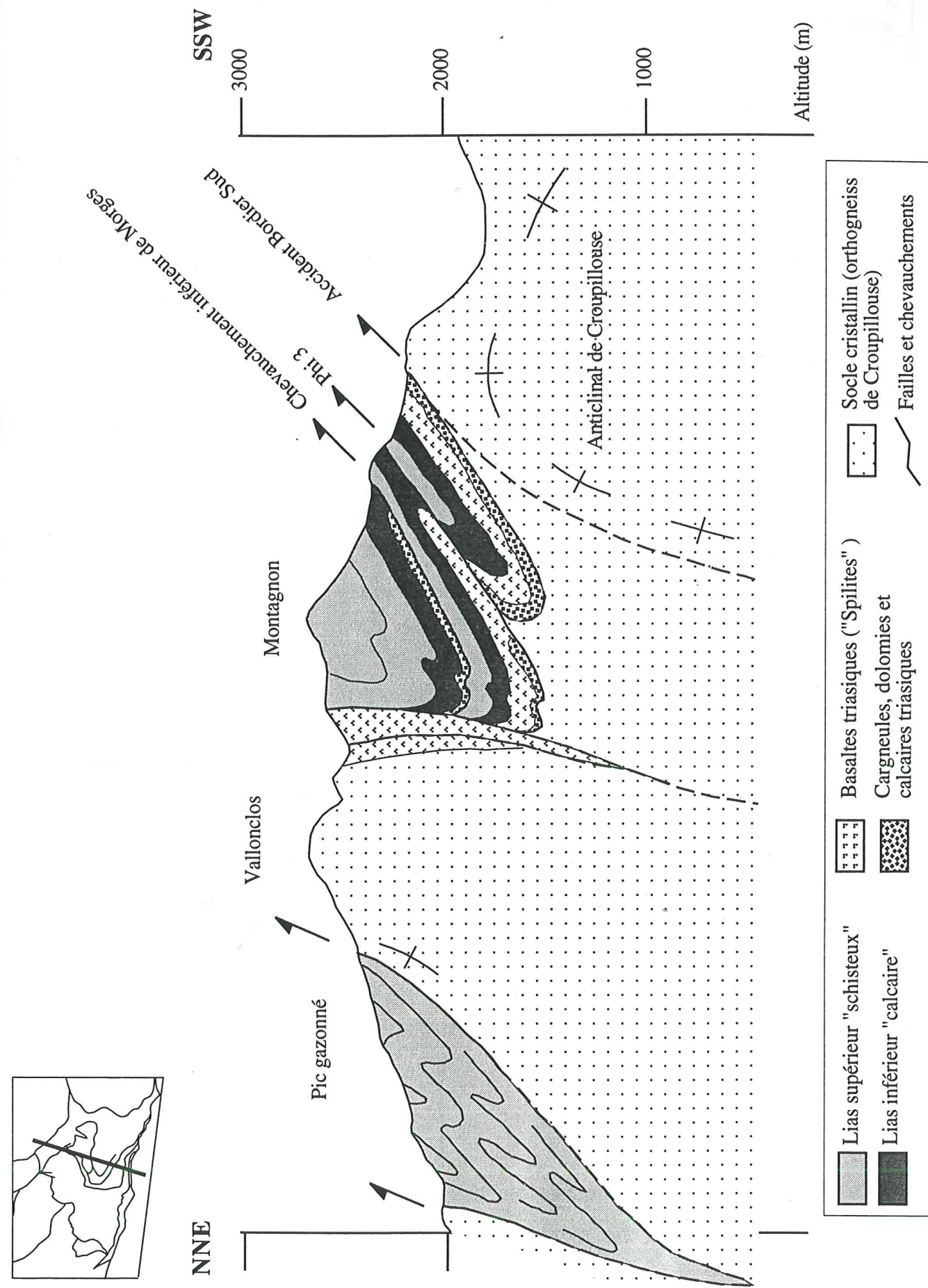
Dans le Sud de cette zone, les cisaillements ductiles, hercynien, sont très généralement très plats et ne sont pas réactivés à l'alpin [Guillot, comm. pers.]. Les plans de cisaillement plus froids majeurs sont dextres NNE-SSW (N10 à N170) légèrement chevauchants (ligne à N20-37S), les mineurs E-W à pendage 45 à 65°S [Bonnaiveira et Babarit, 1995; observations pers.]. Ils réorientent en N-S la foliation ductile hercynienne. Elle porte alors une linéation d'éirement plongeante vers le Sud. On retrouve ce type de décrochement observés sur les sites de Buchardet ou de l'Adroit.

L'anticlinal de Croupillouse est illustré sur les coupes NNE-SSW situées en annexe X.

II-1-2-5) Chalance, Rif du Sap

Une faille majeure, NW-SE, traverse le socle de Chalance au niveau de Rif du Sap. Son jeu senestre a entraîné des lambeaux de couverture dans la faille (Figures II-5-c, d).

Figure II-15:
Coupe N-S n°3



Cette faille est dans le prolongement du chevauchement de La Planta, où le socle apparaît en série chevauchante sur la couverture mésozoïque du massif de Morges.

Le jeu de cette faille entraîne un fort plissement de la couverture liasique. Des exudats de calcite se forment et se plissent alors (Figures II-5-e). La linéation, portée par la S1, est aussi réorientée (Affleurement M104: N155-21NW).

Dans le socle de Chalance, les plans méridiens sont dominants. Ils correspondent surtout des plans de cisaillement dextre N20, conjugués avec des plans senestres N130. Ils sont soulignés de chlorite (Figure II-16 et Annexe A IV-9). Cela traduit un serrage NE-SW. Le jeu chevauchant vers le SW de l'accident de La Planta est compatible avec cette direction de raccourcissement.

La foliation est irrégulière: elle varie entre méridienne, très redressée (ex.: afflmt 98 à 100), à des directions SE-NW (affleurement M101). Elle est fortement perturbée par les nombreux décrochements qui affectent cette zone, et qui peuvent être rapportées à la proximité immédiate de la terminaison du décro-chevauchement de la Meije-Olan. Loin de ces plans, elle oscille de NE-SW à E-W et porte une linéation d'étirement ESE-WNW [Bonnaiveira et Babarit, 1995; obs. pers.].

II-1-2-6) Le chevauchement du Pic de Colle Blanche

Le Pic de Colle Blanche se situe à l'Ouest du Pic de la Saume, aux coordonnées 904-1980 sur la figure I-1-b. Le chevauchement du Pic de Colle Blanche reprend la stratification: il met en contact une écaïlle de schistes noirs ("dalles noires" de Le Fort [1973]) sur un conglomérat à amphiboles (intégré sur la carte aux gneiss à deux micas du Chaillol) [Guillot, comm. pers.].

Il est orienté N150-35NE. Le mouvement est vers le SW, marqué par une linéation N26-25N. Dans les schistes proches de la base, des kink N130-150 sub-horizontaux sont déversés vers le SW. Quelques rares conjugués N70 sont déversés SE. Ce chevauchement est alpin, reliable à la phase de raccourcissement D1 déjà rencontrée dans le massif de Morges.

La déformation "Schiste Vert" du massif du Chaillol donne une linéation N110, proche de la D2 décrite dans les pincées de couverture environnantes.

II-1-2-7) Massif du Sirac

La phase D1 est peut être marquée dans le socle du massif du Sirac (Figure II-17). Des plis de socle de direction compatible avec cette phase ont été décrits, mais non datés [Biju-Duval, 1975].

Figure II-16
Déformation dans des gneiss (Affleurement M97).

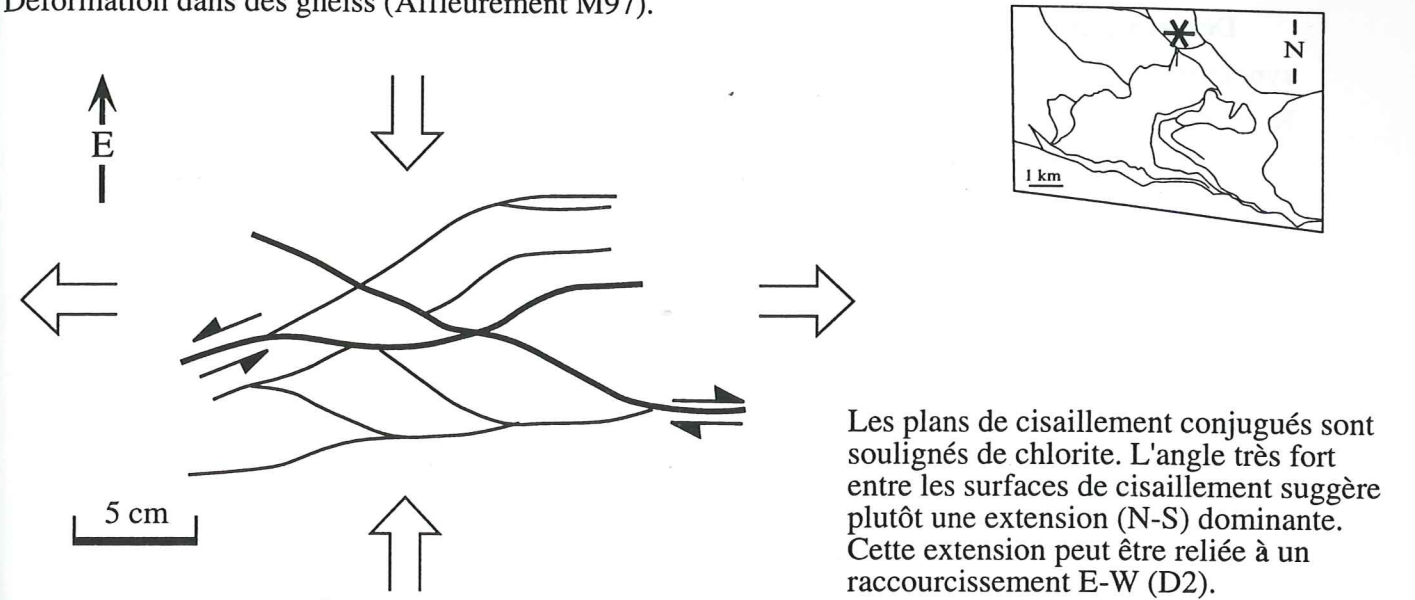
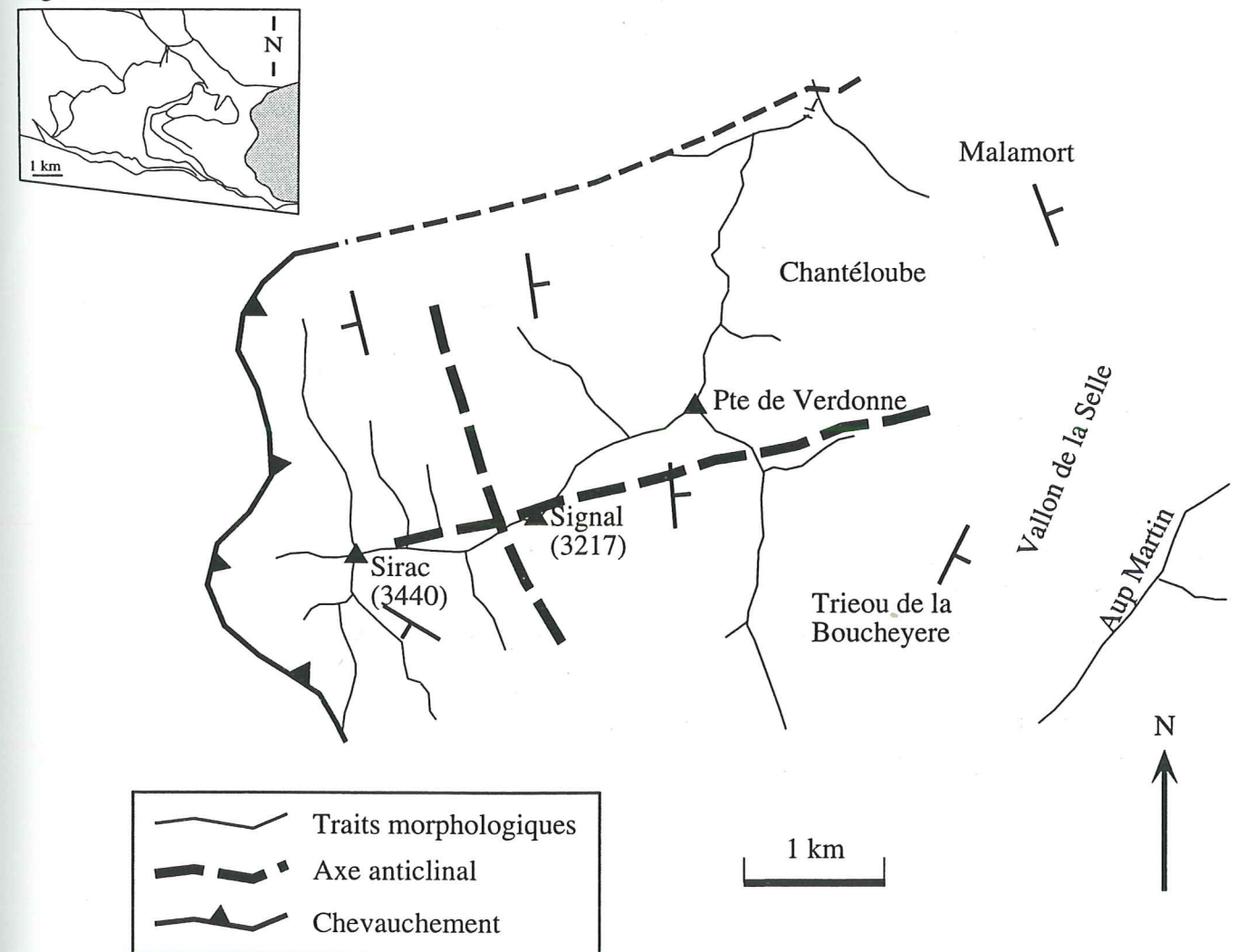


Figure II-17



Biju-Duval [1975] décrit, au niveau du Sirac, un vaste pli d'axe E-W à plongement vers l'Est d'environ 40°. Par interférence avec des plis antérieurs d'axe orthogonaux, liés à la seconde phase de migmatisation qui affecte ce massif du Sirac, il engendre le "bombement" peu accentué du Sirac. Ce pli E-W est "soit hercynien, soit alpin".

Sa direction correspond à celle de la première phase D1 décrite dans la couverture de Morges, juste à l'Ouest.

Des jeux cartographiques marquent la seconde phase D2 déterminée dans la couverture: le synclinal du Pic Gazonné se raccorde vers l'Est à l'étroit synclinal du glacier de Surette, au Nord du massif du Sirac [Biju-Duval, 1975]. Il est fortement pincé et de plus en plus déversé vers le Nord quand on va vers l'Est. Il aurait joué en décrochement dextre, en accord avec le déplacement vers l'Ouest du massif du Sirac.

II-2) Champ de déformation finie

II-2-1) Champ de déformation finie dans la couverture

Ce paragraphe présente l'analyse de marqueurs tectoniques dans la couverture. Il montre les résultats du traitement des schistosités, plis, linéations d'étirement et fracturation. Les résultats acquis sur les secteurs-clefs précédemment décrits sont intégrés sur une plus petite échelle.

Les différentes pincées de couverture sont traitées séparément au sein des sous-paragraphe. Le massif de l'Aiguille de Morges a été le premier exemple étudié. Il est donc traité en premier dans chaque paragraphe. Les résultats trouvés pour Morges ont servi de base de recherche et de comparaison pour les autres sites. Cette démarche conduit la rédaction de ce chapitre.

II-2-1-1) Schistosités, plis et microplis

II-2-1-1-a) Massif de Morges

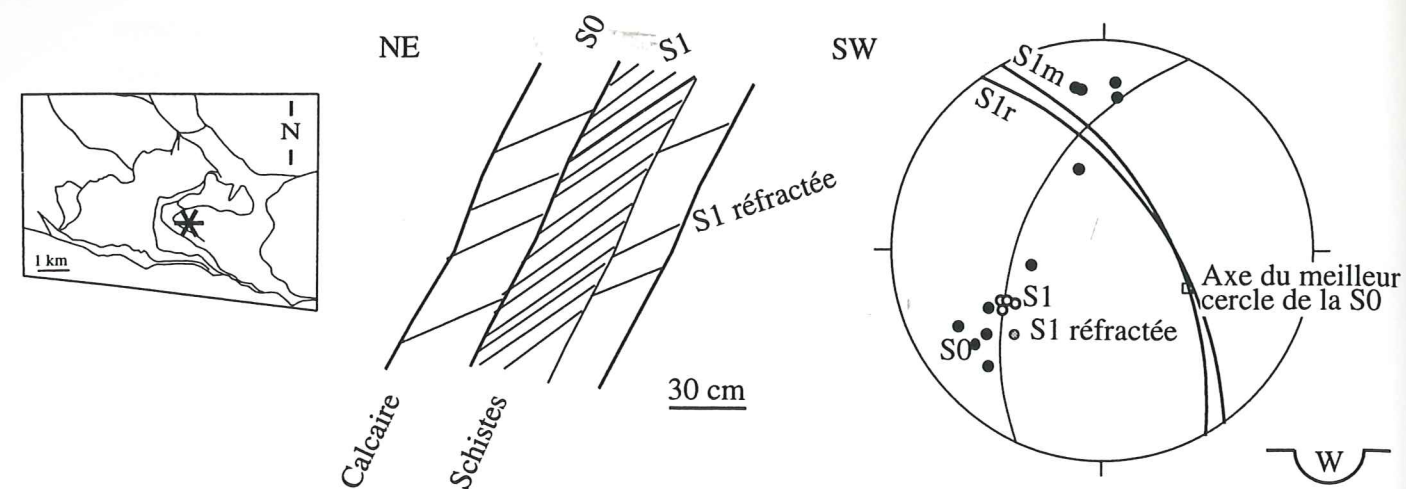
Les métasédiments du massif de l'Aiguille de Morges portent l'empreinte de *deux déformations syn-schisteuses* principales [Lazarre *et al*, 1996].

Une *première phase D1* génère une schistosité pénétrative S1. Cette schistosité de flux, ardoisière dans les marnes, est développée jusqu'à oblitérer la stratification dans les schistes liasiques. Elle diffère d'attitude selon la nature des bancs; elle se réfracte dans les calcschistes au niveau des bancs calcaires plus compétents. La figure II-18 montre des exemples de ces réfractions (Figure II-18).

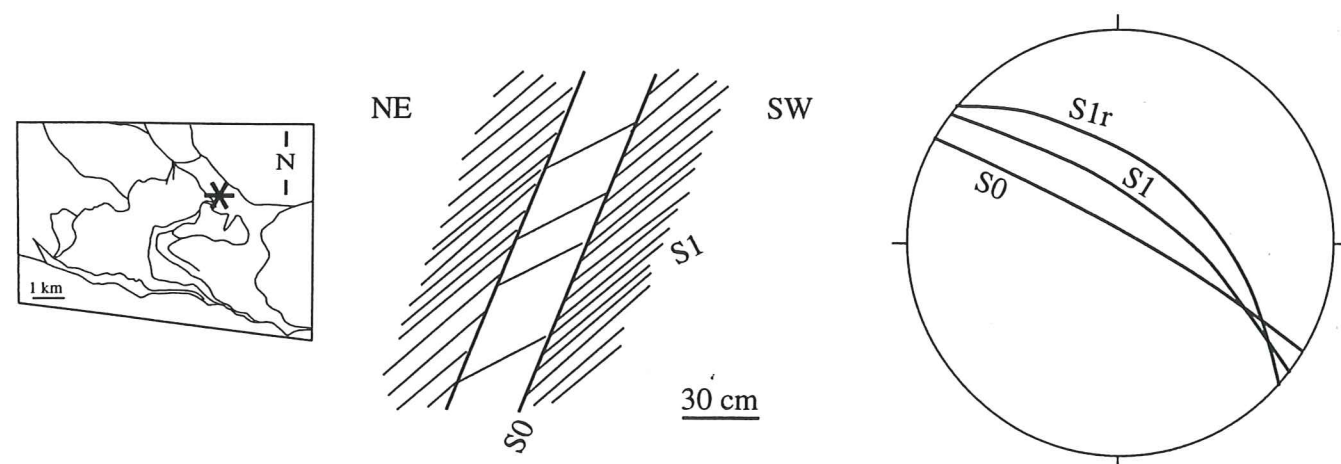
Les plans de schistosité des bancs compétents sont fréquemment remplis de calcite. Elle provient de la dissolution partielle du calcaire inclus dans les marno-calcaires ou dans des niveaux calcaires qui alternent avec les schistes pour former les "calcschistes" du Lias.

La figure II-19 montre l'évolution en carte de la direction de S1 (Figure II-19): elle évolue de méridienne au Nord à N110-120 au Sud de Morges. Son pendage est variable, majoritairement entre 40 et 70°E. Elle peut être affectée de cisaillement sub-horizontaux indiquant un chevauchement vers le SW [Gratier *et al*, 1973], mais reste en général peu affectée par la seconde phase de déformation déterminée sur la zone.

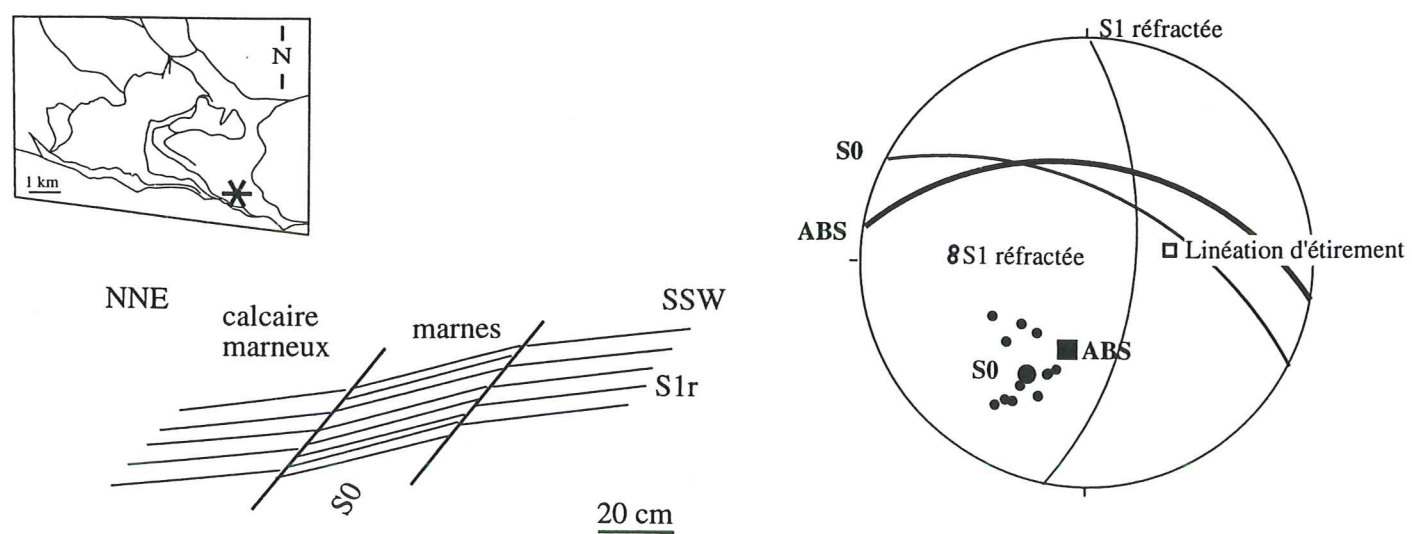
Figure II-18
Exemple de réfraction de la schistosité S1



(a) La S1 se réfracte dans les bancs plus compétents (exemple dans les calcschistes de la crête du Montagnon, affleurement M111).



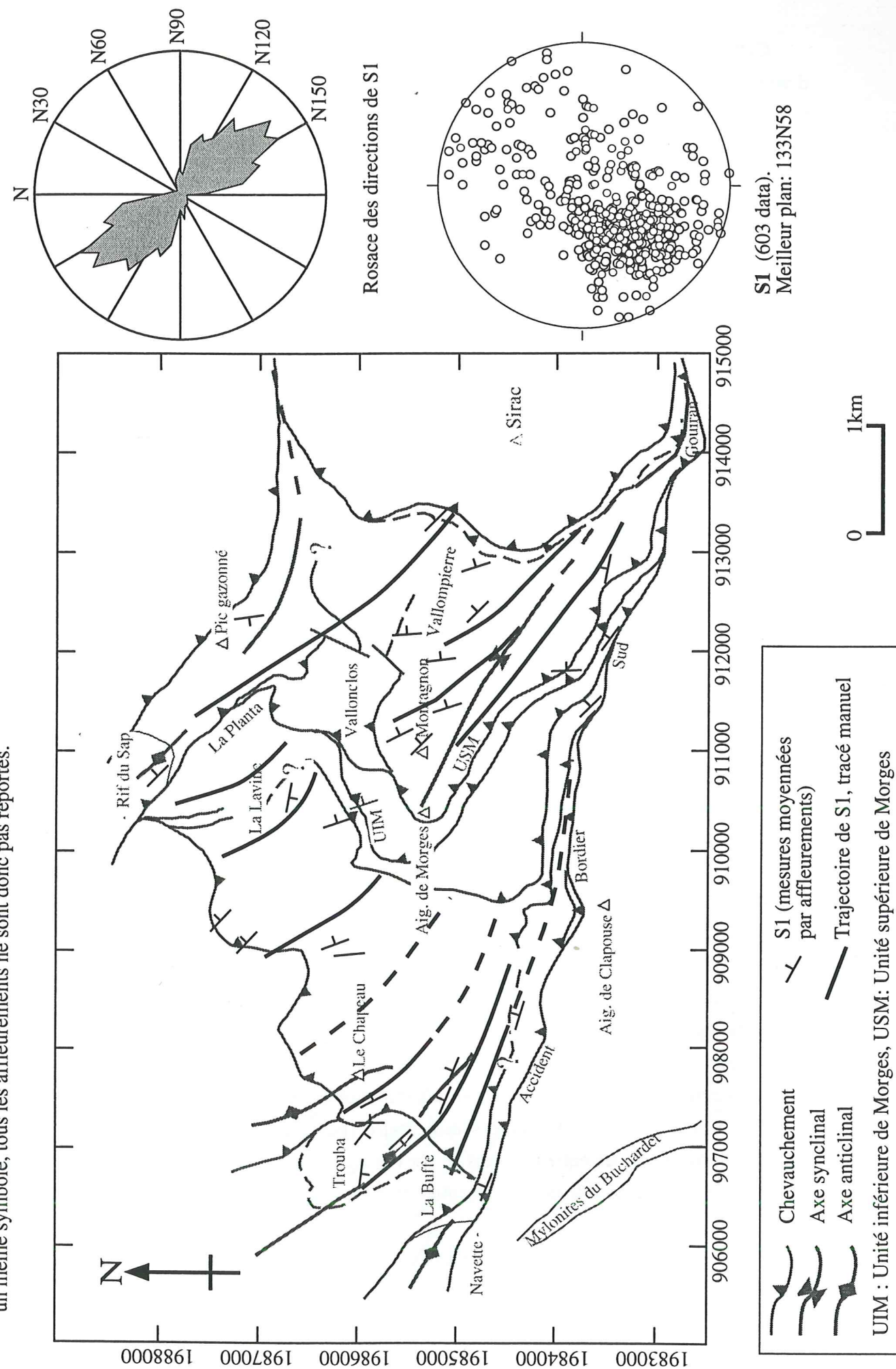
(b) Exemple de réfraction de la schistosité dans les calcschistes du Pic Gazonné (affleurement M106)



(c) Les mesures ont été effectuées dans les calcschistes liasiques de Vallon Plat (sites M54 à M56). La S1 présente là aussi un phénomène de réfraction. Le plan de l'ABS est parallèle à celui de la S0: le décollement se fait suivant la stratification.

Figure II-19

Carte des trajectoires de schistosité S1 dans le massif de l'Aiguille de Morges. Les stations proches en distance et en résultats ont été regroupées sous un même symbole, tous les affleurements ne sont donc pas reportés.



S1 (603 data).
Meilleur plan: 133N58

Cette première phase de raccourcissement D1 engendre aussi des plis de toute échelle d'orientation E-W à SE-NW. Celui de Vallonpierre (exemple en II-1-1) est kilométrique, mais un micro-plissement serré affecte toute la zone (Figure II-20). L'orientation moyenne des axes P1 est ESE-WNW.

Ce plissement et sa schistosité S1 associée correspondent à un plissement et un métamorphisme régional, suivant une *direction de raccourcissement NE-SW*.

Une S2 de crénulation ("de pli-fracture") marque la *seconde phase D2*. Elle est peu dense, et se développe surtout dans les bancs incompetents. En lame mince, elle se traduit par un crénulation des minéraux soulignant la S1 (exemple: Figure II-4-b, où la S2 est orientée NE-SW).

La S2 est orientée N-S sur la majeure partie de la zone (Figure II-21). C'est une direction semblable à la S1 décrite dans les flyschs nummulitiques [Plotto, 1977]. Sa direction s'oriente vers l'E-W le long de l'ABS et de l'accident de Navette, comme l'illustre les stéréoplots de la figure II-21.

Elle est dans ces zones associée à des plis d'entraînement à axes verticaux (cf II-1-1-4).

La photographie de l'annexe A IV-10 (Annexe A IV-10) montre les relations entre la stratification S0 et les schistosités S1 et S2 dans un calcschiste liasique.

II-2-1-1-b) Pincée des Pourroys - Chatelard

La couverture mésozoïque de la pincée du Puy des Pourroys est surtout structurée suivant une série de *chevauchement vers l'W à NW*, affectant les couches du Trias, et reposant sur le granite de Colle Blanche (Figure II-22). Les critères de cisaillement dans la couverture comme dans le socle fournissent un jeu vers le NW ou plus rarement vers l'Ouest.

La figure II-22-a est un panorama vers le Nord du Puy des Pourroys. Le stéréogramme de la figure II-22-b montre le regroupement des valeurs de d'orientation et de pendage de ces chevauchements.

La photographie (a) de la figure II-23 (Figure II-23) montre un ces chevauchements. Il est souligné par une zone bréchifiée où le granite est mylonitisé. La figure II-23-b montre ce contact à l'échelle métrique. Une mylonitisation suppose une structuration préexistante du socle. La brèche peut être d'origine sédimentaire [Ford, comm. pers.]. Quelque soit son origine, la correspondance entre les plans de chevauchements et la stratification confirme que le Trias est un niveau de décollement préférentiel, et ce décollement s'effectue vers le NW.

Les mesures de stratigraphie ont été élevés dans les alternances triasiques de grés, calcaires, dolomie et plus rarement les schistes du Lias.

Figure II-20
Carte des axes des plis et micro-plis liés à la phase D1.

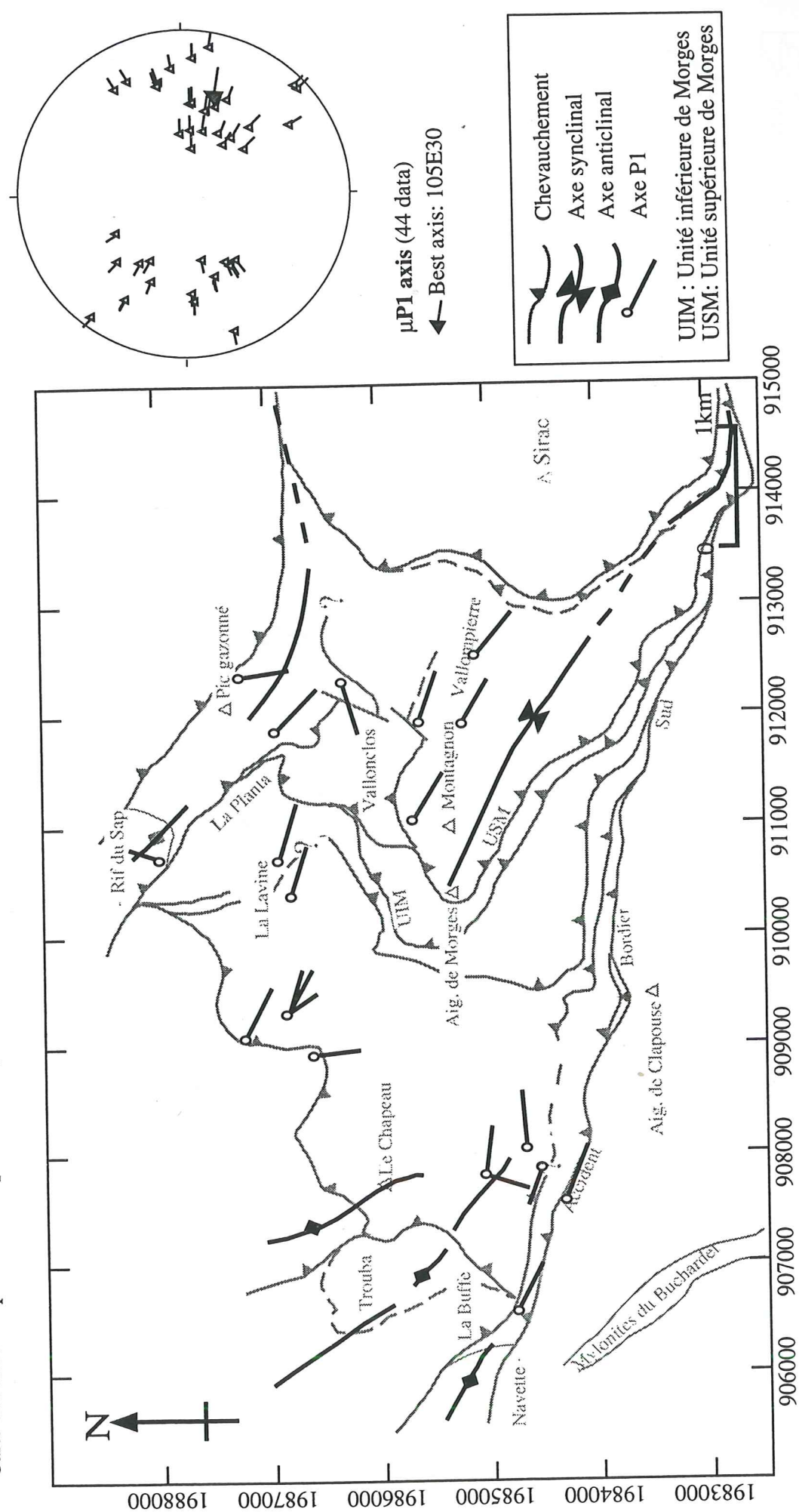


Figure II-21

Carte des trajectoires de la schistosité S2 dans le massif de l'Aiguille de Morges. Les stations proches en distance et en résultats ont été regroupées sous un même symbole, tous les affleurements ne sont donc pas reportés.

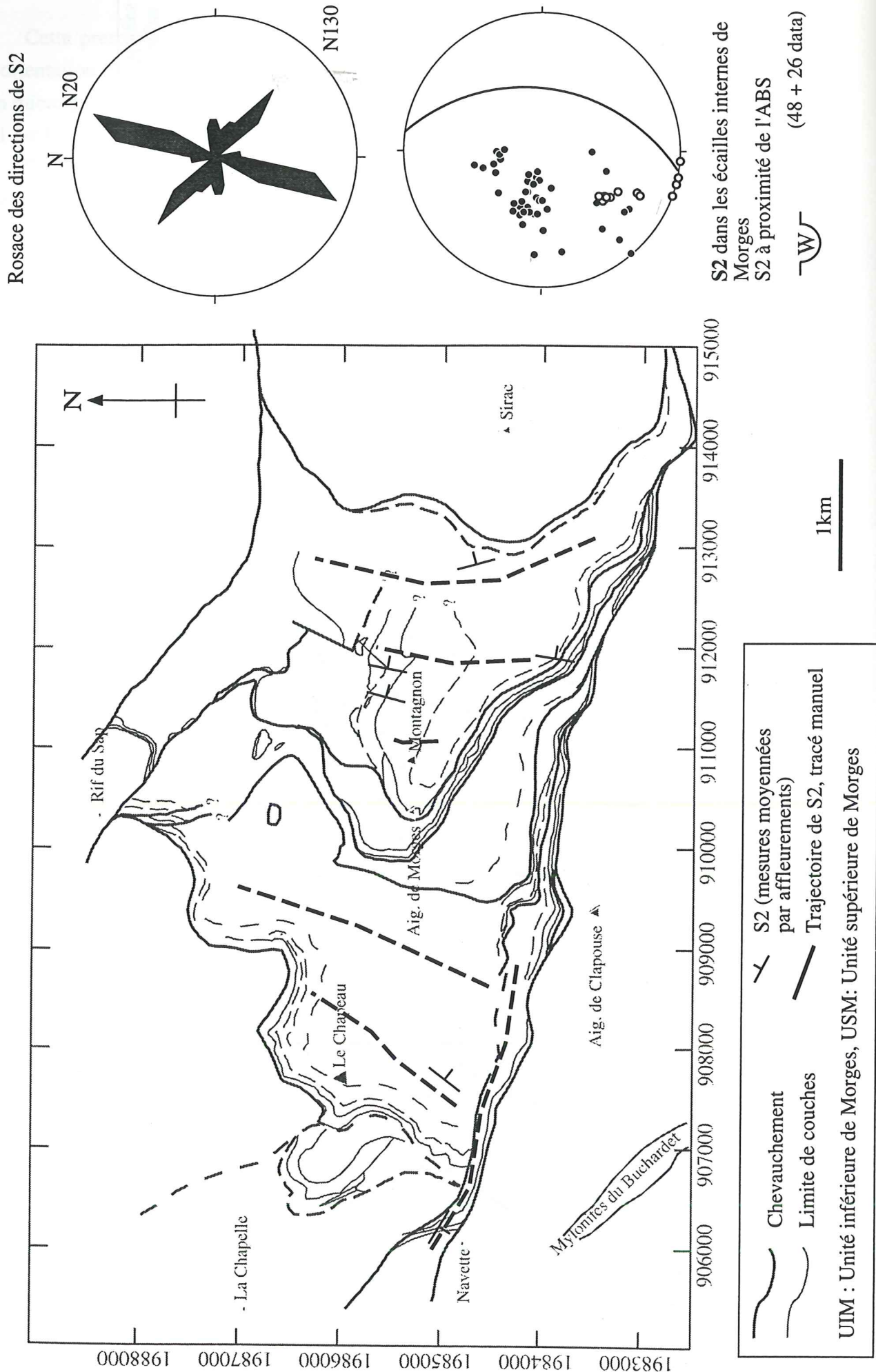
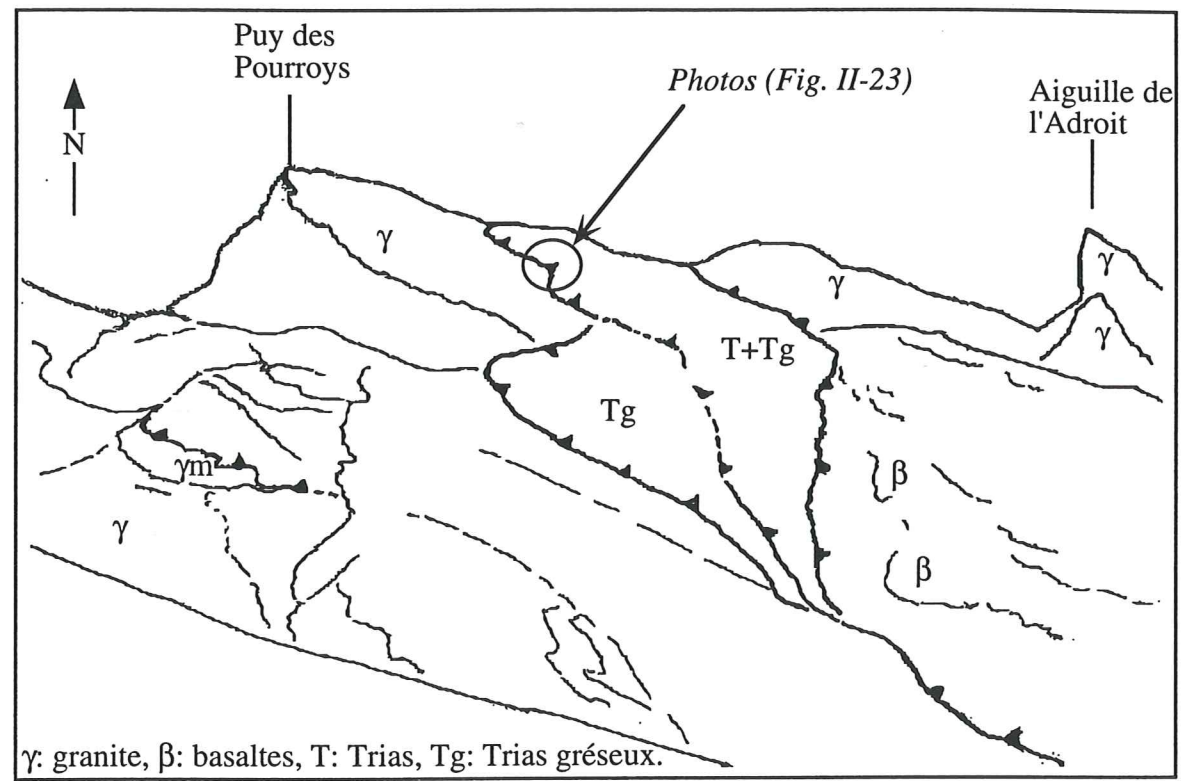
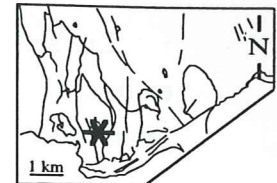
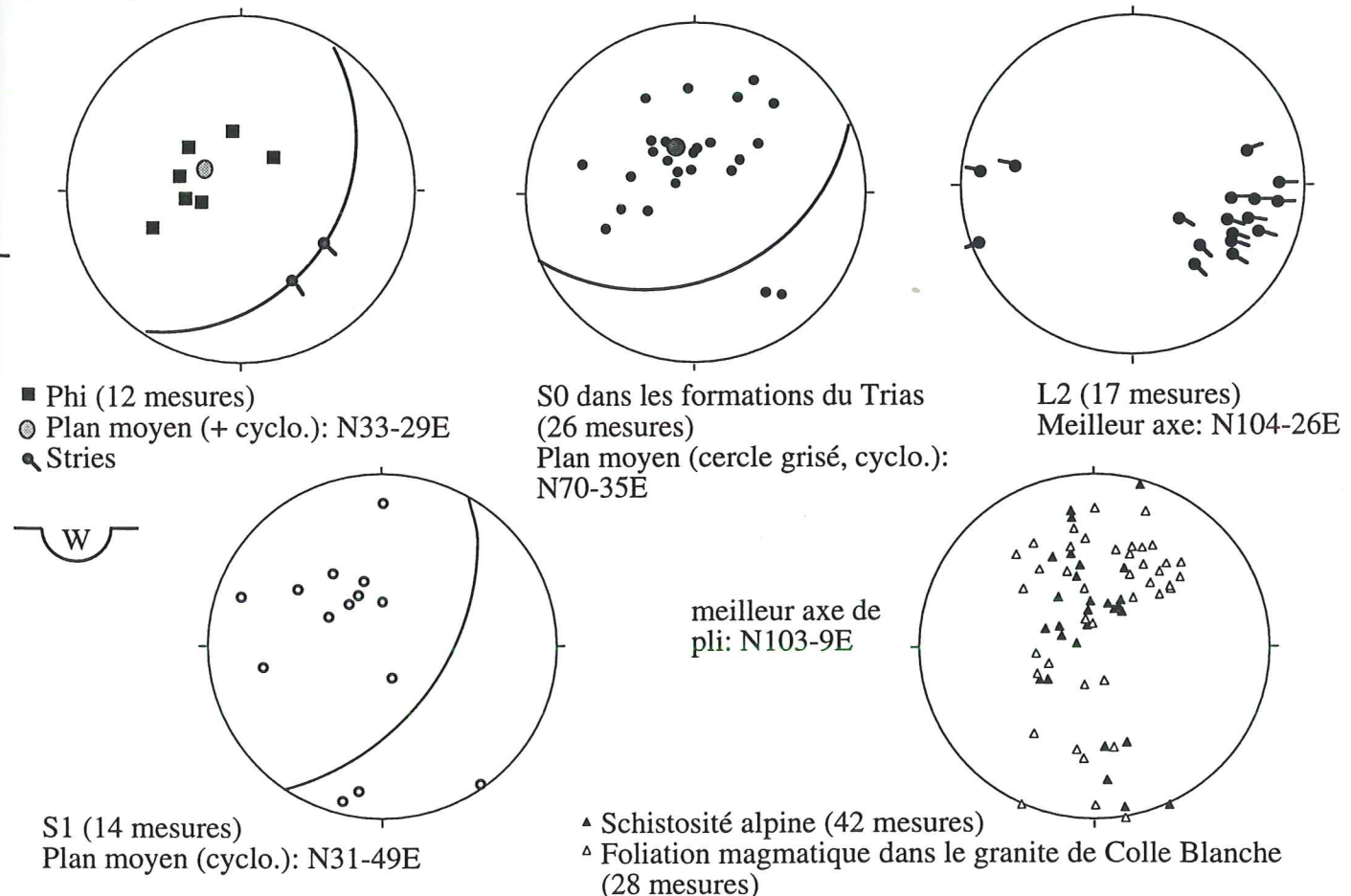


Figure II-22

(a) Panorama du Puy des Pourroys, vue vers le Nord.
 Les grès du Trias chevauchent vers l'Ouest et le Nord-Ouest les "spilites" du Puy des Pourroys. Ce mouvement est celui aussi identifié dans les chevauchements internes au Trias. Le granite de Colle Blanche sert de soubassement à ces écailles de couverture, mais des lambeaux sont entraînés à la base de certains chevauchements (γ m: granite mylonitisé).



(b) Stéréogrammes des mesures relevées sur les affleurements du massif du Puy des Pourroys.



Les schistosités S1 relevées dans la couverture du Puy des Pourroys sont assez dispersées en direction (Figure II-22-b). On peut extraire les mesures prises au Nord du Chatelard, mieux groupées. Elles donnent une S1 en moyenne orientée N50-60E.

Peu de plis et/ou de micro-plis ont été repérés. Par contre, de larges zones de failles sont développées dans le socle, comme la faille du ravin de l'Adroit. Elles jouent en dextre lors de D1 (cf. II-1-2-3).

La D1 est donc peu très marquée dans les Pourroys, alors que la D2 est clairement exprimée par des chevauchements vers le NW ou l'Ouest. Le Trias reste un niveau de décollement préférentiel.

II-2-1-1-c) Pincée du Vallon

La pincée du Vallon est structurée suivant un *synclinal* recouvert par la discordance des grès du Champsaur et par le chevauchement de socle de l'Aiguille de Cédéra. Ce pli kilométrique se voit dans le paysage depuis la Vallée des Borels. La figure II-5-a est la photographie de ce pli vu vers l'Est, prise depuis le flanc opposé de la vallée (Figure II-24). La charnière forme la limite Nord de la pincée.

La stratification marque un grand pli P1 d'axe WNW-ESE. Cela est illustré par les stéréogrammes (b) et (c) de la figure II-7, où sont reportées les stratifications S0 mesurées: l'axe calculé de ce pli P1 est N96-23E.

La schistosité ardoisière (S1) oscille autour de l'horizontale.

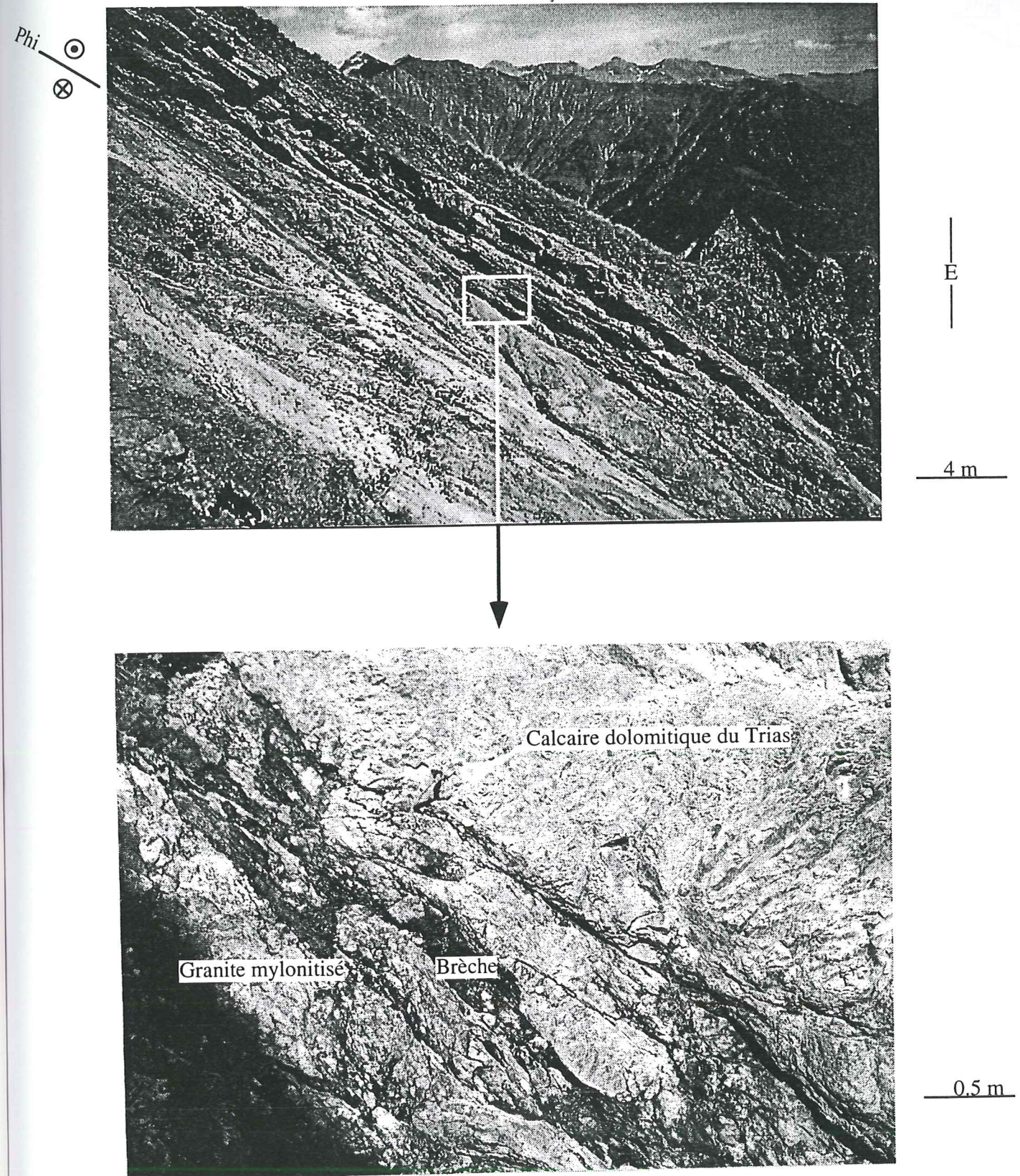
Une schistosité S2 est rarement visible; elle est plutôt méridienne et pentée de 40° vers l'Ouest.

Plus au Sud, dans le synclinal de Méollion, la schistosité S2 "de pli-fracture" est orientée N175, sub-verticale avec un léger pendage vers l'Est [Gratier *et al*, 1973]. Elle est donc cohérente avec celle décrite dans notre zone d'étude. Par contre, la S1 est N10 à N20 sur l'ensemble du synclinal, avec une pendage fort vers l'ESE. Cette virgation de la S1 avait déjà été notée par Vernet [1965].

La qualité de la schistosité du pli du Vallon le relie à la phase D1 repérée dans Morges, surtout que ce pli est scellé par les grès du Champsaur.

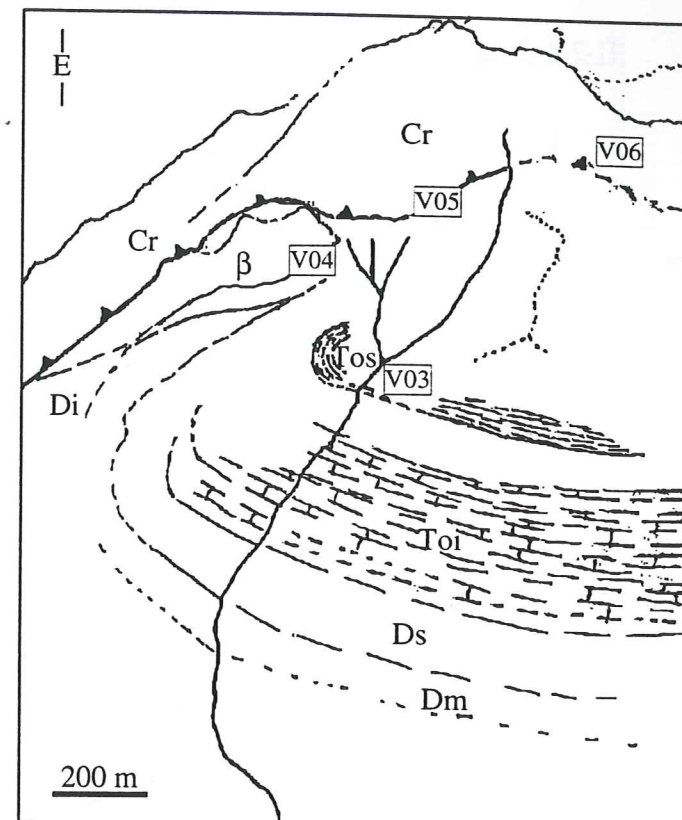
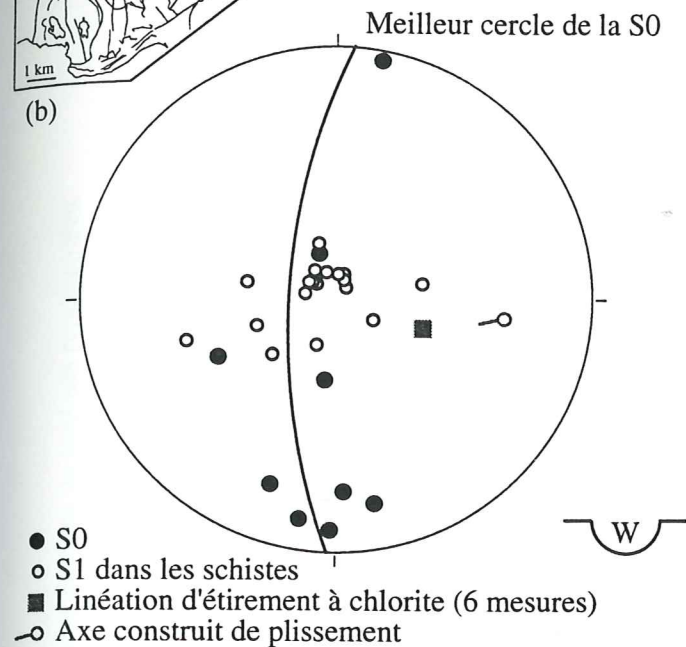
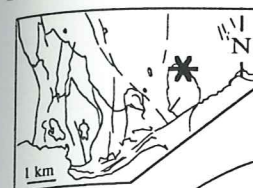
Figure II-23

(a) Chevauchement de la couverture (calcaires du Trias) sur le socle (granite de Colle Blanche). Vue vers l'Est. Site P51.



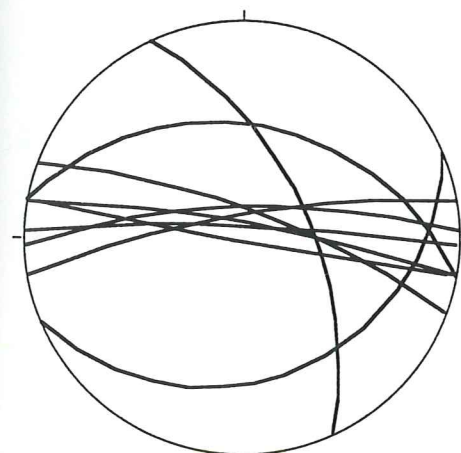
(b) zoom avant sur la base de ce chevauchement

Figure II- 24
Site du Vallon

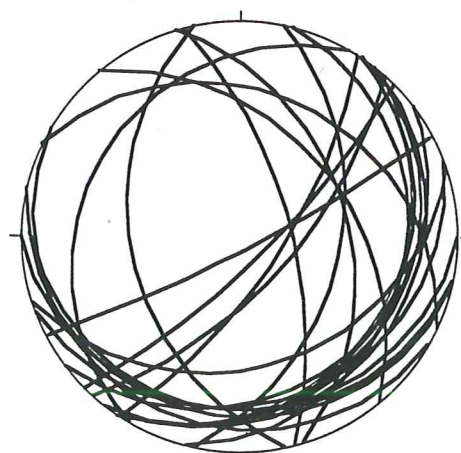


(a) Panorama depuis le Val Estrèche du synclinal du Vallon.

Cr: cristallin, β: basaltes triasiques, Di: Domérien inf.,
Dm: Domérien moyen, Ds: Domérien sup., Toi: Toarcien inf.,
Tos: Toarcien sup., encadré: affleurement.

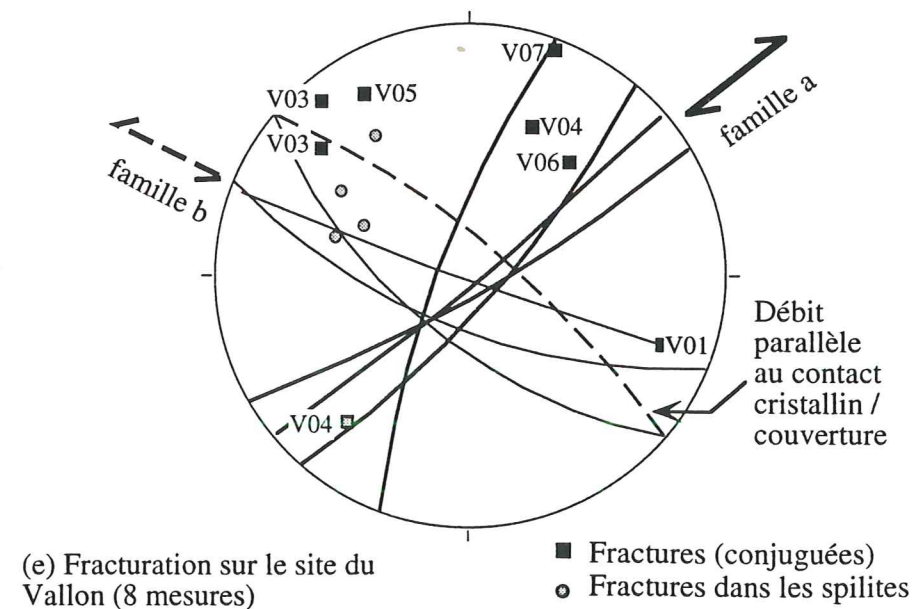


(d) Stratification
(19 mesures)



(c) Schistosité S1
(22 mesures)

	Meilleur plan	Meilleur grand cercle
S0	-	96 E 23
S1 (schistes)	34 E 09	-
Failles (famille a)	43 E 85	-
Failles (famille b)	117 S 72	-
Meilleure linéation d'étirement : 101 E 52		



II-2-1-2) Les linéations d'étirement

II-2-1-2-a) Massif de Morges

L'étirement d'éléments divers, comme des galets ou des fossiles (Figure II-26), donne la première direction de transport *L1* visible dans le massif de Morges.

Au cœur du massif, les conglomérats du Trias présentent des galets de spilites dont l'étirement est plutôt *méridien* (affleurement M72). A proximité du chevauchement du Sirac, les galets de la brèche de la base du Trias sont étirés suivant une direction *NE-SW* (affleurement M67). Dans ce dernier cas, l'allongement est donc perpendiculaire à l'ABS: ce dernier peut servir ou de base de chevauchement aux unités de Morges ou de limite franche. Certaines des belemnites présentent une déformation courbe (Figure II-26-b). Cela suppose que la direction d'étirement n'a pas été constante dans le temps: leur courbure traduit un allongement vers le SW suivi d'une extension vers l'Ouest.

Cet allongement méridien à NW-SE est compatible avec la direction de déformation de D1.

La seconde linéation d'étirement *L2* visible dans la couverture du massif de Morges est marquée par la cristallisation orientée de la *chlorite* sur le plan de schistosité S1. Cette linéation n'est pas constituée de l'association métamorphique caractéristique de D1, c'est à dire chlorite + muscovite + pumpellyite + albite (cf. II-3-3), mais de chlorite seule. Elle est donc plus tardive que L1.

La moyenne de cette linéation est bien réglée sur une direction *N115*, comme le montre la rosace de la figure II-25 (Figure II-25). Cette direction WNW-ESE est compatible avec la direction de raccourcissement D2 liée à la seconde génération de structures. Dans le contexte de cisaillement de D2, la linéation d'étirement à chlorite traduit un transport [Malavieille *et al.*, 1984].

II-2-1-2-b) Pincée des Pourrois - Chatelard

La *linéation d'étirement à chlorite*, dans le socle comme dans la couverture, est orientée en moyenne *N104-26E*, avec une faible dispersion (Fig. II-22-b). Cette direction est très proche de celle déterminée sur le site du Vallon et à Morges pour D2.

La linéation d'étirement à *biotite* est la linéation originelle dans le granite, elle est portée par les plans d'aplatissement magmatique. Elle est fortement oblitérée par la chlorite, et est donc rarement préservée. Elle est orientée *N130*, avec un plongement vers l'Est.

Figure II-25

Carte des linéations d'étirement à chlorite L2 (Massif de l'Aiguille de Morges). Toutes les stations ne sont pas représentées, une moyenne a été établie par sites ou par groupe de sites lorsque les mesures sont proches.

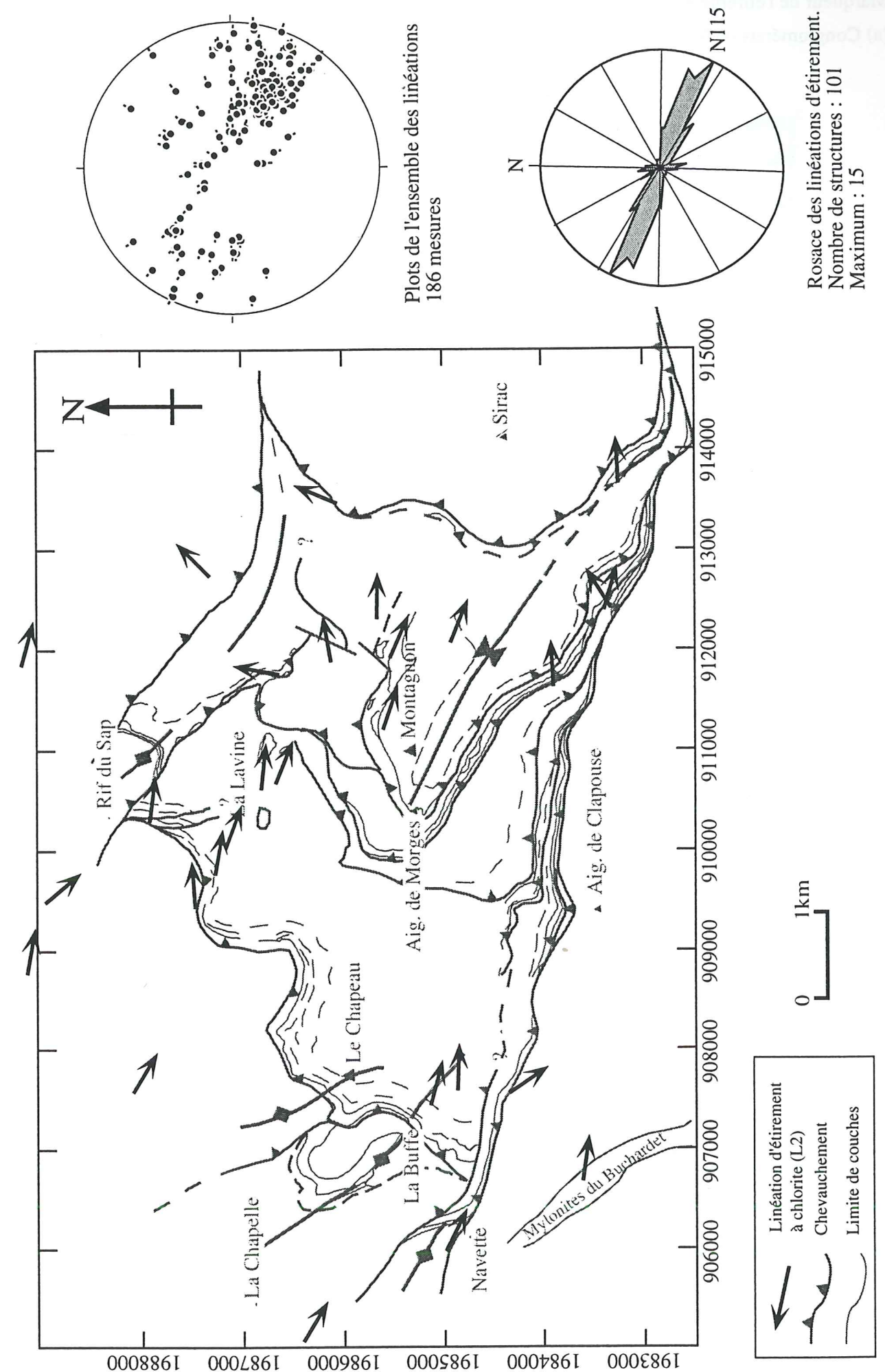
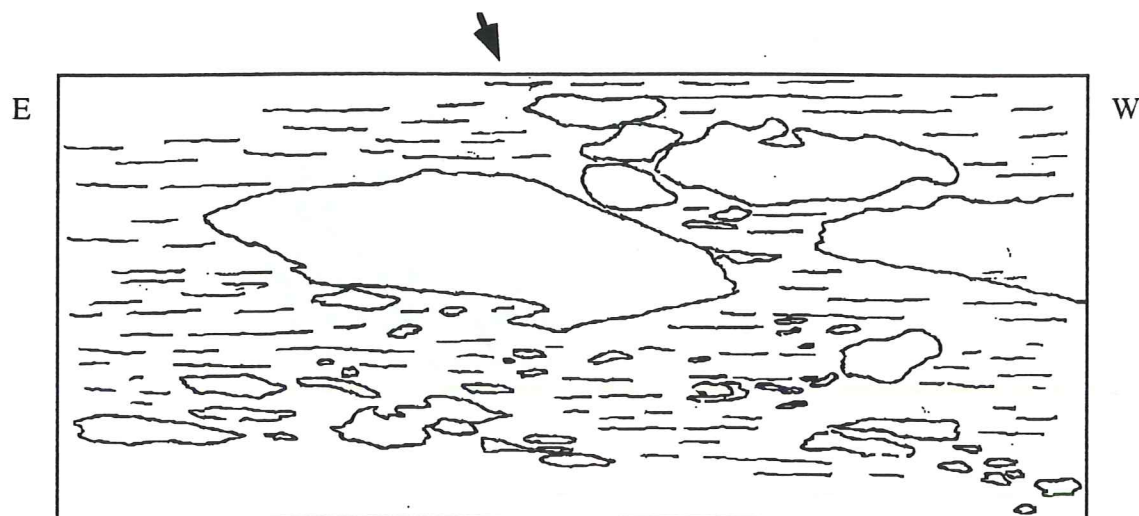
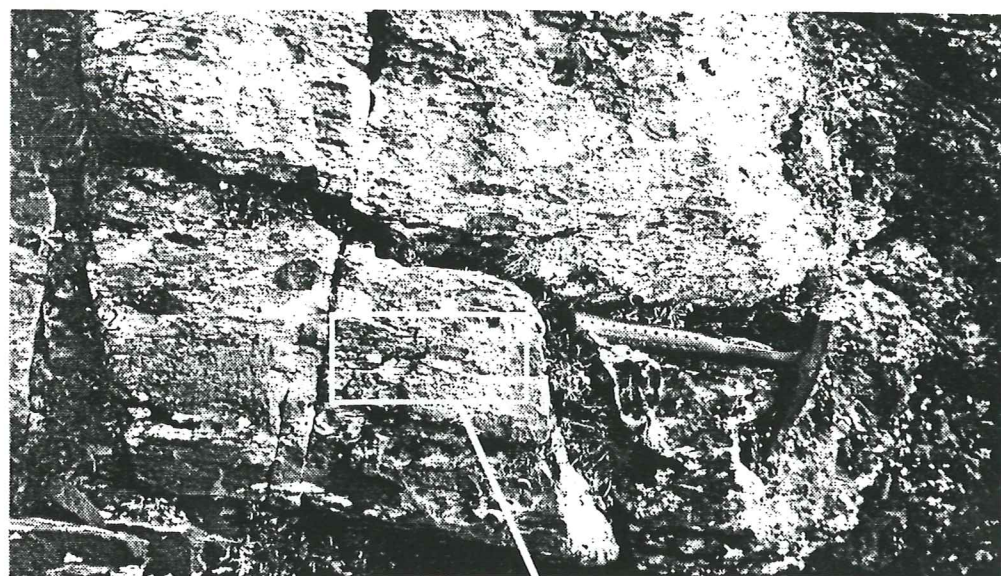
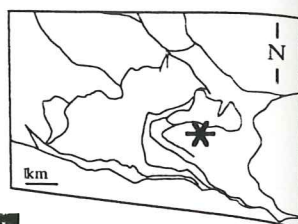
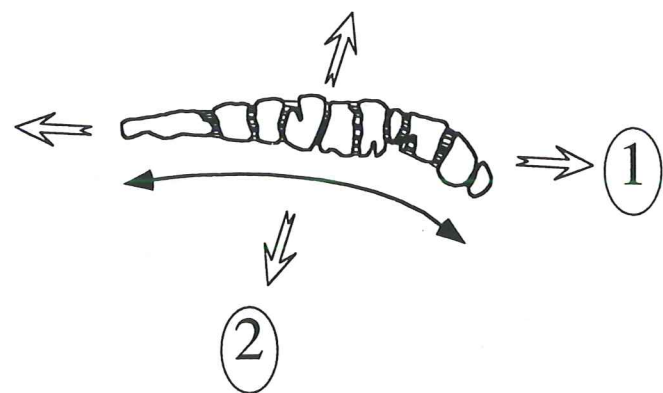
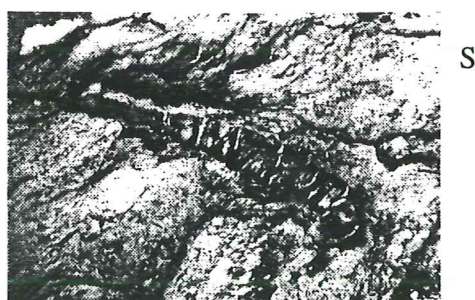
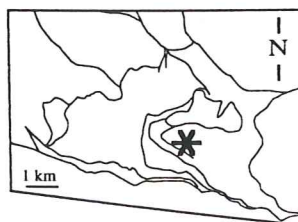


Figure II- 26
 Marqueur de l'étirement lié à la phase de raccourcissement NE-SW (D1)

a) Conglomérats où les galets de basaltes sont étirés (Aiguillette)



b) Belemnite tronçonnée et étirée (Affleurement M113)



II-2-1-2-c) Pincée du Vallon

La linéation d'étirement à chlorite, dans le socle comme dans la couverture est orientée N101-52E en moyenne. Sa direction et sa qualité sont celles de la linéation d'étirement de Morges rattachée à D2.

Les linéations d'étirement déterminées sur notre zone d'étude montrent que la phase D2 correspond à une direction de transport des unités vers l'WNW à Morges (la linéation d'étirement est N100-N120), vers l'W à NW aux Pourroys. Les directions de transport post-dépôts nummulitiques au Sud et à l'Ouest du massif du Pelvoux évoluent du NW au SW (N80 au Nord à N60 au Sud) [Plotto, 1977; Tricart, 1980], en divergence autour du massif du Pelvoux. Cette organisation suggère que le massif du Pelvoux représentait un môle élevé résistant, au front des nappes internes en cours de charriage. Le tracé en carte du Front Briançonnais traduit ce poinçonnement.

II-2-1-3) Fracturation dans la couverture

I-1-1-3-a) Massif de Morges

Les fractures et cisaillements dans le *massif de Morges* se répartissent suivant trois directions majeures, illustrées par la carte et la rosace de la figure II-27 (Figure II-27). Ces familles se retrouvent aux Pourroys et certaines en Vallon.

Deux familles conjuguées forme le système de cisaillements majeur:

- une famille *dextre* de direction N20
- une seconde famille *senestre* de direction N130 - N140.

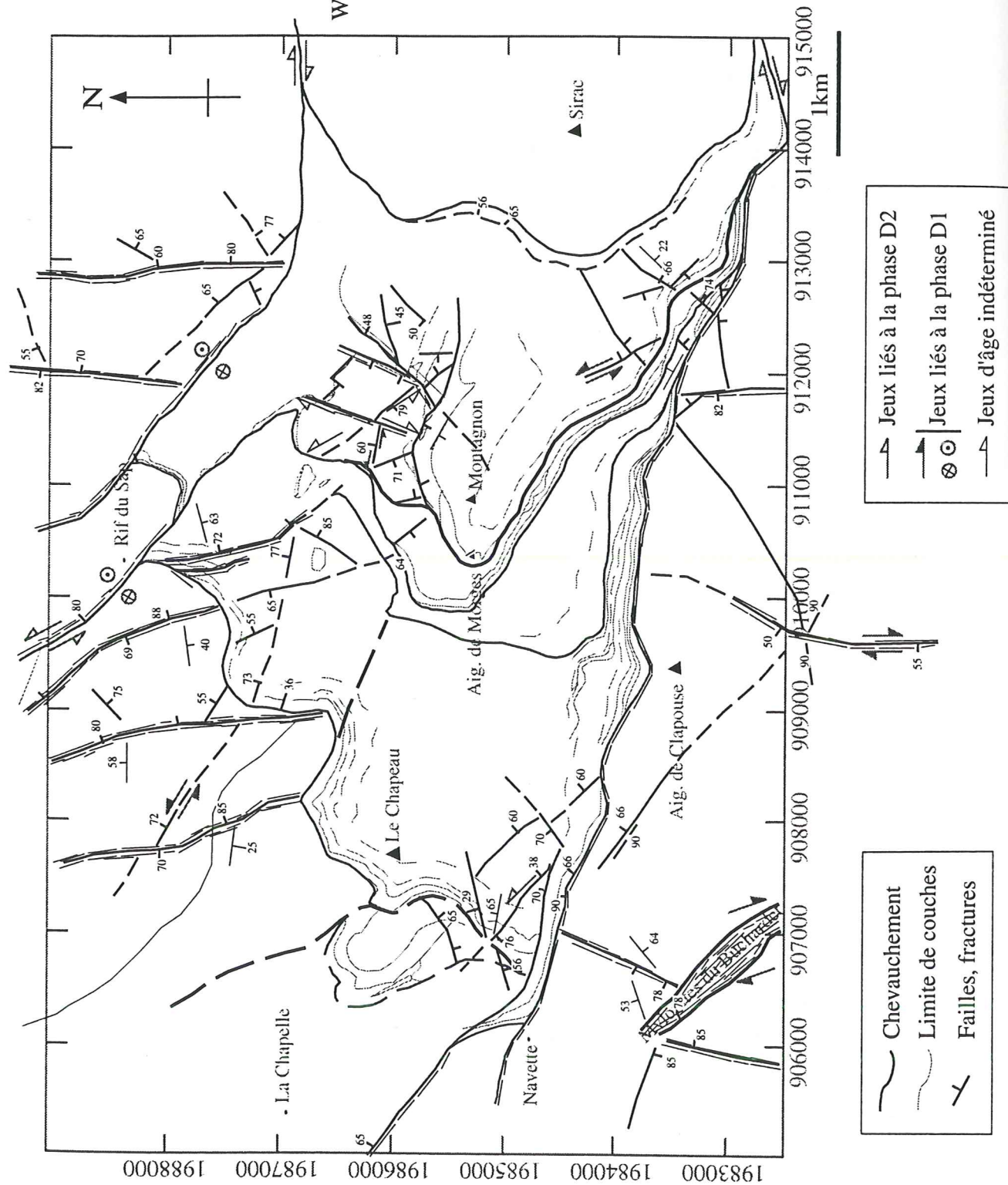
La rosace en direction (Figure II-27) montre clairement ces deux familles. Le jeu dextre des cisaillements NNW-SSE est remarquable à l'affleurement comme sur lame mince. Il se traduit par exemple par de nombreux boudins et plis d'entraînement. Le cisaillement dans cette direction est rarement senestre.

La combinaison de ces cisaillements peut être reliée à une compression NW-SE, c'est-à-dire la direction de D1, ou à une extension NNW-SSE.

On peut classer les autres failles suivant trois autres familles:

- les failles "*fentes alpines*", N170 à N20, sont des failles à remplissage de quartz, épидote. Elles sont données comme miocènes et postérieures [Barféty, 1988].

Figure II-27
Carte de la fracturation dans le massif de l'Aiguille de Morges.



- des failles NE-SW senestres décalent l'ABS (Accident Bordier Sud de Morges), ainsi que la faille NE de Vallon Clos. Leur jeu est tardif par rapport au dernier jeu senestre de l'ABS, ce qui les calent en chronologie relative comme tardive dans la structuration de Morges.

- les failles N120 sont développées aux limites de même direction des écaïles. Elles correspondent donc à des répliques cassantes des chevauchements. La stratification S0 se parallélise à ces failles. Un exemple est montré sur la figure II-5-a, par le crochon que forme la faille des Chevrettes (Figure II-5-a).

I-1-1-3-b) Massif des Pourroys

La couverture mésozoïque de la pincée du *Puy des Pourroys* est fortement fracturée (Figure II-28); grosso modo, on peut distinguer trois familles majeures:

- famille (a): des failles *méridiennes*. Elles oscillent entre N170 et N20. Ce sont des failles majeures et leurs répliques (exemple: faille de l'Adroit). Ces dernières contiennent souvent une forte proportion de barytine (Annexe IV-10).

- famille (b): des failles N100 à N120 (Figure II-29-a). La chronologie apparente indique qu'elles sont contemporaines des failles méridiennes, car ces deux familles se recoupent indifféremment. Ces failles N100-120 sont souvent remplies de calcite.

- famille (c): des failles *reprenant la schistosité ou la stratification*. Cette famille regroupe des failles de différentes directions, plutôt E-W pour celles parallèles à la schistosité, plutôt NW-SE pour celles parallèles à la stratification.

Le site du Chatelard Nord (coordonnées 909-1977,8 sur la figure I-1-b) montre des directions de fractures conjuguées. On retrouve ces directions, légèrement tournées vers l'Est (famille N20-170 / N120) aux Pourroys s.s.. Elles sont mêlées à des familles de failles qui reprennent les plans de stratifications ou de schistosités.

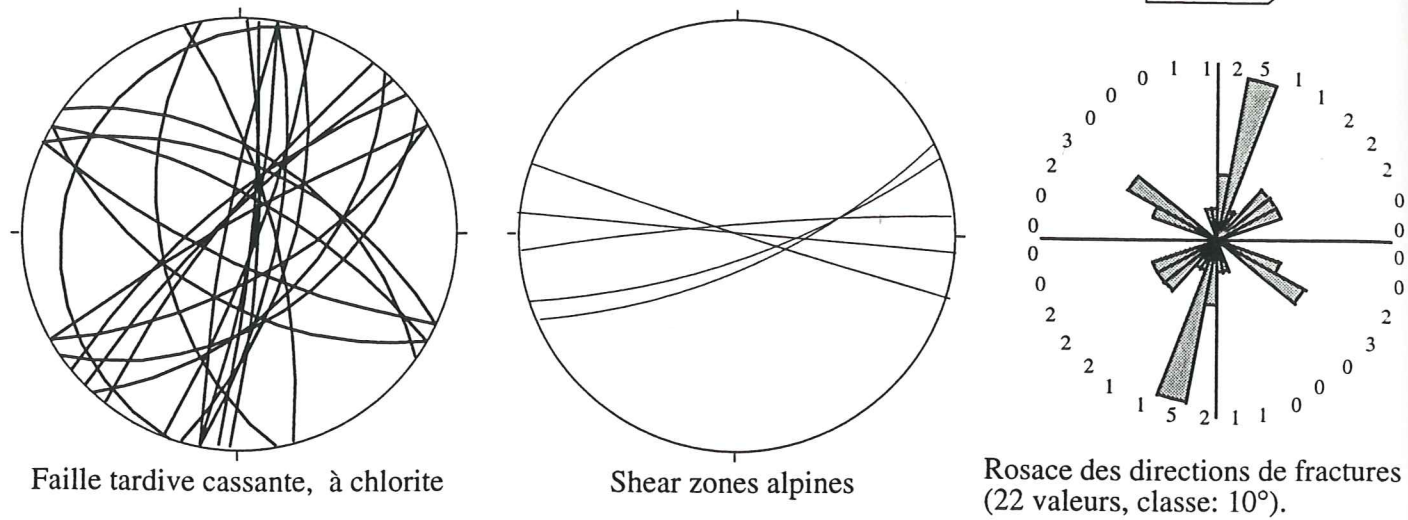
Les deux premières familles se retrouvent dans le socle environnant.

I-1-1-3-c) Vallon

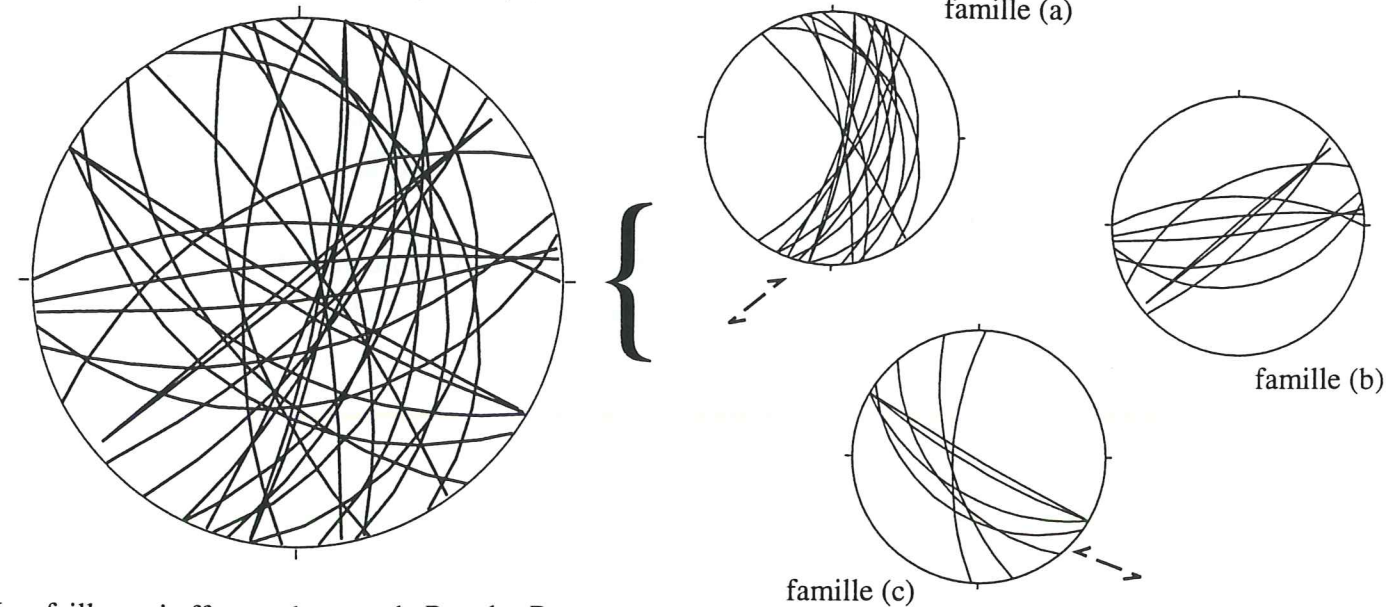
On retrouve sur le site du *Vallon* un système de cisaillements conjugués, de direction respective N120 (à présomption de jeu senestre) et N40 (dextres). Ce système est proche de celui déterminé pour D1 sur les autres sites, avec une orientation N40 plutôt que N20 (Figure II-28).

Figure II-28
Fracturation dans la zone du Puy des Pourroys

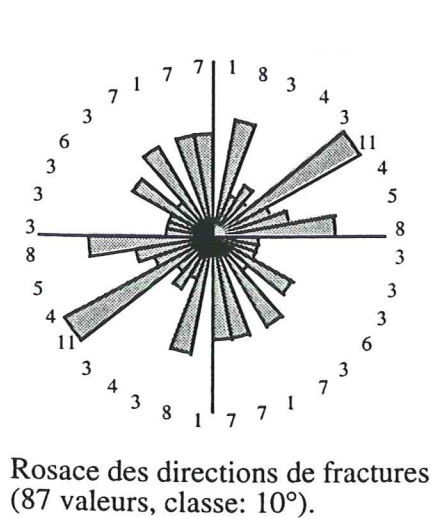
(a) Fractures dans le socle de l'ensemble de la zone des Pourroys (Puy des Pourroys + Chatelard + Auberts).



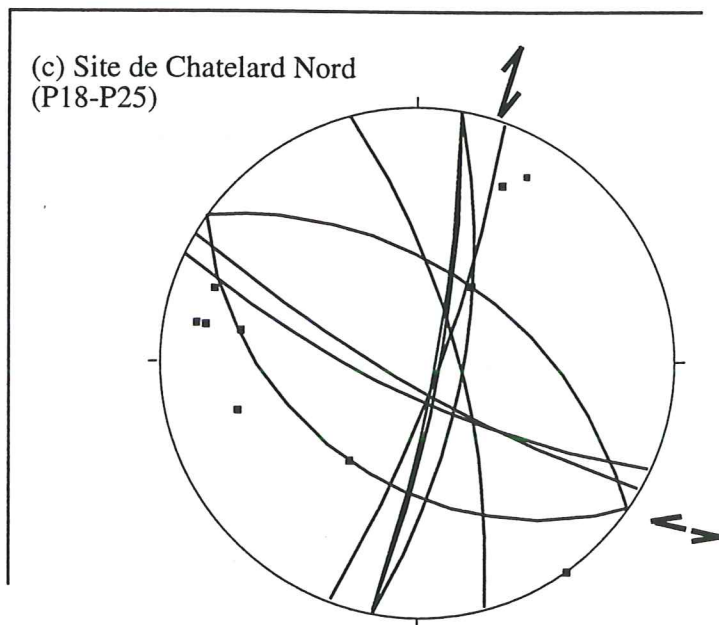
(b) Fractures dans la couverture (Pourroys)



Les failles qui affectent la zone du Puy des Pourroys peuvent être classées en trois familles inégales.



(c) Site de Chatelard Nord (P18-P25)



II-2-2) Champ de déformation finie dans le socle

Ce paragraphe présente l'analyse de marqueurs tectoniques dans le socle: les foliations et schistosités, les linéations d'étirement, les filons et la fracturation. Cette étude a permis de voir que le socle présente un *gradient de déformation*:

- le socle est découpé par des shear zone alpines, qui laissent entre elles des zones préservées
- les foliations se redressent à proximité des accidents alpins
- l'intensité de la déformation minérale est variable
- certaines formes de minéralisations sont reliées à une altération hydrothermale (ex: intense oxydation du massif de Vallon clos, spilitisation des basaltes).

Différents critères permettent de dater les structures comme étant hercyniennes ou alpines. Sont reliées à l'orogénèse hercynienne les structures

- créées dans un faciès de haute température,
- reliées à la mise en place des granites (foliation magmatique).

Sont reliées à l'orogénèse alpine les structures post-datant les structures hercyniennes, telles que celles

- recoupant les granites
- affectant les dépôts triasiques et postérieurs.

Le faciès schiste vert n'est pas un élément totalement déterminant de datation. Dans le socle, il peut subsister des structures de faciès Schiste Vert fini-hercyniennes.

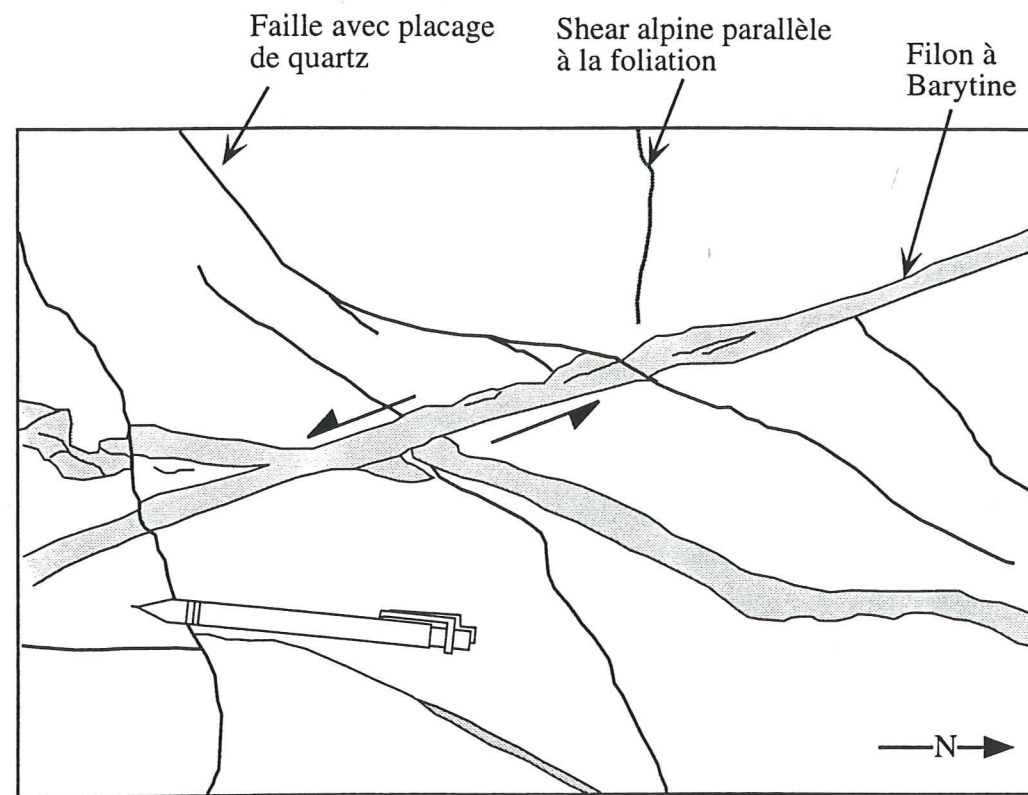
II-2-2-1) Les shear zones

Les cisaillements ductiles rencontrés sont à la limite du fragile, dans le faciès schiste vert. Ces shear zones sont présentes sur l'ensemble du massif, avec des directions assez régulières sur notre zone d'étude: une famille à N80 associée à une N110 en général dextre (Figure II-29-b). Des cisaillements ductiles se trouvent aussi dans le Chaillol, où elles sont essentiellement dextres N100 (mesures SG).

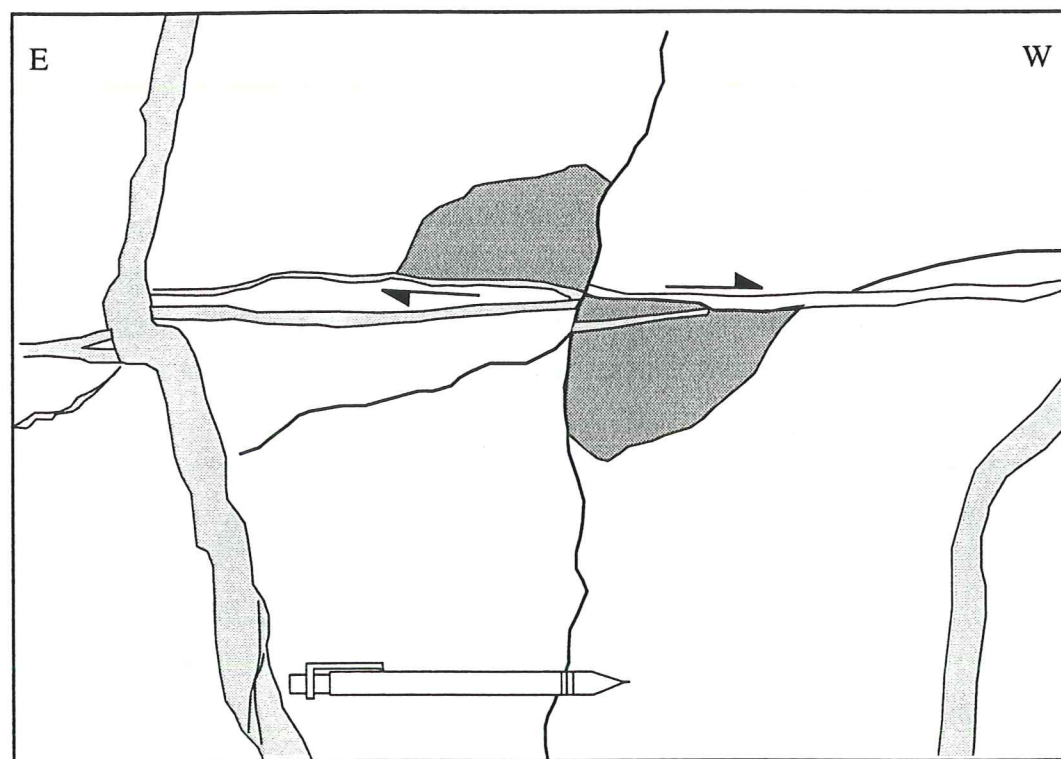
Ces shear-zones ont été associés au régime décrochant du *Permo-carbonifère ou Trias inférieur*. Elles affectent en effet les filons carbonifères qui ont recoupé une croûte épaissie par l'orogénèse hercynienne.

Figure II-29

(a) Shear-zones en faciès schiste Vert, dans le granite de Colle blanche. Cet exemple est pris dans le massif du Puy des Pourroys, dans le vallon de la Muande (affleurement P12).



(b) Enclave décalée par une faille alpine senestre N110 (affleurement P13).



II-2-2-2) Les foliations et schistosités

Différents types de *foliations anté-alpines* ont été déterminées:

(i) les orthogneiss de Croupillouse se structurent suivant un *plan d'allongement des yeux feldspathiques*.

(ii) dans les migmatites, un *rubannement* métamorphique est visible. Il a une orientation moyenne N140, parallèle donc à la direction du linéament de la Pilatte [Barféty et Pécher, 1984]. Il est fortement plissoté.

(iii) dans le granite de Colle blanche (zone des Pourroys, Val Estrèche), une *foliation magmatique*, soulignée par le plan d'allongement des biotites et l'aplatissement des enclaves, est visible par endroit.

Dans toutes les lithologies se développe une *schistosité à chlorite*. L'étude en lame mince montre que, au niveau des orthogneiss, cette schistosité reprend une ancienne foliation (cf. § II-3-1). Il s'agit donc plus exactement d'une schistosité à biotite chloritisée. Une schistosité à chlorite pure n'a jamais été trouvée, sauf à proximité des accidents. Alors, elle est bien individualisée. Un exemple est donné sur la figure II-31. L'affleurement se situe à quelques dizaine de mètres de la faille de l'adroit (Figure II-30), elle est raide, plutôt E-W, c'est-à-dire une direction proche, mais un pendage différent de la foliation à biotite.

La foliation magmatique et la foliation à chlorite s'alignent sur un même grand cercle, d'axe E-W (N84-05E pour le granite de Colle Blanche, Fig. II-22-b). Cela peut s'interpréter de deux manières:

(1) cela pourrait indiquer que le plissement qui les affecte est postérieur à la création de la schistosité à chlorite, soit donc méso-alpin.

(2) le plissement est tardi-hercynien ou alpin précoce, en considérant que le mimétisme de la schistosité à chlorite sur la foliation antérieure est très important.

Sa similitude de direction avec la S1 de la couverture est en faveur de la seconde hypothèse: cette schistosité à chlorite serait alpine précoce, anté-Nummulitique. Cette interprétation est en accord avec celle donnée sur d'autres pincées mésozoïques du NW Pelvoux, tels que Pied Moutet ou la Muzelle [Sue *et al*, 1997]. De même, Le Fort [1973] signale que les micaschistes du Champoléon sont eux aussi tordus selon un axe estimé à N65-30W, et que cette forme arquée est sans doute alpine.

La direction de la foliation dans les orthogneiss est régulièrement ESE-WNW à Croupillouse et aux Pourroys. Les linéaments correspondant marque l'ensemble du socle de Croupillouse, comme l'illustre l'extrait de photographie aérienne de la figure II-31 (Figure II-31). La figure II-32 (Figure II-32) montre la trajectoire des différentes schistosités sur notre zone d'étude. La foliation se réoriente le long des accidents, comme le couloir de cisaillement

NNW-SSE du Buchardet-Val Estrèche, les failles N20 de Vallonclos (Figure II-11) ou des Pourroys (faille du ravin de l'adroit). Ces décrochements dextres méridiens sont très développés au Nord de Morges, dans les migmatites. Ils oblitérent la direction originelle de la foliation, qui ne subsiste que rarement, dans des zones intermédiaires entre deux failles.

Dans les orthogneiss du Buchardet, la foliation montre des microplissements selon une direction N130-140, direction des plis P1 dans la couverture; lorsqu'elle ne peut plus accommoder le plissement, elle présente un comportement cassant des bord de plis, en cisaillement. La déformation est hétérogène jusqu'à l'échelle de la lame mince.

Cela est compatible avec une compression régionale NE-SW alpine (D1).

II-2-2-3) Les linéations

La figure II-33 (Figure II-33) est une carte des différentes linéations sur notre zone d'étude.

- La linéation à *biotite* est bien conservée dans le Chaillol, car l'empreinte alpine y est assez faible. Cette linéation hercynienne ductile est orientée N130, peu pentée.

Sur le reste de la zone, la linéation à biotite est méridienne (Croupillouse, Chalance, Valjougfrey) à NE-SW (Vallonclos).

Cette répartition montre une originalité de l'unité litho-tectonique du Chaillol.

- La linéation à *chlorite* est proche en direction comme en qualité de la linéation d'étirement majeure dans la couverture mésozoïque, rattachée à D2.

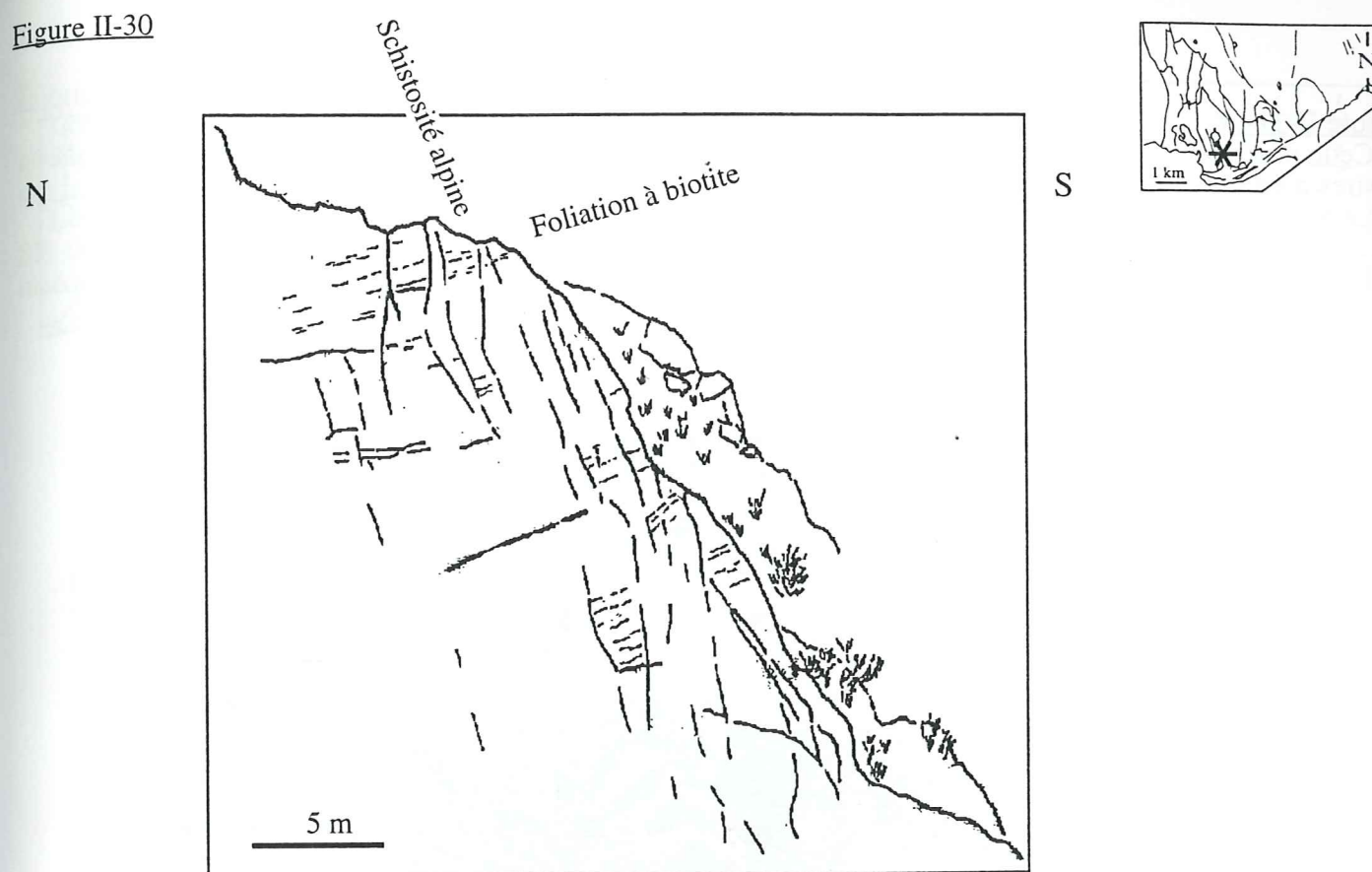
II-2-2-4) La fracturation dans le socle

Trois exemples de fracturation sont donnés dans le chapitre d'analyse micro-tectonique de détail: (i) la fracturation tardi-alpine à Vallonclos, (ii) le rejeu d'une zone mylonitique hercynienne au Val Estrèche - Buchardet et (iii) des shear zones au Pourroys-Chatelard.

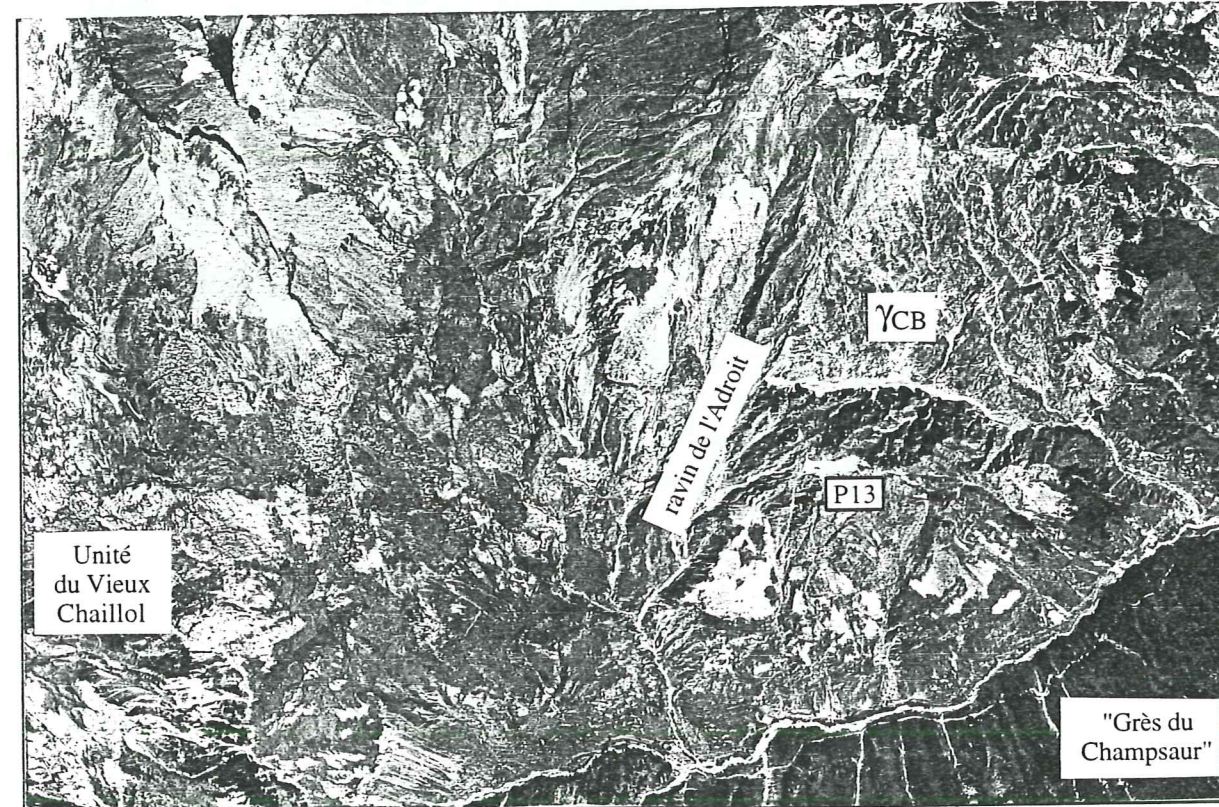
On retrouve dans le socle cristallin des familles de failles déjà décrite dans la couverture.

- La fracturation majeure est composé par des plans de cisaillement conjugués dextres NE-SW à N-S (rappel: Figure II-30) et senestres WNW-ESE. Par exemple, sur le site du Pourroys - Chatelard, des failles N100 à N120 sont contemporaines de failles N170 à N20. (Figure II-32). Les failles mineures (répliques) de ces failles méridiennes contiennent souvent une forte proportion de barytine. Certaines de ces failles orientés E-W sont re-affecté par une fracturation cassante tardive. Elles portent alors des stries senestres sub-horizontales à chlorite - épidote. Elles sont bien développées par exemple dans le massif du Gioberney.

Figure II-30



(a) Vue vers l'Est de l'affleurement P13 (granite de Colle blanche, bordure du vallon de la Muande). Le plan de découpe majeur, raide vers le Sud, est la schistosité Schiste Vert. La foliation initiale, à biotite, plus discrète, est pentée faiblement vers le Nord.



(b) Photographie aérienne de la zone du Puy des Pourroys. Les surfaces structurales visibles juste à l'Est du ravin de l'Adroit correspondent à la foliation.

Figure II-31-a

Cette photographie aérienne permet d'illustrer à petite échelle les décrochements dextres méridiens, et la foliation dans le socle.

Le tracé de l'ABS est visible sur cette photographie, ainsi que la partie Sud de l'écaïlle 3 et de l'UIM.

Une interprétation partielle de cette photographie est proposée figure (b), page suivante.

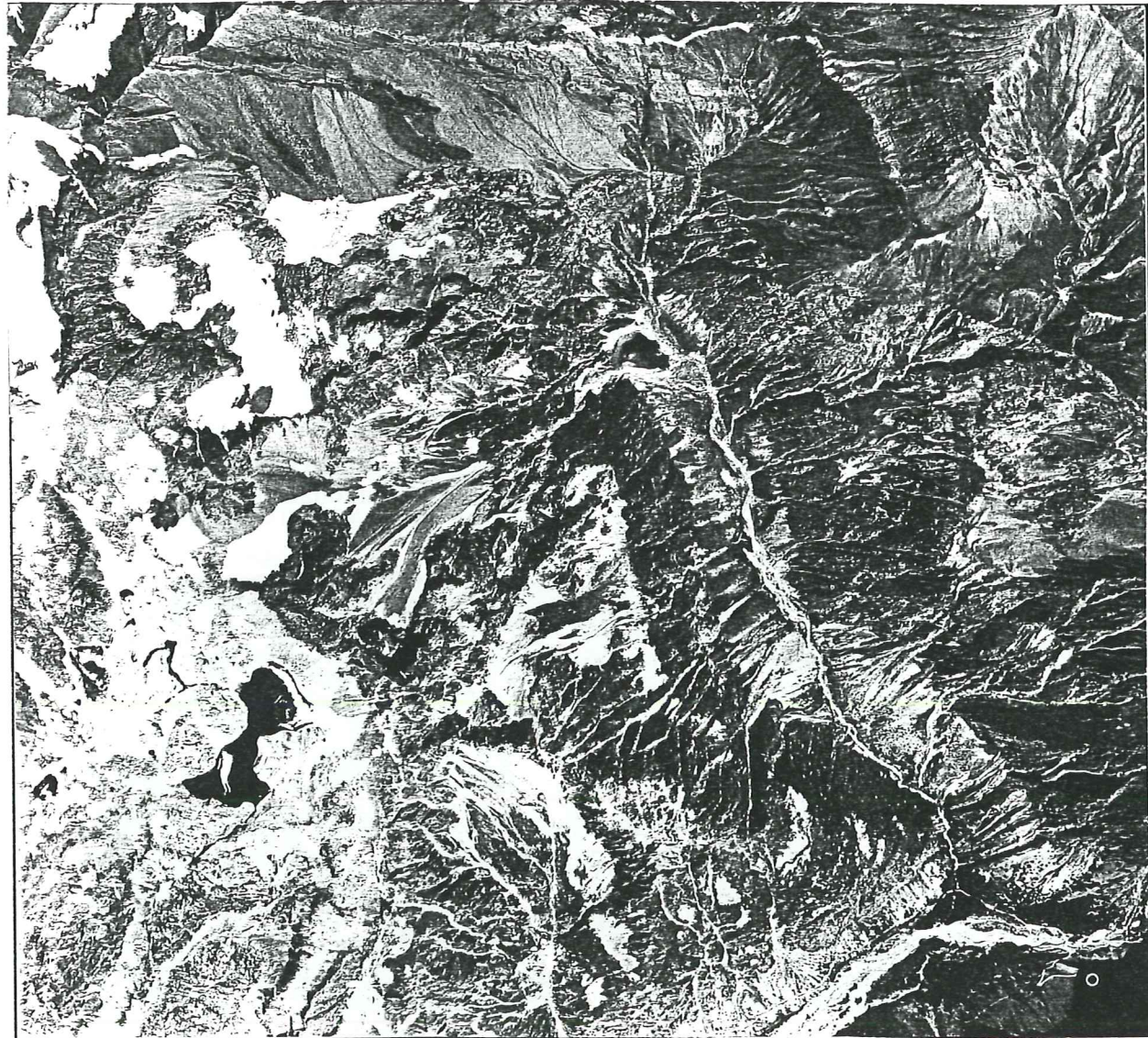
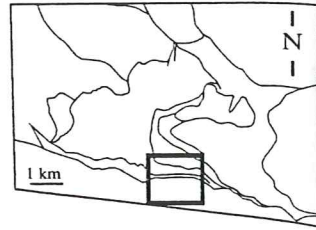
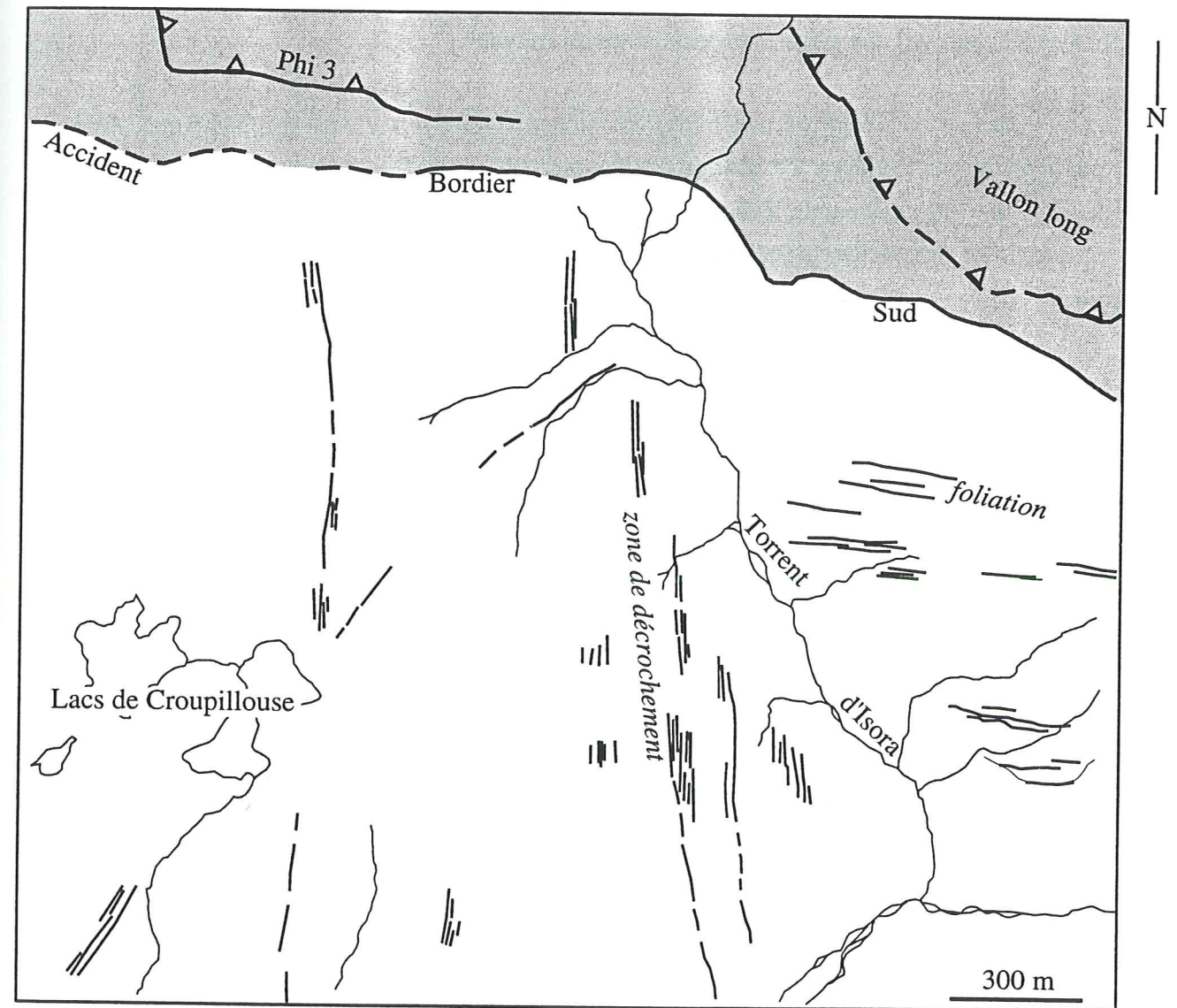
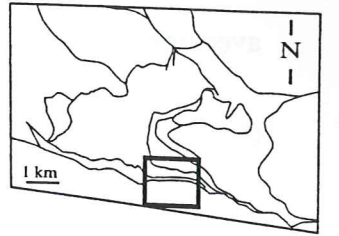


Figure II-31-b

Les décrochements méridiens dextres affectent une zone large de quelques centaines de mètres. Ces zones de décrochements ont été reportées sur la carte des failles dans le massif de Morges (Figure II-xx).

La foliation dans le socle est orientée E-W. Des dalles la marque dans le SE de la photographie, mais se suit en général par les linéaments fins marqués dans le socle en dehors du champ des décrochements.



- Couverture mésozoïque de Morges
- Orthogneiss de Croupillouse

- Des fractures méridiennes, dites "fentes alpines", affectent l'ensemble du socle, avec une densité de l'ordre d'une à quelques centaines de mètres.

- Des failles N70 reprennent la foliation des orthogneiss dans la zone de Croupillouse. D'autres reprennent la foliation méridienne au Nord du massif de Morges, dans la zone de Chalance ou du Giberney.

D'autres plans de cisaillement conjugués ont été relevés [Guillot, comm. pers.], senestres méridiens et dextres W-E. Ils sont produit dans des conditions plus ductiles.

Les failles changent de style suivant la lithologie: la faille d'Infournas, zone large impliquant le socle et la couverture, se prolonge par la faille du Valgaudemar, qui se compose en fait d'un ensemble de failles plus petites [Ford, 1996]. Cela est lié au passage de la zone corticale (micaschiste) aux granites et migmatites du "noyau".

Au contact des accidents hérités, téthysiens ou hercyniens, le socle est fortement quartzifié sur quelques mètres de large. Ce phénomène est bien observable le long de l'ABS de Morges ou dans le socle chevauchant du Vallon (affleurement V05).

A proximité des accidents socle-couverture, les fractures sont souvent colmatées par de la calcite.

Figure II-32

Carte des trajectoires associées des schistosités dans la couverture (S1) et dans le socle (schistosités alpines à chlorite), et de la foliation anté-alpine, sur l'ensemble de la zone d'étude. Le fond cartographique est celui de la base de données.

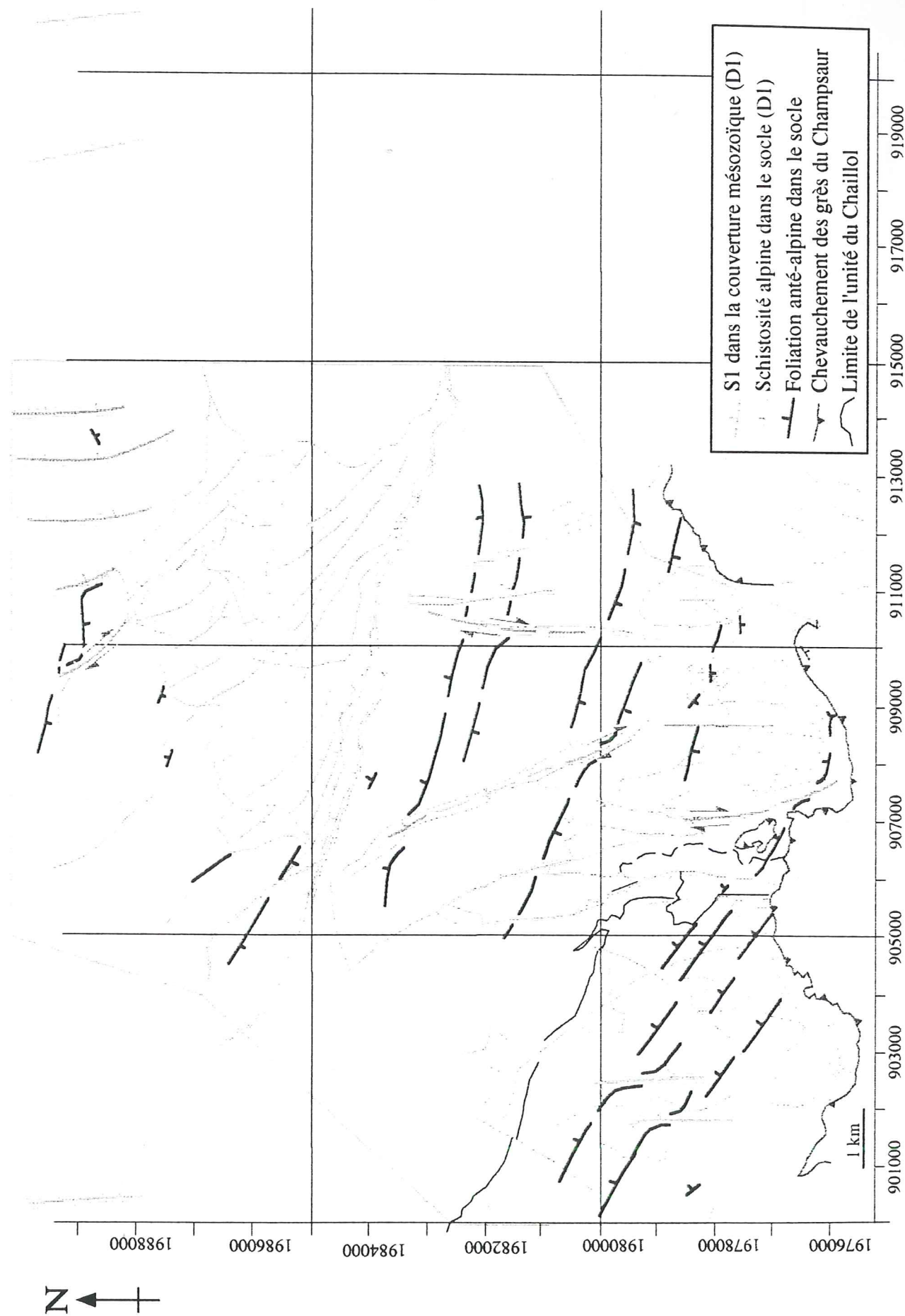
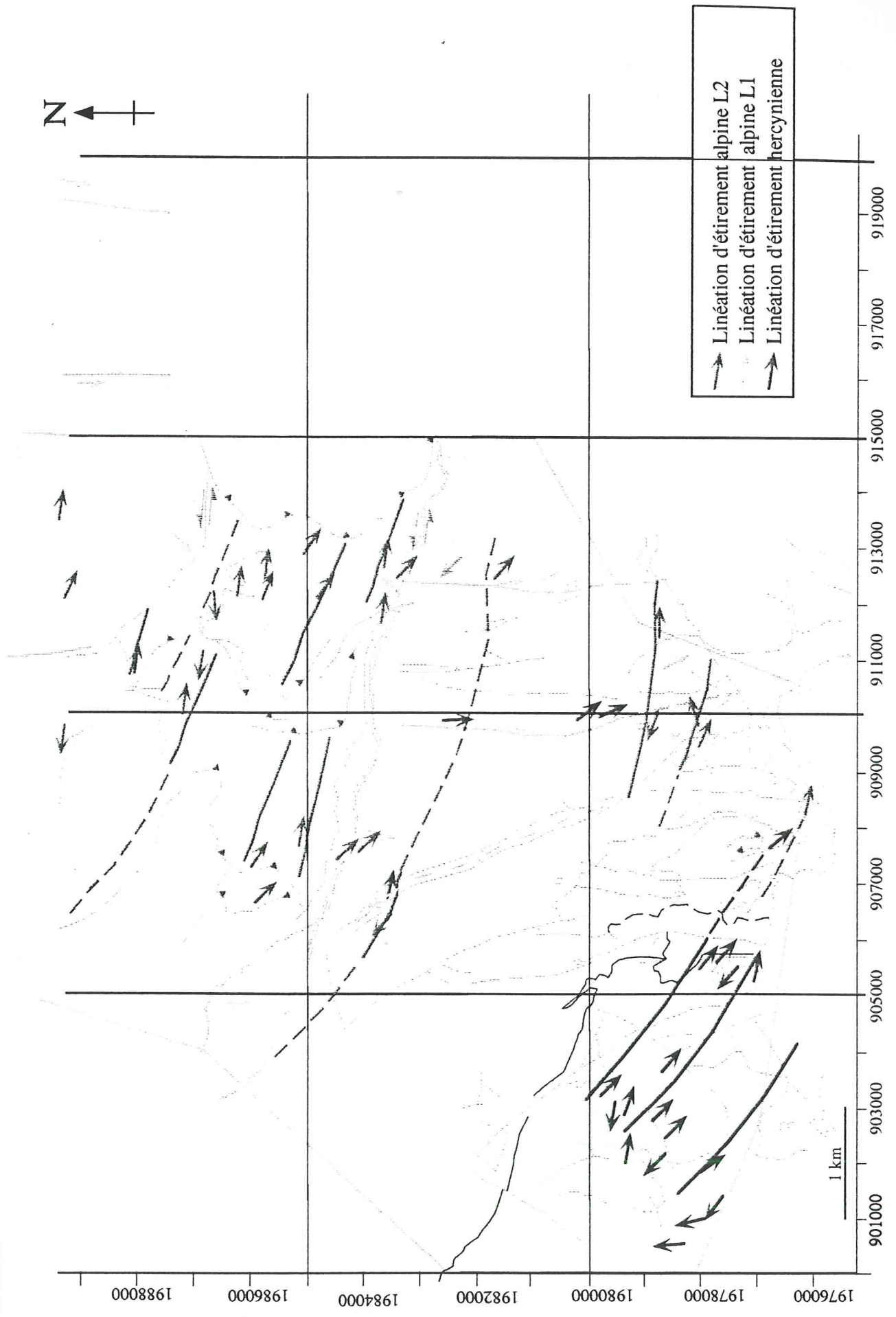


Figure II-33
 Carte des linéations d'éirement , ainsi que les trajectoires associées, sur l'ensemble de la zone d'étude. Le fond cartographique est celui de la base de données.



II-3) Étude minéralogique

Une analyse sur lame mince a été conduite pour préciser les conditions P-T et les mécanismes liés à la déformation.

II-3-1) Les différents mécanismes de déformation dans la couverture mésozoïque

Les roches de la couverture mésozoïque montrent de la dissolution et un comportement cassant associés à la schistogenèse.

Elles présentent aussi des marques de:

- circulation fluide. Une forte pression fluide a conduit à une bréchification hydraulique rapide et une dissolution intense. Ces phénomènes sont bien marqués à proximité de l'ABS. La schistosité est soulignée par des opaques et de nombreux cristaux d'oxydes
- étirement de minéraux et fossiles (belemnites) dans une direction parallèle à la direction de la linéation
- déformation intra-granulaire des calcites dans les brèches de faille.

Par contre, ces roches sédimentaires expriment mal les mécanismes de déformation dans la masse. Ces mécanismes sont mieux traduits dans les roches cristallines.

Aussi, nous allons plus précisément étudier les mécanismes de déformation dans les roches du socle.

II-3-2) Minéralogie et mécanismes de déformation des minéraux du socle

II-3-2-1) Le quartz

Le quartz est abondant dans les gneiss. Sa forme la plus fréquente est celle de grandes plages formées d'une mosaïque de cristaux jointifs. Ils présentent systématiquement une extinction roulante, qui correspond à une déformation intragranulaire plastique modérée des clastes [Mitra, 1978]. Cette déformation peut s'organiser aussi selon des lamelles de déformation. Le quartz apparaît aussi au niveau des lits micacées, en association équigranulaire avec les feldspaths, ou sous forme de queue de cristallisation.

La recristallisation des clastes en sous-grains est variable suivant l'intensité de la déformation: le nombre des sous-grains augmente et leur taille diminue suivant celle-ci. Leur bordure est souvent indentée et soulignée d'oxydes, ce qui indique une recristallisation à Basse Pression (BP), éloignée de la température d'équilibre (à laquelle correspond de forme de bordure lisse à angle de jonction inter-grains à 120°). Certains sous-grains présentent une recristallisation aux limites (taille de grains # 1 mm). Des sous-grains se développent le long

des fractures dans les minéraux, ainsi que sur les zones de fragilité telles que les axes de plis intragranulaires (kink-bands), traduisant un phénomène de restauration. Lorsqu'il existe des niveaux à séricite - chlorite, le quartz réagit en se subdivisant en sous-grains (de 1/40 à 0,40 mm). Les limites de sous-grains sont perpendiculaires à la foliation.

Les fractures peuvent être remplies par du quartz remobilisé.

Le quartz peut contenir des inclusions de micas, de chlorite et des sous-grains de quartz (0,5 à 0,125 μm).

II-3-2-2) La sillimanite

La sillimanite, anté-alpine, est présente dans les orthogneiss de Croupillouse sous forme de relique, puisqu'elle est totalement déstabilisée en micas blancs.

Le Fort [1973] signale l'existence de sillimanite associée à la cordièrite dans les zones où les gneiss montrent une évolution nébulitique.

II-3-2-3) Le feldspath

Le feldspath potassique est présent dans le faciès de base des gneiss sous forme de porphyroblastes centimétriques. Leur dispersion et leur densité est variable. Les plagioclases forment des minéraux de plus faible taille. Les minéraux les plus séricitisés sont formés d'oligoclases, alors que les albites sont peu altérés [Le Fort, 1973].

Les feldspaths sont très altérés dans la majorité des roches étudiées. Cette altération se traduit par un "persillage" de leur structures (phénomène de séricitisation ou de damouritisation). Les feldspaths présentent de nombreuses fractures, liées à leur comportement fragile. Ces fractures montrent des remplissages de quartz, de chlorite, de mica blanc et d'oxydes, traduisant un transfert de matière pendant la déformation. Cette déformation intragranulaire se traduit également par un début de formation de kink-band.

II-3-1-4) Les micas

La biotite présente souvent des inclusions de zircons et de rutile, et est généralement chloritisée (Annexe A IX-1). Cette chloritisation s'accompagne des dépôts d'oxydes. La biotite souligne une foliation suivant des lits frustes et peu épais (Annexe A IX-2). Ces lits favorisent les glissements selon le plan de foliation, et par suite les circulations de fluides et les recristallisations.

L'essentiel du mica blanc dérive de la séricitisation du feldspath. Dans les gneiss les moins

déformés, la séricite se développe par petites plages dans les porphyroclastes de feldspaths. Dans les gneiss très déformés, la séricite forme des lits lépidoblastiques alternant avec les niveaux de quartz porphyroclastique. Ces lits lépidoblastiques localisent la déformation et peuvent représenter jusqu'à 60% de la roche (mylonite à séricite, Annexe A IX-3).

La muscovite néoformée est peu abondante dans les gneiss œillés. Ce minéral se présente en feuillets orientés. Ces derniers déterminent une structure planaire, parfois différente de la foliation à biotite: l'angle entre ces deux plans peut atteindre plusieurs dizaines de degrés (jusqu'à 40°). Dans certains cas, la muscovite apparaît contemporaine de la chlorite de rétro-morphose, avec une croissance sub-parallèle plus ou moins imbriquée (Annexes A IX-1 et 4).

Donc, la schistosité à chlorite transpose la foliation à biotite, sauf lorsque l'angle entre ces deux plans est trop important. La schistosité à chlorite se développe alors en formant un angle sur la foliation et en entraînant la recristallisation de la muscovite.

II-3-2-5) La pumpellyite

La pumpellyite se développe en plages dans le plan de schistosité. Elle peut être ou non associée à la chlorite (Annexes A IX-1 et 4).

II-3-2-6) Minéraux accessoires

Les opaques peuvent dériver de la circulation fluide, de la dissolution - recristallisation. Dans les laves, les opaques peuvent être des reliques de pyroxènes ou d'olivine.

II-3-2) Paragenèses métamorphiques

A l'échelle de l'évolution métamorphique des Alpes, il est admis que le métamorphisme alpin dans le massif du Pelvoux est de faible intensité, au maximum *schiste vert* [Saliot, 1973, 1978; Arahamian, 1974, 1988].

II-3-2-1) Paragenèse métamorphique dans la couverture

Dans la couverture mésozoïque du massif de Morges, ce sont les basaltes triasiques qui montrent la paragenèse métamorphique la mieux exprimée. Elle est caractérisée par l'association chlorite, séricite, pumpellyite, sphène et calcite. Elle correspond au faciès Schiste Vert de bas

degré (Figure II-34).

La paragenèse métamorphique est beaucoup plus discrète dans les sédiments marno-calcaires du Lias. Elle souligne alors les plans de schistosité.

II-3-2-2) Paragenèse métamorphique dans le socle

Les orthogneiss de Croupillouse montrent une association à biotite - sillimanite qui correspond à la paragenèse métamorphique anté-alpine. La rétro-morphose importante qui affecte ces gneiss est responsable de la déstabilisation de la sillimanite en mica blanc, de la chloritisation de la biotite et de la séricitisation des feldspaths.

Albite, muscovite, chlorite et séricite sont associés à la pumpellyite, et correspondent au faciès schiste vert de bas degré (Figure II-34).

Enfin, l'épidote, avec de la calcite et du quartz, est surtout développée dans les fractures alpines.

II-3-4) Mécanisme de déformation du socle

Le socle réagit donc au raccourcissement imposé par D1 avec un comportement à la limite fragile / ductile:

- le feldspath potassique a un comportement fragile qui indique une température inférieure à 500°C
- le quartz montre une déformation intra-granulaire de Basse Température (200 à 400°C)
- le plagioclase réagit à la déformation par une séricitisation, rendue possible par l'apport de fluides. Cette réaction augmente la déformation ductile.

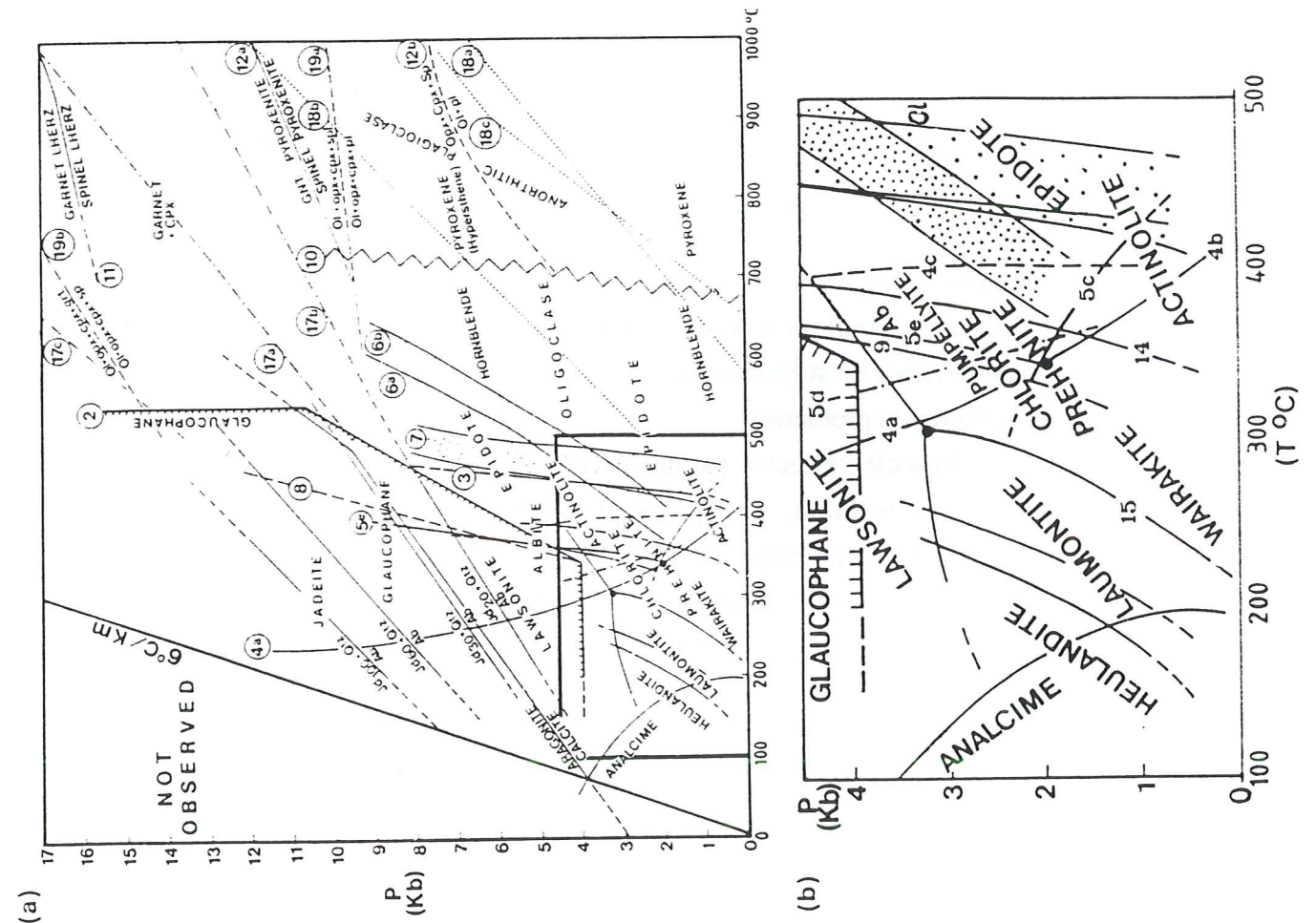
Le mécanisme de déformation du socle est lié aux fluides. Ces fluides participent à la réaction d'amollissement de la roche par la séricitisation des feldspaths.

II-3-5) Signification du métamorphisme

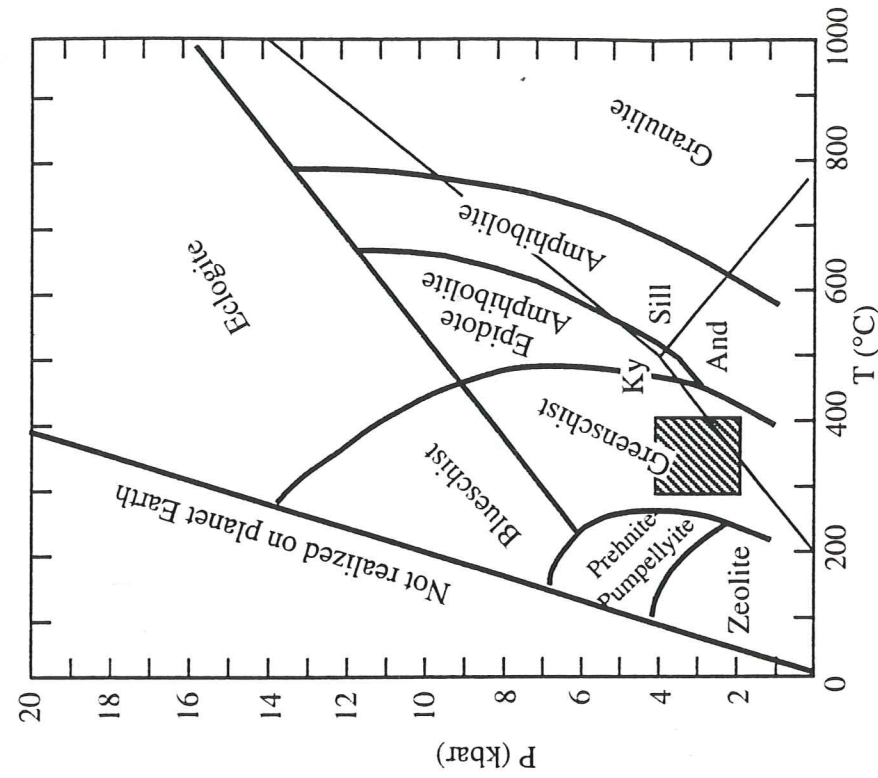
L'association métamorphique chlorite + pumpellyite + muscovite + albite détermine des conditions de pression de 300 à 400°C et de pression de 2 à 4 kbars, soit un enfouissement de 5 à 12 km (Figure II-34).

Figure II-34

(a) Grille pétrogénétique complète (P = 0 - 17 kbar, T = 0 - 1000°C) pour les métabasites (b) Détails de la partie correspondant au métamorphisme de bas degré (P = 0 - 4,5 kbar, T = 0 - 500°C)



(c) Diagramme P-T montrant les principaux faciès métamorphiques et le point triple Al_2SiO_5 (d'après Holdaway, 1971). En hachuré, la fenêtre déterminée par l'association métamorphique liée à la phase D1.



- (4a) Prh + Chl <----> Pmp + Act + Qtz (after Winkler, 1979)
- (4b) Prh + Chl <----> Pmp + Act + Czo
- (4c) Prh <----> Zo + Grs + Qtz + H₂O (data from Liou, 1971a)
- (5c) Prh + Chl + Qtz <----> Czo + Tr + H₂O
- (5d) Prh + Chl + Qtz <----> Pmp + Tr + H₂O
- (5e) Pmp + Chl + Qtz <----> Czo + Tr + H₂O
- (9) Mg-pmp <----> Czo + Chl + Grs + Qtz + H₂O (Schiffman and Liou, 1980)
- (14) Wr <----> Qtz + An + H₂O (Liou, 1970, 1971b)
- (15) Lmt <----> Wr + H₂O

En absence de données géochronologiques, la datation de l'association chlorite + pumpellyite + muscovite + albite est délicate. Cette association métamorphique est synchrone de la phase "anté-transgression nummulitique" D1, soit donc un âge proposé Crétacé sup. à Eocène moyen (cf. IV-1-2). La schistosité à chlorite du socle est alors interprétable comme la traduction dans le socle des déformations schisteuses de la couverture (S1).

Cela entraîne pour la période pyrénéo-provençale une contradiction entre la paléogéographie du Pelvoux et la thermo-barométrie, qui indique un enfouissement de 5 - 12 km. En effet, à l'issue des événements pyrénéo-provençaux, le massif du Pelvoux est un môle haut, que ne recouvre pas la transgression nummulitique: il détourne les nappes de l'Embrunais - Ubaye [Kerckhove, 1963, 1969; Meckell *et al*, 1996]. Des paléo-rivages sont marqués au SW du massif (hiatus sud-pelvousien de Vialon). Le massif du Pelvoux alimente peu le détritisme des bassins flexuraux éocènes - oligocènes comme le bassin des grès du Champsaur, ce qui indique par contre qu'il ne ne présentait pas un fort relief.

On peut atténuer cette contradiction en minimisant la pression et la température, c'est-à-dire en prenant 5 km d'enfouissement et 350°C. Ces conditions coïncident avec celle définie par le mécanisme de déformation du socle.

L'hypothèse que l'association pumpellyite + chlorite reconnue dans le Sud-Pelvoux soit crétacé sup. - éocène moyen pose le problème de valeur de pression élevée par rapport au contexte tectonique et sédimentaire. Ce problème a été rencontré ailleurs. Au Nord du massif du Pelvoux, dans les grandes Rousses et Belledonne, les inclusions fluides dans les quartz des fissures tectoniques contemporaines de la schistosité principale indiquent des conditions physiques de 320 à 390°C pour une pression moyenne de 2 kbars [N'ziengui, 1993]. Ces résultats sont proches de ceux trouvés antérieurement (335 °C - 1,7 kbars [Poty *et al*, 1974 et Bernard *et al*, 1977 in N'ziengui, 1993]). A Bourg d'Oisans, cette déformation syn-schisteuse est daté à 26 Ma (Chattien, Oligocène sup.) par les inclusions fluides [N'ziengui, 1993] et par le paléomagnétisme [Ménard et Rochette, 1992]. Si la pression fluide vaut la pression lithostatique, cela correspondrait à un enfouissement de 8 km, ce qui est improbable vu le contexte. Des phénomènes de surpression fluide ou de contrainte tectonique peuvent aussi être invoqués, sans résoudre le problème.

Le plissement du socle s'effectue par une déformation par dissolution-cristallisation sous contrainte [Gratier et Jenatton, 1984]. Ce phénomène lent est envisageable car cette compression est appliquée longtemps: la phase de déformation pyrénéo-provençale s'étend du Crétacé supérieur à l'Oligocène inférieur [Olivet, 1996], soit environ 50 Ma (de 90 Ma à 30 Ma). La température nécessaire à la cristallisation de la chlorite (300°C) peut être obtenue par le réchauffement de la croûte supérieure épaissie (radiogénie). La couverture traduit cette phase de déformation par une chloritisation et un plissement fort (cf. II-5). Cet événement métamorphique correspond au "vieux" décrit par Aprahamian [1974] pour le Lias, rattaché au pré-Priabonien.

La compression horizontale qui engendre le plissement du socle (i. e. D1) peut être reliée au mouvement vers le Nord de la plaque ibérique. Les contraintes déviatoires engendrées par la

dérive de cette plaque ibérique sont transmises par le manteau [Vauchez et Barruol, 1996], qui formerait un ensemble rigide sous la Provence, et une racine structurée verticalement en E-W sous le Pelvoux. Cette anisotropie du manteau dériverait de l'orogénèse hercynienne. Cette racine localiserait la déformation.

Un métamorphisme de degré équivalent (schiste vert de bas degré) est reconnu dans les séries nummulitiques du Sud du Pelvoux. En effet, la sédimentation tertiaire de Soleil-Bœuf, au Sud du massif du Pelvoux, enregistre aussi un faciès à prehnite-pumpellyite postérieur à 29Ma (mi-Oligocène). Cet événement métamorphique est fiable [Aprahamian, 1974; Bürgisser et Ford, 1997] à la mise en place des nappes de l'Embrunais - Ubaye sur les sédiments tertiaires ("nummulitiques") durant la mi-Oligocène [Merle et Brun, 1984] (cf. IV-2), et surtout par le chevauchement du Briançonnais. Le Briançonnais chevauche l'arrière de la nappe du Parpaillon dans la région de St Clément, ce qui indique que la mise en place de ces nappes est antérieure à notre phase de raccourcissement D2.

II-4) Minéralisation

De nombreux indices de minéralisation ont été trouvés dans la zone couverte par la carte géologique d'Orcières: *Cuivre* (dominant), *Plomb*, *Zinc*, *Barytine*, *Fer* (pyrite), et plus rarement *Or* et *terres rares*. La minéralisation dominante est liée au Cuivre.

Les 42 gisements relevés dans la base BSS se présentent sous deux formes majeures, les *filons* ou champ filonien et les *stratiformes*. La *gangue* de minéralisation est majoritairement du *quartz*, quelquefois de la calcite ou de la barytine, rarement de la dolomie ou des oxydes.

Les gisements stratiformes se trouvent essentiellement dans les formations du Trias (calcaires et dolomies, basaltes). Ils sont attribués à une forte *circulation fluide*, forcement post-début du Trias. Ce même phénomène justifie la forte minéralisation de certaines zones de faille (ravin de l'Adroit, ...). En effet, les minéralisations sont bien développées à proximité ou le long de failles, de zones broyées. Par exemple, la continuation de l'ABS vers l'ouest se scinde en deux branches. Sur les deux, des gisements se sont développés: (i) à Pb et Zn (site du Pendillon-Chatelard), dans un filon N140-60N de 1,5m de puissance, suivi sur 50m, traversant du calcaire, du grès, le long d'une zone broyée de socle, (ii) à Pb et Cu sous forme de galène, chalcopryrite et malachite (affleurement M065, dit la Fourronnière) dans un filon N120-65N recoupant des dolomies.

Peu de gisements sont référencés avec leurs structures orientées; ils sont donnés dans le tableau de l'annexe III (Annexe III). La répartition de leur direction n'est pas statistiquement représentative.

II-5) Relations entre le socle et la couverture

La couverture réagit lors du raccourcissement D1 par un comportement *ductile*. Elle développe des plis syn-schisteux P1 de toute échelle.

Des plis de socle se sont développés lors du raccourcissement alpin du Pelvoux. Les mécanismes de déformation, et l'âge même du plissement majeur, étaient discutés (cf. I-5-3).

Notre étude structurale montre que le plissement de grande amplitude du socle (cf. figures II-15 et II-32) accommode le raccourcissement pyrénéo-provençal D1. La schistosité associée dans le socle est marquée par l'association chlorite + pumpellyite + albite + muscovite. Des shear-zones alpines se développent aussi lors de D1, parallèlement à la foliation. Le raccourcissement du socle s'effectue donc à la *limite fragile - ductile*. Cette schistosité du socle est interprétable comme la traduction dans le socle des déformations schisteuses de la couverture (S1).

La déformation est donc homogène dans la couverture, alors qu'elle est hétérogène dans le socle. Ce *découplage mécanique* entre le socle et sa couverture est en partie contrôlé par la distribution des *fluides*. Ils sont diffus dans la couverture, mais chenalés dans le socle dans les grands accidents mylonitiques. La déformation est alors concentrée le long de ces zones de faiblesse. Les shear-zones localisées sont assistées par les fluides, avec un adoucissement contrôlé par les réactions métamorphiques, comme la séricitisation des feldspaths.

II-6) Conclusion de l'analyse structurale

Dans notre zone d'étude (massifs de Morges, du Puy des Pourrois et du Vallon), on distingue une direction de raccourcissement NE-SW d'âge anté-Nummulitique probable. Il s'y superpose une direction de raccourcissement Est-Ouest, avec un cisaillement dominant vers l'Ouest, au plus vieux Oligocène supérieur. Les champs de déformation sont cohérents sur l'ensemble des pincées, même si il n'y a pas de direction dominante sur l'ensemble du secteur, chacune pouvant s'exprimer majoritairement sur un site.

La première phase D1 est marquée par:

- une schistosité de flux, ardoisière dans les marnes, de plan moyen dans le massif de Morges de N130-60E (Figures II-18, 19, 32)
- une schistosité à chlorite + pumpellyite + muscovite + albite, de dissolution-cristallisation, dans le socle
- le jeu plans dextre de cisaillement méridiens majeur du socle (par exemple la zone mylonitique du Buchardet - Val Estrèche ou la faille du ravin de l'Adroit, Figure II-13, 32)
- un plissement fort de la couverture, déversé vers le SW (Figures II-2, 15)
- une succession de plis kilométriques d'axe WNW-ESE dans le socle (Figure II-15 et §II-1-2-4)
- le chevauchement vers le SW et SSW d'unités de socle sur la couverture (Pic Gazonné) (Figure II-15 et annexe A IV-12)
- un étirement des éléments (galets) dans les matrices schisteuses (Figure II-26)
- une linéation sub-horizontale dans les accidents décrochants alpins (Figure II-33)
- des cannelures sur l'ABS (§ II-1-1-2 et Figure II-7).

La seconde phase D2 est marquée par:

- une schistosité de crénulation S2 dans la couverture (Figure II-21)
- un replissement des P1 (bordure Sud du Sirac) (Figure II-2)
- des chevauchements plans vers l'Ouest (Figure II-4)
- dans la zone des Pourrois, des chevauchements vers le NW ou l'W qui forment la structuration majeure (Figure II-22)
- une linéation d'étirement à chlorite ESE-WNW (Figure II-33)
- un boudinage des spilites (Figure II-6)
- des stries sur l'ABS et autres failles de direction susceptible d'accommoder un déplacement vers l'Ouest (Figure II-7)

La phase D2 a une expression discrète dans le socle (Figure II-16). Une compression E-W se traduit par par de l'aplatissement sur les failles raides N-S qui structurent l'essentiel du massif du Pelvoux.

La déformation lors des phases de raccourcissement est homogène dans la couverture et localisée dans le socle. Ce *découplage mécanique* est bien exprimé lors de D1. Le socle réagit alors avec un comportement à la transition fragile / ductile, dans le faciès SV de bas degré, puisqu'il développe

- des plis P1 kilométriques
- une schistosité à chlorite de dissolution-cristallisation
- des shear-zones alpines parallèles à la foliation.

Le socle est aussi découpé par des décrochements raides (méridiens dextres), dans lesquels s'effectue une forte circulation fluide. Les brèches qui les jalonnent ont de très fortes teneurs en oxydes. Au même moment, la couverture développe des plis P1 de toute échelle, avec une mobilisation des exudats de calcite qui injectent les calcschistes.

Ce comportement mécanique différent du socle et de la couverture est en partie contrôlé par les fluides. Ils sont diffus dans la couverture, mais chenalés dans le socle dans les grands accidents mylonitiques. La déformation est alors concentrée le long de ces zones de faiblesse.

La minéralogie développée dans les plans de schistosité du socle (chlorite, pumpellyite, muscovite, albite) détermine une fenêtre de température de 300 à 400°C pour une pression de 25 à 4 kbars, c'est-à-dire une profondeur de 5 à 12 km. Ces plans de schistosité transposent la foliation hercynienne à biotite. En absence de données géochronologiques, l'âge de cette association métamorphique est délicate à déterminer: nous la rattachons à la première phase de déformation (D1) reconnue dans le SW du Pelvoux. On ne trouve pas trace des matériaux géologiques correspondant aux nappes ayant pu engendrer la pression précédemment déterminée.

Les résultats de l'analyse structurale conduisent à interpréter d'une nouvelle manière la structure du massif de Morges. Nous avons pris l'option de *verticaliser les accidents en profondeur*. Cette géométrie est celle qui paraît la mieux accommoder les contraintes géométriques et cinématiques déterminées: en effet,

(1) certains accidents se suivent sur plus de 1000m, sans observer de diminution de leur pendage (par exemple, le chevauchement Nord de Vallonclos),

(2) le jeu fortement décrochant de l'ABS est compatible avec un accident raide (coupe NNE-SSW) et

(3) si l'on regarde au Nord et au Sud du massif de l'Aiguille de Morges, on observe que le socle est affecté par des accidents décrochants méridiens sub-verticaux que l'on est tenté de poursuivre sous le massif (coupe E-W).

Figure II-35

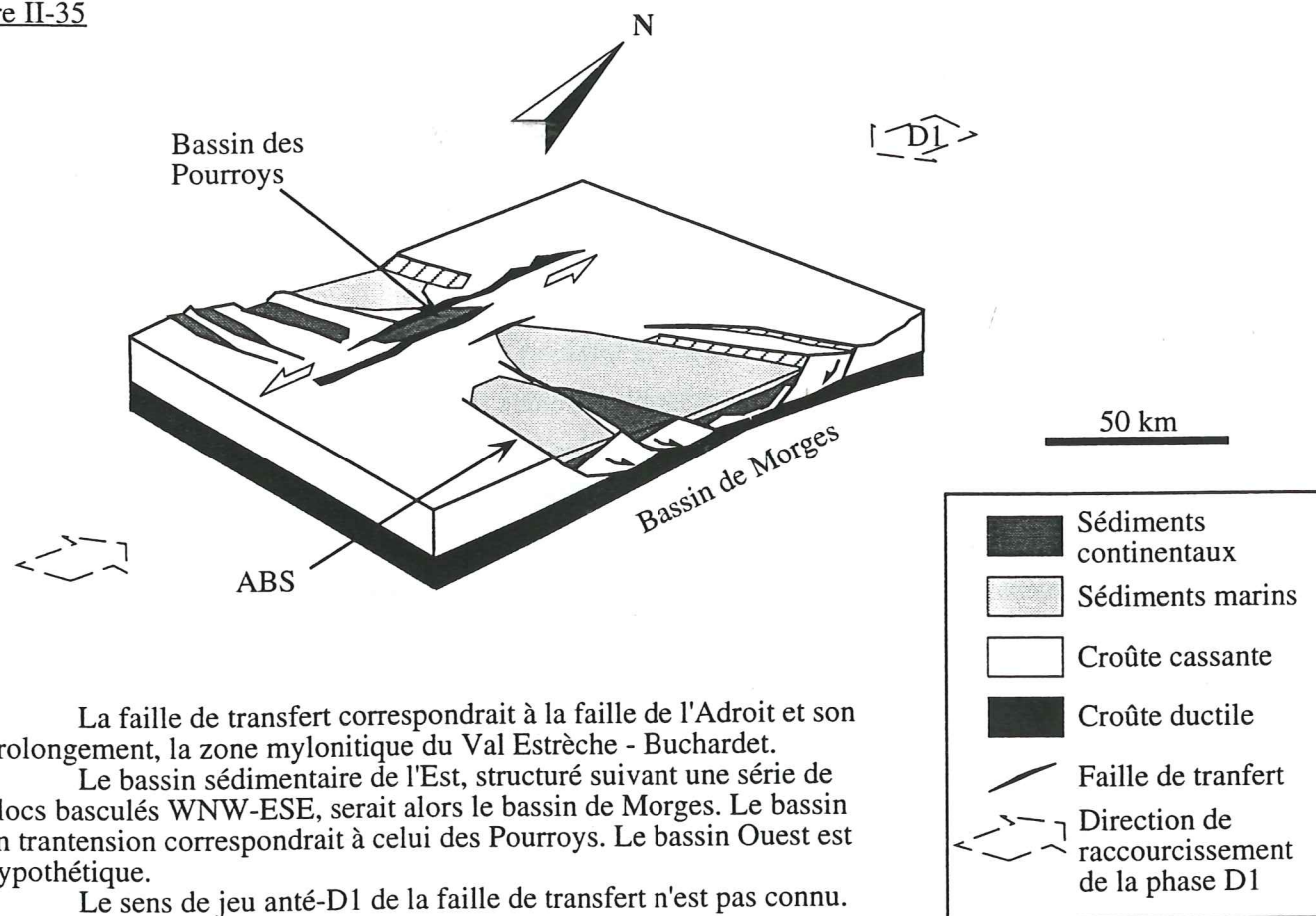
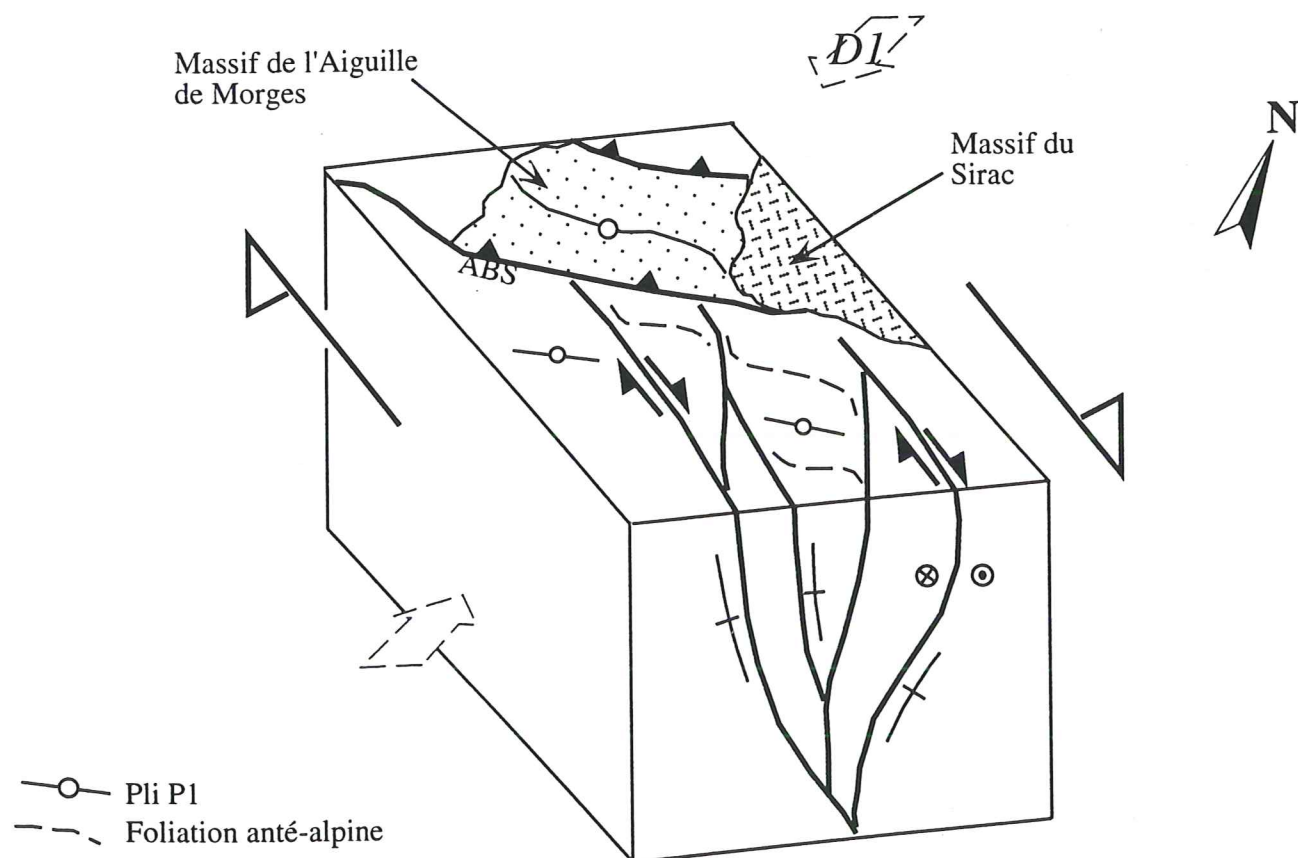


Figure II-36



Des paléo-failles téthysiennes ont été décrites dans le Pelvoux par Lemoine *et al* [1989]. Ils montrent l'existence de deux familles:

- les N-S à NE-SW "cévenoles", bien développées au nord vers Belledonne. Elles seraient les failles normales de bordure de blocs.
- les NW-SE "Argentera", bien développées au Sud, seraient des failles de transfert au cours du rifting, et même des transformantes pendant l'extension.

Dans le massif de Morges, les paléo-failles normales sont N120 (la Planta). Les anciennes transformantes sont de direction méridienne (zone de mylonites du Buchardet-Val Estrèche, faille de l'Adroit). Elles forment une anastomose de grandes bandes de décrochements raides. Elles délimitent entre elles des zones en compression, comme les pincées de Morges ou des Pourrois.

Un schéma des bassins sédimentaires de Morges et des Pourrois avant la déformation D1 est proposé figure II-35 (Figure II-35) sur la base de ces directions. Dans ce cadre, une direction de raccourcissement comme D1, perpendiculaire aux failles de bordure du bassin, entraîne une forte déformation de ce bassin de Morges. Le bassin des Pourrois a peu marqué la D1. Cela suggère qu'il était plutôt dans une position de bassin en transtension, le long de faille de la transfert de l'Adroit. Il n'apparaît pas de mouvement rotationnel important de blocs au sein du massif du Pelvoux, la direction des accidents structurant le massif n'a pas dû changer depuis D1. En effet, des études portant sur le paléo-magnétisme ne donnent pas de résultats cohérents [Henry, 1992], et, dans le Sud-Pelvoux, les filons triasiques ont une direction dominante N130 assez constante.

Ce type de structuration se retrouve pour la marge genevoise [Signer et Gorin, 1995]: failles de transfert méridienne et demi-graben permo-carbonifère E-W. Les failles de décrochement NW-SE qu'ils décrivent sont actives du Permo-Carbonifère à l'actuel.

La figure II-36 (Figure II-36) est un bloc-diagramme du massif de Morges où est illustré le raccourcissement D1 vers le SW. Le raccourcissement est accommodé par une *partition des mouvements*, distribuée suivant la direction des accidents:

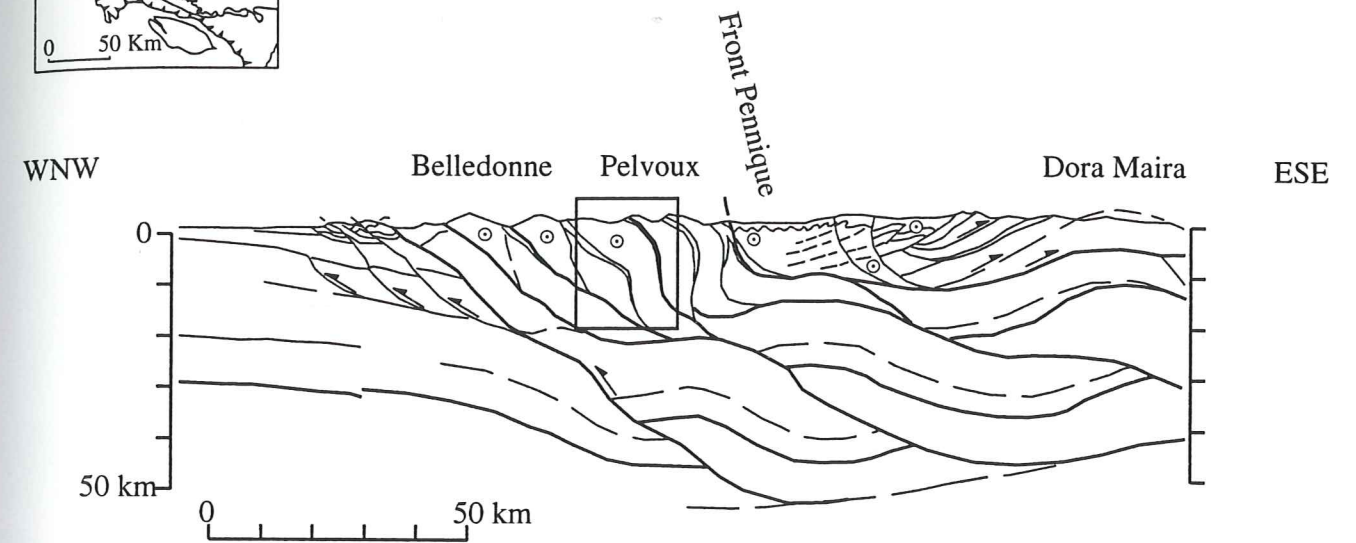
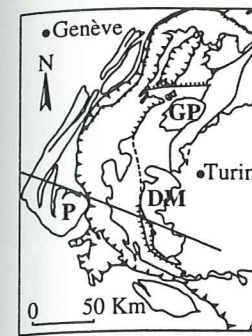
- Le massif de Morges ss est structuré suivant des chevauchements vers le SW assez raides comme l'ABS ou la Planta. La couverture sédimentaire de Morges est pincée entre ces accidents.
- Le socle est découpé par des décrochements raides méridiens, jouant en dextre. Ils limitent des amygdales où la foliation est préservée.

Au Sud de Morges, les décrochements méridiens jouent dans un contexte de transpression. Il n'a pas été mis en évidence de surélévation de certaines amygdales par rapport à d'autre, on ne peut donc pas parler pour l'agencement de ces décrochements de structure "en fleur" positive. La géométrie en coupe NE-SW du massif de Morges rappelle aussi une structure "en fleur". Mais le massif n'en a pas la dynamique, puisque les accidents qui le limitent (ABS, La Planta, Pic Gazonné) ne portent pas de trace de décrochement lors de D1.

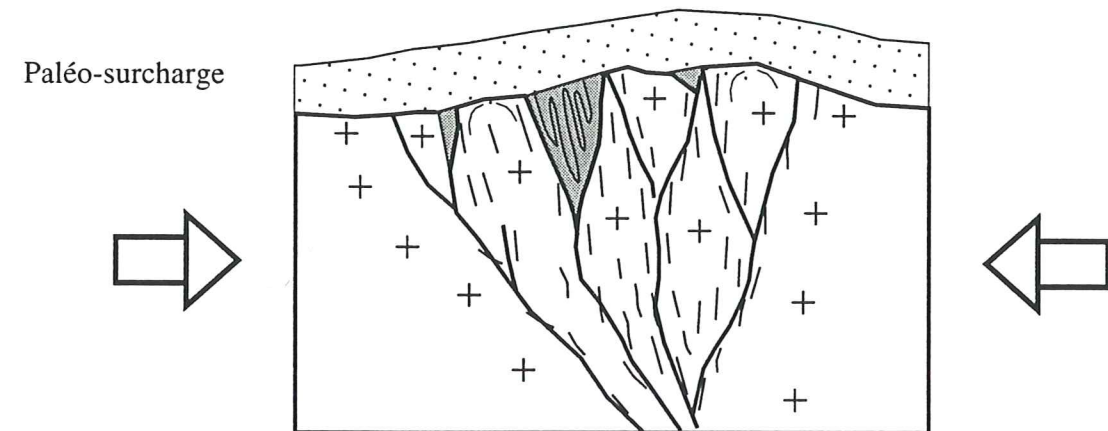
Lors de l'orogénèse alpine, le massif de l'Aiguille de Morges s'avère être une zone de raccourcissement, où la couverture est poinçonnée suivant des écaillages et des chevauchements qui se verticalisent en profondeur. De telles structures ont été décrites par exemples dans les MCE des Alpes centrales suisses [Pfiffner *et al.*, 1990; Pfiffner, 1993] ou dérivent du profil sismique ECORS-CROP (Figure II-37). On ne retrouve pas le schéma classique antérieurement décrit d'accommodation de la déformation par le socle suivant de grandes failles planaires sub-horizontales.

Nous cherchons maintenant à apprécier quel apport peut avoir la modélisation géométrique 3D dans la validation ou l'infirmité de l'hypothèse géométrique qui est que les structures plissées dans la couverture se prolongent par des accidents raides dans le socle.

Figure II-37



(a) Coupe équilibrée à l'échelle crustale, d'après Ménard et Thouvenot [1987]



(b) Déformation progressive du socle: une schistosité se développe le long des paléo-failles inversées. La foliation est préservée au cœur des amygdales de socle. Les sédiments des bassins sont fortement plissés "pincés" de couverture. Les nappes formant la paléo-surcharge ne sont pas connues.

III-1) Objectifs / intérêts

Un des objectifs de cette thèse était le développement d'une *methodologie de construction de modèle géométrique 3D*. Plusieurs types de problèmes se sont posés, la plupart liés au fait que cette méthode en est à ses débuts.

L'acquisition de données 3D objectives est un point fondamental de la modélisation tridimensionnelle. L'utilisation du *MNT* (Modèle Numérique de Terrain) en est une base. Le géoréférencement des données se révèle être un élément primordial dans la qualité de la modélisation. Deux choix sont possibles: le système référentiel Lambert, utilisé sur les cartes topographiques françaises, ou le référentiel WGS 84 avec positionnement par GPS (Global Positioning System). Les avantages et inconvénients de ces systèmes seront discutés dans le paragraphe III-2-1.

L'interface socle-couverture a été choisi pour la modélisation. Il est un *marqueur de la déformation finie à l'échelle orogénique* [Baudin et Marquer, 1994]. Sa géométrie marque les déformations survenues depuis la fin de l'orogénèse hercynienne jusqu'à l'actuel, c'est-à-dire les déformations liées à l'orogénèse alpine, puisque l'on considère que le Pelvoux était pénéplainé au début du Trias.

L'interface socle-couverture est une surface représentative de la structure du massif de l'Aiguille de Morges. En effet, la forme de cet interface géologique majeur conditionne celle des couches de la pincée de couverture mésozoïque, puisque les décollements de couverture suivent le toit du socle.

Les chevauchements qui limitent les écaïlles ont aussi été représentés dans la modélisation, mais la structure interne des différentes couches formant la pincée n'a pas été détaillée.

L'étude structurale du massif de l'Aiguille de Morges (massif du Pelvoux, Alpes occidentales) nous a amené à remettre en question la géométrie couramment admise pour ce massif, et à en proposer une nouvelle (Figure III-1): les accidents méridiens qui structurent le massif se verticaliseraient en profondeur.

Nous avons cherché à valider ou infirmer par une *modélisation 3D* l'hypothèse géométrique que nous avons émise. En effet, les deux phases de raccourcissement oblique successives ont produit des surfaces complexes, qu'une étude géométrique 2D classique ne permettait pas de restituer pleinement.

Deux approches ont été suivies pour la modélisation 3D de notre objet géologique: l'une se base sur une méthode de reconstruction à partir de *surface polynomiale* (méthode développée

par G. Vidal, ENS Lyon), l'autre est l'utilisation du *modeleur surfacique* STRIM (Matra datavision, version 6.11). La démarche adoptée consiste à construire successivement les surfaces qui limitent les différentes formations géologiques. Les deux approches n'ont pas le même but. La méthode par calcul polynomiale n'a pas la prétention d'aboutir à un modèle de la surface. Par contre, elle est un test rapide et efficace de la continuité des couches et de leur forme générale.

Nous approchons la géométrie des objets par le calcul d'une *surface théorique* collant au plus près à la surface géologique réelle. Ce calcul est basé sur une *interpolation* des points de données ou des horizons figurés sur les coupes, traduit en profils d'appui pour la surface à calculer. La géométrie de l'objet est contrainte par sa cohérence géométrique surfacique; la cohérence volumique est une proche perspective de recherche.

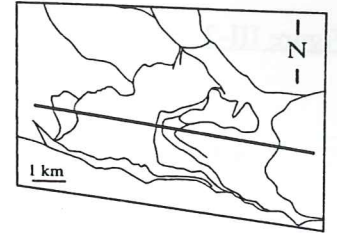
La cinématique de la déformation représente une quatrième dimension, le temps. Elle n'est pas encore intégrée directement, mais elle est prise en compte par le géologue lors de l'analyse géométrique de l'objet.

La construction d'un modèle géométrique représente la première étape lors d'une procédure de *restauration*. Dans notre exemple, l'état final, qui correspond à la géométrie que l'on modélise, est la géométrie actuelle, et l'état initial la géométrie au début du Trias. Une restauration enlèverait donc le cumul des déformations depuis la fin du cycle hercynien, soit donc les *déformations alpines*.

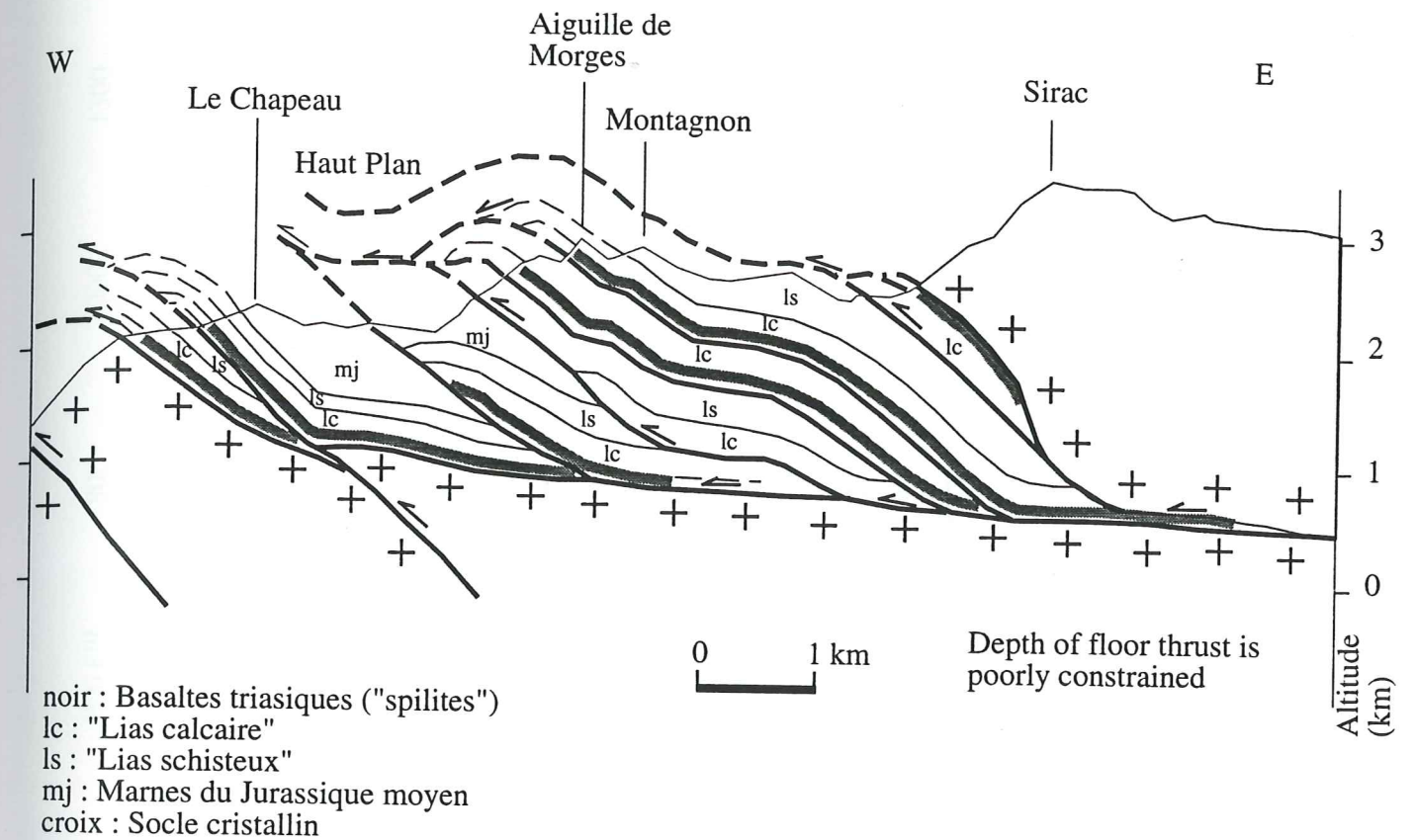
Pour restaurer des surfaces, on peut construire des coupes équilibrées [Goguel, 1952; Hossack, 1979; Mugnier et Vialon, 1986], mais elles ne sont valables que pour des structures résultant d'une déformation plane, ce qui n'est pas le cas du massif de Morges. Une autre méthode consiste à tester les capacités de restauration des surfaces en s'appuyant sur leur compatibilité géométrique [Cobbold, 1977, 1979; Schwerdtner, 1977; Gratier *et al*, 1989; Guiller, 1991]. Cette méthode est applicable à des objets ayant subi des déformations pluri-directionnelles. Nous l'avons utilisé pour le massif de Morges.

Figure III-1

Différentes hypothèses de structuration du massif de l'Aiguille de Morges.



(1) Le raccourcissement alpin est accommodé par de grandes failles planaires sub-horizontales [Gillcrist, 1988].



(2) Les accidents se redressent en profondeur. Le socle est aussi chevauchant. Dans ce cas, l'existence d'un chevauchement à l'Est de Haut Plan n'est pas nécessaire.

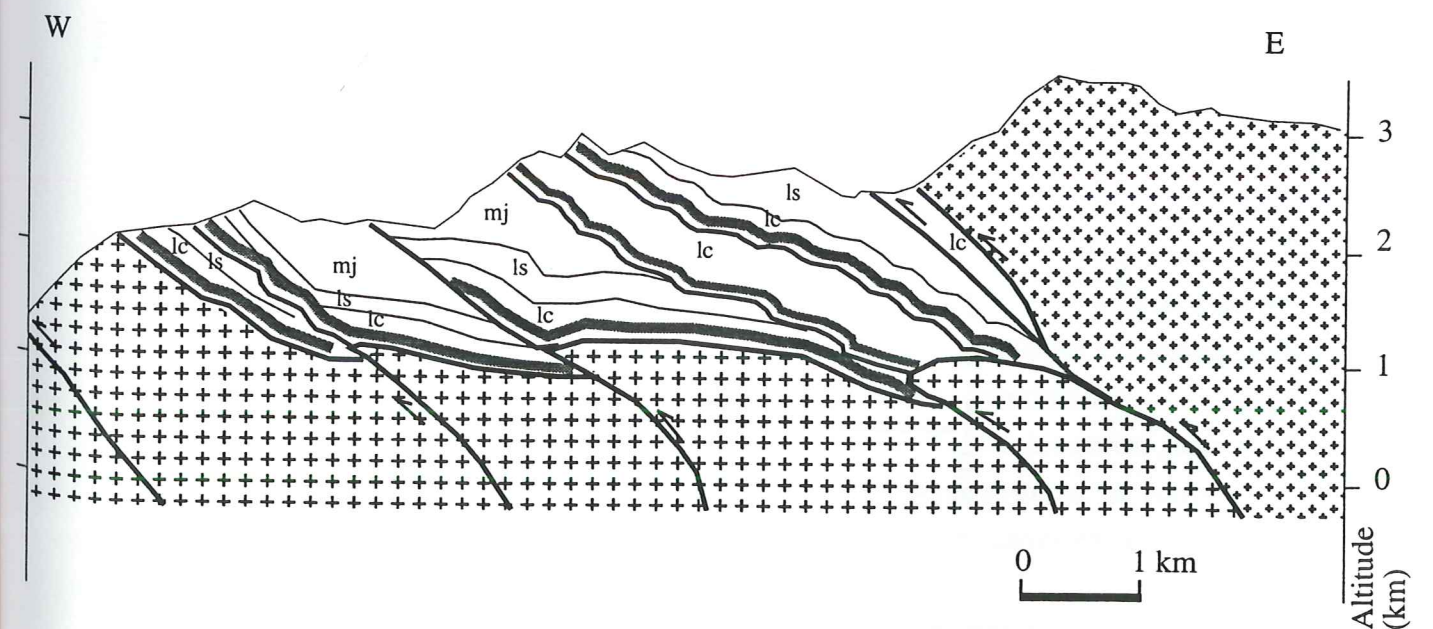
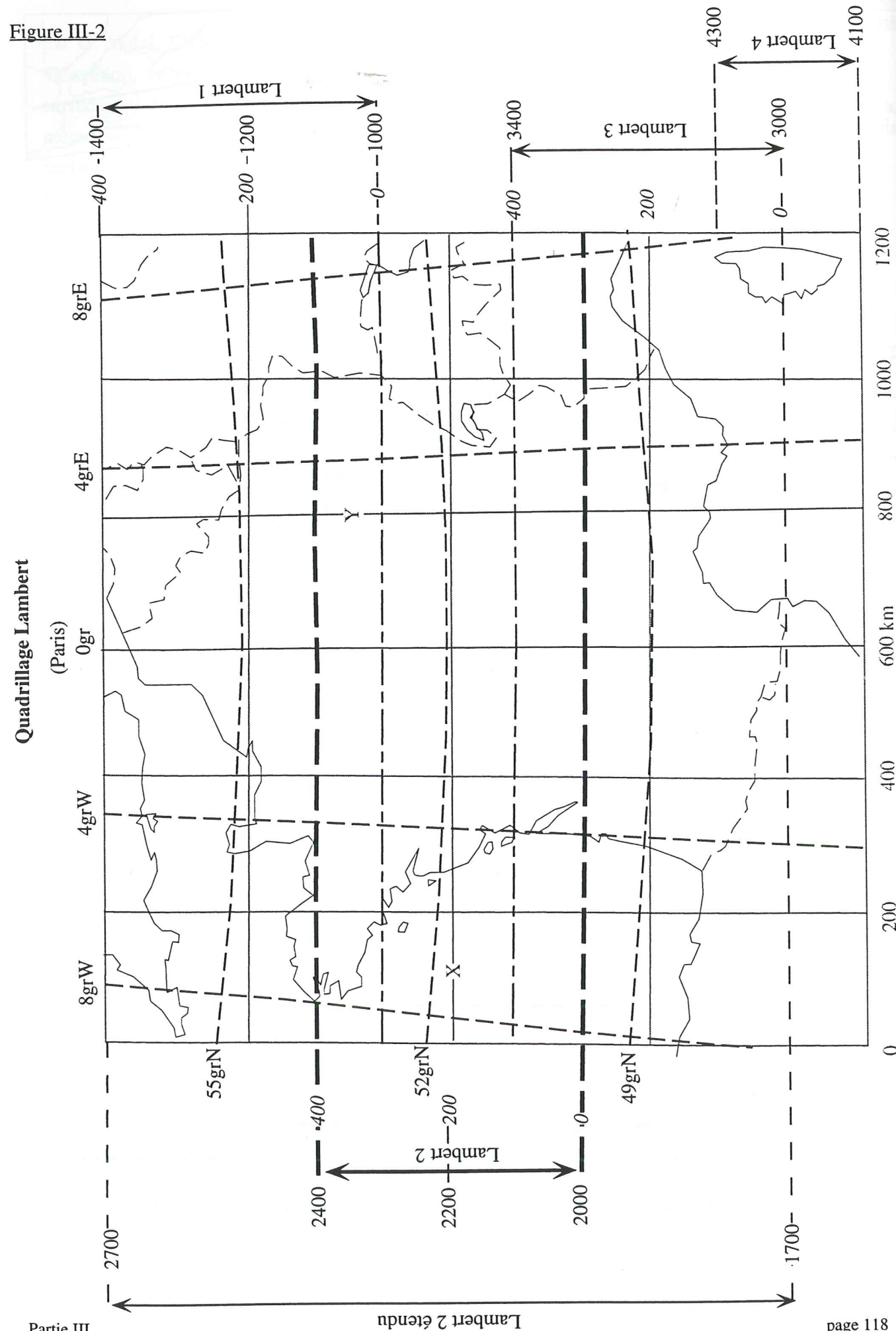


Figure III-2



III-2) Données

Les données utilisées pour construire les modèles géométriques proviennent de différentes sources. Nous avons utilisé des documents existants (*cartes topographiques, géologiques, MNT (Modèle Numérique de Terrain), photographies aériennes*). Nous avons acquis par ailleurs des *données structurales* sur le terrain.

Il aurait été intéressant d'utiliser les *images-satellite*, mais nous ne disposions pas du couple stéréoscopique. L'image disponible n'avait pas une signature spectrale immédiatement intéressante, et le traitement de cette image n'a pas pu être effectué faute de temps.

La mise en commun de toutes ces données implique des règles de structuration (en base de données) et de géoréférencement. Pour être exploitables, les données doivent être quantifiées et géoréférencées. Ces règles constituent la base de la modélisation.

III-2-1) Géoréférence

Deux systèmes référentiels étaient utilisables:

- Le système de coordonnées Lambert est un système de coordonnées cartographiques, utilisé sur les cartes topographiques françaises. C'est donc un référentiel local. Il est précis, mais son extension à des zones voisines entraîne des distorsions. En effet, la précision de report d'un point dépend de l'angle de projection choisi. Une dérive de la localisation des points se produit lorsqu'on change de référentiel (de Lambert III à Lambert II étendu par exemple).

- le positionnement par GPS fournit des coordonnées en latitude et longitude suivant un ellipsoïde fixé par l'utilisateur. Le géo-référentiel du GPS est géocentrique, ce qui signifie que le positionnement du point est absolu. C'est un système homogène, la projection est sans déformation quelque soit la zone. Mais ces coordonnées sont peu détaillées sur les cartes topographiques françaises. Le GPS se révèle parfois inutilisable en montagne, lorsque la proximité de falaise masque des satellites.

Dans l'optique d'une étude 3D, l'utilisation du GPS dans le positionnement des points de mesures se révèle indispensable.

Pour des raisons techniques, nous avons choisi le géoréférentiel défini par Lambert [1772], et appliqué en France (Figure III-2) sous la forme du système de projection *Lambert 2 étendu* [Tardi et Lavachère, 1951; Cuenin, 1972; Testard, 1973; Caillemer et Lecocq, 1983]. Toutes les données du modèle sont référencées dans ce système de coordonnées.

Ce système de coordonnées n'apparaît pas en légende sur toutes les cartes géologiques. Comme l'ensemble des documents doit être référencé dans le même système, on convertit alors manuellement les coordonnées qui forment la grille légendée de ces cartes en des coordonnées Lambert 2.

La France est divisée du Nord au Sud en trois zones de coordonnées Lambert (Lambert I, II et III), ramenable à une zone unique Lambert II étendu (Figure III-2). La projection de Lambert est une représentation conforme de l'ellipsoïde terrestre (ellipsoïde de Clarke) sur un cône circonscrit le long d'un parallèle choisi comme origine, puis la projection de ce cône sur le plan. Ce plan est défini par le point d'intersection (appelé point origine) entre le méridien et le parallèle choisi et la tangente associée. Cette projection est donc une projection tangente qui conserve les angles. La déformation des longueurs ne dépend que de la latitude ; elle est constante le long d'un parallèle et nulle au parallèle d'origine. L'allongement peut devenir excessif aux bords de la projection, dans le cas d'une grande surface à couvrir (zone couverte par le Lambert II étendu, par exemple). On a alors recours à l'artifice d'un cône sécant pour réduire cet allongement.

Dans le cas de la France, le point origine est placé sur le méridien de Paris, avec un angle de projection du cône variable suivant la zone : Lambert I / 55 G, Lambert II / 52 G, Lambert III / 49 G. Dans tous les cas, afin de ne pas avoir de coordonnées négatives, on décale l'origine (0, 0) vers le Sud-Ouest de la zone à référencer. Le point origine a comme nouvelles coordonnées dans la projection Lambert 2 étendu une abscisse de 600 km et une ordonnée de 200 km.

Cette étape, manuelle, doit être exécutée soigneusement pour limiter les dérives.

III-2-2) Les données brutes

Les données utilisées vont maintenant être décrites.

III-2-2-1) Carte géologique

Dans le cadre de l'étude Sud-Pelvoux ont été utilisées les cartes "Orcières" [Debelmas *et al*, 1980], "St-Christophe-en-Oisans" [Barféty et Pécher, 1984] et "La Mure" [Barféty *et al*, 1988] au 1/50000ème, éditées par le BRGM. Ces cartes sont disponibles sur un support papier. Les cartes géologiques nous fournissent les contours des formations et des accidents en surface. Pour pouvoir être exploitable dans une modélisation 3D, elles doivent être numérisées (cf. § "mise en forme des données").

La carte géologique peut être affinée par l'étude des photos aériennes (dans notre cas, campagne de l'IGN "05 IFN 81, 82/170 P-IRC", photos 760-777, 773-781, 790-798), voire des images-satellite. En effet, l'utilisation de la photo-restitution permet le repérage de linéaments associables à des failles et des chevauchements. Les tracés des contours géologiques visibles ont été reportés et interprétés sur Kodatrace (Figure III-3). On les compare avec la carte géologique, et on la complète ou corrige le cas échéant.

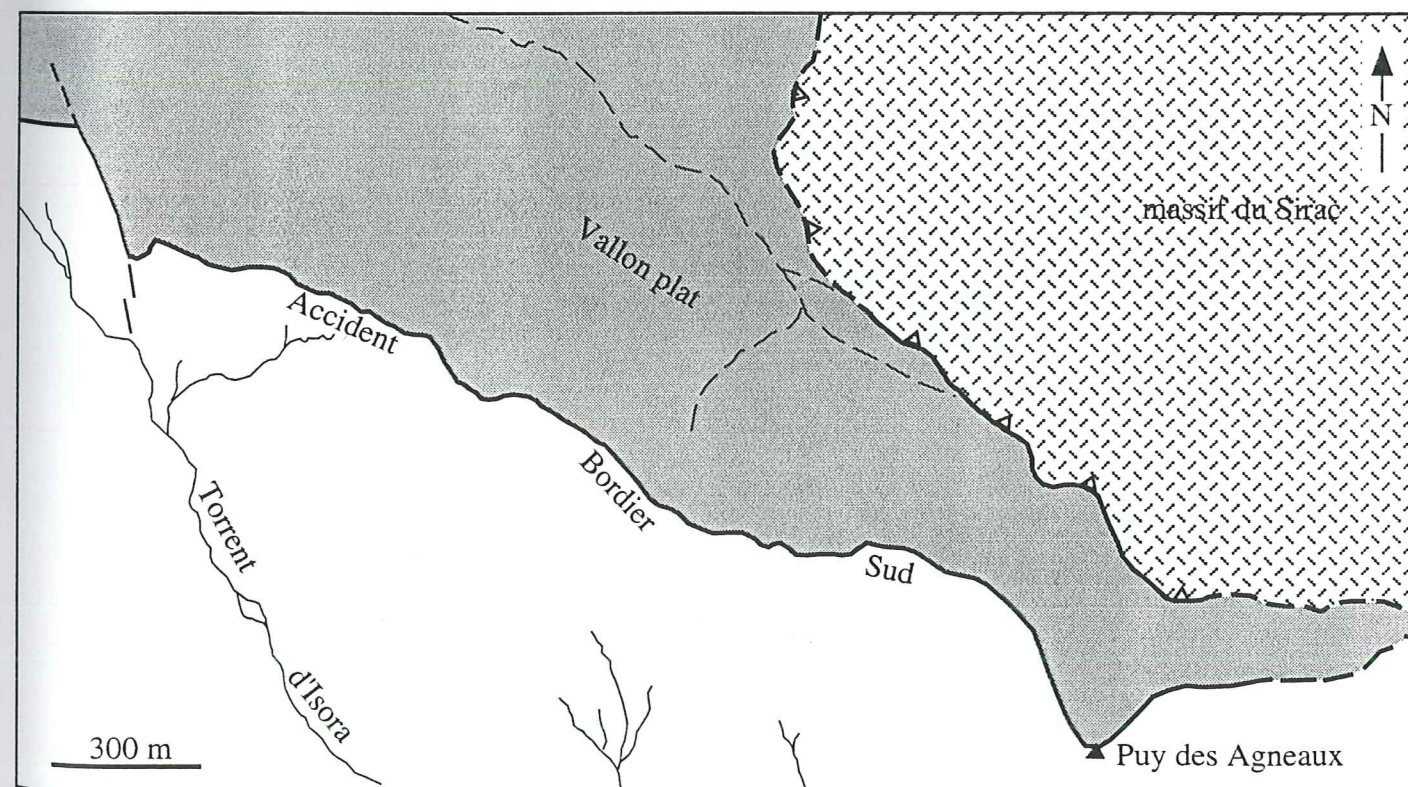
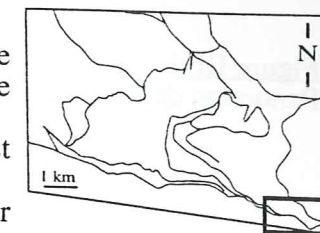
Sur notre zone d'étude, le contraste de lithologie est quasi-nul dans le socle entre les orthogneiss et les granites intrusifs tardi-hercyniens, et se marque donc peu dans le relief. Les écaillages alpins sont peu visibles dans la morphologie, sauf quand des terrains sédimentaires sont impliqués comme pour les unités de Morges. Les chevauchements dans la couverture sont des structures planaires sub-horizontales, ce qui rend leur géométrie mal quantifiable en stéréoscopie. Par contre, les basaltes forment une série lithologique bien marquée, car plus résistante à l'érosion ; ils surlignent les chevauchements. Les cargneules, qui marquent la plupart des surfaces de décollement, se remarquent souvent du fait de leur teinte particulière.

Figure III-3

Sur cette photographie aérienne, on peut voir le tracé de l'Accident Bordier Sud de Morges. Remarquer à l'Ouest son décalage par une faille NNW-SSE: l'étude de ce document permet de préciser la nature de certaines des ondulations de l'ABS.

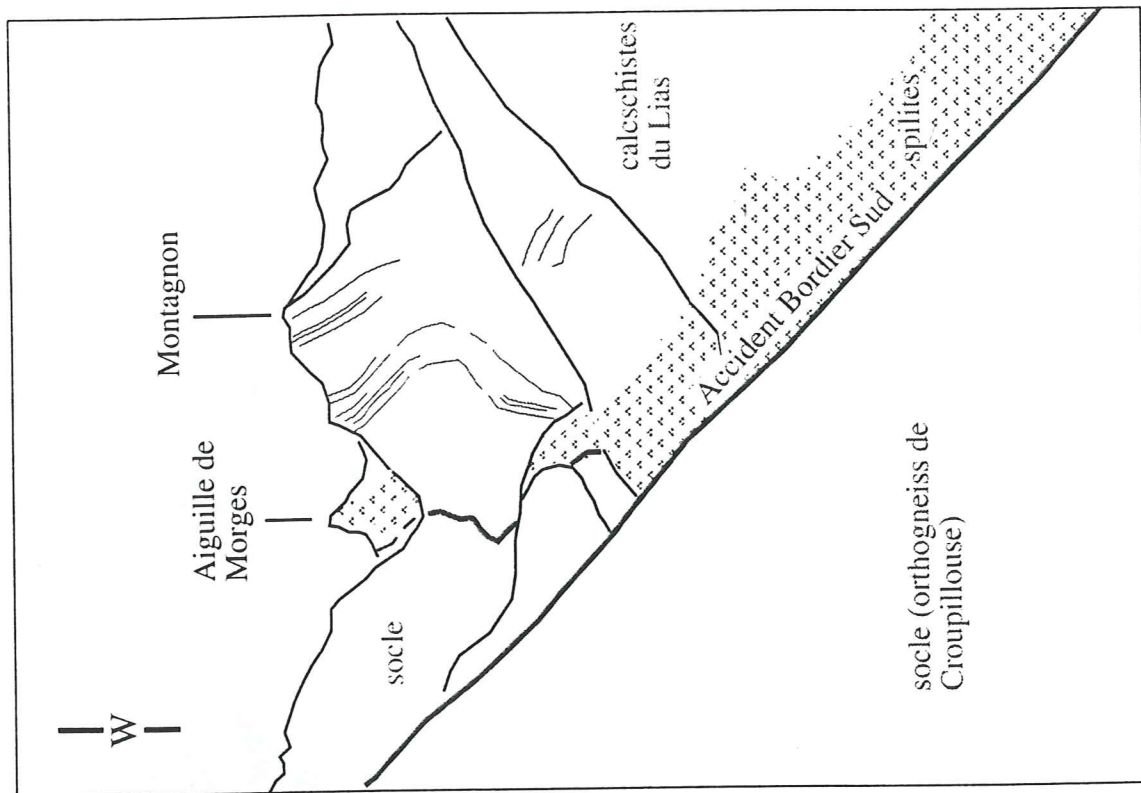
La limite du Sirac est ennoyée sous les éboulis, le tracé du chevauchement est donc un tracé estimé.

Les limites internes aux unités de couverture n'ont pas été reportées sur l'interprétation.



Couverture mésozoïque de Morges
 Migmatites du Sirac
 Orthogneiss de Croupillouse

Figure III-4
Panorama de l'Accident Bordier Sud, vue vers l'Ouest



Par contre, la relation hydrologie, morphologie / géologie est peu évidente. Par exemple, la Séveraisse coule au Nord du contact tectonique sédimentaire / cristallin, et recoupe le granite du Bourg obliquement à ses structures. On a donc une inadéquation entre le relief et les structures géologiques.

L'accident bordier Sud, limite majeure du massif de l'Aiguille de Morges, est bien marqué par sa différence lithologique et son pendage fort (Figure III-4). Il s'agit d'un trait paléogéographique majeur, qui se suit sur plusieurs kilomètres et se voit sur les images-satellite.

La zone couverte par le MNT est localisée précisément par ses coins sur les cartes géologiques, afin de pouvoir effectuer ultérieurement une superposition sans distorsion de l'image numérisée de la carte sur le MNT.

III-2-2-2) MNT (Modèle Numérique de Terrain)

Le MNT (DEM, Digital Elevation Model) est une topographie numérique (Figure III-5). Il est construit suivant une grille discrète. Le pas de la grille est un pas d'échantillonnage.

Le MNT que nous avons utilisé a été fourni par l'IGN (Institut Géographique National). Ses coordonnées sont 905-915 de latitude Nord, 1980-1990 de longitude Ouest. La zone des Pourrois - Vallon n'est pas sur ce MNT.

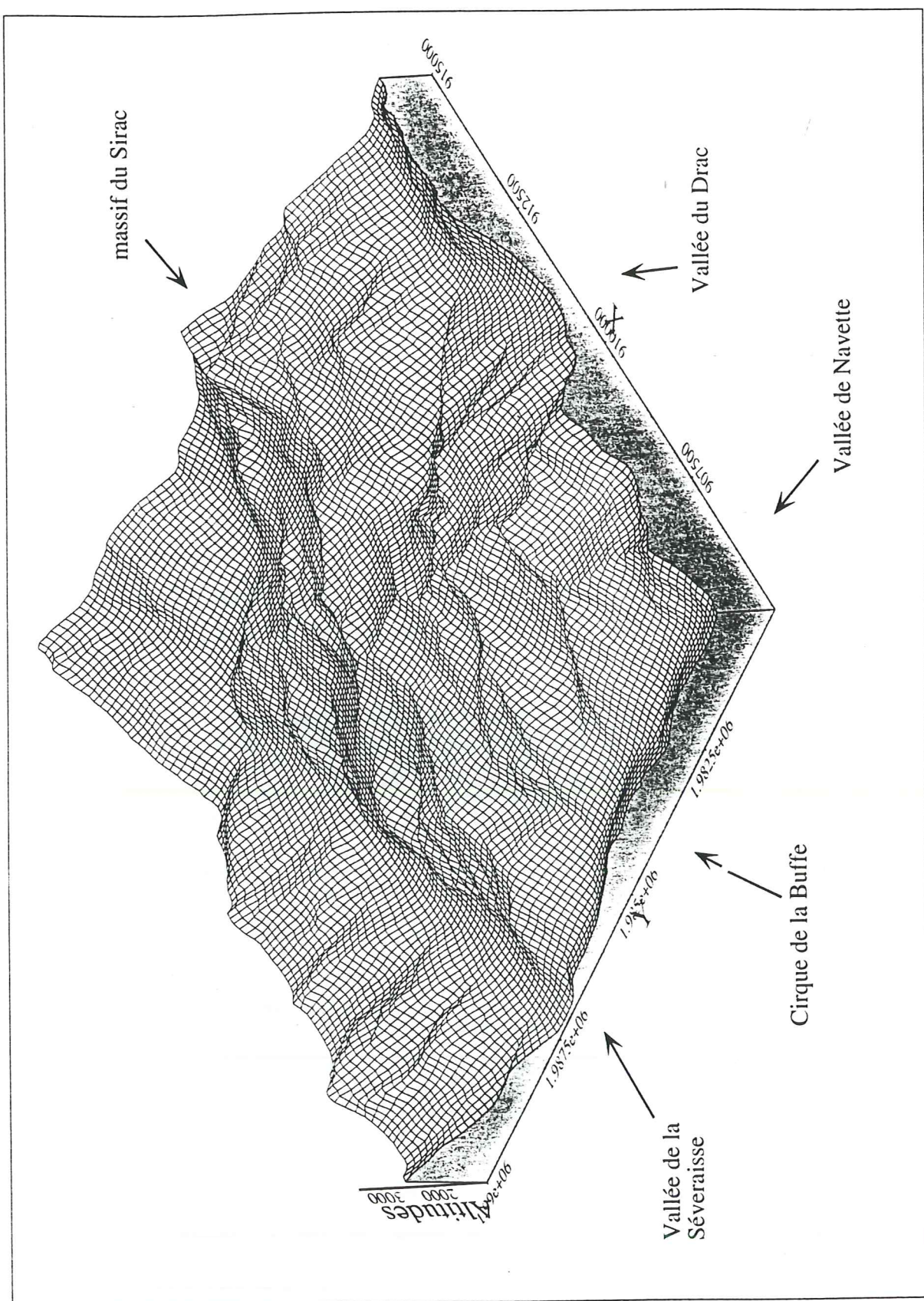
Les mesures d'altitude sont disposées aux nœuds d'une grille régulière en latitude et longitude. Le pas de cette grille est de 50 m dans les deux directions.

Un MNT peut se construire à partir d'un couple de photos aériennes ou d'images-satellite stéréoscopiques, dont le traitement permet la restitution du relief à une échelle relative à la résolution (surface minimale numérisée comme un point) des photos en x, y [voir par exemple Thoué, 1993]. Il peut aussi être construit à partir de l'analyse de la carte topographique. Une méthode de ce type est développée à l'ICPE de Lyon [Darsonville, 1995].

III-2-2-3) Données structurales

Nous avons relevés sur le terrain les *marqueurs structuraux* (stratification, schistosités, axes de pli, linéation d'intersection) et cinématiques (linéation d'étirement, stries,...). Les premiers nous donnent des indications brutes sur la géométrie, les seconds permettent d'affiner les extrapolations des structures en facilitant la compréhension.

Ces données sont irrégulièrement *dispersées* en surface (Figure L-1).



Ce MNT est celui de la zone du massif de l'Aiguille de Morges. Le pas de sa grille est de 50m. On regarde vers le NE.

La vallée E-W dont le départ est clairement visible au niveau de la coordonnée 1.975e+06 est celle de la Séveraisse. En arrière, son flanc Nord correspond aux massifs du Giobermey à l'Est (à droite) et celui des Rouies à l'Ouest. Son flanc Sud limite le massif de Morges. L'Aiguille de Morges est le sommet central le plus élevé. Le cirque de la Buffe est visible au niveau de la coordonnée 1.985e+06. A l'Est du MNT débute le massif du Sirac. La vallée au Sud est celle du Drac, en Champsaur.

III-2-2-4) Coupes

Les coupes sont une donnée interprétée en profondeur, bâties à partir des données structurales (stratification, plis), de la carte géologique (lithologie), et du MNT (profil topographique). Une coupe peut être considérée comme une donnée acquise sur toute sa hauteur d'affleurement. L'extrapolation en profondeur est une interprétation, et c'est sur cette seule partie (en pointillé) que peuvent porter d'éventuelles corrections.

Neuf coupes ont été réalisées sur le massif de l'Aiguille de Morges. Ces coupes sont en annexe X (Annexe X). La figure III-8 montre la position de ces coupes (Figure III-6):

- La coupe n°1, transversale aux structures (Figure III-1, hypothèse 2), est orientée W-E (N98°). Cette orientation est celle de la seconde phase de raccourcissement (D2) du massif, et est sub-perpendiculaire à la direction de raccourcissement majeur (D1).

- Les huit autres coupes, séries, sont orientées NNE-SSW (N08). Ces coupes sont perpendiculaire à la coupe 1. Par contre, elles ne sont pas strictement perpendiculaires aux structures majeures, plutôt N30, mais légèrement obliques. La valeur de l'espacement entre chaque coupe est de 800m, de façon à avoir un nombre de coupes suffisant pour rendre compte de la géométrie du massif.

La coupe 8, située à l'Ouest du massif de Morges, est représentée sur la figure III-7 (Figure III-7); l'écaille de Trouba repose sur le socle cristallin. Il est faillé par des décrochements majoritairement senestres. La figure II-15 montre une coupe orientale, représentative de la structure du massif. On y retrouve les écaillages vers le SSW du socle sur la couverture mésozoïque (chevauchement du Pic Gazonné), les écaillages internes de couverture (USM, UIM), les accidents redressés (ABS, Vallonclos Sud). Les coupes descendent jusqu'à une profondeur de 2000m environ.

III-2-3) Mise en forme des données

Les données brutes doivent subir un traitement préalable à leur exploitation: numérisation des données papier, géoréférencement, structuration en base de données. Cette mise en forme est un préliminaire à toute exploitation par calcul numérique.

III-2-3-1) Carte géologique

Les cartes géologiques ont été scannées pour obtenir une image (mode raster).

Le mode raster est un mode où l'image est composée d'éléments ou pixels, de forme carrée ou rectangulaire. Ils correspondent à une surface au sol. A tout pixel est associée une intensité lumineuse ou une couleur.

La précision choisie est de 250 dpi (c'est-à-dire 250 points par pouce, soit 98,4 point/cm). Ce choix de résolution est un compromis entre la qualité du rendu et la taille du fichier (1200 *

1200 points, 24 bits de profondeur).

Dans notre cas, la zone d'étude est sur deux cartes géologiques, il a donc fallu raccorder rigoureusement selon leur bord les deux images scannées. Pour cela (Figure III-8), on repère les deux points extrêmes des bords à assembler. Les images sont jointes en accolant les points extrêmes de la carte supérieure aux points extrêmes de la carte inférieure. Il apparaît nettement que certaines limites géologiques ne sont pas continues d'une carte à l'autre. Après raccord, l'ensemble a subi une rotation de 2,25° vers l'Ouest, suivant le sens horaire, afin de ramener le bord méridien de la zone à une orientation N0 exactement, qui coïncide donc avec l'orientation plein Nord géographique du MNT.

Le contour des formations et des accidents de la carte structurale ont aussi été numérisés, sous forme vectorielle avec une précision de saisie de 10 m environ. Ce type de numérisation est le seul utilisable avec le modeleur STRIM. L'altitude z est arbitrairement fixée à 0m.

Sous STRIM, la couleur permet des subdivisions de données, avec l'attribution d'une couleur pour chaque ensemble. Dans le cas des contours de la carte géologique par exemple, la couleur n'avait pas de signification géologique particulière, mais permettait une bonne distinction des différentes lignes à l'écran.

III-2-3-2) Modèle Numérique de Terrain

Le MNT a été échantillonné avec un pas de 50 m, maximum de précision possible. Un fichier contient l'ensemble des points de la grille du MNT. Chaque point est représenté par ses coordonnées (x, y, z) dans le référentiel du modèle.

Cette précision de 50 mètres est parfois insuffisante vu l'échelle à laquelle on travaille. Les irrégularités de terrain tels que les abrupts ou les talus, qui peuvent être des marqueurs de faille, sont fortement lissés. En effet, ce pas d'échantillonnage de la topographie gomme les pentes fortes (plus de 60°) dès que leur surface d'affleurement est inférieur à 200 mètres de dénivelé.

Le calcul d'un MNT à 10m est actuellement exécuté par G. Vidal (ENS Lyon), à partir d'un couple stéréoscopique d'images-satellite. Dans un proche avenir, la mise en routine de ces calculs, associée au calage par des points d'amer pris au GPS, fournira une excellente base de travail topographique.

Le MNT est le document porteur des indications sur la topographie. On peut en extraire les altitudes (minimum, maximum, moyenne). Une étude morphologique est possible. On repère les cours d'eaux, les zones de glissement, d'éboulis. Ces zones sont des zones instables où l'on évite de prendre des points de calcul.

III-2-3-3) Données structurales

Les données structurales ont été classées dans une *base de données*. Le canevas de cette base a été en partie imposée par celui préexistant sous GDM. Elles sont toutes géoréférencées, par les coordonnées du lieu d'affleurement sur lequel elles ont été recueillies. La base de données est un tableau où douze colonnes contiennent les informations (Annexe II):

- Affleurement : n° de référence
- Lithologie : traduite par le nom de l'étage vu l'homogénéité des formations dans un même étage.
- Type structural : Stratification (S0), schistosité (S1, S2), axe de pli (axp1, axp2), linéation d'étirement (line), d'intersection (lini), ...
- Direction, Pendage, Sens : la direction est comprise entre 0 (Nord) et 180°
- Jeu : dextre ou senestre
- Polarité des couches : indique si la série est normale ou inverse
- Minéraux remarquables
- Coordonnées : x - y - z du site (affleurement).

Les informations concernant le jeu, la polarité des couches et les minéraux sont optionnelles, car elles ne peuvent pas toujours être remplies.

La construction de cette base a pris pratiquement trois semaines. Sa structure a été modifiée à mesure de l'expérience. Elle a servi de base-test au développement de la base générale "Alpes", localisée au BRGM.

La présentation initiale de la base est d'une lecture simple en direction et pendage pour le géologue, elle est par contre peu pratique pour un usage informatisé. Des applications existent pour transformer ce fichier en un fichier où les mesures sont en modulo 360. Les plans sont représentés par leur normale ou leur ligne de plus grande pente suivant la convention choisie.

III-2-3-4) Coupes

Les coupes ne sont pas utilisées pour le calcul avec des fonctions polynomiales.

Le modeleur STRIM ne possède pas d'éditeur de coupes, il faut donc numériser des coupes construites sur papier. Le calage des limites de couches ou des accidents sur le profil topographique a été fait manuellement; la précision est de l'ordre de 20m. Chacune des coupes a été numérisée sous forme vectorielle, avec une précision de saisie d'environ 10m, dans les coordonnées 2D de son plan: distance par rapport au début de la coupe, altitude. Ces coordonnées sont transformées en coordonnées 3D (Lambert 2 étendu). L'altitude ne change pas, x et y sont calculés à partir des coordonnées connues des points de début et de fin de la coupe, ou du point de début et de la direction de la coupe.

Figure III-6
Schéma structural du massif de l'Aiguille de Morges, localisation des coupes

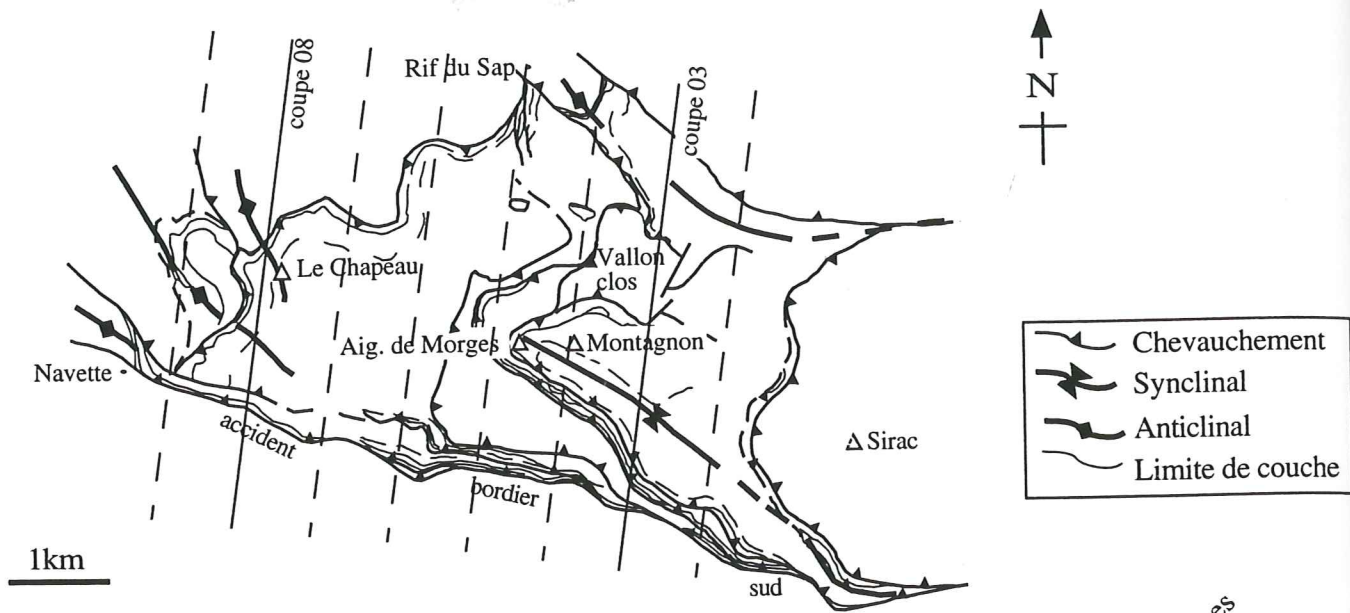


Figure III-7
Coupes n°3 et n°8

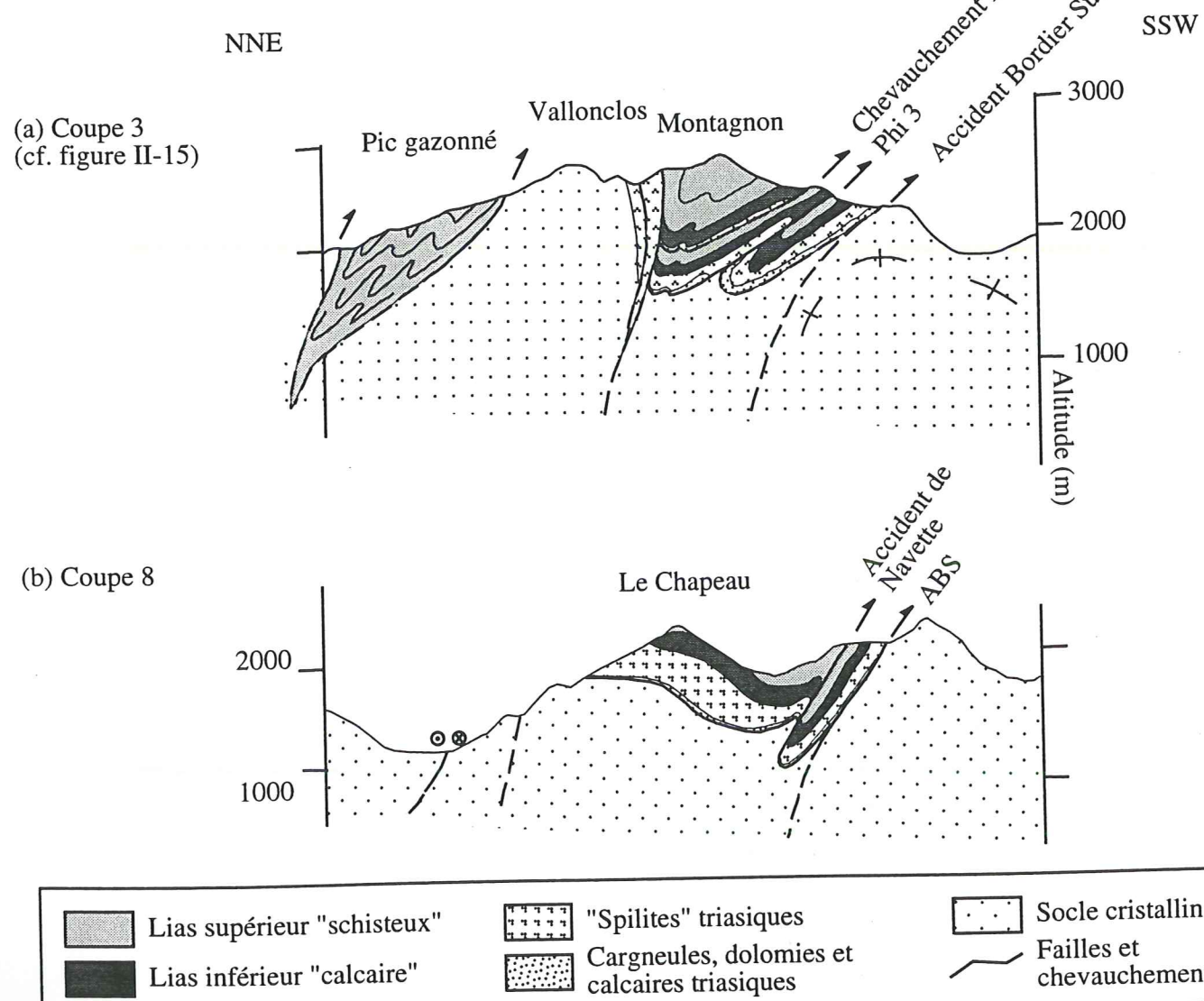
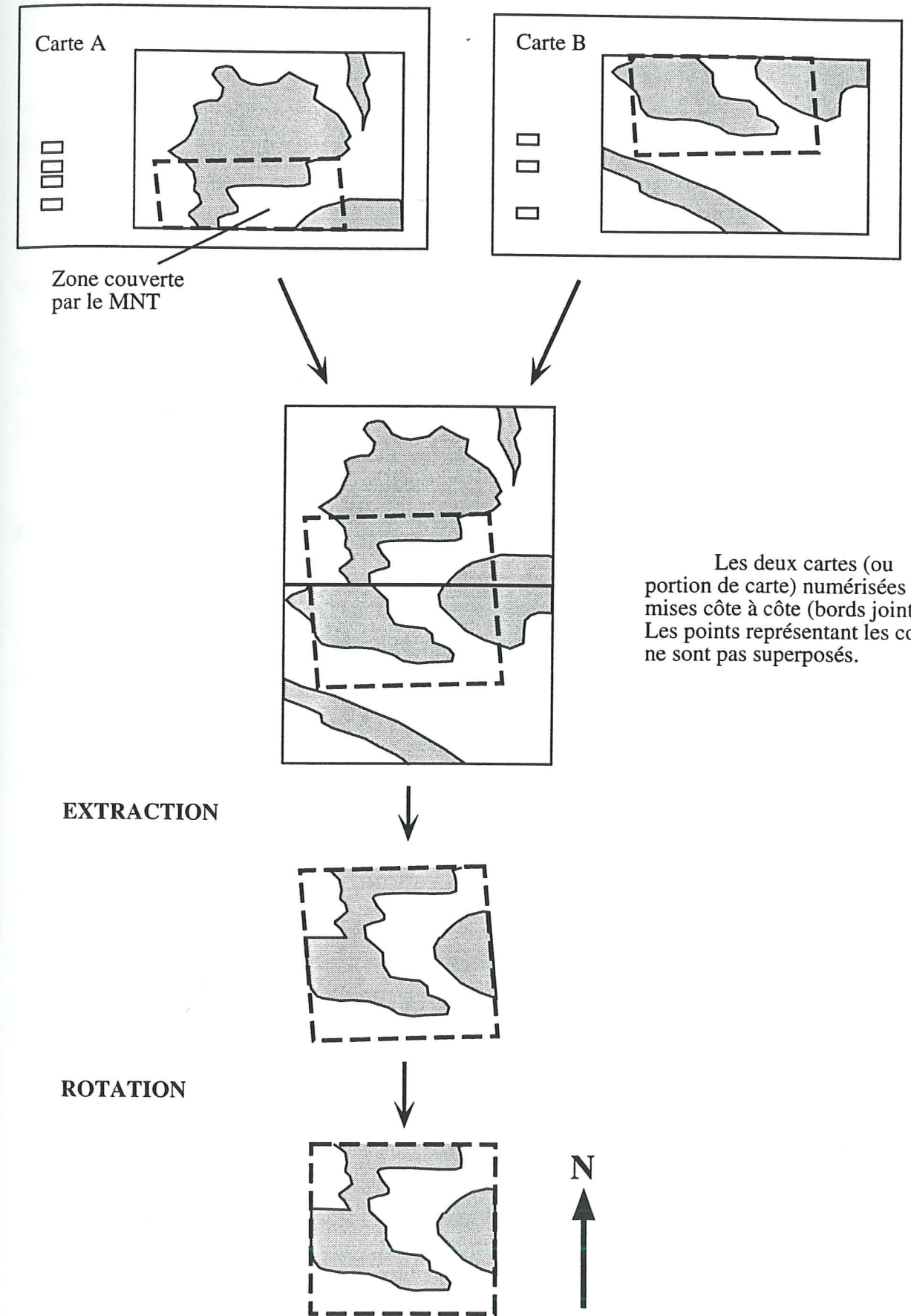
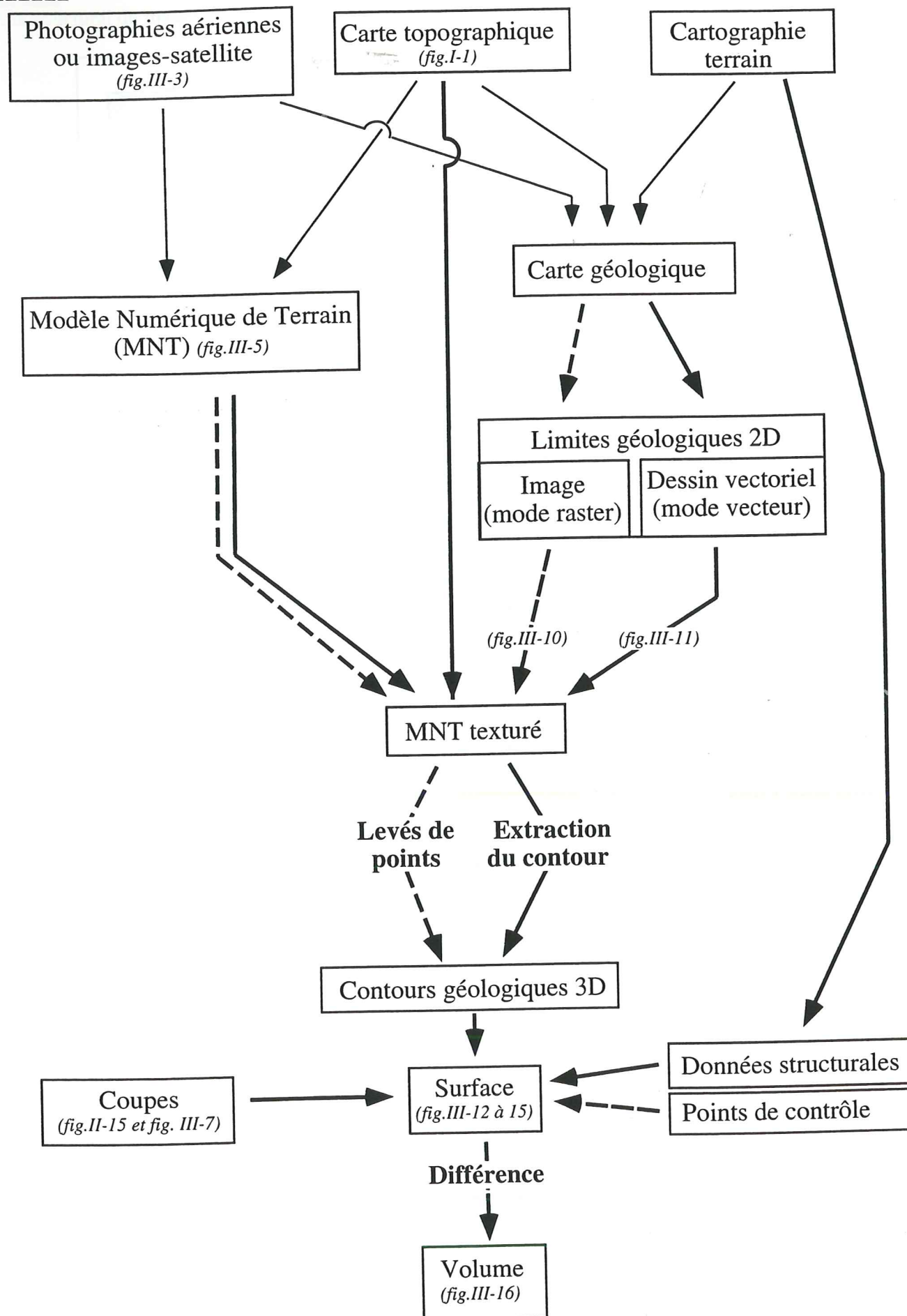




Figure III-8



Les deux cartes (ou portion de carte) numérisées sont mises côte à côte (bords jointifs). Les points représentant les coins ne sont pas superposés.

Figure III-9



 Modeleur Strim
 Calcul des surfaces par fonction polynomiale (ENS)

III-3) Méthodologies

La géométrie de surface géologique choisie (par exemple la base d'une couche, repérée par la stratigraphie) est approchée par le calcul d'une *surface théorique* représentant la surface géologique réelle, dans notre cas l'interface socle-couverture.

Suivant les méthodes, on utilise différents type de documents (Figure III-9).

La surface est construite à partir de points de données dispersés; il faut définir une méthode de construction, par interpolation (la surface passe par l'ensemble des points) ou approche quantifiée (la surface passe à proximité des points), et donc un critère de régularisation.

La maille du MNT, le mode de réalisation des coupes et la numérisation conduisent à une précision du modèle de 50m. Il faut au minimum 4 points pour apprécier une ondulation. Donc, des phénomènes d'une longueur d'onde inférieure à 200 m ($4 * 50$ m) ne seront pas représentés.

III-3-1) Calcul d'une surface avec une fonction polynomiale

Dans un premier temps, seuls sont utilisés des points extraits du placage de la carte géologique sur le MNT. Des données structurales auraient pu être introduites dans un deuxième temps.

III-3-1-1) Construction du MNT texturé

Un MNT texturé est un MNT sur lequel on a superposé une image, dans notre cas la carte géologique numérisée en mode raster (cf. § III-2-3-2) (Figure III-10).

Le problème lors de la superposition de l'image à la grille du MNT est l'échantillonnage du nombre de pixels par pas de grille. Le rendu visuel est bon lorsque l'image est largement sur-échantillonnée par rapport à la grille qui la supporte. Dans notre cas (MNT à 50 mètres, carte à 250 dpi), cela donne un rapport de 9,84 pixels par pas de grille. On échantillonne l'image pour obtenir un rapport de 6 pixels par pas de grille, ce qui est suffisant.

La figure III-11 montre le placage de la carte géologique, numérisée en page de couleur, sur le MNT (Figure III-11). Cette manipulation a été effectuée avec CasCade.

III-3-1-2) Création du fichier de points

Nous utilisons comme interface pour la saisie le logiciel "xvolter", développé à l'ENS par le Laboratoire d'Informatique du Parallélisme (S. Miguët et S. Contassot), en collaboration

avec le Laboratoire des Sciences de la Terre (G. Vidal). Les points sont saisis directement sur le MNT texturé. Cette manipulation est une première dans le cadre du Laboratoire des Sciences de la Terre de Lyon. Les points choisis sont ceux qui ont une valeur géologique franche. Sont éliminés les points douteux tels que ceux de bordure d'éboulis, de fond de talweg, de proximité d'accidents (failles, ...).

Cette étape fournit le fichier de base qui servira pour le calcul de la surface. Les points sont référencés dans le repère de xvolter, le fichier de base est donc recalculé pour obtenir des points géoréférencés en Lambert 2.

L'apport de *point de contrôle* (ou point d'ancrage) permet de rentrer des données géologiques supplémentaires (épaisseur, ...). Cela empêche la divergence du calcul de régression dans le cas d'une surface insuffisamment contrainte (sous-échantillonnage, points litigieux trop abondants, ...). Ces points sont rajoutés après un calcul préliminaire, qui permet de mieux repérer les zones de divergence.

Pour la représentation de la surface, et non pour le calcul, le fichier de base est complété par des points "de bordure", rangés à part dans un fichier-masque. Les points de bordure correspondent aux limites géologiques (chevauchement supérieur masquant la continuité des couches, faille, bordure d'éboulis) ou à des limites arbitraires (par exemple le bord du MNT). Dans ce dernier cas, la représentation par défaut de la limite sera une surface verticale. Ce complément des fichiers-points, qui ont servi pour le calcul, avec un fichier-masque permet la fermeture de la surface. Les surfaces représentées par ces deux fichiers doivent être jointives.

III-3-1-3) Calcul du plan de régression

Le plan de régression est la surface de degré 1. Ce cas limite est juste indicatif. Il donne une estimation de l'écart à la planitude de la surface, par la valeur du coefficient de régression. Il donne donc une indication de l'importance du gauchissement de la surface.

III-3-1-4) Calcul de la surface de régression

Cette surface approche au plus près des points digitalisés, mais ne passe pas obligatoirement par eux (ce n'est pas une surface d'interpolation). Le calcul s'effectue avec une permutation circulaire en x, y et z, avec une vérification sur les variables réduites centrées. Cela produit donc deux fois trois surfaces, auxquelles sont associés l'erreur quadratique d'estimation et le coefficient de corrélation. La surface calculée retenue sera celle dont le coefficient de corrélation est le plus proche de 1.

Figure III-10

Placage de la carte géologique numérisée sur le MNT. Vue vers l'Est.

Orangé, rouge, vert foncé: socle cristallin, Violet: Lias, Vert foncé: basaltes triasiques, Orange: cargneules.

Au fond à droite, le massif du Sirac; à gauche, la vallée de la Séveraise. A droite, au premier plan, l'écaille de Trouba surmontée par l'écaille du Chapeau. Le contact chevauchant est souligné par des cargneules (orange).



Figure III-11
Placage de la carte géologique numérisée par le MNT, suivant une projection cartésienne d'axe vertical. Cette opération a été effectuée avec le logiciel CasCade. Vue vers le NE. Le socle orthogneissique est représenté par les teintes marron, le granite du Bourg en rouge, les amphibolites en vert moyen. La couverture mésozoïque de Morges est en vert pale pour les basaltes, en violet pour les calcschistes du Lias.



PARTIE 3

Dans l'erreur quadratique d'estimation, les altitudes calculées sont comparées aux altitudes des points digitalisés. On peut donc localiser les anomalies (falaises) et éventuellement corriger les points concernés.

Des exemples de surfaces ont été pris dans les écailles de Trouba et du Chapeau, à l'Ouest du massif de l'Aiguille de Morges. La couverture de l'écaille de Trouba repose en chevauchement sur le socle cristallin de Navette. Elle est elle-même chevauchée par l'écaille du Chapeau. La série stratigraphique est la même pour ces deux écailles: cargneules, calcaires dolomitiques et basaltes du Trias, puis les calcschistes du Lias.

Nous avons calculés les surfaces correspondant au toit du socle, à la base et au toit des basaltes (i.e. le toit du Trias et la base du Lias). Les figures III-12 à III-15 montre quelques une de ces surfaces, calculés avec différents degrés (Figures III-12 à III-15). Le degré 3, première fonction impaire non planaire, donne de bons résultats. Lors de nos calculs, pour un degré 3, l'écart moyen était de 8 à 20m, avec un coefficient de régression r proche de 1. Le degré 4, par son exagération des courbures (rendu excessif), donne de bonnes indications visuelles sur la déformation de la surface. Le degré 5 diverge.

La hauteur du degré de divergence est une indication de la cohérence des données. Les meilleurs degrés indiquent la forme polynomiale de la surface. Par exemple, pour un dôme, seuls les degrés impairs ont un bon coefficient de régression.

Après calcul, on obtient plusieurs types de fichiers en sortie. Le fichier d'extension stxt permet d'apprécier la qualité du calcul, en fournissant les écarts entre points calculés et points de base. La représentation graphique est une la visualisation d'un fichier postscript, et peut être en plan (x, y) ou en volume (x, y, z) suivant une grille.

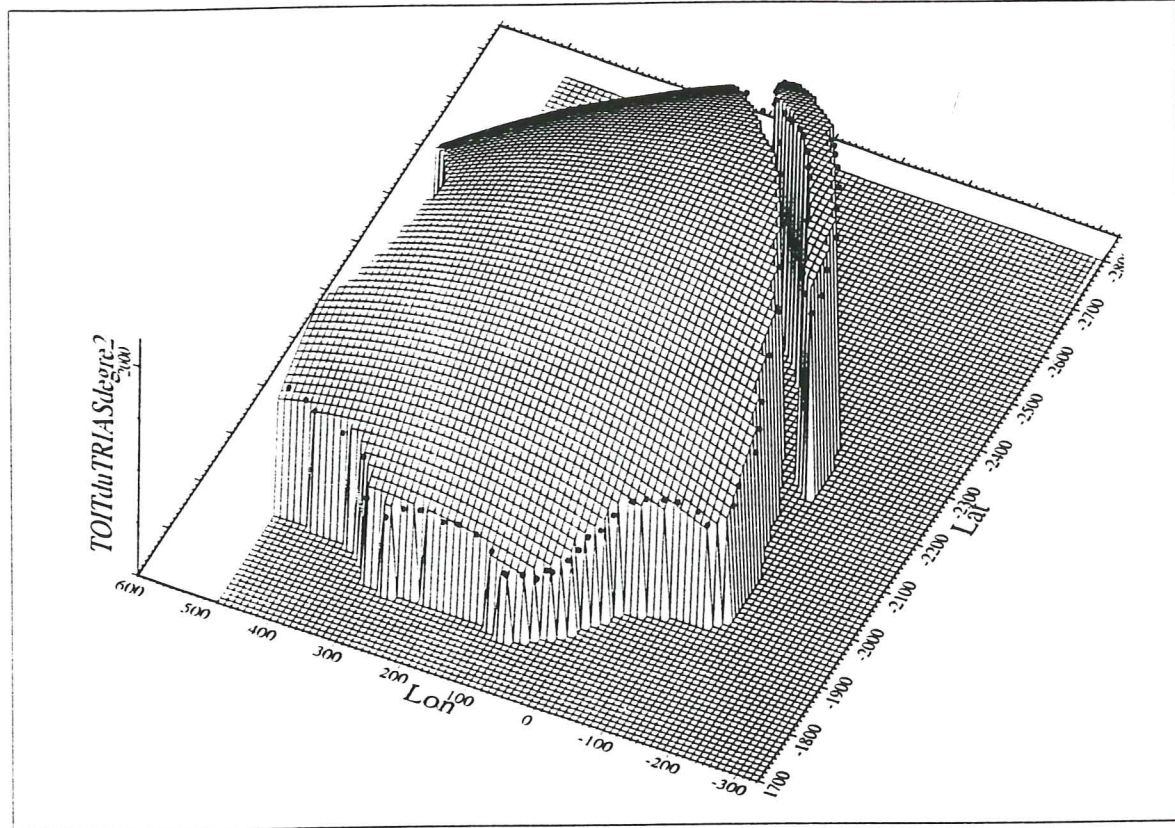
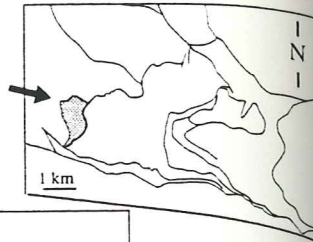
III-3-1-5) Calcul du volume

La différence en altitude de deux surfaces successives de même degré, à bornes égales, donne le volume de la couche correspondante (Figure III-16). La visualisation des isopaques permet d'apprécier la cohérence des représentations surfaciques.

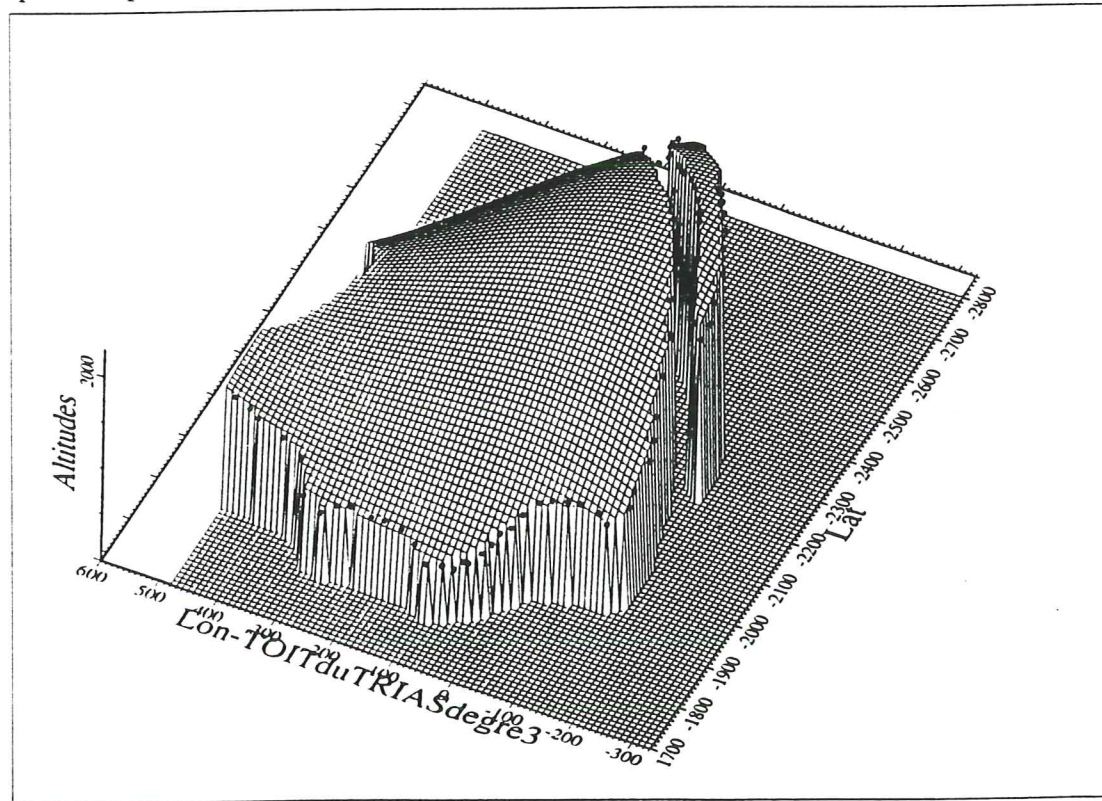
A ce point du développement, la forme d'une surface ne conditionne pas encore celles des surfaces adjacentes.

Figure III-12

Les surfaces calculées correspondent à la base de l'écaïlle de Trouba (base des basaltes triasiques). Elles sont représentées en vue vers l'Est. Les points, saisis directement sur le MNT texturé, sont représentés par les cubes sombres. La surface de régression est visualisée en grille.

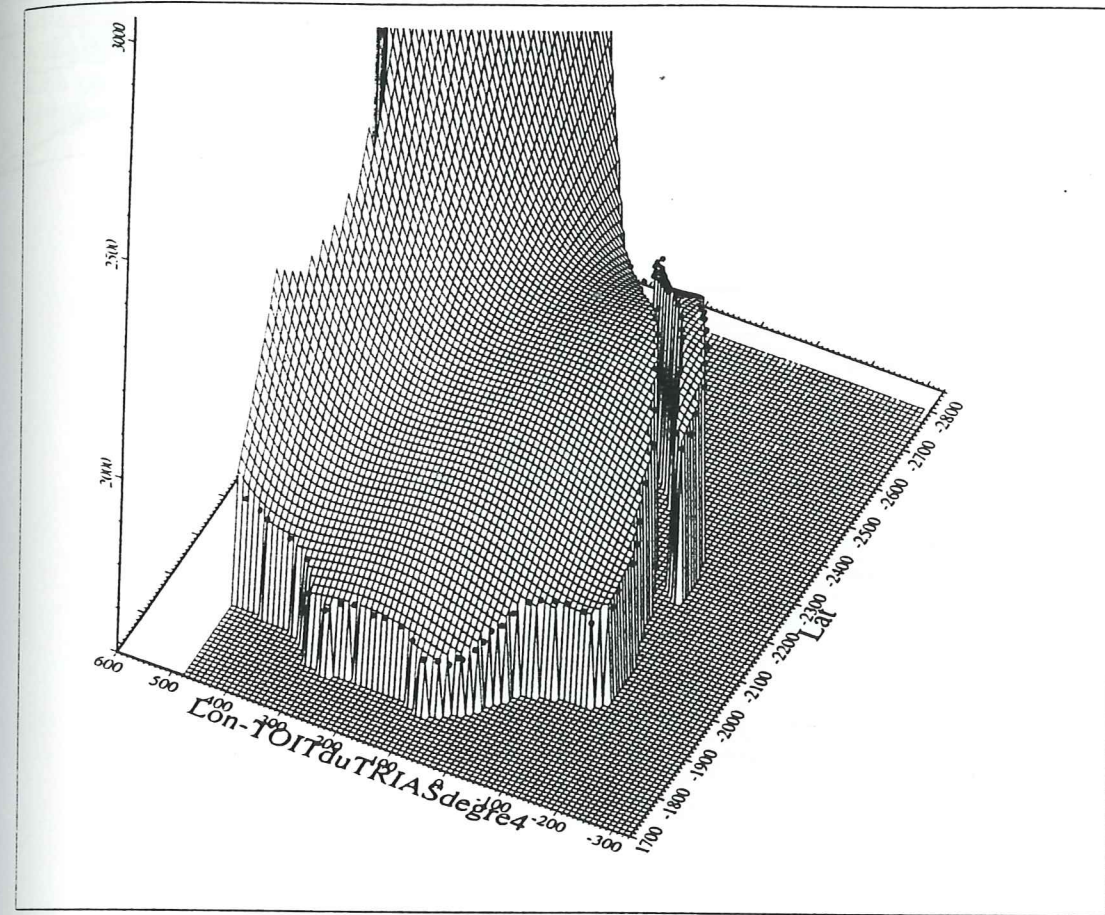
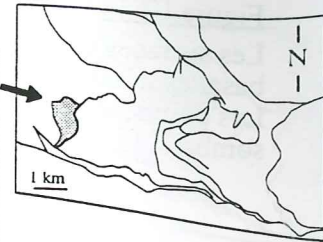


(a) La surface de degré 2 montre une large antiforme d'axe N-S. Le flanc Est (vers l'arrière sur la figure) se courbe jusqu'à une pente très forte dès 1000m d'altitude.

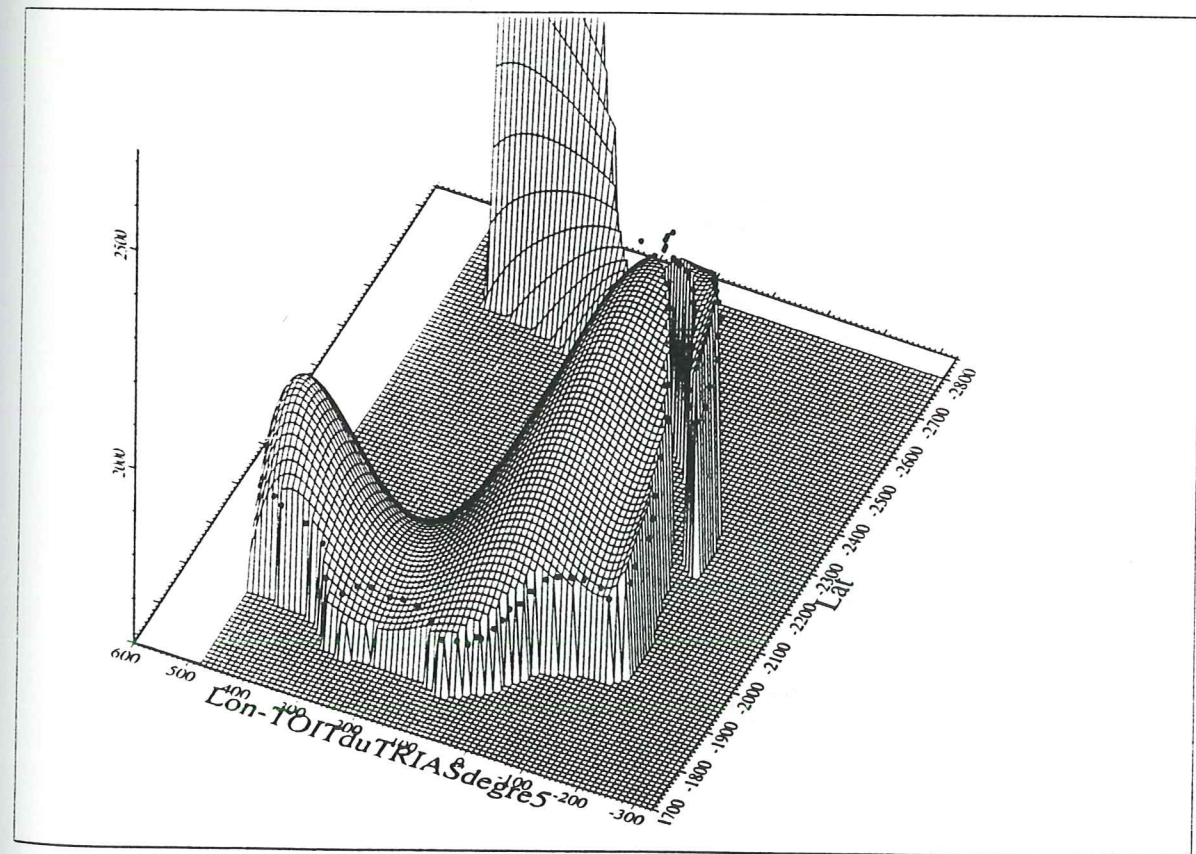


(b) La surface de degré 3 montre la large antiforme d'axe N-S déjà construite avec le degré 2. Le plongement fort du flanc Est (vers l'arrière sur la figure) s'accroît. Cette antiforme interfère au Nord (à gauche) avec une gouttière peu creusée, E-W.

Figure III-13



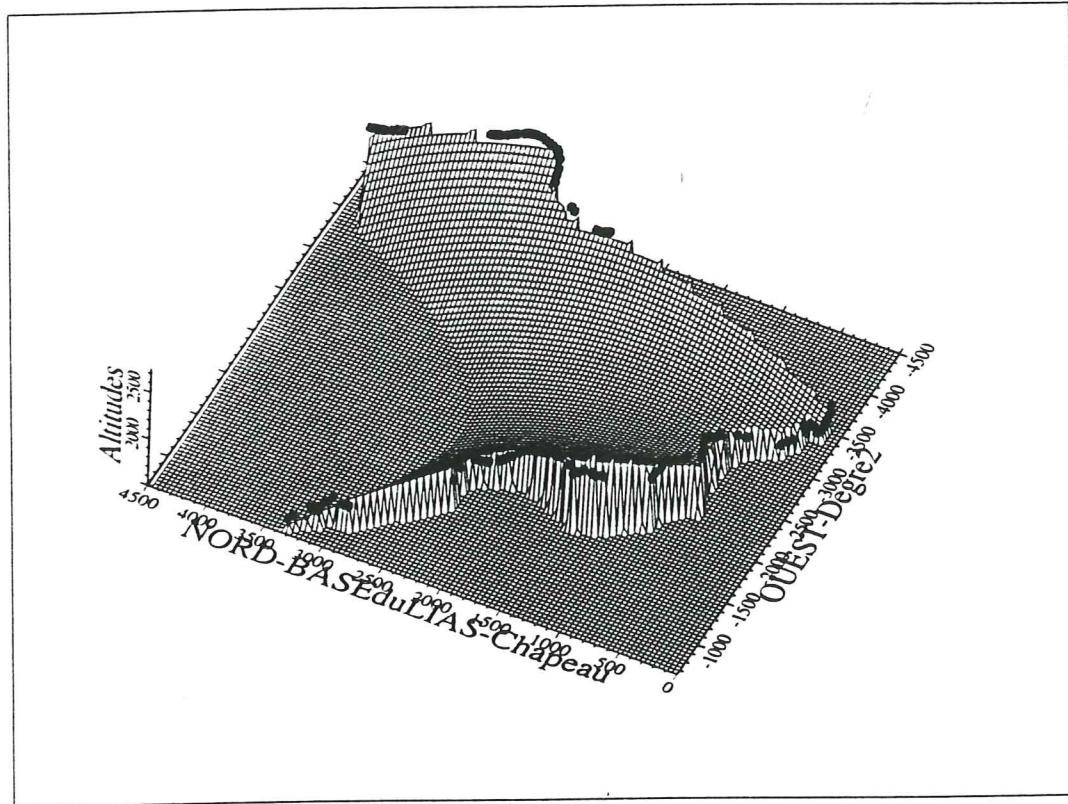
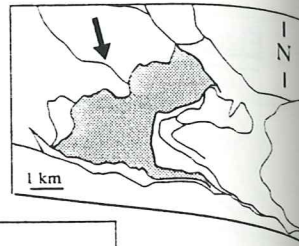
(a) La surface de degré 4 diverge: le flanc de la synforme la plus à l'Est (en arrière sur la figure) monte infiniment suivant un plan vertical. La surface calculée pour la base de l'écaïlle montre toujours des ondulations N-S. L'axe de ces ondulations est affecté par un bombement E-W: remarquer le plongement vers le Sud (à droite) de l'axe de la synforme.



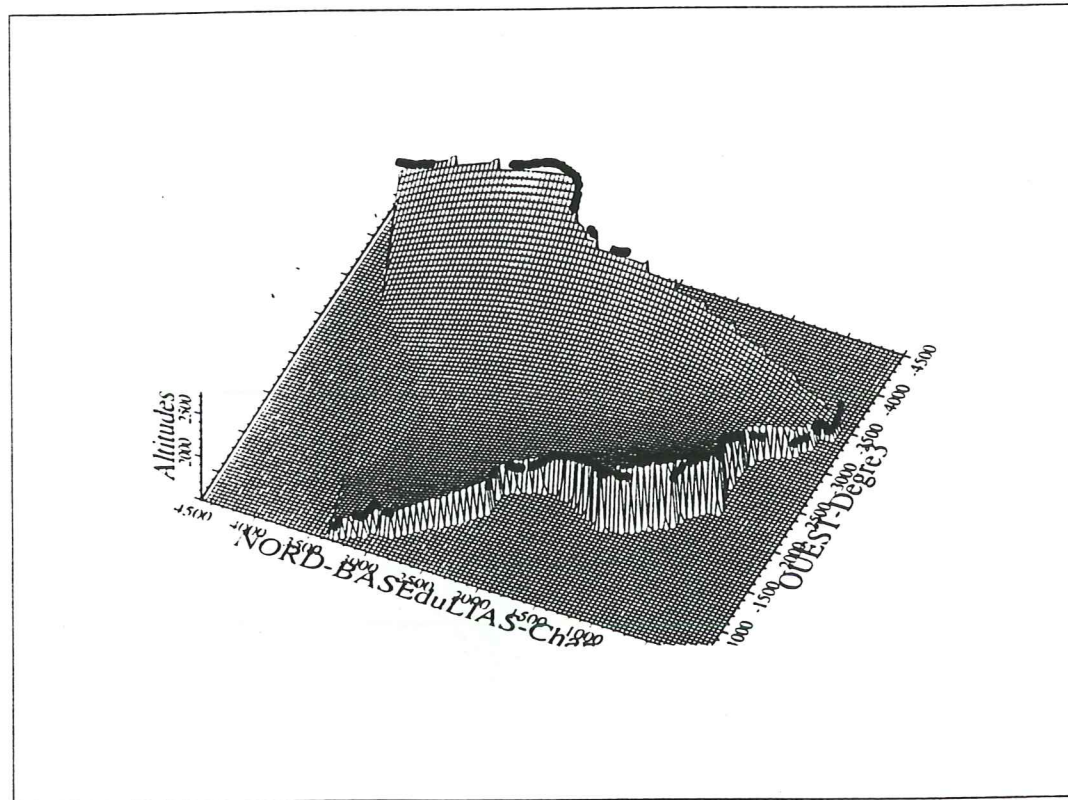
(b) Le degré 5 conduit à une forme en "selle de cheval" très accentuée. Elle traduit, comme les degrés antérieurs, l'interférence entre deux trends d'ondulations sub-perpendiculaires.

Figure III-14

Les surfaces calculées correspondent à la base de l'écaïlle du Chapeau (base des basaltes triasiques). Elles sont représentées en vue vers le SSE. Les points, saisis directement sur le MNT texturé, sont représentés par les cubes sombres. La surface de régression est visualisée en grille.



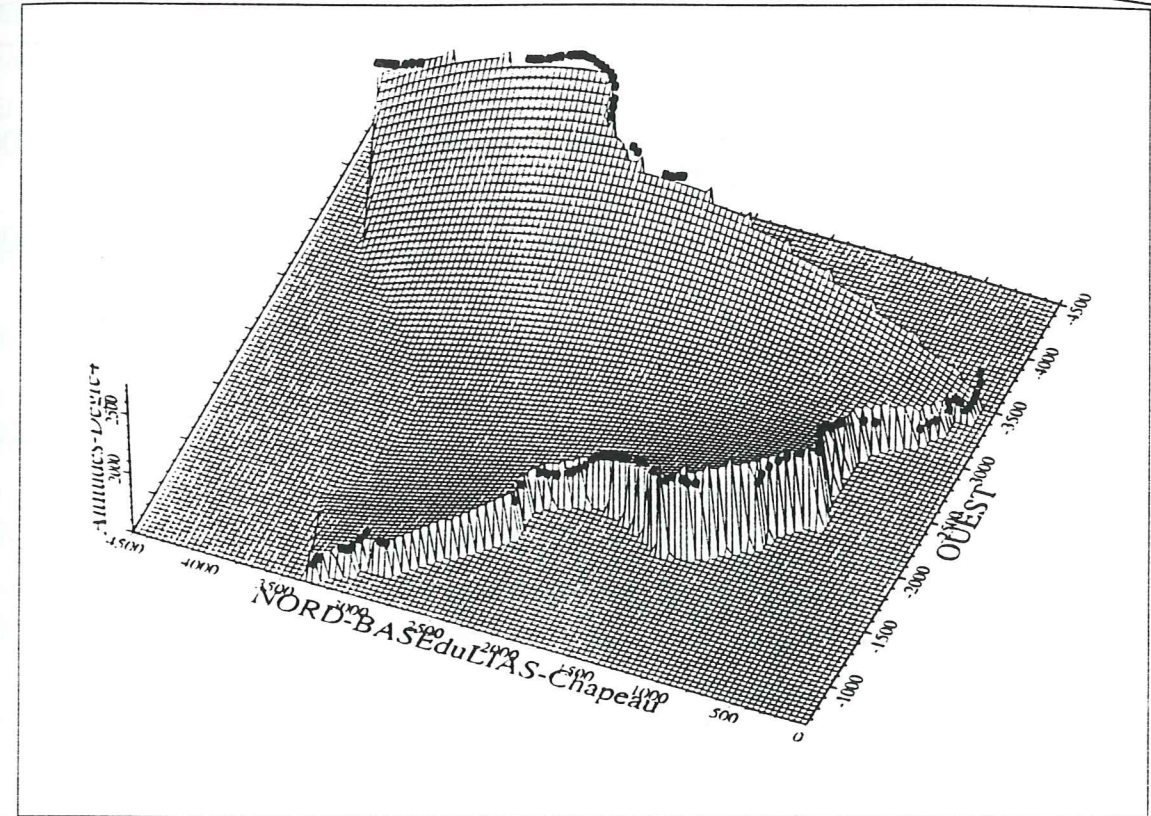
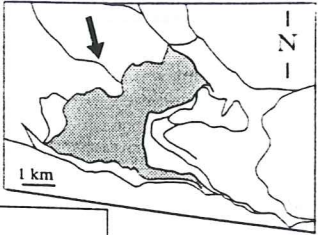
(a) La surface de degré 2 montre une large synforme d'axe ENE-WSW. Son axe plonge doucement vers l'Est



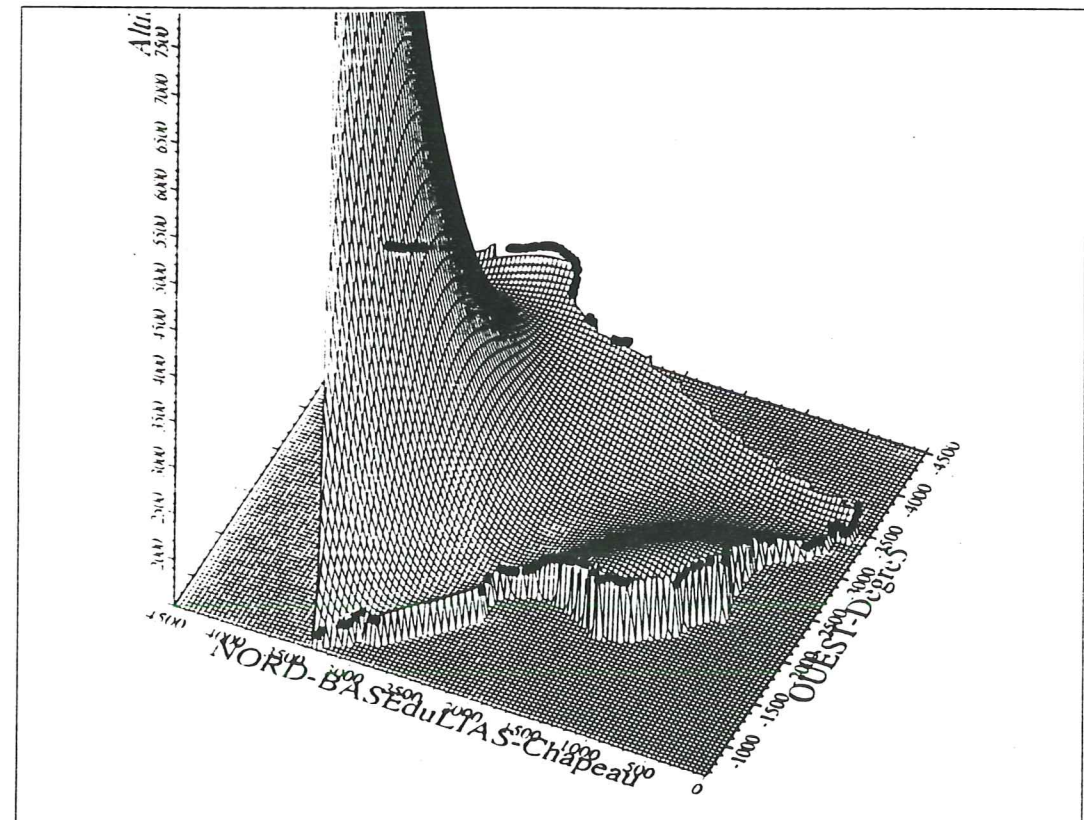
(b) La surface de degré 3 montre la large synforme déjà construite avec le degré 2. L'axe plonge moins doucement vers l'Est.

Figure III- 15

Les surfaces calculées correspondent à la base de l'écaïlle du Chapeau (base des basaltes triasiques). Elles sont représentées en vue vers le SSE. Les points, saisis directement sur le MNT texturé, sont représentés par les cubes sombres. La surface de régression est visualisée en grille.

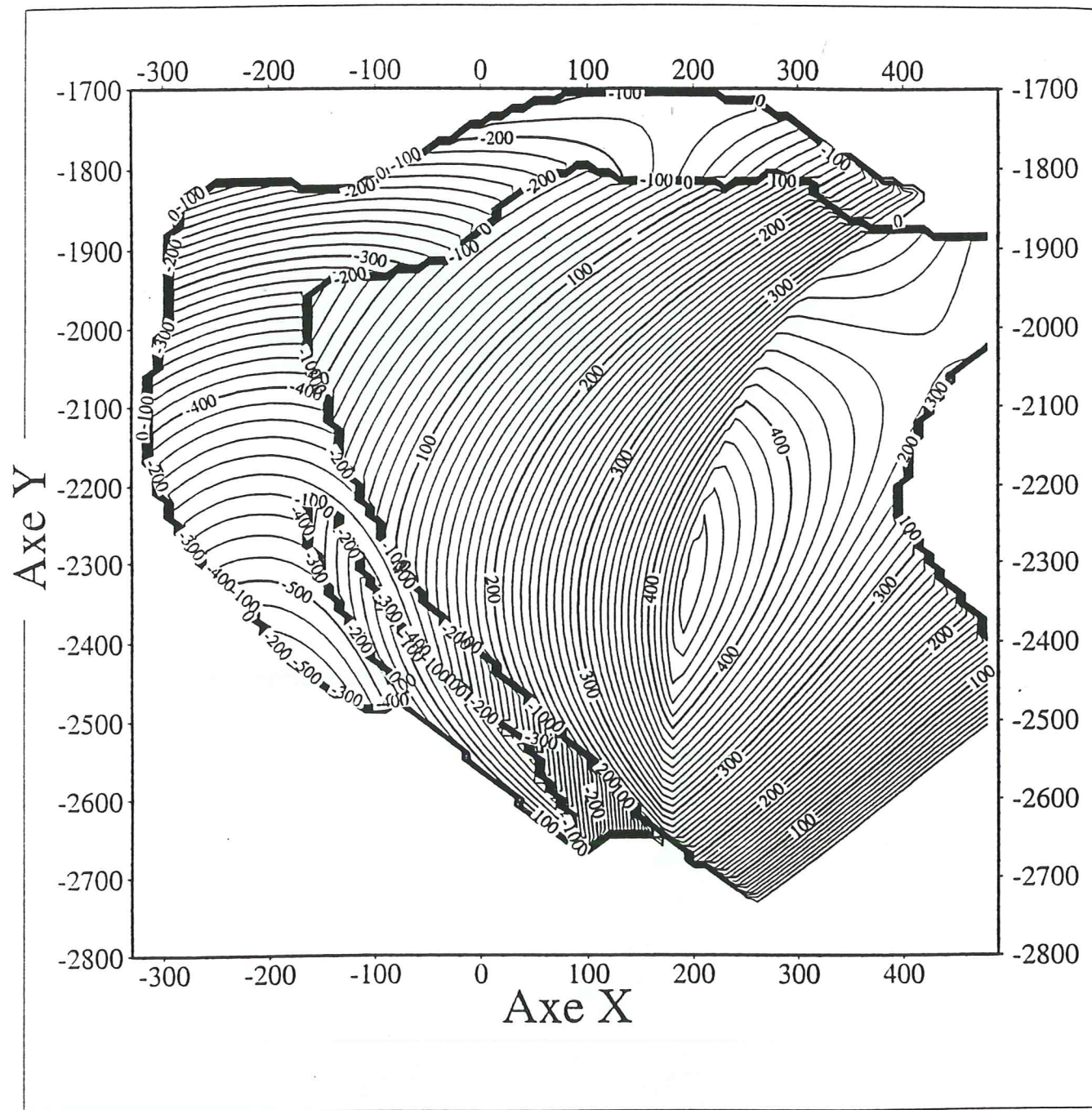
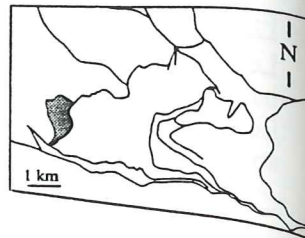


(a) La surface de degré 4 est proche de celle de degré 3. Le creusement du synclinal n'est pas accentué.



(b) La surface de degré 5 diverge.

Figure III-16



La différence d'altitude entre la surface du toit des basaltes triasiques et celle de la base donne le volume de la couche. Elle est représentée par les lignes d'isopaque.

Ce calcul s'effectue sur deux surfaces de même degré, à bornes égales.

Dans ce cas, la couche s'épaissit régulièrement jusqu'à une épaisseur de 400 mètres. Cela indique que la surface de base plonge fortement par rapport à celle calculée pour le toit. Cette dernière est moins contrainte, car le point d'affleurement sont moins nombreux. Une ou les deux surfaces sont à corriger par des points d'amer.

III-3-1-6) Précaution

Les points utilisés correspondent à l'intersection d'une surface géologique et de la topographie. Le calcul fournit une approximation de la surface la plus simple, qui peut être la topographie, lorsque le MNT est plus plan que la couche (Figure III-17). Dans les cas litigieux, il faut rajouter un point d'ancrage pour contraindre le calcul.

III-3-1-7) Limites

Dans une fonction polynomiale, quel que soit le degré, il ne peut pas y avoir deux coordonnées z différentes pour un même couple de coordonnées (x, y), c'est-à-dire un redoublement d'altitude. La représentation directe de plis déversés par exemple est donc impossible. On peut contourner le problème en découpant la surface à décrire en plusieurs sous-surfaces où les coordonnées (x,y,z) sont uniques. Dans ces conditions malheureusement, le calcul du volume devient impossible. Une perspective d'évolution est de passer à des fonctions mathématiques plus complexes (fonctions paramétrées) Cela nécessite corrélativement une polarisation des données dans la base.

III-3-1-8) Conclusion sur le calcul par fonctions polynomiales

Cette méthode de calcul est basée sur des fonctions mathématique simples (les fonctions polynomiales), qui ne permettent pas de générer des surfaces renversées. Dans les autres cas, elle fournit des résultats intéressants : on peut avoir ainsi un rendu de la surface la plus simple passant au plus près du contour en surface de l'horizon à modéliser. Cette méthode conduit plus à un test des surfaces qu'à un modèle géométrique.

Cette méthode a été utilisée pour les écailles de Trouba et du Chapeau, car elles ne présentaient pas de plis déversés. Le résultat montre un plongement des couches en profondeur. Dans le cas de Trouba, la forme de la couche calculée est proche d'une "selle de cheval", compatible avec une interférence de plis. Ce résultat n'était pas en accord avec la géométrie attendue pour cette écaille [Gillcris, 1988]. La campagne de terrain suivante a donc été menée avec une optique différente. La construction de ce modèle a donc amené à une évolution des idées.

III-3-2) Calcul d'une surface avec le modeleur surfacique STRIM

Le principe utilisé est la corrélation de niveaux-repère suivant les coupes successives, des coupes sériées dans notre exemple. Ce calcul est basé sur une *interpolation* des horizons figurés sur les coupes et/ou des points de données.

Les coupes sériées sont des coupes de même orientation régulièrement espacées, extrapolées en partie, d'où une altération de l'information. A l'inverse, des coupes non sériées, mais passant par les points de mesures, sont mieux renseignées, mais irrégulièrement réparties.

III-3-2-1) STRIM

Les capacités et l'interface de STRIM ont été développées pour l'industrie mécanique. Cependant, STRIM possède les fonctions nécessaires à la représentation tri-dimensionnelle d'objets géologiques.

Les données d'entrée de STRIM peuvent être des équations de courbes ou des surfaces. Mais dans le cas géologique qui nous intéresse, il s'agit de coordonnées spatiales de points. Ils peuvent être isolés ou bien ordonnés le long d'un profil curviligne ou sur une grille.

La construction géométrique s'appuie sur des interpolations de points et de courbes. Une courbe peut être créée à partir d'une série de points par un interpolateur de type Splines ou Bézier [Farin, 1992]. De même, il est possible d'interpoler un ensemble de courbes pour construire une surface de Bézier.

STRIM possède des outils pour résoudre les intersections entre courbes et/ou surfaces et/ou volumes. Par ailleurs, l'utilisateur dispose d'une panoplie de transformations géométriques (translations, projections, ...) pour élaborer son modèle. STRIM permet également de déformer et d'adapter interactivement courbes et surfaces (tracking).

Lorsque le modèle est terminé, il peut être exporté en partie ou en totalité. L'exportation peut être formelle par le biais des équations caractéristiques des courbes et des surfaces. Elle peut aussi se faire de façon discrète en maillant le modèle 3D.

La présente étude a été réalisée avec STRIM version 6.11 sur une station de travail Silicon Graphics Indy [Calcagno *et al*, 1997].

III-3-2-2) Mise en forme des données

Le logiciel STRIM utilise des fichiers structurés en trois colonnes, et dont le nom possède l'extension TGP. Dans notre cas, la transformation des fichiers de coupes pré-existants (base de données dérivée de GDM, configurée en fichier ascii sur quatre colonnes) en des fichiers lisibles par STRIM est une opération simple :

- Les colonnes contiennent les coordonnées géographiques (x, y, z) dans le

référentiel Lambert 2 étendu des points qui définissent chaque contour ou horizon géologique sur une coupe.

- La lithologie, traduite par un chiffre en quatrième colonne dans nos fichiers d'origine, est traduite par une couleur grâce à l'ajout d'une ligne de commande dans le fichier STRIM. Il y a seize couleurs disponibles.

L'attribution d'une couleur à un ensemble de point ne se fait pas nécessairement au niveau du fichier. Elle peut être rentrée par sélection de la ligne à l'écran. La correction sera enregistrée dans la représentation graphique ("niveau"), qui sert pour le calcul, mais non dans le fichier d'origine. La couleur est modifiable à l'écran, contrairement aux points, car elle n'est pas considérée comme une donnée de base. La lithologie est donc une donnée fragile sous STRIM, car sa représentation est aisément modifiable.

III-3-2-3) Structuration des données

Les données sont introduites dans le modeleur sous la forme de série de points pour la carte structurale digitalisée et les coupes. Les mesures de pendage sont visualisées par les points de localisation et le segment représentatif. Le MNT est chargé dans le modeleur sous forme de grille.

Les séries de points sont représentés par des couleurs différentes. Cet attribut permet de différencier les limites de la carte structurale suivant leur type. Il est aussi l'identifiant d'un horizon sur une coupe. Dans ce cas, les couleurs choisies sont aussi proches que possible des couleurs de la formation sur la carte géologique. L'élaboration du modèle géométrique se fait interactivement. Les données sont mises en forme et exploitées à mesure de la construction du modèle.

Les données sont classées sur des niveaux. Il y en a un pour chaque coupe numérisée, ainsi que un pour le contour numérisé de la carte géologique. A chaque opération (ou "filtre"), le résultat est mis dans un niveau nouveau, ce qui facilite l'extraction et les corrections.

Les principales étapes de construction du modèle 3D sont maintenant décrites.

III-3-2-4) Construction des contours (carte structurale, coupes)

Les points du fichier sont déclarés comme des points lissés. Cela permet de conserver leur groupement en ensemble.

On cherche à les relier par une courbe de Bézier. L'écart maximum toléré a été fixé à 50 m, et le degré maximum de la courbe à 8. Le degré de la courbe ne doit pas être trop grand, car celui-ci augmente automatiquement lors du passage à une surface, et les degrés forts entraînent des calculs lourds. Cette limite dans les degrés est liée à la capacité de calcul actuel de STRIM,

mais il s'agit là d'une limitation mécanique et non méthodologique.

Le calcul de la courbe est contraint par l'obligation de passer aux points extrêmes (Figure III-18-1).

Si, sur l'ensemble des points, on ne peut calculer une courbe de Bézier qui réponde à ces contraintes, deux solutions s'offrent:

- on force la courbe à passer par un "point quelconque" (c'est-à-dire un point qui n'est pas à une extrémité), avec si on le souhaite une tangente ou une courbure particulière. On augmente d'autant le degré, mais cela peut éviter de diviser le groupe de point.

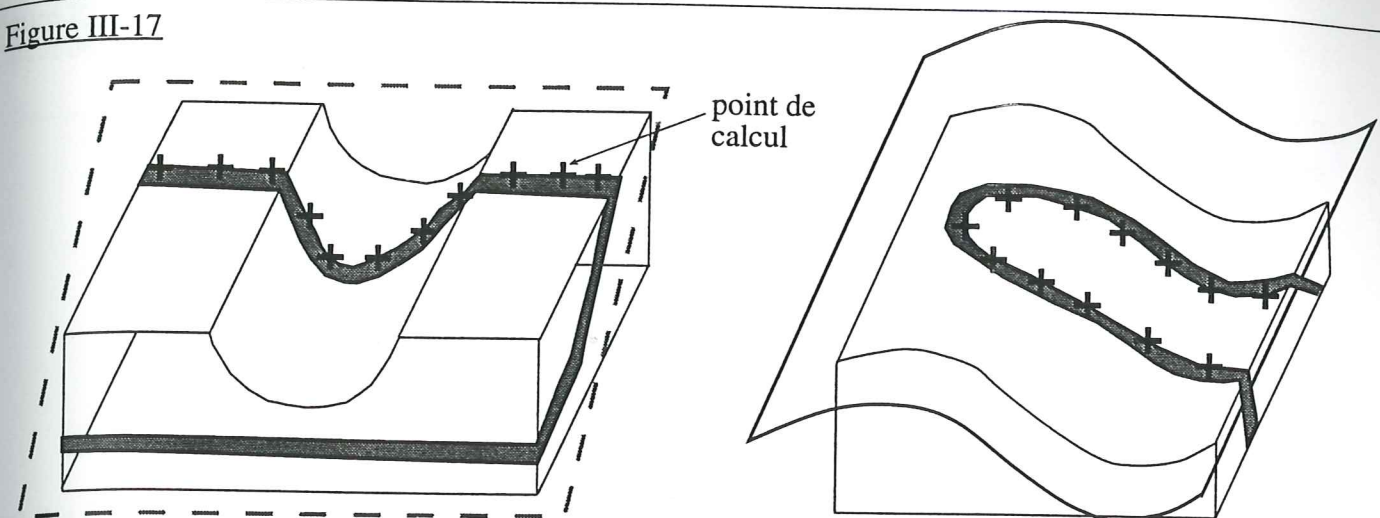
- on divise l'ensemble en groupe de points (Figure III-18-2). Les différentes courbes seront ensuite assemblées, sans altérer leur degré propre, dans un sur-ensemble (qui regroupe donc l'ensemble des points de départ). Il vaut mieux, toujours pour des raisons de lourdeur de calcul, limiter le nombre de sous-courbes. L'assemblage des sous-courbes se fait par l'obligation pour celles-ci de passer aux points de coupure avec la même tangente et le même rayon de courbure (Figure III-18-3). Comme chaque donnée de contrainte augmente d'un degré celui de la courbe, le degré minimum obtenu pour une portion de courbe, sauf les extrêmes, est de 6 minimum (2 points extrêmes + 2 tangentes + 2 rayons de courbure). On peut, pour limiter le nombre de coupures, rajouter des contraintes sur un point quelconque.

Certaines surfaces du modèle ont pu être obtenues sans division avec un degré 15 local, sur un ou plusieurs points. Cette obligation de précision à ces points spéciaux a une interprétation géologique. Elle signifie que la qualité de la surface n'est pas la même à ce niveau. Par exemple, lors de la construction de l'ABS (cf.II-3-2-7), les points corrigés en précision correspondent aux intersections de l'ABS avec des failles NW-SE qui le décalent en senestre. L'ABS est donc représenté par une surface unique, intégrant de petites portions de ces failles. En toute rigueur, l'ABS aurait du être représenté par une succession de surfaces théoriques, coupées au niveau de ces points. La lourdeur de cette démarche ne la rendait pas réalisable.

En pratique, les informations de la carte structurale sont chargées dans le modèleur sous forme d'une série de points issus de la discrétisation des contours géologiques. La première étape consiste à créer les contours qui ajustent au mieux ces séries de points. Cette opération s'effectue dans le plan horizontal $z=0$, en interpolant les points par des courbes de Bézier.

De façon à acquérir la troisième dimension, les contours 2D de la carte structurale ainsi obtenue sont projetés sur le MNT. Il s'agit d'une projection cartésienne d'axe vertical sur la surface représentative de la topographie: la courbe projetée est interpolée sur la grille définissant le MNT.

Figure III-17

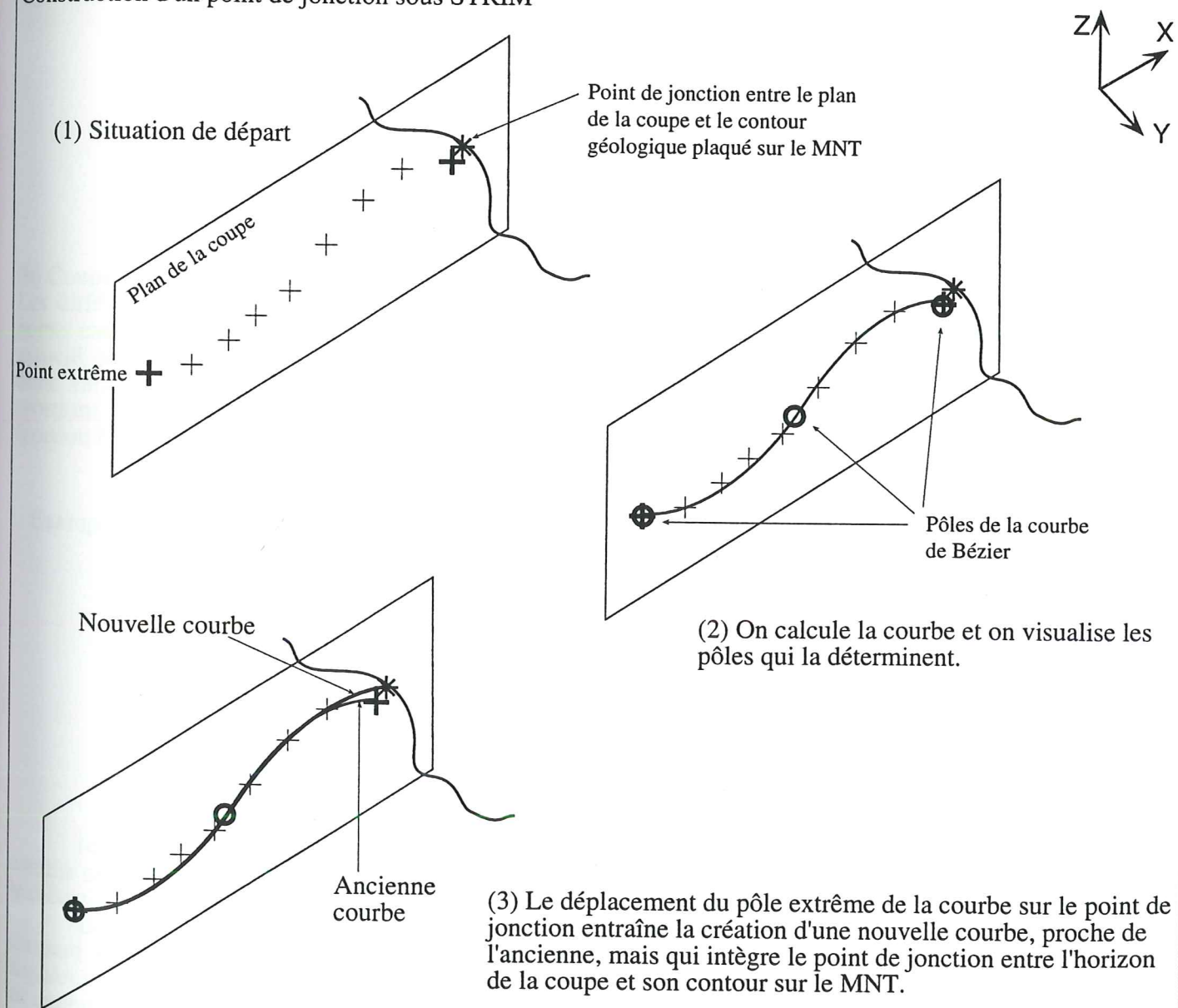


(1) La surface géologique est plus simple que la surface topographique: le calcul à partir des points pris en bordure de la couche fournit la surface géologique.

(2) La surface géologique est plus complexe que la surface topographique: le calcul fournit la surface topographique.

Figure III-18

Construction d'un point de jonction sous STRIM



(1) Situation de départ

Point de jonction entre le plan de la coupe et le contour géologique plaqué sur le MNT

Point extrême

Nouvelle courbe

Ancienne courbe

(2) On calcule la courbe et on visualise les pôles qui la déterminent.

(3) Le déplacement du pôle extrême de la courbe sur le point de jonction entraîne la création d'une nouvelle courbe, proche de l'ancienne, mais qui intègre le point de jonction entre l'horizon de la coupe et son contour sur le MNT.

Cette première interpolation en 2D amène à une incertitude accrue sur la localisation des points de données en 3D. En effet, certaines ondulations serrées du contour 2D correspondent en volume à des ondulations moins marquées, qui suivent la topographie. Or, lors de la construction du contour à partir des points, une sinuosité trop resserrée ou trop irrégulière est lissée assez fortement. Un point peut donc être localisé avec un décalage sur le MNT suite à la projection du contour interpolé. *La reconstruction de 2D en 3D propage l'erreur d'interpolation de la surface au volume.* La solution à ce problème serait de projeter les points, puis d'en faire l'interpolation directement en 3D. Comme cette procédure ne peut être menée sous STRIM, un palliatif est de réduire cet effet par la division des courbes, mais cet artifice complique le calcul des surfaces.

Comme pour la carte structurale, les points de digitalisation des coupes doivent être interpolés. Dans chaque plan de coupe, des courbes de Bézier interpolent les points de chaque horizon et chaque faille.

Les courbes 3D définissant la carte structurale serviront de limites aux surfaces modélisées. Les contours 2D des coupes (horizons et failles) constitueront des profils d'appui pour ces surfaces.

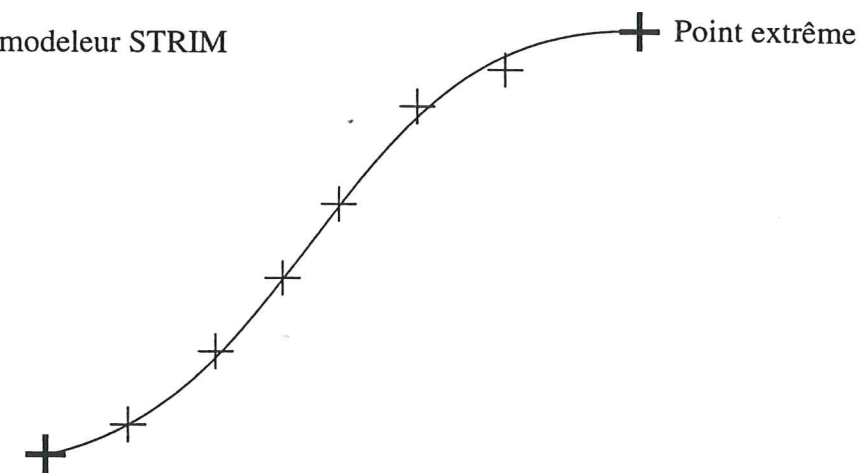
III-3-2-5) Cohérence des données

On cherche à relier entre eux les horizons de chaque coupe, avec en plus leur trace en surface.

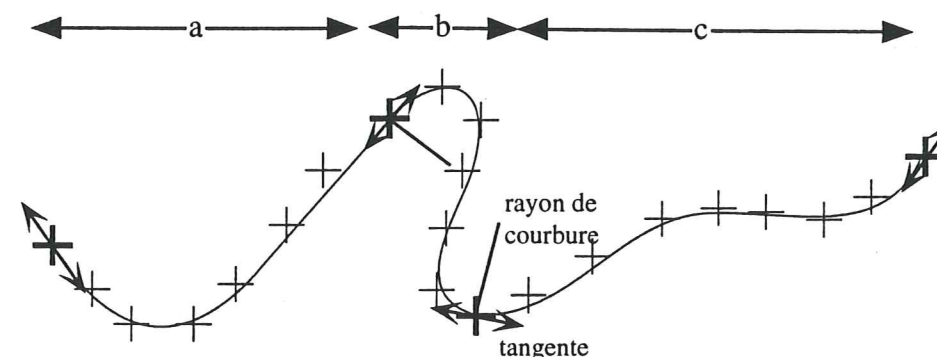
La mise en commun des coupes sériées (n°s 2 à 9) et de la coupe transversale (n° 1), nécessite quelques ajustements. En effet, pour la cohérence du modèle, il est impératif que deux courbes représentant un même horizon sur deux coupes sécantes aient une altitude identique au point de croisement. Or, le report des points d'intersection des horizons d'une coupe sur une autre coupe sécante s'effectue manuellement, sur papier. Ceci est une source d'imprécision. La numérisation induit aussi des erreurs de positionnement, entre les coupes et la carte structurale 3D.

Ces problèmes de cohérence aux points de croisement sont résolus en adaptant les courbes de Bézier aux contraintes d'intersection: pour chaque coupe, on trace la courbe correspondant à l'horizon que l'on cherche à modéliser. On la prolonge jusqu'au contour qui la limite. Ce contour correspond à la projection sur le MNT du contour numérisé de la carte structurale. Pour joindre le contour et la courbe d'un horizon d'une coupe, on crée le point correspondant à l'intersection du plan de la coupe et le contour (déjà projeté sur le MNT). Ce point est rajouté à l'horizon (Figure III-19), dont il devient un des points extrêmes. Il assure la jonction parfaite coupe/contour. Pour rajouter ce point, on lui superpose le dernier pôle de la courbe de Bézier qui décrit la courbe. On joint chaque profil par la portion du contour géologique correspondant.

Figure III-19
Calcul des contours avec le modèleur STRIM

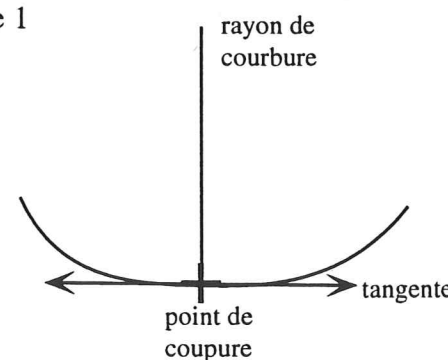


(a) Pas de coupure nécessaire. Le degré de la courbe de Bézier, c'est-à-dire le nombre de pôle qui la définit, est compris entre 3 et 8. L'unique contrainte est le passage obligatoire par les deux points extrêmes (croix en trait épais).

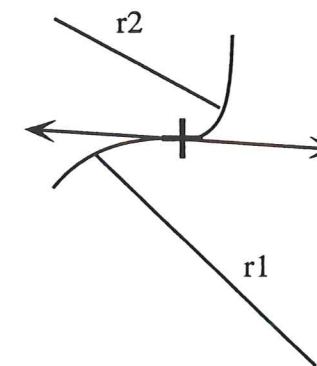


(b) Coupure nécessaire. Les différentes portions de courbe n'ont pas le même nombre de contraintes : si le passage par les deux points extrêmes (croix en trait épais) est toujours obligatoire, on n'ajoute la tangente et le rayon de courbure associé que sur les points de coupure et non sur les points extrêmes. Le degré de contrainte minimum est donc variable, de 4 (2 points extrêmes, 2 tangentes) pour des portions de courbes situées aux extrémités (portions a et c) à 6 (2 points extrêmes, 2 tangentes, 2 rayons de courbure) pour des portions centrales (portion b). Dans tous les cas, on peut rajouter des contraintes sur des points quelconques.

Exemple 1



Exemple 2 : $r_1 \gg r_2$



(c) Idéalement, pour joindre deux portions de courbe au niveau d'un point de coupure, on introduit comme contrainte sur le calcul de chaque portion de passer par le point de coupure avec la même tangente et le même rayon de courbure (exemple 1).

Lorsque les rayons de courbures sont trop différents (exemple 2), l'inflexion au niveau du point de coupure devient forte. Cela est nuisible au calcul de la surface, car cela engendre la création de points anguleux. Cela gêne lors de la projection sur le MNT. Pour éviter ce genre de cas, on ne place pas les points de coupure sur un point de courbure forte et on tente de revenir dans une configuration de type 1. On est alors souvent amené à créer une coupure supplémentaire.

Ainsi, la coupe E-W (figure III-20) est géométriquement cohérente avec toutes les coupes transversales NNE-SSW rentrées dans le modèle. La figure III-20 montre la coupe 11m extraite du modèle. Elle passe au Sud du massif de Vallonclos. Les écaïlles internes de Morges se superposent vers l'Ouest. Le chevauchement du Sirac, à l'Est, limite le massif de Morges. Les écaïlles montrent des ondulations de grande ampleur qui sont liées en partie à la seconde phase de raccourcissement D2 vers l'Ouest.

III-3-2-6) Traitement des données structurales isolées

Les *données structurales* sont utilisées pour contraindre la surface en dehors du champ des coupes; elles permettent de définir des profils d'appui supplémentaires pour les surfaces modélisées.

Pour modéliser les limites de couches, on utilise les données de stratification. Elles servent aussi pour le calcul des chevauchements, car, dans le cas du massif de Morges, ils utilisent les plans de stratification (cargneules du Trias). Pour les failles, les mesures sont celles des plans de faille, et le cas échéant des mesures de schistosité lorsque celle-ci se parallélise à la faille.

On ramène les données à une mesure par station et par structure. La moyenne de la S0 sur plusieurs sites n'est pas représentative, car la S0 est replissée. On utilise alors la mesure calculée ou moyennée des axes de pli P1. La schistosité S2 a été négligée dans la modélisation des surfaces. La cinématique n'est pas encore intégrée directement au modèle, on ne se sert donc pas des mesures de linéations.

Pour la construction d'un profil d'appui lié à une mesure structurale, le modèleur permet de se placer dans un référentiel local au niveau du point de station. Ce plan est défini par (1) le point de station, (2) la droite de plus grande pente, (3) la normale au plan porteur du pendage. C'est donc un plan vertical qui passe par la ligne de plus grande pente. Dans ce plan, les vecteurs de plus grande pente (pendage orienté) sont utilisés comme tangente pour contraindre le profil d'appui. Suivant les cas, on introduit un rayon de courbure en profondeur, ou on adapte la longueur du segment de droite. Dans ce dernier cas, le dessin de la surface remontera dans sa limite inférieure jusqu'au point extrême du segment.

La position d'une mesure structurale isolée doit être ramenée sur le tracé de la carte structurale 3D représentant la couche où il a été mesuré. Pour ce faire, le profil d'appui issu de la mesure est reportée au point le plus proche du contour de la carte structurale. Pour déplacer le point de station sur le contour, on le superpose au point d'intersection entre le contour et le plan ainsi défini. Cela revient à intégrer les données acquises sur le terrain, qui sont des données à l'échelle métrique à pluri-métrique, en leur donnant un domaine de validité qui les dimensionne à l'échelle du modèle. Il faut décider de l'extension (extrapolation) dans l'espace d'une mesure.

Figure III-20

Coupe 11m, extraite du modèle. En vert, l'écaïlle de Trouba. D'Ouest en Est: en bleu, l'écaïlle du Chapeau. En jaune pâle, l'Unité inférieure de Morges. En jaune, l'Unité supérieure de Morges. En orange, le chevauchement du Sirac.

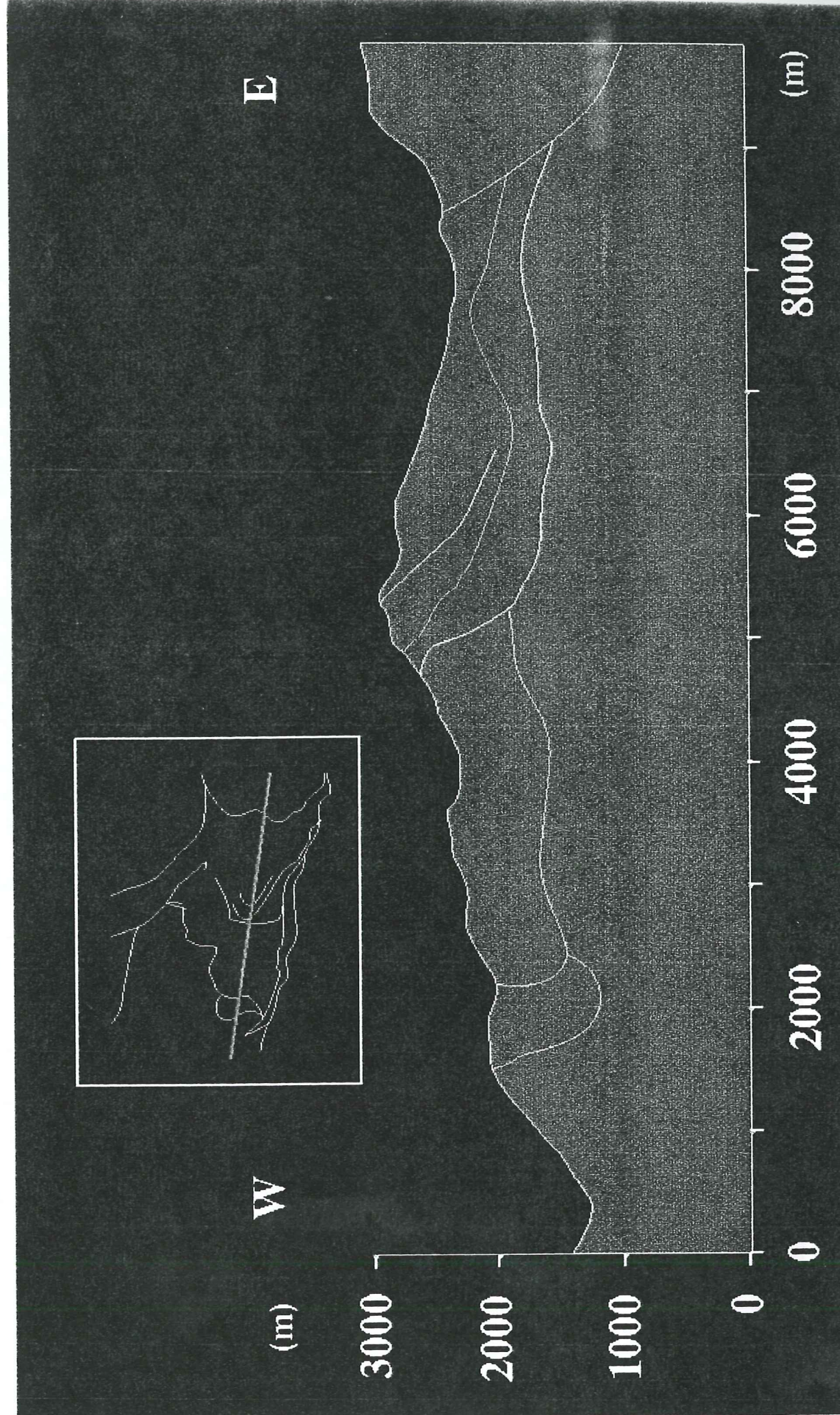
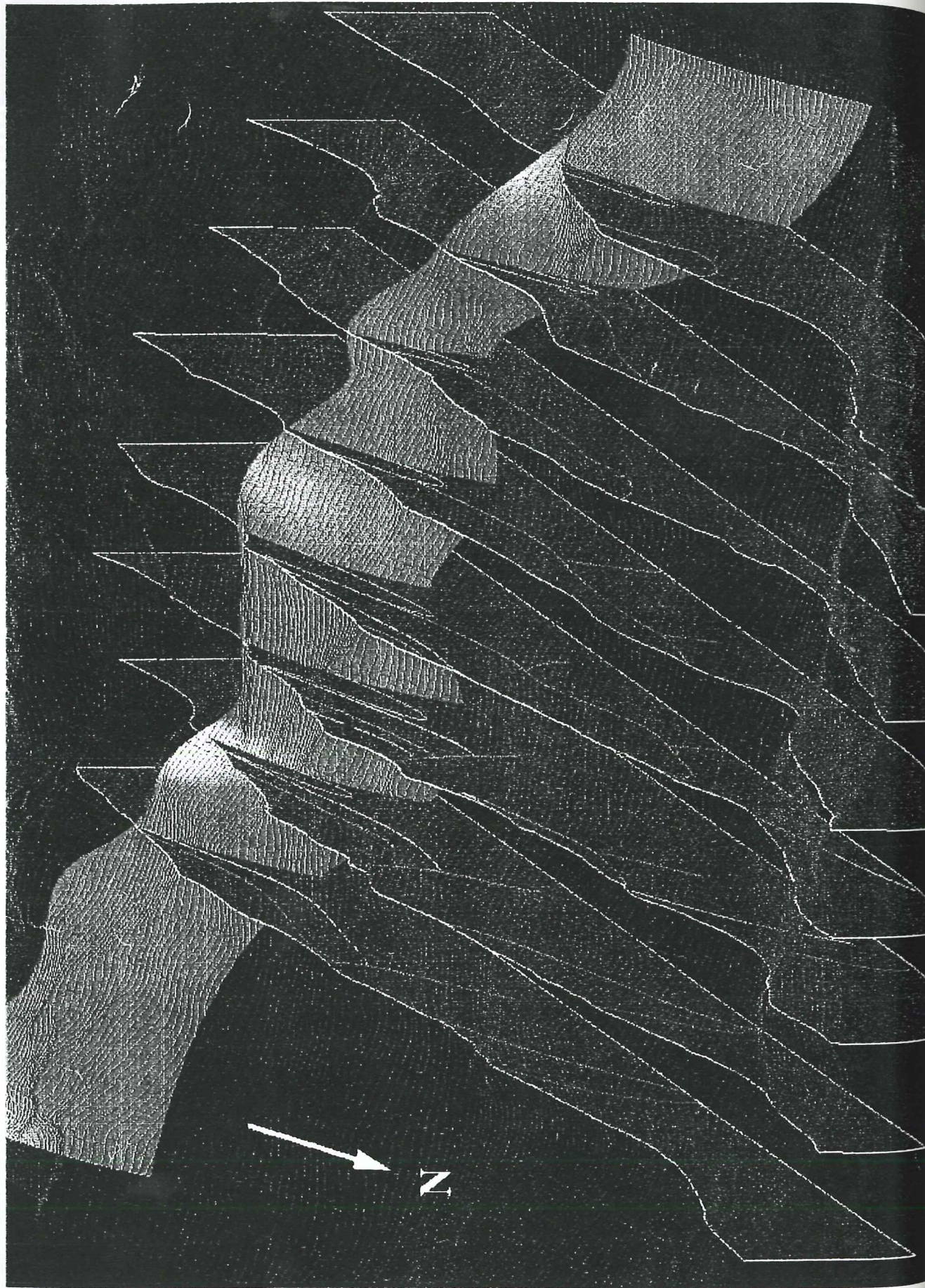


Figure III-21
Construction de la surface de l'Accident Bordier Sud de Morges avec le modèleur STRIM. Légende dans le texte.



III-3-2-7) Construction d'un interface: exemple de l'ABS

Les profils d'appui issus des coupes, des données structurales isolées et des contours de la carte structurale 3D forment l'ossature des surfaces à construire. La figure III-21 (Figure III-21) montre la construction de l'Accident Bordier Sud (ABS). Les profils d'appui fournis par les coupes sont représentés en bleu. La trace de la carte structurale 3D est en vert. Une mesure structurale a permis de construire le profil d'appui de couleur jaune.

Le modèleur construit la surface qui passe par l'ensemble des profils (bleus et jaune) et qui est limité par le contour topographique (vert). La limite inférieure (ou profondeur) est conditionnée par la longueur des profils d'appui. La surface finale se divise en carreaux de Bézier, limités par deux profils successifs. La tangence d'un carreau à l'autre est assurée par le modèleur. La surface finale est de couleur rouge.

La figure III-21 montre également le segment représentant le vecteur de plus grande pente de la mesure structurale isolée (en marron), ainsi que les points de digitalisation de la coupe n°2. La grille du MNT est en maille grisée.

III-4) Modèle final

III-4-1) Description du modèle complet

Les contacts socle-couverture de Morges ont été traité sous STRIM suivant la méthodologie ci-avant décrite. Le calcul par fonctions polynomiales n'a donné pour l'instant que des résultats parcellaires, mais cohérents avec le modèle géométrique sorti par le modelleur.

Le modèle géométrique 3D obtenu (Figure III-22+ annexes VIII) représente les différentes surfaces de contact entre le socle et sa couverture mésozoïque. Ces contacts peuvent se classer en deux groupes:

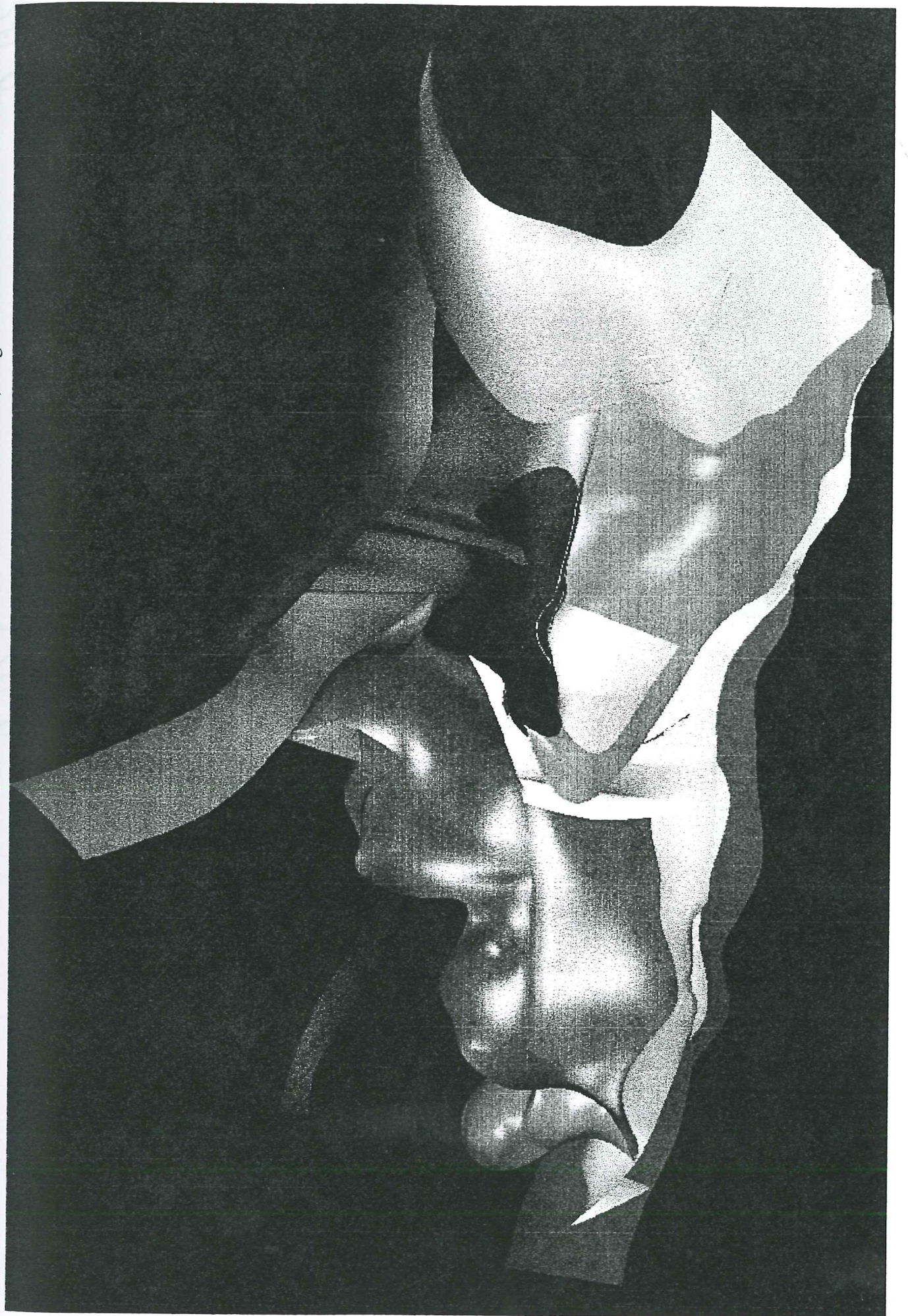
(i) des accidents raides, orientés grossièrement E-W. Ils limitent au Nord et au Sud le massif.

(ii) des écaillés superposées, en forme de "cuillère", formant le cœur du massif.

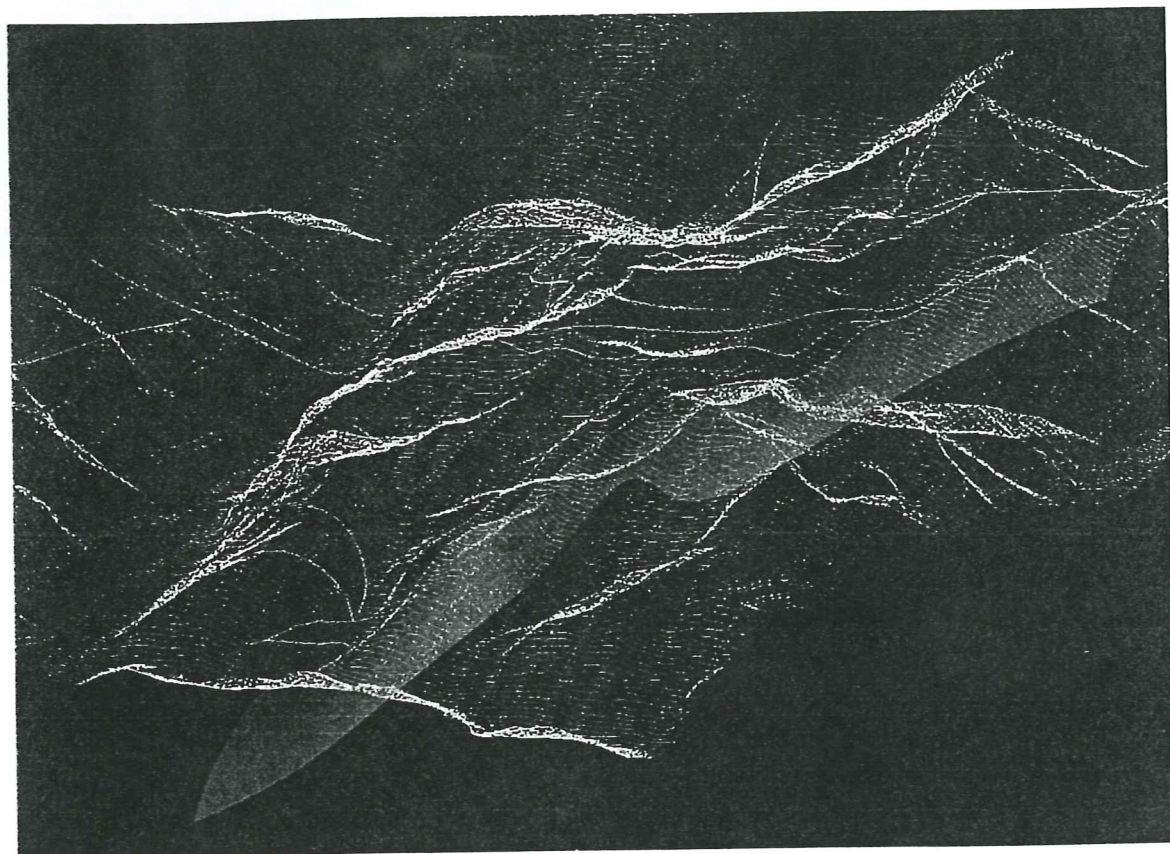
Ses structures sont compatible avec la dynamique alpine de ce massif: les premières dérivent de paléo-failles téthysiennes réactivées en chevauchement lors d'un raccourcissement alpin précoce, les secondes du re-écaillage des unités lors du chevauchement vers l'Ouest du massif cristallin du Sirac.

L'hypothèse de *redressement des accidents en profondeur* a été utilisée pour la construction de ce modèle (Figure III-1). Elle se révèle géométriquement *valable*.

Figure III-22
Modèle géométrique 3D complet du massif de l'Aiguille de Morges (interface socle - couverture, écaillés internes). Légende dans le texte.



(a) Surface calculée pour l'ABS (cf. figure III-20). Légende dans le texte



(b) Surface calculée pour le chevauchement du Pic gazonné. Légende dans le texte



III-4-2) Surfaces modélisées de différents accidents

III-4-2-1) L'Accident Bordier Sud

L'ABS est la limite Sud du massif de l'Aiguille de Morges. Il met en contact le socle orthogneissique de Croupillouse et la couverture mésozoïque. La figure III-23-a (Figure III-23) montre cette surface isolée des autres surfaces du modèle, vue vers le NE.

Les ondulations de la surface calculée pour l'ABS sont liées au suivi du contour de la carte structurale. Des failles tardives NW-SE affectent ce chevauchement, et le décalent irrégulièrement suivant un jeu senestre (voir Figure III-3). Ces failles induisent des décalages sur le tracé du contour topographique. Ces ondulations ne sont pas très marquées, et la forme générale reste celle d'un accident régulièrement orienté N120, avec un pendage vers le NNE. Les profils d'appui dérivés des coupes induisent une évolution de ce pendage de 40-50° en surface à 70-80° vers 1800 m d'altitude, c'est-à-dire vers 300 m sous la surface topographique.

Le gauchissement de la surface de l'ABS est reliable à son histoire tectonique polyphasée:

- Cette ancienne faille normale bordière a été réactivé en chevauchement vers le SW lors de la phase D1. Sa surface est alors irrégulièrement usée.

- Lors de la phase D2, le jeu en décrochement senestre induit un rabotage local de la surface. L'ABS montre alors un aspect planaire spectaculaire (voir Figure III-4).

En tant que limite franche, cette surface a été la première construite du modèle (rappel: Figure III-21). En effet, d'autres surfaces (Sirac, Navette) s'appuient sur l'ABS, qui les a guidés lors d'une des phases de déformation. Cette relation se traduit dans la modélisation par une relation de tangence.

III-4-2-2) Le chevauchement du Pic Gazonné

Le socle chevauche vers le SW l'unité sédimentaire du Pic Gazonné. Des olistolithes montrent qu'il s'agit d'une paléo-faille normale téthysienne, de pendage NE.

Ce contact peut être suivi sur plus de 1000 m de dénivellé. La variation de pendage est faible, ce chevauchement est un accident raide de 50-60°NE, qui se redresse encore en profondeur.

La figure III-23-b (Figure III-23) montre cette surface isolée des autres surfaces du modèle, vue vers le NE. On voit que cet accident s'incurve de l'ESE-WNW vers le NW au niveau du Rif du Sap. Cette incurvation est guidée par le tracé de l'intersection de ce contact avec la topographie. L'accident du Pic Gazonné se parallélise alors au chevauchement de la Planta.

III-4-2-3) Le chevauchement du Sirac

Le chevauchement du Sirac est la bordure Est du massif de Morges.

La figure III-23-c (Figure III-23) montre la surface modélisée du chevauchement du Sirac, vue vers le NNE. Elle est bâtie à partir du contour topographique et de la coupe transversale. Comme la base du massif du Sirac est ennoyée sous les éboulis, le tracé de ce contour est estimé et le pendage du chevauchement n'a pu être relevé que localement, au Nord et au Sud. Le chevauchement n'apparaît pas sur un grand dénivelé, aussi, pour son prolongement en profondeur ai-je repris la même option que celle proposée par Gillcrist [1988].

Chronologiquement, le massif du Sirac s'est mis en place lors de la phase D2, c'est-à-dire lors de la dernière phase de déformation du massif de Morges. Il a donc été construit dans les premiers, avant les unités internes de Morges, car il influence leur géométrie. Lors de sa construction, une relation de tangence a été utilisée avec l'ABS et le PG. Par contre, le massif de Vallonclos s'arrête sur le chevauchement du Sirac.

III-4-2-4) Le massif de Vallonclos

Le massif de Vallonclos est un bloc de socle perçant par dessous les unités de couverture de Morges. La figure III-23-d (Figure III-23) montre cette surface isolée des autres surfaces du modèle, vue vers le NNE.

La surface modélisée du massif de massif de Vallonclos a été construite en trois étapes:

- Le prolongement vers l'Ouest des limites de ce massif est masqué par l'écaillage de couverture du Chapeau. La construction des profils masqués correspondant étaient donc nécessaires. Ces limites en profondeur ont été dessinées sur les coupes, suite à des indices de failles en surface. Ces failles se retrouvent plus à l'Ouest, en dehors de la couverture mésozoïque.

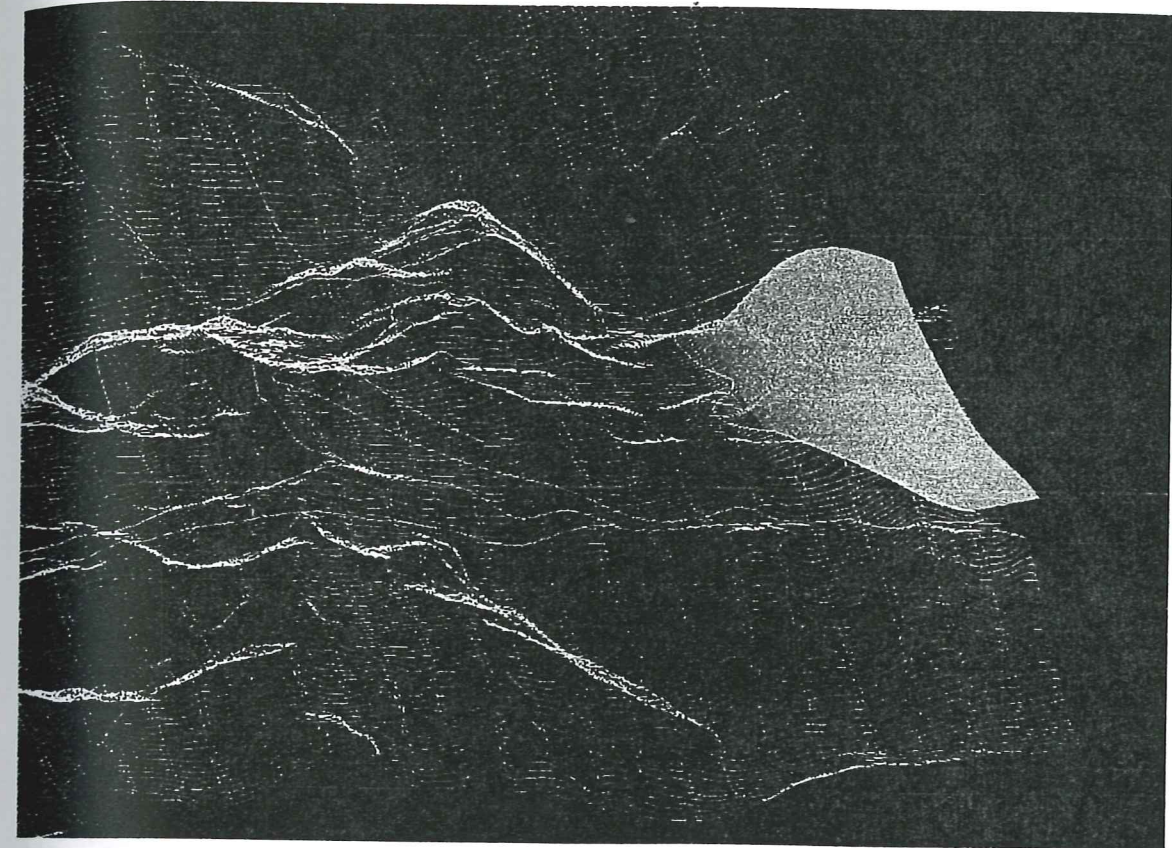
- Une partie du toit de ce massif de Vallonclos est composé de la limite avec les unités de couverture, dessiné sur les coupes. Le calcul de la surface du Chapeau est donc indispensable pour clore l'ensemble. A cause de cela, la construction de Vallonclos n'a pas été conduite d'une seule traite.

- L'autre partie du toit de Vallonclos, qui correspond à sa partie émergée, vaut le MNT. Cette dernière limite est une limite d'érosion.

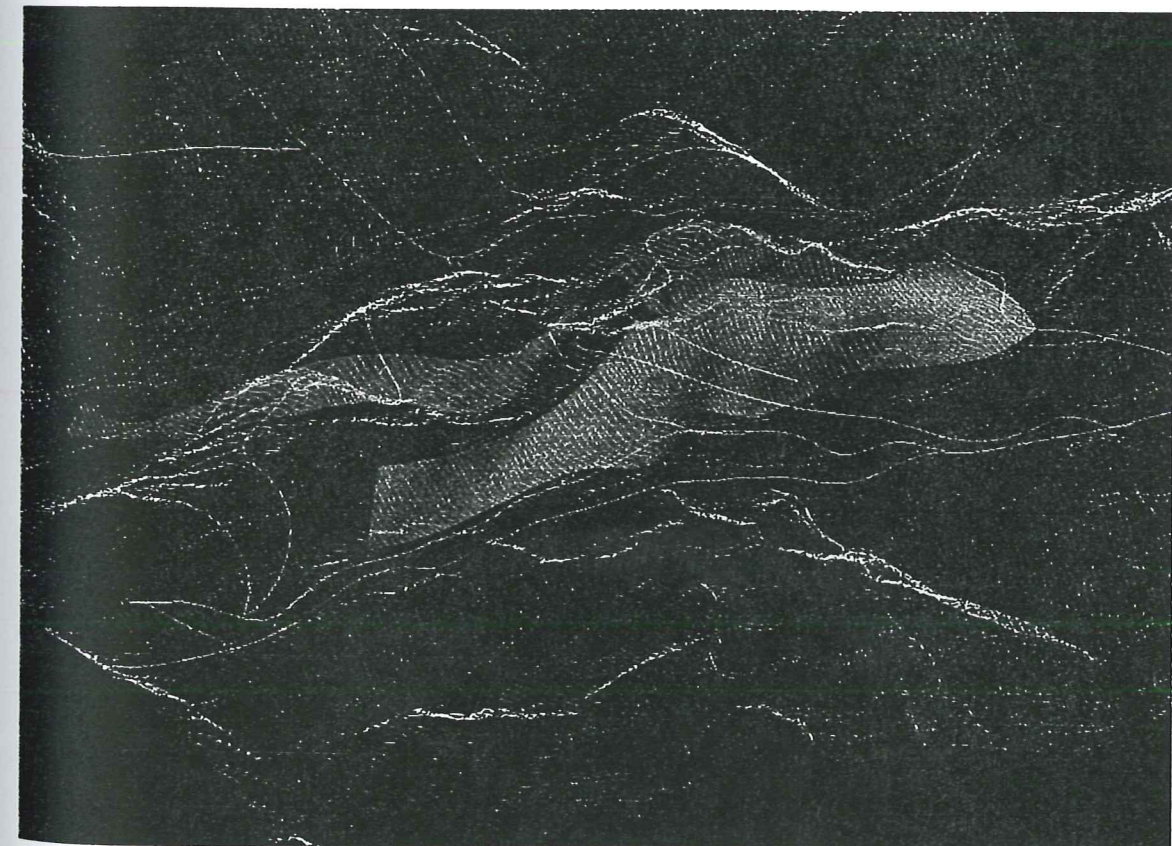
La limite Est du massif de Vallonclos est le chevauchement du Sirac. Cela se traduit lors de la modélisation de cette surface par la construction de profils d'appui le long du chevauchement du Sirac construit antérieurement.

Figure III-23

(c) Surface calculée pour le massif du Sirac. Légende dans le texte



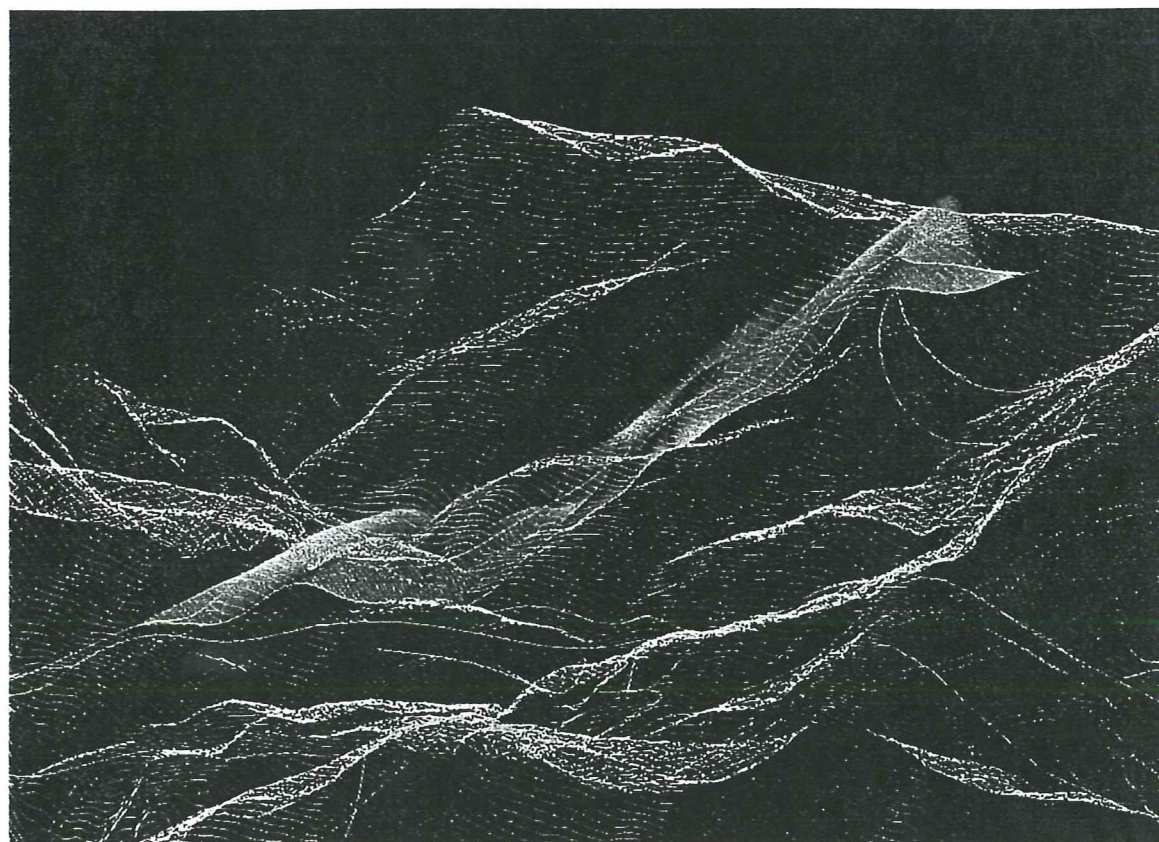
(d) Surface calculée pour le massif de Vallonclos. Légende dans le texte



(e) Surface calculée pour le chevauchement de la Planta. Légende dans le texte



(f) Surface calculée pour l'unité de Navette. Légende dans le texte



III-4-2-5) Le chevauchement de la Planta

La figure III-23-e (Figure III-23) montre la surface calculée pour la faille de la Planta, vue vers le NE.

Le chevauchement de la Planta est une ancienne faille téthysienne, réactivée à l'alpin. Dans sa partie Sud, le chevauchement de la Planta met en contact l'unité du Pic gazonné sur celle du Chapeau. Dans sa partie Nord, il implique le socle.

Il est parallèle au chevauchement du Pic gazonné, NW-SE.

Sa forme est régulière sur toute sa longueur.

III-4-2-6) L'unité de Navette

La figure III-23-f (Figure III-23) montre la surface calculée pour l'unité de Navette, vue vers le SW.

L'unité de Navette est une unité de couverture, limité au Sud par l'ABS et au Nord par l'accident décro-chevauchant de Navette. Elle forme un synclinal pincé, déversé vers le NE, dont le flanc Sud est appuyé sur l'ABS.

Cette surface a donc une relation de tangence avec l'ABS, au Sud. L'ABS a été construit avant elle. L'accident de Navette correspond à sa limite Nord.

Les plis P2 à axes verticaux qui affectent cette unité au niveau de la Buffe (cf. II-1-1-4) ne sont pas calculés à cette échelle de représentation. La fréquence haute de ce phénomène était inférieure à celle fixée dans le modèle. Sa représentation n'est de plus pas indispensable à la compréhension du modèle général.

III-4-2-7) Les écailles de Morges

Les écailles de Morges sont les unités de couverture qui forment le cœur du massif. Elles sont structurées suivant une pile de chevauchement vers l'Ouest. Les figures III-23-g et h (Figure III-23) montrent ces surfaces extraites du modèle total, vue vers le Nord. Leur empilement à vergence Ouest est visible.

Les unités "supérieure" (USM) et "inférieure" (UIM) de Morges, ainsi que "l'unité 3", sont limitées au Nord par le massif de Vallonclos. Une relation de tangence a été utilisée pour construire cette partie des écailles. De même, "l'unité 3" s'appuie sur l'ABS dans sa bordure Sud.

Le chevauchement du Sirac est la limite Est de ces écailles septentrionales, comme il l'est pour le massif de Vallonclos.

L'USM recouvre l'UIM. Sur le terrain, ce recouvrement s'étend vers l'Est jusqu'au Sirac. La représentation géométrique de l'USM est tronquée à l'Est, sa limite étant une courbe dans le plan de la coupe n°3. En effet, les données sont insuffisantes pour contraindre correctement l'UIM vers l'Est. Cette surface était excessivement lissée, ce qui conduisait à une intersection irréaliste avec les surfaces adjacentes. La surface théorique de l'UIM n'est donc que partielle.

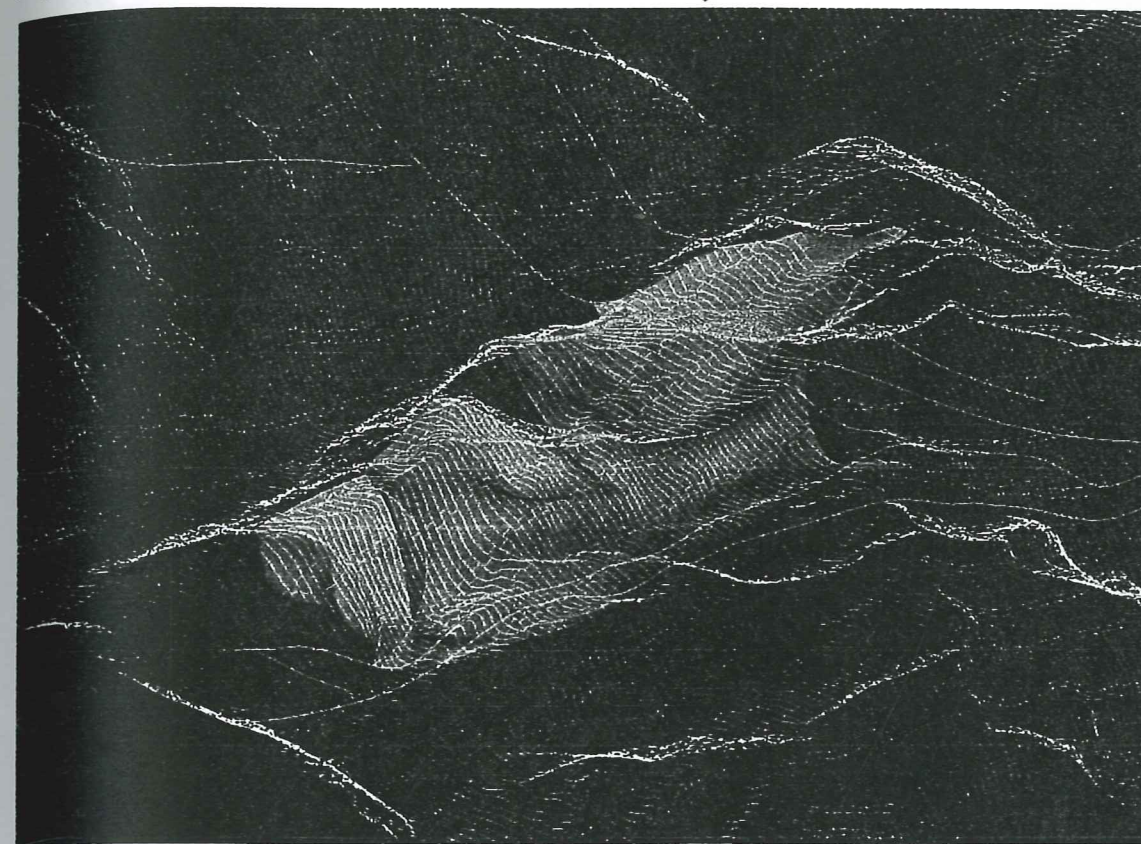
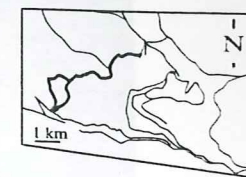
L'écaille du Chapeau est limitée au Sud par l'unité de Navette. Elle repose en partie sur le massif de Vallonclos, dont l'émergence la limite à l'Est. La construction géométrique intègre donc une relation de tangence entre l'unité de Navette et celle du Chapeau, et une intersection avec la bordure de Vallonclos.

L'écaille de Trouba est la plus occidentale des écailles du massif de Morges. Elle est chevauchée à l'Est par l'écaille du Chapeau (cf. II-1-1-3).

Une relation d'intersection a donc été utilisée pour construire ces écailles, celle du Chapeau recoupant celle de Trouba.

Figure III-23

(g) Surfaces calculées pour les écailles de Trouba (en vert) et du Chapeau (en bleu). Légende dans le texte



(h) Surfaces calculées pour les unités de Morges (USM en jaune vif, UIM en vert et unité 3 en jaune pâle). Légende dans le texte

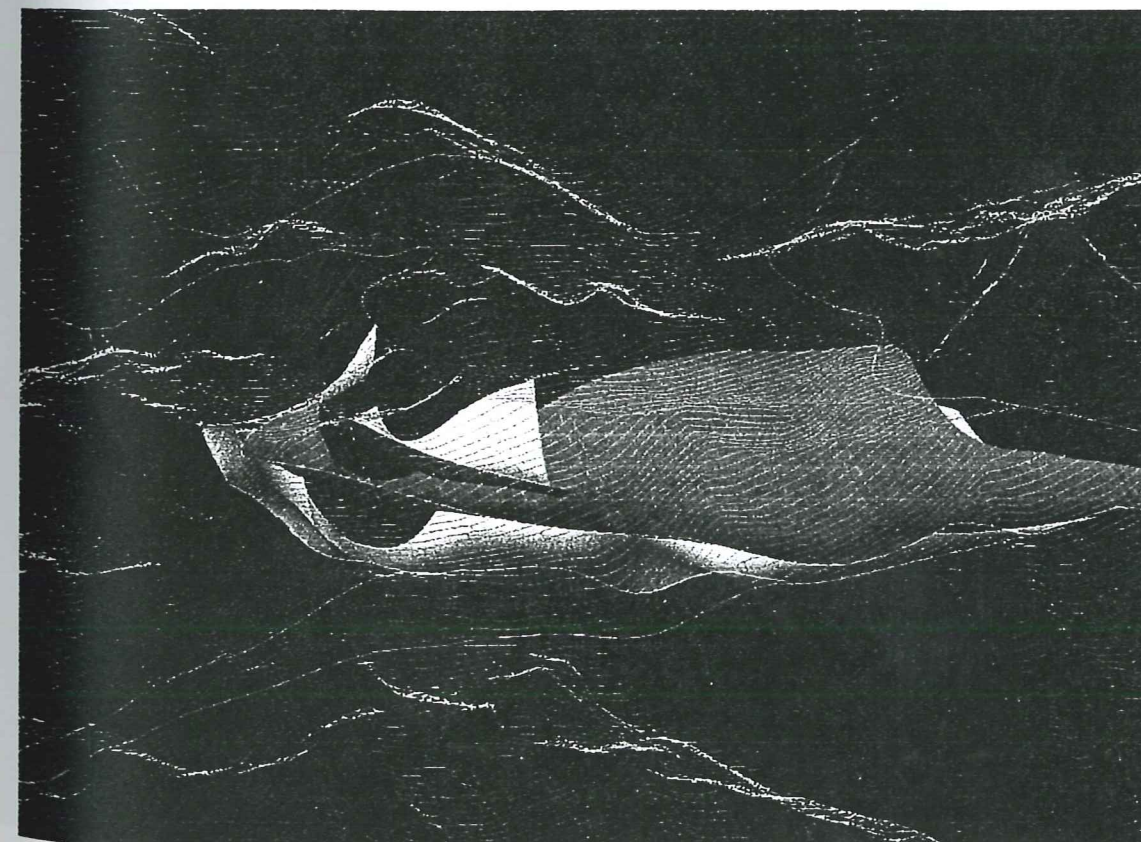
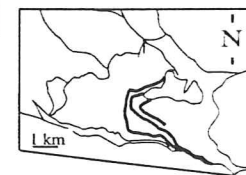
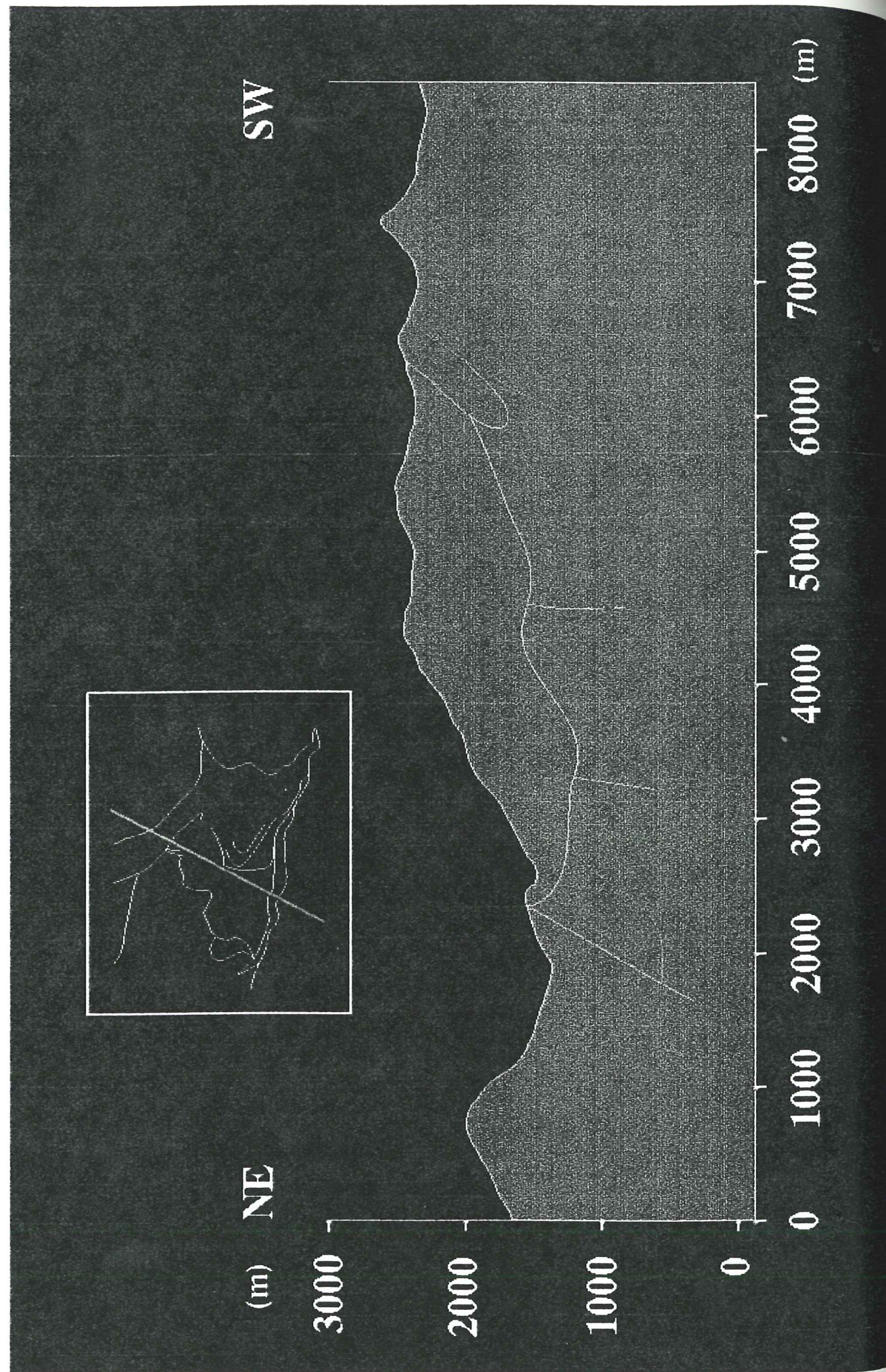


Figure III-25-b
Coupe n°13m NE-SW extraite du modèle. Légende dans le texte.



III-4-3) Apports et limites du modèle

La modélisation 3D du massif de Morges permet la *visualisation* globale, dans un espace tri-dimensionnel, et suivant n'importe quelle perspective, des interfaces majeurs du massif.

La modélisation 3D est aussi une forme (encore peu répandue) de *transmission de l'information*.

Un des apports majeurs du passage de la 2D à la 3D est la mise en commun des données dans un même espace de référence. Cela entraîne automatiquement une vérification de la *cohérence des données*. Les informations peuvent en effet paraître correctes dans leur espace 2D, mais ne pas fusionner correctement dans l'espace 3D (Annexe A VIII). Cette fusion des données permet de détecter les erreurs (mêmes horizons qui ne s'intersectent pas sur des coupes croisées, omission d'une couche), les aberrations (variations exagérées d'épaisseur, pendages contraires).

L'exploitation d'informations pour une construction 3D nécessite obligatoirement un *géoréférencement* de celles-ci.

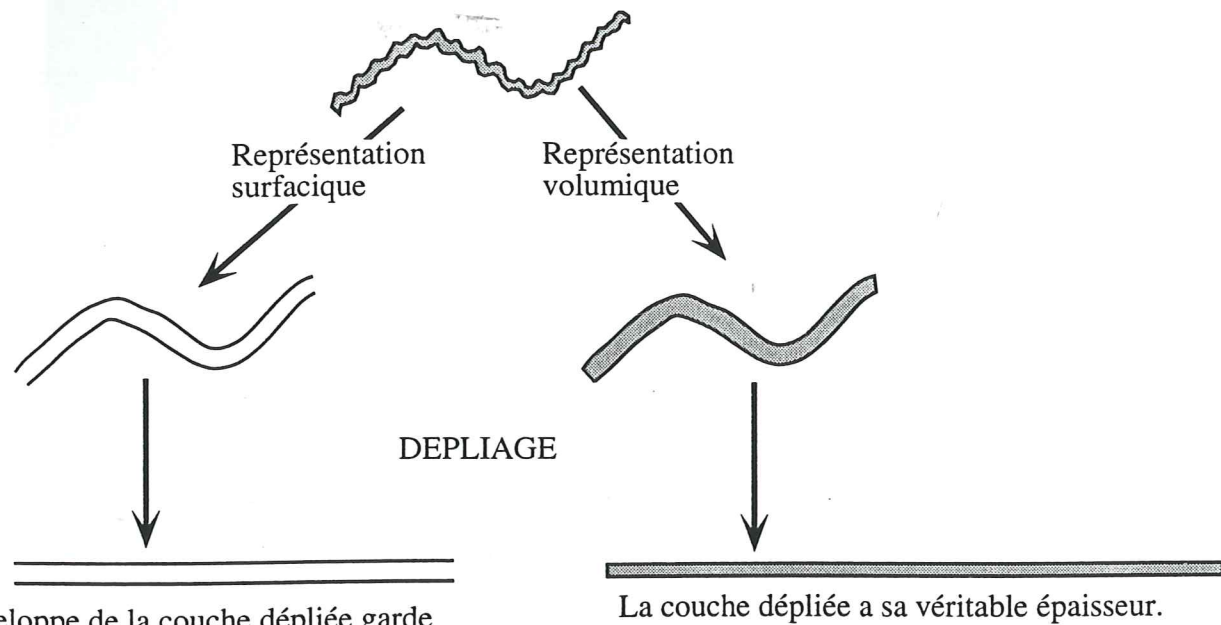
Le principe de la construction géométrique tri-dimensionnelle est applicable quelle que soit l'*échelle*. Chaque modèle a des *bornes* fixées, intrinsèques. Aussi, pour un calcul à petite échelle, certaines mesures à valeur locale ne seront pas directement exploitées et les mesures d'un même site moyennées.

La taille de l'échelle influe sur la dimension des objets que l'on peut représenter. Par exemple, des plis décamétriques ne sont pas représentables avec MNT à 50 m. A petite échelle, la géométrie est respectée, mais le zoom est interdit à cause du lissage. Les problèmes se posent pour des *imbrications d'échelle*. Par exemple, les plissements et micro-plissements sont intégrables dans une représentation volumique, mais pas en surfacique (Figure III-24). En effet, un épaissement de la couche permet de tenir compte du surcroît de volume induit par des micro-plis, en faisant abstraction des pertes de volume par compaction - dissolution. La représentation surfacique ne peut intégrer ces déformations, sauf à utiliser un pas d'échantillonnage très faible, à l'échelle des micro-plis. Le problème résultant est de définir chaque micro-pli sur l'ensemble de la surface modélisée.

Les données acquises sur le terrain sont des données à l'échelle métrique à pluri-métrique. Le géologue sait intégrer ces données, leur donner un domaine de validité qui les dimensionne à l'échelle du modèle. Il décide de l'extension (extrapolation) dans l'espace d'une mesure.

Rq. : ne pas confondre échelle et résolution. La résolution correspond à la taille plus petit élément décrit comme un point.

Figure III-24
Influence des microplissement sur le rendu des volumes suivant les méthodes.

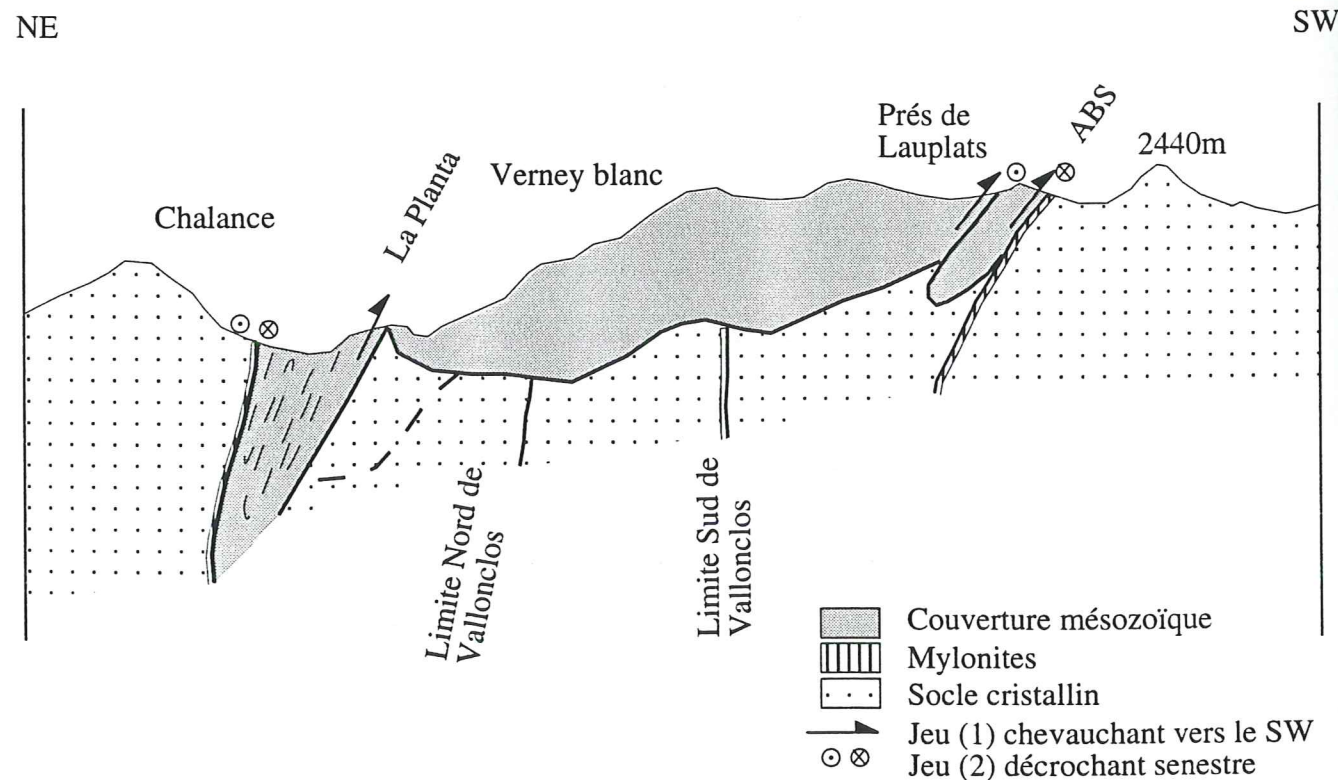
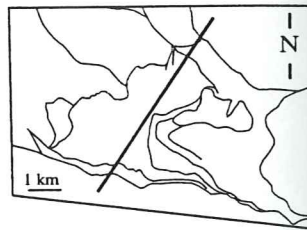


L'enveloppe de la couche dépliée garde l'épaisseur apparente induite par les micro-plis.

La couche dépliée a sa véritable épaisseur.

Rq: Impasse est faite sur la perte de volume par compaction-dissolution.

Figure III-25-b
Coupe NE-SW extraite du modèle. Cette coupe est perpendiculaire aux principales structures, elle montre les pendage réels. La figure III-25-a illustre la coupe telle que l'a fournit le modéleur. La coupe ci-dessous est redessinée suivant les mêmes conventions que pour les coupes 3 et 8 illustrées figures II-15 et III-7.



L'extraction de coupes est une application immédiate de la modélisation. Le modèle géométrique 3D du massif de l'Aiguille de Morges permet d'obtenir rapidement des coupes géologiques d'orientation quelconque. Cette démarche est intéressante lorsque

(i) les coupes d'origine sont construites suivant une orientation imposée (coupe série), localement non perpendiculaires aux structures; on peut alors extraire une coupe originale de meilleure orientation, qui permette de visualiser les structures suivant leur pendage réel et non apparent (exemple: Figure III-25),

(ii) la section recherchée est délicate à dessiner uniquement à partir des données de base,

(iii) le modèle a été construit avec des coupes partielles, non sériées, et que l'on souhaite des coupes générales.

Le tracé des coupes réalisées à partir du modèle 3D n'est pas nécessairement rectiligne. Il peut être segmenté, voir curviligne. Ainsi, dans le cas de structures non-cylindriques, on peut réaliser des coupes qui restent au mieux perpendiculaires aux structures rencontrées. Dans tous les cas, le modéleur gère précisément les pendages apparents.

Toute nouvelle coupe, même ne passant pas par les coupes ou les points de contrôle, reste cohérente avec le modèle et respecte les ajustements effectués.

La modélisation géométrique fournit des surfaces pouvant être *exportées*, pour une exploitation ultérieure par un logiciel de *dépliage* par exemple (cf. III-4-3).

La réussite dans la construction d'un modèle implique que celui-ci est *géométriquement acceptable*. L'hypothèse géométrique émise pour sa construction peut donc être considérée comme une solution possible, mais non unique. En effet, les surfaces à traiter (objets géologiques) sont le plus souvent non-cylindriques. La réussite de la construction d'un modèle est donc une condition nécessaire, mais non suffisante, pour la validation d'une hypothèse structurale. Le modèle obtenu est fortement gouverné par les coupes.

Un artéfact dans le modèle doit aussi amener à une *discussion* objective sur la *valeur* à accorder à une *donnée*. Le modèle doit permettre un rejet ou un reclassement raisonné d'une donnée si elle ne concorde pas avec les autres. En effet, si les mesures sont intangibles, leur interprétation peut évoluer.

On attend de la modélisation 3D de pouvoir tester facilement plusieurs hypothèses structurales en "*routine*". Cela nécessite des contraintes dans la gestion des surfaces: elles doivent alors avoir des liens logiques entre elles. Ce n'est pas le cas actuellement. Les relations entre surfaces adjacentes ont été réglées "manuellement" par des sections ou des tangences. Dans le cas d'une section, le géologue doit déterminer quelle surface découpe l'autre. La tangence est la relation de contact entre surface la plus délicate à gérer pour le calcul. En effet, la forme de la surface A

qui vient tangenter sur la surface B est dépendante de cette surface B, sur laquelle elle s'appuie. La modification de cette surface B entraîne automatiquement l'obligation de modifier la surface A.

L'introduction d'une *topologie* rattachée à chaque surface entraînerait un enchaînement automatique ou presque des calculs correctifs des surfaces après modification de l'une d'elles. Ainsi, l'apport de nouvelles contraintes modifierait le modèle en conservant les liens topologiques des surfaces entre elles [Halbwachs *et al*, 1996]. On aboutirait à une solution ou à une plage de solutions géométriques qui tiendraient compte de l'hypothèse formulée et de la topologie des surfaces.

Une amélioration possible du calcul est envisageable avec l'introduction de *qualités mécaniques et géométriques* imposées. Leurs choix dérivent de la connaissance des données lithologiques et structurales. Ces qualités sont des limites que l'on impose au modèle. La liste n'est pas exhaustive :

- rhéologie : fracturation autorisée ou non, plissement maximum autorisé
- matière : volume constant ou variation
- courbure maximale des axes de pli
- mouvement guidé

Le logiciel de modélisation 3D idéal comporterait des *outils intégrés*, tel qu'un éditeur de coupes [Langenberg *et al*, 1987]. Cela simplifierait la méthodologie en limitant les sources d'imprécision. Par exemple, cela éviterait l'intégration des données dans le modèleur via un passage par le support papier.

III-4-4) Une exploitation du modèle: le dépliage

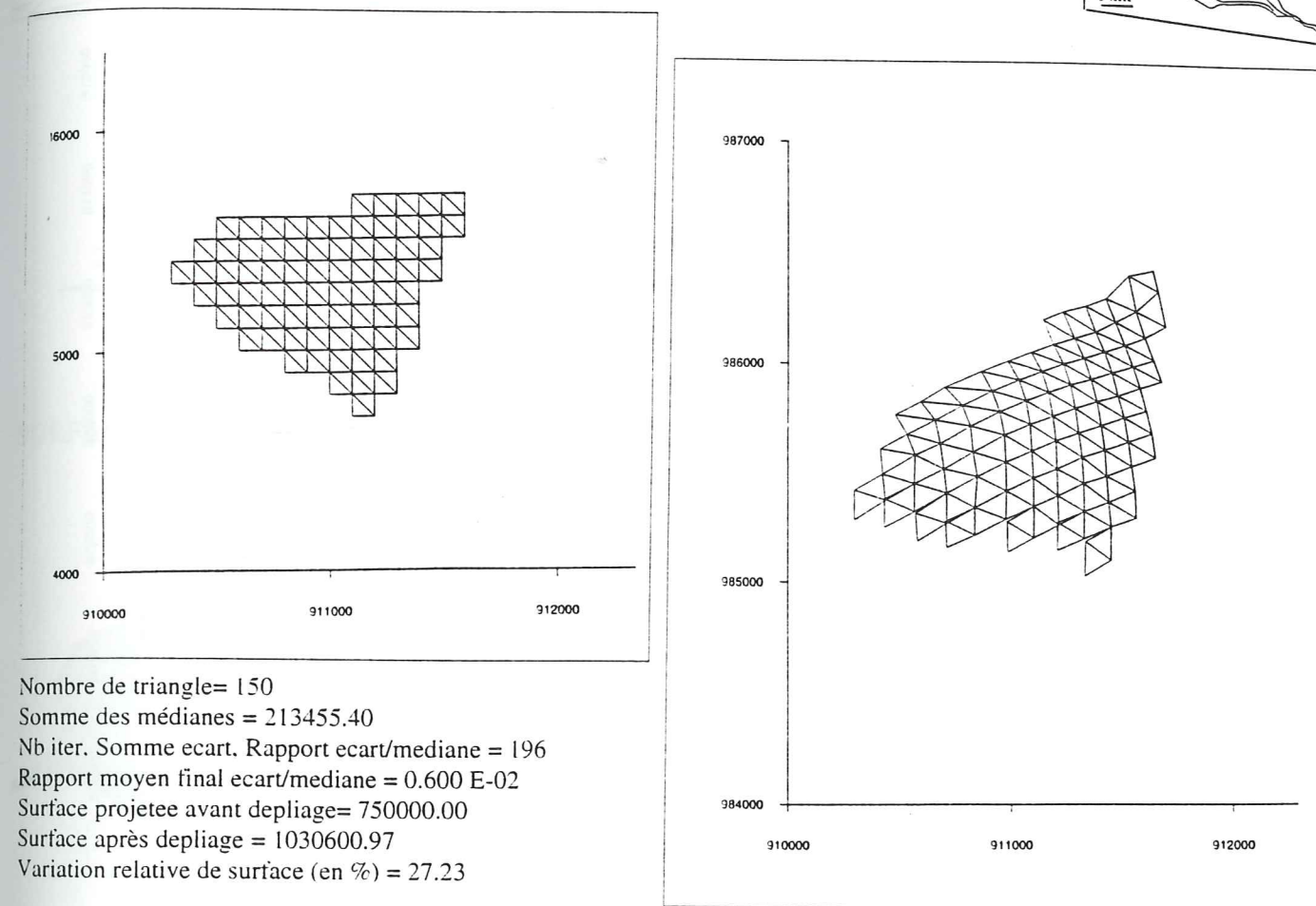
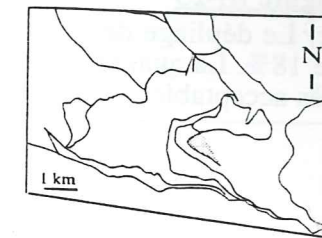
L'étude structurale fournit des indications sur la qualité de raccourcissement, mais l'estimation de la quantité reste délicate. Les méthodes de restauration permettent d'affiner cette estimation.

Le *dépliage* a porté sur les *écailles internes de Morges* (USM, UIM, Unité 3, Chapeau), en utilisant le logiciel UNFOLD [Guiller et Gratier, 1991, 1993]. Ce dépliage consiste à remettre à plat les triangles qui discrétisent la surface, puis à les ajuster par itérations successives. On cherche à minimiser les vides et les recouvrements entre les triangles.

Toutes ces surfaces se sont avérées dépliables, à une précision compatible avec un mécanisme de plissement par flexion (rapport moyen final écart/médiane) de 0,6%. La qualité du dépliage est bonne, sans zone de déformation excessive (Figures III-26-a et b). Le *taux de raccourcissement* pour chaque unité varie entre 17% (écaille du Chapeau) et 30% (UIM) (Figure III-26-c).

Figure III-25

(a) L'écaille supérieure de Morges est la plus petite des écailles. Aussi, 150 triangles suffisent à sa représentation dans UNFOLD. Le dépliage donne un fort taux de raccourcissement (27,23%). La qualité du dépliage est bonne, les triangles sont bien ajustés. Le gain de surface se fait surtout dans la direction SW-NE.



(b) Le dépliage de l'unité inférieure de Morges donne un taux de raccourcissement plus faible que pour l'USM, mais qui reste élevé (12,57%). Là aussi, la qualité du dépliage est bonne, avec des triangles bien ajustés.

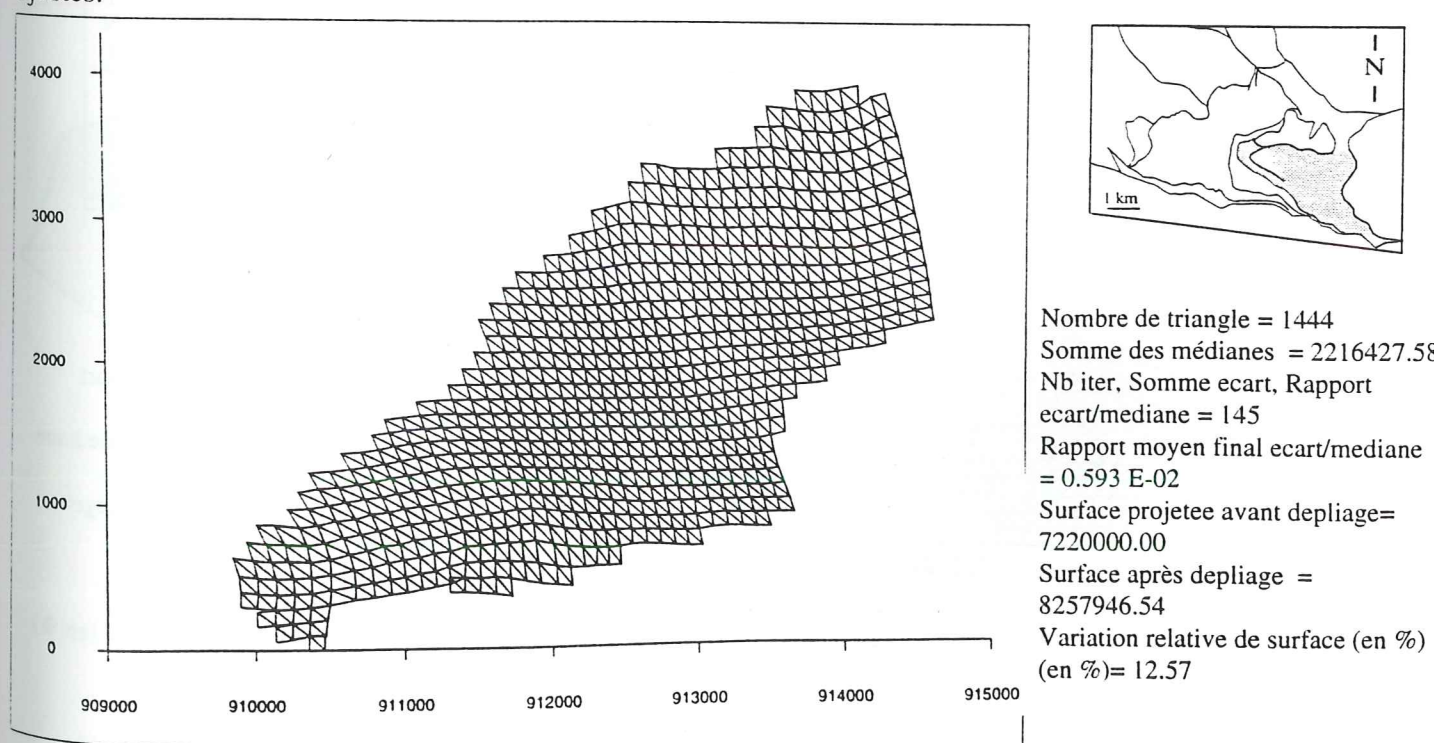
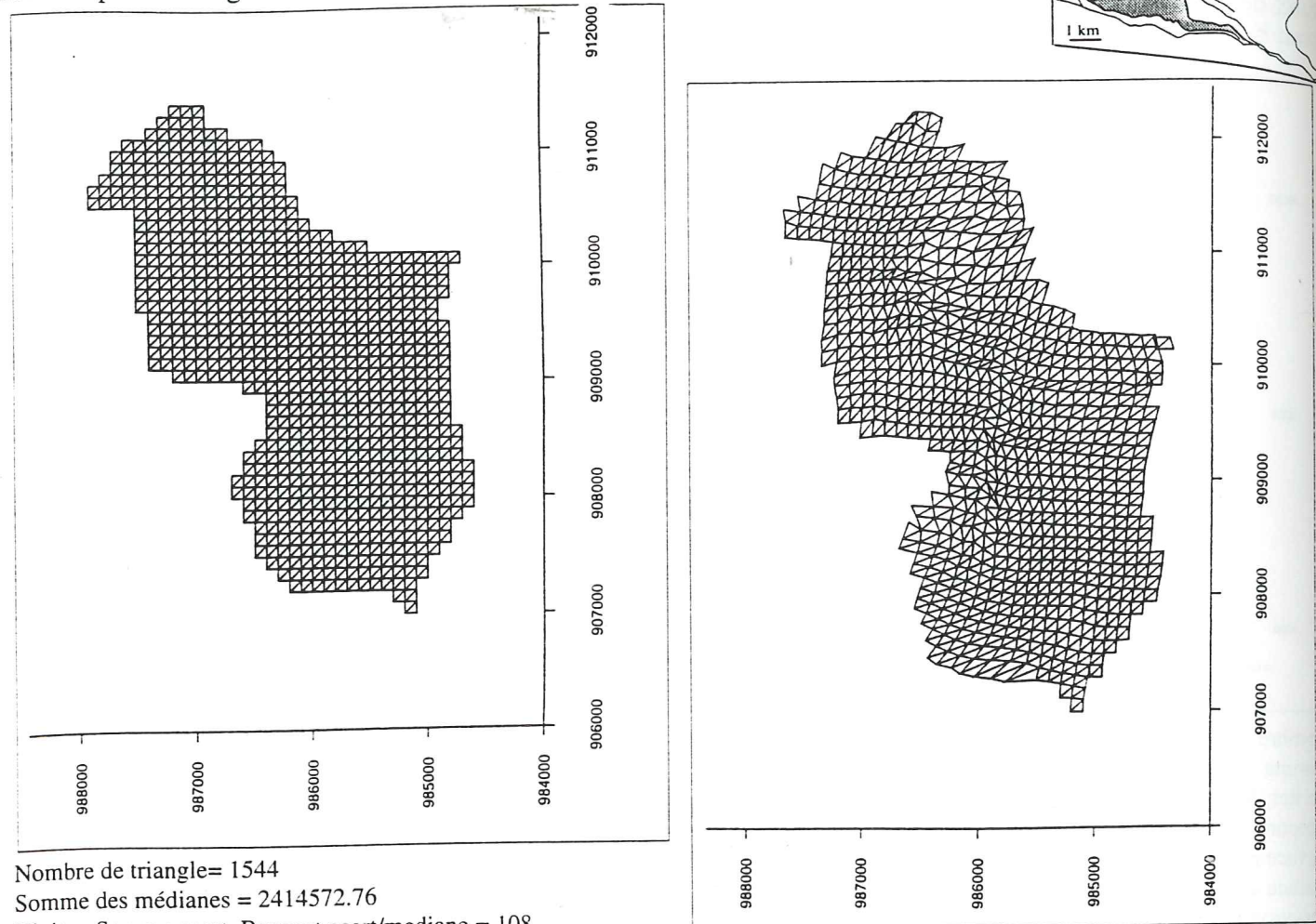


Figure III-25

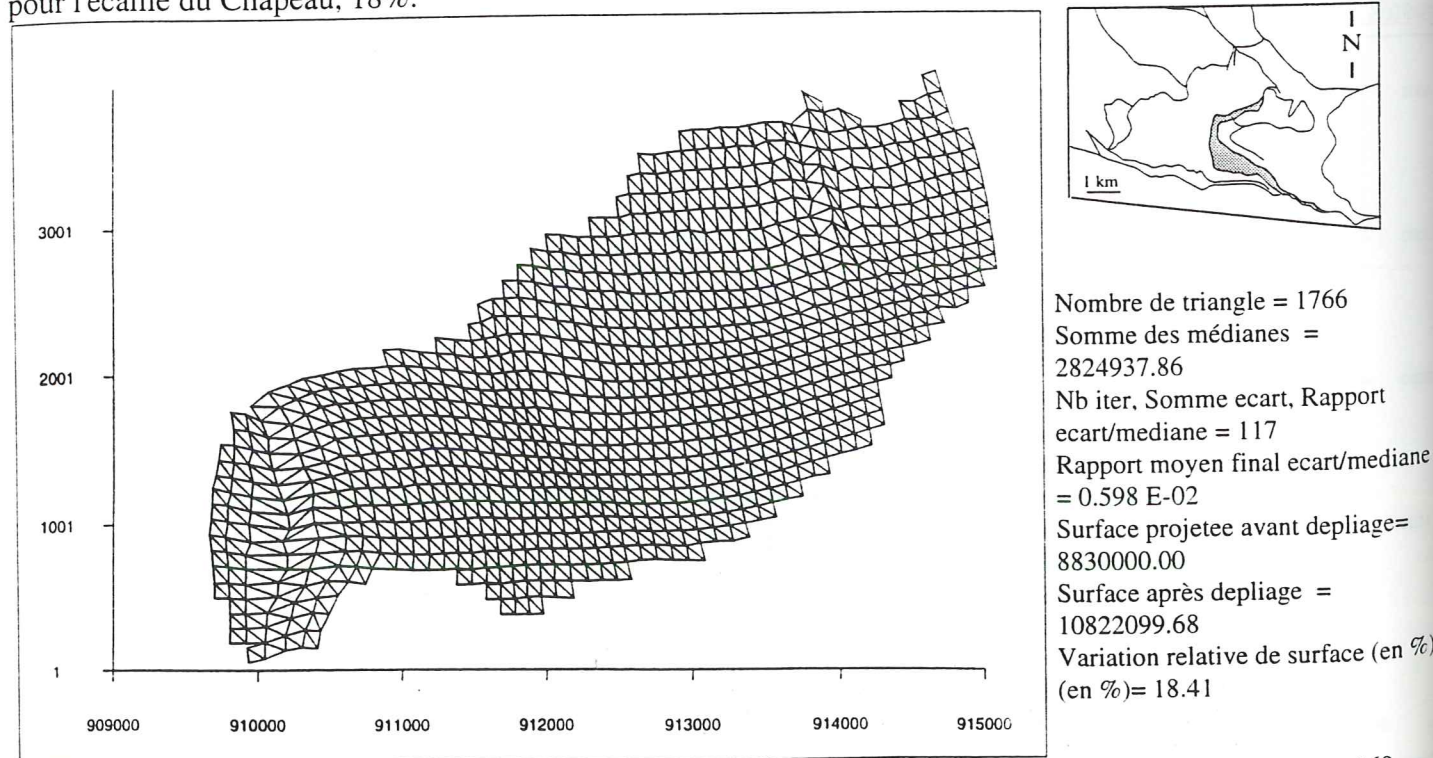
(c) Le dépliage de l'écaille du Chapeau donne un taux de raccourcissement assez fort de 18%. La qualité du dépliage est moins bonne que pour les autres écailles, mais reste très acceptable. Le gain de surface au dépliage se fait là encore dans un direction N-S.



Nombre de triangle= 1544
 Somme des médianes = 2414572.76
 Nb iter, Somme ecart, Rapport ecart/mediane = 108
 Rapport moyen final ecart/mediane = 0.599 E-02
 Surface projetee avant dépliage= 772000.00

Surface après dépliage = 9395518.02
 Variation relative de surface (en %) = 17.83

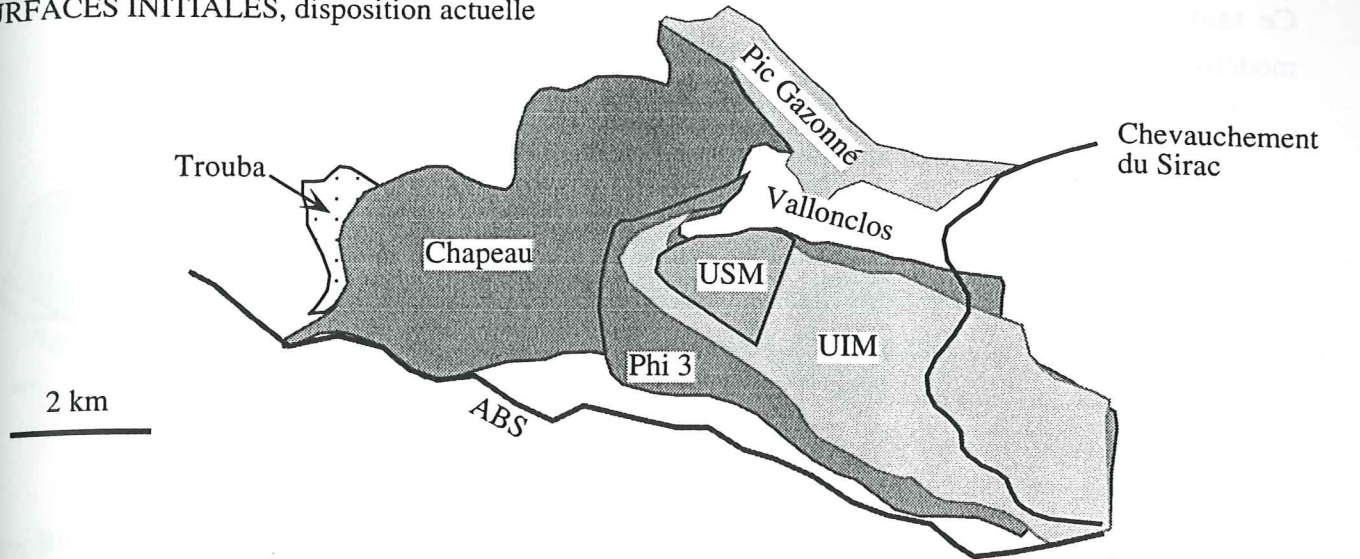
(d) Dépliage de l'unité 3 de Morges. La qualité du dépliage est bonne. Le raccourcissement vaut, comme pour l'écaille du Chapeau, 18%.



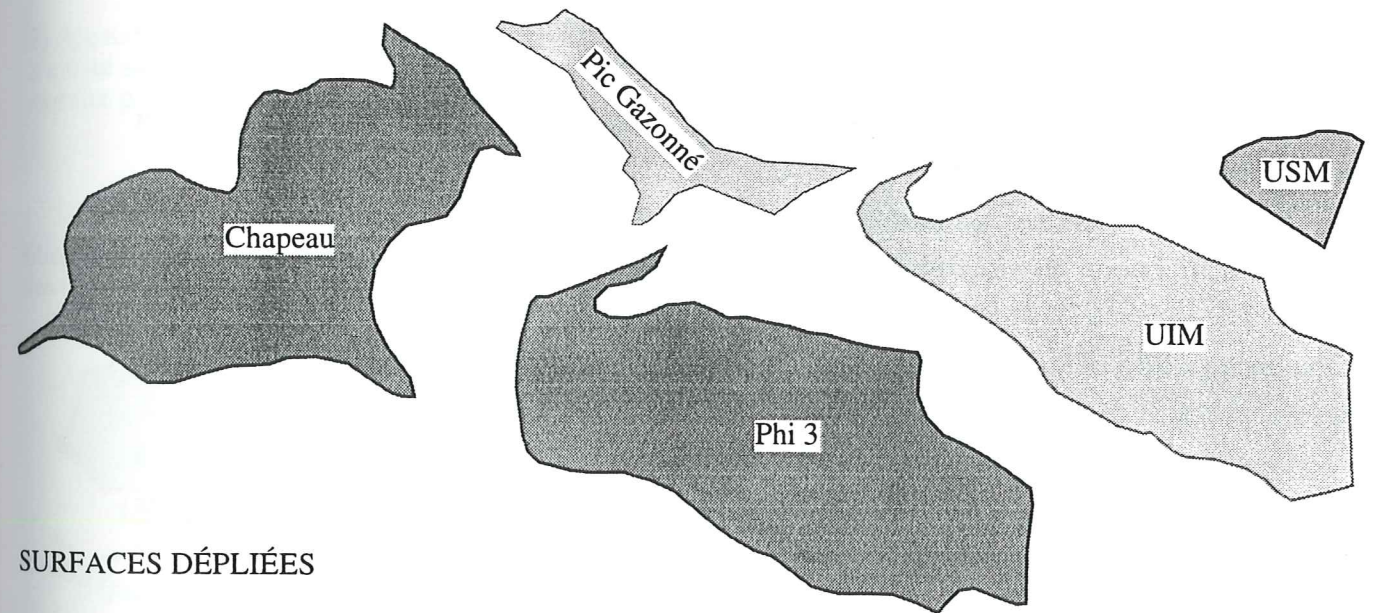
Nombre de triangle = 1766
 Somme des médianes = 2824937.86
 Nb iter, Somme ecart, Rapport ecart/mediane = 117
 Rapport moyen final ecart/mediane = 0.598 E-02
 Surface projetee avant dépliage= 8830000.00
 Surface après dépliage = 10822099.68
 Variation relative de surface (en %) (en %)= 18.41

Figure III-26-e

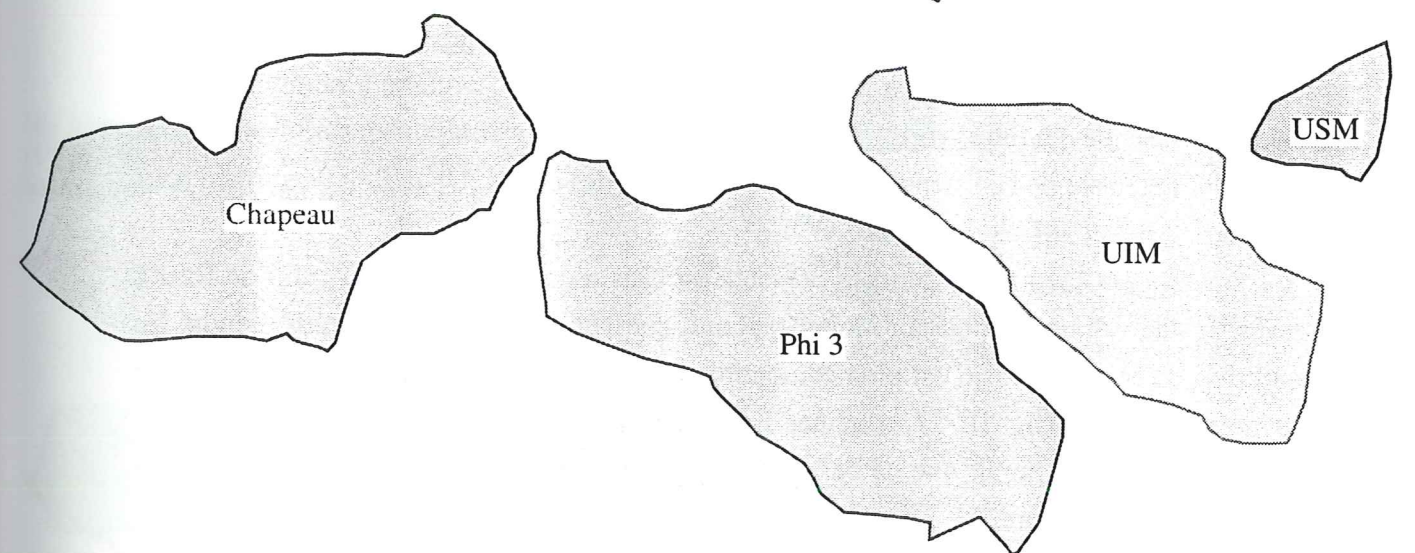
SURFACES INITIALES, disposition actuelle



SURFACES INITIALES, séparées



SURFACES DÉPLIÉES



	Chapeau	Phi 3	UIM	USM	Pic Gazonné
Origine (km ²)	11,5	12,3	9,7	1,4	2,6
Dépliée (km ²)	13,4	14,5	11,0	1,8	-
Taux de raccourcissement (%)	17	18	13	30	-

Ce taux est un taux minimum, du fait du lissage antérieur des surfaces lors de leur modélisation.

L'accroissement des surfaces dépliées se fait surtout dans la direction NE-SW: on peut donc estimer l'essentiel du raccourcissement à un minimum de 2 à 4 km suivant cette direction.

Les limites entre les différents blocs ont pratiquement toutes été érodées. L'ajustement de telles limites d'érosion est a priori difficile, mais il peut néanmoins être fait si l'on considère que l'érosion est égale partout. Ceci est probable pour Morges, puisque les écaïlles présentent la même succession lithologique.

L'accident bordier sud forme une bordure fixe, sur laquelle s'alignent les limites inférieures des écaïlles du Chapeau et de l'Unité 3. Des limites arbitraires ont été définies. Elles concernent les bords des écaïlles contre l'ABS, le Nord du Chapeau.

L'ajustement des blocs est la dernière étape du dépliage (Figure III-27). Dans notre cas, seule une hypothèse de positions des blocs dépliés est raisonnablement envisageable. Elle est illustrée par les schémas I à III de la figure III-27: l'écaïlle du Chapeau, à laquelle est rattachée celle du Pic gazonné, est seule à l'Ouest, les autres s'alignent à l'Est avec l'Unité 3 au SW et les unités de Morges vers le NE.

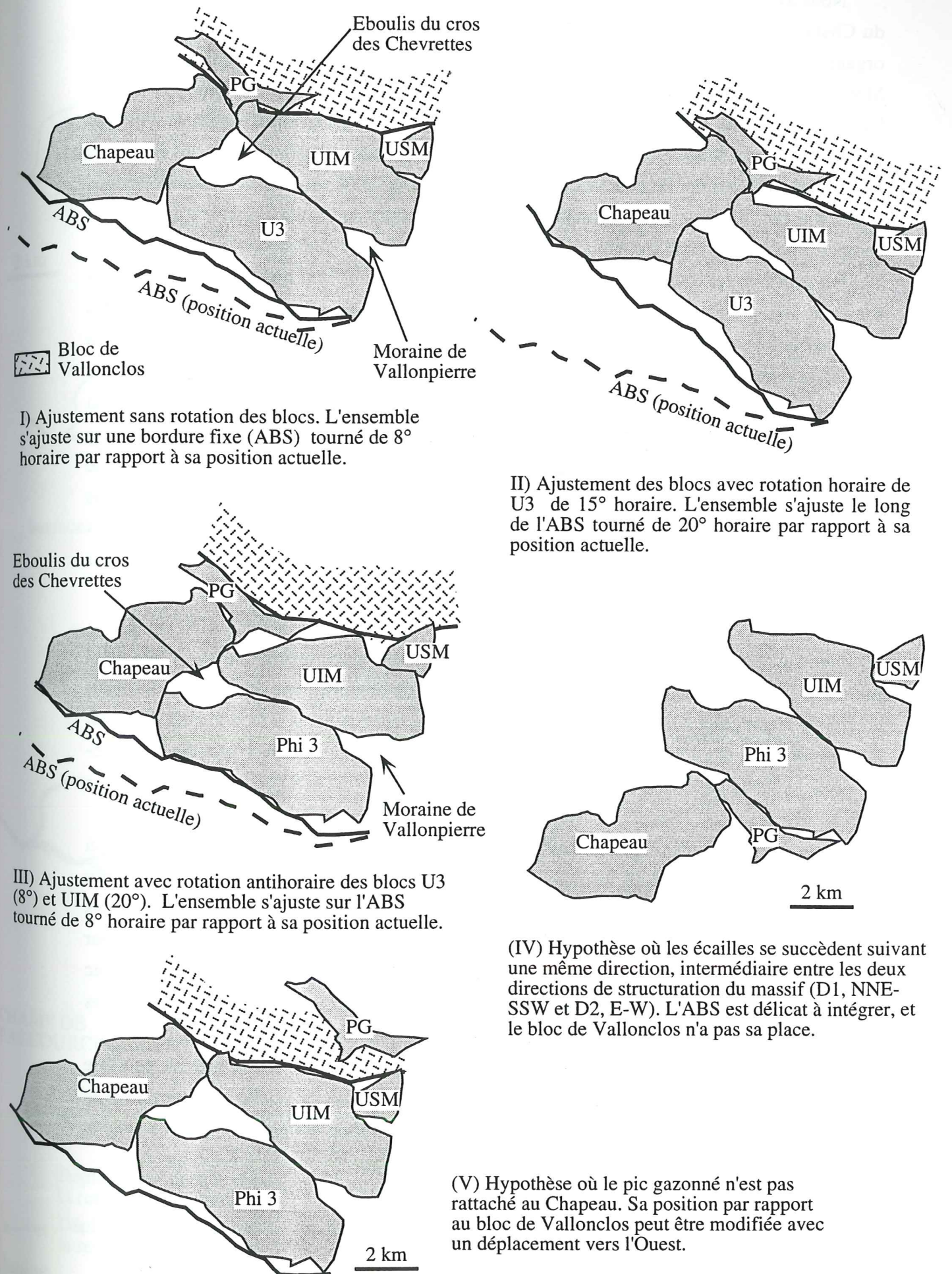
L'hypothèse d'une succession des écaïlles suivant une même direction, intermédiaire entre les deux directions de structuration du massif (D1, NNE-SSW et D2, E-W) n'est pas concevable (schéma IV de la figure III-27). Elle ne permet pas d'intégrer l'ABS, et suppose des mouvements différentiels excessivement importants. La qualité des dépôts fournit aussi un argument pour une différence de position entre les écaïlles du Chapeau et celle de l'Unité 3. L'épaisseur de l'Hettangien est faible (inf. à 10 m) vers le Chapeau, moyenne (30 à 50m) à Vallon plat, à proximité de l'ABS. Or, cette variation, faible, n'est pas attribuable à des conditions de dépôts différentes, proches ou éloignées d'un bord de bloc, car la bathymétrie est semblable pour les deux coupes.

Le pic gazonné ne peut pas être loin derrière, non rattaché au Chapeau, comme illustré sur le schéma V de la figure III-27, car il y aurait alors un trop grand volume à rajouter derrière l'UIM, à l'Ouest de l'unité du Pic Gazonné, pour établir une continuité. Or, il n'y a pas évidence sur le terrain de l'existence d'une telle extension des unités. Un déficit de surface pour le Chapeau est par contre envisageable.

Le massif de l'Aiguille de Morges présente un Lias réduit par rapport à celui de Bourg d'Oisans. Il s'agit donc d'un bassin moins profond, que l'on peut supposer moins étendu. La restauration de ce petit bassin est bien compatible avec une organisation des écaïlles comme décrit précédemment (fig. III-27, schémas I à III). Si on aligne ces écaïlles suivant un axe WNW-ESE, cela signifierait que ce bassin était large et peu profond, et que l'érosion post-raccourcissement a été forte.

Figure III-27

Hypothèses d'ajustement des blocs à l'origine, restauration minimum



Nous avons effectué une restauration minimale, les blocs peuvent donc tourner. L'écaille du Chapeau est décalée dès l'origine par rapport à l'unité 3 et aux unités de Morges. Cette organisation est la plus probable au vu de l'organisation actuelle des écailles: les unités de Morges (USM, UIM, Unité 3) se superposent régulièrement, et viennent d'un bloc chevaucher l'unité du Chapeau. La *correspondance des blocs* lors de la restauration minimale n'est pas parfaite. Mais les "blancs" du dépliage coïncident avec le masque des moraines, des éboulis et l'altération par l'érosion. En cela, le dépliage montre que la limite estimée de UIM / USM sous la moraine de Vallonpierre n'est pas juste, comme la bordure de l'Unité 3, creusée au NE sous l'emplacement d'une zone d'éboulis. Ces limites sont des limites d'érosion.

On peut essayer d'améliorer l'agencement des blocs en leur imprimant des rotations. Des exemples sont proposés sur la figure III-27, schémas II et III. On cherche à minimiser les vides entre les unités, en effectuant des rotations homogènes en direction. Sur le schéma II, la rotation horaire de l'Unité 3 de 15° réduit la surface de vide des Chevrettes, mais augmente celle existant entre l'unité 3 et l'ABS. Au final, aucun gain de surface n'a été effectué. Sur le schéma III, la rotation anti-horaire de l'Unité 3 et de l'UIM réduit la surface de vide de l'éboulis du cros des Chevrettes et celle existant entre les unités et l'ABS. Dans les deux cas, la surface de vide augmente au niveau de la moraine de Vallonpierre. Comme c'est un bord libre, ces variations de surface ne sont pas comptabilisées.

Cette rotation des blocs est quasiment obligatoire, puisque le *serrage est oblique par rapport à la préstructuration des blocs*.

Nous avons tenté une restauration "parfaite", avec des blocs schématiques parfaitement jointifs à l'état initial (Figure III-27). Les directions de déplacement obtenues sont quasi-identiques. Ils montrent que la direction de déplacement majeure est la direction NE-SW. C'est la direction de la phase D1. Aux abords du Sirac, on retrouve une direction de déplacement E-W, direction de la phase D2.

Dans les deux restaurations, le massif de Morges présente un taux de raccourcissement qui augmente d'Est en Ouest. Cela se marque aussi avec les trajectoires de S1 (Figure II-19), peu modifiée par la S2. Elles montrent une forme "en éventail". Cette différence entre les unités Ouest (Chapeau et Pic gazonné) et Est (unités de Morges) ne peut être accommodée que par l'existence d'une faille cinématique entre les deux ensembles. Cette *faille de déchirement*, avec un jeu décrochant, se situerait entre l'écaille du Chapeau et celles de Vallon clos, l'Unité 3 et les unités de Morges. La faille de bordure Ouest de Vallonclos est une bonne candidate.

L'écaille du Chapeau pourrait être divisée (Figure III-29): une paléo-faille normale peut être tracée dans le prolongement de celle de Vallonclos, et elle est soupçonnée sur le terrain avec un profil de pente en déséquilibre. Cette option de structuration est bien compatible avec la forme en éventail qu'entraîne un raccourcissement différentiel.

Figure III-27

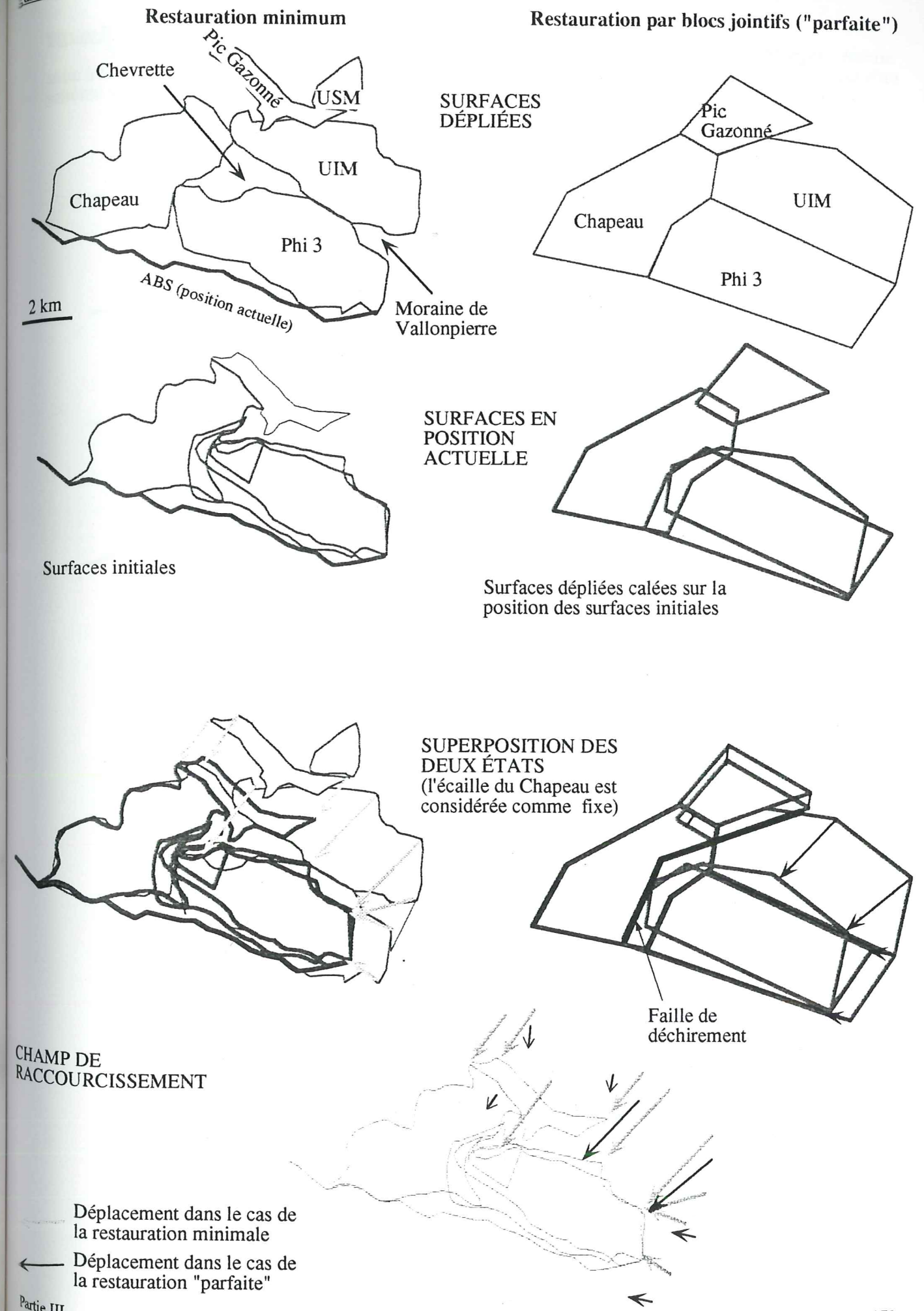


Figure III-29-a

Schéma de position des paléo-failles téthysiennes dans le massif de l'Aiguille de Morges, établie suite à la restauration des surfaces calculées sous STRIM et aux contraintes du dépliage et sur la base d'un schéma structural modifié d'après Debelmas et al (1980), Gillcrst (1988) et observations personnelles.

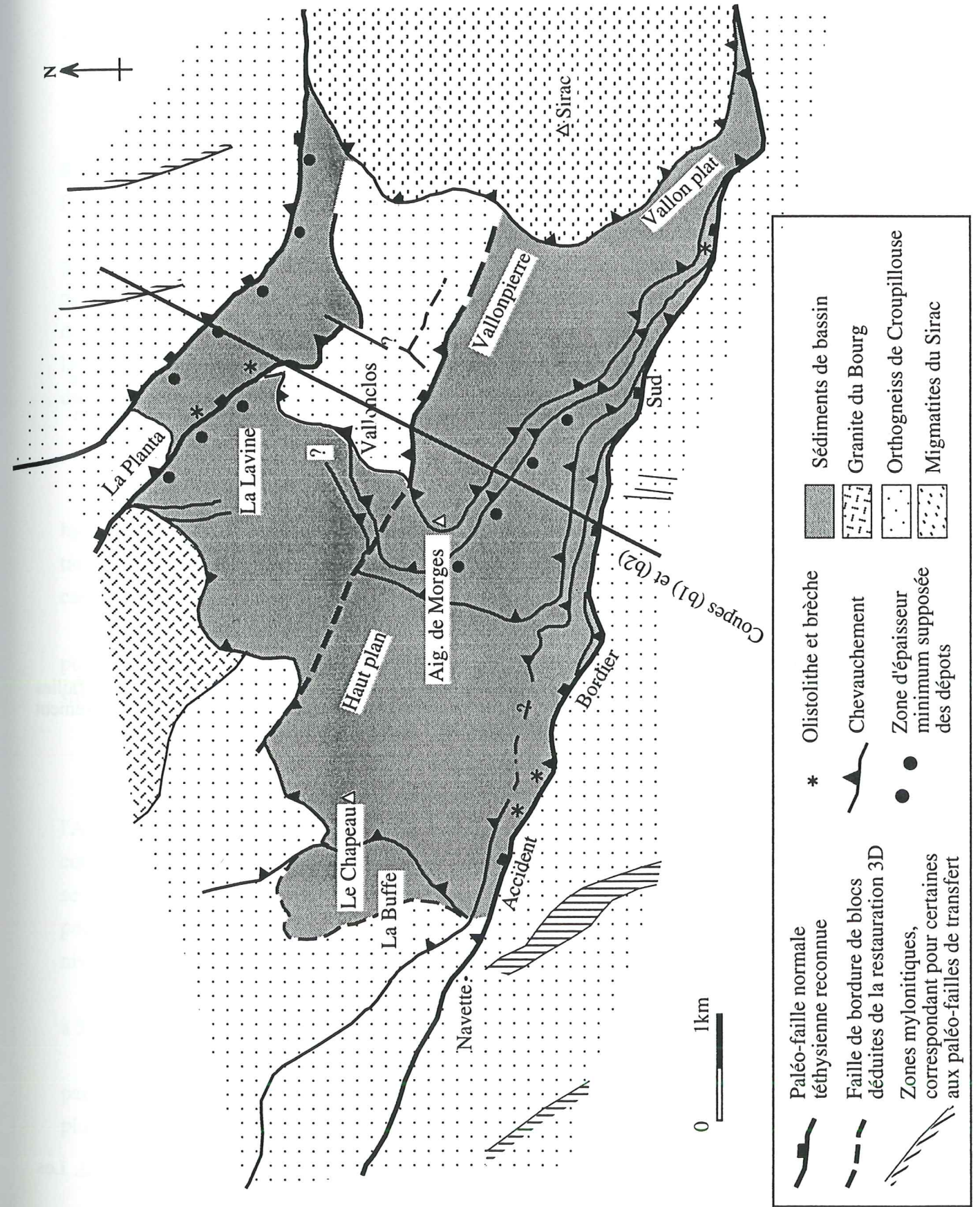
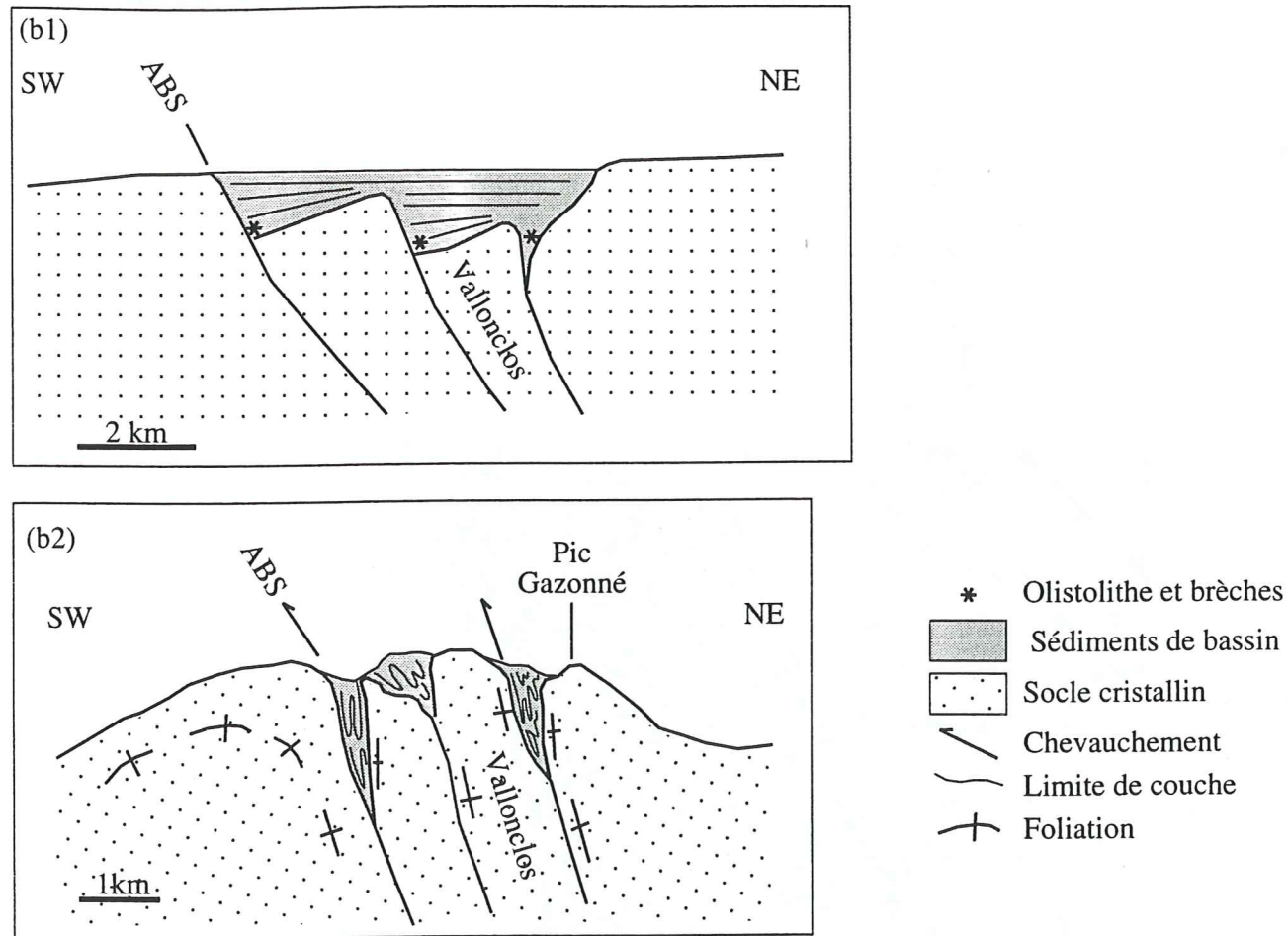
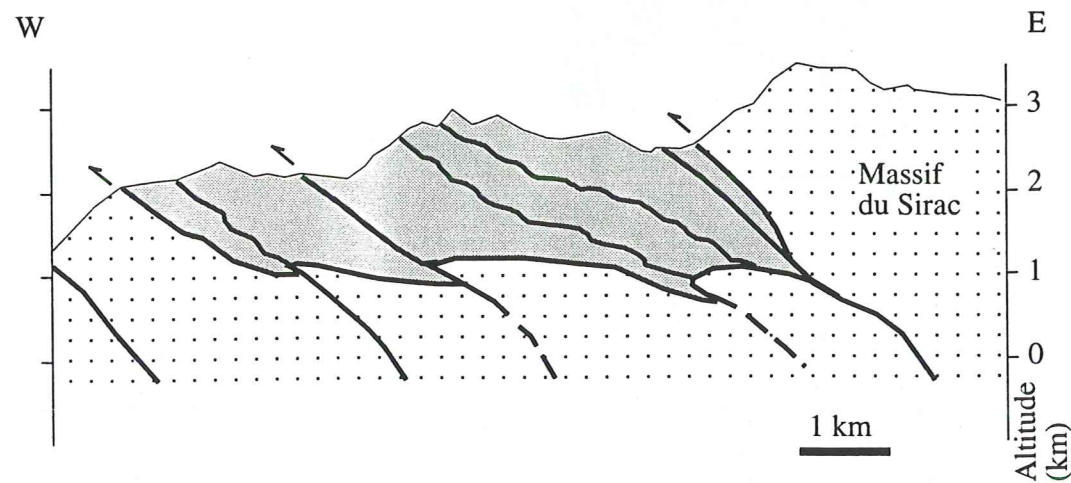


Figure III-29-b
Restauration suivant une coupe NE-SW des paléo-failles téthysiennes dans le massif de l'Aiguille de Morges.



La coupe (b1) montre la situation à la fin du rifting. Les failles bordières ont alors un jeu normal.

La coupe (b2) illustre la situation suite au raccourcissement D1 de direction NE-SW. Les paléo-failles bordières sont réactivées en chevauchement, le socle accomode la déformation par un plissement kilométrique d'axe N120, la couverture sédimentaire est pincée et intensément plissée entre les blocs.



La coupe (b3) illustre la situation actuelle, suite au raccourcissement D2 de direction WNW-ESE. Les écailles de couverture sédimentaire et les blocs de socle sous-jacents chevauchent vers l'Ouest.

III-5) Conclusion sur la modélisation 3D

Au plan méthodologique, nous avons vu que le modeleur permet de tester la cohérence géométrique des coupes. C'est en cela un excellent moyen de vérification de la cohérence de l'interprétation des données par le géologue. Ceci est un apport principal de la 3D. Le modeleur est aussi un moyen de visualisation intéressant, puisqu'il permet la production d'une vision en 3D ou en perspective. Cette visualisation correspond à la vision humaine.

Actuellement, le modeleur ne permet pas le test en routine de plusieurs hypothèses géométriques, mais des travaux en cours sur la topologie rattachable aux surfaces calculées le permettront dans l'avenir.

Le modeleur permet l'exportation de surface vers des logiciels de dépliage, dont l'usage présente un grand intérêt dans des zones à fort taux de raccourcissement, comme l'est le massif de l'Aiguille de Morges. Nous avons ainsi pu déduire le taux minimum de raccourcissement du massif de Morges (20 %). La direction de déplacement majeure obtenue est NE-SW. C'est la direction de la phase D1. Aux abords du Sirac, on retrouve une direction de transport E-W, direction de la phase D2.

Le calcul par des fonctions polynomiales donne un résultat qui va dans le sens de notre hypothèse. Le calcul, dans cette méthode, est beaucoup moins contraint au départ, puisqu'il ne tient compte que des données de surface. Le résultat est donc beaucoup plus "libre" que dans le cas du modeleur.

Le calcul indique, lorsqu'il n'est pas divergent, que cette solution géométrique est possible. Mais elle n'est pas unique, c'est mathématiquement la surface d'interpolation la plus simple.

La construction avec STRIM d'un modèle géométrique tri-dimensionnel du massif de l'Aiguille de Morges a permis d'illustrer notre hypothèse sur la géométrie de l'interface socle - couverture. Ce modèle montre les accidents majeurs et l'empilement des écailles. Les accidents se redressent en profondeur. Le modèle est fortement contraint par les coupes. Nous ne pouvons pas en déduire que cette géométrie est la plus juste, mais l'absence de divergence au niveau des calculs nous indique qu'elle est probable.

Le dépliage des surfaces obtenues donne un taux de raccourcissement minimum fort, de 17 à 30%, selon une direction NE-SW.

La géométrie illustrée par ce modèle, ainsi que la reconstitution de la géométrie initiale à partir de surface dépliées, correspond bien à celle d'un petit bassin sédimentaire structuré avec plusieurs blocs basculés.

(b) 908-1001
SW

PARTIE 4

IV) INTÉGRATION DES RÉSULTATS À L'ÉCHELLE DU PELVOUX ET DE LA CHAÎNE ALPINE

IV-1) Déformations alpines aux alentours du Pelvoux: datation des différentes phases

Une datation précise des phases de déformation est délicate à établir du fait de l'absence de sédiments syn- ou post-orogéniques

IV-1-1) Datation du chevauchement du Sirac: D2

Le jeu du chevauchement du Sirac est datable comme post-Éocène ("post-Nummulitique"). En effet, les formations du Sirac (comme celles de Clapouse-Chaillo) décalent la discordance à la base des dépôts nummulitiques [Biju-Duval, 1975]. Le jeu chevauchant du Sirac vers l'Ouest s'accompagne d'une structuration en décro-chevauchement NE-SW de la bordure des grès du Champsaur (couloir de transpression dextre du Col de Méollion - Vallon de la Selle). Les plissements sont postérieurs aux derniers dépôts dans les bassins flexuraux "nummulitiques", donc dans l'Oligocène supérieur (cf. I-4-2).

Dans notre interprétation, le chevauchement vers l'Ouest du Sirac est associé développement de la schistosité S2 de crénulation reconnue dans le massif de Morges. *Cette phase D2 est donc au plus vieux Oligocène supérieur*, et le premier jeu (D1) antérieur.

Pour Gillcrist [1988], l'orientation actuelle et la géométrie des écailles de couverture suggère que la séquence de développement des chevauchements était piggyback (c'est à dire prograde: le chevauchement le plus récent est à l'avant) et dirigée vers l'avant-pays. Dans cette hypothèse, le chevauchement du Sirac serait le plus ancien, et comme il est le plus en arrière de la structure, il donne un âge minimum post-Oligocène aux chevauchements de la zone de Morges, et donc à ceux qui les prolongent dans le massif du Pelvoux, comme celui de Valsenestre (continuité de celui de Navette). Or, le chevauchement du Sirac est le plus récent, la séquence ne peut être prograde, sauf si le Sirac est "out of sequence", et le raisonnement ci-dessus est alors caduque.

IV-1-2) Datation de D1

On ne dispose pas d'arguments directs pour dater la phase D1. Les seules conditions aux limites ne permettent pas de trancher sur une datation de la S1, anté- ou post- dépôts nummulitique. En effet, les événements de ces périodes engendrent des mouvements proches en direction. Mais son antériorité par rapport à la S2 ("strain-slip") donne déjà une limite supérieure Oligocène supérieur.

La D1 est associée au métamorphisme bas schiste vert, puisque la S1 développe l'association à chlorite, pumpelyite, muscovite et albite.

Ces schistosités des massifs Pelvoux - grandes Rousses ont été précédemment décrites dans la thèse de Gratier, Lejeune et Vergne [1973], suivant une nomenclature différente de la notre:

- leur S1 n'est pas exprimée à Morges
- leur S2 est ardoisière, généralisée. Elle est donnée pour priabonienne (40 Ma).

Elle correspond à notre S1, associée à la première phase de déformation D1 décrite sur le site de Morges.

- leur S3 de crénulation est très locale, associée au contact de socle. Elle serait liée à la surrection des massifs cristallins externes, et datée du Miocène (Tortonien, 10-15 Ma). Elle correspond à notre S2, associée à la phase D2.

Deux options se présentent pour une datation de la phase D1:

(a) la S1 est post- flyschs nummulitiques. Elle se rapporte alors à la phase méso-alpine. Elle correspond à la schistosité régionale de la zone externe. A défaut de datation dans une zone plus proche, on peut proposer pour cette phase méso-alpine un âge au minimum de 40 Ma, c'est-à-dire Éocène sup. - Oligocène, comme dans le socle du massif du Mont Blanc (recristallisations associées [Leutwein, Poty *et al*, 1970, in Vialon, 1974]).

La direction de compression associée à la S1 est Est-Ouest et non plus NE-SW. Cela est concevable: à mesure que l'intensité de la déformation (le serrage) augmente, on considère que la direction de déformation s'approche de celle de la direction de la contrainte majeure, Est-Ouest. Le jeu vers le SW s'explique par le guidage sur des failles héritées.

La S2 est alors associée aux rétro-chevauchements de la phase miocène [Tricart, 1980].

(b) la S1 est Crétacé supérieur - Eocène moyen. Cette date correspond au premier re-épaississement crustal suite à l'amincissement téthysien. Elle est cohérente avec la direction NE-SW de la compression anté-transgression nummulitique au Sud du Pelvoux.

La compression régionale majeure se réduit alors à la S2 de la phase "Sirac". La phase de rétrocharriage miocène n'est pas exprimée, mais elle est plutôt développée au Sud, vers l'Argentera.

Figure IV-1

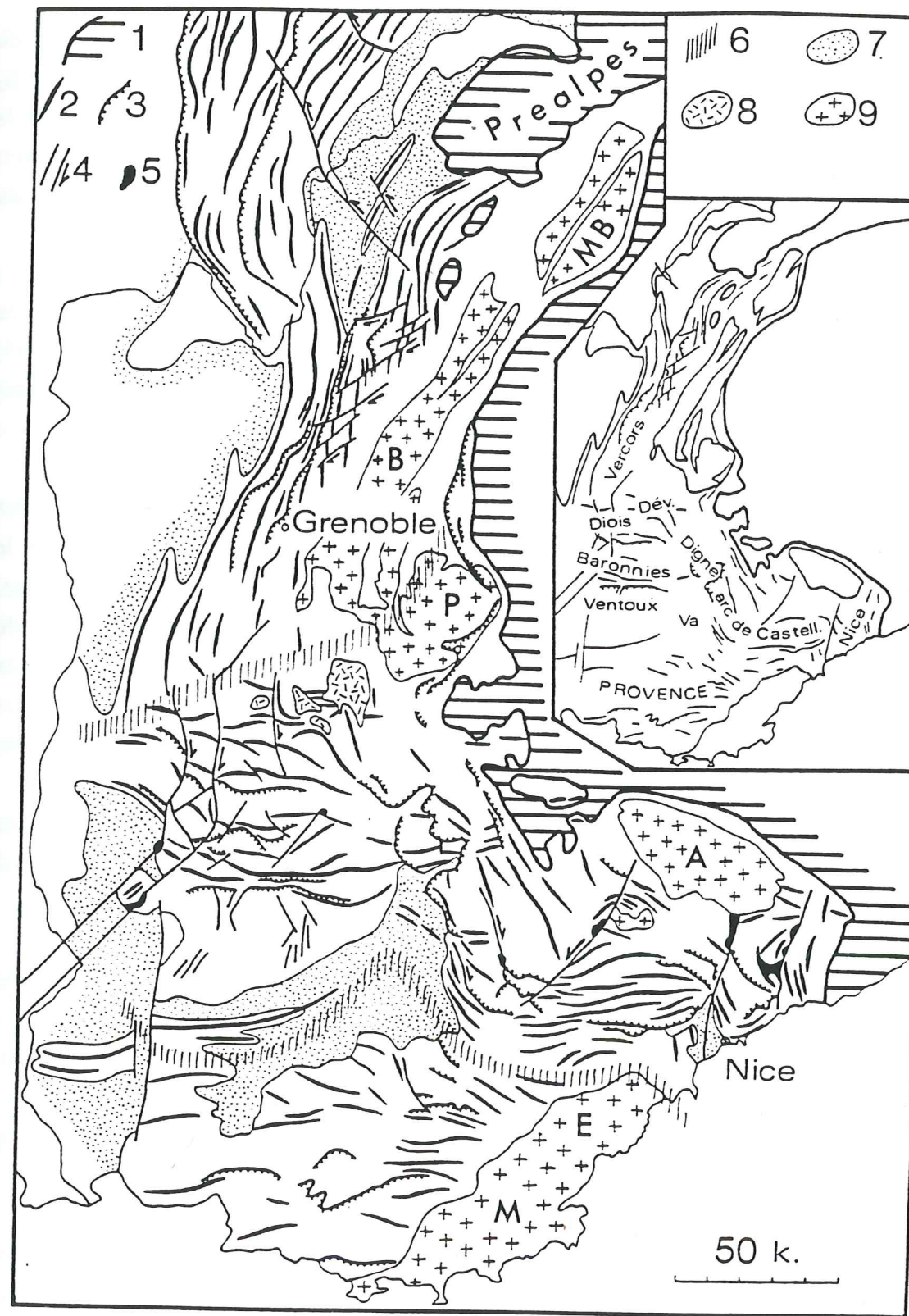


Schéma structural des chaînes subalpines (zone externe alpine) et de la Provence [Lemoine *et al*, 1972].
Structures des chaînes subalpines. 1: zones internes; 2: plis anticlinaux; 3: chevauchements; 4: failles, décrochements; 5: diapirs (gypse triasique); 6: front nord du plissement pyrénéen (Eocène, axé E-W), et front Sud du plissement alpin (Oligocène et Néogène, axé NE. N et NW); au Nord, chaînes subalpines septentrionales, affectées par le seul plissement alpin; entre les deux, chaînes subalpines méridionales avec entrecroisement des deux systèmes plissés; au Sud, chaînes provençales, plissement pyrénéen seul; 7: bassins néogènes; 8: Crétacé supérieur discordant du Dévoluy; 9: socle anté-triasique.

Des structures liées à la phase D1 sont scellées par la transgression des grès du Champsaur, au Sud de notre zone d'étude. Il s'agit par exemple des plis du Vallon (Figure II-24), et du Tourond [Le Fort, 1973; Ford, 1996]. Les isogrades du métamorphisme dans la couverture sédimentaire plissée du pli du Vallon, dont le faciès le plus élevé est SV, sont plissés. Cela indique une *antériorité de ce faciès SV par rapport aux dépôts des grès du Champsaur*.

Une comparaison avec les régions Ouest et Sud du massif du Pelvoux, par analogie de direction et de qualité de schistosité, comme le Dévoluy ou à Villard-Notre-Dame [Sue, 1995] permet d'affiner la proposition d'un âge pour la phase de déformation D1. En effet, les phases de déformations précoces sont bien calées au Sud du Pelvoux, dans les chaînons provençaux et les chaînes sub-alpines méridionales.

Les structures alpines précoces syn-schisteuses du massif du Pelvoux évoquent les structures pyrénéo-provençales de directions E-W (Figure IV-1) mises en place entre le Sénonien¹ (plissement du Dévoluy) et le Lutécien (phase paroxysmale provençale, Eocène) [Lemoine, 1972]. Celles à vergence Nord s'apparentent à celles reconnues à la bordure NE du massif [Barbier, 1963; Bravard et Gidon, 1979]. Celles à vergence SW se comparent aux structures précoces décrites au Sud du massif [Ford, 1996]. Toutes sont localement recoupées par des dépôts nummulitiques essentiellement priaboniens qui ceinturent le massif. Cette première phase D1 se rapporterait alors à la phase "pyrénéo-provençale".

Cet événement D1 se retrouve dans le Nord du Pelvoux, où le Combeynot présente des plis E-W et un chevauchement vers le Nord compatible avec le raccourcissement NNE-SSW lié à cette phase D1. On ne retrouve pas d'équivalent dans l'Embrunais.

Dans Belledonne [Lahondère, comm. pers.], au Nord du Pelvoux, la structuration alpine est représentée par des chevauchements, des failles inverses à pendage Est, et des décrochements conjugués, qui donnent une direction générale de raccourcissement, Est-Ouest. Elle est à rapprocher de la phase D2. La direction de la phase D1 de Morges (i.e. NNE-SSW) n'y est pas exprimée, tout comme la phase à vergence Nord décrite sur la pincée de la Muzelle [Sue, 1995]. Cette compression alpine précoce ne se développe donc pas jusqu'à Belledonne.

Un moyen de vérification de l'extension vers le Nord des deux phases de déformation serait l'étude des linéations d'étirement au niveau de la Meije: il y aurait rotation de la direction si les linéations sont divergentes radiales, ou deux directions si on repère deux linéations successives sécantes. Bartoli *et al* [1974] ont déjà montré un jeu de l'accident de la Meije suivant une direction N120 sur un plan moyen N80-50S, soit un décro-chevauchant horizontal dextre, compatible avec D2.

IV-1-3) Âge proposé pour les différentes phases

Après comparaison avec les régions alentours, nous proposons un âge anté- dépôts nummulitiques pour la phase D1 de déformation alpine précoce. Elle serait donc Crétacé supérieur à Eocène moyen. Cette phase s'inscrit alors dans la dynamique pyrénéo-provençale.

La D2 est mieux calée dans le temps, puisqu'un âge est fourni par la déformation des grès du Champsaur par le chevauchement du Sirac. La D2 est au plus vieux Oligocène supérieur.

IV-2) Cadre régional

Le massif du Pelvoux est affecté par plusieurs décro-chevauchements majeurs (Rappel: cf. I-3): ceux du col de la Muzelle, de Villar-Loubière, de la Meije - Olan, du Combeynot (le plus oriental). Il est bordé à l'Est par le Front Pennique et le Front Briançonnais, qui se confondent à son niveau. Le massif du Pelvoux est aussi à la jonction des directions moyennes d'héritage téthysien des MCE, NE-SW pour les septentrionaux (Belledonne, Mont Blanc) et NW-SE pour le méridional (Argentera). Ses structures majeures présentent des directions intermédiaires entre les deux, méridiennes (paléo-faille téthysienne du col d'Ornon, de la Muzelle) ou ESE-WNW (accident bordier Sud de Morges).

Dans tous les cas, les directions activées dérivent en partie de directions hercyniennes. En effet, de nombreux bassins houillers en transtension se développent au Carbonifère - Permien, créant une zone de fragilité crustale. A l'Ouest et au NW du front alpin, ces bassins permio-carbonifères s'étendent suivant une direction NE-SW [Ménard et Molnar, 1988], limités par des failles cévenoles. A l'Est de ce front, dans le Pelvoux, le jeu de ces accidents induit des failles majeures (Buchardet, Adroit) plutôt NNE-SSW.

La dynamique de ce massif est liée aux jeux de ces différents accidents majeurs (Rappel: Figure I-3). Âge et cinématique sont disponibles dans la littérature pour certains accidents:

(i) Le front des nappes internes métamorphiques (*Front Pennique* ou *chevauchement briançonnais frontal* (CBF) suivant la transversale) aurait joué au niveau du Pelvoux en chevauchement vers l'WSW entre 25 et 10-12 Ma, et en décrochement dextre après [Ménard, 1988]. Actuellement, ce front fonctionnerait en décrochement dextre au Nord et en chevauchement au Sud de l'arc alpin occidental [Seward et Mancktelow, 1994]. Pour d'autres auteurs, le jeu est dextre tout le long du FP au Plio-quatenaire [Fréchet et Pavoni, 1979, in Madeddu, 1996], le CBF présentant un re-jeu dextre distensif post-Oligocène [Tricart *et al*, 1986].

(ii) Beach [1981] décrit pour le chevauchement du *Combeynot* (au NW du Pelvoux) les mêmes directions de transport, du NE au SW, que celles du chevauchement la Meije - Olan. Un âge pré-Priabonien est donné pour ce chevauchement du Combeynot.

(iii) Des datations K/Ar [Demeulemeester, 1982] ont fourni un âge entre 130 et 90 Ma (Crétacé inférieur) pour un des jeux du *décro-chevauchement de la Meije*, probablement extensif. Le granite du Bourg (130 ± 8 Ma, K/Ar) donne un âge proche, puisque l'accident Meije - Olan y créé de véritables chlorites. Gidon [1979] propose un âge anté-Nummulitique pour un jeu en chevauchement. Ce décro-chevauchement est repris à l'alpin à l'Oligo-Miocène: une étroite bande mylonitique montre de légers rejeux cassants lors des phases de serrages E-W postérieurs aux dépôts nummulitiques. Une estimation de 35 km de déplacement sur le chevauchement de la Meije est proposé par Beach [1981]. Il se base sur une orientation de déplacement du NE vers le SW, le long d'un niveau de décollement socle / couverture penté de 30 à 40° vers le NE. Cela est compatible avec l'évaluation du raccourcissement de la couverture déduit par le dépliage d'une coupe de cet auteur dans cette zone.

(iv) La faille d'Après-les-Corps montre un premier mouvement N-S senestre précoce et un second jeu dextre - chevauchant, tardif, correspondant à un serrage E-W. Les auteurs [Gidon, 1979] rattachent le premier jeu au Nummulitique et proposent un âge néogène pour le second.

(v) Au Sud du Pelvoux, dans les chaînes subalpines méridionales, la *nappe de Digne* montre un déplacement vers le SSW (N30) daté du Mio - quaternaire, consécutif à "une poussée arrière" [Faucher *et al*, 1988]. Des mouvements E-W postérieurs sont attribués à un glissement épiglyptique, parfois gravitaire, de la nappe. Le front de charriage que constitue sa bordure Ouest, orientée NNW-SSE, serait une rampe latérale dextre [Gidon et Pairis, 1986]. Actuellement, les études sismologiques donne une direction des axes de pression P proche de N-S [Madeddu *et al*, 1996].

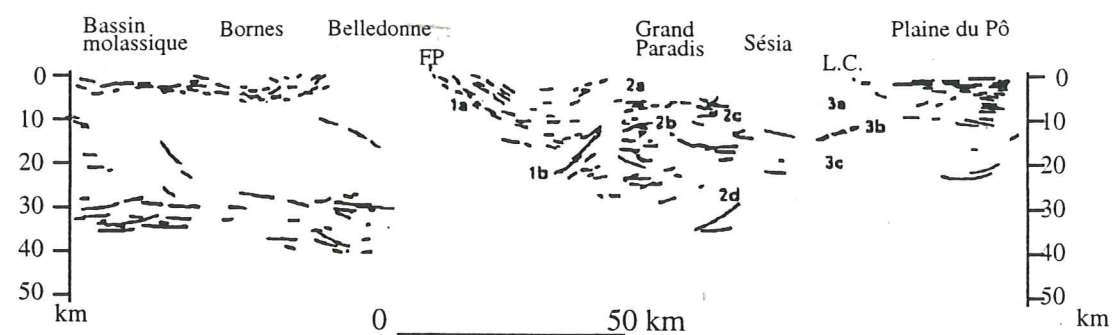
(vi) La *nappe de l'Autapie*, olistostrome qui clot la sédimentation nummulitique, se met en place au Priabonien (Eocène sup., 43 - 37 Ma), suivi de peu par la *nappe du Parpaillon* (Stampien, Oligocène inf., 37 - 29 Ma). Le chevauchement de la nappe de Parpaillon sur le grès du Champsaur est clairement vers le NW. L'épaisseur de cette nappe n'est pas très importante: la nappe du Parpaillon fait actuellement un kilomètre d'épaisseur, et la déformation interne est faible, uniquement par pression-dissolution [Merle, comm. pers.]. La nappe de l'Autapie n'était guère plus épaisse. Le Briançonnais chevauche l'arrière de la nappe du Parpaillon dans la région de St Clément, ce qui indique que la mise en place de ces nappes est antérieure à notre phase de raccourcissement D2.

IV-3) Prolongements des accidents sur une coupe à l'échelle crustale

Les données manquent pour établir une *coupe à l'échelle crustale*. On peut tout au plus s'inspirer sur les coupes construites à partir du profil sismique *ECORS*, bien plus au Nord [Caby *et al*, 1977; Malavieille *et al*, 1984; Ménard et Thouvenot, 1987; Le Pichon *et al*, 1988; Vialon *et al*, 1989; Vialon, 1990; Ménard et Rochette, 1992; Favre et Stampfli, 1992; Avigad *et al*, 1993; Baudin et Marquer, 1994]. Les accidents se brancheraient alors (en s'horizontalisant) vers 20 km sur le réflecteur attribué à la base de la croûte supérieure (*Figure IV-2*). La principale hypothèse de construction de ces coupes, équilibrées pour le chevauchement crustal des MCE du Burdigalien à l'actuel, est qu'il existe des blocs basculés dans les 5-10 km supérieurs de la croûte. Cette profondeur est déduite par analogie avec les marges passives non déformées.

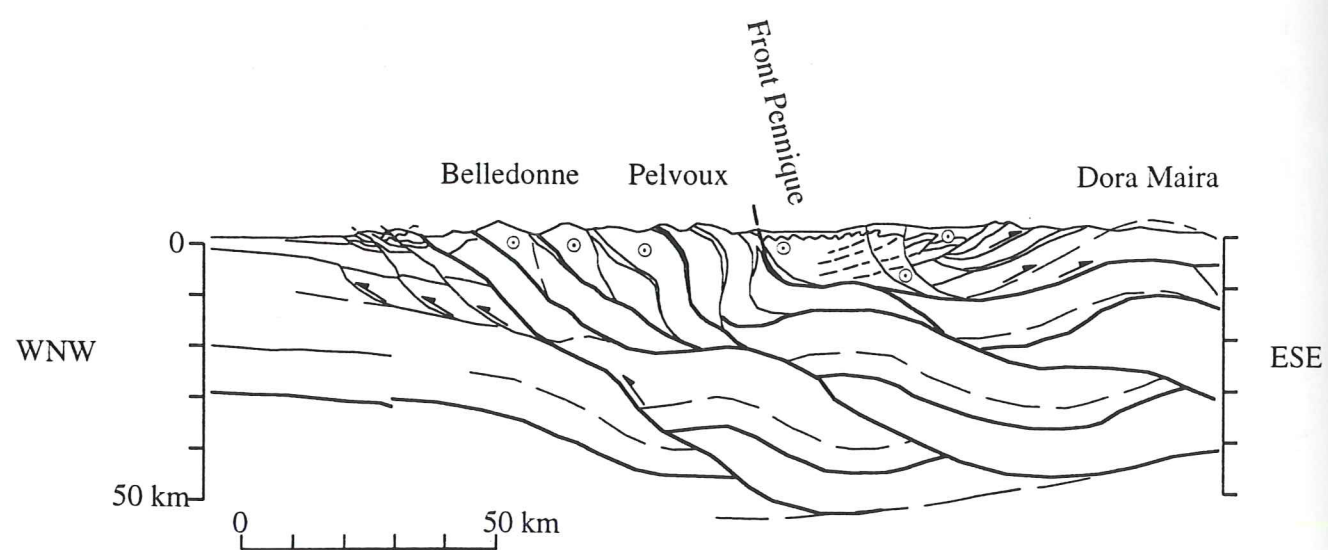
Le niveau de détachement crustal, où s'horizontalisent les failles de bordure de blocs, est situé à une vingtaine de km d'après Molnar [1988, in Vialon, 1990]. Cela peut se justifier par la présence d'une zone à faible vitesse sismique [Ménard, 1979].

La profondeur à laquelle s'horizontalisent les failles reste d'autant plus hypothétique que le Pelvoux est actuellement asismique.

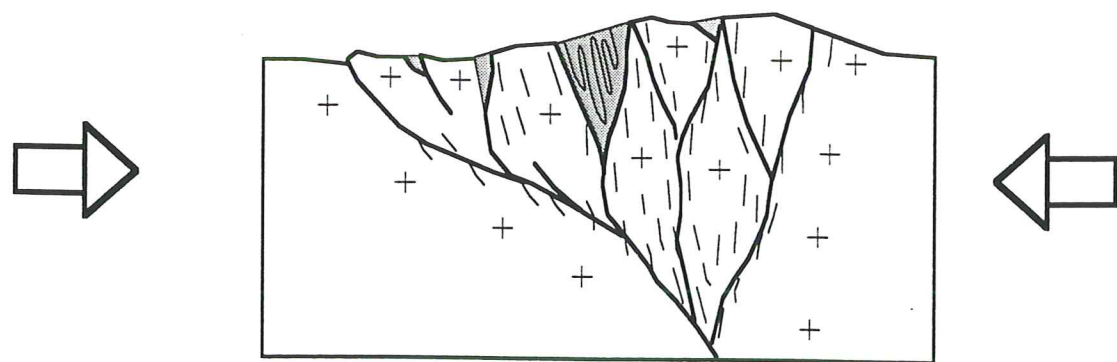


(a) Profil ECORS (pointé sismique migré, coupe profondeur), d'après Tardy et al [1990], rappel de la figure II-35.

L.C.: ligne du Cavanèse, FP: Front pennique.



(b) Coupe équilibrée à l'échelle crustale, d'après Ménard et Thouvenot [1987] (rappel de la figure II-35)



(c) Déformation progressive du socle (extrait de la figure II-34): une schistosité se développe le long des paléo-failles inversées. La foliation est préservée au cœur des amygdales de socle.

IV-4) Géodynamique régionale

IV-4-1) Dynamique du Sud-Pelvoux: rappel des résultats

La structuration du Sud-Pelvoux est induite par un raccourcissement NE-SW à N-S pyrénéo-provençal, donc d'âge Crétacé supérieur à Eocène moyen, suivi d'un jeu vers l'Ouest au plus vieux Oligocène supérieur [Lazarre *et al*, 1996].

La tectonique en compression alpine a été en grande partie contrôlée par le pré-découpage du socle. Elle entraîne la réactivation des failles téthysiennes, et de certaines failles hercyniennes. Une partie du raccourcissement est absorbée par l'inversion de ces structures.

Les accidents WNW-ESE qui limitent le massif de l'Aiguille de Morges sont dans le prolongement de décro-chevauchements majeurs NE-SW à N-S du Nord et centre Pelvoux. Le fonctionnement conjugué de ces chevauchements amène à un poinçonnement au niveau de leur raccordement, c'est-à-dire une tectonique de décrochement dextre au flanc et du chevauchement vers le Sud au front lors de la première phase de compression D1. Des zones mylonitiques méridiennes hercyniennes accommodent en décrochements dextres ce déplacement D1.

Par extension, on envisage au niveau de l'ensemble du Pelvoux d'importants jeux décrochants alpins de blocs, suivant un réseau d'accidents hérités de l'orogénèse hercynienne et de l'extension téthysienne, alors que le massif devient lui-même chevauchant. Les chevauchements réactivent des blocs basculés hérités du rifting téthysien, ce qui entraîne un redressement des structures [Ménard, 1988]. L'orientation des blocs basculés décrit dans Morges s'accorde avec la paléogéographie décrite par Barféty [1988] pour l'anté-Toarcien, c'est-à-dire une sédimentation de part et d'autre d'un axe de direction E-W qui traduit une flexure majeure de même axe.

L'actuelle culmination tectonique du massif du Pelvoux serait dû à un empilement d'écaillés de socle pendant une phase précoce de déformation alpine (D1). Cet épaissement est d'autant plus marqué que l'amincissement est faible au Lias - Dogger. Ce re-épaississement est précoce, Crétacé sup. à Éocène moyen. Cette culmination peut s'expliquer en partie comme la réaction isostatique à un épaissement du massif par écrasement perpendiculairement aux structures lors de la phase de déformation alpine D2 oligocène ; en effet, de principaux accidents pelvousiens sont des failles méridiennes raides, et cette phase de raccourcissement est E-W. Elle entraîne aussi des jeux sur les chevauchements d'avant-pays (depuis le Miocène).

IV-4-2) Intégration aux modèles

L'existence de phases de déformation anté-nummulitiques comme D1 exclue le modèle mono-directionnel (type Malavieille), trop simple. Elle retarde la mise en place du modèle par poinçonnement jusqu'après le Crétacé.

Les résultats acquis au niveau du massif de Morges apportent de nouvelles *contraintes pour les modèles géodynamiques alpins*:

(a) La reconnaissance d'une phase D1 anté-Nummulitique a plusieurs implications:

- Elle permet d'étendre au cœur du massif du Pelvoux la phase pyrénéo-provençale reconnue à ses bordures Sud (Champsaur) et Nord (Aiguilles d'Arves).

- Elle met en évidence les modalités de l'implication du socle dans l'épaississement crustal régional: le socle se déforme suivant de large plis, dans des conditions à la limite du fragile - ductile.

- Les linéations d'étirement NE-SW de la phase D1 ne s'intègrent pas dans le modèle géodynamique général proposé par Butler *et al* [1986] (Figure IV-3-a) si l'on considère que la D1 est datée de l'anté-Nummulitique. Elles ne s'intégreraient à une divergence latérale du système de chevauchement SW dirigé vers le SW (dit système de chevauchement B, par opposition au A de Belledonne, dirigé vers le WNW) que si elles étaient post-nummulitiques. Les linéations d'étirement D2 d'orientation E-W ne trouvent pas place dans ce modèle.

(b) Le jeu vers l'Ouest lié à la phase D2 post-Eocène permet de préciser certains résultats:

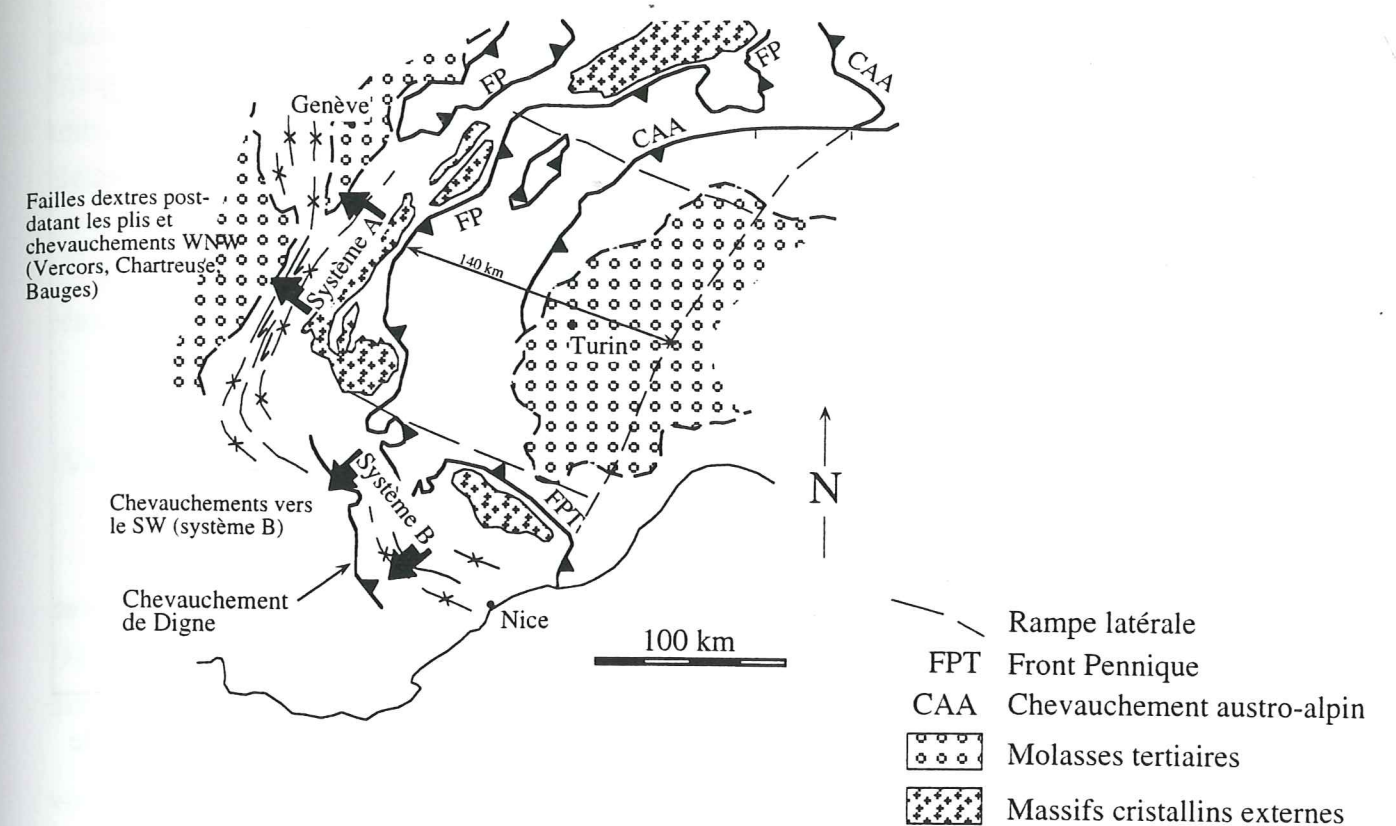
- Le jeu vers l'Ouest se retrouve plus loin vers le Sud que considéré jusqu'alors (rappel: Figure IV-1). Pour le modèle par rotation, cela impose de repousser vers le sud de la pointe de l'indenteur pour intégrer la déformation locale de Morges au modèle (Figure IV-3-b). En effet, la position de Morges est au NW de Dormillouse. Cela la situe dans un mouvement plus E-W que NE-SW pour la rotation - translation proposée par les auteurs.

- Le déplacement reconnu au Sud en Dévoluy, Baronnies, Diois [Gratier *et al*, 1989 - Figure IV-4-a] peut être étendu vers le Nord, dans le massif du Pelvoux .

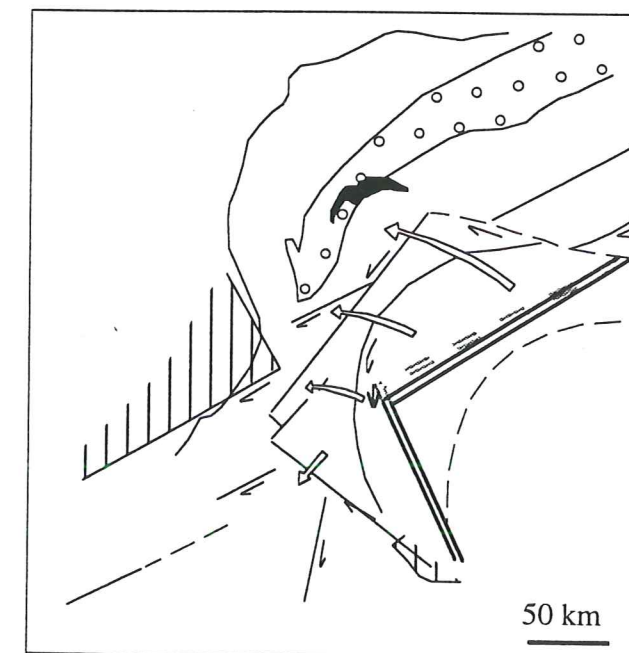
Les déformations qui affectent le sud de l'arc alpin occidental sont attribuables à l'interaction entre la géométrie de la marge passive européenne et le poinçonnement lié depuis l'Oligocène aux mouvements des plaques apulienne et africaine, et antérieurement aux mouvements de l'Ibérie.

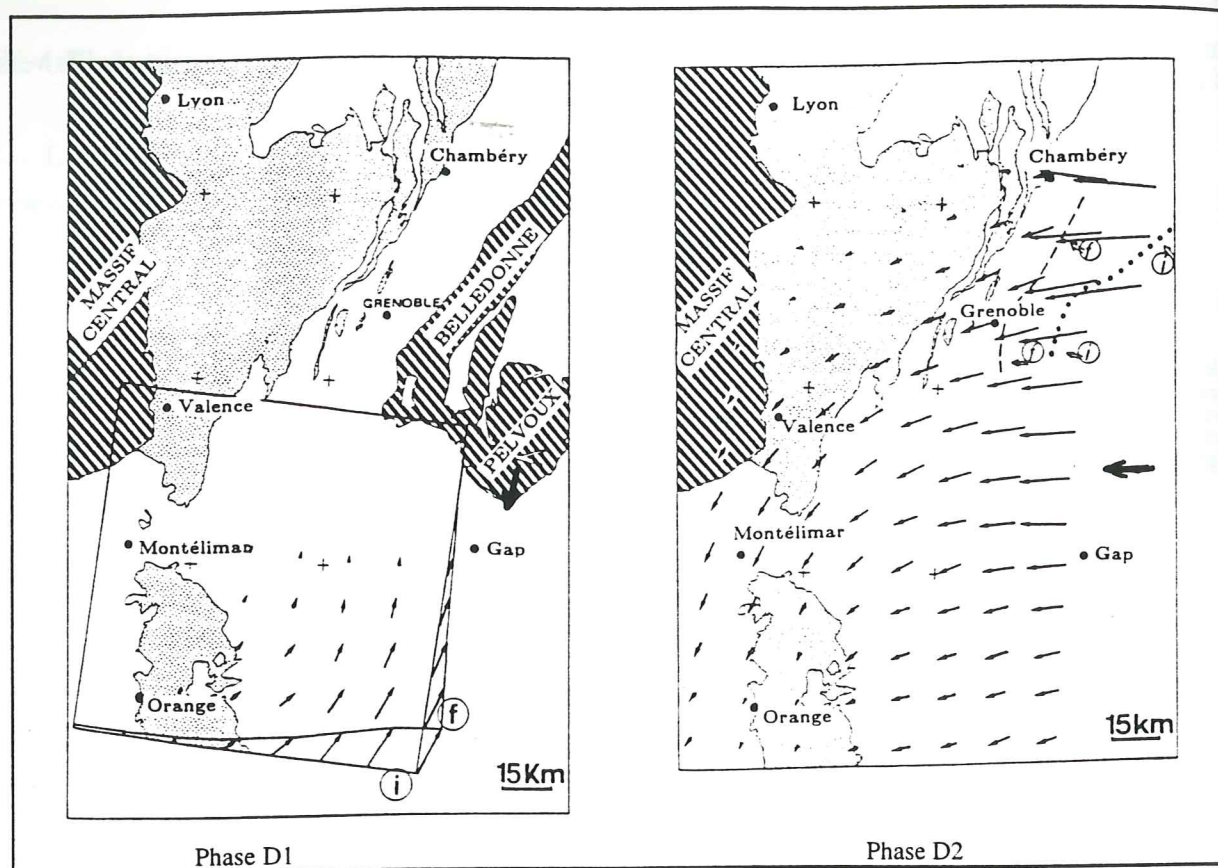
Figure IV-3

(a) Carte de restauration des positions des chevauchements vers le NW et des chevauchements tardifs vers le SW dans les Alpes occidentales, d'après Butler *et al* [1986].

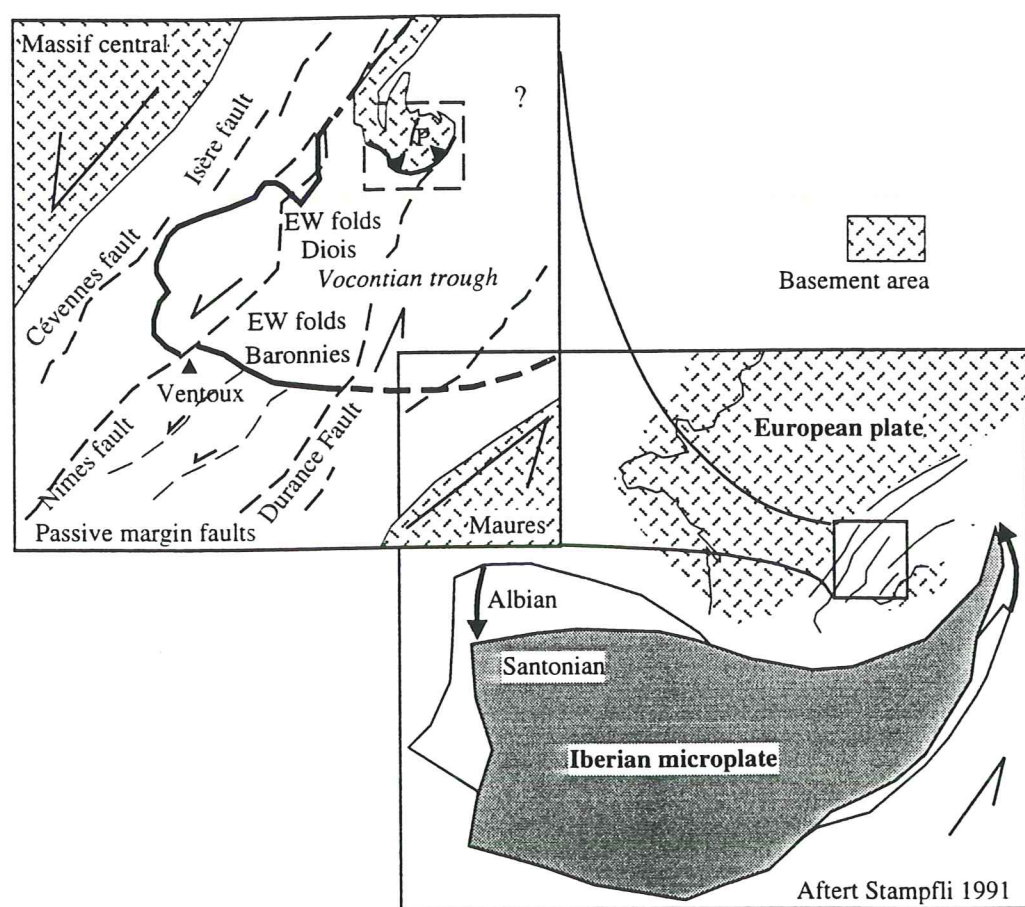


(b) Abaissement du coin de l'indenteur apulien d'une dizaine de kilomètres vers le Sud, de manière à intégrer le jeu vers l'Ouest reconnu dans le massif de Morges. En gris pointillé, le contour proposé dans le schéma d'après Gidon [1974], Ménard [1988] ou Vialon [1990] (cf. figure I-11), et en noir le contour modifié.





(a) Déplacements au Sud du Pelvoux [Gratier, 1989]. Les flèches en trait gras marquent les directions de déplacement dans notre zone d'étude.



(b) Modèle géodynamique pour l'anté-nummulitique [Ford, 1996].

Pour la période post-Eocène, nos données s'intègrent bien au modèle par rotation - expulsion, si l'on abaisse la pointe de l'indenteur d'une dizaine de kilomètre vers le Sud.

Pour l'anté-Nummulitique, le modèle proposé par M. Ford [1996] (Figure IV-4-b) est plausible. Le Pelvoux appartient à une zone décrochante senestre régionale NE-SW, qui aurait fonctionné du Crétacé sup. au Tertiaire, suivant un réseau de failles essentiellement téthysiennes. Cette dynamique est liée au mouvement de l'Iberie. Cela expliquerait que Belledonne soit épargnée par la phase pyrénéo-provençale.

Dans les deux cas, le réseau de failles antérieures (téthysiennes et hercyniennes) est réactivé.

IV-4-3) Schéma géodynamique régional

Les différentes phases déterminées dans le Pelvoux lors de l'orogénèse alpine permettent de construire un schéma tectonique régional (Figure IV-5). Celui-ci présente les deux phases D1 et D2, anté- et post- nummulitiques. Des compléments à notre étude ont été fournis par diverses publications, citées dans le cours de ce mémoire.

Les accidents ayant joué lors de la phase D1 sont figurés en rouge sur la figure, ou en violet lorsqu'ils ont joué lors de D2. Les chevauchements clairement identifiés dans la littérature comme anté-nummulitiques ont un figuré spécifique, en batonnets noirs. Les accidents ayant joué lors de la phase D2 sont figurés en bleu ou en violet.

La phase de déformation D1 se traduit par

- des chevauchements vers le S à SW sur les failles grossièrement E-W
- un jeu dextre de failles méridiennes
- un jeu dextre - inverse de failles NW-SE.

La phase de déformation D2 se traduit par

- des chevauchements vers l'W à NW, parfois SW, et un jeu inverse des failles méridiennes
- un jeu décrochant de failles NW-SE ou NE-SW

Le jeu décrochant alpin peut entraîner une "blastomylonitisation" forte des accidents, sur une largeur importante (500 m pour une des failles de Lanchatra [Bartoli *et al*, 1974] ou pour la bande Buchardet - Val Estrèche).

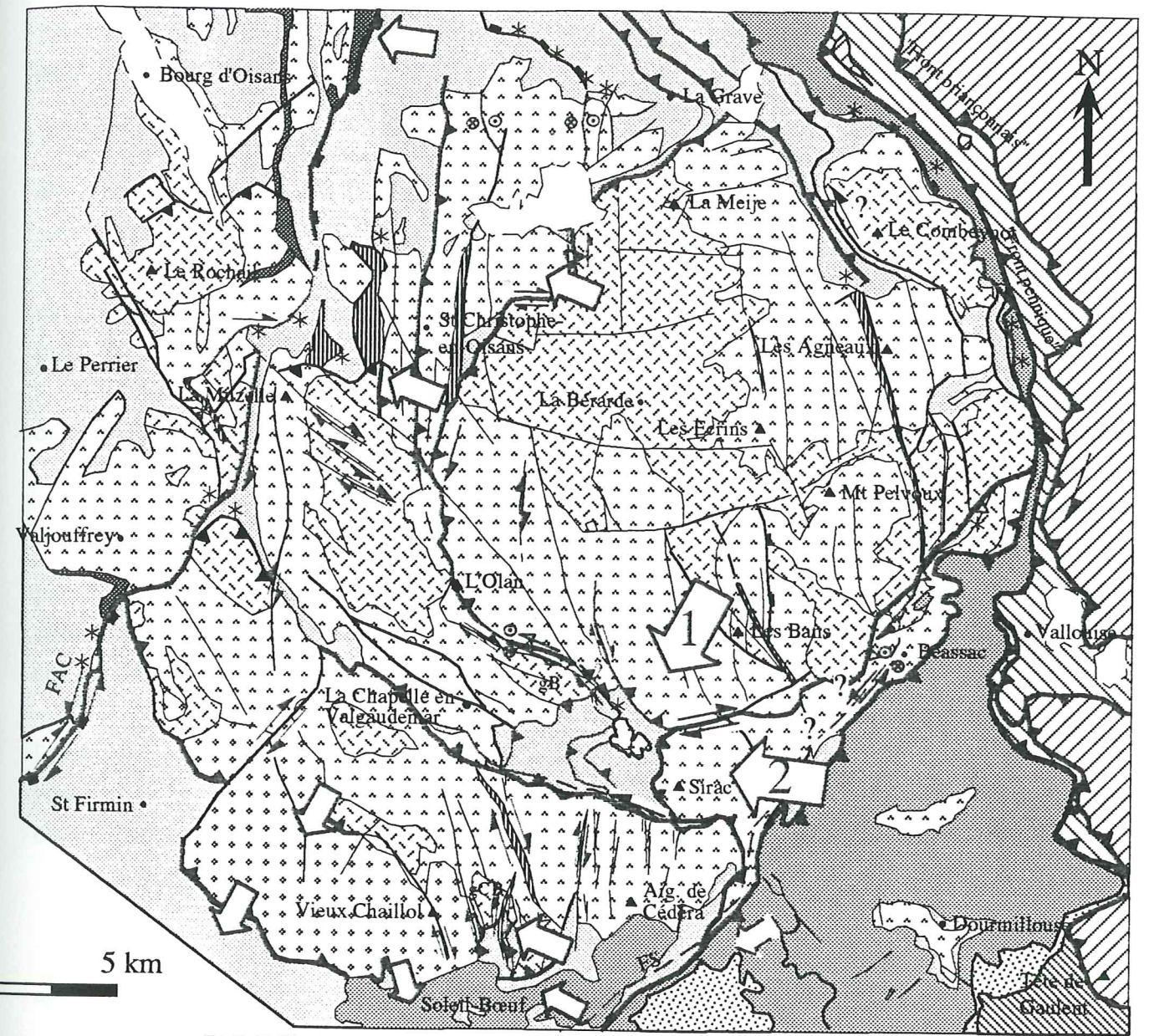
Les différentes phases déterminées dans le Pelvoux peuvent être intégrées dans un scénario géodynamique régional

(a) pour la phase D1, le Front Pennique est trop en arrière du Crétacé supérieur à

l'Eocène moyen pour avoir une influence, même si, d'après Ménard [1988], les nappes métamorphiques dépassaient largement le Pelvoux vers l'Ouest. Par contre, elle s'intègre bien dans la dynamique pyrénéo-provençale, où un raccourcissement Nord-Sud se propage loin au Nord. Il est induit par le mouvement de l'Ibérie [Olivet, 1996]. La D1 de direction de compression N30 trouvée dans Morges est intermédiaire en direction entre les directions NE-SW à l'Ouest et NNE-SSE plus à l'Est décrits par M. Ford [1996] dans le Sud Pelvoux.

(b) la phase D2 peut s'interpréter comme résultant de la combinaison de jeux de failles N50 en partie héritées de l'orogénèse hercynienne, de jeu décrochant senestre sur les failles E-W et de chevauchement vers l'Ouest (Meije, Belledonne). Par exemple, le Sirac glisse suivant un mouvement senestre le long d'un accident NE-SW, le "hiatus Sud-pelvousien" de Vialon [1974]. Dans le secteur, cet accident est représenté par la faille de la Selle, c'est-à-dire la limite de transgression du flysch priabonien - oligocène inférieur sur le socle émergé du Pelvoux. Cet accident fonctionne donc à l'Oligocène supérieur. Cette bordure est redressée lors de la D2. Une zone de transfert limiterait donc le massif du Pelvoux au SE, réutilisant les discontinuités NE-SW (large shear zone verticale ou rampe latérale) [Vialon, 1990]. Dans l'hypothèse de Ménard [1988], cette phase D2 est liée au jeu décrochant dextre du FP et du chevauchement contemporain des MCE.

Figure IV-5
Schéma tectonique régional



FAC: Faille d'Après-les-Corps, FS: Faille de la Selle, gB: granite du Bourg, gCB: granite de Colle Blanche

ZONES EXTERNES

- Orthogneiss, gneiss migmatitiques, amphibolites
- Unité du Vieux Chaillol
- Granite tardi-hercynien
- Mylonite alpine
- Couverture nummulitique et son olistostrome sommital
- Couverture mésozoïque
- Couverture stéphano-permienne

ZONES INTERNES

- Zone subbriançonnaise (unité de Vallouise)
- Zone briançonnaise
- Nappes du flysch à helminthoïdes et leurs écailles basales d'origine interne

* Olistolithes

Terrains glissés

DÉFORMATION ALPINE D'ÂGE INDÉTERMINÉ

- Chevauchements
- Décrochements
- Failles alpines majeures
- Failles téthysiennes reprises à l'alpin
- Autres failles

DÉFORMATION POST-NUMMULITIQUE

- Chevauchements
- Décrochements

DÉFORMATION ANTE-NUMMULITIQUE

Chevauchements anté-nummulitiques

Direction de raccourcissement

- Episode de déformation D1
- Episode de déformation D2
- Episodes de déformation D1 et D2

IV-5) Conclusion sur l'intégration des résultats à l'échelle du Pelvoux et de la chaîne alpine

La structuration du Sud-Pelvoux est induite par un raccourcissement NE-SW à N-S suivi d'un raccourcissement vers l'Ouest. Ces deux phases de déformations sont illustrées par le schéma tectonique régional (Figures IV-5 et 6).

Après comparaison avec les régions alentours, nous proposons un âge anté- dépôts nummulitiques (Crétacé supérieur à Eocène moyen) pour la phase D1 de déformation alpine précoce. Cette phase s'inscrit alors dans la dynamique pyrénéo-provençale.

La phase D2 est post- dépôts nummulitiques, au plus vieux Oligocène supérieur. Cette datation ne contredit pas les âges jusqu'ici proposés.

Dans la zone étudiée, la tectonique en compression alpine a été en grande partie contrôlée par le pré-découpage du socle. Elle a entraîné la réactivation des failles téthysiennes, et de certaines failles hercyniennes. Une partie du raccourcissement a été absorbée par l'inversion de ces structures.

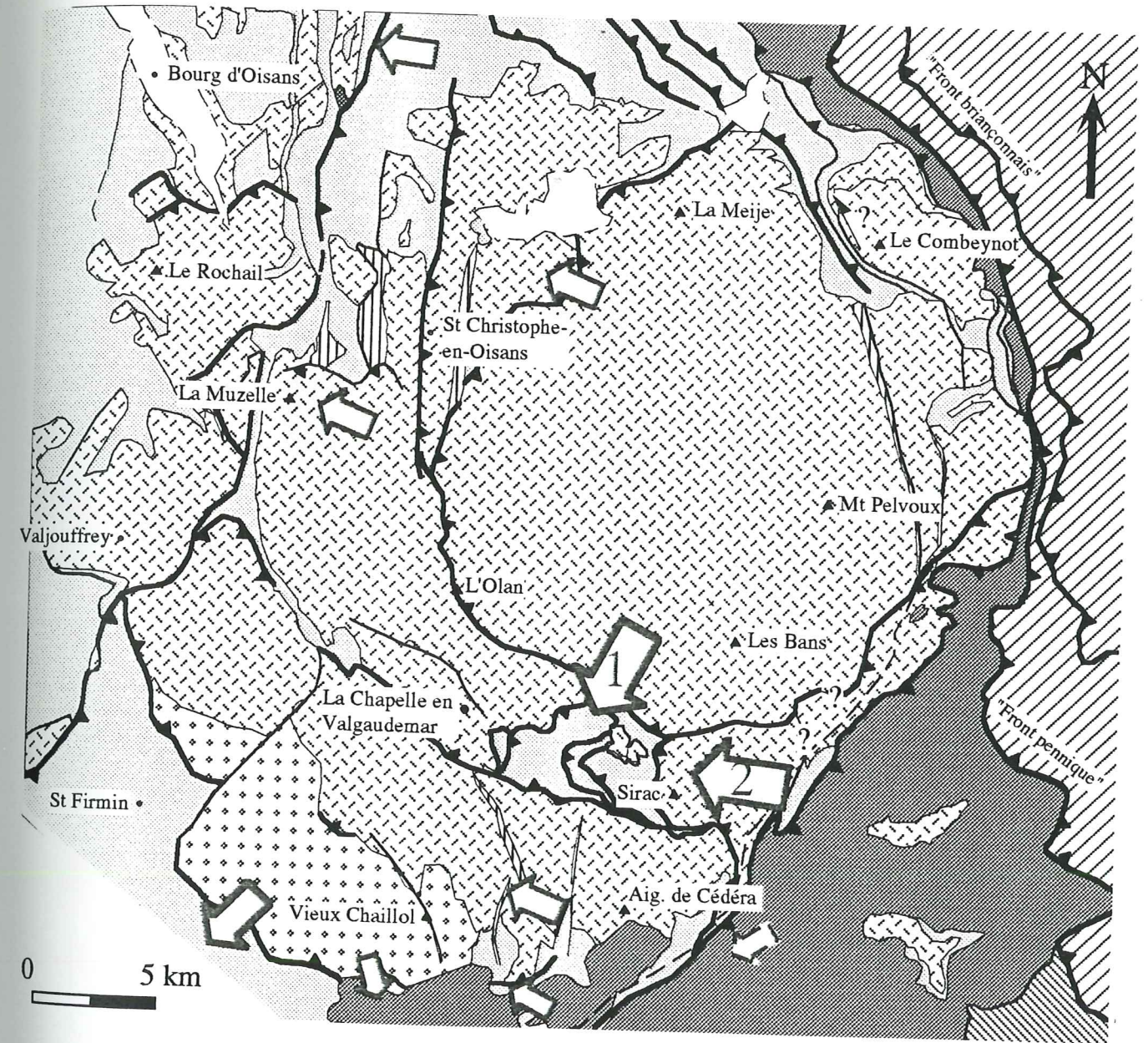
Par extension, on envisage que l'ensemble du massif du Pelvoux ait réagi lors de l'orogénèse alpine par d'importants jeux décrochants, suivant un réseau d'accidents hérités de l'orogénèse hercynienne et de l'extension téthysienne, alors que le massif devient lui-même chevauchant.

Les résultats acquis sur les phases de déformations alpines D1 et D2 du Sud-Pelvoux apportent de nouvelles contraintes pour les modèles géodynamiques alpins.






La reconnaissance d'une phase D1 anté-Nummulitique au niveau du massif de Morges permet d'étendre au cœur du massif du Pelvoux la phase pyrénéo-provençale reconnue à ses bordures Sud (Dévoluy) et Nord (Aiguilles d'Arves). Le socle se déforme lors de cette phase suivant de large plis, dans des conditions à la limite du fragile - ductile.

Si l'on retient le modèle par rotation - expulsion, nos données pour la période post-Nummulitique (D2) conduisent à abaisser la pointe de l'indenteur d'une dizaine de kilomètre vers le Sud.




Figure IV-6
Schéma tectonique régional, simplifié par rapport à la figure IV-5








ZONES EXTERNES

-  Socle cristallin
-  Unité du Vieux Chaillol
-  Mylonite alpine
-  Couverture nummulitique
-  Couverture mésozoïque et stéphano-permienne

ZONES INTERNES

-  Zones subbriançonnaise et briançonnaise
-  Nappes du flysch à helminthoïdes
-  Terrains glissés

-  Chevauchements
-  Failles alpines majeures
-  Direction de raccourcissement
-  Episode de déformation D1
-  Episode de déformation D2

Le premier chapitre de ce livre est consacré à l'étude de la géologie de la région de la Vallée de la Seine, en particulier de la région de Paris. On y trouve une description détaillée des formations géologiques, de leur âge et de leur composition. Les auteurs ont effectué de nombreuses recherches de terrain et ont recueilli de nombreux échantillons qui ont été analysés en laboratoire. Les résultats de ces analyses sont présentés dans ce chapitre, ainsi que les conclusions auxquelles ils ont abouti.

AVANT
PROLOGUE

VI CONCLUSIONS

Les conclusions de ce travail sont les suivantes :
1. La région de la Vallée de la Seine est constituée de formations géologiques très diverses, qui ont été déposées à différentes époques de l'histoire de la Terre.
2. Les formations les plus anciennes sont les schistes et les grès du Jurassique, qui ont été déposés il y a environ 150 millions d'années.
3. Les formations les plus récentes sont les sables et les argiles du Quaternaire, qui ont été déposés il y a moins de 100 000 ans.

Le travail effectué pendant ces dernières années a permis de mieux connaître la géologie de la région de la Vallée de la Seine, et de préciser l'âge et la composition des formations géologiques. Ces connaissances sont essentielles pour comprendre l'évolution de la région et pour évaluer les ressources géologiques qui y sont disponibles.

CONCLUSIONS

CONCLUSIONS

Les conclusions de ce travail sont les suivantes :
1. La région de la Vallée de la Seine est constituée de formations géologiques très diverses, qui ont été déposées à différentes époques de l'histoire de la Terre.
2. Les formations les plus anciennes sont les schistes et les grès du Jurassique, qui ont été déposés il y a environ 150 millions d'années.
3. Les formations les plus récentes sont les sables et les argiles du Quaternaire, qui ont été déposés il y a moins de 100 000 ans.

Le travail effectué pendant ces dernières années a permis de mieux connaître la géologie de la région de la Vallée de la Seine, et de préciser l'âge et la composition des formations géologiques. Ces connaissances sont essentielles pour comprendre l'évolution de la région et pour évaluer les ressources géologiques qui y sont disponibles.

Les conclusions de ce travail sont les suivantes :
1. La région de la Vallée de la Seine est constituée de formations géologiques très diverses, qui ont été déposées à différentes époques de l'histoire de la Terre.
2. Les formations les plus anciennes sont les schistes et les grès du Jurassique, qui ont été déposés il y a environ 150 millions d'années.
3. Les formations les plus récentes sont les sables et les argiles du Quaternaire, qui ont été déposés il y a moins de 100 000 ans.

Le travail effectué pendant ces dernières années a permis de mieux connaître la géologie de la région de la Vallée de la Seine, et de préciser l'âge et la composition des formations géologiques. Ces connaissances sont essentielles pour comprendre l'évolution de la région et pour évaluer les ressources géologiques qui y sont disponibles.

V) CONCLUSIONS

L'incorporation dans une chaîne de collision de différents terrains en fonction de leur lithologie et de leur structuration antérieure est une question majeure. Des éléments de réponse peuvent être fournis par l'analyse géométrique et cinématique des déformations dans le socle et la couverture. En effet, l'interface socle - couverture est dans les Alpes un **marqueur de la déformation finie à l'échelle orogénique**: il enregistre par sa géométrie l'évolution depuis la fin de l'orogène hercynienne jusqu'à l'actuelle orogénèse alpine.

Le massif du Pelvoux (Alpes occidentales, France) appartient aux Massifs Cristallins Externes. Il dérive donc de la **paléo-marge passive téthysienne**. C'est un site privilégié d'étude de structures superposées. On y trouve en effet traces d'événements extensifs liés au rifting téthysien, puis compressifs, liés à l'orogénèse alpine. Les accidents pelvousiens montrent donc pour beaucoup des phénomènes d'**inversion tectonique**. En particulier, les massifs de l'Aiguille de Morges, du Puy des Pourroys et du Vallon sont des pincées de couverture mésozoïque dans le socle cristallin du massif du Pelvoux. Ils permettent donc une étude des relations entre le socle et sa couverture.

V-1) Au plan régional

Les analyses géométriques et cinématiques des structures montrent l'existence de **deux phases de déformation dans l'histoire tectonique régionale alpine**. Un calage dans le temps est proposé, par comparaison avec les régions environnantes:

- la phase D1 est cohérente avec le raccourcissement pyrénéo-provençal, elle serait donc du Crétacé supérieur - Eocène inférieur. C'est la première fois que cette phase est décrite au cœur du massif du Pelvoux.

- La phase D2 est au plus vieux oligocène supérieur. Elle s'intègre au **modèle géodynamique** par rotation - expulsion convient si l'on abaisse la pointe de l'indenteur d'une dizaine de kilomètres vers le Sud.

Lors les deux phases, le réseau de failles antérieures, téthysiennes et hercyniennes, est réactivé.

Dans notre zone d'étude, le socle comme la couverture sont fortement chloritisés. De large plis de socle ont été observés. Ils sont rattachable à la phase D1 observée dans la couverture.

L'assemblage métamorphique chlorite + pumpellyite + muscovite est développé dans les plans de schistosité alpine du socle. Cette schistosité transpose la foliation hercynienne à biotite. Cet assemblage métamorphique correspond à des conditions de température de 300 à 400°C et de pression de 2 à 4 kbars. Nous rattachons cette association minéralogique à la première phase de déformation (D1) reconnue dans le SW du Pelvoux. Les nappes sources de la pression ne sont pas connues.

Une hypothèse géométrique récente propose pour le massif de Morges une structuration en plat et rampe suivant des chevauchements s'aplatissant en profondeur. Les résultats de l'étude structurale, en carte et en coupe, et de l'étude cinématique nous font plutôt penser que les accidents qui structurent le massif sont plutôt des accidents raides. Pour tester cette hypothèse, un **modèle géométrique 3D** a été construit avec le modèleur surfacique STRIM.

Le massif de l'Aiguille de Morges, par son dénivelé naturel important (jusqu'à 1500 m), permet en effet une bonne acquisition de données suivant la dimension verticale. L'exploitation de cet exemple a conduit à l'élaboration d'un **protocole** de modélisation géométrique tridimensionnelle.

V-2) Au plan méthodologique

Un des apports majeurs de la construction géométrique est le test de la **cohérence** des données. En effet, le passage de la 2D à la 3D entraîne la fusion des données dans un même espace de référence. Une application immédiate de la modélisation est l'**extraction de coupes** de direction quelconque, avec une cohérence géométrique automatiquement gérée par le modèleur.

Le modèle géométrique 3D de Morges a ensuite été exploité pour un **dépliage** des surfaces obtenues. La qualité de ce dépliage est bonne, et permet de déduire un taux de raccourcissement minimum de 17 à 30% pour les écailles de couverture du massif de Morges. Les directions de déplacement obtenues lors de la restauration coïncident avec les directions des deux phases reconnues dans le massif de Morges: la direction principale est NE-SW (D1), et la direction E-W (D2) est exprimé au niveau du chevauchement du Sirac.

Une méthode de reconstruction des surfaces, à ce jour en cours de développement, a été utilisée à l'ENS de Lyon. Les résultats corroborent la géométrie des surfaces obtenues avec STRIM.

V-3) Au plan thématique

Un apport de cette étude est de montrer dans le Sud-Pelvoux une absence de cisaillement plat au profit **d'accidents verticaux**. Cette géométrie est compatible avec celle proposée suite au profil sismique ECORS pour la zone externe des Alpes. Par extension, on envisage au niveau de l'ensemble du Pelvoux d'importants **jeux décrochants alpins, accompagnés de chevauchements dans les zones ainsi séparées, suivant un réseau d'accidents raides hérités de l'orogène hercynienne et de l'extension**

téthysienne.

Le socle accommode le raccourcissement D1 par un plissement de grande amplitude, alors que la couverture développe des plis P1 de toute échelle. Ce **découplage mécanique** est en partie contrôlé par la distribution des **fluides**. Ils sont diffus dans la couverture, mais chenaillés dans le socle dans les grands accidents mylonitiques. La déformation est alors concentrée le long de ces zones de faiblesse.

**RÉFÉRENCES
BIBLIOGRAPHIQUES**

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adline G.** (1982). - Les spilites potassiques triasiques de la bordure occidentale du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises): aspect volcanologique et problèmes de carbonatation. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 117 p.
- Aprahamian J.** (1974). - La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des Massifs Cristallins Externes de Belledonne et du Pelvoux (variations et relations possibles avec des événements tectoniques et métamorphiques alpins). *Géologie alpine*, 50, p. 5-15.
- Aprahamian J.** (1988). - Cartographie du métamorphisme faible à très faible dans les Alpes françaises externes par l'utilisation de la cristallinité de l'illite. *Geodynamica acta*, 2, p. 25-32.
- Aumaître R. et Buffet G.** (1973). - Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 301 p.
- Avigad D., Chopin C., Goffé B. et Michard A.** (1993). - Tectonic model for the evolution of the Western Alps. *Geology*, 21, p. 659-662.
- Barbier R.** (1963). - La tectonique de la zone ultradauphinoise au NE du Pelvoux. *Trav. Labo. Géol. Grenoble*, 39, p. 239-246.
- Barbieri A.** (1970). - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Les granites. Aperçu sur la géochronométrie du massif. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 107 p.
- Barfety JC.** (1988). - Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône. Etude stratigraphique et géodynamique. Zone externe des Alpes occidentales françaises. Documents du BRGM, 131, 655 p. (BRGM, Orleans).
- Barfety JC., Amaudric du Chaffaut S., Gidon M., Pécher A., Roux M. et Bourseau J.** (1986). - Les terrains sédimentaires du Mont Pelvoux (zone dauphinoise, Alpes occidentales françaises): nature, âge et implications paléostratigraphiques. *C. R. Acad. Sci.*, t. 303, série II, n°6, p. 491-494.
- Barfety JC. et Gidon M.** (1990). - La tectonique alpine du massif cristallin du Taillefer (Alpes occidentales françaises): découverte de chevauchements vers le Nord. *Géologie alpine*, t. 66, p. 1-9.
- Barfety JC. et Pécher A.** (1984). - Carte géologique de St Christophe-en-Oisans à 1/50 000, éd. BRGM.
- Barfety JC., Montjuvent G., Pécher A. et Carme F.** (1988). - Carte géologique de La Mure à 1/50 000, éd. BRGM.
- Bartoli F., Pécher A. et Vialon P.** (1974). - Le chevauchement Meije-Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans (partie Nord du Haut Dauphiné cristallin). *Géologie Alpine*, 50, p. 17-26.
- Baudin T. et Marquer D.** (1994). - Comparaison des relations socle-couverture entre les zones internes et externes dans les Alpes centrales. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 74, p. 453-457.
- Beach A.** (1981). - Thrust tectonics and cover-basement relations on the northern margin of the Pelvoux massif, French Alps. *Eclogæ Geologicæ Helvetiæ*, 74, p. 471-479.
- Bernard D., Gratier JP. et Pécher A.** (1977). - Application de la microthermométrie des inclusions fluides des cristaux syncinématiques à un problème tectonique. *C.R. Somm. Soc. Géol. fr.*, 5, P.284-288.
- Biju-Duval J.** (1975). - Etude pétrologique des terrains cristallins de la région du Sirac (Sud du massif des Ecrins-Pelvoux, Haut dauphiné). Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 108 p.
- Biju-Duval B., Dercourt J. et Le Pichon X.** (1977). - From the Tethys ocean to the mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. *Intern. Symp. on the structure history of the mediterranean basins*. Biju-Duval et Montadert ed. p. 143-164.
- Bogdanoff S., Ménot RP. et Vivier G.** (1991). - Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales françaises, un fragment de la zone interne varisque. in *Les massifs cristallins anciens*, Sciences

- Bonhomme M., Buffière J., Michel R., Philibert J., Roques P. et Vialette Y.** (1963). - Age absolu du granite du massif du Rochail (secteur nord-ouest du massif du Pelvoux, Isère). C. R. Acad. Sci., 256, p. 2649-2651.
- Bonin B.** (1987). - Réflexions à propos de la répartition des granitoïdes dans les Massifs Cristallins Externes des Alpes françaises. *Géologie alpine*, 63, p. 137-149.
- Bonnaveira H. et Babarit B.** (1995). - Tectonique décrochante du massif cristallin externe du Pelvoux (vallée du Valgaudemar). Mémoire de magistère 1ère année, Univ. ENS Lyon, 29 p.
- Bouillin J.** (1995). - logiciels CanSaisie et MacCan.
- Bravard C. et Gidon M.** (1979). - La structure du revers oriental du massif du Pelvoux: observations et interprétations nouvelles. *Géologie alpine*, 55, p. 23-33.
- BRGM.** (1995). - Colloque GéoFrance 3D. Connaissance des structures et des processus géologiques du sous-sol de la France: vers un observatoire 3D de la croûte continentale. Synthèse des groupes thématiques. in : *Géologie régionale et générale.*, 247, p. 88. BRGM, CNRS-INSU, MENESRI, Orléans.
- Bürgisser J. et Ford M.** (1997). - Late stage geodynamics of an arcuate orogen as recorded by foreland basin deposits in the core of the external Alpine Alps. *EUG, Strasbourg, Terra Nova*, 9, p. 320.
- Butler R. W. H., Matthews S. J. et Parish M.** (1986). - The NW external Alpine Thrust Belt and its implications for the geometry of the Western Alpine Orogeny. in : *Publication Geological Society Special, éd., Collision Tectonics*, Coward, M. P. and Ries, A. C., London, 19, p. 245-260.
- Caby R., Kienast J. et Saliot P.** (1977). - Modèle d'évolution structurale des Alpes occidentales. *Colloques Internationaux du CNRS*, 268, "Ecologie et géologie de l'Himalaya", p. 85-92.
- Caillemer A. et Lecocq C.** (1983). - Astronomie de position, géodésie. Publication de l'IFP (Technip, Paris).
- Calcagno P., Lazarre J. et Courrioux G.** (1997). - Modélisation géométrique tridimensionnelle du massif de l'Aiguille de Morges (Alpes occidentales françaises). Note du BRGM, JB-97/26, p. 16.
- Cannic S.** (1996). - Evolution magmatique et tectono-métamorphique du substratum du domaine valaisan (complexe du Versoyen, Alpes occidentales): implications dans l'histoire alpine. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 209 p.
- Channell J. E. T., D'Argenio B. et Horvath F.** (1979). - Adria, the african promontory, in mesozoic mediterranean palaeogeography. *Earth Sc. Rev.*, 15, p. 213-292.
- Choukroune P., Ballèvre M., Cobbold P., Gauthier Y., Merle O. et Vuichard J.** (1986). - Deformation and motion in the western alpine arc. *Tectonics*, 5, p. 215-226.
- Cobbold P. R.** (1977). - Compatibility equation and the integration of finite strain in two dimensions. *Tectonophysics*, 39, p. 1-6.
- Cobbold P. R.** (1979). - Removal of finite deformation using strain trajectories. *Journal of Structural Geology*, 1, p. 67-72.
- Cowards M. et Dietrich D.** (1989). - Alpine tectonics, an overview. in *Alpine tectonics*, Coward MP, Dietrich D et Park RG, Geological Society Special Publication, Londres, 45, p. 1-29.
- Cowards M. et Ries A. C.** (1991). - Collision tectonics, by Cowards, M. P. and Ries, A. C. Geological Society Special Publication, Londres.
- Cowards M. P. et Ries A. C.** (1986). - Collision tectonics. by Cowards, M. P. and Ries, A. C. Geological Society Special Publication, Londres, 19.
- Cuenin R.** (1972). - Cartographie générale. Tome 1: notions générales et principes d'élaboration. Collection scientifique de l'IGN (Eyrolles, Paris).
- Darsonville F.** (1995). - DEA, Univ. ICPE Lyon

Debelmas J., Durozoy G., Kerckhove C., Monjuvent G., Mouterde R. et Pêcher A. (1980). Carte géologique d'Orcières à 1/50 000, Edition du BRGM.

Demeulemeester P. (1982). - Contribution à l'étude radiométrique à l'Argon et du Strontium des Massifs Cristallins Externes (Alpes françaises). Distribution cartographique des âges sur biotites et amphiboles. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 227 p.

Demeulemeester P., Roques M., Giraud P., Vivier G. et Bonhomme M. (1986). - Influence du métamorphisme alpin sur les âges isotopiques Rb/Sr et K/Ar des biotites des Massifs Cristallins Externes (Alpes françaises). *Géologie alpine*, 62, p. 31-44.

Dewey J. F., Helman M. L., Turco E., Hutton D. H. W. et Knott S. D. (1989). - Kinematics of the western Mediterranean. in *Alpine tectonics*, by Coward MP Dietrich D et Park RG, Geological Society Special Publication, Londres, 45, p. 265-283.

Dewey J. F., Pitman W. C. III, Ryan W. B. F. et Bonnet J. (1973). - Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 3137-3180.

Dumont T. (1994). - Paléotectonique et message sédimentaire sur les marges passives fossiles des chaînes alpines (Alpes occidentales, dorsale peloritaine, Carpathes occidentales). Comparaison avec un analogue actuel (marge Nord-Ouest australienne). Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Univ. Grenoble, 525 p.

Farin G. (1992). - Courbes et surfaces pour la CGAO, conception géométrique assistée par ordinateur. Edition Masson, Paris. 399 p.

Faucher T., Gidon M., Pairis J. et Mascle G. (1988). - Directions de transport au front de la nappe de Digne (chaînes subalpines méridionales). *C. R. Acad. Sci.*, 306, p. 227-230.

Favre P. et Stampfli G. (1992). - From rifting to passive margin: the examples of the Red Sea, Central Atlantic and Alpin Tethys. *Tectonophysics*, 215, p. 69-97.

Fontignie D., Delaloye M. et Vuagnat M. (1987). - Age potassium-argon de galets andésitiques des grès du Champsaur (Hautes-Alpes, France). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 67, p. 171-184.

Ford M. (1992). - The tectonic emplacement of the SW Pelvoux massif, SE France. *Géologie alpine*, 1, série spéciale résumés de colloques, p. 33.

Ford M. (1996). - Kinematics and geometry of early alpine basement-involved folds, SW Pelvoux massif, SE France. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89/1, p. 269-295.

Fréchet J. et Pavoni N. (1979). - Etude de la sismicité de la zone briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (Alpes occidentales) à l'aide d'un réseau de stations portables. *Eclogae geol. Helv.*, 72/3, p. 763-779.

Gidon M. (1974). - L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire? *C. R. Acad. Sci.*, t.278, p. 21-24.

Gidon M. (1979). - Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci.*, t.288, p. 803-806.

Gidon M. et Pairis J. (1986). - La nappe de Digne (chaînes subalpines méridionales): origine, déplacement et signification régionale. *C. R. Acad. Sci.*, 303, p. 981-984.

Gignoux M. et Moret L. (1934). - Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises. *Ann. de Géogr.*, 224, p. 337-363.

Gillcrist J. R. (1988). - Mesozoic basin development and structural inversion in the external French Alps. Thèse Univ. Imperial college, Londres, 430 p.

Goguel J. (1952). - *Traité de tectonique*. 383 p. (Masson, Paris).

Grand T. (1987). - Exemples de structures en extension et de leur influence sur les déformations postérieures dans le domaine téthysien (Bourg d'Oisans, Alpes occidentales françaises, et Trodos, Chypre). Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 244 p.

Grandjean V., Guillot S. et Pêcher A. (1996). - Un nouveau témoin de l'évolution métamorphique BP-HT post-orogénique hercynienne: l'unité de Peyre-Arguet (Haut Dauphiné). *C. R. Acad. Sci.*,

Gratier JP. et Jenatton L. (1984).— Deformation by solution-deposition, and re-equilibration of fluid inclusions in crystals depending on temperature, internal pressure and stress. *Journal of structural Geology*, 1/2, p. 189-200.

Gratier JP., Lejeune B. et Vergne J. (1973). - Étude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 289 p.

Gratier JP., Ménard G. et Arpin A. (1989). - Strain-displacement compatibility and restoration of the chaînes sub-alpines of the Western Alps. in : Coward MP Dietrich D & Park RG, éd., *Alpine tectonics*, Geol. Soc. Lond. Soc. publ., Londres, 45, p. 65-82.

Gratier JP. et Vialon P. (1980). - Deformation pattern in a heterogeneous material: folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps). *Tectonophysics*, 65, p. 151-180.

Guillier B. (1991). - Dépliage automatique de strates plissées et faillées. Application à l'équilibrage de structures naturelles. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble., 160 p.

Guillier B. et Gratier JP. (1991). - Dépliage automatique de surfaces: tests de la géométrie des strates plissées. *C. R. Acad. Sc.*, 313, 11, p. 1313-1318.

Guillier B. et Gratier JP. (1993). - Compatibility constraints on folded and faulted strata and calculation of total displacement using computational restoration (UNFOLD program). *J. Struct. Geol.*, v15, 3-5, p. 392-402.

Halbwachs Y., Courrioux G., Renaud X. et Repusseau P. (1996). - Topological and geometric characterization of fault networks using 3-dimensional generalized maps. *Mathematical geology*, 28, 5, p. 625-656.

Henry B. (1992). - Structural Implications of Paleomagnetic Data from Pelvoux-Belledonne Area (French Alps). *Tectonophysics*, 216, 3-4, p. 327-338.

Holdaway M. J. (1971). - Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagrams. *American Journal of Sciences*, 271, p. 97-131.

Hossack J. R. (1979). - The use of balanced cross-section in the calculation of orogenic contraction, a review. *Journal of Geological Society of London*, 136, p. 705-711.

Hsü K. J. (1979). - Thin-skinned plate tectonics during neo-alpine orogenesis. *American Journal of Science*, 279, p. 353-366.

Hunziker J. C., Desmons J. et Hurford A. J. (1992). - Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. Ed. *Mémoire de géologie (Lausanne)*, 13, 59.

IGN. (1988). - Champsaur - Vieux Chaillol / Parc National des Ecrins. carte topographique à 1/25 000, échelle éd. n° 3437 OT / top 25, IGN.

IGN. (1988). - Meije-Pelvoux, Parc National des Ecrins. carte topographique à 1/25 000, échelle éd. n° 3436 ET / top 25, IGN.

Ivaldi J. (1989). - Thermoluminescence et orogénèse. Les Alpes occidentales au Paléogène. Thèse 3ème cycle, Univ. Nice- Sophia Antipolis.

Kerckove C. (1963). - Schéma structural de la nappe du flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais - Ubaye. *Trav. lab. géol. Univ. Grenoble*, 39, p. 7-24.

Kerckove C. (1969). - La zone du flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye. Thèse Grenoble, *Géologie alpine*, 45.

Lambert J. H. (1772). - Anmerkungen und Zusätze zur Entwerfung der Land- und Himmelscharten. Translated and introduced by W. R. Tobler, Univ. Michigan, 1972. in : éd., *Beiträge zum gebrauch der Mathematik und deren Anwendung*, Part III, section 6, Berlin.

Langenberg W., Charlesworth H. et La Riviere A. (1987). - Computer-constructed cross-sections of the Morcles nappe. *Eclogae geol. Helv.*, 80, p.655-667.

Laubscher H.P. (1971). - The large scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its parinspatic implications. *Am. Jour. Sc.*, 271, p. 193-226.

Laubscher H.P. (1988). - Material balance in Alpine orogeny. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, p. 1313-1328.

Laurent JC. (1992). - Les épisodes magmatiques filoniens basiques du massif des Ecrins - Pelvoux entre Carbonifère et Lias. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 242 p.

Lazarre J., Tricart P., Courrioux G. et Ledru P. (1996). - Héritage téthysien et polyphasage alpin, réinterprétation tectonique du "synclinal de l'Aiguille de Morges" (Massif du Pelvoux, Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci.*, 323, p. 1051-1058.

Lazarre J., Tricart P. et Villemin T. (1994). - Extension cassante tardi-orogénique dans les schistes lustrés piémontais du Queyras (Alpes occidentales, France). *C R Acad. Sc.*, t 319, p. 1415-1421.

Le Fort P. (1970). A propos de la découverte d'un massif de granite au Bourg-en-Valgaudemar. Remarques sur trois expressions du granite du Pelvoux (Alpes françaises). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, 46, p.117-125

Le Fort P. (1973). - Géologie du Haut Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Étude pétrologique et structurale de la partie occidentale. Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy, 373 p.

Le Pichon X., Bergerat F. et Roulet M. (1988). - Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. *Geological Society of America, Special paper*, 218, p. 111-131.

Ledru P., Lardeaux JM., Santallier D., Autran A., Quenardel JM., Floc'h JP., Lerouge G., Maillet N., Marchand J. et Ploquin A. (1989). - Où sont les nappes dans le Massif Central Français? *Bull.Soc. Geol. France*, (8) V 3, p. 605-618.

Lemoine M. (1972). - Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes sub-alpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geol. Rundschau.*, 61, p. 975-1010.

Lemoine M., Bas T., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., Dumont T., Gidon M., Bourbon M., de Graciansky P., Rudkiewicz J., Megard-Galli J. et Tricart P. (1986). - The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, 3, p. 179-200.

Lemoine M., Dardeau G., Delpéch P., Dumont T., de Graciansky PC., Graham R., Jolivet L., Roberts D. et Tricart P. (1989). - Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes occidentales. *C. R. Acad. Sci.*, 309, p. 1711-1716.

Liou J. G. (1970). - Synthesis and stability relations of wairakite, $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$. *Contr. Mineral. Petrol.*, 27, p. 259-282.

Liou J. G. (1971a). - Synthesis and stability relations of prehnite, $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. *American Mineralogist*, 56, p. 507-531.

Liou J. G. (1971b). - P-T stabilities of laumontite, waikirite, lawsonite and related minerals in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Journal of Petrology*, 12, p. 379-411.

Madeddu B., Béthoux N. et Stéphane JF. (1996). - Champ de contrainte post-Pliocène et déformations récentes dans les Alpes sud-occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, p. 797-810.

Malavielle J., Lacassin R. et Mattauer M. (1984). - Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bull.Soc. Geol. France*, 27, p. 895-906.

Matte P. (1986). -La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri Atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull.Soc. Geol. France*, 8, p. 9-24.

Meckel III L. D., Ford M. et Bernoulli D. (1996). - Tectonic and sedimentary evolution of the Devoluy basin, a remnant of the Tertiary western Alpine foreland basin. *Géologie de la France*, 2, p. 3-26.

Ménard G. (1979). - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation des données géophysiques. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.

Ménard G. (1988). - Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales. Thèse d'état, Univ. Grenoble, 268 p.

Ménard G. et Molnar P. (1988). - Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province. *Nature*, 334, p. 235-237.

Ménard G. et Rochette P. (1992). - Utilisation de réaimantations post-métamorphiques pour une étude de l'évolution tectonique et thermique tardive dans les Alpes occidentales (France). *Bull. Soc. Geol. France*, 163, 4, p. 381-392.

Ménard G. et Thouvenot F. (1987). - Coupes équilibrées crustales: méthodologie et application aux Alpes occidentales. *Geodynamica acta*, 1, 1, p. 35-45.

Ménot RP. et Paquette J. (1993). - Geodynamic significance of basic and bimodal magmatism in the external domain. in *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, JF von Raumer & F Neubauer, Verlag Springer éd., p. 241-254.

Ménot RP., von Raumer J., Bogdanoff S. et Vivier G. (1994). - Variscan basement of the western Alps: the external crystalline massifs. in *Pre-Mesozoic Geology in France and related areas*, JD Keppie, p.241-254.

Merle O. et Brun J. (1984). - The curved translation path of the Parpaillon Nappe (French Alps). *Journal of Structural Geology*, 6, p. 711-719.

Mercier J. et Vergely P. (1992). - Tectonique. Géosciences, Dunod édition.

Mitra G. (1978). - Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *American Journal of Sciences*, 278, p. 1057-1084.

Molnar M. (1988). - Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics. *Nature*, London, 335, 6186, p.1319-137.

Mugnier J. et Vialon P. (1986). - Deformation and displacement of the Jura cover on its basement. *Journal of Structural Geology*, 8, p. 373-387.

N'ziengui J. (1993). - Excès d'Argon radiogénique dans les quartz des fissures tectoniques: implications pour la datation des séries métamorphiques. L'exemple de la coupe de la Romanche, Alpes Occidentales Françaises. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 209 p.

Olivet JL. (1978). - Nouveau modèle et évolution de l'Atlantique Nord et central. Thèse 3ème cycle, Paris.

Olivet JL. (1996). - La cinématique de la plaque ibérique. *BCREDP*, 20, p. 131-195.

Pécher A. (1995). - logiciel STEM-C.1.

Pécher A., Barféty JC. et Gidon M. (1992). - Structures Est-Ouest anté-nummulitiques à la bordure orientale du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises). *Géologie alpine*, 1, série spéciale résumés de colloques, p. 72-73.

Pfiffner O. A. (1993). - The structure of the helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. *J. Struc. Geol.*, 15, 3/5, p. 511-521.

Pfiffner O. A., Klaper E. M., Mayerat A. et Heitzmann P. (1990). - Structure of the basement-cover in the Swiss Alps. *Mém. Soc. géol. France*, 156, p. 247-262.

Philipp H. (1987). - Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zone of subduction and collision. *Annales geophysicae*, 5b, 3, 301-320.

Plotto P. (1977). - Structures et déformations des "grès" du Champsaur au SE du massif du Pelvoux. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 139 p.

Polino R, Dal Piaz G. V. et Gosso G. (1990). - The Alpine Cretaceous orogeny: an

accretionary wedge model based on integrated stratigraphic, petrologic and radiometric data. *Mém. Soc. Géol. France*, 156, 345-367.

Poty B., Stadler H. A. et Weisbrod A. (1974). - Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54, 2/3, p. 717-752.

Ravène C., Vially R., Riche P. et Trémolières P. (1987). - Sédimentation et tectonique dans le bassin Eocène supérieur - Oligocène des Alpes du Sud. *Revue Inst. Fr. Petr.*, 42, 5, p. 550-553.

Ritz JF. (1991). - Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implication sismo-tectoniques. Thèse Univ. Montpellier, 187p. .

Rousset C. (1986). - Le cadre linéaire du Sud-Est de la France, à partir d'observations nouvelles sur son rôle dans la sédimentation tardi- et post-hercynienne. *Bull. Soc. géol. France*, 8, II, 3, p. 487-497.

Saliot P. (1973). - Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. *C. R. Acad. Sci.*, 276, série D, p. 3081-3084.

Saliot P. (1978). - Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse Univ. Paris Sud - Orsay.

Savostin L. A., Sibuet J. C., Zonenshain L. P., Le Pichon X. et Roulet M. J. (1985). - Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic. In: J. Auboin, X. Le Pichon and A. S. Monin (editors), *Evolution of the Tethys*. *Tectonophysics*, 123, P. 1-35.

Schiffman P. et Liou J. G. (1980). - Synthesis and stability relations of Mg-Am pumpellyite, $Ca_4Al_5MgSi_6O_{21}(OH)_7$. *Journal of Petrology*, 21, p. 441-474.

Schwerdtner W. N. (1977). - Geometric interpretation of regional strain analysis. *Tectonophysics*, 39, p. 515-531.

Seward D. et Mancktelow N. (1994). - Neogene kinematics of the central and western Alps: evidence from fission-track dating. *geology*, 22, p. 803-806.

Signer C. et Gorin G. E. (1995). - New geological observations between the Jura and the Alps in the Geneva area, as derived from reflection seismic data. *Eclogae geol. Helv.*, 88/2, p. 235-265.

Sue C. (1995). - Tectonique alpine à la bordure Nord-Ouest du massif du Pelvoux. Mémoire de DEA, Univ. Grenoble, 38 p.

Sue C., Tricart P., Dumont T. et Pêcher A. (1997). - Raccourcissement polyphasé dans le massif du Pelvoux (Alpes occidentales): exemple du chevauchement de Villard-Notre-Dame. *C. R. Acad. Sci.*, 324, 10, p. 847-854. .

Tapponnier P. (1977). - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. XIX, 3, p. 437-460.

Tardi P. et Lavachère G. (1951). - *Traité de Géodésie*. Tome 1: triangulation. Fascicule 2: Calcul. Edition Gauthier-Villiar (Paris).

Tardy M., Deville E., Fudral S., Guellec S., Ménard G., Thouvenot F. et Vialon P. (1990). - Interprétation des données du profil de sismique-réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front pennique et la ligne insubrienne. F. Roure, P. Heitzmann and R. Polino Ed., Paris, 156, p. 217-226.

Testard R. (1973). - Notion de géodésie, triangulation. National Collection technique de l'Institut Géographique. Edition Eyrolles (Paris).

Thoué F. (1993). - Quantification par imagerie tridimensionnelle de l'extension continentale et déplacements associés. Exemples au Kenya et au Yemen. Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon, 179 p.

Tricart P. (1980). - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse Univ. Strasbourg, 407 p.

Tricart P. (1981). - Les marqueurs des mouvements verticaux du socle aux abords du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 23, Fasc.4, p. 289-300.

Tricart P. (1984). - From passive margin to continental collision : a tectonic scenario for the Western

Alps. American Journal of Science, 284, p. 97-120.

Vatin-Perignon N., Aumaître R. et Buffet G. (1974). - La spilitisation dans le massif des Ecrins-Pelvoux: un cortège intrusif et effusif dolerito-spilitique. *Geologie alpine*, 50, p. 153-194.

Vaucher A. et Barruol G. (1996). - Shear-wave splitting in the Appalachians and the Pyrénées: importance in the inherited tectonic fabric of the lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 3125, p. 1-12.

Vernet J. (1965). - La zone "Pelvoux -Argentera". Etudes sur la tectonique alpine du socle dans la zone des Massifs Cristallins Externes du Sud des Alpes occidentales. *Bulletin du Service de la carte géologique de France*, 275, tome LX, p. 294.

Vialon P. (1974). - Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle pré-alpin, conséquences pétrostructurale. *Bull. Suisse. Miner. Pétrogr.*, 54, 2/3, p. 663-690.

Vialon P. (1990). - Deep Alpine structures and geodynamic evolution : an introduction and outline of a new interpretation. *Mém. Soc. Géol. France*, 156, p. 7-14.

Vialon P., Rochette P. et Ménard G. (1989). - Indentation and rotation in the western Alpine arc. in : Coward MP Dietrich D et Park RG, éd., *Alpine tectonics*, Geological Society Special Publication, Londres, 45, p. 329-338.

Vittoz P. (1987). - Typologie des granitoïdes hercyniens et zonation magmatique dans le massif du Haut Dauphiné. *Géologie alpine*, 63, p. 119-136.

von Raumer J. (1987). - Les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges : témoins de la formation de croûte varisque dans les Alpes occidentales. *Géologie alpine*, 63, p. 7-24.

von Raumer J. (1988). - Caledonian - Variscan structures in the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 68, 3, p. 291-299.

von Raumer J. et Ménot RP. (1989). - Evolution paléozoïque du socle ouest-alpin et place des Massifs Cristallins Externes dans l'orogénèse varisque. *C. R. Acad. Sci.*, 309, p. 397-402.

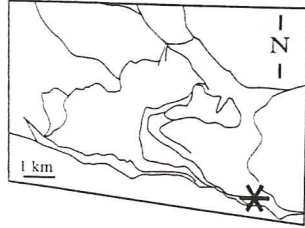
von Raumer J., Ménot RP., Abrecht J. et Biino G. (1993). - The pre-alpine evolution of the external massifs. in *Pre-Mesozoic Geology in France and related areas*, JD Keppie.

Winkler H. G. F. (1979). - *Petrogenesis of the metamorphic rocks*. 5ème édition, Springer Verlag, New York, 348 p.

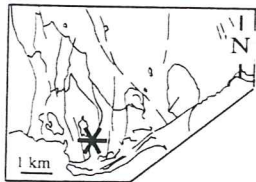
Zoback M. L. (1992). - First- and second-order pattern of stress in the lithosphere: the world stress map project. *J. Geophys. Res.*, 9, 11, 703-728.

ANNEXES

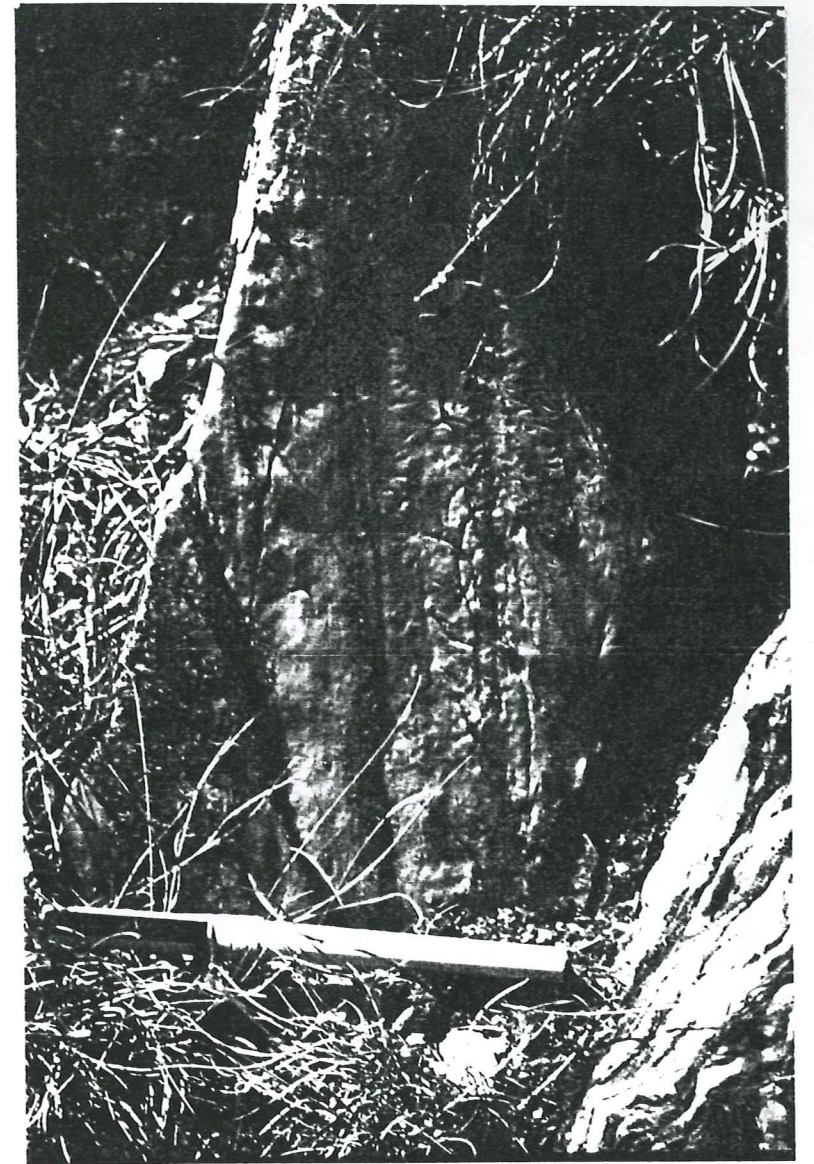
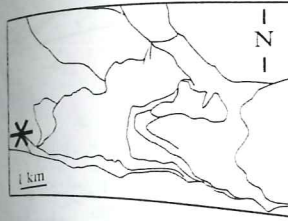
Annexe IV-3
Dolomie capucin, formation du Trias. Site de Vallon plat.



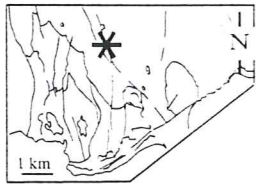
Annexe IV-4
Ravin de l'Adroit.
La faille présente une zone de brèche emballant des blocs parfois métriques d'éléments triasiques ou carbonifère (à gauche). Un épais banc de grès se suit sur une partie du ravin. Il est localement boudiné (figure II-14).



Annexe IV-5
Calcaire marmorisé du Trias, site du Chatelard.

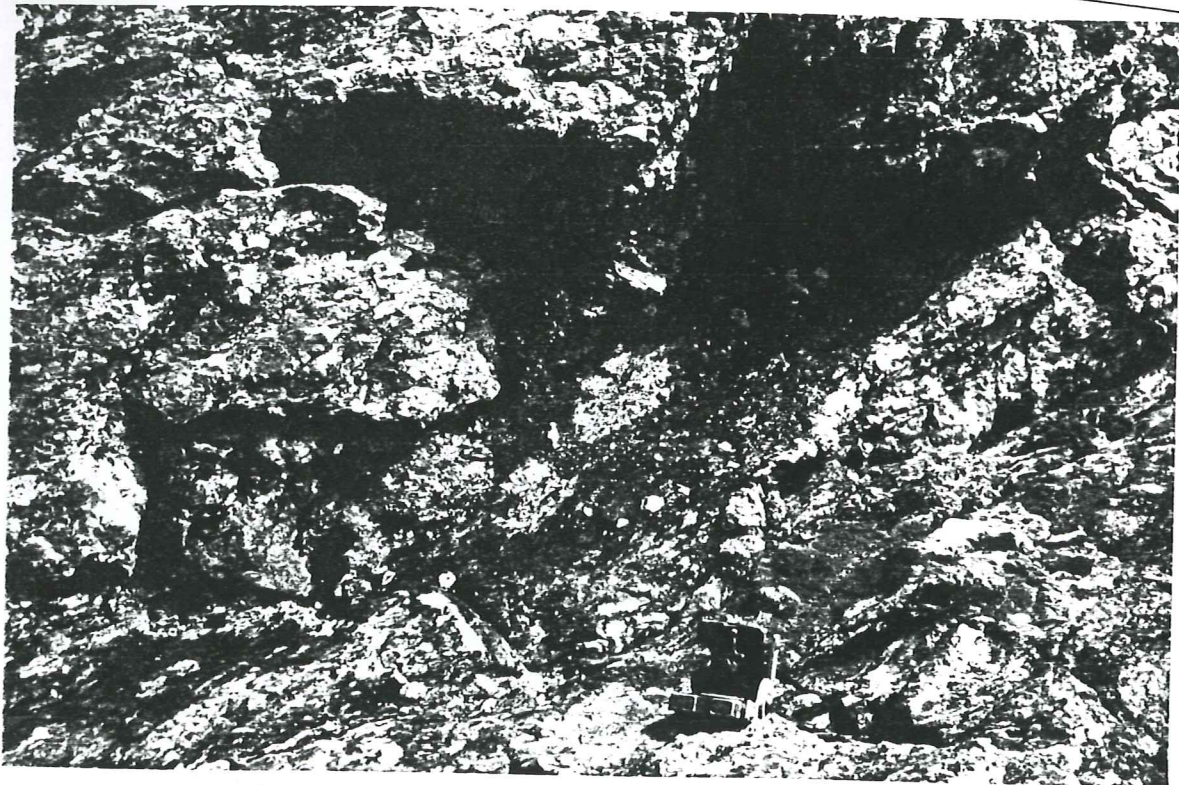
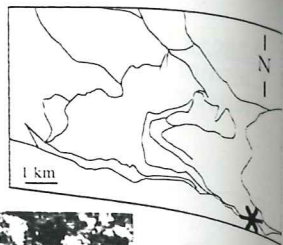


Annexe IV-6
Schistes noirs et grès micacés du Carbonifère. Ravin de la côte de Cendre (affleurement P58).



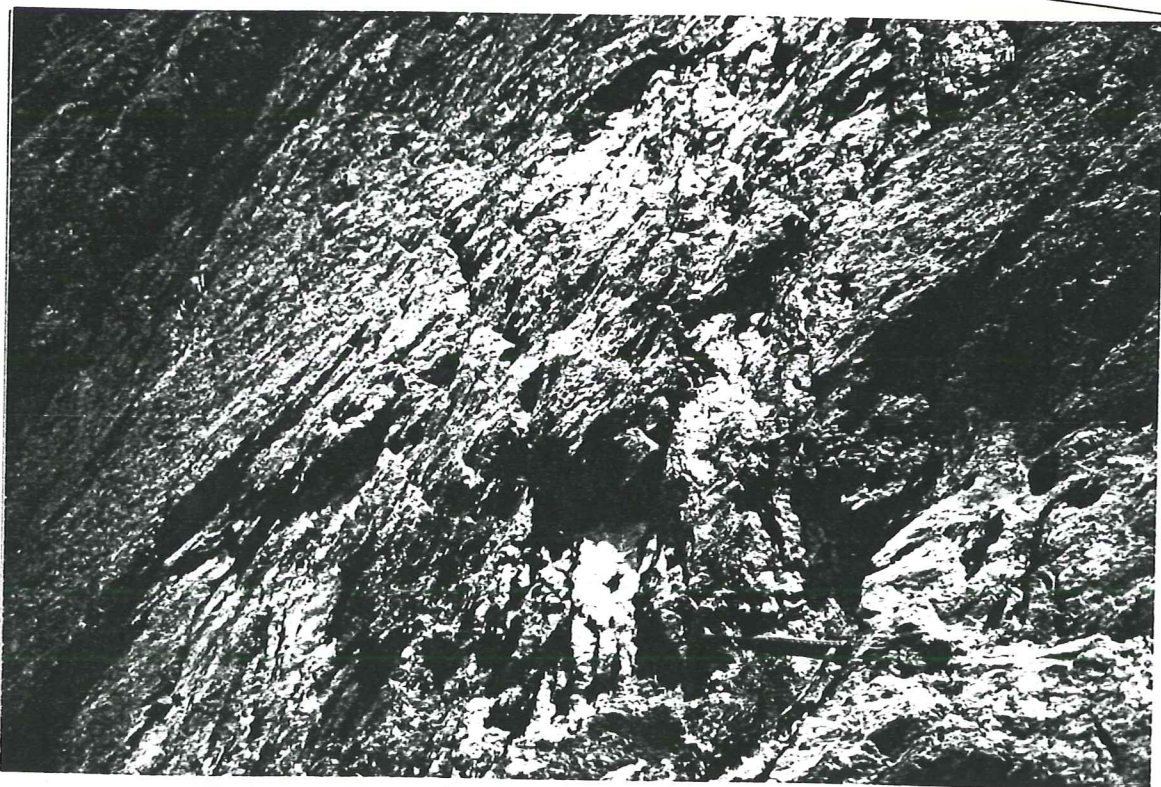
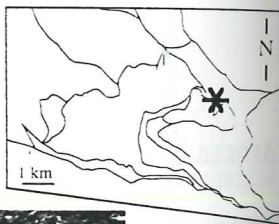
Annexe IV-7

Brèche le long de l'ABS, au col de Gouiran. La matrice est fine, chloriteuse, et emballe des éléments centi- à décimétriques de socle et de schistes noirs.



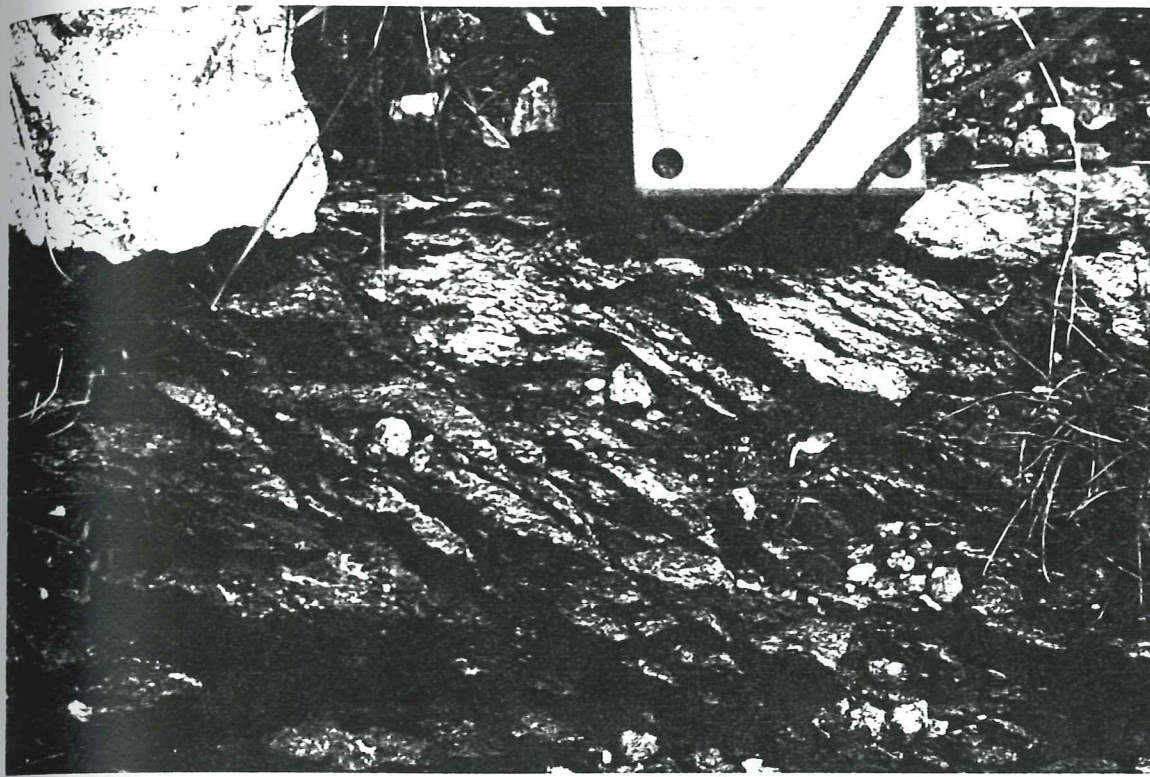
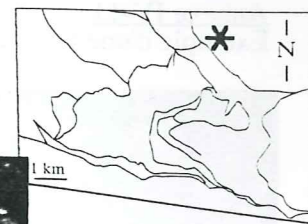
Annexe IV-8

Placage de brèche à éléments de socle et à matrice chloriteuse au contact socle de Vallonclos - couverture du Pic Gazonné (affleurement M152). La S1 dans la couverture se poursuit dans la brèche et dans le socle.



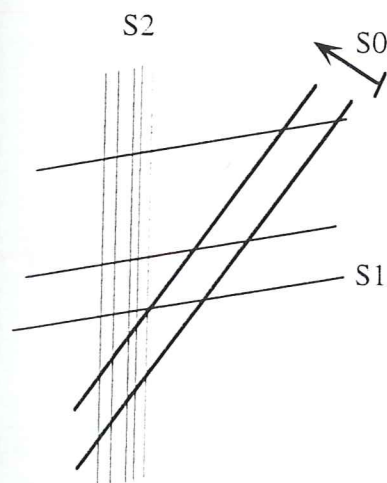
Annexe IV-9

Cisaillement conjugués correspondant à un aplatissement E-W (D2) dans les gneiss de Chalance (affleurement M97). Photographie de la figure II-37.



Annexe IV-10

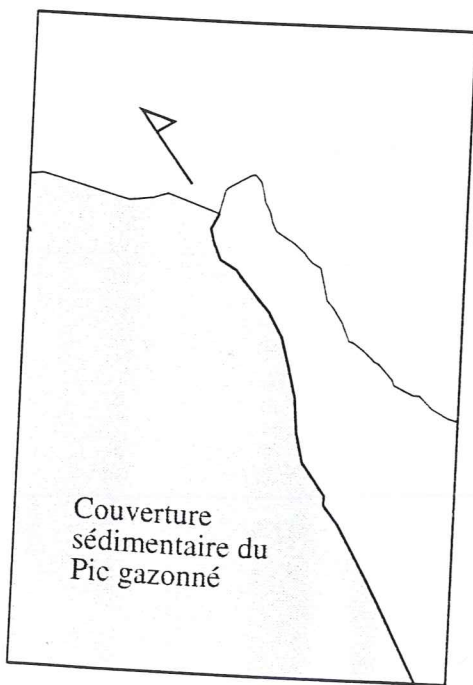
Relation entre S0, S1 et S2 dans un calcschiste.



Annexe IV-11
Exemple d'une faille à remplissage de barytine.



Annexe IV-12
Le socle chevauche la couverture sédimentaire du Pic Gazonné. Vue vers l'Ouest.



MODÉLISATION GÉOMÉTRIQUE TRIDIMENSIONNELLE DU MASSIF DE L'AIGUILLE DE MORGES (ALPES OCCIDENTALES FRANÇAISES)

Philippe Calcagno⁽¹⁾, Joëlle Lazzarre⁽²⁾ et Gabriel Courrioux⁽¹⁾

(1) BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans cedex

(2) Université Lyon 1, Laboratoire de Pétrologie et Tectonique, Bât. 402 / R6, boulevard du 11 novembre 1918, 69622 Villeurbanne cedex.

INTRODUCTION :

La modélisation 3D est l'outil de prédilection pour contraindre la géométrie des surfaces et des volumes géologiques. Dans la mesure où un problème scientifique nécessite une géométrie parfaitement contrainte, le recours à la modélisation 3D est implicite.

La caractérisation des processus et des mécanismes d'implication de la croûte européenne dans l'édification de la chaîne alpine est un problème de ce type. Il aboutit à différentes hypothèses qu'il est nécessaire de contraindre par la modélisation géométrique 3D.

L'Aiguille de Morges se situe dans le massif cristallin externe du Pelvoux (Alpes occidentales françaises). Sur ce site, la structure de la croûte est visible sur un fort dénivelé naturel où l'interface socle-couverture est particulièrement marquée. Le massif de l'Aiguille de Morges est donc une cible privilégiée pour l'acquisition tridimensionnelle des données et pour l'étude de la déformation finie à l'échelle orogénique.

MODÉLISATION GÉOMÉTRIQUE 3D ET GÉOLOGIE :

L'objet géologique est naturellement complexe, surtout lorsqu'il résulte d'une histoire polyphasée. Sa géométrie est alors difficile à appréhender. Pour résoudre ce problème, le géologue s'appuie sur des cartes, des coupes, des blocs 3D, etc. Grâce à ces représentations partielles, il donne une vision de l'objet géologique qui facilite sa compréhension.

Mais ces documents sont indépendants et figés. Généralement, ils résultent d'un nombre non négligeable de feuilles de papier (cartes, coupes, ...) à diverses échelles et avec des systèmes de coordonnées différents. Ainsi, il peut parfois se poser, à l'insu du géologue, des problèmes de cohérence entre toutes ces visions séparées. Il est donc intéressant d'intégrer l'ensemble des informations dans une représentation unique et géométriquement cohérente. Cela revient à construire un modèle tridimensionnel de l'objet géologique.

La Conception Assistée par Ordinateur (CAO) est apparue au cours des années 70 dans l'industrie aéronautique. Aujourd'hui, la plupart des pièces mécaniques construites sont dessinées à l'aide de logiciels de CAO. Ces modeleurs permettent de réaliser une image tri-dimensionnelle d'un objet à partir de son cahier des charges. L'exploitation du modèle permet ensuite la fabrication de la pièce.

En géologie, la principale différence est que l'objet existe déjà. Il s'agit alors de représenter sa géométrie tridimensionnelle à partir des données collectées sur le terrain. Le problème équivaut finalement à celui rencontré dans l'industrie mécanique. C'est pourquoi, les logiciels de CAO peuvent s'avérer très utiles dans la modélisation géométrique de corps géologiques (Renard et Courrioux, 1994).

LOCALISATION ET CONTEXTE GÉOLOGIQUE :

La modélisation géométrique 3D est ici appliquée au massif de l'Aiguille de Morges (massif du Pelvoux, Alpes occidentales françaises). Le bloc 3D modélisé s'étend sur 12 km dans la direction Est-Ouest, sur 8.5 km dans la direction Nord-Sud et varie de -1000 à 3000 m d'altitude (figure 1).

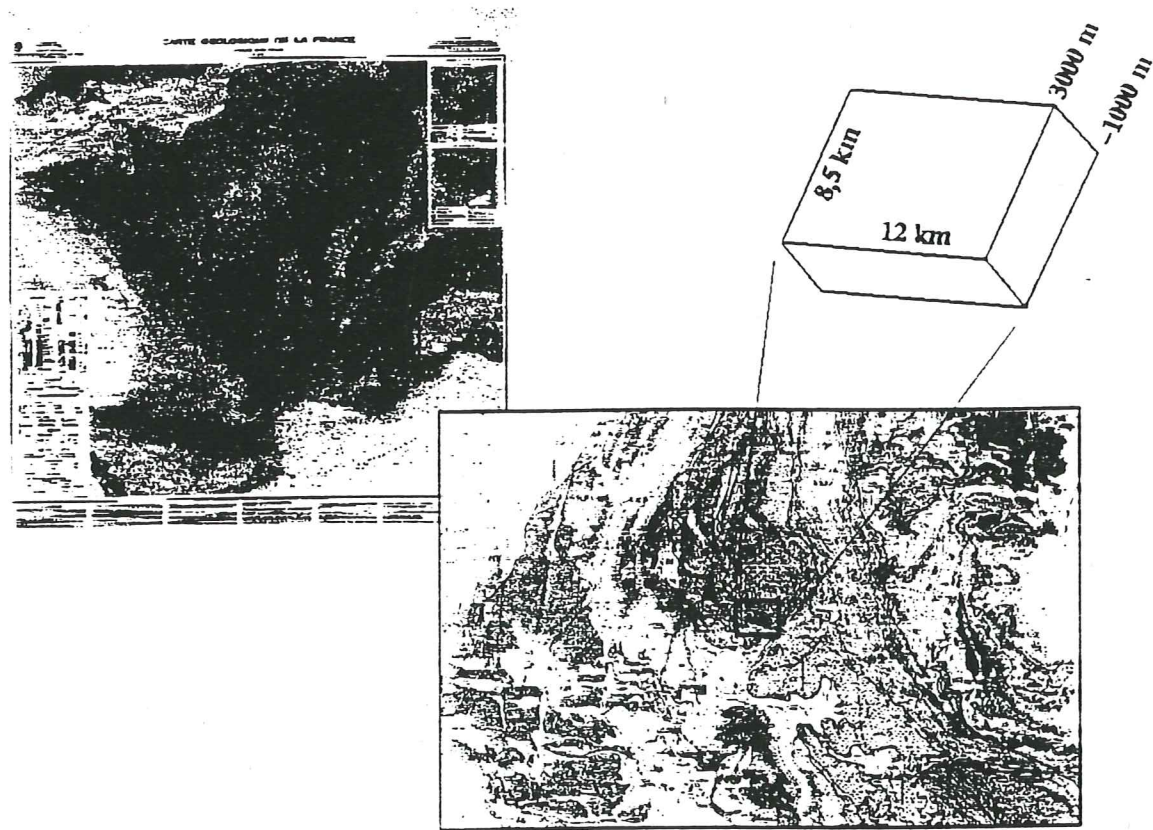


Figure 1: Bloc 3D de la zone d'étude repéré sur un extrait de la carte géologique au millionième du BRGM (6^{ème} édition, 1996).

Le massif du Pelvoux est essentiellement constitué d'un socle cristallin structuré à lors de l'orogénèse hercynienne. Il est affecté lors de l'orogénèse alpine par plusieurs périodes de déformation (Gidon, 1979; Tricart, 1984; Lemoine et al, 1986). Des pincées de couverture mésozoïque jalonnent les réseaux d'accidents alors repris ou créés. La plus importante des pincées, le massif de l'Aiguille de Morges, est localisée dans le sud du massif (Vernet, 1965; Le Fort, 1973; Gratier et al, 1973; Gillcris, 1988). Elle est structurée suivant une pile d'écaillés impliquant le socle cristallin et sa couverture mésozoïque. L'analyse des données de terrain permet de déterminer deux phases de structuration du massif: un raccourcissement NE-SW probablement crétacé supérieur, suivi d'un jeu vers l'Ouest oligocène (Lazarre et al, 1996).

Gillcris (1988) propose une structuration du massif de l'Aiguille de Morges suivant des chevauchements imbriqués (figure 2, hypothèse 1). Ménard et Thouvenot (1987) proposent pour Belledonne et le massif du Pelvoux une géométrie où les accidents sont raides en profondeur (figure 2, hypothèse 2).

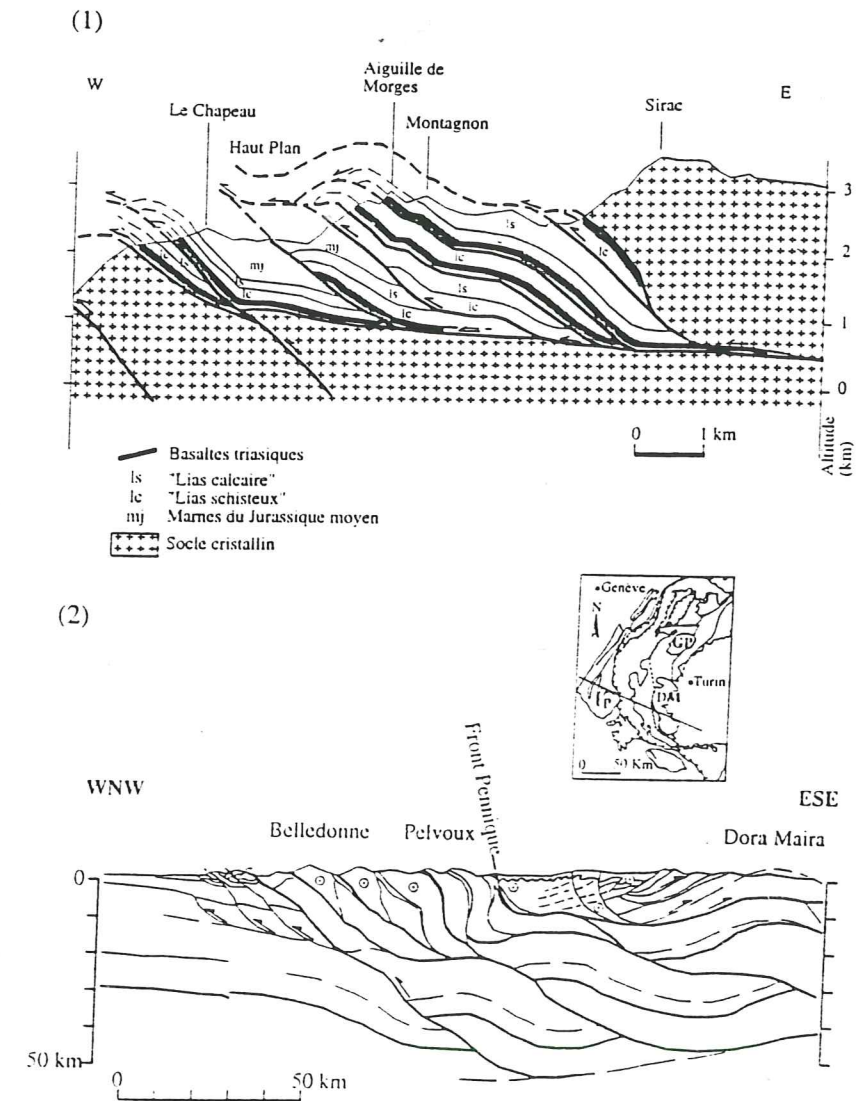


Figure 2: Hypothèses de structuration

- (1) Le raccourcissement alpin est accommodé par de grandes failles planaires sub-horizontales (suivant la coupe 1) [Gillcris, 1988].
- (2) Le socle se déforme par le biais de grandes structures redressées à jeu décrochant [Ménard et Thouvenot, 1987].

DONNÉES :

Les données utilisées pour construire le modèle géométrique proviennent de différentes sources:

- cartes topographiques,
- cartes géologiques,
- Modèle Numérique de Terrain (MNT),
- photographies aériennes,
- mesures structurales acquises sur le terrain.

La mise en commun de toutes ces données implique des règles de structuration (en base de données) et de géoréférencement. Ces règles constituent la base de la modélisation. Le géoréférentiel choisi est celui défini par Lambert et appliqué en France sous la forme du système de projection Lambert 2 étendu (Cuenin, 1972). Toutes les données du modèle sont référencées dans ce système de coordonnées.

Les données utilisées vont maintenant être décrites. Pour chacune d'elles, le traitement préalable à leur exploitation est détaillé.

Carte géologique :

Dans le cadre de l'étude du massif de l'Aiguille de Morges ont été utilisées les cartes "Orcières" (Debelmas et al, 1980) et "St Christophe en Oisans" (Barféty et Pécher, 1982) au 1/50000ème éditées par le BRGM. Les contours des formations et des accidents à exploiter ont été extraits de ces deux cartes géologiques. Le cas échéant, ces contours ont été corrigés par l'étude des photos aériennes. Pour cela, les tracés des contours géologiques visibles sur ces photos aériennes ont été reportés et interprétés sur calque.

La figure 3 montre l'ensemble des contours retenus. Ils ont été numérisés sous forme vectorielle avec une précision de saisie de 10 m environ.

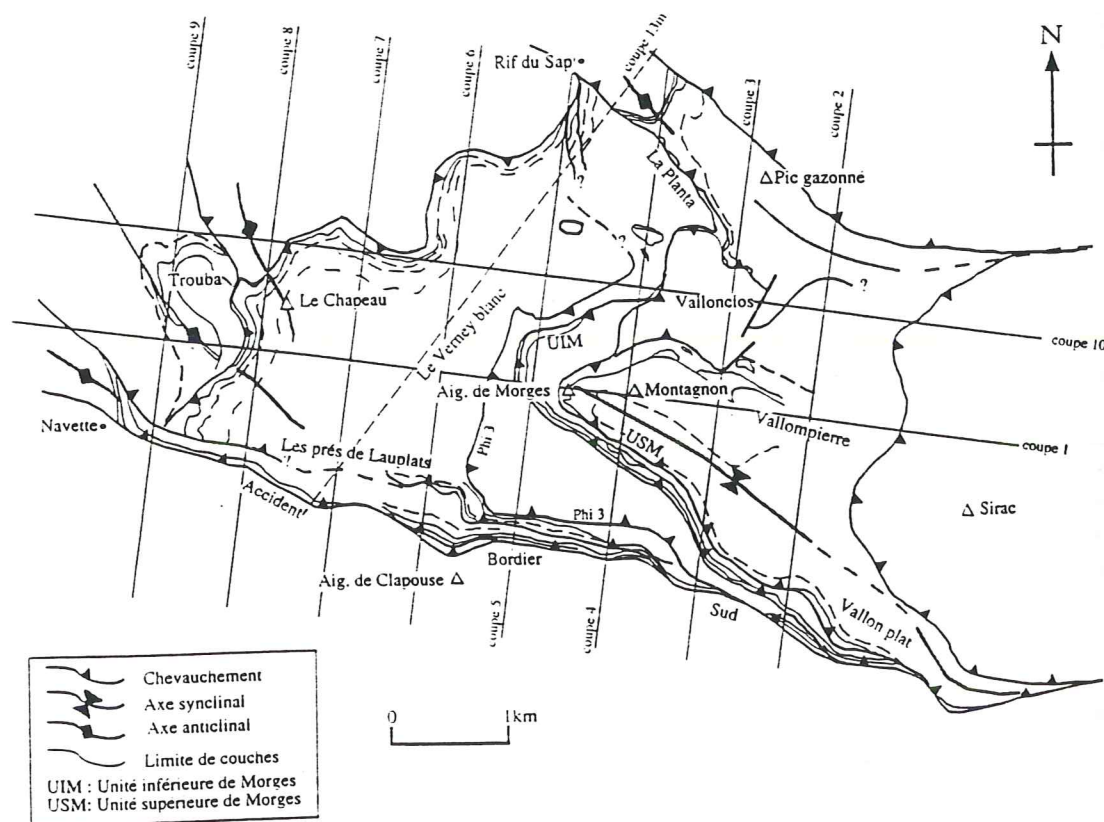


Figure 3: Carte structurale du massif de l'Aiguille de Morges et localisation des coupes géologiques.

Modèle Numérique de Terrain (MNT) :

Le MNT est fourni par l'IGN (Institut Géographique National, France). Les mesures d'altitude sont disposées aux nœuds d'une grille régulière en latitude et longitude. Le pas de cette grille est de 50 m dans les deux directions. Cette résolution conditionne la précision du modèle.

Un fichier contient l'ensemble des points de la grille du MNT. Chaque point est représenté par ses coordonnées (x, y, z) dans le référentiel du modèle. Les altitudes varient entre 0 et 3500m.

Données structurales :

Les marqueurs structuraux (stratification, schistosités, axes de pli, linéation d'intersection) et cinématiques (linéation d'étirement, stries,...) ont été relevés sur le terrain. Les premiers donnent des indications brutes sur la géométrie, les seconds permettent d'affiner les extrapolations des structures en facilitant leur compréhension.

Les données structurales ont été classées dans une base de données. Elles sont toutes géoréférencées par les coordonnées du lieu d'affleurement sur lequel elles ont été recueillies. On ramène les données à une mesure par station et par structure.

Les pendages des couches et/ou accidents sont directement exploitables lors de la construction du modèle. Ils sont stockés dans un fichier et représentés par les coordonnées (x,y,z) du point d'affleurement et le vecteur de plus grande pente de la couche correspondante.

Coupes :

Les coupes sont une donnée interprétée. Elles sont bâties à partir des données structurales de stratification et de plis de la carte géologique (lithologie) et du MNT (profil topographique).

Neuf coupes ont été réalisées sur le massif de l'Aiguille de Morges. La figure 3 montre la position de ces coupes. Pour restituer la géométrie du massif, des coupes suivant les deux directions de structuration doivent être construites. La coupe transversale à la structure est orientée W-E. Cette orientation est celle de la seconde phase de raccourcissement du massif, et est sub-perpendiculaire à la direction de raccourcissement majeur. Les huit autres coupes, séries, sont orientées NNE-SSW, direction parallèle à la direction de structuration majeure du massif. La valeur de l'espacement entre chaque coupe est de 800m, de façon à avoir un nombre de coupes suffisant pour rendre compte de la géométrie du massif. La figure 4 montre une coupe orientale, représentative de la structure du massif. On y retrouve les écaillages vers le SSW du socle sur la couverture mésozoïque (chevauchement du Pic Gazonné), les écaillies internes de couverture (USM, UIM), les accidents redressés (ABS, Valloncles Sud). Les coupes descendent jusqu'à une profondeur de 2000m environ.

Le calage des limites de couches ou des accidents sur le profil topographique a été fait manuellement. La précision de ce calage est d'environ 20m. Chacune des coupes a été numérisée sous forme vectorielle, avec une précision de saisie d'environ 10m. Une coupe est numérisée dans les coordonnées 2D de son plan: distance par rapport au début de la coupe, altitude. Ces coordonnées sont transformées en coordonnées 3D (Lambert 2 étendu). L'altitude ne change pas, x et y sont calculés à partir des coordonnées connues des points de début et de fin de la coupe, ou du point de début et de la direction de la coupe.

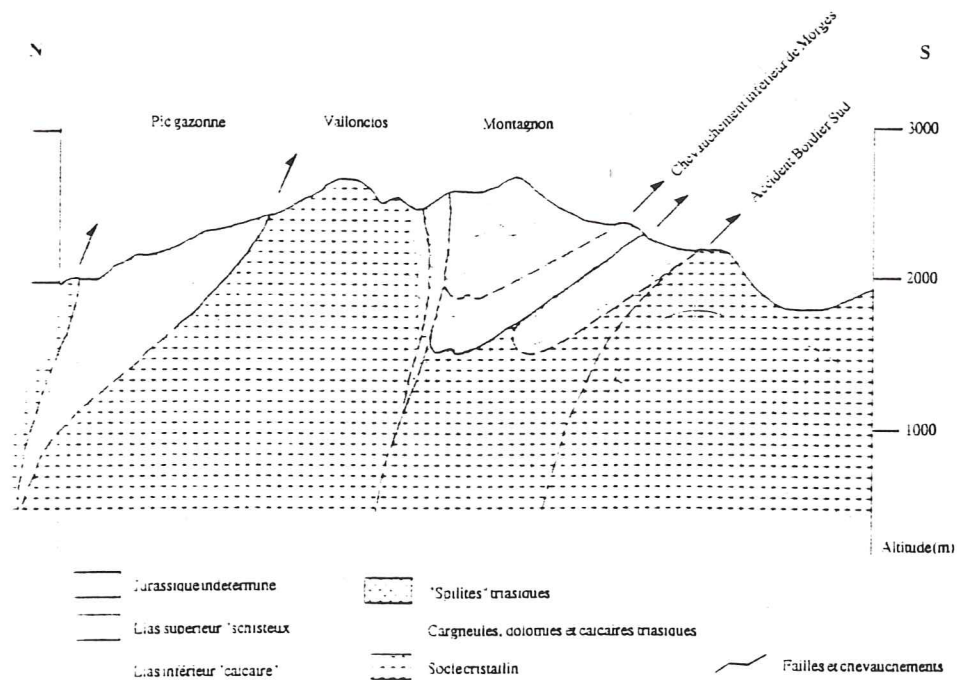


Figure 4: Coupe n°3

CONSTRUCTION DU MODÈLE GÉOMÉTRIQUE 3D :

La modélisation géométrique a été réalisée à l'aide de STRIM (Matra Datavision), version 6.11, sur une station de travail Silicon Graphics Indy.

L'interface socle-couverture a été choisie pour la modélisation, car sa géométrie est représentative de la structure du massif. La forme de cette interface géologique majeure conditionne celle des couches de la pincée de couverture mésozoïque. Ses qualités mécaniques engendrent des surfaces faiblement perturbées, par opposition aux plissements forts qui affectent les séries calcschisteuses du Lias (comme le Pic gazonné, figure 4). Les chevauchements qui limitent les écaillés ont aussi été représentés, mais la structure interne des différentes couches formant la pincée n'a pas été détaillée.

La géométrie des contacts géologiques est estimée par le calcul de surfaces théoriques représentant au mieux les contacts géologiques réels. Étant donnée la maille du MNT, la précision de réalisation des coupes et celle de la numérisation, le modèle rendra compte des phénomènes dont la longueur d'onde est supérieure à 200m.

Les données sont introduites dans le modèleur sous la forme de série de points pour la carte structurale et les coupes. Les mesures de pendage sont visualisées par le point de localisation de la mesure et le segment représentatif du pendage. Le MNT est chargé dans le modèleur sous la forme d'une grille. Les séries de points sont représentées par des couleurs différentes. Cet attribut permet de différencier les limites de la carte structurale suivant leur type, ainsi que les horizons sur les

coupes. Les couleurs choisies sont aussi proches que possible des couleurs de la formation sur la carte géologique.

L'élaboration du modèle géométrique se fait interactivement. Les données sont mises en forme et exploitées à mesure de la construction du modèle. L'ordre de réalisation des différentes interfaces est fortement lié à leur histoire. En effet, les structures les plus anciennes ont été déformées par celles dont le jeu est plus récent (sur la coupe n°3, figure 4, l'accident de Valloncios vient rebrousser les écaillés de Morges). Leur géométrie est donc dépendante de celles des structures postérieures qui les affectent. Les structures les plus récentes seront construites en premier et serviront souvent de conditions aux limites pour les autres interfaces.

Les principales étapes sont maintenant décrites.

Traitement de la carte structurale, du MNT et des coupes :

Les informations de la carte structurale sont chargées dans le modèleur sous forme d'une série de points issus de la discrétisation des contours géologiques. La première étape consiste à créer les contours qui ajustent au mieux ces séries de points. Cette opération s'effectue dans le plan horizontal $z=0$, en interpolant les points par des courbes de Bézier.

De façon à acquérir la troisième dimension, la carte structurale ainsi obtenue est projetée sur le MNT. Il s'agit d'une projection cartésienne d'axe vertical sur la surface représentative de la topographie. En fait, la courbe projetée est interpolée sur la grille définissant le MNT.

Comme pour la carte structurale, les points de digitalisation des coupes doivent être interpolés. Dans chaque plan de coupe, des courbes de Bézier interpolent les points de chaque horizon et chaque faille. Les courbes 3D définissant la carte structurale serviront de limites aux surfaces modélisées. Les contours 2D des coupes (horizons et failles) constitueront des profils d'appui pour ces surfaces.

Traitement des données structurales isolées :

Les données structurales isolées servent à définir des profils d'appui supplémentaires pour les surfaces modélisées, en dehors du champ des coupes. Pour modéliser les limites de couches, on utilise les données de stratification. Elles servent aussi pour le calcul des chevauchements, car, dans le cas du massif de Morges, ils utilisent les plans de stratification (cargneules du Trias). Pour les failles, les mesures sont celles des plans de faille, et le cas échéant des mesures de schistosité lorsque celle-ci se parallélise à la faille.

Cohérence des données :

La mise en commun des coupes sériées (n° 2 à 9) et de la coupe transversale (n° 1) nécessite quelques ajustements (figure 5). En effet, pour la cohérence du modèle, il est impératif que deux courbes représentant un même horizon sur deux coupes sécantes aient une altitude identique au point de croisement. Or, le report des points d'intersection des horizons d'une coupe sur une autre coupe sécante s'effectue manuellement, sur papier. Ceci est une source d'imprécision. La numérisation induit aussi des erreurs de positionnement, entre les coupes et la carte structurale 3D. Ces problèmes de cohérence aux points de croisement sont résolus en adaptant les courbes de Bézier aux contraintes d'intersection.

Enfin, la position d'une mesure structurale isolée doit se situer sur le tracé de la carte structurale 3D représentant la couche où il a été mesuré. Pour ce faire, le profil d'appui issu de la mesure est reporté au point le plus proche du contour de la carte structurale.

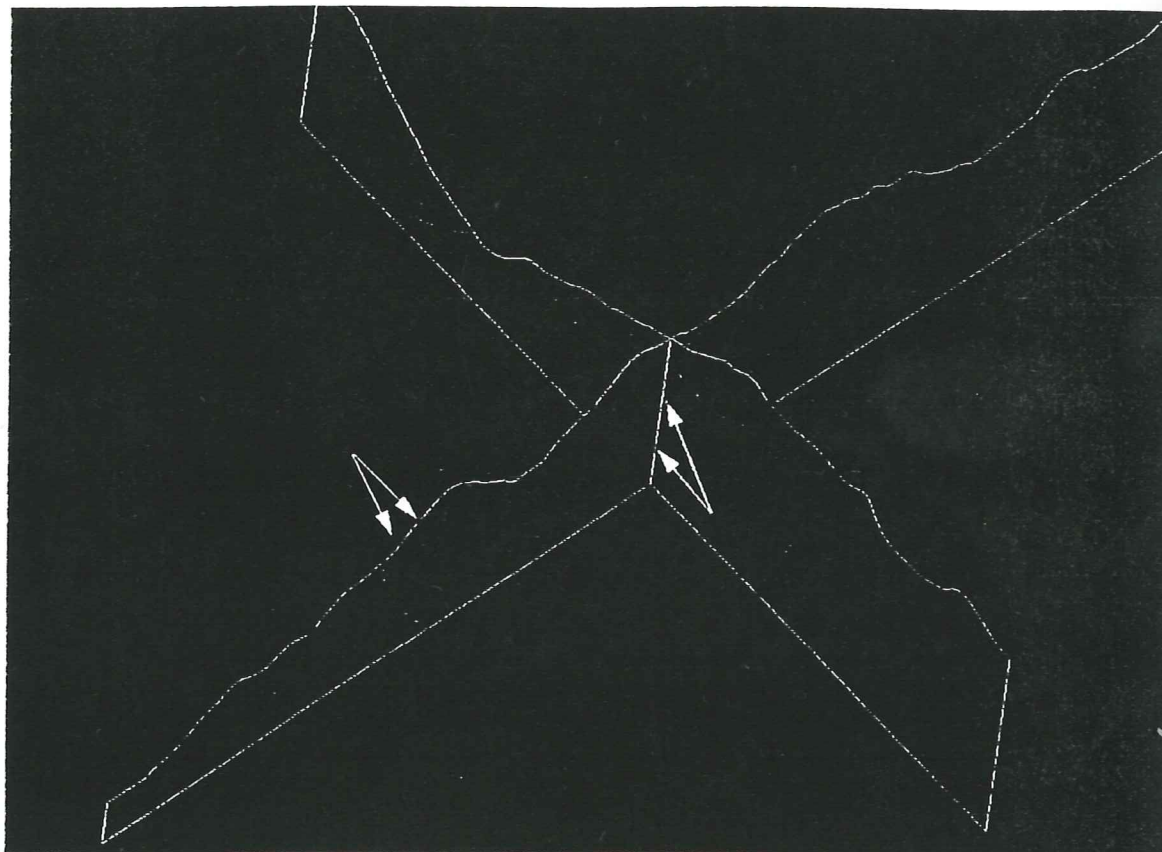


Figure 5: Deux coupes sécantes doivent avoir une altitude de leurs horizons identique au point de croisement. Sinon, une correction est nécessaire pour assurer la cohérence du modèle. Dans le cas présenté, l'horizon rouge est décalé d'une coupe à l'autre. De même, l'intersection de l'horizon rouge avec la topographie ne coïncide pas avec sa trace (en bleu) sur le MNT.

Construction d'une interface, exemple de l'Accident Bordier Sud :

Les profils d'appui issus des coupes, des données structurales isolées et des contours de la carte structurale 3D forment l'ossature des surfaces à construire. La figure 6 montre la construction de l'Accident Bordier Sud (ABS).

Le modéleur construit la surface qui passe par l'ensemble des profils d'appui (coupes et mesures structurales isolées) et qui est limitée par le contour topographique. La limite inférieure (ou profondeur) est conditionnée par la longueur des profils d'appui. La surface finale se divise en carreaux de Bézier, limités par deux profils successifs. La tangence d'un carreau à l'autre est assurée par le modéleur. La surface finale est de couleur rouge.

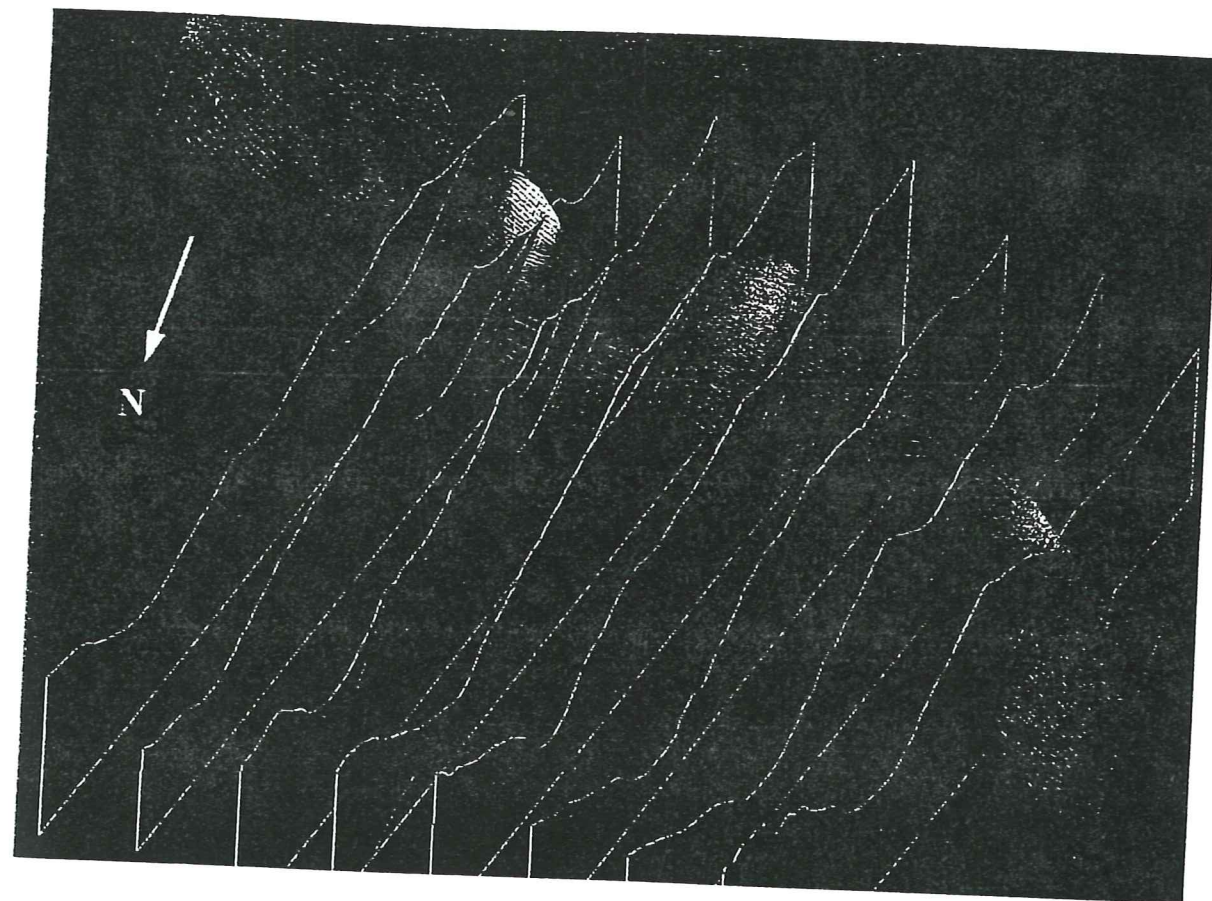


Figure 6: Obtention de l'Accident Bordier Sud (en rouge) à partir du contour de la carte structurale projeté sur le Modèle Numérique de Terrain et des coupes géologiques 2 à 9.

Modèle final :

Les différents contacts entre le socle et la couverture mésozoïque du massif de l'Aiguille de Morges ont été traités suivant la méthode décrite ci-dessus. Ils ont fourni le modèle géométrique 3D représenté figure 7. L'hypothèse de redressement des accidents en profondeur a été utilisée pour la construction du modèle. Les contacts peuvent se classer en deux groupes:

- (i) des accidents raides, orientés E-W, qui limitent le massif au Nord et au Sud,
- (ii) des écaillés superposées, de forme concave, formant le cœur du massif.

Ces structures sont compatibles avec la dynamique alpine du massif: les premières dérivent de paléo-failles tethysiennes réactivées en chevauchement lors d'un raccourcissement alpin précoce, les secondes du re-écaillage des unités lors du chevauchement vers l'Ouest du massif cristallin du Sirac.

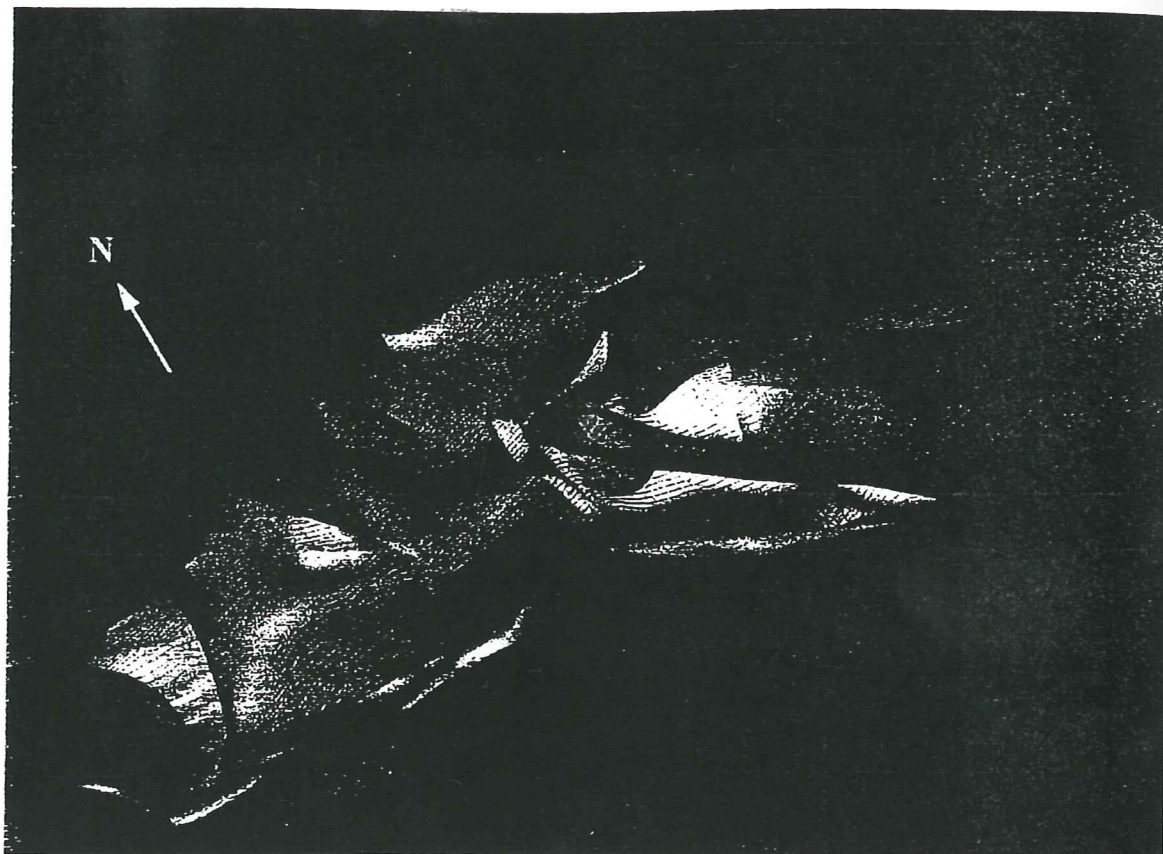


Figure 7: Modèle géométrique 3D du massif de l'Aiguille de Morges. La topographie est représentée sous la forme d'un grillage. Le modèle montre
 - des décro-chevauchements: l'Accident Bordier Sud (rouge, en bas), le Sirac (orange, en haut à droite), le Pic Gazonne (rouge, en haut), la Planta (marron), Vallon Clos (violet) et Navette (orange, le long de l'Accident Bordier Sud),
 - des écailles: Phi 3 (jaune pâle), l'Unité Inférieure de Morges (vert), l'Unité Supérieure de Morges (jaune), le Chapeau (bleu) et Trouba (vert pâle).
 Ce modèle tient compte de l'histoire tectonique polyphasée.

EXPLOITATION DU MODÈLE :

Obtention de coupes systématiques cohérentes :

Le modèle géométrique 3D du massif de l'Aiguille de Morges (figure 7) permet d'obtenir rapidement des coupes géologiques d'orientation quelconque. Cette démarche est intéressante lorsque

(i) les coupes d'origine sont construites suivant une orientation imposée (coupe sériée), localement non perpendiculaires aux structures. On peut alors extraire une coupe originale de meilleure orientation, qui permette de visualiser les structures suivant leur pendage réel et non apparent (figure 8),

(ii) la section recherchée est délicate à dessiner uniquement à partir des données de base,

(iii) le modèle a été construit avec des coupes partielles, non sériées, et que l'on souhaite des coupes générales.

La figure 9 montre la coupe 1 extraite du modèle géométrique. Elle met en évidence l'enracinement du Sirac et la superposition des écailles.

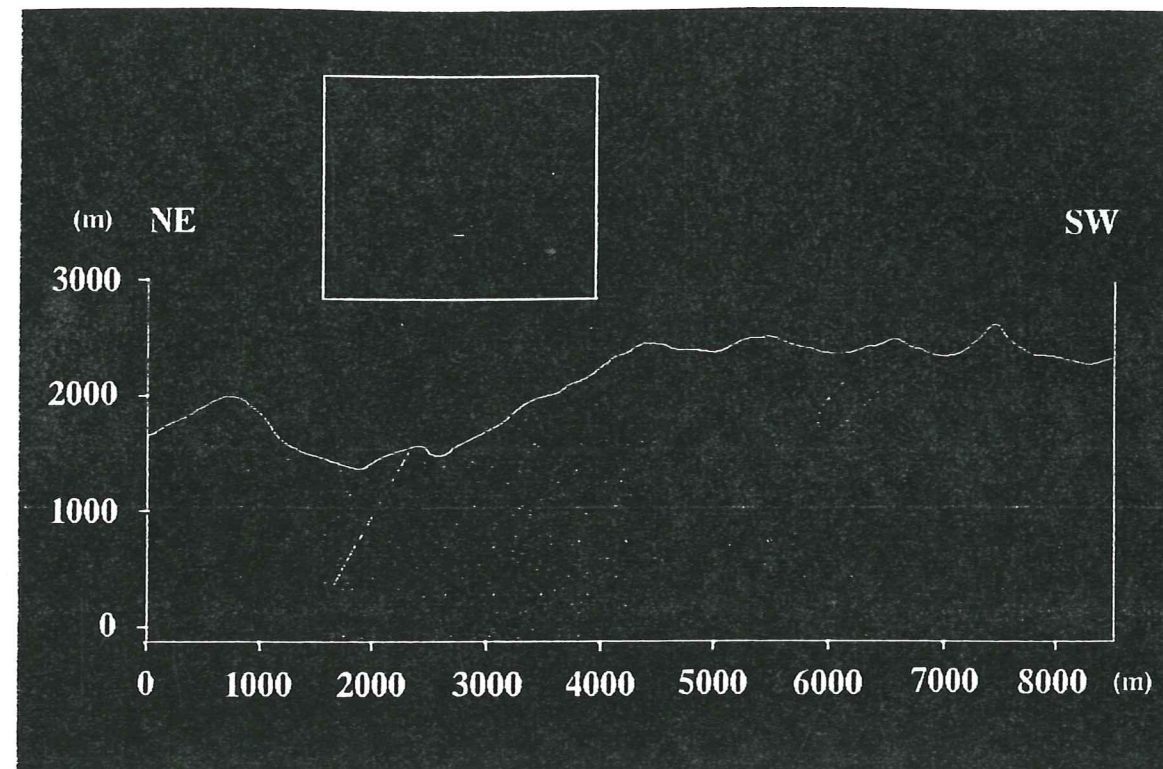


Figure 8: Coupe géologique n°13m, extraite du modèle géométrique 3D. Elle montre les décro-chevauchements raides (comme la Planta en marron au NE ou l'Accident Bordier Sud en rouge au SW) suivant leurs pendages réels et non apparents.

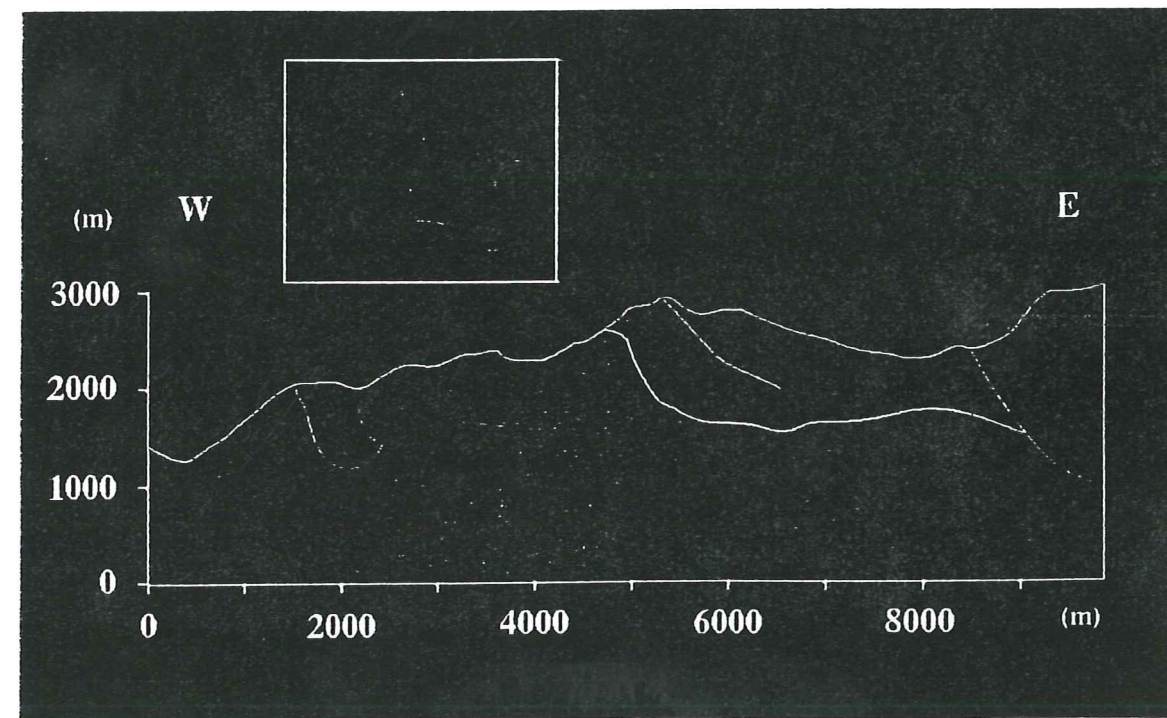


Figure 9: Coupe géologique n°1m, extraite du modèle géométrique 3D. Elle représente une nouvelle hypothèse tectonique de la structuration du massif de l'Aiguille de Morges: les accidents plongent en profondeur [Lazarre et al. 1996]. Elle met en évidence l'enracinement du Sirac et la superposition des écailles.

Le tracé des coupes réalisées à partir du modèle 3D n'est pas nécessairement rectiligne. Il peut être segmenté, voire curviligne. Ainsi, dans le cas de structures non-cylindriques, on peut réaliser des coupes qui restent au mieux perpendiculaires aux structures rencontrées. Dans tous les cas, le modèle gère précisément les pendages apparents.

La cohérence géométrique du modèle assure la cohérence de toutes les coupes qui en sont extraites.

Dépliage :

La construction d'un modèle géométrique représente la première étape lors d'une procédure de restauration. Pour restaurer des surfaces, on peut construire des coupes équilibrées (Hossack, 1979), mais elles ne sont valables que pour des structures résultant d'une déformation plane, ce qui n'est pas le cas du massif de Morges. Une autre méthode consiste à tester les capacités de restauration des surfaces en s'appuyant sur leur compatibilité géométrique (Cobbold, 1977, 1979; Schwerdtner, 1977). Cette méthode est applicable à des objets ayant subi des déformations pluri-directionnelles, ce qui est le cas du massif de Morges.

L'étude structurale fournit des indications sur la qualité de raccourcissement, mais l'estimation de la quantité reste délicate. Les méthodes de restauration permettent d'affiner cette estimation. Le dépliage a porté sur les écaïlles internes de Morges (USM, UIM, Phi 3, Chapeau), en utilisant le logiciel UNFOLD [Gratier et al. 1991; Guillier et Gratier, 1993]. Ce dépliage consiste à remettre à plat les triangles qui discrétisent la surface, puis à les ajuster par itérations successives. On cherche à minimiser les vides et les recouvrements entre les triangles.

Les surfaces ont été traitées individuellement. Elles se sont toutes avérées dépliables (figure 10), à une précision compatible avec un mécanisme de plissement par flexion (rapport moyen final écart / médiane de 0,6%). La qualité du dépliage est bonne, sans zone de déformation excessive. Le taux de raccourcissement pour chaque unité varie entre 17% (écaïlle du Chapeau) et 30% (UIM). Ce taux est un taux minimum, du fait du lissage antérieur des surfaces lors de leur modélisation. Le raccourcissement est différentiel, augmentant d'Est en Ouest.

L'ajustement des blocs est la dernière étape du dépliage. La dynamique du massif de Morges [Lazarre et al, 1996] aboutit à un seul agencement des blocs dépliés en position initiale. L'écaïlle du Chapeau, à laquelle est rattachée celle du Pic gazonné, est seule à l'Ouest, les autres s'alignent à l'Est avec Phi 3 au SW et les unités de Morges vers le NE. L'accident bordier sud forme une bordure fixe, sur laquelle s'alignent les limites inférieures des écaïlles du Chapeau et de Phi 3.

Les limites entre les différents blocs ont pratiquement toutes été érodées. L'ajustement de telles limites d'érosion est a priori difficile, mais il peut néanmoins être fait si l'on considère que l'érosion est égale partout. Ceci est probable pour Morges, puisque les écaïlles présentent la même succession lithologique.

La correspondance des blocs lors de la restauration minimale n'est pas parfaite. Mais les "blancs" du dépliage coïncident avec le masque des moraines, des éboulis et l'altération par l'érosion. En cela, le dépliage montre que la limite estimée de UIM/USM sous la moraine de Vallonpièrre n'est pas juste. De même, la bordure de Phi 3 est creusée au NE, sous l'emplacement d'une zone d'éboulis.

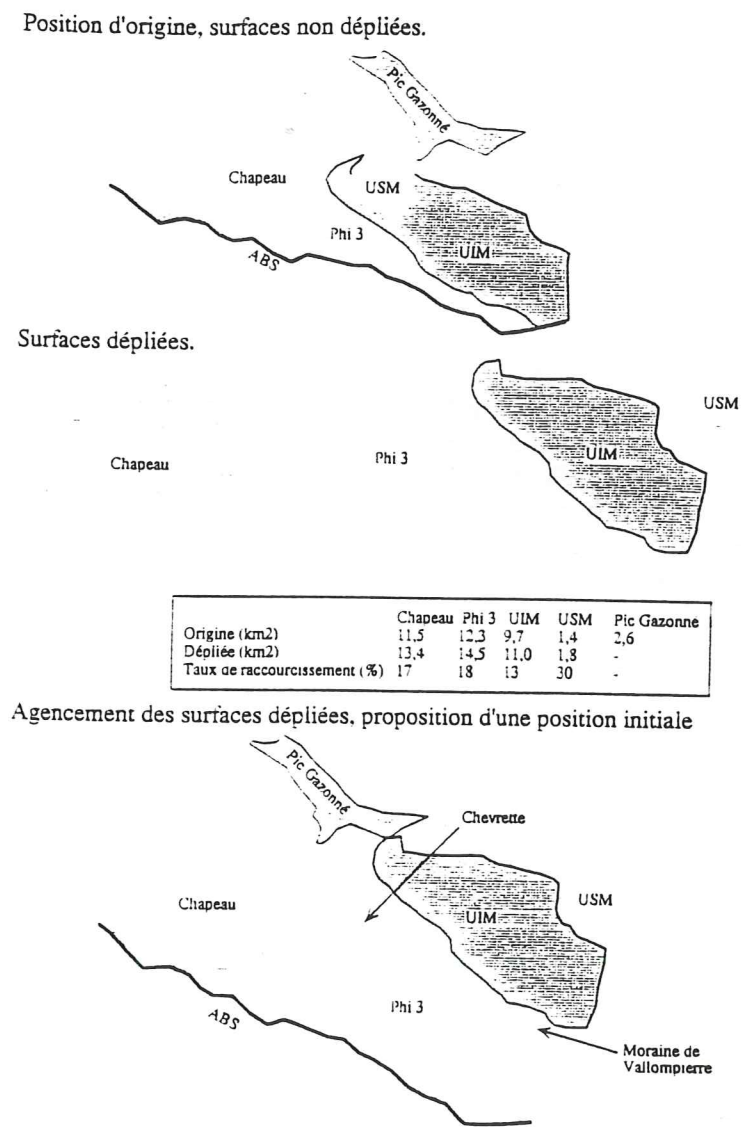


Figure 10: Dépliage des principales écaïlles du modèle géométrique 3D réalisé avec le logiciel UNFOLD [Gratier et al, 1991].

DISCUSSION :

Le massif de l'Aiguille de Morges a une géométrie complexe issue de deux phases de raccourcissements obliques. La modélisation 3D permet d'abord une visualisation globale des interfaces majeures du massif, ce qui facilite la compréhension de sa structure. Le modèle, présenté dans la figure 7, traduit une hypothèse de structuration du massif. Il la valide du point de vue géométrique. En effet, ce modèle montre que les choix qui ont été faits dans cette hypothèse ne conduisent pas à une impossibilité géométrique dans l'agencement de l'ensemble des interfaces. Cette condition, bien qu'insuffisante, est nécessaire pour la validation totale d'une hypothèse structurale.

Toutefois, la modélisation géométrique 3D ne constitue pas une fin en soi. C'est une étape indispensable vers des traitements ultérieurs, comme l'extraction de coupes à partir du modèle (figures 8 et 9). Elle peut servir à des réinterprétations locales ou régionales. Par ailleurs, la modélisation d'une interface fournit la donnée nécessaire à sa restauration (figure 10). Ainsi, on a pu accéder à des informations quantitatives sur le raccourcissement subi par les écaïlles du massif de Morges.

Le premier apport du passage de la 2D à la 3D provient de la mise en commun, dans le même espace, de l'ensemble des données. En effet, la cohérence de deux informations liées, qui semblent correctes dans leur espace 2D respectif, sera inmanquablement testée lors de leur fusion dans l'espace 3D.

L'optique de la modélisation géométrique 3D doit être présente dès la collecte de données sur le terrain. Elles s'inscrivent dans une problématique tri-dimensionnelle. Pour cela, la contrainte de base est le géoréférencement des informations. Ainsi, toutes les données pourront être aisément confrontées lors de leur mise en commun. Cette étape est primordiale dans la compréhension et l'interprétation d'une structure complexe comme l'est le massif de Morges. Par ailleurs, la collecte de données de terrain destinées à la modélisation tridimensionnelle une classification des mesures suivant l'échelle de la modélisation. En effet, certaines données, trop locales, ne pourront pas être prises en compte lors de la construction du modèle.

La méthodologie adoptée pour la modélisation 3D est fortement liée aux outils actuels. Cette méthodologie pourrait être simplifiée tout en limitant les sources d'imprécisions. Par exemple, l'intégration des données depuis un support papier vers le modeleur pourrait être évitée. Cette étape oblige à discrétiser les limites géologiques (de la carte structurale ou des coupes) lors de leur digitalisation pour ensuite les reconstruire dans le modeleur. La solution serait ici d'utiliser une carte structurale numérisée qui serait directement intégrable dans le logiciel de modélisation. En ce qui concerne les coupes, il faudrait les élaborer à l'aide d'un outil qui fournirait toutes les informations nécessaires à leur construction. S'appuyant sur le MNT et la carte géologique numérisés, cet éditeur de coupes proposerait au géologue la trace topographique de sa coupe ainsi que les intersections avec la carte structurale. D'autre part, un éditeur de coupe 3D gèrerait automatiquement les problèmes d'intersection entre coupes et assurerait leur cohérence. Enfin, les sections ainsi obtenues auraient une forme numérique lisible par le modeleur.

Une autre attente de la modélisation tridimensionnelle concerne la possibilité de tester facilement plusieurs hypothèses structurales. Mais ceci nécessite quelques contraintes sur la méthodologie de construction. Les différentes interfaces du modèle géométrique de l'Aiguille de Morges ont été construites en fonction des contraintes structurales du massif. Les relations entre les interfaces adjacentes ont été réglées par des intersections ou des tangences. Cependant, il n'existe pas de lien logique intrinsèque au modèle entre ces différentes surfaces qui représentent la limite socle-couverture ainsi que les écaïlles. La modification de l'une d'entre elles n'a pas d'incidence automatique sur les autres. Il est alors nécessaire de reconstruire, ou de réadapter, toutes les structures qui en dépendent. En revanche, l'existence de liens topologiques dans le modèle tridimensionnel résoudrait, ou réduirait fortement, ce problème. Ainsi, l'apport de nouvelles contraintes modifierait le modèle en conservant les liens topologiques entre les interfaces. On aboutirait alors à une solution unique ou bien à une plage de solutions géométriques qui répondraient à la fois à l'hypothèse formulée et aux liens topologiques entre les interfaces structurales.

La modélisation géométrique du massif de l'Aiguille de Morges s'appuie fortement sur les coupes qui ont été réalisées au préalable. Or, ces coupes constituent une donnée interprétée. L'idéal serait d'injecter dans le modeleur uniquement les données non-interprétées. Toutefois dans la plupart des cas, ces données seraient insuffisantes pour la construction géométrique. Alors, le modeleur mettrait en évidence les zones de faiblesse où des informations supplémentaires sont nécessaires. Celles-ci pourraient être apportées par une interprétation locale ou une nouvelle campagne de terrain ciblée sur ces zones de carence.

CONCLUSION :

Un modèle géométrique tridimensionnel du massif de l'Aiguille de Morges a été construit à partir des données structurales de terrain, des cartes géologiques et du MNT. Il représente la géométrie de l'interface socle-couverture, correspondant à des accidents majeurs, et l'empilement des écaïlles (Lazarre et Calcagno, en préparation). Les deux phases de raccourcissement oblique successives ont produit des surfaces complexes. Une étude géométrique 2D classique ne permettait pas de les restituer pleinement.

Le modeleur permet de tester la cohérence géométrique des coupes et des données de terrain. C'est un outil de cartographie prévisionnelle pour contraindre les hypothèses concernant l'évolution tectonique.

De même, le raccourcissement subi par la pincée de Morges est délicat à quantifier. Un dépliage des surfaces calculées du modèle permet une estimation du taux de raccourcissement. Cette restauration est une application directe de la modélisation géométrique.

Remerciements :

Les auteurs remercient JP. Gratier pour ses remarques au sujet du dépliage des surfaces avec le logiciel UNFOLD, P. Tricart pour son aide lors des levés structuraux, et P. Ledru pour ses critiques qui ont permis d'améliorer cette note.

Ce travail a été réalisé dans le cadre du programme GéoFrance 3D.

Adresses :

Philippe CALCAGNO :

BRGM, SGN/I2G/GS3D, 3 avenue Claude Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans cedex 02, France.
Tel : (33) 02 38 64 30 54. e-mail : p.calcagno@brgm.fr

Joëlle LAZARRE :

UCB-LYON 1, Laboratoire de Pétrographie et Tectonique, Bât. 402/R6, Bd du 11 novembre
1918, 69622 Villeurbanne cedex, France.
Tel : (33) 04 72 44 80 00 / 39 91. e-mail : scannic@ujf-grenoble.fr

Gabriel COURRIOUX :

BRGM, DR/GIG, 3 avenue Claude Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans cedex 02, France.
Tel : (33) 02 38 64 38 52. e-mail : g.courrioux@brgm.fr

Liste des références :

- Barfèty J. et Pécher A. (1982). - Carte géologique de St Christophe-en-Oisans à 1/50000. Edition du BRGM.
- Chantraine J., Autran A., Cavelier C. et al (1996). - Carte géologique de la France au millionième, 6ème édition, BRGM.
- Cuenin R. (1972). - Cartographie générale. Tome 1: notions générales et principes d'élaboration. Collection scientifique de l'IGN (Eyrolles Ed., Paris).
- Cobbold P. R. (1977). - Compatibility equation and the integration of finite strain in two dimensions. *Tectonophysics*, 39, p1-6.
- Cobbold P. R. (1979). - Removal of finite deformation using strain trajectories. *Journal of Structural Geology*, 1, p. 67-72.
- Debelmas J., Durozoy G., Kerckhove C., Montjuvent G., Mouterde R. et Pécher A. (1980). - Carte géologique d'Orcières à 1/50000. Edition du BRGM.
- Gidon M. (1979). - Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du massif du Pelvoux (Alpes occidentales), C.R. Acad. Sc., t 288, p.803-806.
- Gillcrist J. R. (1988). Mesozoic basin development and structural inversion in the external French Alps, Thèse, Imperial college, Londres.
- Gratier JP., Lejeune B. et Vergne J. (1973). - Étude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse 3ème cycle, Université de Grenoble.
- Gratier JP., Guillier B., Delorme A. et Odonne F. (1991) - Restoration and balance of folded and faulted surface by best-fitting of finite elements: principle and application. *J. Struct. geol.*, v13, 1, p 111-115.
- Guillier B. et Gratier JP (1993). - Compatibility constraints on folded and faulted strata and calculation of total displacement using computational restauration (UNFOLD program). *Journal of Structural Geology*, 15, 3-5, p 392-402.
- Hossack J. R. (1979). - The use of balanced cross-section in the calculation of orogenic contraction, a review. *Journal of Geological Society of London*, 136, p. 705-711.
- Lazarre J. et Calcagno P. (en préparation). - Three-dimensional geometric modeling of a shorted domain: the Aiguille de Morges area example (external crystalline massifs, Alps, France).
- Lazarre J., Tricart P., Courrioux G. et Ledru P. (1996). - Héritage téthysien et polyphasage alpin, réinterprétation tectonique du "synclinal de l'Aiguille de Morges" (Massif du Pelvoux, Alpes occidentales). C.R. Acad. Sc, t 323, p.1051-1058.
- Le Fort P. (1973). - Géologie du Haut Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Étude pétrologique et structurale de la partie occidentale. Thèse 3ème cycle., Univ. de Nancy.
- Lemoine M., Bas T., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., Dumont T., Gidon M., Bourdon M., de Graciansky P., Rudkiewicz J., Megard-Galli J. et Tricart P. (1986). -The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps, *Marine and Petroleum Geology*, 3, p. 179-200.
- Ménard G. et Thouvenot F. (1987). - Coupes équilibrées crustales: méthodologie et application aux Alpes occidentales. *Geodynamica acta*, 1, 1, p. 35-45.
- Renard P. et Courrioux G. (1994). - Three-dimensional geometric modeling of a faulted domain: the Soulz horst example (Alsace, France). *Comput. Geosci.*, Vol. 20, 9, 1379-1390.
- Schwerdtner W. N. (1977). - Geometric interpretation of regional strain analysis. *Tectonophysics*, 39, p. 515-531.
- Tricart P (1984). - From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the Western Alps. *American Journal of Science*, 284, p. 97-120.
- Vernet J. (1965). - La zone "Pelvoux -Argentera". Etudes sur la tectonique alpine du socle dans la zone des Massifs Cristallins Externes du Sud des Alpes occidentales. *Bulletin du Service de la carte géologique de France*, 275, tome LX, p. 294.
- Référence des photos aériennes: campagne de l'IGN n° 05 IFN 81, 82/170 P-IRC, photos 760-777, 773-781, 790-798.

Annexe X:

Coupes séries NNE-SSW. Ces coupes ont fourni certains des profils d'appui nécessaires à la construction des surfaces théoriques calculées par le modèleur STRIM. Elles sont présentées de l'Est (coupe 2) vers l'Ouest (coupe 9).

